

## Метаморфна еволюция на метапелити от Северозападна Рила

*Кръстина Колчева, Златка Чернева*

Kolcheva, K., Z. Cherneva. 1999. Metamorphic evolution of metapelites from the North-western Rila mountain. - *Geochem., Mineral. and Petrol.*, **36**, 45-66

**Abstract.** Metapelites from the North-western Rila mountain belong to the high-grade Rhodope metamorphic complex in Bulgaria, that is considered as a complex of Alpine synmetamorphic nappes with late-Alpine granite intrusions. Clockwise decompression *P-T* path of high-Al metapelites from two locations is characterised by sequential formation of mineral assemblages in kyanite-, sillimanite-, and andalusite stability fields. Three mineral forming phases are recognised: F1 - inherited phase represented by zoned Grt-porphyroblast cores with inclusions (Grt<sub>1</sub>, ± Rut<sub>1</sub>, ± Pl<sub>1</sub>, ± Bt<sub>1</sub>, Qtz<sub>1</sub>); F2 - syndeformation matrix minerals and Grt-rims (Grt<sub>2</sub>, Ky, Ilm, ± Bt<sub>2</sub>, ± Pl<sub>2</sub>, Sil, St, Chl<sub>2</sub>, Ms<sub>2</sub>, Qtz<sub>2</sub>); F3 - post deformation porphyroblasts and micas replacing F2-minerals (Ms<sub>3</sub>, Chl<sub>3</sub>, ± Grt<sub>3</sub>, ± And, ± Mrg, ± Cld, Qtz<sub>3</sub>). Thermobarometric results have outlined *P-T* fields of F1-F2 transition 620-650°C/7-8 kbar; F2 570-625°C/2,5-5,5 kbar; F2-F3 transition 520-570°C/1.3-2.6 kbar; F3 460-500°C/1-2 kbar. Metastable kyanite relics in F3-matrix and fibrolite inclusions in andalusite indicate high decompression rate. This corresponds with fast exhumation during postthickening extension accompanied with granite magma ascending.

*Keywords:* high-Al metapelites, petrology, P-T path, decompression

*Addresses:* K. Kolcheva - Sofia University, Faculty of Geology and Geography, 1000 Sofia, Bulgaria;

Z. Cherneva - Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria;

E-mail: cherneva@geology.bas.bg

*Ключови думи:* високо-Al метапелити, петрология, P-T еволюция, декомпресия

*Адрес:* К. Колчева - Софийски университет, Геолого-географски факултет, 1000 София;

З. Чернева - Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София

### Въведение

Метапелитите са много чувствителни към изменящите се *P-T* условия, поради което формиращите се в тях минерални асоциации се използват най-често за проследяване метаморфната еволюция на скалните комплекси. От друга страна, при прогресивното развитие на метаморфизма

по-ранните минерални асоциации обикновено се унищожават и в скалите се запазват онези, които са свързани с изнасянето в по-плитки нива на кората. Такъв е случаят и с изследваните метапелити от Северозападна Рила. Целта на настоящата работа е да проследи

еволюцията на метаморфизма, като се основава на установените минерални асоциации и тяхното последователно развитие, определено от изменящите се  $P$ - $T$  условия.

### Геоложко положение

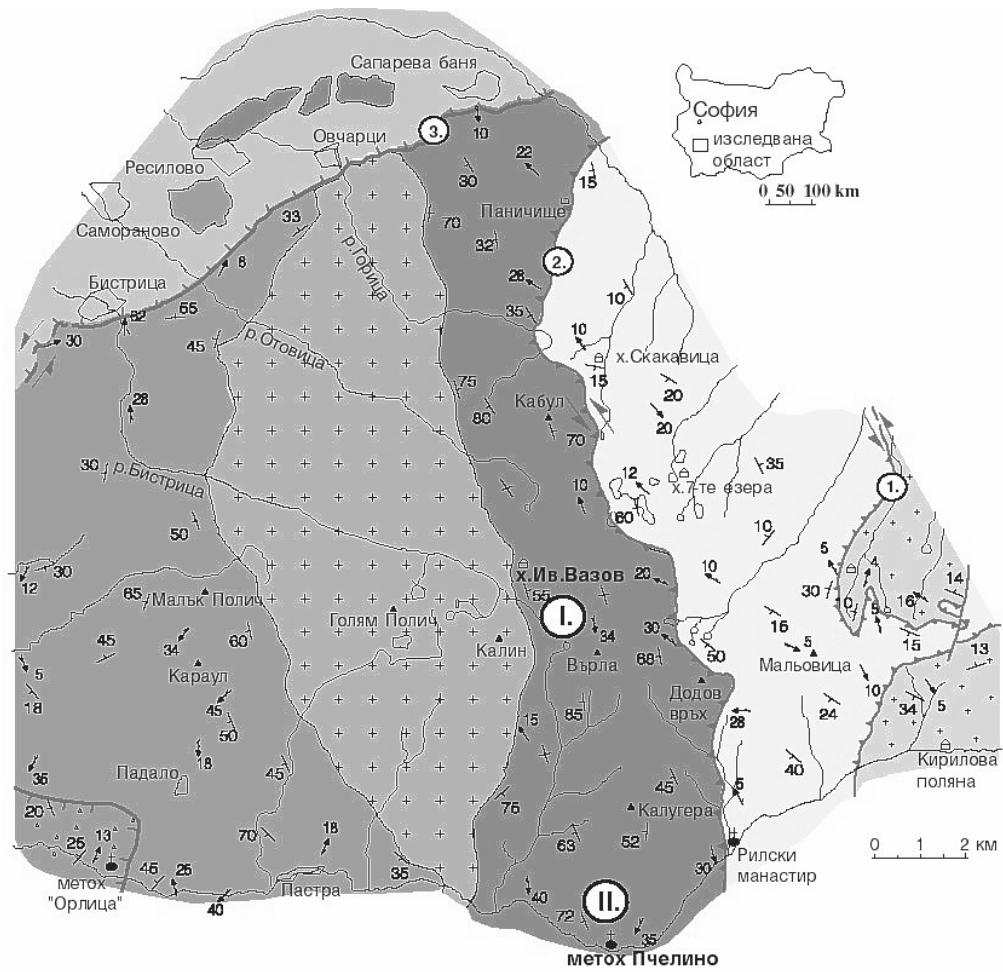
В по-старите работи (Димитрова, 1960; Ермолаев и др., 1977) метаморфитите от Северозападна Рила се разглеждат като нормално суперпозиционно разположени литостратиграфски единици. Вълков и др. (1989) ги отнасят към Прародопската надгрупа. На геоложката карта на България в  $M 1:100000$  (Маринова, 1993) същите скали се разпределят между Прародопската и Родопската надгрупа. Според последните автори метаморфизмът е проявен неколккратно, свързан със сложно гънкообразуване.

Структурните изследвания на Димов, Дамянова (1996), Шипкова (1998) и Shipkova, Ivanov (1999) показват, че метаморфитите от Северозападна Рила изграждат няколко синметаморфни литотектонски единици, разделени от зони на срязване (фиг. 1). Метаморфното развитие обхваща период на компресия, в който се формират Мальовишката и Додоввръшката пластична зона и период на интензивна екстензия (свързана с внедряването на батолитовия тип гранити - Рилородопски, Калински), когато се образува крехко-пластичната Джерманска зона на срязване, с характер на разлом на отделяне. По данни за магматичния епидот, магмата на Калинския плутон е изнесена от ниво с  $P > 8$  kbar, а окончателната кристализация на остатъчната топилка е протекла с висока скорост при  $P < 5$  kbar (Чернева, Арнаудова, 1998). Възрастта на гранита е алпийска (46 млн. г.; U-Pb по циркон; Арнаудов и др., 1989). Иванов (1999) интерпретира синметаморфната еволюция по модела на метаморфните ядрени комплекси. В регионален план изследваната област се намира в западното

бедро на асиметрична ядрена подутина, чиито централни части са изградени от гранитите на Рилородопския батолит. Целият район се разполага в северозападната част на високометаморфния Родопски комплекс (фиг. 1), изграден от алпийски синметаморфни навлаци.

Изследваните метапелити се срещат като различно дебели прослойки (до 100-200 m) в отделения от Шипкова (1998) Кабулски пътър комплекс (фиг. 1). Той е изграден от редуване на парашисти и изтеглени тела от метагабра и метадиорити. Скалите на Кабулския комплекс са силно деформирани. Синкинематичните структурни критерии бележат устойчиво югоизточно насочено обемно срязване (Шипкова, 1998). Деформацията е довела до разкъсване и редуциране на метапелитовите прослойки. По-издържани по дебелина и простиране фрагменти се разкриват между Метох "Пчелино" и в. Калугера, по Пазар дере и Малкото Пазар дере между в. Върла и х. "Иван Вазов". Съвсем тънки и силно деформирани ивици се срещат и по билото на Додов връх. Прослойки от гранат-слюдени шисти с кианит, ставролит и силиманит са описани от Желязкова-Панайотова и др. (1972) северно от изследваната област, в района на Седемте рилски езера.

Целенасочени петроложки изследвания на метапелитите от Северозападна Рила до сега не са правени. Оскъдни са данните и за петрологията на Родопските метапелити на наша територия (Guiraud et al., 1992; Ангелова, Колчева, 1998). По-пълни са изследванията на метапелити от гръцката част на Родопите, въз основа на които Mroskos (1989, 1993) извежда хода на метаморфната еволюция за района. Подобен  $P$ - $T$  ход с добре изразен декомпресионен характер очертава Мачева (1999). в изследване върху белите слюди от ортогнайси и метапелити от Източните Родопи.



- |  |  |  |   |  |
|--|--|--|---|--|
|  | Преко̀речки метагранити<br>Prekorechki metagranites                            |  | разлом<br>fault   | 1. Малковишка зона на срязване. Maliovitsha shear zone     |
|  | Малковишки парагнайси<br>Maliovitsha biotite paragneisses                      |  | геоложка граница<br>geological boundary   | 2. Додоввръшка зона на срязване. Dodovvrah shear zone      |
|  | Кабулски пъ̀стър комплекс с метапелити<br>Kabul mixed complex with metapelites |  | фолиация<br>foliation   | 3. Джермански разлом на отделяне. Djerman detachment fault |
|  | Караулски мигматити<br>Karaul migmatites                                       |  | линейност на разтягане<br>stretching lineation  | Райони на изследване:<br>Areas of investigation:           |
|  | автокластични брекчи<br>autoclastic breccia                                    |  | линейност на разтягане с означаване на посоката на срязването<br>stretching lineation with sense of shear | I х. Ив. Вазов. h. I. Vazov                                |
|  | Калински гранити<br>Kalin granites   |  |   | II метох Пчелино<br>metoh Pchelino                         |
|  | неоген-кватернерни седименти<br>Neogen-Quaternary sediments                    |  |   |  |

Фиг. 1. Геоложка карта на Северозападна Рила по Шипкова (1999)  
 Fig. 1. Geological map of the North-western Rila mountain after Shipkova (Шипкова, 1999)

## Фази на минералообразуване

Образците са събрани от два района (фиг. 1): I. от разкрития около х. "Иван Вазов" - Пазар дере, Малкото Пазар дере и хребетите около тях; II. от ивицата метапелити между Метох "Пчелино" и в. Калугера. Изследваните метапелити се отличават с богат минерален състав и променливи количествените съотношения на минералите (табл. 1). Гранатът, кварцът и бялата слюда са повсеместно разпространени. Хлоритът също е много чест минерал. В метапелитите се установяват и трите полиморфни модификации на  $Al_2SiO_5$  - кианит, силиманит и андалузит. Силиманитът е представен в двете си разновидности - призматичен и фибролит. В редица случаи присъства и ставролит. Плагиоклазът се среща рядко. Андалузит и хлоритоид са

наблюдавани само в разкритията между "Пчелино" и в. Калугера, докато биотитът е много по-широко представен в района на х. "Иван Вазов". Графит, рутил, илменит и апатит са обичайните акцесорни минерали. Рядко се установява дребен циркон, турмалин и редкоземен епидот/клиноцоизит. Взаимоотношенията на минералите и засегналите ги пластични деформации, позволяват да се отделят три метаморфни фази: F1 - унаследена, с частично запазена фолиация  $S_1$ ; F2 - синдеформационна, с ясно изразена фолиация  $S_2$  и линейност на разтягане L2, маркирани от синкинематично образувани минерали; F3 - постдеформационна, с минералообразуване в статична среда.

