



Структури на деформирани гранитоиди от Златишка Стара планина – индикатори за срязвания в преходната зона между катакластично и пластично течение

Анна Лазарова¹, Янко Герджиков²

¹ Геологически институт, БАН, ул. Акад. Г. Бончев, бл. 24, 1113 София

² Софийски Университет „Св. Климент Охридски“, 1504 София

Structures of sheared granitoids from the Zlatishka Stara Planina Mountain: indicators for the deformation at frictional-viscous transition

Anna Lazarova¹, Ianko Gerdjikov²

¹ Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev str., bl. 24, 1113 Sofia

² Sofia University “St. Kliment Ohridski”, 1504 Sofia

E-mail: alazarova@geology.bas.bg; janko@gea.uni-sofia.bg

Abstract. Foliated granitoid rocks are found in some of the thrust zones with supposed Early Alpine age in the Zlatishka Stara Planina mountain. Two main types of tectonites are distinguished in the field: cataclasites and mylonitic granitoids. We report a study of deformation mechanisms contributing to the fabric formation in the mylonitic granitoids. The microstructures display evidence for complicated in space and time interplay between various processes as cataclastic flow, diffusive mass transfer, mineral reactions and minor plastic flow by dislocation creep. Deformation mechanisms suggest very low-grade (250–300°C) conditions for mylonitic deformation in the presence of fluids. Most probably the observed strain localization in these competent rocks is due to intensive fracturing during the formation of the shear zones. This contribution is consistent with the emerging hypothesis concerning the existence of a wide zone of frictional-viscous transition at depth, which is characterized with activity of multiple deformational mechanisms.

Key words: Zlatishka Stara Planina, thrust zones, microfabric, diffusive mass transfer, frictional-viscous transition.

Резюме. В някои навлачни зони с предполагаема ранноалпийска възраст в Златишка Стара планина присъстват деформирани гранитоиди. При теренните изследвания са разграничени два основни типа тектонити: катаклазирани и милонитизирани гранитоиди. Нашето изследване е фокусирано основно върху деформационните механизми, допринесли за формирането на структурата в милонитизираните гранитоиди. Тяхната микроструктура характеристика показва сложно пространствено и темпорално взаимодействие между различни процеси: катакластично течение, дифузионен трансфер на вещество, минерални реакции и слабо проявено пластично течение чрез дислокационно „пълзене“. Механизмите на деформация показват нискотемпературни (250–300°C) условия на милонитната деформация в присъствие на флуиди. Най-вероятно локализирането на деформацията в тези компетентни скали се дължи на интензивно напукване по време на формирането на зоната на срязване. Получените данни подкрепят хипотезата за съществуването на широка зона на крехко-пластичен преход в дълбочина, която се характеризира с действието на различни деформационни механизми.

Ключови думи: Златишка Стара планина, навлачни зони, микростроеж, дифузионен пренос на вещество, крехко-пластичен преход.

Въведение

Реоложкото поведение на скалите показва закономерен преход от катакластично течение (cataclastic flow) в плитките части на кората към доминиращо пластично течение (viscous flow) в по-дълбоките нива. Следвайки тази закономерност,

в продължение на години, в структурната геология се наложи поделянето на тектонитите в две основни категории (Sibson, 1977) – крехко деформирани (катаклазити) и пластично деформирани (милонити) скали. В първоначалния модел на зона на срязване, предложен от Sibson (1977), преходът от крехко към пластично поведение е

бърз и се осъществява в сравнително тесен дълбочинен интервал, известен като крехко-пластичен преход. В случаите на нормален геотермален градиент (25–30°C/km), преходът е локализиран на дълбочини 10–12 km.

Последвалите изследвания (Shimamoto, 1989; Schmid, Handy, 1991; Wintsch et al., 1995; Stewart et al., 2000) доведоха до известни промени на предложената от Sibson (1977) схема. Един от най-важните резултати от детайлното изучаване на скали от разломни зони бе установяването на фолиация в тектонската глина (fault gauge), както и разграничаването на нови типове тектонити – фолиирани катаклазити и катаклазити с S/C строеж (Chester et al., 1985; Lin, 1999). Всички данни показват, че те са формирани в нивата от кората над крехко-пластичния преход, но много от техните характеристики правят разграничаването им от типичните милонити проблемно. Друго важно следствие от изследванията на разломните зони е фактът, че крехко-пластичният преход в кората е плавен и се осъществява в сравнително широк (3–5 km) дълбочинен интервал (Shimamoto, 1989; Holdsworth, 2004; Edwards, Ratschbacher, 2005). Формираните в него тектонити, показват специфични структури, отразяващи едновременно действие на катакластично и пластично течение, съпроводени от процесите на дифузионен пренос на вещество. Последните имат решаващо значение за общото „деформационно омекотяване“ на скалата (Wintsch et al., 1995; Imber et al., 1997; Whitmeyer, Wintsch, 2005; Wibberley, 2005; Jefferies et al., 2006), предизвиквайки значителни минерални трансформации в деформиращите се скали. Формирането на „междинни“ тектонити в областта на крехко-пластичния преход често се съпровожда и от генерирането на псевдотакхилити, които отразяват сеизмичност на тектонските зони и повишени скорости на деформацията в тях (White, 2001; Braathen et al., 2004).

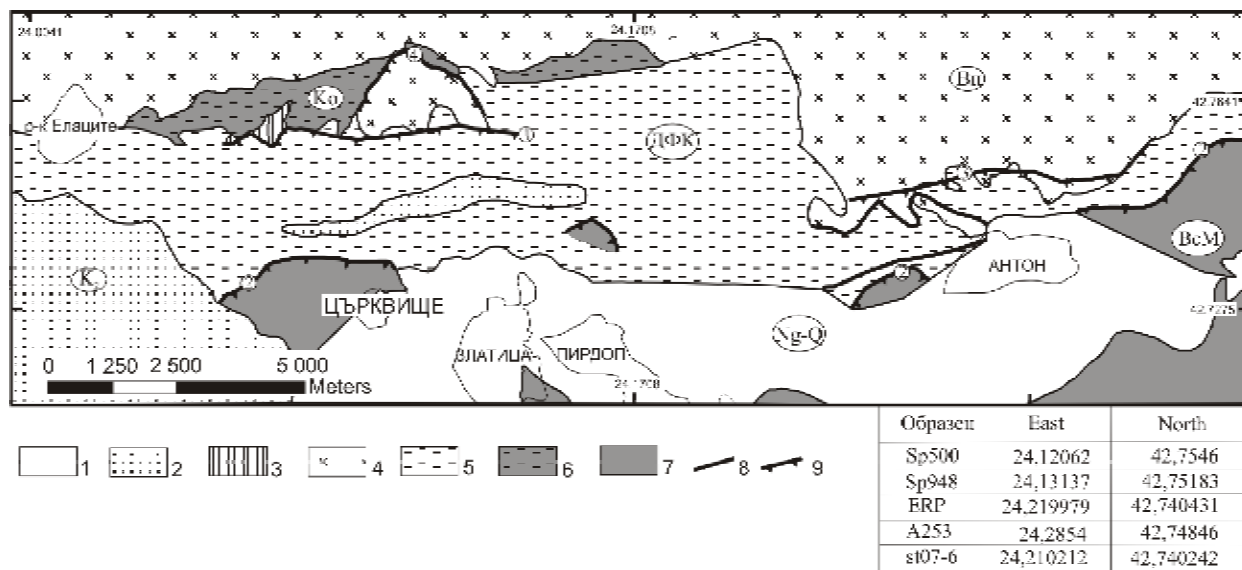
В настоящото изследване представяме данни за мезо- и микроструктурните особености на силно деформирани гранитоиди, установени в северновергентни зони на срязване по южните склонове на Златишка Стара планина. Изложените резултати показват присъствието на малко познати типове тектонити, генерирани в или непосредствено над зоната на крехко-пластичния преход. Дискутирани са механизмите довели до редукция в размера на зърната и формирането на проникващи тектонски структури. Присъствието на такъв тип деформирани скали дава важна допълнителна информация за строежа и тектонската еволюцията на Златишка Стара планина. Тяхното детайлно характеризиране създава добра основа за разбирането на механизма и условията на възникване на северновергентните зони на срязване от една страна, а от друга ще улесни бъдещите структурни корелацията с аналогични по своя строеж сегменти от Балканидите и Карпатите.

Геоложки строеж на южните склонове на Златишка Стара планина

В строежа на южните склонове на Златишка Стара планина (фиг. 1) преобладават анхиметаморфни до зеленошистни параметаморфни скали (Каменов, 1936; Мандев, 1941; Куйкин, Миланов, 1970; Куйкин и др., 1971; Антонов, Желев, 2002; Kamenov et al., 2002; Gerdjikov, Georgiev, 2005, 2006) – основно метаалевролити, с подчинено количество метапелити (филити), метапясъчници и метагравелити (кварцити). В скалния ансамбъл са включени различни по размер тела от метадиабазы, метагабра, метадиорити и др. Липсата на фаунистични данни от разреза, както и сравнително сложната тектонска обстановка в областта на Златишка Стара планина не дават възможност скалната асоциация да бъде пряко корелирана с формализираните литостратиграфски единици (Върблянски и др., 1962; Чунев, Кожухаров, 1968; Haidutov et al., 1979; Хайдутков, 1991) обособени в разрезите от западните части на Стара планина. Предвид тези съображения, в настоящата работа нискосметаморфната скална асоциация от южните склонове на Златишка Стара планина ще се разглежда като неразчленен Диабаз-филитоиден комплекс (ДФК).

Комплексът вмести горнокарбонския Веженски плутон ($314 \pm 4,8$ Ma; Kamenov et al., 2002), който оформя удължен, но тесен магмен масив, заемащ билните части, северните и южни склонове на Централна Стара планина (фиг. 1). В изграждането на интрузива основни са гранодиоритите и внедрените сред тях множество дайки от гранодиоритови, диоритови и габродиоритови порфирити (Kamenov et al., 2002, Lazarova et al., 2005; Лазарова, 2007). С малки изключения, скалите на Веженския плутон показват изотропна структура. В гранодиоритите и дайките от гранодиоритови порфирити, порфирните фази на скалата са представени от плагиоклазови, кварцови, амфиболови и биотитови индивиди с размери най-често между 2–4 mm (в някои разновидности размерите на кварцовите зърна достигат 5–6 mm). Те не показват закономерна ориентировка и са включени в матрикс, изграден основно от кварц и фелдшпати, с размери на зърната между 1 и 0,1 mm.

