

Цветелина Вихренова Горинова

**СТРУКТУРА И КЪСНОАЛПИЙСКА ТЕКТОНОМЕТАМОРФНА
ЕВОЛЮЦИЯ НА СКАЛИТЕ ОТ ВИСОКОСТЕПЕННИЯ ФУНДАМЕНТ НА
СЕВЕРОЗАПАДНА РИЛА**

Автореферат

на дисертация за получаване на образователна и научна степен „доктор”
професионално направление: 4.4 Науки за Земята
научна специалност: 01.07.08. Геотектоника

Научен ръководител: доц. д-р. Невен Александров Георгиев

Рецензенти:

проф. д-р Радослав Наков
доц. д-р Янко Герджиков

София
2020

Защитата на дисертационния труд ще се състои на от часа в аудитория на Софийски университет „Св. Климент Охридски“.

Материалите по защитата са на разположение на интересуващите се в Библиотека Геология на Софийски университет „Св. Климент Охридски“. Авторефератът, рецензиите и становищата на членовете на научното жури са публикувани на сайта на СУ „Св. Климент Охридски“ (uni-sofia.bg).

Дисертантът е редовен докторант в катедра „Геология, палеонтология и изкопаеми горива“ на ГГФ при СУ „Св. Климент Охридски“, където е извършена основната част от работата по дисертационния труд.

Дисертационният труд е обсъден и насрочен за защита на заседание на разширен катедрен съвет на катедра „Геология, палеонтология и изкопаеми горива“ на ГГФ при СУ „Св. Климент Охридски“, проведено на г.

Съгласно заповед на Ректора на СУ е утвърдено научно жури в състав:

1. проф. д-р Радослав Наков
2. доц. д-р Янко Герджиков
3. проф. д-р Ирена Пейчева
4. доц. д-р Стефка Приставова
5. доц. д-р. Невен Георгиев

Характеристика на дисертационния труд

Основният текст на дисертационния труд се състои от 226 страници, които включват 151 фигури и 30 таблици. Следват 17 страници библиография (274 цитирани литературни източници) и 4 броя приложения с общ брой страници 70.

Изложението е структурирано в следните раздели:

- I. Въведение – 2 стр.
- II. Преглед на изучеността на Северозападна Рила – 24 стр.
- III. Теоретични представи и методика на изследванията – 28 стр.
- IV. Резултати – 154 стр.
- V. Обсъждане на резултатите – 18 стр.
- VI. Заключение – 1 стр.
- Благодарности – 2 стр.
- Библиографска справка – 16 стр.

Дисертационният труд включва следните приложения:

- Приложение А.1. Карта на фактическия материал
- Приложение А.2. Тектонска схема
- Приложение А.3. Геоложки профили по линии
- Приложение Б. Географски координати на точките на наблюдение и опробване
- Приложение В. Резултати от химичните анализи на минерали
- Приложение Г. Геохронологични данни за избрани образи от района на изследване

I. Въведение

През изминалите десетилетия е съставена сложна картина на тектоно-метаморфна история на единиците от Родопския метаморфен комплекс, чиято възраст на образуване е приета като алпийска (Ivanov, 1988, 1989; Burg et al., 1990, 1995, 1996; Dinter and Royden, 1993; Dinter, 1998; Ricou et al., 1998; Burg, 2012; Froitzheim et al., 2014). В историята на формирането на постройката се редуват етапи на компресия с етапи на екстензия (Burg, 2012; Froitzheim et al., 2014). Въпреки всеобхватните изследвания, все още редица фактори, като структурни характеристики и възраст на структурите в различните единици, остават неизяснени. Причините за затрудненията в дешифрирането на детайли от общата картина са тези, че скалите и структурите, образувани при компресионните и при екстензионните процеси, имат подобни посоки на тектонски транспорт. В съчетание с това, навлаци с различни възрасти показват еднакви или много близки характеристики в метаморфизма и кинематиките на формиране (Burg et al., 1990, 1995, 1996; Bonev et al., 2006, 2010a, 2010b; Burg 2012; Jahn-Awe et al., 2012; Froitzheim et al., 2014; Georgiev et al., 2016; Ivanov, 2017), което затруднява отнасянето им към определени компресионни събития.

В литературата са развити две интерпретации за еволюцията на Родопския комплекс в алпийско време: 1) насоченото към юг навличане е приключило през периода късна креда – най-ранен палеоцен; последвал е дълъг период на термална релаксация, след което, през средния еоцен и по-късно, навлачната постройка е засегната от процеси на екстензия придружена от ексхумация на високостепенните метаморфни скали по разломи на отделяне и образуването на прилежащи им синтектонски седиментни басейни (Burg et al., 1996; Ricou et al., 1998; Bonev et al., 2006; Burg, 2012; Sarov, 2012); 2) късноалпийското навличане е приключило през средния до късен еоцен (Bosse et al., 2009; Jahn-Awe et al., 2010; Nagel et al., 2011; Kirchenbaur et al., 2012; Gautier et al., 2017) като главната особеност при интерпретациите е, че докато в ниските части на навлачната постройка южно насочения компресионен режим е бил активен, то в по-високите части на системата е действала екстензионна тектонска денудация (Jahn-Awe et al., 2010, 2012; Georgiev et al., 2010; Nagel et al., 2011).

В настоящия дисертационен труд са разгледани доказателства за късноалпийско навличане и ексхумация на високостепенните метаморфни скали на Северозападна Рила планина.

Областта на изследване се разполага между село Сапарево и град Сапарева баня на север, село Бистрица на северозапад, село Бадино и град Рила на запад, билото между върховете Факиро и Голям Мечи връх на юг и паралела на местност

Кирилова поляна – хижа Вада на изток (Фиг. 1). Надморската височина в района е между 600 и 2400 m.

Главната цел на настоящия дисертационен труд е да се установи и опише тектоно-метаморфната еволюция на района през късноалпийско време. За да се постигне набелязаната цел е необходимо да се решат няколко *задачи*:

1. Извършване на детайлна структурна характеристика на метаморфните скали, изграждащи Северозападна Рила.

2. Изследване на границите между единиците, като се определят посоката на тектонския транспорт, метаморфния фациес, в които те са формирани и техните тектонски режими – компресионен или екстензионен.

