

ВЪРХУ ПРОИЗХОДА НА ОЧНИТЕ ГНАЙСИ И ШИСТИ В ЗОНИ НА СРЯЗВАНЕ ОТ ЦЕНТРАЛНИТЕ РОДОПИ

Я. Герджиков

Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София, e-mail: janko@gea.uni-sofia.bg

РЕЗЮМЕ. Теренни и микроструктурни изследвания на очни гнайси и шисти от мигматитовото ядро на Родопите дават възможност за прецизиране на процесите довели до тяхното формиране. Тези скали представляват биотитови или двуслюдени гнайси и шисти, чийто матрикс обгръща полиминерални кварц-фелдшпатови лещи или мономинерални деформирани фелдшпатови кристали. В редица случаи разглежданите скали са привързани към милонитни зони, свързани с еволюцията на метаморфните комплекси в етапа след термалния пик на метаморфизма. Анализът на минералните парагенези и микроструктурните особености на изучаваните скали показва, че формирането им е станало при температури под 600°C. В този температурен интервал реологичните разлики между левкосомния материал и матрикса са значителни и синметаморфни деформации често водят до разкъсване на левкосомата. Деформационните градиенти в зоните на срязване позволяват изучаването на различни стадии от процеса на дезинтеграция на левкосомите и формиране на очни гнайси и шисти. Мезоструктурните особености на очните шисти и гнайси дава важна информация на характера на синметаморфните деформации след термалния пик на метаморфизма. От друга страна липсата на информация за първичната геометрия на изходните левкосоми е пречка за точната количествена оценка на деформацията в тези метаморфни тектонити.

THE ORIGIN OF THE AUGEN GNEISSES AND SCHISTS FROM THE SHEAR ZONES - A CASE STUDY FROM THE CENTRAL RHODOPE

I. Gerdjikov

Sofia University, Department of Geology and Paleontology, 1504 Sofia, e-mail: janko@gea.uni-sofia.bg

ABSTRACT. Field and microstructural studies in the migmatitic core of the Rhodope zone give new constraints on the origin of the widespread augen gneisses. The studied rocks are biotite or two mica gneiss and schists containing quartz-feldspar lenses or deformed feldspar crystals. In a number of cases these rocks are found in the mylonitic zones that have been active during the retrograde stage of the evolution of the migmatitic core. Judging from the mineral paragenesis and from the microfabric it seems that the formation of the augen-containing rocks was at temperatures lower than 600°C. At these temperatures the rheological differences between the leucosomes and the matrix are high and the synmetamorphic deformation often leads to disintegration of the leucosomes. The fabrics of the augen schists and gneisses provide important information about the character of the synmetamorphic deformation, but on the other hand the lack of the information about the initial geometry of the leucosomes hinders the precise quantitative estimate of strain.

Въведение

Очните гнайси са едни от най-честите скални типове, срещани в метаморфните комплекси на Родопите. В миналото те са били разглеждани като продукт на промяна на теригенни седименти или на мигматизация, съпроводена с бластеза на фелдшпат. В последните години за много от очните гнайси бе мотивиран орто-произход. В тези случаи очите са изградени от К-фелдшпатови кристали или от прекристализирани фелдшпатови зърна. Тази реинтерпретация на очните гнайси има сериозни последствия не само за стратиграфирането на метаморфните комплекси, но също така и за тектонската подялба на метаморфния разрез. Така например, считаните за Архайски ултраметаморфити очни гнайси от ядрото на Белоречкото подувание, от Харманлийско и южните части на Сакар (Пъновска свита по Кожухаров, 1987) се оказаха пластично деформирани едропорфирни гранити, чиято структура запечатва динамотермална обработка при температури не по-високи от 600° (Macheva and Kolcheva, 1992, Иванов и др., 2001). По този начин се мотивира сравнително нискотемпературен характер за скални комплекси, доскоро считани за най-стари и най-високотемпературни ядра на кристалина на южна Бъл-

гария (Вергилов и др., 1963; Zagorchev, 1993). Проблематиката, свързана с различаването на мигматитите от деформирани при условия на нисък до среден амфиболитов фазиес гранитоиди е с ключово значение за създаването на съвременни схеми за литотектонска подялба на разреза на метаморфитите от Родопската зона (Саров и др., 2004).