Паралелно на южния, интрузивен контакт на плутона е развита тясна зона (50–250 m) на контактно-метаморфни промени, в която скалите на ДФК са превърнати в пъпчиви шисти, уплътнени филити, хорнфелзи и рядко скарни (Мандев, 1941; Николаев, 1947; Иванов и др., 1976; Лазарова, 2007). Типични за ореола са и генетично свързаните с интрузива съпътстващи хипоабисални тела, като най-голямо сред тях е тялото, разкриващо се в околностите на вр. Свищи плаз (фиг. 1). Подобни тела се установяват и северно от с. Антон. В южната екзоконтактна



Фиг. 1. Схематична геоложка карта на южните склонове на Златишка Стара планина (по Чешитев и др., 1994, с изменения)

1 – кlastични седименти (неоген–кватернер; Ng-Q); 2 – горнокредни седименти и вулканити (K₂); 3 – перм-триаски седименти; 4 – Веженски плутон (карбон; Вп); 5 – Диабаз-филитоиден комплекс (долен палеозой; ДФК); 6 – контактно променени скали на Диабаз-филитоидния комплекс (Ko); 7 – високостепенни метаморфити (гнайси; ВcM); 8 – крехки компресионни зони; 9 – пластични и крехко-пластични навлачни зони

Главни тектонски зони (цифри в кръгчета): 1 – Кашанска зона на срязване; 2 – Тектонска зона Стържел-Болувания; 3 – Антонска зона на срязване; 4 – Свищиплазки алохтон. В таблицата са дадени координатите на най-важните пунктове на опробване.

Fig. 1. Simplified geological map of the southern slopes of Zlatishka Stara planina Mountain (modified from Чешитев и др., 1994)

1, clastic sediments (Neogene-Quaternary); 2, Upper Cretaceous sediments and volcanics; 3, Permian-Triassic sediments; 4, Vejen pluton (Carboniferous); 5, diabase-phyllitoid complex (Lower Paleozoic); 6, contact-metamorphic rocks (Diabase-Phyllitoid Complex); 7, high-grade metamorphic rocks (gneisses); 8, brittle compressional tectonic zones; 9, ductile to brittle-ductile thrust zones

Main tectonic zones (numbers in circles): 1 – Kashana shear zone; 2 – Stargel-Boluvania tectonic zone; 3 – Anton shear zone; 4 – Svishti Plaz allochthone. In the table are given the coordinates of the main sampling sites.

зона присъстват и множество дайки от гранодиоритови порфири и гранит-порфири (Лазарова, 2007).

Един от основните репери за възрастта и структурно-метаморфните изменения на ДФК в областта са неговите взаимоотношения с Веженския плутон. Контактно-метаморфните промени и вместените сред ореола дайкови тела запечатват регионално проявената фолиация в метаморфитите, която несъмнено има палеозойска възраст (деформационни събития проявени преди $314 \pm 4,8$ Ma). От друга страна, липсата на син-плутонични деформационни структури в скалите от контактния ореол, както и статичния характер на измененията в тях са индикатори за пост-тектонското внедряване на Веженския плутон (Лазарова, 2007; Lazarova, 2008).

В южното подножие на планината, с тектонски контакт върху ДФК се разполага контрастен по скален състав комплекс, изграден от диафторизирани високостепенни метаморфити, в т.ч. гнайси и амфиболити. Възрастта на метаморфизма е къснохерцинска ($336,5 \pm 5,4$ Ma; Carrigan et al., 2006).

Мезозойските скални комплекси в изследвания район са представени от перм(?)–триаски (мета)седименти и горнокредни седименти и вулканити. Перм(?)–триаските (мета)седименти се срещат като лещовидни тела в обхвата на зони на срязване с предполагаема ранноалпийска възраст (Gerdjikov, Georgiev, 2005, 2006), като почти във всички разкрития са засегнати от интензивни деформации и анхиметаморфни изменения. Горнокредните скали са представени от теригенни седименти, вулканогенно-седиментни последователности, вулкански и дайкови тела, които са основен елемент от строежа на Челопешката единица (Чешитев и др., 1995; Stoykov, Pavlishina, 2004) и се срещат като изолирани тела и разкрития в подножието на планината.

Навлачни зони в Златишка Стара планина

Присъствието на алпийски компресионни зони в този район е известно отдавна. Тяхното съществуване не буди съмнение, но обхватът им,

дълбочината на срязванията и времето на проява са въпроси, които все още не са намерили окончателно решение.

Куйкин, Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971) лансират идеята за съществуването на навлачна структура с регионален характер, която наричат Кашански навлак. Според тези автори навлачната зона се следи непрекъснато от прохода Кашана до с. Антон. Контрастно различна интерпретация предлагат Антонов и Желев (2002), според които в южните склонове на Златишка Стара планина не би могла да се проследи непрекъснатата навлачна зона от типа на Кашанската. Те считат, че алпийските компресионни зони са сравнително къси и оформят кулисно разположена постройка. Авторите обособяват система от шест крехки компресионни структури (Антонски възсед, Джемински възсед-навлак, Кашански възсед-навлак, Мечешки възсед, Свищиплазки алохтон и Веженски навлак), чиято възраст се приема за късноалпийска въз основа на присъствието на горнокредни скали в лежащото крило на Антонския възсед (Антонов, Желев, 2002). С компресионен характер е и характеризиранията като пластична Антонска зона на срязване (АЗС), за която цитираните автори допускат херцинска възраст и активност в късните етапи на кристализация на Веженския плутон, преди внедряване на жилните фази (вж. дискусията в Lazarova et al., 2006).

Наскоро изложените от Gerdjikov, Georgiev (2005, 2006) и Lazarova et al. (2006) данни подсказват друга интерпретация на еволюцията и строежа на тази част от Стара планина. Основният нов момент в предложения модел е присъствието на деформирани на значителна дълбочина скали в обхвата на тектонските зони, считаните до сега (Антонов, Желев, 2002) за крехки и късноалпийски. Тектонитите от тези зони запечатват проявата на пластични и крехко-пластични деформации, съпроводени едновременно от анхиметаморфни изменения. Фактът, че от такива промени са засегнати и триаски седименти предполага алпийската възраст на срязванията в обхвата на компресионните зони. Горната „граница“ на деформационните събития се маркира от трансгресивно разположените туронски седименти и секущи, недеформирани вулканисти. При тази постановка, логично следва, че времето на проява на крехко-пластичната компресионна тектоника е в интервал късна юра – ранна креда, период на активна орогенеза в българския сектор на Алпийския ороген.

На базата на гореизложеното, в южните склонове на Златишка Стара планина са разграничени три зони на проява на ранноалпийски компресионни деформации (фиг. 1). Кашанската зона се следи от прохода Кашана до долината на р. Корудере. В обхвата ѝ се включват Кашанският и Мечешкият възседи (Антонов, Желев; 2002). Зоната на Свищиплазкия алохтон подстиля едноименната алохтонна пластина в района

на вр. Свищи плаз. Антонската зона на срязване следи част от южната периферия на Веженския плутон (Антонов, Желев, 2002; Lazarova et al., 2006). Съдейки по ориентировката и геометрията на структурите може да се предположи, а и да се преразгледа допускането на Куйкин, Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971), че Кашанската и Антонската зони са част от регионална зона с ранноалпийска възраст, но това становище изисква мотивация с нови данни. Белези за крехко-пластична реактивация са установени и по контакта между херцинските гнайси иДФК в южното подножие на планината.

Обособените ранноалпийски крехко-пластични компресионни зони засягат разнообразни скални типове (фиг. 1). Разграничаването на тези структури в некомпетентните скалите наДФК и херцинските гнайси е проблемно, поради развитата в тях регионално-метаморфна фолиация. От друга страна компетентните перм(?)–триаските седименти, както и магматитите на Веженския плутон, и асоцииращите с него тела запечатват еднократна синметаморфна деформация и кристализация.

Поради детайлния структурен характер на настоящото изследване основен обект са именно деформиранията гранитоиди на Веженския плутон. Изборът им се определя от възможността за оценка на процесите водещи до редуцията в размера на зърната – оценка, която е невъзможна в случай с първично финозърнести скали, каквито са филитите наДФК и триаските (мета)седименти. Тъй като деформирани гранитоиди се установяват в Антонската и Кашанската зони на срязване, сравняването им дава възможност за по-добра мотивация на предложената корелация между тях (Lazarova et al., 2006).

Деформирани гранитоиди от компресионните зони на срязване

Интензивната деформация на гранитоидите на Веженския плутон северно от с. Антон е отдавна известен факт (Пушкарров, 1903; Бончев, 1908; Мандев, 1941; Куйкин и др., 1971). В тези пионерски работи те са означавани като „гранито-гнайси“. Едва Антонов и Желев (2002) обособяват тези деформирани гранитоиди в Антонска зона на срязване и излагат данни за пониско-температурния характер на тектонитите, характеризирани като милонити, бластомилонити, катаклазит-милонити и протомилонити. В АЗС най-интензивно деформирани са порфирни поплагиоклаз и кварц гранодиорити, разкриващи се непосредствено северно от контакта на Веженския плутон, порфиритови дайки, вместени в контактния ореол (Lazarova et al., 2006; Лазарова, 2007) и някои тела с диоритов състав, разкриващи се западно от р. Еленска.

Наскоро бе установено (Gerdjikov, Georgiev, 2005, 2006; Лазарова, 2007), че в обхвата на Ка-

шанската зона на срязване (КЗС; Gerdjikov, Georgiev, 2005) присъстват деформирани в различна степен дайки от гранодиоритови порфирити и гранит-порфири, вместени сред контактно-метаморфозирани материали наДФК. Базирайки се на взаимоотношенията в по-слабо деформираните участъци, където те са близки до първичните, може да се заключи, че това са дайки генетично свързани с Веженския плутон и изобилстващи в неговия контактен ореол (Лазарова, 2007; Lazarova, 2008).