Таблица 1. Фази на последователно минералообразуване (F1 - унаследена; F2 - синдеформационна; F3 - постдеформационна) и минерали установени в избрани образци от метапелити  
Table 1. Sequential mineralforming phases (F1 - inherited phase; F2 - syndeformation phase; F3 - postdeformation phase) and minerals observed in selected metapelites

Район		I. Хижа "Иван Вазов"					II. Метох "Пчелино"						
Образец		P35	P42	P43	180A	180E	PC1	PC6	PC7	PC8	PC12	P94	R12
F1	Grt1		+	+		+		+	+				
	Pl1		+										
	Bt1		+	+									
	Rt1	+	+	+		+		+	+		+		
F2	Grt2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Pl2	+	+	+	+		+	+					
	Bt2	+	+	+	+		+						
	Ms2	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
	Chl2	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+
	Ky	+		+				+			+	+	
	Sil	+	+	+	+	+		+	+			+	+
	St	+		+				+	+		+	+	
Ilm	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	
F3	Grt3				+								
	And									+		+	+
	Ms3						+	+	+	+	+	+	+
	Chl3				+		+	+	+	+	+	+	+
Cld								+	+	+	+	+	



Обобщените минерални асоциации за трите фази са изведени от всички образци в двата района (съкращения на минералните имена по Kretz, 1983):

I. За метапелитите от х. "Иван Вазов"

F<sub>1</sub>: Grt<sub>1</sub> + Qtz<sub>1</sub> ± Bt<sub>1</sub> ± Pl<sub>1</sub> ± Rt<sub>1</sub>

F<sub>2</sub>: Grt<sub>2</sub> + Bt<sub>2</sub> + Ms<sub>2</sub> + Ky + Sil + St +

Qtz<sub>2</sub> ± Pl<sub>2</sub> ± Chl<sub>2</sub> ± Ilm

F<sub>3</sub>: Grt<sub>3</sub> + Qtz<sub>3</sub> ± Ms<sub>3</sub> ± Chl<sub>3</sub>

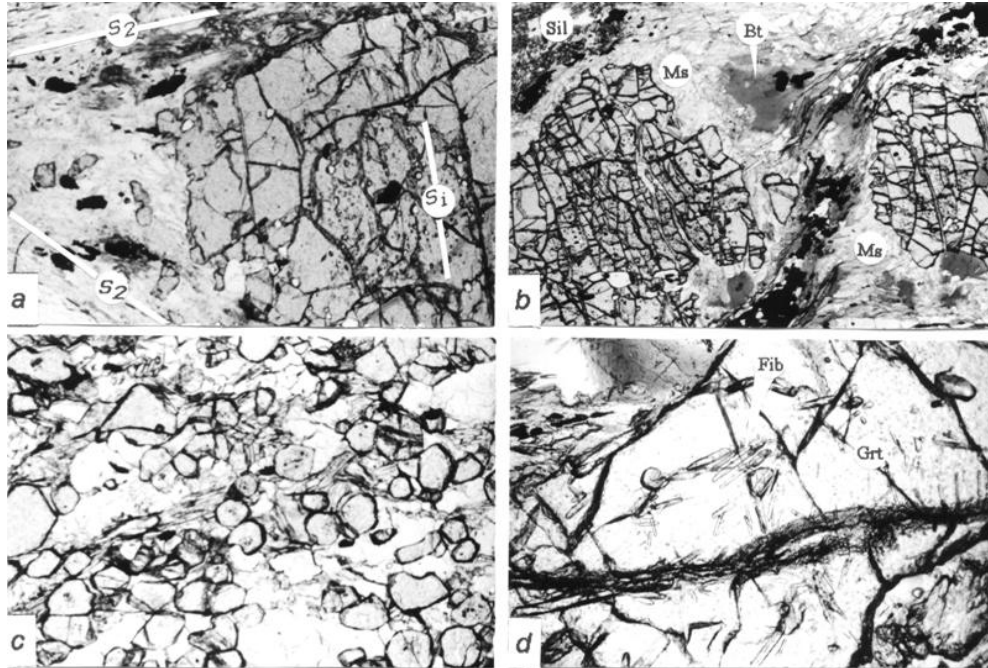
II. За метапелитите от Метох "Пчелино"

F<sub>1</sub>: Grt<sub>1</sub> + Qtz<sub>1</sub> ± Rt<sub>1</sub>

F<sub>2</sub>: Grt<sub>2</sub> + Ms<sub>2</sub> + Chl<sub>2</sub> + Ky + Sil + Qtz<sub>2</sub> ± St ± Pl<sub>2</sub> ± Bt<sub>2</sub> ± Ilm

F<sub>3</sub>: And + Cld + Ms<sub>3</sub> + Chl<sub>3</sub> + Qtz<sub>3</sub>

Минералите от унаследената фаза F<sub>1</sub> са запазени само в ядрата на зоналните гранатови порфиروبласти. Рядко в тях се наблюдават ориентирани кварцови включения, маркиращи вътрешна шистозност S<sub>i</sub>, дискордантна спрямо външната шистозност S<sub>2</sub> (фиг. 2a).



Фиг. 2. a) зонален Grt-порфиробласт с ориентирани по S<sub>i</sub> Qtz-включения в ядрото; външна шистозност S<sub>2</sub> маркирана от Ms, Bt и Ilm; N ||, основа 4 mm, обр. 180E; b) кородирани и разкъсани зонални Grt-порфиروبласти със сенки на натиск от недеформиран Bt; обхванати от матрикс от Ms, Bt, Sil и Qtz, съсредоточени в ивици; N ||, основа 4 mm, обр. P42; c) ситнозърнест, недеформиран Grt<sub>3</sub> в асоциация с Qtz, Chl, Ms, Bt.; N ||, основа 4 mm, обр. 180A; d) гранатов фрагмент с включения от фибролит (Fib); N ||, основа 1 mm, обр. P43; всички образци от район I

Fig. 2. a) zoned Grt-porphyroblast with oriented along S<sub>i</sub> Qtz-inclusions in the core; outer schistosity S<sub>2</sub> marked by Ms, Bt and Ilm; N ||, base of foto 4 mm; sample 180E; b) corroded and fractured zoned Grt-porphyroblast with pressure shadows of undeformed Bt in banded matrix of Ms, Bt, Sil, Ilm and Qtz; N ||, base 4 mm; sample P42; c) fine grained undeformed euhedral Grt<sub>3</sub> associated with Qtz, Chl, Ms and Bt; N ||, base 4 mm, sample 180A; d) Grt fragment with fibrolite (Fib) inclusions; N ||, base 1 mm, sample P43; all the samples from location I

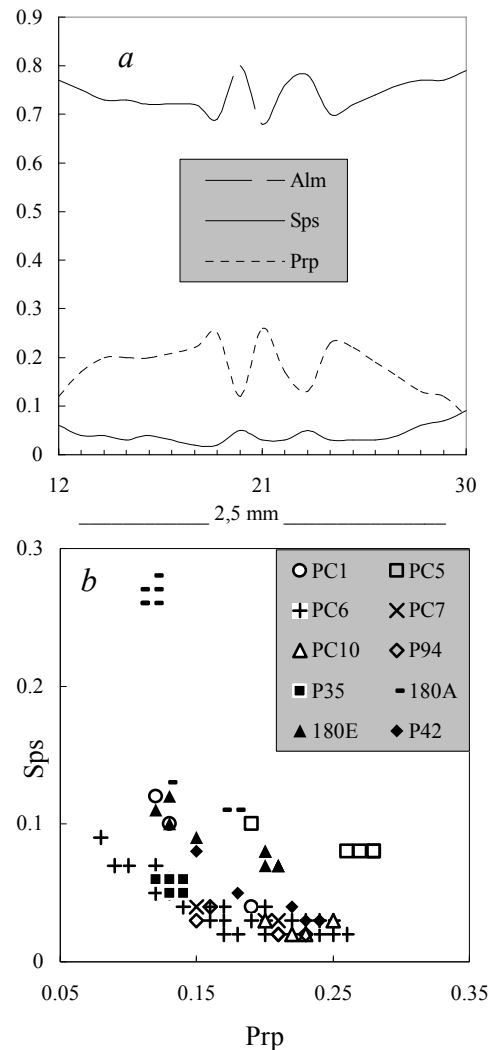
Главните минерали от  $F_2$ , които изграждат матрикса на шистите и оформят  $S_2$  са биотит, мусковит, хлорит, кварц  $\pm$  плагиоклаз. Наред с тях кианитът и силиманитът също са ориентирани в субпаралелни ивички, което несъмнено показва принадлежността им към  $F_2$ -минералите. Възможно е част от кианита да е образувана в първата фаза, но преки доказателства не са намерени. Отнасянето на ставролита към  $F_2$  е в известен смисъл условно, тъй като често той се развива върху  $F_2$ -минералите, без белези за деформация на зърната. В повечето случаи, обаче, призматичните му кристали са ориентирани паралелно на  $S_2$ , което дава основание да го приемем за синдеформационен.

Статичното минералообразуване в третата фаза  $F_3$  се определя от едрите порфиروبласти на хлоритоида и андалузита (разкритията при "Пчелино"), които обхващат  $F_1$ - и  $F_2$ -минералите и нямат следи от пластична деформация. Типоморфен за  $F_3$  в метапелитите от района на х. "Иван Вазов" е дребнозърнест идиобластен гранат.

### Минерален състав и химизъм на минералите

Гранатът е представен от относително едри (до 0,4-0,5 cm) порфиروبласти, разтег-лени по  $S_2$ , разкъсани и кородирани (фиг. 2b). По-добре запазените имат зонален строеж с богато на включения ядро и чиста периферия (фиг. 2a). Включенията са главно от кварц, рядко плагиоклаз, биотит, графит и рутил. По състав гранатите са алмандинов тип (XAlm 0,70-0,78; рядко 0,60; XPrp 0,10-0,26; XSps 0,02-0,10; XGrs 0,03-0,06; табл. 2). От центъра към периферията количеството на Prp намалява, а на Alm и Sps нараства (фиг. 3a). В централните части на зърната около изобилните включения и пукнатините този тренд е нарушен, но отделни хомогенни участъци запазват повишено Mg-съдържание. Това дава основание да приемем, че ядрата на гранатите порфиروبласти са ненапълно

преуравновесени реликти от  $Grt_1$ . Външните зони ( $Grt_2$ ) са развити и уравновесени след образуването на  $Grt_1$ . Най-високо Mg/Fe



Фиг. 3. Вариация в състава на гранатите: а) профил с дължина 2,5 mm през зонален гранатов порфиробласт, обр. PC6, метох "Пчелино"; б) XPrp към XSps в изследваните гранати;  $Grt_1$  XPrp>0,2;  $Grt_2$  XPrp<0,2;  $Grt_3$  XSps>0,2

Fig. 3. Garnets compositional variations: a) profile 2.5 mm long across zoned garnet porphyroblast, sample PC6, location I; b) XPrp versus XSps in garnets studied;  $Grt_1$  XPrp>0.2;  $Grt_2$  XPrp<0.2;  $Grt_3$  XSps>0.2

отношение показват гранатови фрагменти в обр. PC5 от "Пчелино", които вероятно са непреуравновесени части от вътрешността на порфиروبластите. Най-голяма вариация на Mg/Fe в рамките на един порфиробласт е установена в обр. PC6 също от "Пчелино" (фиг. 3b).