От друга страна проведените структурни и петрографски изследвания на скали от зони на срязване от Централните Родопи показаха присъствието на още един генетичен тип очни гнайси. Те са развити за сметка на мигматизирани скали, и са формиращи в етапа след термалния пик на метаморфизма. Този тип очни гнайси са привързани към пластични зони на срязване и не рядко индикират най-интензивно деформирани домени. Целта на настоящата работа е да характеризира находищата на тези скали, да опише възможните механизми за формирането им и да се оцени тяхното значение за създаването на тектоно-стратиграфски модели.

Терминологични бележки

Характеризирането на метаморфните тектонити във високотемпературните метаморфни терени е свързано с използ-

ването на редица термини, в които не рядко се влага различен смисъл. Поради тази причина накратко се излагат най-важните термини, свързани с описанието на структурите в тези метаморфити. Те са съобразени с най-новите препоръки на подкомисията по терминологията и систематика на метаморфните скали към IUGS (Brodie et al., 2002, Wimmenauer and Bryhni, 2002).

Терминът мигматит няма генетичен смисъл и с използването му се означават хетерогенни скали, състоящи се от светли (левкосоми) и тъмни (меланосоми) домени (Mehner, 1968; Wimmenauer and Bryhni, 2002). Левкосомите са с гранитен състав (най-често аплити, пегматити, по-рядко гранитоиди). Произходът на левкосомите може да е свързан както с процеси на топене на място, така и с процеси на инжекция на материал от дълбочина.

Според Brodie et al. (2002), като гнайси се означават скалите, които притежават ясно изразен доменен строеж и се цепят на пластини не по-тънки от 1 см. Доменният строеж се изразява в редуването на ивици изградени от слюдени минерали и кварц-фелдшпатови агрегати. Този тип номенклатура, основаваща се на структурните особености на метаморфитите е много по-лесна за използване по време на теренна работа.

Пластичните деформации на материал с гранитоиден състав при температури под 600° в повечето случаи води до формирането на порфиорокlastни системи (Hanmer and Passchier, 1991), което е резултат от високата якост на калиевия фелдшпат. Тези системи се състоят от порфиорокlast, и динамично прекристализирали "опашки" или "крила". В ултрамилонитните нива се достига до диспергиране на "опашките" в матрикса, като по този начин се получават "голи" порфиорокlastи (naked porphyroclasts), които някои автори наричат "мъниста" (beads – Stauffer and Lewy, 1993).

Находища

Пластичните зони на срязване (ПЗС) са едни от най-важните структури в метаморфния фундамент на Родопите. В редица случаи тези интензивно деформирани нива засягат мигматизирани литотектонски единици. Някои от тези зони притежават регионален характер (синметаморфен навлак на Burg et al., 1990; зоната на срязване Канарата – Sarov and Gerdjikov, 2002, Чепеларска зона на срязване – Gerdjikov et al., 2003) и са развити в мигматитовото ядро на Родопския кристалин – т. е. както лежащото, така и висящото крило са изградени от мигматизирани скали. Други пластични зони на срязване са локализиращи на границата на мигматизирани литотектонски единици, с такива метаморфозирани в по-нисък фациес. Характерът на тези зони е различен – прим. Местенската зона на срязване е с компресионен характер (Barr et al., 1999), като лежащото ѝ крило е изградено от сравнително нискостепенните метаморфити на единицата Пангеон-Пирин, а висящото крило от мигматизирани скали на единицата Сидиронеро-Места. С екстензионен или отседно-екстензионен характер е Боровишката зона на срязване (Саров и др., 2004) с лежащо крило, изградено от мигматите на Старцевската единица и висящо крило от по-нискостепенните метаморфити на Бойновската единица. Независимо от разликите в характера им, пластичните зони на срязване имат редица общи черти:

(1) В рамките им се наблюдават градиенти на крайната деформация от протомилонити до ултрамилонити.