Мезоструктурна характеристика на деформираните гранитоиди

Деформираните гранитоиди от АЗС и КЗС показват забележително сходство в структурните си особености. На терена ясно могат да бъдат обособени два основни типа тектонити, чието съвместно съществуване подчертава хетерогенния характер на деформацията в зоните. Отделени са споени катаклазити с груба катакласлична фолиация и интензивно милонитизирани гранитоиди. Пространствената асоциация и аналогичната ориентировка на плоскостните и линейните структури в тези тектонити свидетелстват за едновременното им формиране.

Споените катаклазити (фиг. 2а) присъстват и в двете зони на срязване. Почти повсеместно в тях се установява развитие на закономерно ориентирана плоскостна структура. Тя се доминира от система гъсто разположени пукнатини и микроразломни повърхнини, които определят груба катакласлична фолиация. Последната анастомозира около запазени „лещовидни“ литокласти от изходните гранитоиди, чиито размери не надвишават няколко сантиметра. В рамките на АЗС споените катаклазити се обособяват като сантиметрови до няколко десетки сантиметрови „нива“, вместени сред или преходащи към интензивно милонитизирани домени (фиг. 2а). От друга страна, в КЗС деформацията е локализирана основно в порфиритовите дайки, които показват различна степен на деформация една спрямо друга – някои от телата са трансформирани в споени катаклазити, а други са интензивно милонитизирани (фиг. 2б).

Милонитизираните гранитоиди (фиг. 2б, с, д) се характеризират с проникваща фолиация, която се определя от: силно удължени кварц-фелдшпатови агрегати, редуващи се с фини ивици, богати на филосиликати; предпочитана ориентировка на асиметрично изтеглени порфинокласти; фини пукнатини, повсеместно запълнени с кварцови жили. В участъците с най-интензивна фолиация рядко се наблюдават запазени порфинокласти, като гранитоидите са трансформирани в богати на серицит и хлорит (мазни на пипане) тектонити. Друга плоскостна структура в милонитизираните гранитоиди са ивици на срязване (С'-плоскости, shear bands; Berthe et al.,

1979; White et al., 1980) с проникващ характер, по които се осъществява преориентиране и огъване на фолиационните плоскости (фиг. 2б, д). Самите ивици представляват няколко милиметра дебели милонитни зони, запълнени с финозърнеста филосиликатна маса.

Темпоралните отношения между процесите на катаклаза и милонитизация са противоречиви. От една страна микроструктурните наблюдения показват катаклаза предшестваща милонитизацията (вж. Микроструктури, отразяващи едновременната проява на катаклаза и дифузионен трансфер на вещество). От друга страна обаче крехки структури, какъвто е Джеминския възсед, пресичат милонитизираните гранитоиди на АЗС. Тези взаимоотношения отразяват поне два етапа на проява на катакласлична деформация, запечатани в скалите от изследвания район – единият по-ранен етап съпровождащ процеса на крехко-пластична деформация, а втория, наложен по-късно, след формирането на двете зони на срязване.

Типична особеност на милонитизираните гранитоиди в АЗС и КЗС е присъствието на различни по морфология линейни структури, развити по плоскостите на фолиация и С'-плоскостите. По фолиационните повърхнини са развити линейност по сенки на натиск около порфинокласти от кварц и фелдшпати, и минерална линейност определена от паралелната подредба на серицитови и хлоритови люспи. Друг тип минерална линейност са влакнестите кварцови стриации (fibrous striae), които се срещат по фолиацията, но са особено чести по С'-повърхнините. В протокатакласитите и споените катаклазити, линейните структури се определят от кварцови влакна по микроразломни повърхнини.

В двете зони на срязване присъстват множество закономерно ориентирани кварцови жили, развити паралелно на фолиацията или запълващи пукнатини на скъсване (tension gashes). Те показват интензивна синдеформационна флуидна активност и се различават от деформираните аплитонидни жили, генетично свързани с процесите на кристализация на Веженския плутон (вж. дискусията в Lazarova et al., 2006).

Микроструктурна характеристика на деформираните гранитоиди

Общи особености

От деформираните разновидности са изследвани само милонитизираните гранитоиди (ориентирани образци и изготвени от тях микроскопски препарати в ХZ прерези; координатите на местата на опробване са посочени на фиг. 1). В тях структурно-минералните трансформации са значително напреднали, което позволява коректна оценка на деформационните механизми. Въпреки наблюдаваната на мезоскопско ниво



Фиг. 2. Мезо- и микроструктурна характеристики на ориентирани образци (X/Z прерези) и микроскопски препарати от деформирани гранитоиди от Антонската и Кашанската зони на срязване

a – хетерогенно разпределение на деформацията в порфироиден гранодиорит – милонити (черна стрелка) и нашистени в различна степен споени катаклазити (бели стрелки). Важно е да се отбележи субпаралелната ориентировка на плоскостните структури, АЗС; *b* – интензивно милонитизирана дайка от гранодиоритов порфирит, КЗС; *c* – S-C' строеж в милонитизиран гранодиорит, АЗС; *d* – S-C' строеж и кварцови порфирокласти с ясни деформационни сенки в милонитизирана дайка. Посока на тектонски транспорт към север, АЗС; *e* – катакластичен домен със слаба фолиация, определена от субпаралелна система микропукнатини и предпочитена ориентировка на порфирокласти. Класт-поддържана структура, ERP; *f* – милонитен домен с матрикс-поддържана структура в интензивно деформирана дайка, Sp500; *g* – S-C' строеж с формиране на втора фолиация в милонитизиран гранодиорит, st07-6; *h* – обособяване на различни по състав ивици (кварц-фелдшпатови и богати на филосиликати), определящи милонитната фолиация в интензивно деформирани гранитоиди, Sp500

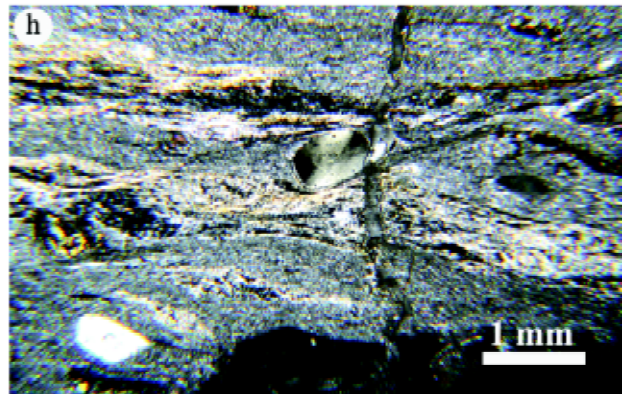
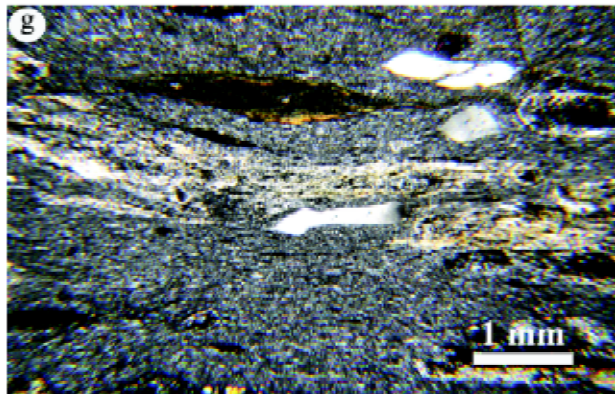
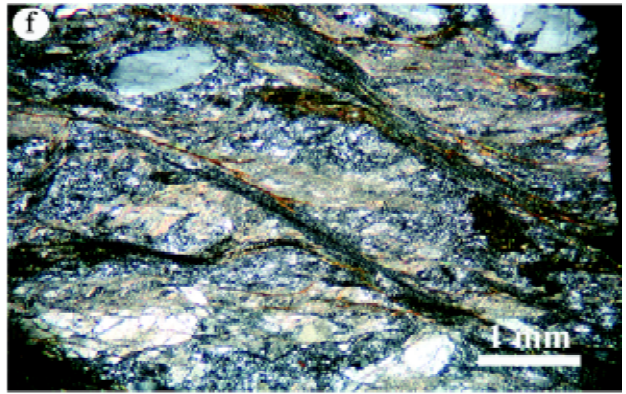
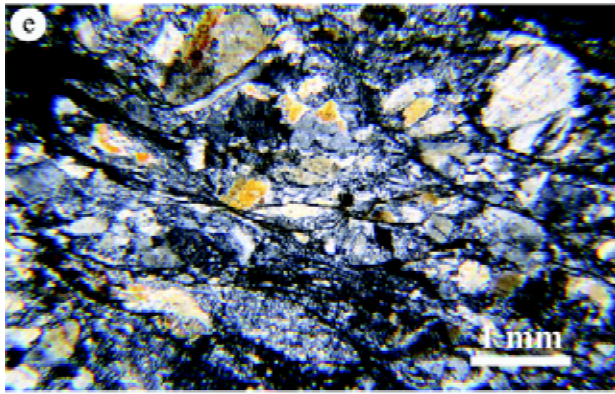
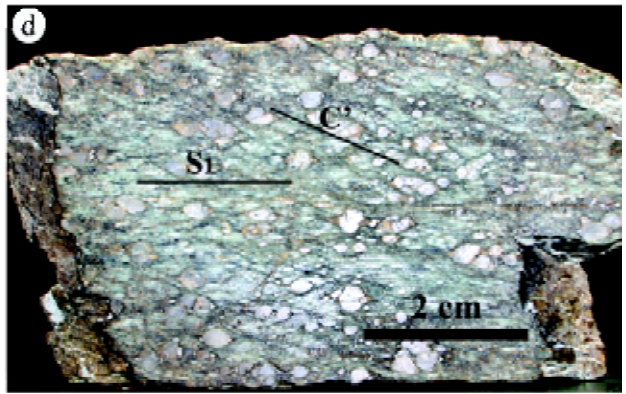
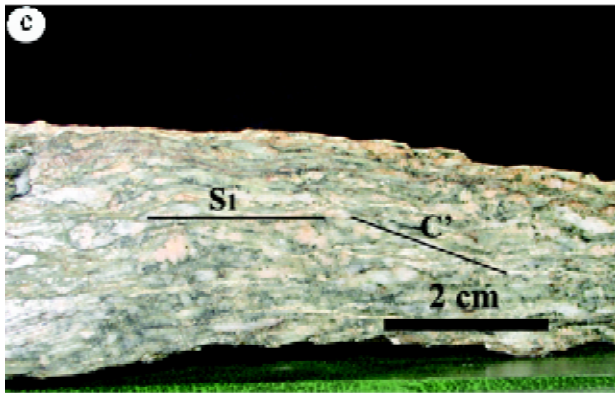
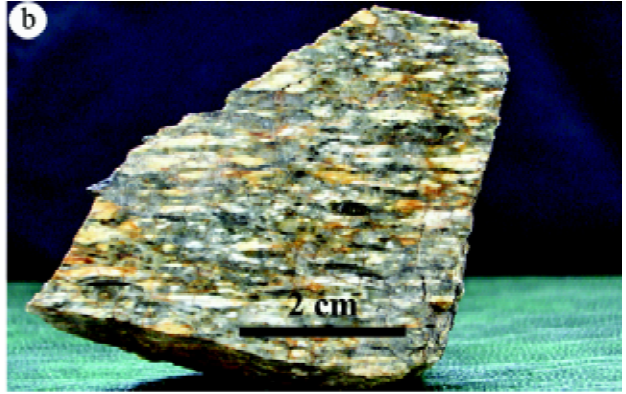
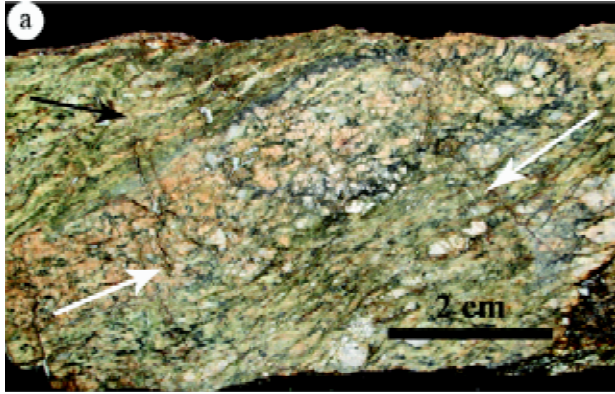
Fig. 2. Hand specimen (X/Z sections) fabric of deformed granitoides and photomicrographs of samples of mylonitic granitoides (X/Z sections) from the Anton and Kashana shear zones