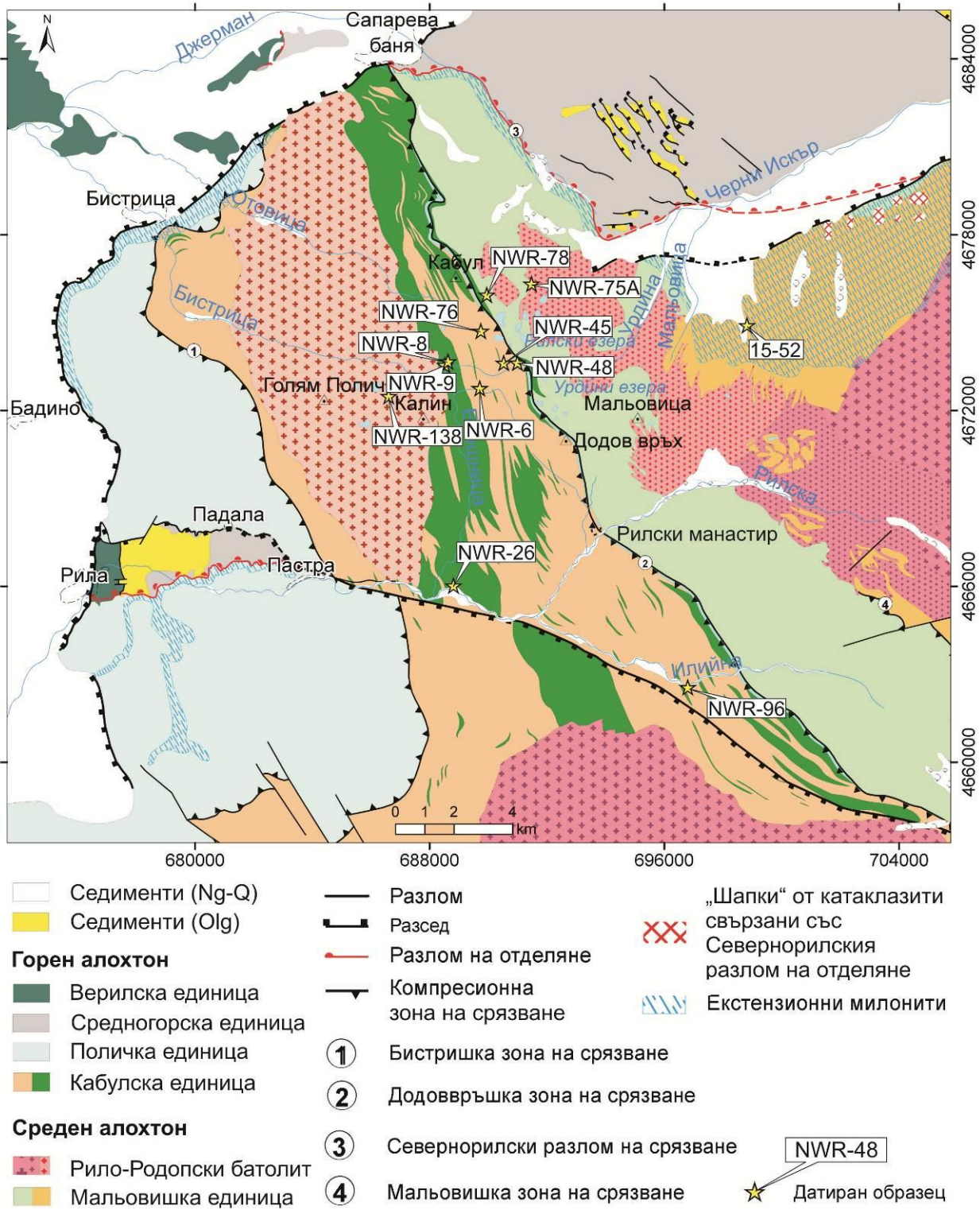
3. Определяне на взаимоотношенията на магмените скали, които се срещат в площта на изследване.

4. Възрастова характеристика на ключови литоложки разновидности с методите на абсолютната геохронология.

5. Прилагане на конвенционалната термобарометрия за установяване на условията на формиране на метаморфни литоложки разновидности от района на Северозападна Рила планина.

6. Термодинамично моделиране на различни типове метаморфни скали.

7. Изготвяне на тектоно-метаморфен модел на еволюция на скалите в Северозападна Рила планина като част от Родопския метаморфен комплекс.



Фиг. 1. Тектонска схема на Северозападна Рила по Tiesckmantel et al. (2008) и Саров и др. (2011a, 2011б, 2011в, 2011г) с изменения и допълнения.

II. Преглед на изучеността на Северозападна Рила

1. Идеи за регионалната позиция на метаморфните скали, изграждащи високостепенния фундамент на Северозападна Рила

1.1. Регионална литостратиграфска подялба

В началото на геоложките изследвания в България, метаморфните скали, съставлящи фундамента на Родопския масив, са разглеждани като стратиграфска последователност на основата на техните литоложки различия, положението им в разреза, а границите между отделните единици са интерпретирани като стратиграфски несъгласия (Димитров, 1955, Вергилов и др., 1963, Zagorchev, 1974). Димитров (1955) разделя метаморфните скали от кристалинния фундамент на Родопите на: (1) долна висококристалинна серия, включваща свитата на инжекционните биотитови и амфибол-биотитови гнайси (M_1^1), свита на лептитоидните гнайси (M_1^2) и пъстра свита (M_1^3); (2) горна нискокристалинна серия, поделена на силикатно-карбонатна свита (M_2^1) и свита на мраморите (M_2^2).

1.2. Литостратиграфско разделяне в района на Северозападна Рила.

Димитрова (1960) първа описва и причислява скалите от Северозападна Рила към възприетата литостратиграфска схема. Авторката отнася метаморфните скали към: (1) долна свита (C1) на долната метаморфна серия с архайска възраст, в която преобладаващия литоложки тип скали са кордиеритсъдържащите двуслюдени гнайси открити на запад и на изток от Калинския плутон; (2) средна свита (C2) на долната метаморфна серия, която е формирана от дребнозърнести биотитови гнайси, гранатсъдържащи биотитови гнайси, кварцсъдържащи амфиболити, амфибол-биотитови гнайси, метаултрабазити и мрамори. По-късно към тази класификация се придържат Ермолаев и др. (1977), Каменов и др. (1979), Вълков и др. (1980ф).

1.3. Регионална литотектонска подялба

Развитието на теорията за тектоника на плочите доведе до разделянето на единиците от Родопския метаморфен комплекс на основата на техните структурни характеристики, метаморфизъм, литоложки състав и граници между единиците (Иванов и др., 1979). Родопският комплекс е претърпял най-значителните промени в късноалпийско време, когато се е формирала постройка от регионалномащабни южновергентни навлачни пластини (Иванов, 1989; Ivanov, 1988; Burg et al., 1990, 1993).

В хода на развитие на теорията за литотектонското разделяне са отделени няколко терена в зависимост от тяхната различна тектонометаморфна история: долен, среден, горен терен и терен на Циркум-Родопския пояс (Burg et al., 1993,

1996a). В настоящия научен труд е възприета тектонската подялба на Janak et al. (2011) за отделянето на единиците в Родопската постройка в четири алохтона: Долен, Среден, Горен и Най-горен. Долният алохтон е изграден основно от мигматизирани (Peutcheva et al., 2004) и немигматизирани ортогнайси с къснокарбонска (290-310 Ma) възраст на протолитите и разположени върху тях мрамори с триаска възраст (Kronberg, 1969, Turpaud and Reischmann, 2010, Nagel et al., 2011).

Средният алохтон е съставен от метаморфни скали с континентален, дъгов и океански прозход с протолитна възраст късна юра до ранна креда. Скалите са метаморфозирани в амфиболитов фациес придружени от фрагменти променени в еклогитов фациес (Mposkos et al., 2010; Gautier et al., 2017). В Средния алохтон са вместени метаморфозирани къснокредни (~70 Ma) плутони (von Quadt and Peutcheva, 2005), синкинематични къснопалеоценски-ранноеоценски плутони (Ovtcharova et al., 2004; Sarov et al., 2007; Soldatos et al., 2008; Jahn-Awe et al. 2010) и късноеоценски плутони (Ovtcharova et al., 2003; Jahn-Awe et al., 2012).

Горният алохтон е съставен от протолити с континентален и океански произход претърпели метаморфизъм при високо налягане и ултрависоко налягане от вариско до късноапийско време (Krenn et al., 2007; Schmidt et al., 2010; Kirchenbaur et al., 2012). В метаморфните скали от алохтона са внедрени плутони със средно-къснокредна (85-71 Ma, Marchev and Filipov, 2012), къснокредна (~69 Ma, Marchev et al., 2006) или къснокредна-раннопалеоценска (65 Ma) възраст (Mposkos and Wawrzenitz, 1995).