(2) Контактите на зоните с вместващите скали не са резки. Този факт, както и присъствието на по-слабо променените протомилонити, дава възможност да се оценят особеностите на протолитите на тектонитите от пластичните зони на срязване.

(3) Не рядко, в милонитните и ултрамилонитните нива, се установява прогресивна локализация на деформацията синхронно с понижаването на температурата в етапа на ексхумиране на метаморфитите към повърхността. Това дава възможност за по-добро разбиране на ретроградния етап от еволюцията на метаморфните комплекси.

Изброените особености на зоните на срязване дават възможност за изучаване на структурно-метаморфната еволюция на тектонитите, а също така за прецизиране характера на изходните скали, подложени на интензивни пластични деформации. Важно е да се отбележи, че изброените специфики на пластичните зони на срязване не са зависими от мащаба – те се срещат от мезо- до макрониво. Но поради: (1) по-добра разкритост; (2) разлики в литоложките разновидности, от което следва по-голяма вероятност за прецизиране на метаморфните условия; и (3) продължителна динамо-метаморфна история именно регионалните зони са най-благоприятен обект за изследване на структурно-метаморфната история на метаморфните комплекси.

Когато в пластична зона на срязване бъдат въвлечени мигматити, възниква специфична структурна асоциация. В случаите на различно ориентирани спрямо фолиацията в мигматитите левкосоми, а така също в случаите на зараждане на ПЗС под ъгъл спрямо фолиацията в мигматитите, може да се очаква формирането както на будинажни структури, така и на гънки на надлъжно огъване (buckle folds). От друга страна, някои аргументи дават основание да се счита, че именно екстензионната деформация ще е доминираща за левкосомите. Те се основават на общи разсъждения, а така също и на моделите за деформиране на линейни обекти при прогресивна деформация (Passchier and Trow, 1996):

- ПЗС представляват региони на по-високи скорости на деформацията в скалните обеми, въвлечени в коровомащабни деформации в дълбоките части на земната кора.

- Не се забелязва разлика в ориентировката на фолиацията извън и вътре в ПЗС. Тези факти насочват към идеята, че формирането на ПЗС не води до значително преориентиране на по-ранните структури и следователно формирането на гънкови форми ще е по-малко вероятно.

- В повечето мигматити левкосомата е паралелна на фолиацията. Това е т. нар. синмигматично разслояване (Van derhaeghe, 2001). Единствено някои секущи на фолиацията жили може да попадат в полето на свиване на прирастния елипсoid на деформацията.

Следователно може да се очаква, че огромната част от левкосомния материал ще бъде подложен на екстензия. Едни от най-специфичните структури, породени от екстензията на левкосомен материал са порфиорокlastните системи, които в някои случаи доминират структурата на скалата и тя може да се характеризира като очен гнайси или шист.

Структури породени от екстензията на левкосомен материал

Екстензията на левкосомите поражда редица структури, които дават ценна информация за кинематиката на деформацията, а също така и за метаморфните условия по време на деформацията. Това са структури, които възникват във времето след термалния пик на метаморфизма, довел до формирането на мигматити. Породената структурна парагенеза е характеристична за ретроградния етап от еволюцията на метаморфните комплекси. Краен продукт на деформацията на левкосомите и включващия ги матрикс са очните гнайси и очните шисти. Вероятно формирането на очните шисти, характеризиращи се със богат на слюди матрикс се осъществява в относително по-нискотемпературни условия в случаите на локализиране на деформацията в по-дискретни нива (Hippertt and Hongn, 1998). Важно е да се отбележи, че формирането на този тип метаморфни тектонити е възможно в температурния интервал под 600° , където реоложките разлики между левкосомите и матрикса им са значителни. При по-високи температури деформацията е много по-еднородна и води до формиране на едрозърнести ивичести гнайси, при които левкосомата е транспозирана във фолиационните плоскости. За такива скали е характерен гнайсов строеж с дебели (>2 cm) кварц-фелдшпатови домени, които представляват преработената левкосома (фиг. 1).