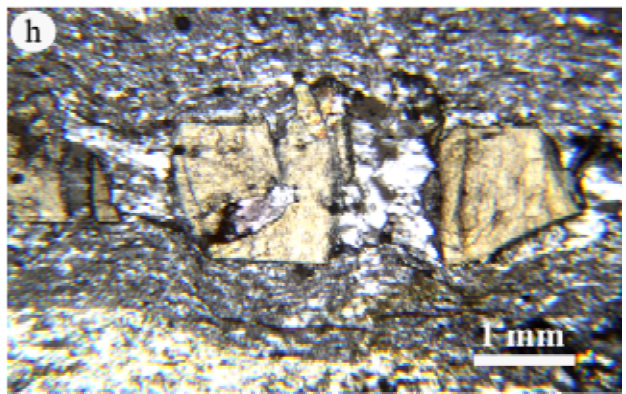
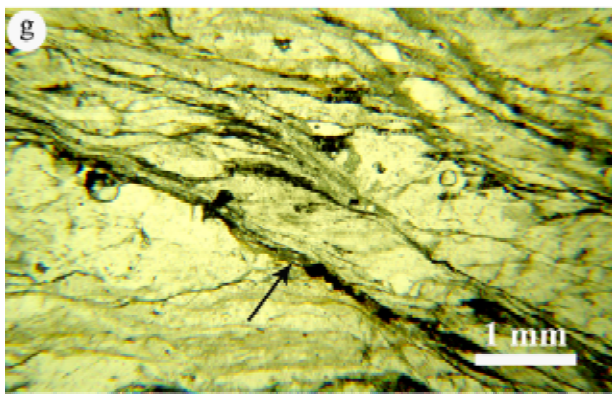
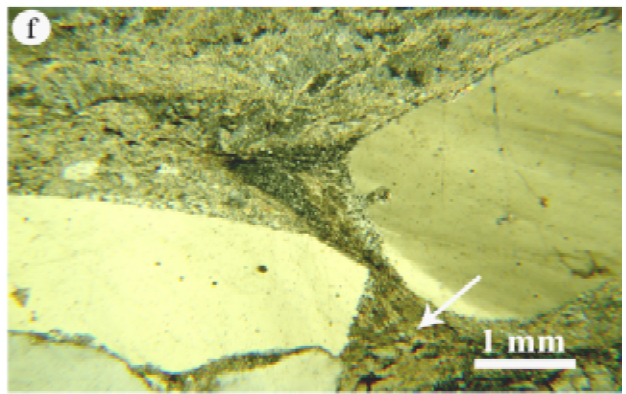
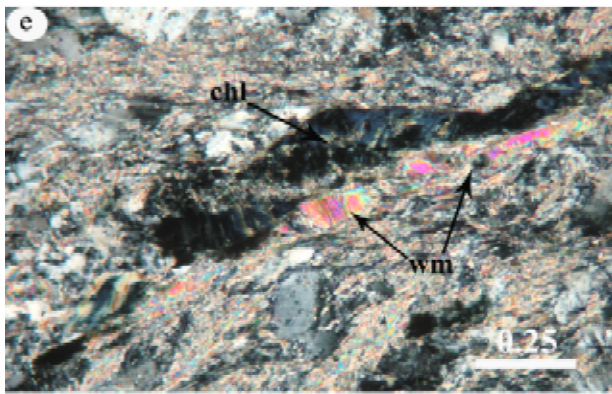
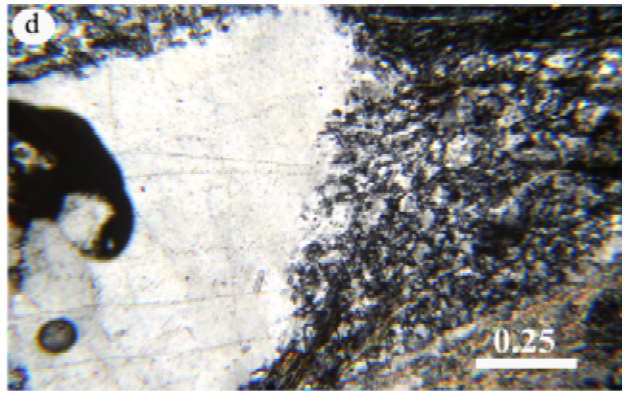
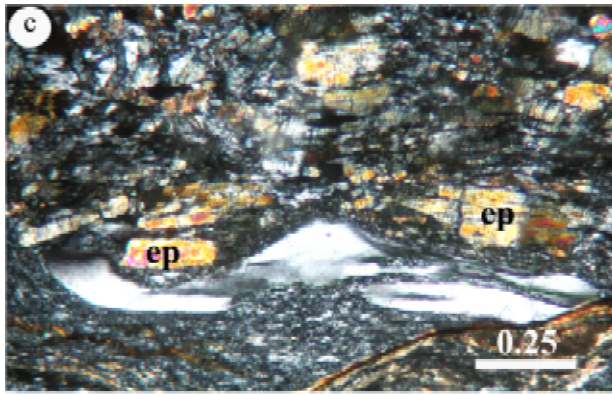
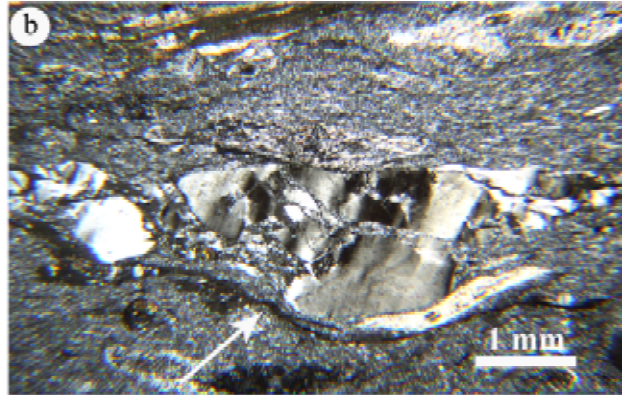
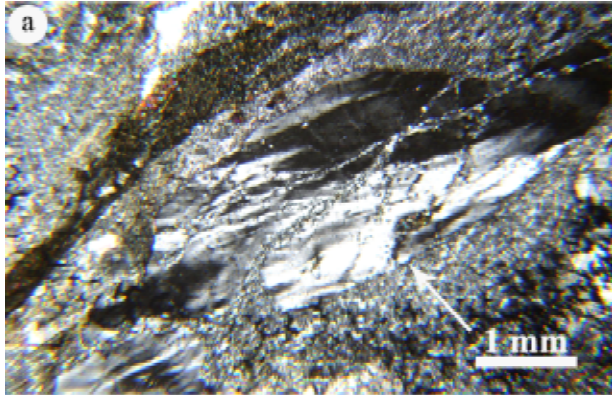
a, heterogeneous strain distribution within a porphyroid granodiorite – mylonites (black arrow) and moderately to strongly foliated cataclasites (white arrows). It is worth to note the subparallel orientation of plane structures, ASZ; *b*, strongly mylonitized granodiorite porphyritic dyke, KSZ; *c*, S-C' fabric within milonitic granodiorite, AZS; *d*, S-C' fabric and quartz porphyroclasts with prominent strain shadows within mylonitic dyke as both structures. Top to the north sense of shear, AZS; *e*, cataclastic domain with weak foliation, defined by subparallel microfractures and porphyroclasts with preferred orientation. Clast-supported fabric, ERP; *f*, mylonitic domain with matrix-supported fabric in strongly deformed dyke, Sp500; *g*, S-C' fabric and second foliation development within mylonitic granodiorite, st07-6; *h*, advanced stage of development of compositional layering (quartz-feldsparic and phyllosilicate-enriched), defining the mylonitic foliation, Sp500

пластичност на тези тектонити, на микроново се установяват множество структури, които отрязват катакластични процеси. Така например в матрикса на милонитизираните гранитоиди, освен доминирани от пластична деформация нашистени участъци, разграничаваме и катакластични, където поведението на порфирокластите е основно крехко. Границите между двата типа тектонити са постепенни.