Най-горният алохтон представлява т.нар. триаско-юрска Циркум-Родопска тектонска зона на Jaganoff (1960) или Циркум-Родопския пояс на Kauffmann et al. (1976). Алохтонът е съставен от променени в зеленошистен и синьошистен фациес юрски вулканско-островни дъгови и заддъгови по произход метаморфни скали. Голяма част от контактите между алохтоните първоначално са били с компресионен характер. По-късно по време на екстензионните етапи на развитие на Родопския комплекс този контакт се преобразува в няколко късноапийски полегати екстензионни разломи на отделяне или по-стръмни крехки разседи (Burchfiel et al., 2003; Georgiev et al., 2010; Jahn-Awe et al., 2010, 2012; Pleuger et al., 2011).

1.4. Литотектонското поделение в района на Северозападна Рила. Произход на метаморфните скали

В района на Северозападна Рила Димов и Дамянова (1996) различават две тектонски единици: (1) Прекоречка метагранитова от изток, съставена от порфиорокласични по фелдшпат биотитови и двуслюдени метагранити, и разполагаща се в долините на реките Мальовица и малка Мальовица, районите на

Страшното езеро и Кирилова поляна и отгорележащата (2) Мальовишка пъстра единица от запад поделена на:

- долна поединица на биотитовите парагнайси - Мальовишки биотитови парагнайси;
- горна пъстра поединица от парагнайси, гнайсошисти, гранат-слюдени шисти с кианит, ставролит и хлоритоид, шисти, мрамори, метагабра, метадиорити, талк-хлоритови и актинолитови шисти, наречена Кабулски пъстър комплекс.

Скалите, разполагащи се на запад от Калинския плутон до седиментите на Благоевградския басейн, са отделени от Шипкова (1999) като Караулски мигматити (мигматизирани гнайси, шисти и по-рядко амфиболити). Границите между представените от авторката последователности са интерпретирани като пластични зони на срязване с навлачна кинематика и югоизточна посока на тектонски транспорт. Мальовишката зона на срязване отделя Прекоречките ортогнайси от Мальовишките парагнайси, а Додоввръшка зона на срязване разделя Мальовишките парагнайси от Кабулския пъстър комплекс. В непосредствена близост до седиментите на Благоевградския басейн скалите от Караулските мигматити са засегнати от милонитизация по Джерманската зона на срязване. Седиментите на Благоевградския басейн лежат с трансгресивен, несъгласен контакт върку Караулските мигматити. Саров и др. (2009, 2010, 2011) не отбелязват разлики в литоложкия състав нито наличието на зона на срязване, които да са предпоставка за отделянето на две поединици в Мальовишката единица. Литотектонските единици отгоре надолу в разреза са: (1) Огражденска литотектонска единица, която отговаря на Караулските мигматити на Шипкова (1999); (2) Мальовишка литотектонска единица, намираща се между Калинския плутон на запад и гранитоидите на Рило-Западнородопския батолит на изток.

Анализът на петроложките и геохимични изследвания на метагранитите от Прекоречката единица (Чернева и др., 1998) сочат за синкинематично внедряване на гранитна магма в регресивен етап след термална кулминация на регионален метаморфен процес, в условия на понижаващи се температура (от 600° до 400°C), налягане и интензитет на деформациите. Мачев и др. (1997) предполагат синхронно на метаморфизма внедряване на протолитите на метадиорити, метагабра и метагранодиорити от района на връх Бричбор и река Благоевградска Бистрица във вместиците ги скали и получават P-T стойности на метаморфизма 4-5.5 kbar и 580-600°C. Друго изследване е било проведено върху метадиорити и метагабра на изток от Калинските гранити и около Додов връх (Machev, 2002). Образуването им е характеризирано като едновременен магматизъм и процеси на минглинг, последвани от ранен метаморфизъм при високи налягане и температура. Този метаморфизъм е последван от три етапа на декомпресия при ход по посока на

часовниковата стрелка до достигане на условия в зеленошистен фацис. Колчева и Чернева (1999) описват три метаморфни фази наблюдавани в метапелитите от метаморфната рамка на Калинския плутон. Специфичните условия се бележат от спадане на температурите в интервала 650-460°C и на налягането в интервал от 7-8 kbar до 1-3 kbar.

Известните до момента възрасти на метаморфни скали от района на изследване включват: протолитна възраст 238 Ma на еклогити, открити източно от Калинския плутон (Miladinova et al., 2013); протолитни възрасти ~460 Ma, ~250 Ma и ~150 Ma на ортогнайси на Прекоречката единица (von Quadt et al., 2010); протолитна възраст 135.2 ± 1.0 Ma на ортогнайси разположени източно от връх Мальовица (Popov and Ivanov, 2012).

2. Идеи за позицията на магмените скали, внедрени във високостепенния метаморфен фундамент на Северозападна Рила

2.1. Плутонични тела и техните наставки

В централната част на района на изследване меридионално се разполагат биотитови гранити на Калински плутон (Димитрова, 1960). U-Pb възраст на гранитите, определена по валовия състав на циркони, е 46 Ma (Арнаулов и др., 1989). Zagorchev et al. (2014) датират скалите с U-Pb метода на циркони и получават възраст 57.90 ± 0.76 Ma. В източната част на района на изследване се разкриват три от фазите на Рило-Западнородопския батолит (Вълков и др., 1989; Каменов и др., 1997; Пейчева и др., 1998): аплитоидните и пегматоидни гранити от четвъртата фаза; мусковит-биотитови плагиогранити от третата фаза с възраст 35-37 Ma; средно- до дребнозърнестите биотитови гранити от втората фаза и с възраст 42 Ma, разположени в най-източната част от района.

2.2. Пегматити и аплити

В района са установени различни по литоложки състав пегматити: пълнозърнести и порфирни по структура, и гранитови, гранодиоритови и диоритови по състав (Димитрова, 1960; Арнаулов, 1975, 1976; Арнаулов и др., 1974). В района между Калинския плутон и Рило-Западнородопския батолит гранитоидните пегматити са с U-Pb възрасти 50 Ma (Арнаулов и др., 1974). От запад на Калинския плутон пегматитите са с възрасти 135 Ma и 235 Ma.

3. Идеи за позицията на седиментните скали в района на Северозападна Рила

Палеогенски (олигоцен) конгломерати и брекчи с прослойки от пясъчници запълват Лакатишката депресия, която се намира в южната част на Лакатишка Рила, и Падалския грабен, разположен в долината на река Рилска, източно от град Рила

(Вълков и др., 1980ф; Zagorchev et al., 2000; Westaway, 2006). На север и запад от Рила планина се разполагат седименти с възраст понт (Бакалов и др., 1977; Вълков и др., 1980ф) или понт-меот (Николов, 1985), запълващи Благоевградския грабен. Говедарски неоген-кватернерен грабен е запълнен от кватернерни речни седименти (Саров и др., 2011б). Най-късно формирани са отложенията от глациалните процеси, засегнали скалите от Северозападна Рила и оформили съвременния релеф (Гловня, 1962; Иванов, 1954).