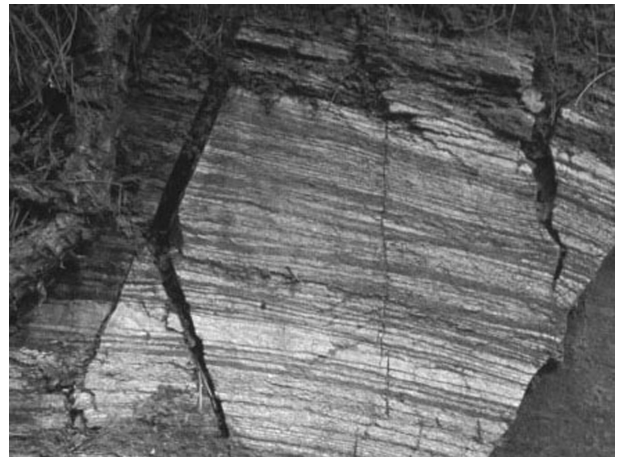
В процеса на формиране на очни шисти и гнайси може да се обособят три стадия:

(1) Начален етап на пластична деформация на левкосомите и тяхното разкъсване. Типични тук са будинажните структури и структурите *pinch & swell*. Освен в случаите на значителни реоложки разлики между матрикса и левкосомите, се наблюдава пластична деформация и в левкосомите.

(2) Стадий на пълна дезинтеграция на левкосомите. Разкъсването на левкосомите води до формирането на конгломератоподобни нива, тъй като от левкосомите остават само отделни фрагменти. Характерни са порфирокласичните системи, които са не само ценен кинематичен индикатор, но дават и информация за степента на некоаксиалност на течението на веществото в ПЗС (Hamner and Passchier, 1991; Stauffer and Lewry, 1993). Типичен случай в България са скалите от обхвата на Константиновката зона на срязване (Gerdjikov, 1999). В централните части на Родопите подобни скали са наблюдавани в рамките на Чепеларската зона на срязване (фиг. 2). Възможно е при тези два стадия будинажа да се използва за количествена оценка на деформацията (Lacassin et al, 1993). От друга страна наскоро бяха описани структури, напоящи будинаж, за които се мотивира произход, свързан с внедряване на топилка (Bons et al., 2004). Това налага внимателен анализ на произхода на структурите.

(3) Стадий на формиране на "голи порфирокласти" или структура тип "мънисто", потопени в милонитен матрикс. Хомогенизацията на структурата на скалата е пълна, и на практика за заличени реоложките контрасти. Подобен тип скали (очни шисти) притежават структура тип "свързан слаб матрикс" (*interconnected weak layers* – Handy, 1994) и са способни да акомодират значителни деформации чрез пластично течение на веществото (фиг. 8). Точна количествена оценка на деформацията в тези нива не

може да се направи, но редица аргументи насочват към идеята, че това са нивата, които са акомодирали най-значителните транслации.