Катакластичните домени (фиг. 2e) се наблюдават като 0,5–1 cm широки участъци със слабо изразена фолиация, които бързо прехождат в интензивно фолиирани нива. Микроструктурата на домените се определя от присъствието на ъгловати по морфология порфирокласти, включени в дребнозърнест матрикс от една страна и от катакластична фолиация от друга. В общ аспект, микроструктурата на домените е „класт-поддържана“ (в смисъла на Schmid, Handy, 1991), като порфирокластите преобладават значително (>60%) спрямо матрикса. Те са „мозаично“ или „домино“-подобно фрагментирани като отделните фрагменти са с размери най-често 1–2 mm (рядко >2 mm). В резултат на механична ротация и трансляция по микроразломни повърхнини последните са развили предпочитана ориентировка. Матриксът е изграден основно от кварц и фелдшпати, като размерите на отделните зърна не надвишават 0,1 mm. Катакластичната фолиация в домените се определя от пукнатини, срязващи плоскости и ивици на разтваряне (solution seams). Първите два типа структури проникват в минералните зърна и редуцират техните размери, докато ивиците на разтваряне отразяват активната циркуляция на флуиди.

В интензивно нашистените домени редукцията в размера на зърната е значителна. Обособяват се милонитни нива (фиг. 2f), които прехождат в ултрамилонитни (или филонитни) домени. Последните са участъци с ширина от няколко милиметра (рядко до 1–2 cm), в които порфирокласти почти липсват. Фолиацията в милонитните домени (фиг. 2f) се определя от гъста система субпаралелни ивици на разтваряне, микропукнатини, микросрязвания, множество микрожили, запълнени главно с кварц, силно удължени порфирокласти и финовлакнести минерални агрегати. В отделни случаи фолиацията е пресечена и деформирана от С'-плоскости, които в микромащаб определят развитие на втора фолиация (фиг. 2g). В милонитните домени порфирокластите са „потопени“ в криптокристлинен (<0,01 mm) матрикс, често без да образуват взаимносвързана система (фиг. 2f). Тъй като матриксът доминира над порфирокластите (>60%), микроструктурата на скалата е „матрикс-поддържана“ (в смисъла на Schmid, Handy, 1991). В тази връзка, неговата роля е определяща за общото деформационно поведение на скалата. Той обтича порфирокластите и удължените полиминерални агрегати; оформя гънки, в някои от които участват и фини, паралелни на фолиацията кварцови жили. Тези особености отразяват пластичното му поведение (фиг. 2h). Обособяването на отделните минерали, които изграждат матрикса дори при значителни увеличения е трудно. Въпреки това, при сравнение с катакластичните домени, където доминират различни по размер зърна от кварца и фелдшпати, тук най-широко представени са относително еднакви по размер люспи от филосиликати (серицит, хлорит).







Фиг. 3. Деформационно поведение на кварцови порфирокласти и микроструктури, отразяващи процеси на дифузионен обмен на вещество

a – удължен паралелно на фолиацията кварцов порфирокласт (бяла стрелка), пресечен от спрегната система микропукнатини, st07-6; *b* – фрагментиран от микросрязвания кварцов порфирокласт (бяла стрелка) като отделните фрагменти са с различни размери и очертания, Sp948; *c* – удължени паралелно на фолиацията кварцови монорибони (бяла стрелка) и епидотови порфиробласти (ep), Sp500; *d* – кварцов порфирокласт с „назъбени“ зърнови граници, субзърна и прекристализирани индивиди, st07-6; *e* – порфиробласти от бяла слюда (wm) и хлорит (chl) сред богат на филосиликати матрикс, A253; *f* – сенки на натиск формирани около кварцови порфирокласти, в които се наблюдава отлагане на калцит (бяла стрелка), филосиликати и кварц, A253; *g* – ивици на разтваряне с концентрация на рудни и други тъмноцветни минерали (паралелни нукули), ERP; *h* – микробудиниран амфиболов порфирокласт, като в „шийките“ между будините е отложен удължен паралелно на фолиацията кварц, Sp500

Fig. 3. Photomicrographs illustrating the deformational behavior of quartz porphyroclasts and microstructures reflecting the diffusive mass transfer processes

a, quartz porphyroclast (white arrow) elongated along the foliation and crosscut by conjugate set of microfractures, st07-6; *b*, quartz porphyroclast (white arrow) fragmented by microfaults as single fragments are different in size and shape, Sp948; *c*, quartz monoribbon (white arrow) and epidote porphyroblasts (ep) elongated along the foliation, Sp500; *d*, quartz porphyroclasts with serrated grain boundary, subgrains and recrystallized grains, st07-6; *e*, white mica and chlorite porphyroblasts hosted within enriched in phyllosilicates matrix, A253; *f*, strain shadows containing calcite, phyllosilicates and quartz formed around quartz porphyroclasts, A253; *g*, pressure solution seams containing ore minerals and other opaque minerals, ERP; *h*, boudinated hornblende porphyroclast as in boudines' necks were precipitated elongated along the foliation quartz, Sp500

Деформационно „поведение“ на порфирокластите

Деформационното поведение на порфирокластите от фелдшпати, кварц, амфибол и биотит в катакlastичните домени е подчертано крехко. От друга страна, в интензивно милонитизираните домени някои от тях се характеризират със смесено крехко-пластично поведение, а други се заместват напълно от нови минерали.

Кварцовите порфирокласти в интензивно нашистените домени показват обща тенденция на нарастване на отношението къса към дълга ос (от 1:2 до 1:6) с увеличаване интензитета на деформация. Техните размери най-често варират между 1 и 3 mm и показват доминиращото развитие на крехки микроструктури. В тази връзка често зърната са пресечени от спрегнати системи вътрешнозърнови микропукнатини, които повсеместно са запълнени с новообразувани кварцови зърна (фиг. 3a). Последните имат изометрични очертания и почти еднакви размери. Значителна редукция в размера на кварцовите порфирокласти предизвикват микросрязвания, които пресичат и фрагментират едрите индивиди (фиг. 3b). Паралелно на срязващите плоскости кварцът е интензивно надробен, а отделните фрагменти са с ъгловати очертания и дребни, но разнообразни размери.

Независимо от доминиращото значение на крехките деформационни микроструктури, някои от кварцовите порфирокласти показват белези за вътрешнокристална деформация. Във всички изследвани микроскопски препарати кристалните решетки на отделните индивиди са напрегнати в значителна степен и показват висока дис-

локационна плътност. За това свидетелстват вълновидното потъмнение, присъствието на деформационни ламели и кинк-огъванията без нарушаване целостта на зърната. В отделни препарати (фиг. 3c) са наблюдавани и силно удължени кварцови монорибони (monocrystalline quartz ribbons; Boulier, Bouchez, 1978). От друга страна обаче, процесите на възстановяване (recovery) и динамична прекристализация, водещи до общо намаляване на дислокационната плътност и свободната енергия на деформиращите се кварцови зърна са много слабо съществени. В тази връзка, рядко се наблюдават субзърна и прекристализирани дребни индивиди, като често те са локализиращи в съседство с неправилни зърновите граници (фиг. 3d) или вътрешнозърнови пукнатини. Никъде в изследваните препарати не бяха установени примери за относително напреднали процеси на динамична прекристализация с формиране на кварцови ивици, паралелни на милонитната фолиация.

В интензивно нашистените домени, фелдшпатите и амфиболът често изцяло са трансформирани в силно удължени паралелно на фолиацията кварц-серицитови (по фелдшпата) и епидот-хлоритови (по амфибола) агрегати, пряк резултат от повишената синдеформационна флуидна активност. В редки случаи, когато степента на заместване е по-слаба, порфирокластите показват подчертано крехко поведение, като са проникнати от множество микропукнатини и микросрязвания.

Със смесено крехко-пластично поведение се характеризират удължените по фолиацията порфирокласти от хлоритизиран биотит. Типични микроструктури за него са микрокинк-огъвания-

та и трансляции по (001) плоскостите. Последните са разглеждани (Lin, 1999) като индикатор за пластично поведение на този минерал.

Процеси на синдеформационен дифузионен обмен на вещество

В деформираните гранитоиди се установяват множеството микроструктури, свидетелстващи за интензивен синдеформационен дифузионен обмен на вещество (ДОВ). Този тип процеси до голяма степен са допринесли за формиране на фолиацията и протичането на синтектонски метаморфни реакции. Най-ясните индикатори за значението на процесите на ДОВ са от една страна зараждащото се разслояване в първоначално еднородната гранитна среда и от друга процесите на минералообразуване. Разслояването се изразява във формиране на нива с различно количество филосиликати (фиг. 2h). В резултат на интензивната флуидна циркулация и ретроградни реакции то се увеличава, като с нарастване интензитета на деформацията се налага тенденция за отделянето им от кварц-фелдшпатовия материал. Най-напредналия стадий на тази сепарация се представя от филонитните нива.

За интензивна флуидна преработка на деформираните гранитоиди свидетелства отлагането на калцит и порфиروبласти от по-едролюспеста бяла слюда (фиг. 3e), хлорит (фиг. 3e) и епидот (фиг. 3c) в матрикса. Калцитът се наблюдава като удължени кристали, изграждащи „сенки“ на натиск около кварцови порфирокласти (фиг. 3f). В тази връзка, важно е да се отбележи, че отлагането на карбонати в процеса деформация на гранитоиди е нетипичен процес, който би могъл да се обясни с взаимодействие на скалата с богат на CO₂ флуид. Порфиробластите от бяла слюда, хлорит и епидот от своя страна отразяват синдеформационен минерален растеж в резултат на заместване на амфибол, фелдшпат и биотит. Друго пряко отражение на процеси на активна флуидна преработка е фактът, че в матрикса на милонитните домени доминират филосиликатите (главно серицит и хлорит) и влакнест кварц, което контрастира с матрикса на споените катаклазити или слабо деформираните гранитоиди.

В деформираните гранитоиди се установяват и множество микроструктури, свидетелстващи за разтваряне, транспорт и отлагане на материал – отделни етапи от общия процес на ДОВ. За процесите на синдеформационно разтваряне свидетелстват ивиците на разтваряне (фиг. 3g), за които е характерно концентриране на непрогледен материал и рудни минерали, явяващи се неразтворим остатък по неравни повърхнини. Пресичайки порфирокластите, тези ивици не водят до видими трансляции на отделните фрагменти. Друг белег за синдеформационно разтваряне и изнасяне на материал е присъствието на деформационни шапки (strain caps), разположени около фелдшпатови порфирокласти. Самите

деформационни шапки като правило са места на концентриране на филосиликати (Passchier, Trouw, 2005). За процеси на разтваряне свидетелстват и непревилните, „кородирани“ граници на много от кварцовите порфирокласти, запазени в интензивно нашистените домени.