4. Идеи за структурите и геоложкия строеж на района

В настоящото изследване са представени две основни гледни точки за строежа на района, основани на литостратиграфското или литотектонското поделение. От една страна строежът на Рила, и в частност на нейната северозападна част, е разгледан като антиклинално подуване с ядка от гранитите на Калинския плутон и мантия от кристалинни шисти (Димитрова, 1960) или като част от куполоподобна структура, в която районът на Северозападна Рила представлява Родопския комплекс (Zagorchev, 1974; Zagorchev, 2001). Маринова и др. (1993) разглеждат геоложкия строеж на Северозападна Рила като Западнорилски блок, възприемайки описанието на редица автори (Димитрова, 1960; Бояджиев, 1971; Желязкова-Панайотова и др., 1972; Каменов и др., 1979; Вълков и др., 1980ф) за съществуването на Рило-Западнородопско подуване, образувано от магматично-определени антиклинали и синклинали.

От друга страна е структурният анализ на метагранитите от Прекоречката единица на Димов и Дамянова (1996), който показва слабо моноклинално затъване на повърхнините на фолиацията към запад-северозапад, минерална линейност с разпространение северозапад-югоизток, посока на синметаморфен тектонски транспорт на югоизток. Близки структурни характеристики показват данните от Мальовишката единица – моноклинално затъване на повърхнините на фолиацията на югозапад с наклони увеличаващи се от изток на запад и достигащи субвертикално положение близо до контакта на метаморфитите с гранитите на Калинския плутон. Минералната линейност е с посока на разпространение северозапад-югоизток, слабонаклонена на северозапад. Димов и Дамянова (1996) отбелязват е наличието на синметаморфни, изоклинални гънки с различни размери, чиито шарнири са паралелни на регионалната линейност на разтягане, и сантиметрово- до дециметрово-размерни гънки на влачене с шарнири разположени косо или напречно на линейностите на разтягане. Посоката на тектонски транспорт е на югоизток. Авторите смятат, че деформационните структури в единиците са образувани в условия на компресия, подобно на структурите в останалата част от Родопския комплекс.

4.1. Структури с компресионен характер

В района са разпознати две зони на срязване. Бистришка зона на срязване отделя Мальовишката единица от Огражденската единица. Зоната е компресионна структура с неясна, но определна като североизточна, посока на тектонски транспорт (Саров и др., 2010). Додоввършката зона на срязване отделя долна подединица на биотитовите парагнайси от горната пъстра единица. Зоната е с посока на разпространение север-северозапад-юг-югоизток (Димов, Дамянова, 1996; Шипкова, 1999). Деформацията в зоната е пластична. Посоката на тектонски транспорт е на югоизток.

4.2. Структури с екстензионен характер

Димитрова (1960) отделя две групи разломи: крайни, разположени по северозападния и западния ръб на Рила и по Рилска река, и вътрешни разломи по реките Бистрица, Валявица, Отовица, Горица, Друшлявица, Елешница, Калин и района на Седемте рилски езера. Според Каменов и др. (1979) най-ясно изразена е системата от североизточно насочени разломи – Урдински, Мальовишки, Орловецки и Купенски. Други структури в областта са Благоевградския разсед-отсед (Загорчев, 1975; Вълков и др., 1981), който е формирал Благоевградския басейн. Същата структура е наименувана като Рилишки разлом (Московски, 1976).

В южния край на Лакатишка Рила е описан Лакатишки разлом на отделяне с висящо крило Огражденската единица в Лакатишка Рила планина и лежащо крило Мальовишка литотектонска единица Саров и др. (2011б). Екстензионната структура е пресечена от запад от късно-терциерния Джерманския разлом на отделяне (Shipkova and Ivanov, 2000), който се разкрива в западния и северозападния склон на Северозападна Рила от долината на Рилска река, източно от метох Орлица, до река Джерман при град Сапарева баня. Представлява пластична зона на срязване с посока на транспорт на север в районите на реките Бистрица и Отовица и на югозапад на юг от река Бистрица до района на река Рилска.

Границата между скалите на Струмския диоритов комплекс (Верилска литотектонска единица по Саров и др., 2011а) и гнайсите на Огражденската единица в района на град Рила и северно от село Овчарци е т. нар. Верилска зона на срязване (Саров и др., 2011а, 2011в). Според други автори () границата е Габровдолския разлом на отделяне, чиято посока на срязване е на северозапад с лек наклон на разломната повърхнина към северозапад (Tueckmantel et al., 2008). В долината на река Рилска, между град Рила и село Пастра, се намира еоцен-ранноолигоценския разсед Рила-Пастра (Tueckmantel et al., 2008). Неогенските разседи в областта са Сапаревски разсед (Westaway, 2006) и Стобски разлом (Tranos et al., 2006).

5. Обобщение на предшестващите изследвания и открити въпроси

В настоящото изследване е възприет регионалният модел, в който Родопския метаморфен фундамент е интерпретиран като южновергентна алпийска навлачна постройка (Ivanov 1988, 1989; Burg et al. 1990, 1995, 1996; Dinter and Royden 1993; Dinter 1998; Ricou et al. 1998; Burg 2012; Froitzheim et al. 2014).

В литературата съществуват две основни групи идеи за развитие на Родопския метаморфен комплекс след късноюрско-раннокредното навличане и екстензията, която е действала едновременно или след компресията. В първата група идеи главната хипотеза е, че южновергентното навличане е приключило в периода между късната креда и най-ранния палеоцен. След което, след дълъг период на термална релаксация, през средния еоцен и по-късно, Родопската навлачна постройка е засегната от деформации в екстензионен режим (Burg et al. 1996; Ricou et al. 1998; Bonev et al. 2006; Burg 2012; Sarov, 2012). Екстензията е довела до ексхумация на високостепенни метаморфни скали по разломи на отделяне и до формирането на синтектонски седиментационни басейни. Втората група идеи е развита на основното схващане, че късноалпийското навличане е приключило през средно- до късноеоценско време (Bosse et al. 2009; Jahn-Awe et al. 2010; Nagel et al. 2011; Kirchenbaur et al. 2012; Gautier et al. 2017) и докато южно насочения компресионен режим в долните части от навлачната система все още е бил действащ, то по-вискоразположените части от системата са били подложени на екстензионна тектонска денудация (Jahn-Awe et al. 2010, Georgiev et al. 2010, Nagel et al. 2011, Jahn-Awe et al. 2012).

Повечето от последните изследвания на района на Северозападна Рила са съсредоточени главно върху неозойската ексхумация (Шипкова, 1999; Dimov and Georgiev, 2000; Shipkova and Ivanov, 2000; Gerdjikov et al., 2006; Tueckmantel et al., 2008) и само няколко засягат по-ранна тектоно-метаморфна история към която вероятно принадлежат високостепенните метаморфни скали (Димов и Дамянова, 1996; Колчева и Чернева, 1999; Шипкова, 1999; Machev, 2002).

Макар и главните метаморфни фази да са известни, периодите, в които тези процеси са действали не са определени. В настоящото изследване са установени протолитните възрасти на скали от метаморфния фундамент на района. Някои от компресионните и екстензионни структури в района са преразгледани. Предложени са нови идеи за мястото на изследвания район в общата картина на еволюция на Родопската навлачна постройка.

III. Теоретични представи и методика на изследванията

1. Теоретични представи

Възстановяването на тектонометаморфната еволюция на определен обем от земната кора се състои в прилагането на няколко вида анализа. Изследването на структурите в микро- и макромасщаб дава информация за деформационните фази. От своя страна анализът на минералните асоциации в метаморфните скали показва метаморфния фацес, в който те са се образували, а комбинацията между структурни и метаморфни петроложки изследвания, дава информация за това, дали метаморфизмът се е извършил в статична или динамична система, както и дали скалата е претърпяла моно- или полифазна тектоно-метаморфна история. Внимателното документиране на взаимоотношенията между структурите в метаморфните скали със пре-, син- и посткинematични магмени скали, както и датирането на последните с методите на абсолютната геохронология допринасят много за изясняването на геоложката история на района. Тези похвати са необходими, за да се установят деформационните фази и придружаващите ги метаморфни събития, които се обединяват в едно тектонско събитие или метаморфен цикъл (Fossen, 2010).