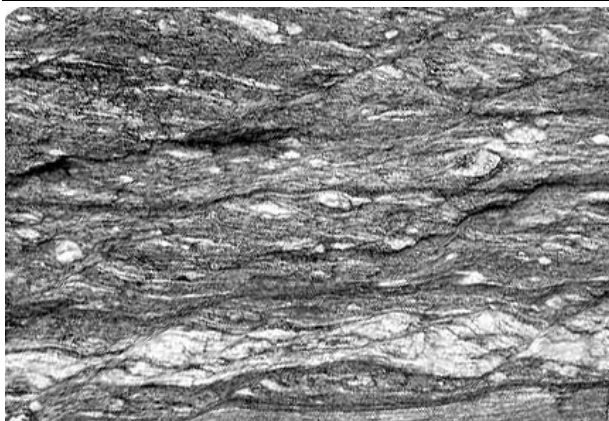


Фиг. 1. Високотемпературна гнайсов структура, оформена в резултат от преработка на левкосоми. Зона на синметаморфния навлак на Burg et al. (1990), северно от гр. Чепелара. Дълга ос на снимката – 40 cm

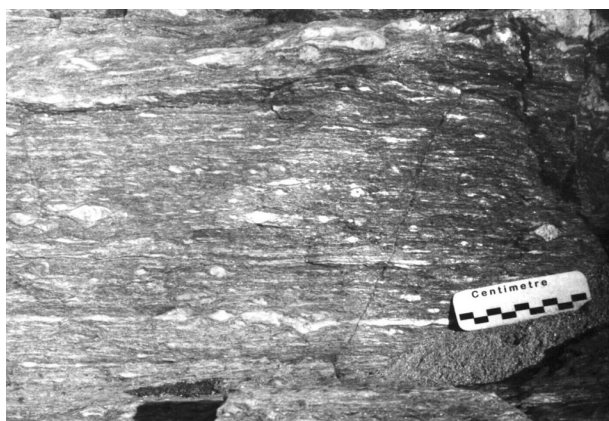


Фиг. 2. Дезинтегрирана аплит-пегматитна левкосома в милонитно ниво на Чепеларската зона на срязване. Дълга ос на снимката – 4 m

Едни от най-ясните примери за деформация на левкосомите може да се наблюдава в разкритията на Местенската зона на срязване, северно от гр. Ксанти. В тези локалитети мигматизирания гнайси от най-долните нива на единицата Сидиронеро са подложени на интензивни деформации в условията първоначално на амфиболитов, а е последствие и на зеленошистен фациес (Gautier et al., 2002). Милонитизацията в амфиболитов фациес има площен характер, докато зеленошистните милонити и ултрамилонити са локализиран в по-тесни зони, което е вероятно резултат от "канализирането" на флуидния поток по време на ретроградния етап от еволюцията. Интензитетът на пластичните деформации е изключително висок, и мигматитовия характер на изходните скали се долавя в изолирани, по-слабо деформирани домени (фиг. 3). В типичните случаи левкосомата е напълно дезинтегрирана и скалата притежава особеностите на очен шист/гнайс (фиг. 4).



Фиг. 3. Милонитизирана и частично разкъсана левкосома в относително слабо преработен домен на Местенската зона на срязване. Северно от гр. Ксанти. Дълга ос на снимката – 60 cm



Фиг. 4. Очен шист от Местенската зона на срязване. Северно от гр. Ксанти

Микроструктурните особености на лещовидните фрагменти левкосома индикират интензивна вътрешнокристална деформация и прекристализация. В защитените участъци около резистентни класти калиев-фелдшпат се наблюдава струпване на прекристализирал левкосомен материал (фиг. 5). Редица особености на тези скали изключват възможността те да са формирани за сметка на порфирни гранити – широко застъпените мраморни и кварцитни нива в разреза, хетерогенния характер на очните шисти/гнайси и присъствието на нетипични за ортогнайси порфиробласти от гранат в матрикса на очните шисти/гнайси (фиг. 6, 7). Краен стадий на деформацията на мигматите са мусковит-хлорови филонити, съдържащи мъниста (beads) от резистентен калиев фелдшпат (фиг. 8). Филонитите са привързани към локалните зони на проява на зелено-шистни деформации.