Разнообразни микроструктури отразяват процесите на синдеформационно отлагане на материал от флуиди и нов минерален растеж. От една страна изобилстват различно ориентирани микрожили, запълнени с приблизително еднакви по размер, дребни (<0,1 mm) зърна от кварц, много по-рядко епидот, хлорит и филосиликати. Същите минерали оформят „шийките“ на микробудинажни структури развити в някои порфирокласти (фиг. 3h). Други микроструктури, отразяващи отлагане на материал са „сенките“ на натиск (strain/pressure shadows; фиг. 3f) и слюдените „бради“ (представляват своеобразни обраствания), формирани около порфирокласти и рудни минерали. В „сенките“ се наблюдава отлагане на фини (<0,1 mm) зърна от кварц, хлорит, серицит, карбонати и др.

Белези за едновременната проява на катаклаза и дифузионен обмен на вещество

Като правило, процесите на ДОВ следват катакластичната преработка на гранитния протолит. Конкретни примери за това са присъствието на ивици на разтваряне в катакластичните домени; запълването на микропукнатините и междубудинните пространства от новообразувани минерали; високата степен на минерални трансформации в катаклазираните порфирокласти; обтичането на домени с катакластична структура от флуидно обработени, богати на филосиликати нива и др. От друга страна в изследваните тектонити се установяват микроструктури, които отразяват цикличната, налагаща се във времето проява на крехко разрушаване и процеси на ДОВ. Такива микроструктури са разместени от микросрязвания кварцови жили, силно удължени паралелно на фолиацията кварцови порфирокласти и хлоритови порфиروبласти.

Дискусия

Особеностите на милонитизираните гранитоиди в АЗС и КЗС показваха, че това са специфичен тип тектонити, които на терена могат да бъдат характеризирани като S-C' милонити, а самите зони да бъдат определени като пластични. В тесен смисъл обаче, за да бъде характеризирана една зона на срязване като пластична трябва да има ясна представа за механизмите на деформация в микромащаб (Passchier, Trouw, 2005). Микроструктурният анализ на деформираните гранитоиди от двете зони на срязване показва, че ролята на процесите на вътрешнокристална де-

формация е незначителна, въпреки установена та на мезо-ниво пластичност. Оказва се, че основно значение имат процесите на ДОВ (означавани още като *viscous pressure-solution creep*; Gratier et al., 1999), действащи едновременно с крехките или полу-крехки механизми на деформация (*semi-brittle flow*; White, 2001).

Процеси на редукция в размера на зърната. Формиране на матрикса и фолиацията

Поради хетерогенното разпределение на деформацията в двете зони на срязване, определено от едновременно присъствие на споени катаклазити и милонитизирани гранитоиди, ясно са запечатани основните деформационни етапи, довела до значителната редукция в размера на зърната и развитие на милонитна фолиация.

Въз основа на микроструктурните характеристики на срязаните гранитоиди може да се предположи, че в началните етапи на деформация главна роля са имали процесите на катакластично течение, водещи до възникване на системи от микропукнатини и микроразломни повърхнини. Тези структури са благоприятни места (своеобразни „канални“) за проникване на флуиди, а едновременно с това водят и до значителна редукция в размерите на зърната (както на порфирокластите, така и на зърната, изграждащи матрикса). При последвала син-катакластичната ротация и фрикционно плъзгане по срязващи повърхнини (Chester et al., 1985; Lin, 1999; Blenkinsop, 2002), порфирокластите и по-дребнозърнестия материал, изграждащ матрикса, придобиват предпочитана ориентировка, а скалата развива своеобразна катакластична фолиация. Тази структура се подчертава допълнително от присъствието на множество субпаралелни ивици на разтваряне, отразяващи интензивната флуидна циркулация. Фактът, че в някои микроскопски препарати се наблюдават бързи преходи от участващи със слаба катакластична фолиация към такива, в които тя се определя почти изцяло от гъсто разположени, субпаралелни ивици на разтваряне, подчертава едновременното действие на процесите на катаклаза и ДОВ.

С напредване на деформационния процес, ДОВ придобива доминиращо значение. За това съдим по множеството микроструктури в милонитизирани гранитоиди, които отразяват разтварянето и съответно отлагането на вещество от флуиди, а в някои случаи и привнос на компоненти (син-деформационен растеж на карбонати). В тези тектонити почти всички „елементи“ на фолиацията са резултат от процесите на ДОВ. Най-напредналият стадий на деформация се бележи от появата на филонитни нива и своеобразното разслояване. Важно е да се отбележи, че дебелината на филонитните нива не надвишава 1–2 cm и в разкритията те не могат да бъдат

различени. Този факт е указание, че деформациите в двете зони не са довели до възникването на отслабени нива способни да акомодират значителни транслазии. Напротив, както в АЗС, така и в КЗС, деформациите са „разсеяни“ в значителен скален обем и типичното за много зони на срязване локализиране на деформацията в ултрамилонитни/катакластични нива не се установява.

Развитието на милонитна фолиация се благоприятства също от протичането на редица ретроградни реакции (Simpson, 1985; Wintsch et al., 1995; Imber et al., 1997; Whitmeyer, Wintsch, 2005; Wibberley, 2005), които водят до трансформация на фелдшпатите и амфибола в слюдести агрегати, както и цялостното увеличаване на филосиликатното съдържание във финозърнестия матрикс. От своя страна, нивата, богати на слоисти силикати ще локализируют деформацията. Именно ретроградните реакции са основна причина за трансформацията на микроструктурата на скалата от „класт-поддържана“ в „матрикс-поддържана“ и пластичното ѝ поведение.

Условия на деформация

Трансформацията на компетентни гранитоиди в тектонити с високо съдържание на слюди изисква съчетаване на набор от фактори, каквито са специфични термални и кинетични условия на деформация, устойчиво поле на напрежение и определен изходен състав на деформираните скали.

Точната оценка на най-важния параметър – температурата, е силно затруднено, което се определя най-вече от факта, че синтектонската метаморфна парагенеза от хлорит, бяла слюда, кварц, \pm епидот, \pm карбонати е стабилна в широк термален интервал. На този етап на изчерпност не могат да бъдат използвани допълнителни данни за скалите от ДФК, тъй като не е изяснено доколко те са засегнати от срязванията и степента на „разцепване“ на деформацията (*strain partitioning*). При тези обстоятелства, като основен косвен индикатор на синдеформационните температури може да се използва поведението на минералите (Imber et al., 1997; Stewart et al., 2000; White, 2001). Тъй като общата микроструктурна характеристика на деформираните гранитоиди в АЗС и КЗС показва, че почти всички минерали от изходните гранитоиди се деформират главно чрез катакластично течение, единствен източник на информация може да бъде деформационното поведение на кварцовите порфирокласти.

Относно термалните условия на деформация информативни ще бъдат най-вече микроструктурите в кварца, отразяващи процеси на вътрешнокристална деформация и степента на напредване на процесите на възстановяване и динамична прекристализация. Фактът, че някои квар-

цови субзърна и прекристализираните индивидуи са концентрирани в съседство с крехки структури, каквито са пукнатините предполага, че е възможно част от тях да са възникнали като резултат от катакластични процеси (Den Brok, 2003). От друга страна обаче, локализирането на субзърна и прекристализираните зърна близо до границите на порфиорокластите, както и неправилните, често силно огънати очертания на последните, предполагат проява на процеси на нискотемпературна прекристализация с миграция на зърновите граници (bulging recrystallization; Hirth, Tullis, 1992; Passchier, Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). Всичко това противоречи на изказаното от Антонов и Желев (2002) становище, че кварцът в АЗС е напълно прекристализирал, което води и до погрешна представа за реалните термални условия на деформацията и характеризиране на зоната като „пластична“ (s.s.).

Въпреки присъствието на микроструктури в кварцовите порфиорокласти, показващи вътрешнокристална пластичност, ролята на процесите на възстановяване и прекристализация е незначителната. Този факт сочи, че температурите по време на деформацията и непосредствено след нея не са били достатъчно високи, за да благоприятстват протичането на процеси, намаляващи високата потенциална енергия на напрегнатата кристална решетка. Прякото сравнение на микроструктурите на кварца от милонитизираните гранитоиди от АЗС и КЗС с микроструктурите описани от Stipp et al. (2002) и Ströckert et al. (1999) за зони на срязване в Алпите, позволява определянето на температурата на деформация в интервал 250–300°C. Така изведените температури са относително по-високи от тези, необходими за формиране на типични нашистени катаклазити (Chester et al., 1985; Lin, 1999; White, 2001), които не надвишават 200–250°C.

Термалните условия по време на формиране на споените катаклазити трудно може да се прецизират. Съдейки по характеристики като високата степен на споеност и често развитие на фолиация, както и сравнявайки с добре калибрирани моделни изследвания (Lin, 1999; White, 2001), може да се предположи, че те са формираните в интервала 150–280°C.

Скоростта на деформация е друг важен фактор, който оказва значително влияние при формиране крайната структура на скалата. Високите скорости на деформация разширяват полето на проява на катакластичните процеси и са типични за палеосейсмични тектонски зони. За косвената оценка на скоростта на деформация в АЗС и КЗС могат да бъдат използвани няколко особености. Относително малкият обем на домените със споени катаклазити и съответно доминиращото присъствие на милонитизирани в различна степен тектонити, подсказва по-скоро устойчива ниска скорост на деформация (Wintsch et al., 1995). Фактът, че не бе установено присъствие на псевдотахилити, един от най-достоверните индикатори за сейсмични събития (Sibson, 1977; Shimamoto, 1989; Cowan, 1999), подкрепя становището за относително ниски скорости на деформация. Допълнителен аргумент в тази насока е почти пълната липса на наложена катаклаза върху милонитните домени и постепенният преход между двата типа тектонити.