2. Методика на изследванията

Приложената методика включва картиране по профили, площно картиране, опробване за структурни, петроложки, термобарометрични и възрастови анализи. В раздела са представени критериите за деформация на минералите и минералните агрегати в крехка, крехко-пластична и пластична среда в микро- и макромасщаб. Поставените задачи изискват прилагането на методи на абсолютната геохронология, термомоделирането и термобарометрията.

IV. Резултати

1. Късноалтйиска компресия – Додоввръшка зона на срязване

В раздела последователно са разгледани отдолу нагоре литотектонските единици и ограничаващите ги зони на срязване в района на изследване. Работата е насочена основно към структурната характеристика на най-ниско разположената в структурно отношение Мальовишка единица и разполагащата се последователно над нея в разреза Кабулска единица. Направена е и детайлна структурна характеристика на ограничаващите тези литотектонски единици зони на срязване, а именно Додоввръшката и Севернорилския разлом на отделяне.

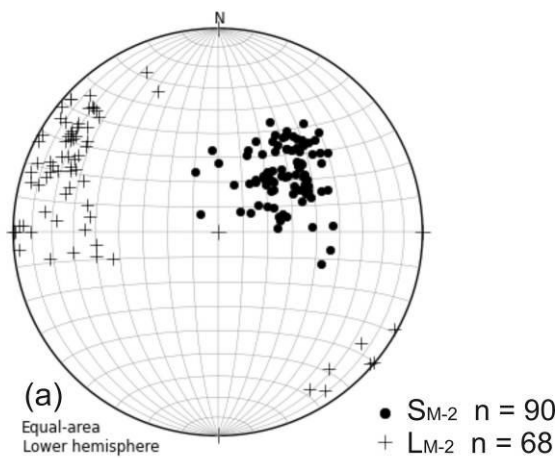
1.1. Мальовишка литотектонска единица

1.1.1. Общи бележки за Мальовишката единица

Мальовишката единица представлява пъстра последователност от високостепенни метаморфни скали, без видими белези за мигматизация, които заемат най-ниските структурни нива в синметаморфната навлачна постройка на Родопския метаморфен комплекс в Северозападна и Северна Рила (Фиг. 1). Скалите на единицата заемат района най-общо на изток от местността Раздела и Рилския манастир до гранитоидите на Рило-Родопския батолит. Долните части на единицата са изградени от метаморфозирани в амфиболитов фацис ортогнайси (Прекоречка ортогнайсова единица на Димов и Дамянова, 1996), а горните - от пъстра последователност от метаморфозирани в амфиболитов фацис парагнайси, ортогнайси, амфиболити, мрамори, шисти и метаултрабазични скали. Гнайсите се пресичат от деформирани и недеформирани аплити и пегматити.

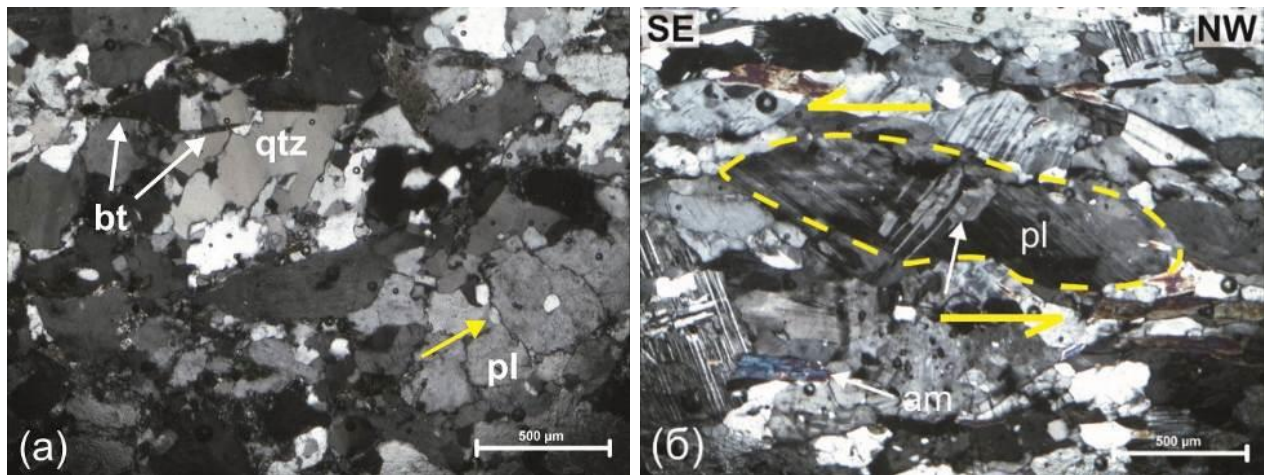
1.1.2. Структурни изследвания на Мальовишката единица

Скалите на Мальовишката единица са проникнати от три генерации фолиации. Във вътрешните части на единицата разрезът е изоклинално огънат. Сводовете на гънките очертават по-стара плоскостна структура, която вероятно е била свързана с по-старо метаморфно събитие. Тази огъната проникваща структура ще бъде означена като S_{M-1} . За оценка на температурните условия на деформацията (метаморфния фацис) по време на събитието, при което се е образувала първата фолиация S_{M-1} , са необходими допълнителни, по-задълбочени изследвания. Доминиращата проникваща фолиация (S_{M-2}) в единицата е разположена паралелно на осовите повърхнини на гънковите структури и е развита като проникващ осов кливаж (Фиг. 2б). Тя е очертана от: плоскопаралелната подредба на филосиликати и ивици от кварц или кварц-фелдшпатов материал в парагнайсите; амфиболи и лещовидно оформени плагиоклази в амфиболитите; плоскопаралелната ориентировка на филосиликати в шистите; метаморфна ивичестост в мраморите и нечистите мрамори. Метаморфната фолиация S_{M-2} затъва със средни до полегати наклони ($20-45^\circ$) към запад или югозапад. Върху повърхнините на фолиацията е развита линейност на разтягане (L_{M-2}), изтеглена в направление северозапад-югоизток (Фиг. 2а) и очертана от синкинематични слюди и линейно оформени в X/Y пререз фелдшпатови порфируклази в ортогнайсите; амфиболитови кристали в амфиболитите; синкинематични слюди и линейно оформени в X/Y пререз фрагменти от бивши кварцови или кварц-фелдшпатови жили в парагнайсите и шистите;



Фигура 2. Структури в скалите от Мальовишката литотектонска единица: (а) Стереографска проекция на осите към фолиационните повърхнини S_{M-2} и линейностите на разтягане L_{M-2} в метаморфните скали от Мальовишката литотектонска единица; (б) Плоскостните структури S_{M-1} формират бедрата на гънките по време на следващото метаморфно събитие $M-2$, характеризирано с метаморфна фолиация S_{M-2} .

Данни за температурните условия, при които са се образували S_{M-2} и L_{M-2} , получаваме от микроструктурните изследвания на информативни литоложки разновидности, като различни видове гнайси и шисти. Миграцията на зърнови граници в кварца (Фиг. 3а), структурата тип ядро-мантия във фелдшпатите, лещовидно деформираните амфиболови зърна (Passchier and Trouw, 2005; Trouw et al., 2010; Castro de Machuca et al., 2012) са резултат на високостепенна деформация в амфиболитов фациес ($>500^{\circ}\text{C}$). Кинематичните индикатори, наблюдавани в препарати от Мальовишката единица (Фиг. 3б) потвърждават югоизточната посока на тектонски транспорт установена макроскопски на терена.