Подобна е картината при образците от х. "Иван Вазов" (P42, 180E). В тези разкрития има и случаи на почти хомогенизирани и преуравновесени по състав порфиробласти, чийто зонален строеж е илюстриран само от богатото на включения ядро (обр. P35; фиг. 3b). Съдържанието на Ca във всички гранати е много ниско, но в порфиробластите от P1-съдържащите шисти показва зонално разпределение, като намалява от центъра към периферията (обр. P42; Ca 0,16-0,10 ф. е.; табл. 2). В района на х. "Иван Вазов" се среща и ситнозърнест ( $\leq 0,5$  mm) идиоморфен, недеформиран гранат Grt<sub>3</sub> (фиг. 2c), със зоналност, подобна на описаната. Той се отличава с общо повишено съдържание на Mn за сметка на Fe (XSps до 0,29) и Prp-компонент съответстващ на периферията на едрите гранатови порфиробласти (обр. 180A; табл. 2; фиг. 3b).

*Биотитът* е характерен за метапелитите от района на х. "Иван Вазов". Развива се по S<sub>2</sub> плоскостите и в сенките на натиск около гранатата (Bt<sub>2</sub>; фиг. 2b). Среща се и като включения (Bt<sub>1</sub>) в ядрата на гранатовите порфиробласти. В разкритията между в. Калугера и "Пчелино" биотит е установен само в гнайсошисти, които не съдържат високо-Al минерали (обр. PC1). Развит е по S<sub>2</sub> в ситнолюспести агрегати с мусковит и хлорит. По състав биотитите са междинни членове между Al-анит и Al-флогопит. Включеният в граната Bt<sub>1</sub> е по-магнезиален и клони към флогопитите (табл. 2). На диаграмата Al<sup>VI</sup> - Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) по Bailey (1984) биотитите попадат в полето на биотити от метапелити с мусковит от амфиболитови фацис.

*Бялата слюда* е представена в две морфоложки разновидности. Първата се среща като

по-едри (1-1,5 mm; Ms<sub>2</sub>) люспи, ориентирани по S<sub>2</sub>. Тя изгражда ивички с другите люспести минерали и плагиоклаза. Втората образува ситнолюспести неориентирани агрегати (Ms<sub>3</sub>), псевдоморфозиращи кианит и андалузит. Често тези агрегати не могат да се свържат с определен минерал, защото липсват реликти, но е ясно, че заместват и F<sub>2</sub>-минерали. По състав двете разновидности не се различават. Те са чисти мусковити, с нищожно участие на селадонитов и промеливо съдържание на парагонитов компонент (XPg 0,05-0,25; табл. 2). Локално, в района на "Пчелино" е установен и маргарит (обр. PC10; табл. 2), фино прорастващ със ситнолюспест хлорит или псевдоморфозиращ андалузит. Подобна псевдоморфоза е характерна за метапелитите (Guidotti, Cheney, 1976; Guidotti et al., 1979).

*Хлоритът* е широко разпространен в метапелитите от "Пчелино". Голяма част от него, заедно с мусковит, се развива по биотит, при което са отделени обилни прашести и микропластинчати непрогледни продукти (фиг. 4a, b). Тези агрегати са ориентирани по S<sub>2</sub> и вероятно са образувани в късните стадии на F<sub>2</sub>. Срещат се и по-едри (~0,05 mm) добре оформени люспи, също ориентирани по S<sub>2</sub>. Ситно- до криптолюспест хлорит замества по пукнатини гранатовите порфиробласти. Агрегати от ситнолюспест хлорит и бяла слюда се развиват по F<sub>2</sub>-минералите, както и по андалузита от F<sub>3</sub>. По химизъм голяма част от хлоритите са твърде железисти (XMg 0,363-0,466; табл. 2). Сравнително по-магнезиален е хлоритът от обр. PC1, PC5 и PC6 (XMg 0,480-0,548; табл. 2), който се среща в асоциация с едролюспест мусковит и е образуван за сметка на биотит.

Хлоритите в метапелитите при х. "Иван Вазов" са по-редки и с по-високи стойности XMg (0,568-0,605; табл. 2).

*Кианитът* е разпространен неравномерно. Обикновено е дребнопризматичен, събран в ивички, ориентирани паралелно на S<sub>2</sub> (фиг. 4a).

Таблица 2. Избрани анализи на минерали: c - ядро и r - външна обвивка на зоналните гранатови порфириобласти; f - фрагменти; I - включения в Grt<sub>1</sub>- Кристалохимичната формула е изчислена на база 22 кислородни атома за Bt, Ms и Mrg; 23, 14 и 12 кислородни атома за St, Chl и Cld съответно  
 Table 2. Selected mineral analyses: c - core and r - outer rim of zoned porphyroblasts; f - fragments; I - inclusions in Grt<sub>1</sub>. Crystallochemical formulae calculated on the basis of 22 oxygens for Bt, Ms and Mrg; and 23, 14 and 12 oxygens for St, Chl and Cld respectively

Grt													
Обр, No	P35		P42				180A				180E		
	9c	6r	6c	4r	19c	17r	1c	3r	15c	17r	7c	9r	17r
SiO <sub>2</sub>	38,37	37,81	38,3	37,89	38,65	37,88	36,96	36,35	36,16	36,30	36,80	35,76	35,80
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,03	-	-	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,05	22,86	21,64	21,04	21,39	21,08	21,18	21,11	20,94	20,85	20,60	20,82	20,66
FeO	31,59	32,69	30,72	32,58	31,07	32,72	30,55	30,78	25,78	25,60	31,87	32,91	33,68
MnO	2,33	2,52	1,36	3,50	1,16	2,13	5,09	5,93	12,28	11,40	3,32	4,74	4,51
MgO	3,22	2,81	6,08	3,78	5,94	4,64	4,38	3,38	2,91	2,74	5,39	3,15	3,21
CaO	1,28	1,21	1,89	1,21	1,75	1,51	1,66	1,83	1,89	2,40	1,17	1,56	1,34
Σ	99,84	99,90	99,99	100,00	99,96	99,97	99,82	99,38	99,96	99,32	99,15	98,94	99,36
XMg	0,15	0,13	0,26	0,17	0,25	0,20	0,20	0,16	0,17	0,16	0,23	0,15	0,15
XAlm	0,75	0,78	0,68	0,73	0,68	0,73	0,67	0,68	0,56	0,57	0,69	0,73	0,74
XSpS	0,05	0,06	0,03	0,08	0,03	0,05	0,11	0,13	0,27	0,26	0,07	0,11	0,10
XPrp	0,14	0,12	0,24	0,15	0,24	0,18	0,17	0,13	0,11	0,11	0,21	0,12	0,13
XGrs	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	0,04	0,04

Grt								Pl					
Обр, No	PC1		PC5		PC6			P42			PC1		
	7f	14f	8f	13f	12r	21c	30r	13i	9	15	1	2	
SiO <sub>2</sub>	37,78	38,21	38,09	39,08	38,12	38,52	36,92	SiO <sub>2</sub>	62,96	60,06	57,87	59,73	63,48
TiO <sub>2</sub>	-	0,01	0,10	-	-	-	-	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,01	25,77	26,37	25,84	22,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,76	21,47	23,45	23,91	23,03	23,48	22,97	FeO	0,26	0,13	0,20	0,20	-
FeO	32,59	32,06	28,19	25,02	31,99	29,21	33,24	CaO	4,46	6,80	8,17	7,21	4,68
MnO	5,07	1,60	4,09	3,42	2,59	1,08	3,63	BaO	-	0,02	-	-	0,06
MgO	2,90	4,67	4,38	6,74	2,89	6,15	1,83	Na <sub>2</sub> O	9,13	7,46	6,90	7,46	8,70
CaO	1,09	1,97	1,51	1,50	1,19	1,30	1,34	K <sub>2</sub> O	0,18	0,03	0,09	-	0,13
Σ	100,19	99,99	99,81	99,67	99,81	99,74	99,93	Σ	100,00	100,27	99,60	100,44	100,00
XMg	0,14	0,21	0,22	0,32	0,14	0,27	0,09	XAn	0,21	0,33	0,39	0,35	0,23
XAlm	0,74	0,72	0,67	0,59	0,77	0,68	0,79	XAb	0,78	0,66	0,60	0,65	0,76
XSpS	0,12	0,04	0,10	0,08	0,06	0,03	0,09	XOr	0,01	-	0,01	-	0,01
XPrp	0,12	0,19	0,19	0,28	0,12	0,26	0,08	XCr	-	-	-	-	-
XGrs	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	XCr	-	-	-	-	-

Някои зърна са полисинтетни срастъци, а по-едрите са частично пластично огънати. Характерна е пространствената асоциация с илменит. В разкритията от х. "Иван Вазов" кианитът се среща заедно с биотит, мусковит и силиманит (фиг. 4c). При "Пчелино" той е заместен в значителна степен от ситнолюспеста бяла слюда.

Силиманитът е представен по-често от фибролит и по-рядко от призматичната си разновидност. Призматичният се среща в снопести агрегати, изтеглени по S<sub>2</sub> (фиг. 2b) и рядко в ивиците от кианит, където се разполага върху късопризматичните кианитови зърна. Взаимоотношенията на

Таблица 2. Продължение

Table 2: Continued

Bt										Chl			
Обр,	P35		P42			180A		PC1		P35	180A	PC1	
No	13	14	7i	3	20	6	8	12	16	17	4	19	20
SiO <sub>2</sub>	35,29	35,98	37,42	35,74	36,98	36,77	38,36	36,58	36,92	24,15	26,14	24,86	25,65
TiO <sub>2</sub>	1,38	1,60	2,00	2,38	1,96	1,20	1,47	1,94	3,18	0,12	0,05	0,05	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,07	21,68	18,99	18,88	18,89	19,37	19,60	18,18	17,84	22,20	23,24	23,63	22,04
FeO	16,28	15,91	11,59	16,77	16,14	14,54	15,32	18,37	18,49	21,90	20,18	23,67	23,20
MnO	-	0,26	0,19	0,16	0,09	0,35	0,10	0,29	0,21	-	-	0,30	0,38
MgO	10,75	9,98	15,46	10,82	11,83	11,76	11,22	10,77	9,93	16,12	17,32	14,86	15,81
CaO	-	-	0,09	0,04	0,11	0,04	-	-	0,22	0,07	-	0,07	-
Na <sub>2</sub> O	0,47	0,33	0,76	0,37	0,25	-	-	0,41	0,09	0,26	-	0,23	0,34
K <sub>2</sub> O	8,97	8,93	9,25	8,77	9,02	9,65	10,32	9,54	9,47	-	-	-	-
Σ	94,21	94,67	95,75	93,93	95,27	93,98	96,39	96,08	96,35	84,82	86,93	87,67	87,51
<sup>IV</sup> Al	2,67	2,62	2,55	2,57	2,49	2,47	2,37	2,50	2,47	1,41	1,31	1,40	1,32
<sup>VI</sup> Al	1,08	1,20	0,71	0,82	0,82	0,97	1,03	0,72	0,67	1,40	1,50	1,50	1,39
XMg	0,54	0,53	0,70	0,53	0,57	0,59	0,57	0,51	0,49	0,57	0,60	0,53	0,55