Основните механизми на деформация довели до трансформацията на компетентните гранитоиди в интензивно нашистени скали, са катакластичното течение и ДОВ, при относително ниски скорости на деформация и термални условия около 250–300°C. При геотермален градиент около 25–30°C/km синдеформационните температури, предположени за двете зони ще съответстват на дълбочини от порядъка на 8–12 km, изхождайки от предложените дълбочинни модели на зони на срязване (Sibson, 1977; Shimamoto, 1989; Wintsch et al., 1995; Stewart et al., 2000; White, 2001; Edwards, Ratschbacher, 2005). Тези дълбочини най-общо съвпадат с нивата в земната кора непосредствено над или в рамките на крехкопластичния преход (фиг. 4a).

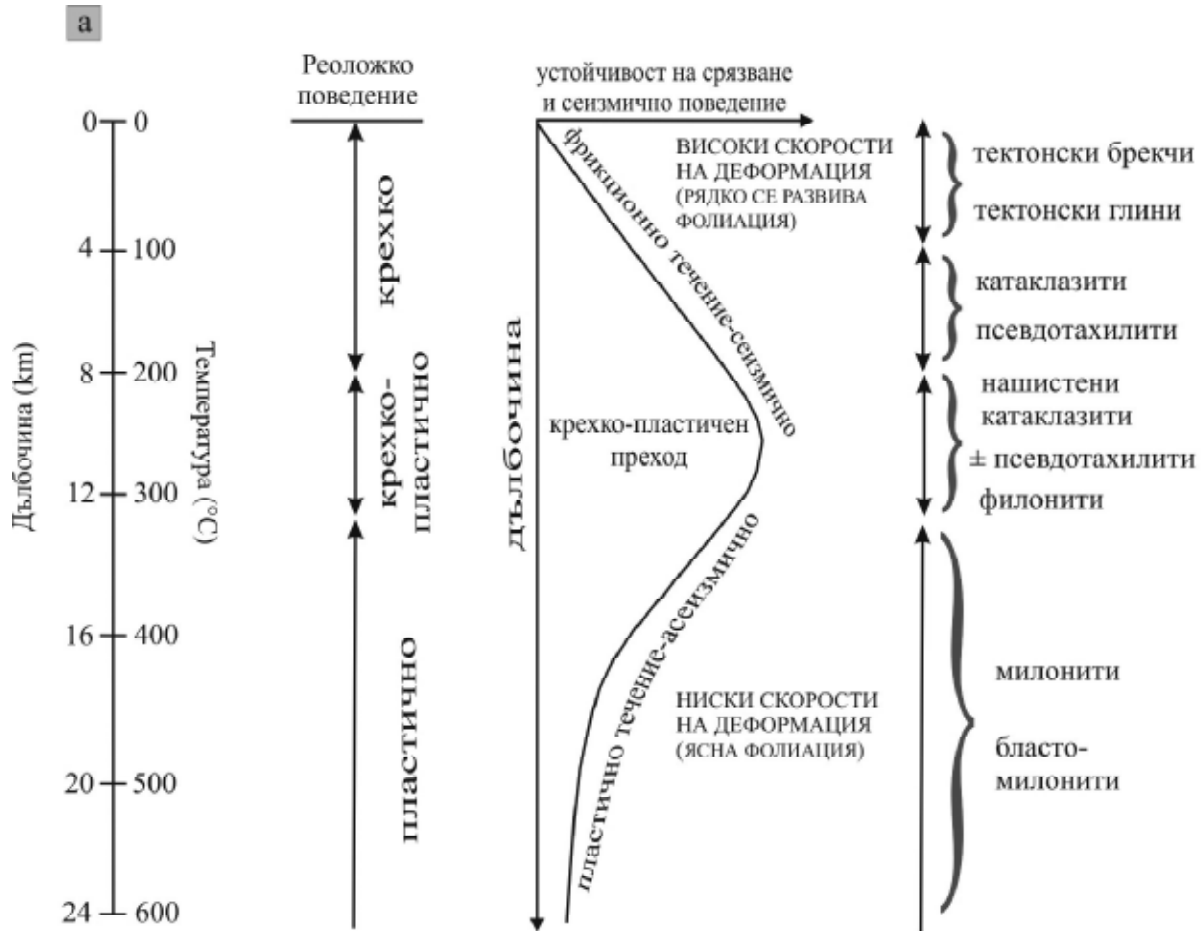
Класификация на тектонитите

С изключение на отделените при теренната работа катаклазити, прецизното класифициране на милонитизираните гранитоиди в двете зони на срязване се оказва проблематично. Това се дължи



Фиг. 4. *a* – модифициран профил на зона на срязване, отразяващ реологичното поведение на скалите в дълбочина, тяхната якост, позицията на крехко-пластичния преход (и преход от сейсмично към асейсмично поведение на кората) и разпределението на типовете тектонити (по Sibson, 1977; Shimamoto, 1989; Wintsch et al., 1995; White, 2001); *b* – класификация на типовете тектонити, с акцент върху основни характеристики като тип деформация (крехка и/или пластична), процентно съдържание на матрикс в скалите и споеност (по Braathen et al., 2004)

Fig. 4. *a*, modified depth profile of a shear zone, showing the rheological behavior of rocks as well as the position of brittle-ductile transition (transition from seismic to aseismic behavior of the crust) and distribution of different types of tectonites (modified from Sibson, 1977; Shimamoto, 1989; Wintsch et al., 1995; White, 2001); *b*, classification of different types of tectonites, based on some of most important peculiarities – type of deformation (brittle and/or ductile), percentage of matrix within the rock and cohesion (according to Braathen et al., 2004)



б

		← Тип деформация →							
		Фрикционно течение		← Основен деформационен механизъм →		Пластично течение			
		Липса на спояване		Вторично спояване		Първично спояване			
				Вторично споена ХБ					
						% на матрикса и размер на зърната			
Хидравлична брекча (ХБ)	Типове брекчи	Протобрекча	Вторично споена протобрекча	Типове катаклазити	Прото-катаклазит	Прото-филонит	Прото-милонит	Бластомилонит	0-50 % матрикс
		Брекча	Вторично споена брекча		Катаклазит	Филонит	Милонит		50-90 % матрикс
		Ултрабрекча	Вторично споена ултрабрекча		Ултра-катаклазит	Ултра-филонит	Ултра-милонит		90-100 % матрикс
	Тектонска глина	Вторично споена тектонска глина					Финозърнест матрикс		
			Псевдотахилит						

на редица причини, най-съществената от които е невъзможността за рязко разграничаване между пластични и крехки тектонити, формирани в областта на крехко-пластичния преход. Допълнителни затруднения създават определянето на конкретните деформационни механизми и липсата на общоприета класификация на споените, фолиирани тектонити. Проблемът е особено остър в случаите, когато крайните структури са породени от действието на различни процеси в нискотемпературни условия.

В съвременната структурна геология са възприети два основни подхода при описанието на скалите от разломните зони и зоните на срязване. Първият подход е описателен като се базира главно на мезо-мащабни характеристики на скалите, докато вторият е генетичен, при който се отчитат процесите довели до редуция в размерите на зърната и формирането на фолиациите.

Описателният подход е дискутиран и възприет като най-добър от Подкомисията за наименованията на разломно-свързаните скали към IUGS (Brodie et al., 2007). Според тази класификация приложението на термина „милонит“ е разширено и включва фолиираните катаклазити. Независимо от акцента, който се поставя върху мезоструктурната характеристика, не се подценява и важноста на микроструктурите в различните типове тектонити. За милонитите се подчертава значението на процесите на вътрешнокристална деформация и синтектонска прекристализация. Според схемата на Brodie et al. (2007) милонитизираните гранитоиди от АЗС и КЗС попадат в категорията на милонитите.

Генетичният подход се базира на дешифриране на микроструктурните особености и на оценка на доминиращите деформационни механизми. Най-разпространената класификация от този вид е модифициран вариант на схемата на Sibson (1977), с добавяне на изискването при милонитите деформацията да е акомодирана основно от кристало-пластична деформация (прим. Passchier, Trouw, 2005). Заслужава да се отбележи факта, че схемите от този тип са разработени преди дефинирането на цял нов клас тектонити, каквито са фолиираните катаклазити и катаклазитите с S/C строеж (Chester et al., 1985; Lin, 1999). Милонитизираните гранитоиди – обект на настоящото изследване, са ясен пример за невъзможността да се опишат адекватно скали деформирани в обхвата на крехко-пластичния преход. Поради липсата на изразена вътрешнокристална деформация те не могат да бъдат характеризирани като милонити, а от друга страна не са и катаклазити, тъй като в този клас тектонити попадат само скали без проникващи тектонски плоскостни структури.

Една логична класификация на скалите от разломните зони (фиг. 4b), базирана на гене-

тичния подход е предложена наскоро от Braathen et al. (2004). Основните нови моменти в нея се свеждат до: 1) разширяване спектъра от процеси, които на мезо-ниво може да се характеризират като пластични – освен вътрешнокристалната деформация, тук се включват процесите на ДОВ, а също и тези на пластично плъзгане по зърновите граници (viscous grain boundary sliding); 2) групата на катаклазитите, които са формирани на дълбочини над 5–7 km се разглеждат като категория по-близка до милонитите, отколкото до типичните крехки разломни скали.

В случая с АЗС и КЗС, в зависимост от съотношенията между катакластичните и нашистени домени, деформираните гранитоиди могат да се характеризират според схемата на Braathen et al. (2004) като катаклазити и милонити. Два аргумента ни насочват към разглеждането на повечето от тях като милонити: 1) матриксът на скалите се доминира от нашистени домени, където поне в крайните етапи на деформация главен деформационен механизъм са процесите на ДОВ; 2) значителната „мощност“ на тектонските зони е показателна за протичането на обемни, доминиращо пластични процеси. Описваните в литературата примери на фолиирани катаклазити показват, че те са привързани към сравнително тесни тектонски зони и не са известни случаи тяхната дебелина да надхвърля 20–30 m. Въпреки, че се наблюдават значителни латерални вариации, оценките на дебелините на милонитизираните гранитоиди от АЗС достигат до 200 m (Lazarova et al., 2006).

Заклучение

Структурите на деформираните гранитоиди от Кашанската и Антонската зони на срязване са аналогични, което вероятно е израз на едновременното им формиране при сходни условия на деформация.

На базата на теренни изследвания са отделени катаклазити и милонитизирани гранитоиди. За милонитизираните гранитоиди е типично значително редуциране в размера на зърната на скалообразуващите минерали, породено от комбинираното действие на процеси на катаклаза и дифузионен обмен на вещество. Вътрешнокристалната деформация (или пластична деформация в тесен смисъл на термина) е проявена само при кварца и хлоритизирания биотит, и има минимален принос за формирането на структурите в изследваните тектонити.