Фигура 3. Деформационни структури, образувани при промяната в амфиболитов фацес на скали от Малъовишката единица (микроскопски кадри в проходяща светлина при кръстосани николи): (а) Дребнозърнест ортогнайс (образец NWR-75A), чийто кварц е със сутурирани граници. По границите на по-едрите кварцови и плагиоклазови зърна се наблюдават по-дребни ($< 0.05 \mu\text{m}$) зърна (жълта стрелка) получени в резултат на високостепенната прекристализация. (б) Деформация на плагиоклаз с ориентиране на ламелите по посока на главното срязване на югоизток (жълта стрелка) и коси на тях деформационни ламели (бяла стрелка) в амфиболов гнайс (образец NWR-70).

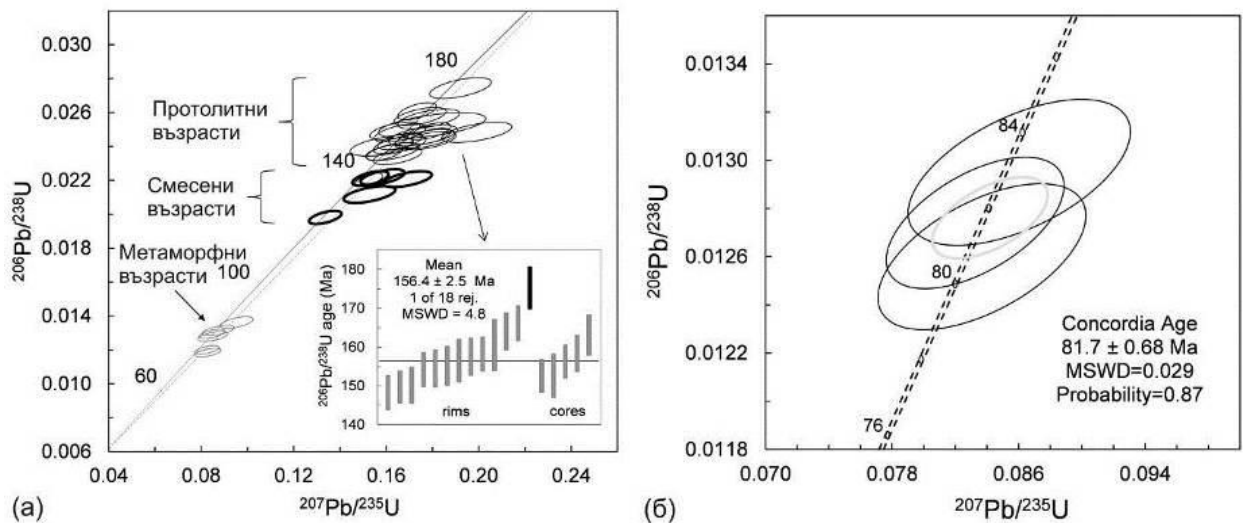
В северните части на изследвания район върху главните проникващи структури S_{M-2} и L_{M-2} са наложени ретроградни промени в зеленошистен фацес. В много случаи S_{M-2} и L_{M-2} са доведени до паралелизъм с по-нискотемпературна фолиация, свързана със зеленошистната ретроградна промяна на скалите. Нискостепенната фолиация ще бъде означена като S_{NRD} , а асоцииращата с нея линейност на разтягане като L_{NRD} . В изследваните микроскопски препарати също е установена нискотемпературната деформация като образуването на субзърна по периферията на по-едрозърнестите кварцови зърна (subgrain rotation recrystallization), прекристализация с формирането на изпъкналости по границата на зърната (bulging recrystallization) и деформационни структури в калцита. Характерът на деформацията и позицията на скалите, подсказват, че те са свързани със зоната на северновергентния Севернорилския разлом на отделяне.

Долната граница на Малъовишката литотектонска единица не се разкрива в изследвания район. Структурно по-ниско в разреза стоят еоценските гранити на Рило-Родопския батолит (Вълков и др., 1989; Пейчева и др., 1998) които пресичат и запечатват главните проникващи структури на единицата S_{M-2} и L_{M-2} . Малъовишката единица е отделена от разположената структурно над нея Кабулска литотектонска единица посредством югоизточноевергентната Додоввръшка зона на срязване (Димов и Дамянова, 1996; Шипкова, 1999).

1.1.3. Геохронологски изследвания на образци от Малъвишката литотектонска единица

1.1.3.1. Дребнозърнест ортогнайс (образец NWR-75A)

В близост до хижа Рилски езера е опробвано едно от ортогнайсовите тела, разположени сред биотитовите парагнайси и шистите на горното структурно ниво на Малъвишката единица (Фиг. 1). Структурата на скалата е гранобластна, а текстурата е ивичеста. Главните скалообразуващи минерали са кварц и плагиоклаз, второстепенните са биотит, бяла слюда и епидот. Акцесорните минерали са циркон, титанит и непрогледни минерали. Анализът на цирконите от ортогнайсите показва, че техният магматичен протолит е със средно претеглената възраст 156.4 ± 2.5 Ma (Фиг. 4а). В перифериите или централните части на някои цирконови зърна се наблюдават нарушения тип прекристализация, които могат да се отнесът или към крайните етапи на магмена кристализация или към вторична преработка и подновен растеж при високотемпературни реакции, деформация и/или приток на разтвор (Corfu et al. 2003, Harley et al. 2007). Техните възрасти са между 74 и 86 Ma като три от анализите в зоните на прекристализация са с конкордантна възраст 81.7 ± 0.68 Ma (Фиг. 4б).

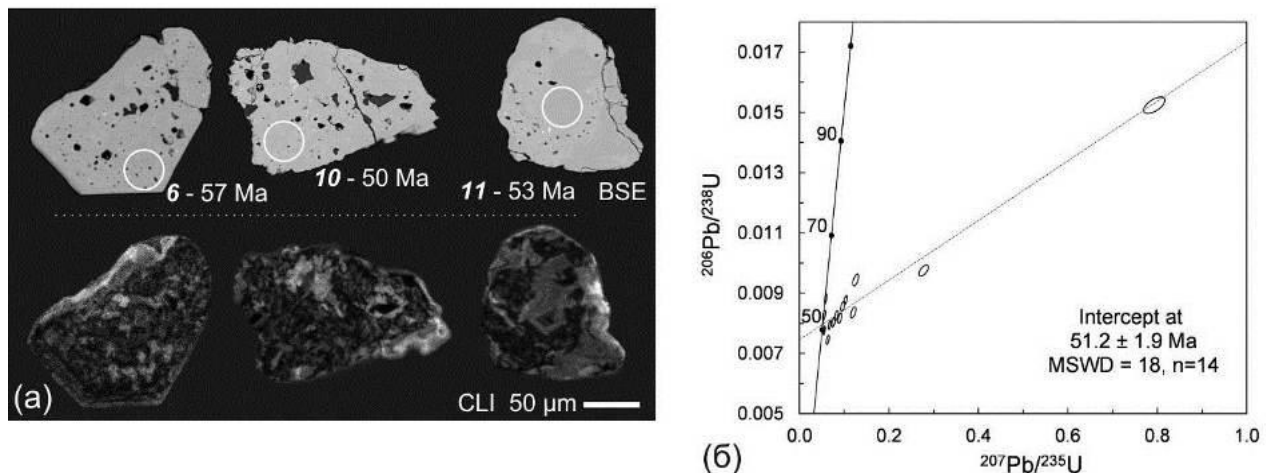


Фигура 4. Циркони от дребнозърнест ортогнайс (образец NWR-75A): (а) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ диаграма, в която тънките черни елипси отговарят на протолитните възрасти, дебелият черни елипси на смесените възрасти и сивите елипси за метаморфните възрасти. Вметката показва средно претеглената възраст на протолитни възрасти. (б) Диаграма на конкордията на възрасти на прекристализирали участъци (Wetherill, 1956b).