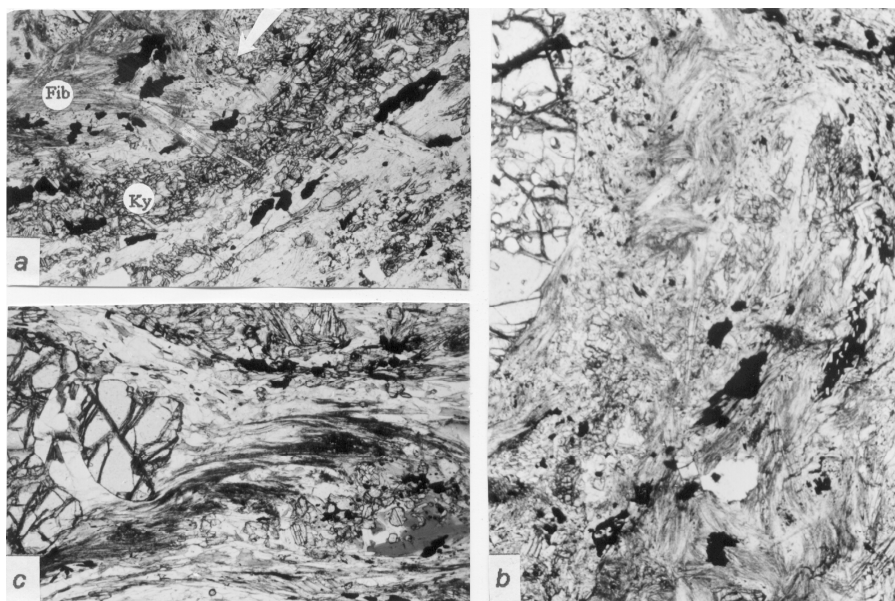
  

Chl					Cld						Ilm		
Обр,	PC5	PC6		P94		PC7		PC8		P94		180E	PC5
No	2	33	34	10	24	2	10	3	9	11	21	4	4
SiO <sub>2</sub>	25,01	24,69	24,70	23,54	22,69	23,35	23,62	22,77	22,66	22,98	22,90	0,34	0,43
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,17	0,18	0,17	-	-	0,02	-	0,03	0,06	-	52,03	54,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,19	24,73	24,61	24,82	23,99	41,29	41,66	41,04	40,36	41,15	41,19	-	0,03
FeO	21,81	24,52	24,89	25,72	23,91	25,28	25,40	24,18	24,75	21,72	20,58	42,35	37,93
MnO	0,30	0,13	0,15	0,18	-	0,40	0,67	0,58	0,65	0,51	0,35	5,10	7,12
MgO	14,72	12,98	12,90	11,93	11,68	1,94	1,41	2,21	1,54	1,85	2,06	0,01	0,02
CaO	0,07	-	0,10	0,02	0,06	0,15	-	-	0,04	-	-	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,03	-	0,15	0,09	-	-	0,14	0,10	-	-	0,09	0,25
K <sub>2</sub> O	-	0,22	0,13	0,01	-	-	-	0,04	0,01	0,02	-	0,05	0,07
Σ	88,36	87,47	87,66	86,54	82,42	92,41	92,78	90,96	90,14	88,31	87,11	100,00	100,00
<sup>IV</sup> Al	1,45	1,41	1,41	1,48	1,47	2,06	2,04	2,08	2,06	2,03	1,99	-	-
<sup>VI</sup> Al	1,71	1,65	1,63	1,65	1,69	1,99	2,03	2,00	2,00	2,12	2,16	-	-
XMg	0,55	0,49	0,48	0,45	0,47	0,12	0,09	0,14	0,10	0,13	0,15	-	-

Ms							Mrg	Stv					
Обр,	P42	180A		PC1	P94		PC10	PC10	P35		PC7	P94	
No	21	9	10	18	6	16	5	2	11	20	6	5	
SiO <sub>2</sub>	44,90	46,03	46,17	46,36	44,16	43,50	44,85	29,27	SiO <sub>2</sub>	26,76	26,58	26,38	26,07
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,97	0,83	0,19	-	-	0,32	-	TiO <sub>2</sub>	0,46	0,50	0,33	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,50	36,94	36,67	37,08	37,91	36,32	38,97	51,79	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,88	57,26	54,99	55,80
FeO	0,91	0,84	0,65	0,68	1,07	0,69	0,60	0,32	FeO	11,37	11,46	11,67	9,91
MnO	0,04	-	0,18	-	0,01	0,01	0,02	0,01	MnO	0,03	0,07	0,29	0,09
MgO	0,67	0,33	0,15	0,64	0,14	0,28	0,43	0,15	ZnO	0,30	0,25	1,94	2,25
CaO	0,07	0,16	0,23	0,26	0,08	-	-	12,30	MgO	1,55	1,38	0,77	1,27
BaO	0,54	-	-	0,31	0,40	0,16	-	-	CaO	0,03	0,07	0,01	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,89	1,06	1,60	1,40	1,20	1,93	0,79	Na <sub>2</sub> O	0,11	0,03	-	1,79
K <sub>2</sub> O	9,58	10,54	9,79	9,17	8,44	8,17	8,35	0,22	K <sub>2</sub> O	0,01	-	0,01	-
Σ	92,82	96,70	95,73	96,29	93,61	90,33	95,47	94,85	Σ	98,50	97,60	96,39	97,59
Si	6,12	6,04	6,09	6,08	5,94	6,03	5,89	3,92	XMg	0,20	0,18	0,11	0,19
XPg	0,08	0,11	0,14	0,20	0,20	0,18	0,26	0,10	-	-	-	-	-

XMg = Mg/(Mg+Fe)



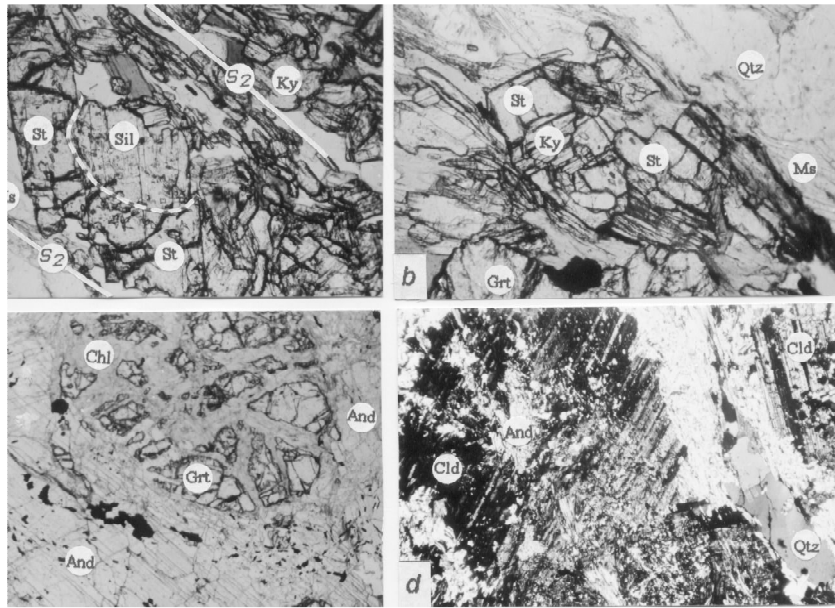
Фиг. 4. *a*) ивица от Ky в асоциация с Ilm; фибролитов агрегат (Fib - горе ляво) с по-едра "фибра" пресичаща кианитовата ивица; стрелката сочи Chl-Ms ситнолюспест агрегат с микропластинчати, непрогледни продукти; N ||, основа 4 mm, обр. П6, район II; *b*) развитие на фибролит по ситнолюспести Chl-Ms-агрегати, образувани по биотит, с отделяне на прашести и микропластинчати непрогледни продукти; горе в ляво - гранатов фрагмент; N ||, основа 3 mm, обр. П6, район II; *c*) фибролитизация в зона на срязване между Grt-порфиробласт (ляво) и слабо деформиран домен от Ky, Bt, Ms, Qtz и руден минерал (долу дясно); N ||, основа 4 mm, обр. P43, район I

Fig. 4. *a*) a band of Ky associated with Ilm; fibrolite aggregate (Fib - top left) with longer crystals cross-cutting the Ky-band; an arrow shows fine grained Chl-Ms aggregates with microplates of opaque products; N ||, base 4 mm, sample PC6, location II; *b*) fibrolite growth in fine grained Chl-Ms aggregates with microplates of opaque products formed after Bt; Grt-fragment (top left); N ||, base 3 mm, sample PC6, location II; *c*) fibrolitization in micro shear-zone between Grt-porphyroblast (left) and weakly deformed dome (bottom right) of Ky, Bt, Ms, Qtz and opaque mineral; N ||, base 4 mm, sample PC6, location II

призматичния силиманит и фибролита са неясни. Прави впечатление, че докато призматичният силиманит е разположен в S<sub>2</sub>-ивиците, фибролитът често е съсредоточен в тесни зони на деформационни срязвания (фиг. 4c), което потвърждава идеята (Vernon, 1987; Wintch, Andrews, 1988; Kerrick, 1990; Foster, 1991) за синдеформационна фибролитизация на биотит. В метапелитите от х. "Иван Вазов" фибролитът асоциира най-често с биотит

(фиг. 4c), а при "Пчелино" - с хлорита, заместващ биотит, като фибролитизацията следва хлоритизацията (фиг. 4b). В периферните зони на някои гранатови порфиробласти и фрагменти са включени неориентирани фибролитови иглици (фиг. 2d).