Навлачните зони може да се разглеждат като канали на флуидния поток. Присъствието на флуидна фаза е необходима и основна предпоставка за прехода от катаклазити в милонитизирани гранити с нарастване интензивитета на наложените деформации. Най-интензивно де-

формираните участъци представляват тънки филопитни нива. Техният малък относителен обем изключва възможността те да са акомодирали значителни транслации.

Липсата на псевдотахилити характеризира срязванията в Кашанската и Антонската зони като асейзмични, осъществени на дълбочината на крехко-пластичния преход (8–12 km) при температури в интервал 250–300°C.

Литература

Антонов, М., В. Желев. 2002. Пластична зона на срязване и разломи на крехко разрушаване в югозападния склон на Златишко-Тетевенска планина. – *Год. МГУ*, 45, 1, 13–20.

Бончев, Г. 1908. Принос към петрографията на южните склонове на Балкана от Арабаконашкия до Мареш-Върбийшкия проход. – *Год. СУ, Физ.-мат. фак.*, 3, 3–147.

Върблянски, Б., Г. Вълева, Н. Грашева, К. Колчева, Т. Костадинов, И. Недялкова, Д. Яранов. 1962. Диабаз-филитоидната формация в Западна Стара планина. – *Прин. Геол. Бълг.*, 1, 53–68.

Иванов, Ж., К. Колчева, П. Чолаков, К. Киров. 1976. Върху геологията на стария палеозой от Било планина, Ботевградско. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 37, 3, 283–294.

Каменов, Б. 1936. Геология на Етрополско. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 8, 2, 30–137.

Куйкин, С., Л. Миланов. 1970. Бележки за геоложкия строеж на част от Златишка Сатра планина. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 31, 1, 120–126.

Куйкин, С., Л. Миланов, Я. Герчева, С. Христов. 1971. Геологичен строеж на Стара планина между Златишкия и Троянския проход. – *Юб. год. Ком. геол.*, 18, 179–196.

Лазарова, А. 2007. *Структура, условия на формиране и тектонска позиция на Веженския плутон*. Автореферат дисерт. д-р, 30 с.

Мандев, П. 1941. Геология на Златишка планина и предпланините ѝ в обсега на горното поречие на река Вит. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 13, 1, 1–71.

Николаев, Г. 1947. Принос към геологията на южните склонове на Стара планина, между Ботевградския и Златишкия проходи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 15–19, 1–17.

Пушкаров, Н. 1903. Принос към петрографията на високия Балкан между върховете Илдъзтабия и Вежен. – *Сб. Нар. Умотвр. С.*, Наука и книжнина, 29 с.

Хайдутков, И. 1991. *Произход и еволюция на Докамбрийския Балкано-Карпатски офиолитов сегмент*. С., Изд. БАН, 179 с.

Чешичев, Г., В. Миланова, И. Сапунов, П. Чумаченко. 1995. *Обяснителна записка на геоложката карта на България в М 1:100 000, к.л. Тетевен*. С., ГИ БАН и „Геология и геофизика“ АД, 94 стр.

Чунев, Д., Д. Кожухаров. 1968. Диабаз-филитоидната формация. – В: Цанков, В., Х. Спасов (Ред.). *Стратиграфия на България*. С., Наука и изкуство, 63–73.

Berthé, D., P. Choukroune, P. Jegouzo. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, 1, 31–42.

Blenkinsop, T. 2002. *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Kluwer Acad. Publ., 150 p.

Braathen, A., P. T. Osmundsen, R. H. Gabrielsen. 2004. Dynamic development of fault rocks in a crustal-scale detachment: An example from western Norway. – *Tectonics*, 23, 1–21.

Brodie, K., D. Fettes, B. Harte. 2007. Structural terms including fault rock terms. – In: Fettes, D. (Ed.). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge Univ. Press, 24–31.

Благодарности: Изследванията са подпомогнати по договори ФНУ към СУ „Св. Климент Охридски“ и договор VU-13/06 към НФНИ. Предварителни коментари по микроструктурите на фолираните гранити от проф. Е. Бозкурт насочиха вниманието ни към важни специфики на изследваните тектонити. Съдействие при теренните изследвания ни беше оказано от д-р Н. Георгиев и доц. д-р Д. Димов.

Boulier, A. M., J. L. Bouchez. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. – *Bull. de la Soc. Geol. de France*, 7, 253–262.

Carrigan, C., S. Mukasa, I. Haydoutov, K. Kolcheva. 2006. Neoproterozoic magmatism and Carboniferous high-grade metamorphism in the Sredna Gora Zone, Bulgaria: An extension of the Gondwana-derived Avalonian-Cadomian belt? – *Precamb. Research*, 147, 3–4, 404–416.

Chester, F. M., M. Friedman, J. M. Logan. 1985. Foliated cataclases. – *Tectonophysics*, 111, 139–146.

Cowan, D. S. 1999. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion. – *J. Struct. Geol.*, 21, 995–1001.

Gratier, J. P., F. Renard, P. Labaume. 1999. How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner. – *J. Struct. Geol.*, 21, 8–9, 1189–1197.

Den Brok, B. 2003. Development of 'Subgrains' by Water-Assisted Cataclasis. – In: *Abstracts Geophys. Res.*, 5, p. 13840.

Edwards, M. A., L. Ratschbacher. 2005. Seismic and aseismic weakening effects in transtension: field and microstructural observations on the mechanics and architecture of a large fault zone in SE Tibet. – In: Bruhn, D., L. Burlini (Eds.). *High-strain zones: Structure and Physical properties*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 245, 109–141.

Gerdjikov, I., N. Georgiev. 2005. Spectacular fabric but little displacement: Early Alpine shear zones from Zlatishka Stara Planina, Central Balkanides. – In: *Proceedings Jubilee International Conference*. Sofia, Bulg. Geol. Soc., 35–38.

Gerdjikov, I., N. Georgiev. 2006. The Svishti plaz allochthon (Central Balkanides): position and associated fabric. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 59, 6, 631–638.

Haidutov, I., Y. Tenchov, S. Janev. 1979. Litostratigraphic subdivision of the Diabase-Phyllitoid complex in the Berkovica Balkan Mountain. – *Geologica Balc.*, 9, 3, 13–25.

Hirth, G., J. Tullis. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. – *J. Struct. Geol.*, 14, 2, 145–159.

Holdsworth, R. E. 2004. Weak faults – rotten cores. – *Science*, 303, 181–182.

Imber, J., R. E. Holdsworth, C. A. Bulter, C. A. Lloyd. 1997. Fault-zone weakening processes along the reactivated Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. – *J. Geol. Soc.*, 154, 105–109.

Jefferies, S. P., R. E. Holdsworth, C. A. J. Wibberley, T. Shimamoto, C. J. Spiers, A. R. Niemeijer, G. E. Lloyd. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. – *J. Struct. Geol.*, 28, 2, 220–235.

Kamenov, B., A. von Quadt, I. Peytcheva. 2002. New insight into petrology, geochemistry and dating of the Vejen pluton, Bulgaria. – *Geochem., Mineral., Petrol.*, 39, 3–25.

Lazarova, A. Shallow-crustal post-tectonic emplacement of Vejen pluton, Central Stara Planina Mountains. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 61, 10, 1315–1322.

Lazarova, A., Z. Ivanov, N. Georgiev. 2005. About the position of dyke bodies and magma mingling processes in Vejen pluton, Central Stara Planina Mountains. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 58, 10, 1191–1196.

Lazarova, A., I. Gerdjikov, N. Georgiev, D. Dimov. 2006. The Anton shear zone (Central Stara Planina Mountains). Temporal relations, extent and significance. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 59, 6, 639–644.

- Lin, A. 1999. S-C cataclasite in granitic rock. – *Tectonophysics*, 304, 257–273.
- Passchier, C., R. Trouw. 2005. *Microtectonics*. 2nd rev. and enlarged ed. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 366 p.
- Schmid, S., M. Handy. 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. – In: Müller, D., J. McKenzie, H. Weissert (Eds.). *Controversies in modern geology: Evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. London, Acad. Press, 339–361.
- Shimamoto, T. 1989. The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model. – *J. Struct. Geol.*, 11, 1/2, 51–64.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. – *J. Geol. Soc.*, 133, 191–213.
- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. – *J. Struct. Geol.*, 7, 5, 503–511.
- Stewart, M., R. E. Holdsworth, R. A. Strachan. 2000. Deformation processes and weakening mechanisms within the frictional-viscous transition zone of major crustal-scale faults: insights from the Great Glen Fault Zone, Scotland. – *J. Struct. Geol.*, 22, 5, 543–560.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, S. Schmid. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. – *J. Struct. Geol.*, 24, 1861–1884.
- Stöckhert, B., M. R. Brix, R. Kleinschrodt, A. J. Hurford, R. Wirth. 1997. Thermochronometry and microstructures of quartz – a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. – *J. Struct. Geol.*, 21, 351–369.
- Stoykov, S., P. Pavlishina. 2004. Stratigraphy and palynological assessments of the upper cretaceous sedimentary and volcanic formations in the region of Chelopech, Central Srednogie zone, Bulgaria. – In: *Ann. Sci. conf. “Geology 2004”*. Bulg. geol. soc., 77–79.
- White, S. R. 2001. Textural and microstructural evidence for semi-brittle flow in natural fault rocks with varied mica contents. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 90, 14–27.
- White, S., S. Burrows, J. Carreras, N. Shaw, F. Humpreys. 1980. On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, 2, 1, 175–187.
- Whitmeyer, S. J., R. P. Wintsch. 2005. Reaction localization and softening of texturally hardened mylonites in a reactivated fault zone, central Argentina. – *J. Metamorphic Geol.*, 23, 411–424.
- Wibberley, C. A. J. 2005. Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening. – In: Bruhn, D., L. Burlini (Eds.). *High-strain zones: Structure and Physical properties*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 245, 347–372.
- Wintsch, R. P., R. Christoffersen, A. K. Kronenberg. 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. – *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 13021–13032.

(Постъпила на 14.10.2007 г., приета за печат на 16.07.2008 г.)
 Отговорен редактор Златка Чернева, Радослав Наков