В значителна степен морфологията на крайните структури зависи от особеностите на изходните скали. Както е известно мигматитите са изключително хетерогенни скали, състоящи се от три основни компонента – палеосома, меланосома и левкосома. Особено важна за описание на поведението на мигматите е присъствието и количеството на меланосомата. Тя е изградена от биотит и при всякакви Р/Т условия е най-некомпетентния елемент в скалния обем. При разглеждане процесите на деформиране на левкосомите може да се обособят два сценария, в зависимост от характера и количеството на матрикса, включващ левкосомите:

(1) Левкосомите са включени в гнайсов матрикс, съдържащ малко количество меланосома. В този случай деформацията следва описания по-горе тристадийен процес.

(2) Левкосомите са включени в слаб, доминиран от биотит матрикс. Тук първичните особености на мигматите играят значителна роля при определяне характера на деформацията на меланосомата и левкосомата. Формираните структури са далеч по-малко информативни за интерпретиране на Р/Т условията, тъй като те се доминират от течението на слабия биотитов матрикс. Поради локализирането на деформацията, в слабия матрикс е възможно левкосомния материал да не бъде интензивно проникващо деформиран. От друга страна високата пластичност на матрикса не дава възможност за кристализиране на материал в междубудинните пространства. Високите реоложки контрасти между левкосомата и матрикса водят до нейното интензивно разкъсване и в тези случаи се достига почти винаги до формиране на голи “порфирокласти” или структура тип “мънисто”. В някои случаи високата степен на локализиране на деформацията в матрикса (strain partitioning) се маркира от липсата на видими белези за интензивна вътрешнокристална деформация на порфирокластите (фиг. 9).

Как да различаваме видовете очни гнайси?

В някои от изследваните ПЗС с регионален характер (Местенска зона на срязване, Боровишка зона на срязване) в непосредствена близост се разкриват очни гнайси, които са с различен генезис – едните са продукт на милонитизацията на порфирни по калиев фелдшпат гранитоиди, а другите представляват силно деформирани мигматити. Разграничаването на двата типа очни гнайси е съществено и е възможно чрез използване на петроложки и геохимични анализи. Допустимо е и прилагането на някои по-достъпни критерии: (1) В случаите на милонитизирани левкосоми, много рядко се наблюдават идиоморфни К-фелдшпати. Докато дори в милонитизирани порфирни гранити, в слабо-деформирани домени може да се установят идиоморфни кристали К-фелдшпат. (2) Милонитизирани порфирни гранити се характеризират с по-хомогенен строеж и състав, докато структурата и състава на деформираните мигматити варират на малки разстояния. (3) Милонитните порфирни гранити често оформят големи тела, докато милонитизирани мигматити са привързани към сравнително тесни зони.

Заклучение

В редица случаи очни гнайси и шисти възникват в резултат на милонитизиране на мигматити. Различаването на този генетичен тип очни гнайси от тези, формирани при динамометаморфната преработка на порфирни по калиев фелдшпат гранитоиди е от твърде съществено при работата във високостепенните метаморфни терени. Формираните при милонитизацията на мигматити очни гнайси и шисти маркират най-интензивно деформираните домени в пластичните зони на срязване. Често срещаните в тях кластни системи са едни от най-сигурните кинематични индикатори, които също така позволяват и оценка степента на некоаксиалност на деформацията (Buttler et al., 2002). Данните за тези скали са ценен източник на информация за

ретроградния етап от развитието на метаморфните комплекси и дават възможност за прецизиране на условията на ексхумация на високостепенните метаморфити.