*Ставролитът* е относително рядък. Среща се в дребни, идиобластни зърна или скелетни зародиши в матрикса. По-едри и добре оформени кристали се установяват в

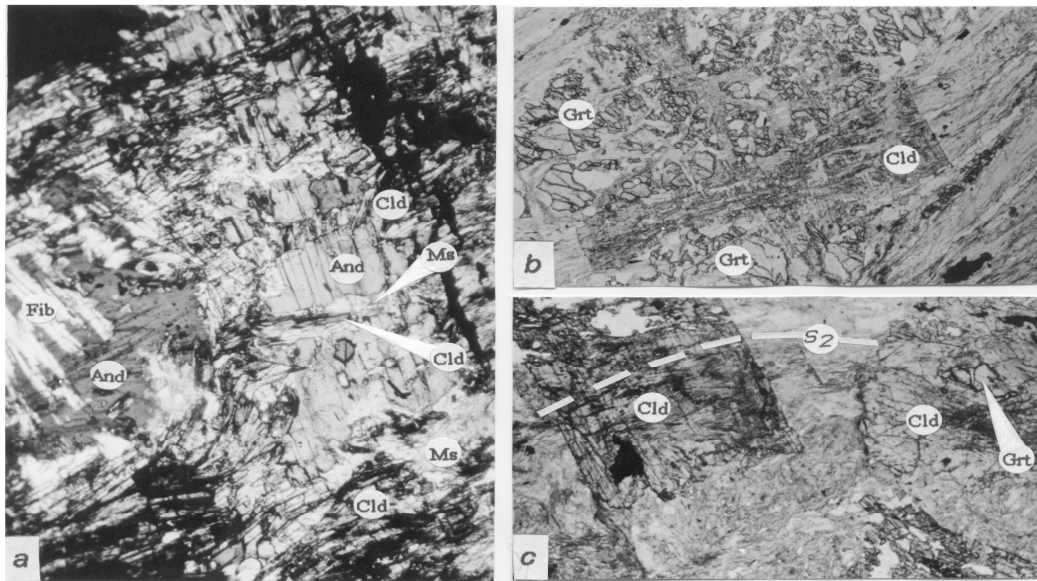


Фиг. 5. *a)* ставролит, обрастващ призматичен силиманит;  $S_2$  маркирана от Ky, Qtz, Bt и Ms; N ||, основа 1 mm, обр. P35, х. "Иван Вазов"; *b)* Ky частично включен в St, разположен по  $S_2$ , маркирана от Bt, Ms и Qtz; долу - част от Grt-порфиробласт; N ||, основа 1 mm, обр. P35, х. "Иван Вазов"; *c)* разкъсан и хлоритизиран Grt-порфиробласт, обхванат от недеформиран едрозърнест And с дребни непрогледни включения; N ||, основа 4 mm, обр. П10, "Пчелино"; *d)* недеформиран едропризматичен Cld с полисинтетен строеж, развит косо на  $S_2$  и включващ Ms-Chl-Fib агрегати и And; N +, основа 1 mm, обр. П11, "Пчелино"

Fig. 5. *a)* St overgrowing prismatic Sil;  $S_2$  marked by Ky, Qtz, Bt, Ms; N ||, base 1 mm, sample P35, location I; *b)* Ky partially included in St; both minerals situated along  $S_2$ , marked by Bt, Ms and Qtz; Grt-porphyroblast (bottom); N ||, base 1 mm, sample P35, location I; *c)* fractured and chloritized Grt-porphyroblast enveloped in undeformed coarse grained And with tiny opaque inclusions; N ||, base 4 mm, sample PC10, location II; *d)* undeformed coarse prismatic Cld with polysynthetic lamellae including Ms-Chl-Fib intergrowths and And; N +, base 4 mm, sample PC11, location II

метапелитови прослойки от района на х. "Иван Вазов". Наблюдава се обрастване на силиманит от ставролит, както и включения от кианит в идиобластен ставролит (фиг. 5*a, b*). По състав ставролитите от двата района са твърде близки, като тези от "Пчелино" се отличават с по-високо съдържание на ZnO (1,94-2,51%; табл. 2). *Андалузитът* е постдеформационен, установен в метапелитите от района на

"Пчелино". Среща се в едри, призматични зърна, които не са ориентирани по  $S_2$  и не носят следи от вътрешнокристална деформация. Той заграбва силно кородирани реликти от гранат (фиг. 5*c*) и порядко дребни зърна от ставролит и снопчета от "завихрени" иглици от фибролит (фиг. 6*a*). По пукнатини в него и около зърната се развива ситнолюспеста бяла слюда, често заедно с дребнопризматичен хлоритоид (фиг. 6*a*).



Фиг. 6. *a*) And-кристал с развити по пукнатини бяла слюда и Cld; в ляво - And с включения от Fib; N +; основа 0,75 mm, обр. R12, район II; *b*)  $S_2$ , маркирана от ситнолюспести слюди, Qtz и руден минерал, пресича Grt-порфирокласт; очертанията на Cld-кристал пресичат  $S_2$ ; N ||, основа 4 mm, обр. 95-1, район II; *c*) едропризматичен Cld, включващ Grt-реликти, развит напречно на  $S_2$ , маркирана от ситнолюспест Ms, Chl и Fib; N ||, основа 4 mm, обр. R9, район II

Наблюдават се и зърна от андалузит, включени в хлоритоид (фиг. 5d).

*Хлоритоидът* е най-късно образуваният минерал в метапелитите от "Пчелино". Обикновено е едрозърнест (до 1-2 cm), с характерен полисинтетен строеж (фиг. 5d). Развива се в статична среда на мястото на разрушени и обтечени от  $S_2$ -минералите гранатови порфиробласти. Неговите недеформирани призматични кристали се разполагат върху  $S_2$ , като обхващат мусковит-хлорит-фибролитови агрегати, кварцови ивички и рудни зърна, маркиращи  $S_2$  (фиг. 6b, c). Рядко включва дребни зърна ставролит. Понякога хлоритоидът е съсредоточен в почти мономинерални ивици

с дебелина до 2-3 cm. В отделни образци се наблюдават дребни зърна с близка оптична ориентировка, които чрез събирателна прекристализация изграждат едрите до 2 cm индивиди. По химизъм хлоритоидът е беден на Mg (XMg 0,09-0,15; табл. 2), което предполага относително ниска температура на образуване.

*Плагиоклазът* в метапелитите от Пазар дере (P42, табл. 2) е представен в две генерации:  $Pl_1$  - включения в ядрата на гранатовите порфиробласти ( $An_{21-26}$ );  $Pl_2$  - зърна в матрикса на шистите ( $An_{33-39}$ ). Последните са най-богати на An в непосредствено съседство с периферията на граната. В образците от "Пчелино" е установен само



P1<sub>2</sub>. В матрикса на гнайсошистите от двата района плагиоклазът оформя полигонални дребнозърнести агрегати, примесени със слюдести минерали. Срещат се и плагиоклазови зърна с мирмекитоподобни включения от кварц, които асоциират главно с мусковит.

*Илменит* е установен в матрикса на шистите от двата района най-често в ивиците с кианит, като обвивки около рутил, а в образците от "Пчелино" и като включения в андалузит. Съставът се отличава с незакономерна вариация на Mn (0,02-0,15 ф. е.; табл. 2).

*Кварцът* е повсеместно разпространен. Среща се като включения в централните части на гранатовите порфинокласти. В матрикса е съсредоточен в удължени агрегати (рибони), паралелни на S<sub>2</sub> или е примесен с F<sub>2</sub>-минералите.

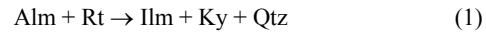
### Петроложка интерпретация

#### *AFM-топология*

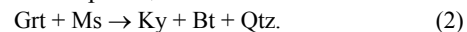
В петрохимично отношение изследваните скали са типичен представител на високо-Al пелити от системата KMFASH или KNaFMASH (табл. 3). От минералните взаимоотношения в метапелитите и отделените три метаморфни фази, както и от данните за химизма на минералите следва, че установените минерални асоциации в метапелитите са продукт на последователно протичащи реакции в условия на понижавашо се налягане. Те обхващат декомпресионната част от общото развитие на един метаморфизъм с ход по часовата стрелка, характерен за цялата Алпийска орогенна област.

Асоциациите от F<sub>1</sub> (Grt-Bt-Pl-Rt за района на х. "Иван Вазов" и Grt-Rt за "Пчелино") по всяка вероятност са свързани с последните етапи на заглъхваща компресия. Други минерали от тази метаморфна фаза не бяха установени, поради което е трудно да се характеризират

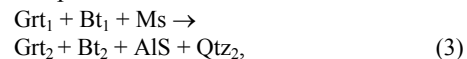
реакциите на минералообразуване и максималните стойности на *P-T* параметрите. Наличието на включения от рутил в Grt<sub>1</sub> и отношенията на кианита и илменита в матрикса позволяват да приемем, че GRAIL реакцията



бележи прехода от F<sub>1</sub> към F<sub>2</sub>, фиксиращ началото на декомпресия и изнасяне на метаморфитите в по-високи нива на кората. Тя определя налягането, при което започва формирането и на шистозността S<sub>2</sub> в метапелитите. Формирането на матрикса от Ky-Bt-Ms-Qtz може да е свързано и с протичането на друга зависещата от налягането реакция

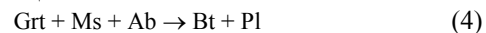


AFM асоциацията Grt<sub>2</sub>-AlS-Bt<sub>2</sub> (AlS – общо обозначение за полиморфните модификации на Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>) в метапелитите от района на х. "Иван Вазов" отразява равновесието между периферните зони на гранатовите порфиробласти с биотита и Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> от матрикса. Тя е продукт на подобна реакция



при която част от Grt<sub>1</sub> се резорбира, количеството на биотита се увеличава, а железистостта на новите равновесни фази Grt<sub>2</sub> и Bt<sub>2</sub> нараства (фиг. 7; F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>). В по-късните етапи на декомпресионния ход вероятно настъпва и преуравновесяване чрез дифузионен Mg-Fe обмен между граната и биотита.

В метапелити от същия район плагиоклазовите включения в граната (P1<sub>1</sub>) са по-кисели от плагиоклаза в матрикса (P1<sub>2</sub>). Това също отразява декомпресионния ход на минералообразуване от F<sub>1</sub> към F<sub>2</sub> по реакцията



или Grs + AlS + Qtz → An, (5) (известна като GASP).

При изнасяне на метапелитите в по-високи нива на кората и понижаване на

Таблица 3 Химичен състав на метапелити от Северозападна Рила  
Table 3. Chemical composition of metapelites from the North-western Rila mountain

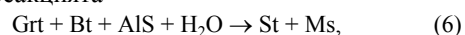
I. Хижа "Иван Вазов"				II. Метох "Пчелино"						
No	P35	P180B	P180E	PC5	PC6	PC7	PC8	PC11	PC12	R8B
SiO <sub>2</sub>	46,12	68,68	59,36	64,17	46,32	48,10	54,62	46,28	47,90	44,72
TiO <sub>2</sub>	1,59	0,72	1,02	1,06	1,70	1,24	1,14	1,50	1,49	1,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,82	15,03	22,07	16,05	27,82	27,21	22,72	26,73	27,11	27,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*15,06	1,13	1,08	*9,75	*13,76	2,76	*9,53	*13,56	*12,26	3,69
FeO		6,06	4,84			7,62				7,16
MnO	0,39	0,42	0,48	0,51	0,38	0,29	0,17	0,31	0,32	0,31
MgO	3,58	1,85	2,01	2,81	2,55	2,68	2,78	3,12	3,22	3,02
CaO	0,43	0,70	0,64	0,88	0,54	0,44	0,37	0,89	0,34	0,65
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,37	0,88	0,64	0,58	1,00	0,91	0,39	0,18	0,90
K <sub>2</sub> O	2,11	2,46	4,26	1,89	3,25	3,12	3,24	2,29	2,52	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,20	0,09	0,34	0,13	0,08	0,12	0,18	0,06	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,08	0,14			0,34				0,64
З.п.н.	1,44	2,42	3,37	1,82	2,66	5,27	4,17	4,59	4,32	6,44
Σ	99,64	100,25	100,24	99,92	99,69	100,15	99,77	99,84	99,72	100,25
FeO**	10,74			7,34	9,52		6,44	9,41	8,92	
Ni	40	18	17	32	43	44	26	37	42	32
Co	21	9	10	26	25	19	18	23	25	19
Cu	7	19	7	57	52	51	23	27	4	8
Zn	25	264	90	69	41	76	70	101	116	108
Pb	9	11	25	8	13	10	11	7	6	13
Li	18	8	8	9	24	21	18	20	18	37
Rb	99	68	97	80	104	99	120	89	114	114
Sr	59	98	180	101	123	124	150	133	83	137
Ba	<30	816	1232	235	458	724	373	116	261	705
Zr	182	127	136	149	204	155	129	164	154	165
Y	53	20	16	37	57	16	36	39	45	16
V	220	91	120	138	218	146	167	201	203	150
Cr	176	79	87	99	162	166	125	154	152	182

\* цялото Fe като Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; FeO\*\* - мокър анализ; \* total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; FeO\*\* - wet analysis

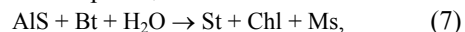
налягането, от полето на стабилност на кианита се преминава към това на силиманита. Обилното развитие на силиманит (призматичен и фибролит) и разнообразните асоциации, в които се среща показва, че метаморфните реакции на F<sub>2</sub> са протекли именно в полето на стабилност на силиманита. Наред с полиморфното превръщане Ky-Sil вероятно са протекли и други реакции, подобни на (2) и (3) за образуване на силиманит, в които са увлечени и други минерали.