1.1.3.2. Деформиран пегматитоаплит в дребнозърнестите биотитови гнайси (образец 15-52)

В близост до Йончево езеро в гнайсите са внедрени множество аплити, пегматити и пегматитоаплити, които са интензивно нагънати. Текстурата на скалите е ивичеста, а структурата е гранобластна. Главните скалообразуващи минерали са плагиоклаз и кварц. Възрастите на сепарираниите монацити от образец от пегматитоаплит са в обхвата от 46.6 до 55.0 Ма като най-честите стойности са от 50 до 53 Ма с конкордантна $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ възраст на шест от зърната 51.3 ± 0.66 Ма.

Цирконите от пробата са ксеноморфни до хипидиоморфни със заоблени очертания и многобройни минерални включения, с хетерогенна вътрешна структура – петниста, с ниска до средна CL емисия (Фиг. 5а). Такъв тип текстура се формира при метасоматично заместване на циркона по време на късен магматичен етап или последвал метаморфизъм (Corfu et al., 2003). Повечето анализи показват дискордантни възрасти. Три анализа в три различни циркона са близки до конкордантната линия (49.9 Ма, 53.2 Ма и 56.7 Ма). Диаграмата на Уедърил показва линеен тренд, който пресича конкордията при 51.2 ± 1.9 Ма (Фиг. 5б). Този резултат се обвързва с изобилния растеж на монацити по същото време (51.3 ± 0.66 Ма). Обобщените резултати от анализите на монацитите и цирконите посочват време от 3 Ма за минералната кристализация и последвала непълна прекристализация при солидусни или субсолидусни условия.

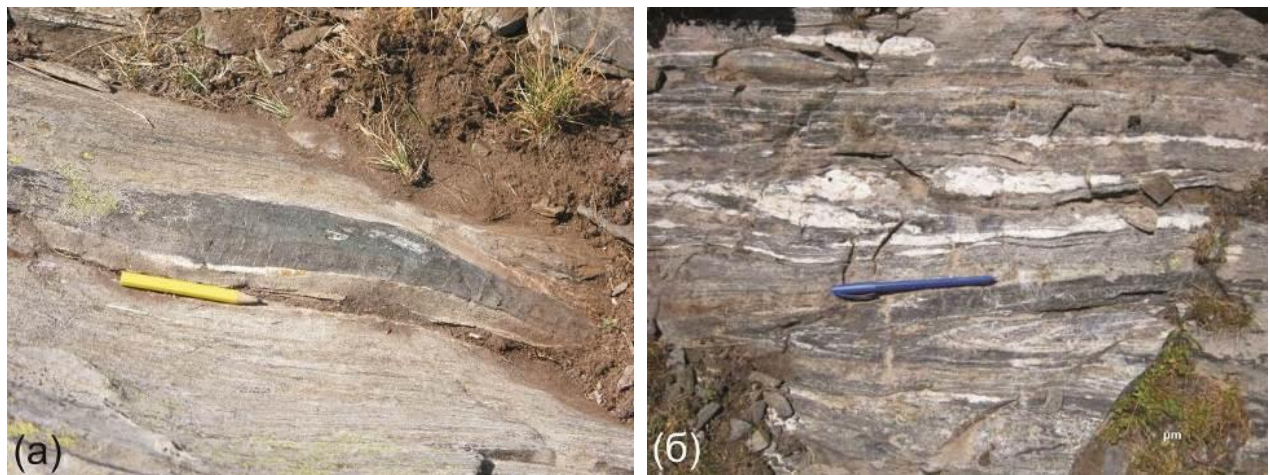


Фигура 5. Циркони от пластично деформиран аплитопегматит (образец 15-52): (а) Изображения в обратноотразени електрони (горе) и в катодолуминисцентна светлина (долу) показват многобройните включения и петнистата зоналност. Отбелязани номер на анализа и възраст. (б) Диаграма на Уедърил, която показва пресечницата на линията на тренда на излишно обикновено олово (пунктирна линия) и конкордантна линия (непрекъсната) и U-Pb възрасти на 14 анализа проектирани като елипси със сигма 1 грешка.

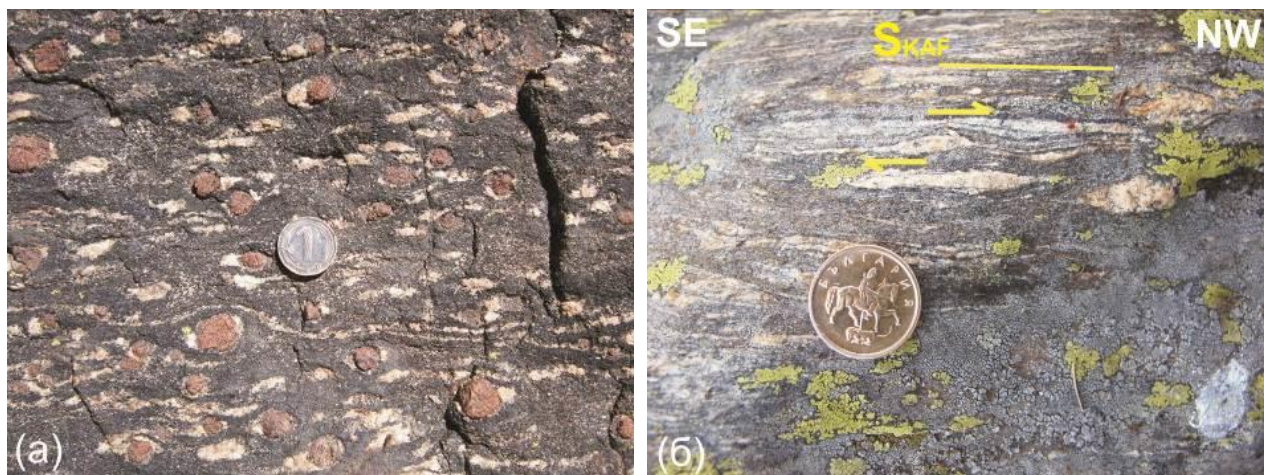
1.2. Кабулска литотектонска единица

1.2.1. Общи бележки за Кабулската литотектонска единица

Единицата е изградена от високостепенни метаморфни скали, които са изпитали полифазна тектоно-метаморфна история. В единицата са запазени реликтови асоциации от високобаричен, високотемпературен и по-късен нискотемпературен метаморфизъм (Колчева и Чернева, 1999; Machev, 2002). Скалите на единицата заемат основно района на изток от контакта на Калинския гранит до Додоввръшката зона на срязване (Фиг. 1). Изолиран фрагмент от единицата е разположен непосредствено на запад от Калинския гранит. Долните ѝ структурни нива са изградени от пъстра последователност от дребнозърнести, биотитови, амфибол-биотитови (Фиг. 6а, 6б и 7б), мусковит-биотитови гнайси и едрозърнести биотитови гнайси, с по-рядко срещащи се сред тях биотитови шисти, гранатсъдържащи шисти, кианит-гранатсъдържащи шисти. Рядко са наблюдавани метрови амфиболитови будини и ретроградно променени лещи от еклогити, около които гнайсите и шистите са огънати. Специфични за района са едрозърнестите гранатсъдържащи амфиболити (Фиг. 7а).