Литература

- Вергилов, В., Кожухаров, Д., Боянов, И., Маврудчиев, Б., Кожухарова, Е. 1963. Бележки върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. - *Изв. геол. инст.*, 12, 187-211.
- Иванов, Ж., Герджиков, Я., Кунов, А. 2001. Нови данни и съображения за структурата и тектонската еволюция на Сакарската област, ЮИ България. - *Год. Соф. Унив., Геол. и Геогр.*, 91, 1, 35-80.
- Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белоречкого поднятия в Восточных Родопах. - *Geologica Balc.*, 17, 2, 15-38.
- Саров, С., Чернева, З., Колчева, К., Войнова, Е., Герджиков, Я., Овчарова, М. 2004. Строеж на източните части на Централнородопската екстензионна структура – литотектонска подялба на метаморфния разрез. - *Сп. Бълг. геол. д-во* (под печат).
- Barr, S., Temperley, S., Tarney, J. 1999. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of Central Greek Rhodope. - *Lithos*, 46, 69-94.
- Bons, P. D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., Passchier, C. W. 2004. Apparent boudinage in dykes. - *Journ. of Structural Geology*, 26, 625-636.
- Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., Schmid, R. 2002. Structural terms including fault rock terms. *A proposal on behalf of the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 31.10.2002.*
- Burg, J. P., Ivanov, Z., Ricou, L. E., Dimov, D., Klain, L. 1990. Implication of shear sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif, Southern Bulgaria. - *Geology*, 18, 451-454.
- Butler, R.W.H., Casey, M., Lloyd, G.E., Bond, C.E., McDade, P., Shipton, Z.K. and Jones, R., 2002. Vertical stretching and crustal thickening at Nanga Parbat, Pakistan Himalaya: a model for distributed continental deformation during mountain building. - *Tectonics* 10.1029/2001TC901022.
- Gautier, P., Moriceau, R., Kostopoulus, D., Sokoutis, D., Monie, P., Van Den Driessche, J. 2002. Alpine thrusting versus late Alpine extension in northern Aegean: an evaluation of the ductile record in the Rhodope Massif. - *Geol. Balc.* 31, 104-107.
- Gerdjikov, I. 1999. Konstantinovo megashear – 145-120 Ma old ductile strike-slip fault. - *C. R. Acad. Sci. Bulg.* 52, 11-12, 75-78.
- Gerdjikov, I., Gautier, P., Cherneva, Z., Kostopoulus, D. 2003. Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Chepelare area, Central Rhodopes. - *Bulgarian Geological Society, Annual Scientific conference, Abstract volume*, 44-45.
- Handy, M., R. 1994. Flow laws for rocks containing two non linear viscous phases: a phenomenological approach. - *Journ. of Structural Geology*, 16, 287-301.
- Hanmer, S., Passchier, C. W. 1991. *Shear-sense indicators: a review*. Geol. survey of Canada, Sp. paper 90-17, 72 p.
- Hippert, J. F., Hongn, F. D. 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. - *Journ. of Structural Geology*, 20, 1435-1448.
- Lacassin, R. P., Leloup, H., Tapponier, P. 1993. Bounds on strain in large Tertiary shear zones of SE Asia from boudinage restoration. - *Journ. of Structural Geology*, 15, 677-692.
- Macheva, L., Kolcheva, K. 1992. Metagranitoids from East Rhodopes – occurrences and main features. - *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 45, 6, 63-66.
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam. 391 pp.
- Passchier, C. W., Trow, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Sarov, S., Gerdjikov, I. 2002. Unroofing the central Rhodopian dome from the east - Kanarata extensional shear zone. - *C. R. Acad. Sci. Bulg.*, 55, 2, 71-74.
- Stauffer, M., Lewry, J. 1993. Regional setting and kinematic features of the Needle falls shear zone, Trans-Hudson orogen. - *Can. Journ. Earth. Sci.*, 30, 1338-1354.
- Vanderhaeghe, O. 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. - *Phys. Chem. Earth*, 26, 213-223.
- Wimmenauer, W., Bryhni, I. 2002. Migmatites and related rocks. *A proposal on behalf of the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 31.07.2002.*
- Zagorchev, I. 1993. Alpine evolution of the pre-Alpine amphibolite facies basement in south Bulgaria. - *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 86, 9-23.

Препоръчана за публикуване от
катедра "Геология и палеонтология", ГПФ