Следваща стъпка в декомпресионния ход на метаморфизма, все още в рамките на

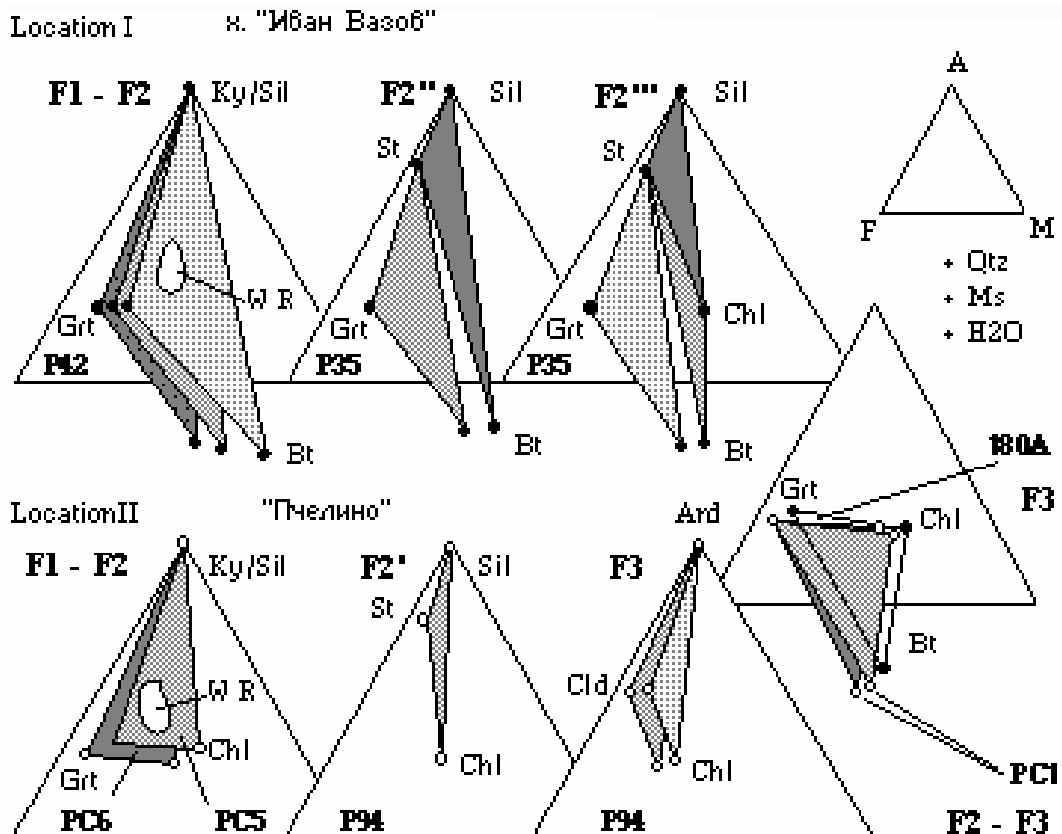
F<sub>2</sub>, е появата на ставролита. При тези условия асоциацията Grt-Sil-Bt в метапелитите от района на х. "Иван Вазов" се разпада по реакцията



като новообразуваните трифазови равновесия са St-Grt-Bt и St-AlS-Bt (фиг. 7; F<sub>2</sub>). Наличието на хлорит в редица образци е указание за реакцията



при което се образуват три трифазови асоциации: St-Grt-Bt; St-Bt-Chl; St-AlS-Chl (фиг. F<sub>2</sub><sup>'''</sup>). При по-нискотемпературни условия е възможна и реакцията



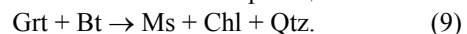
Фиг. 7. AFM проекции (по Thompson, 1957) на минералните асоциации установени в метапелитите от Северозападна Рила. Състав на минералите от табл. 2; WR - поле за състава на метапелитите от табл. 3

$\text{Alm} + \text{AlS} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe-St}$ , (8)  
която дава същите равновесни асоциации.

В метапелитите от "Пчелино" не бе установен биотит като включения в граната, а биотит в матрикса се среща изключително рядко (обр. PC1). Установената най-ранна, частично запазена като реликтова AFM асоциация е Grt-Ky-Chl (обр. PC5), където гранатът и хлоритът са най-високо магнезиални. Декомпресията води до съществено понижаване на XMg при граната в хода на прекристализацията и дифузионното преуравняване (фиг. 7;  $F_1 - F_2$ ). Появата на ставролит, макар и спорадично, показва наличието на

асоциацията AlS-St-Chl (фиг. 7;  $F_2''$ ), резултат от реакция (7). Устойчивостта на ставролита в тази по-нискотемпературна асоциация в сравнение с AlS-St-Bt от х. "Иван Вазов", вероятно се дължи на значителното участие на ZnO в състава му (табл. 2). Това разширява полето на стабилност на ставролит-съдържащите асоциации към по-ниските температури (Droop, Harte, 1995).

Най-широко представената асоциация Chl-Ms при "Пчелино" е свързана с разлагането на биотит по реакцията



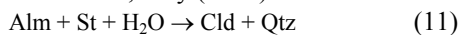
Според Butcher, Frey (1994) тя не зависи от налягането и фиксира температура около 520°C.

Минералообразуването през  $F_3$  е протекло в полето на стабилност на андалузита и отсъствие на пластични деформации. Минералните асоциации в метапелитите от "Пчелино" и от х. "Иван Вазов" през тази фаза са различни. За метапелитите от "Пчелино" е характерно развитието на порфиروبластен андалузит, който расте в статична среда и обхваща реликтите от  $F_1$ - и  $F_2$ -минералите. Наред с новообразувания андалузит, кианитът и силиманитът са запазени в минералните асоциации на някои от изследваните метапелити. Взаимоотношенията на трите минерала показват, че те са образувани последователно, следвайки декомпресионния ход на метаморфизма.

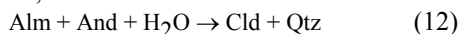
Развитието на ситнолюспести агрегати от мусковит или от микропрорастващи маргарит и хлорит по андалузитовите порфиробласти, фиксира един от най-нискотемпературните и нискобарични етапи в развитието на метаморфния процес. Заместването на андалузита от маргарит и хлорит се благоприятства от подобните Al/Si отношения в тях (Kerrick, 1990). Краят на метаморфния процес е белязан от образуването на идиобластните дебелиопризматични зърна високожелезист хлоритоид. Съдейки по отношенията с граната, главната реакция за образуването на хлоритоида е



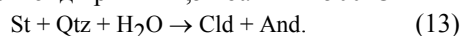
Кристалите на хлоритоида са расли в статична среда, обхващайки както  $F_2$ -минералите, включително ставролита, така и замещения от бяла слюда андалузит. Тези взаимоотношения отразяват протичането на няколко възможни реакции, характеризирани от Butcher, Frey (1994):



при понижаване на  $P$  до ~2,5 kbar и  $T$  до ~520°C;



при  $P < 2,5$  kbar и  $T$  520-510°C; или едновременно образуване на андалузит и хлоритоид при  $P$  4-2,5 kbar и  $T$  ~500°C



Трифазовото равновесие на And-Cld-Chl е отразено на фиг. 7.

Както беше подчертано, в метапелитите от района на х. "Иван Вазов" не са установени андалузит и хлоритоид. Тук обаче се наблюдава постдеформационен, идиобластен гранат  $\text{Grt}_3$ . Неговият богат на Mn състав (XSps до 0,29) ни дава основание да приемем, че  $\text{Grt}_3$  е формиран в последния, най-нискотемпературен стадий на метаморфния процес. Вероятната реакция за образуването му (по Spear, Cheney, 1989) е



а трифазовото равновесие  $\text{Grt-Chl-Bt}$  за метапелитите, в които е установен (обр. 180A) е показано на фиг. 7.

Липсата на андалузит и хлоритоид в метапелитите от района на х. "Иван Вазов" може да се обясни с по-дълбоките нива на ерозионния срез, в който са стабилни минералните асоциации, образувани над моновариантната равновесна линия Sil-And. В подкрепа на това становище е и несравнимо по-широкото развитие на асоциацията Bt-Ms, докато в метапелитите от "Пчелино" тя е заместена от Chl-Ms.

Термобарометрия и P-T ход на метаморфизма

Значителна част от разгледаните реакции на минералообразуване протичат с Fe-Mg обмен. Това позволява използване на геотермометри като Grt-Bt, Grt-Chl, Grt-St, Chl-Cld за асоциациите, съдържащи тези равновесни двойки. Реакциите, съпроводени с обемни изменения (1, 4 и 5) дават възможност за конкретизиране на баричните условия. При това, геобарометрията по реакция (4) е независима от присъствието на  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  в асоциацията. Затова най-подходящи за целите на термобарометрията са P1-съдържащите метапелити (KNaFMASH), чиито равновесни асоциации са формирани при участие на реакции от

двата посочени типа. Основните резултати са получени именно по такива образци (табл. 4, фиг. 8).

Равновесията в унаследената  $F_1$  асоциация  $Grt_1-Bt_1-Pl_1$  от ядрата на гранатовите порфириобласти (обр. P42) се пресичат в полето на стабилност на кианита в интервала  $546-560^\circ C/6,4-6,8$  kbar (фиг. 8, поле "a"). В същата област ( $6,8-7,3$  kbar) се разполагат и линиите на GRAIL-реакцията, характеризираща прехода от  $F_1$  към  $F_2$  в двата района на изследване (обр. PC5 и 180E; табл. 4, фиг. 8).

Равновесията между гранатовата периферия и минералите в матрикса от синдеформационната  $F_2$  асоциация  $Grt_2-Bt_2-Pl_2$  (обр. P42) се пресичат в полето на стабилност на силиманита в интервала  $570-625^\circ C/2,5-5,5$  kbar (фиг. 8, поле "b"). Повисокото An-съдържание на плагиоклаза отразява понижените стойности на налягането. Гранатът и биотитът имат по-нисък XMg в сравнение с  $F_1$ , но стойностите KD ( $KD = [XMg/(1-XMg)]^{Bt} \cdot [(1-XMg)/XMg]^{Grt}$  или  $KD = [Fe/Mg]^{Grt} \cdot [Fe/Mpmg]^{Bt}$ ) са по-близки до 1, което означава повисокотемпературни условия на минералообразуване през тази фаза (табл. 4). Такъв тип изменение на XMg в равновесието Grt-Bt е характерен за условията на декомпресия при ход на метаморфизма "по часовата стрелка" (Spear, 1993). Вариациите в състава на минералите позволяват да се направи предположение за термичната кулминация през  $F_2$   $600-625^\circ C/4,5-5,5$  kbar и за финала на дифузионното преуравно-весьаване между гранатовата периферия и минералите от матрикса  $570-600^\circ C/2,5-3,5$  kbar в рамките на поле "b" (фиг. 8, табл. 4).

Резултатите от Grt-St термометрия за района на х. "Иван Вазов" (обр. P35 табл. 4) съответстват на късната поява на ставролита в края на  $F_2$ . Ако приемем горната барична граница на асоциацията  $Grt_2-Bt_2-Pl_2$  и долната - на полето на стабилност на ставролита (по Powell, Holland, 1990; Spear et al., 1999), най-вероятните условия за

образуването на ставролита са  $540-573^\circ C/2,5-4,5$  kbar (фиг. 8; поле "c").

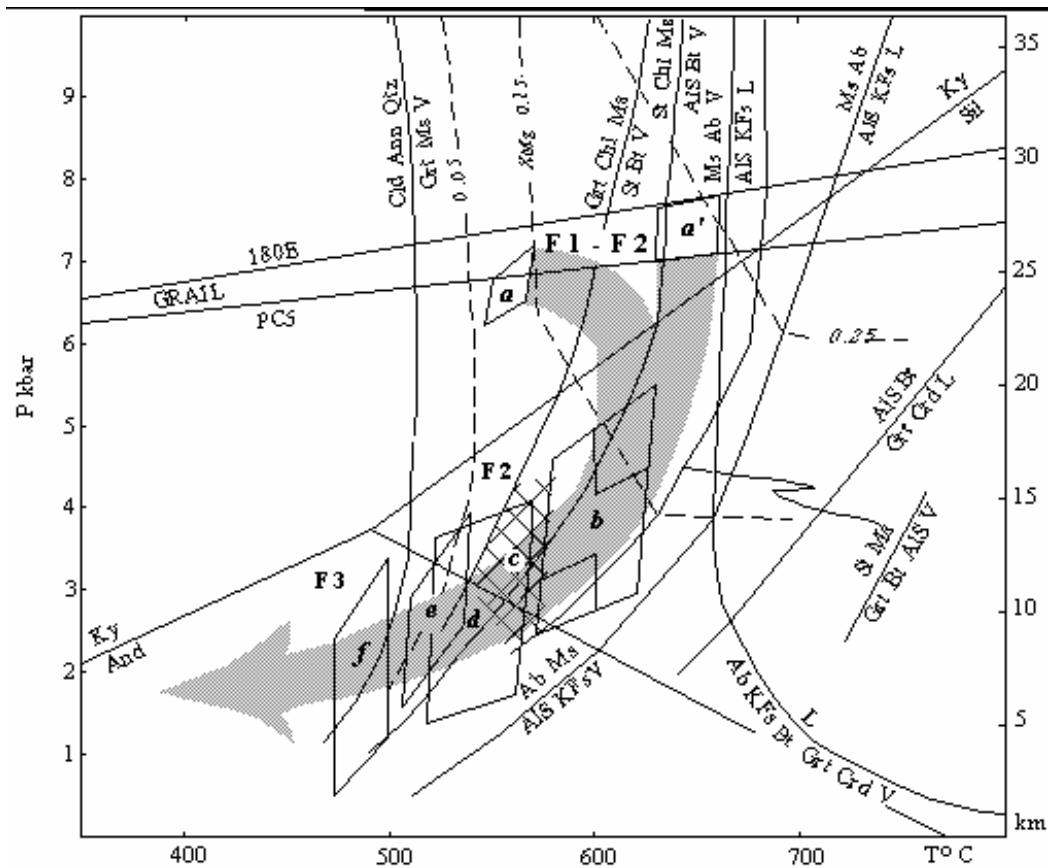
Равновесията в асоциацията Grt-Pl-Bt-Chl за района на "Пчелино" се пресичат в интервала  $520-570^\circ C/1,3-2,6$  kbar, като резултатите от термометрията на Grt-Bt и Grt-Chl двойки са много близки (табл. 4; поле "d"). Присъствието на илменит дава основание да допускаме участие и на рутил в минералния състав, което позволява да се очертае максималната горна барична граница по GRIPS равновесието на Bohlen, Liotta (1986). Така полето "d" (фиг. 8) обхваща част от полетата на стабилност на андалузита и силиманита, и характеризира най-вероятно прехода  $F_2-F_3$  в метапелитите от "Пчелино". Условията на минералообразуване през постдеформационната фаза  $F_3$  са определени от термометрията на двойките Grt-Chl, Grt-Bt (обр. 180A, х. "Иван Вазов") и Chl-Cld (обр. P94, "Пчелино"). И в двата случая е използван Grt-Ms-AIS или Grt-Ms-Bt-AIS барометър, който не е достатъчно чувствителен (Essene, 1989), но в конкретните примери дава задоволителни резултати. Допускаме, че периферията на порфириобластите Grt<sub>3</sub> е равновесна с минералите от матрикса в обр. 180A. Получените  $T$ - и  $P$ -стойности оформят поле "e" (табл. 4; фиг. 8) в интервала  $500-535^\circ C/1,4-4$  kbar. По-голямата му част се разполага в полето на стабилност на андалузита. Баричните граници, получени от равновесието Grt-Ms-AIS съвпадат с нискобаричната част на GASP и GRIPS равновесията от  $F_2$  (полета "b" и "d"). За метапелитите от "Пчелино" фазата  $F_3$  протича в полето на стабилност на андалузита. Термобарометрията потвърждава наблюденията чрез резултатите, оформящи поле "f"  $467-491^\circ C/0,4-3,4$  kbar (табл. 4; фиг. 8). Като ограничение за минималните стойности на налягането в този температурен интервал можем да приемем долната граница на стабилност на хлоритоида по равновесието

Таблица 4. Термобарометрични резултати по данни за минералите от таблица 2  
Table 4. Thermobarometric results according to mineral data from table 2

Поле	Обр.	Минерали (XMg)	T°C	P kbar	Калибровка
<i>F1 - унаследена фаза</i>					
"a"	P42	Grt 6c (0,261) - Bt 7i (0,704)	546 - 549		Hodges, Spear (1982)*
			553 - 558		Perchuk, Lavrenteva (1983)*
		Grt 6c - Bt 7i - Pl 13i (An21)		6,41	Hoisch (1990)*
		Grt 19c (0,266) - Pl 13i - Ky		6,65	Koziol (1989)*
	180E	Grt 7 (0,237) - Ilm 4		7,30	Bohlen et al. (1983)*
	PC5	Grt 13 (0,325) - Ilm 4		6,80	Bohlen et al. (1983)*
<i>F2 - синдеформационна фаза</i>					
"b"	P42	Grt 17r (0,202) - Bt 20 (0,567)	616 - 628		Hodges, Spear (1982)*
			586 - 600		Perchuk, Lavrenteva (1983)*
		Grt 17r - Bt 20 - Pl 9 (An33)		3,64 - 4,85	Hoisch (1990)*
		Grt 17r - Pl 9 - Sil		4,21 - 5,97	Koziol (1989)*
		Grt 4r (0,172) - Bt 3 (0,535)	587 - 598		Hodges, Spear (1982)*
			572 - 585		Perchuk, Lavrenteva (1983)*
		Grt 4r - Bt 3 - Pl 15 (An39)		2,15 - 3,15	Hoisch (1990)*
		Grt 4r - Pl 15 - Sil		2,75 - 4,60	Koziol (1989)*
"c"	P35	Grt 6 (0,133) - St 11 (0,196)	573		Перчук (1989)
		Grt 6 (0,133) - St 20 (0,177)	540		Перчук (1989)
"d"	PC1	Grt 7 (0,138) - Bt 16 (0,489)	557 - 566		Hodges, Spear (1982)*
			554 - 565		Perchuk, Lavrenteva (1983)*
		Grt 7 - Chl 19 (0,527)	558 - 566		Dickenson, Hewit (1986)**
			546		Перчук (1989)
		Grt 7 - Bt 16 - Pl 10 (An 29)		2,51	Hoisch (1990)
		Grt 7 - Bt 12 (0,513)	528 - 536		Hodges, Spear (1982)*
			538 - 549		Perchuk, Lavrenteva (1983)*
		Grt 7 - Chl 20 (0,549)	530 - 537		Dickenson, Hewit (1986)**
		532		Перчук (1989)	
		Grt 7 - Bt 12 - Pl 1 (An 35)		1,42	Hoisch (1990)*
		Grt 7 - Ilm 24 - Pl 2 (An 23)		4,40	Bohlen, Liotta (1986)*
<i>F3 - постдеформационна фаза</i>					
"e"	180A	Grt 14r (0,157) - Chl 4 (0,605)	504 - 510		Dickenson, Hewit (1986)**
		Grt 14r - Chl 4	482		Перчук (1989)
		Grt 14r - Bt 6 (0,59)	497 - 504		Hodges, Spear (1982)*
		Grt 14r - Bt 8 (0,57)	525 - 532		Hodges, Spear (1982)*
		Grt 14r - Ms 9 - Sil		1,42 - 3,44	Hodges, Crowley (1985)*
	P94	Grt 14r - Ms 10 - Sil		2,52 - 4,61	Hodges, Crowley (1985)*
"f"	P94	Chl 24 (0,466) - Cld 21 (0,152)	491		Vidal et al. (1999)
		Chl 10 (0,453) - Cld 11 (0,132)	467		Vidal et al. (1999)
		Grt 2 (0,16) - Ms 16 - Sil		1,51 - 3,67	Hodges, Crowley (1985)*
		Grt 22 (0,24) - Ms 6 - Sil		1,64	Hodges, Crowley (1985)*

\*Program Thermobarometry, Version 1.9 (Spear, Kohn, 1995); \*\* Laird (1989);  
Thermometry: F1 at 6 - 7 kbar; F2 at 2.5 - 5.5 kbar (P42) and 1.5 - 4 kbar (PC1); F3 at 1.5 - 3.5 kbar.  
Barometry: F1 at 550°C; F2 at 550 - 600°C (P42) and 550°C (PC1); F3 at 500 - 550°C (180A) and 500°C (P94)

Grt+Ms+V=Cld+Ann+Qtz на Spear, Cheney особености, свързани с общото тълкувание на (1989), показано на фиг. 8. Така най-метаморфната еволюция. Реликти от вероятните барични граници за образуването високобарични минерални асоциации или на хлоритоида са 1-3 kbar. такива от компресионния ход на Изложените резултати показват ясно очертан метаморфизма не бяха установени. декомпресионен ход на метаморфизма. На Еклогитови фрагменти в Кабулския пътър този фон трябва да бъдат разгледани някои комплекс за сега също не са намерени. На



Фиг. 8. *P-T* еволюция на метапелитите от Северозападна Рила. Термобарометрични резултати и означения на полета "a" - "f" от табл. 4; тройна точка и полета на стабилност на Ky, Sil, And по Holdaway (1973); равновесието  $\text{Cld}+\text{Ann}+\text{Qtz}=\text{Grt}+\text{Ms}+\text{V}$  и *P-T-XMg* за Grt в системата KFMASH по Spear, Cheney (1989); останалите реакции в системата KNaFMASH по Spear et al., (1999)

Fig. 8. *P-T* evolution of the North-western Rila metapelites. Thermobarometric results and field labels "a" - "f" from table 4; triple point and Ky-, Sil-, And-stability fields after Holdaway (1973); the equilibrium  $\text{Cld}+\text{Ann}+\text{Qtz}=\text{Grt}+\text{Ms}+\text{V}$  and *P-T-XMg* of Grt in the system KFMASH after Spear, Cheney (1989); all the rest equilibriums in the system KNaFMASH after Spear et al., (1999)

този етап на изследване това не ни позволява променил състава си (намаляване на Mg), по-пълна интерпретация на цялостното като се имат предвид случаите на значително метаморфно развитие. хомогени-зирани и преуравновесени

Достоверността на резултатите за  $F_1$  гранатови порфиробласти от този район. В може да се оспорва предвид дифузионно метапелитите от "Пчелино", обаче, дори преуравновесяване на минералите през  $F_2$  гранатовите фрагменти не са преуравнове- сени, което предполага по-слаб дифузионен биотитовите включения в граната поради обмен. Същевременно резултатите от GRAIL- малките си размери и по-високия дифузионен барометрията за двата района, основани на коефициент (Spear, 1993). Възможно е  $\text{Grt}_1$  от най-магнезиалните части от гранатите и метапелитите при х. "Иван Вазов" също да е илменита от илменит-кианитовите агрегати,

са сходни и можем да ги приемем за близки до действителните. Те са косвено указание, че реликтите от Grt<sub>1</sub> са запазили състав, близък до първоначалния.

Ако допуснем, че Vt<sub>1</sub> е бил по-ниско магнезиален (XMg 0,6), при същия състав на Grt<sub>1</sub> термометрията би дала с 80-90°C по-висок резултат. Такова равновесие би съответствало както на реалния състав на Grt<sub>1</sub> (XMg<sub>0,25</sub>), така и на *P-T-X<sub>Mg</sub>* отношенията (Spearg, 1993) в метапелитовите асоциации с гранат и биотит. Въз основа на тези аргументи е очертано предполагаемото поле *a'* (фиг. 8) за условията на прехода F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub> 630-650°C/7-8 kbar. Ходът на метаморфната еволюция в тази част придобива характер на изотермална декомпресия.

Изменението на налягането е главен фактор за протичане на минералообразуващите реакции през F<sub>2</sub>. Разликата между стойностите на *P* и *T* в края на F<sub>1</sub> и началото на F<sub>3</sub> е поне 4 kbar и около 150°C. Запазените метастабилни минерални фази (Ky в полето на стабилност на Sil и And; Sil/фибролит включен в And и Cld) показват, че скоростта на изменение на *P-T* условията е превишавала значително скоростта на структурния преход Ky-Sil-And. Това предполага бърза синметаморфна ексхумация на метапелитите, възможна в условия на екстензия.

Аналогично заключение за бързо изнасяне в плитки нива на кората е направено за разположения в близост Калински гранитен интрузив (Чернева, Арнаудова, 1998). Близостта на гранитния плутон (съотв. ~1 km и ~3 km за разкритията от I и II район) дава основание да се предполага термално и флуидно влияние върху вместващите скали. За голяма част от минералообразуващите реакции през F<sub>2</sub> и F<sub>3</sub> (за St и Cld) е необходима вода. Не разполагаме с данни, които биха позволили да се прецени дали източникът на водата е свързан с гранита. Друга особеност е образуването на Grt<sub>3</sub> в метапелитите от разкритията при х. "Иван Вазов". Почти всички реакции, характери-

зиращи декомпресионния ход на метаморфизма консумират гранат, при което се формира характерна зоналност на резорбираните порфиробласти – увеличаване на Alm и Sps, и намаляване на Prp към периферията. Растеж на нов гранат в асоциацията Grt-Vt-Chl е възможен само при повишаване на температурата или изменения в химизма на системата (Spearg, 1993; Spearg et al, 1999). Последният фактор вероятно е имал значение, доколкото термометрията (поле 'e', фиг. 8) не показва по-високо температурни условия, от характерните за F<sub>3</sub>. Отсъствието на ясно термално влияние предполага сходни *P-T* характеристики на кристализиращата магма и вместващите скали. Това означава внедряване на гранита едновременно с декомпресионния ход на регионалния метаморфизъм на рамката обяснява липсата на контактно въздействие върху околните скали.

## Заклучение

Резултатите от това изследване характеризират *P-T* условията на декомпресионната част от метаморфната еволюция на скалите в Северозападна Рила. Тя отразява екстензионното развитие на областта в рамките на следните *T-P* интервали: от ≤650°C/7-8 kbar; през етап на почти изотермална декомпресия 590-625°C/2,5-5,5 kbar; до 500-535°C/1,4-4,4 kbar или 460-500°C/1-3 kbar (съотв. в района на х. "Иван Вазов" и "Пчелино"). В района на х. "Иван Вазов" са изнесени по-дълбоки нива от метапелитите в сравнение с района на "Пчелино", където много по-широко е проявено постдеформационното минералообразуване.

Очертаният ход е обусловен от висока скорост на синметаморфната ексхумация, демонстрирана от присъствието на метастабилни минерални фази (кианит и силиманит в полето на стабилност на андалузита) и от зоналността на граната.



Специфична особеност е близостта на Калинския гранитен плутон с алпийска възраст и едновременното изнасяне на кристализиращата гранитна магма и нейната рамка при висока скорост на екзхумация. Като стойност на Р-Т параметрите и скорост на процесите, характеризиранията метаморфна еволюция е аналогична на известното за други части на Родопския кристалин, както и на декомпресионното развитие на метаморфизма в условията на екстензия, следваща коровото удебеляване в Алпийския ороген.

*Благодарности.* Изследванията са извършени с финансовата подкрепа на НФНИ, дог. НЗ-408 и НЗ-715.

## Литература

- Ангелова, Кр., Кр. Колчева. 1998. Зонални гранати от метапелити от района на Бяла река, Източни Родопи. - *Год. СУ, геол.-геогр. фак.*, **91**, 1, Геология.
- Арнаулов, В. С., Б. Г. Амов, Е. Н. Бартникий. 1989. Изотопная геохронология магматических и метаморфических пород в Балканидах и Родопском массиве. - В: *XIV Конгресс КБГА, София, 1989, Тезиси докладов*, 1154-1157.
- 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.
- Ермолаев, В., Р. Арнаулова, Е. Димитрова. 1977. Строеие и развитие кристаллического цокля Рилы. - *Geologica Balc.*, **7**, 3, 87-103.
- Желязкова-Панайотова, М., Св. Петрусенко, Здр. Илиев. 1972. Минералогия на редко-металоносните скарни от Седемте рилски езера. - *Год. СУ, геол.-геогр. фак.*, **1**, *Геология*, **64**, 147-178.
- Иванов, Ж. 1999. *Тектоника на България* (теоретични основи, тектонско райониране и характеристика на първостепенните тектонски единици). Част III. - (под печат)
- Маринова, Р. (Загорчев, И., ред.) 1991. *Обяснителна записка. Геоложка карта на България, М 1:100000. Картен лист Благоевград*. 68 с.
- Мачева, Л. 1999. ЗТ-фенгити в скалите от Белоречката метаморфна група, Източни Родопи - индикатор за високобаричен метаморфизъм. - *Геохим., минерал. и петрол.*, **35**, 17-28.
- Перчук, Л. Л. 1989. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия. - *Геохимия*, **5**, 611-622.
- Чернева, З., Р. Арнаулова. 1998. Магматичен епидот в Калинския гранитен плутон, Северозападна Рила. - *Геохим., минерал. и петрол.*, **34**, 59-72.
- Шипкова, К. А. 1998. *Синметаморфни деформации в Северозападна Рила*. Автореф. докт. дисерт., СУ, 27 с.
- Bailey, S., W. (ed.) 1984. *Micas*. Reviews in Mineralogy, **13**, 584 p.
- Bohlen, S. R., J. J. Liotta. 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. - *J. Petrol.*, **27**, 5, 1025-1034.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J., A. L. Boettcher. 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. - *Amer. Mineral.*, **68**, 1049-1058.
- Butcher, K., M. Frey. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 318 p.
- Droop, G. T. R., B. Harte. 1995. The effects of Mn on the phase relations of medium-grade pelites: Constraints from natural assemblages on petrogenetic grid topology. - *J. Petrol.*, **36**, 6, 1549-1578.
- Essene, E. J. 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. - In: Daly, J. S. et al. (Eds.) *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc Spec. Pub., **43**, 1-44.
- Foster, J. 1991. The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. - *Canad. Mineral.*, **29**, 943-963.
- Guidotti, C. V., Y. T. Cheney. 1976. Margarite pseudomorphs after chiastolite in the Rangely area, Maine. - *Amer. Mineral.*, **61**, 431-434.
- Guidotti, C. V., Y. L. Post, Y. T. Cheney. 1979. Margarite pseudomorphs after chiastolite in the Georgetown area, California. - *Amer. Mineral.*, **64**, 728-732.

- Hodges, K. V., P. D. Crowley. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. - *Amer. Mineral.*, **70**, 702-709.
- Hodges, K. V., F. S. Spear. 1982. Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- Hoisch, T. D. 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 225-234.
- Holdaway, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. - *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Kerrick, D. M. 1990. *The  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  Polymorphs*. Reviews in Mineralogy, **22**, 406 p.
- Koziol, A. M. 1989. Recalibration of the garnet - plagioclase -  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  - quartz (GASP) geobarometer and applications to natural parageneses. - *EOS*, **70**, 493.
- Koziol, A. M., R. C. Newton. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet -  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  - quartz barometer. - *Amer. Mineral.*, **73**, 216-223.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. - *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Laird, J. 1989. Chlorites: Metamorphic petrology. - In: *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. Reviews in Mineralogy, **19**, 405-453.
- Mposcos, E. 1989. High-Pressure Metamorphism in Gneisses and Pelitic Schists in the East Rhodope Zone (N. Greece). - *Mineral. and Petrol.*, **41**, 25-39.
- Mposcos, E., A. Liati. 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terraine of the Rhodope zone, Northern Greece. - *Canad. Mineral.*, **31**, 401-424.
- Perchuk, L. L., I. V. Lavrent'eva. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite - garnet - biotite. - In: Saxena S. K. (Ed.) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry*, **3**. New York, Springer-Verlag, 199-239.
- Powell, R., T. Holland. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{FeO}$ - $\text{MgO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ ). - *Amer. Mineral.*, **75**, 367-380.
- Ricou, L. -E., J. -P. Burg, I. Godfriaux, Z. Ivanov. 1998. Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. - *Geodinamica Acta*, **11**, 6, 285-309.
- Shipkova, L., Z. Ivanov. 1999. The Djerman detachment fault - an effect of the Late Tertiary extension in the North-West part of the Rhodope massif. - *C. R. Acad. bulg. Sci.*, **52**, 2.
- Spear, F. S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Min. Soc. Am., Washington, D. C., 799 p.
- Spear, F. S., J. T. Cheney. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{FeO}$ - $\text{MgO}$ - $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{H}_2\text{O}$ . - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.
- Spear, F. S., M. J. Kohn, J. T. Cheney. 1999. P-T paths from anatectic pelites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**, 1, 17-32.
- Thompson, J. B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. - *Amer. Mineral.*, **42**, 842-858.
- Vernon, R. H. 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. - *J. Metam. Geol.*, **5**, 51-68.
- Vernon, R. H., R. H. Flood. 1977. Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**, 227-235.
- Vidal, O., B. Goffe, R. Bousquet, T. Parra. 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. - *J. Metam. Geol.*, **17**, 25-39.
- Wintch, R. P., M. S. Andrews. 1988. Deformation induced growth of sillimanite: "Stress" minerals revisited. - *J. Geol.*, **96**, 143-161.

Проект на 18. 11. 1999

Accepted November 18, 1999