Фигура 6. Литоложки разновидности от Кабулската литотектонска единица в долината на река Бистрица, местност Голямо пазар дере: (а) Амфиболитова прослойка в амфибол-биотитовите гнайси. (б) Изоклинално нагънати мигматизирани дребнозърнести амфиболити, чиито левкосоми са удебелени в бедрата на моноклинални огъвания.



Фигура 7. Литоложки разновидности от Кабулската единица: (а) Гранатсъдържащи едрозърнести амфиболити с левкосомата около гранатовите порфиробласти в точка на наблюдение и опробване NWR-8 в близост до хижа Иван Вазов. (б) Сигмоидално деформирана левкократна ивица, съставена от кварц и фелдшпат, оказваща северозападна посока на тектонски транспорт в биотитовите гнайси от долното ниво на единица.

1.2.2. Структурни изследвания на Кабулската литотектонска единица

Кабулската единица е ограничена от разполагащата се структурно по-ниско Мальовишка единица посредством Додоввръшката зона на срязване. Горната граница е представена от Бистришката зона на срязване (Саров и др., 2011а), която отделя Кабулската единица, от разположената структурно по-високо Поличка литотектонска единица.

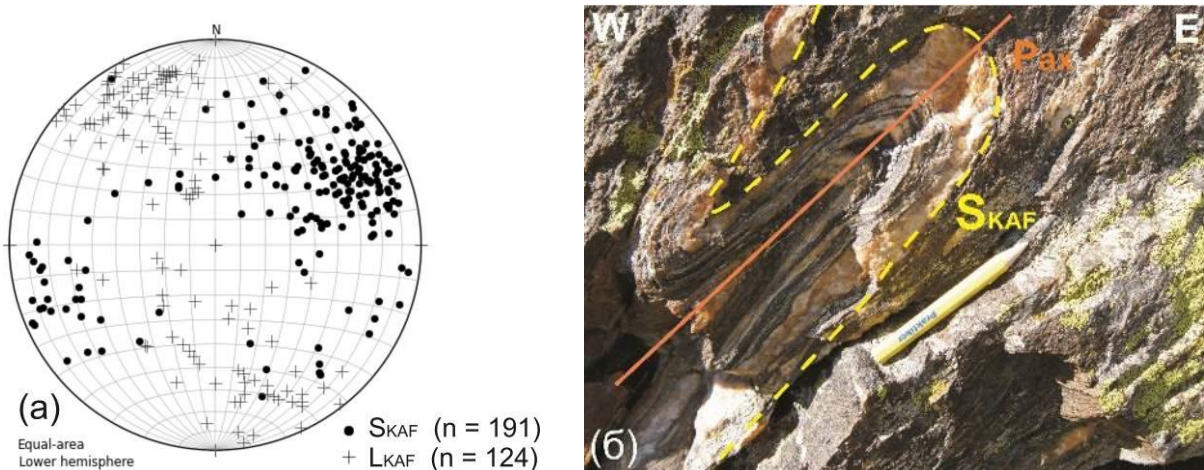
Ретроградно променените еклогити от единицата (Miladinova et al., 2013) са запазили следите от най-старото и най-високобарично (НР) събитие в единицата, което тук е означено като $M_{\text{КНР}}$. Следващите по-нискотемпературни процеси са свързани с няколко тектонометаморфни събития: 1) мигматизация, свързана с високотемпературно (НТ) събитие, означено в този текст като $M_{\text{КНТ}}$; 2) високотемпературно (амфиболитов фацес) събитие $M_{\text{КАФ}}$ и свързано с него северозападно вергентно обемно срязване; 3) високотемпературно (амфиболитов фацес) събитие $M_{\text{ДСЗ}}$ и свързаното с него югоизточно вергентно обемно срязване и 4) налагащо се върху останалите относително нискотемпературно (зеленошистен фацес) събитие $M_{\text{НРД}}$, свързано с насочена към север ексхумация на скалите от фундамента на Северозападна Рила.

Доминиращата проникваща структура в Кабулската литотектонска единица е метаморфната фолиация $S_{\text{КАФ}}$, която е свързана с метаморфното събитие $M_{\text{КАФ}}$. Това събитие е предизвикало постмигматичната високотемпературна некоаксиална деформация на скалите, изграждащи единицата. В тези части от долните (източни) структурни нива на единицата, които остават видимо незасегнати от

Додоввръшката зона на срязване, $S_{КАФ}$ затъва полегато до средностръмно ($20-40^\circ$) към запад и югозапад или изток и североизток (Фиг. 8). По този начин тази фолиация оформя ясни отворени гънки F_{DSZ} . Генетично, с $S_{КАФ}$ е свързана линейност на разтягане $L_{КАФ}$, очертана от линейно ориентирани в X/Y пререз филосиликати, амфиболи и линейно изтеглени рибони от кварц или кварц-фелдшпатов материал. Тя е с направление северозапад-югоизток и затъва с малки наклони в същите посоки или е субхоризонтална. Навсякъде в единицата мезоскопските кинематични индикатори показват еднозначно северозападна обемна посока на тектонски транспорт. В повечето случаи това са асиметрични, сигмоидално оформени будини от кварц-фелдшпатов материал (Фиг. 7б) или от амфиболити сред шисти и парагнайси, асиметрични опашки от деформирана синкинематична топилка около гранатови порфиробласти и S-C строеж, който е по-характерен за парагнайсите и шистите. Във всички случаи тези кинематични индикатори и носещите ги $S_{КАФ}$ и $L_{КАФ}$, свързани със събитието $M_{КАФ}$ са развити върху (след) мигматизацията (събитие $M_{КНТ}$), тъй като навсякъде в единицата са установени разкъсани, будинирани и нагънати бивши левкосомии. Навсякъде на терена гранитите на Калинския плутон пресичат проникващата фолиация $S_{КАФ}$.

Горната граница на единицата, с разположената структурно над нея Поличка литотектонска единица, представлява пластична синметаморфна зона на срязване с регионален характер – Бистришка зона на срязване, установена от Саров и др. (2011а). Тази зона на срязване показва кинематични и температурни сходства с деформациите предизвикани от тектоно-метаморфното събитие $M_{КАФ}$. Поради тези причини главните проникващи структури в Кабулската литотектонска единица $S_{КАФ}$ и $L_{КАФ}$, в настоящото изследване са интерпретирани като генетично свързани с движенията по Бистришката зона на срязване и северозападновергентното навличане на Поличката единица върху Кабулската.

В непосредствена близост с Додоввръшката зона на срязване фолиацията $S_{КАФ}$ е изоклинално огъната (Фиг. 9б). Осите на гънките са ориентирани паралелно на линейността на разтягане в зоната на срязване, а паралелно на осите им равнини е развита нова проникваща деформационна фолиация S_{DSZ} . В самата зона на срязване фолиацията $S_{КАФ}$ е напълно преработена от милонитната фолиация S_{DSZ} . По-сложен е въпросът с различаването в тези долни структурни нива на Кабулската единица, на проникващите линейни структури. Сложността е предизвикана от факта, че ориентировката на линейността на разтягане $L_{КАФ}$ във вътрешните части на единицата е паралелна на милонитната линейност на разтягане L_{DSZ} , развита в обхвата на Додоввръшката зона на срязване.

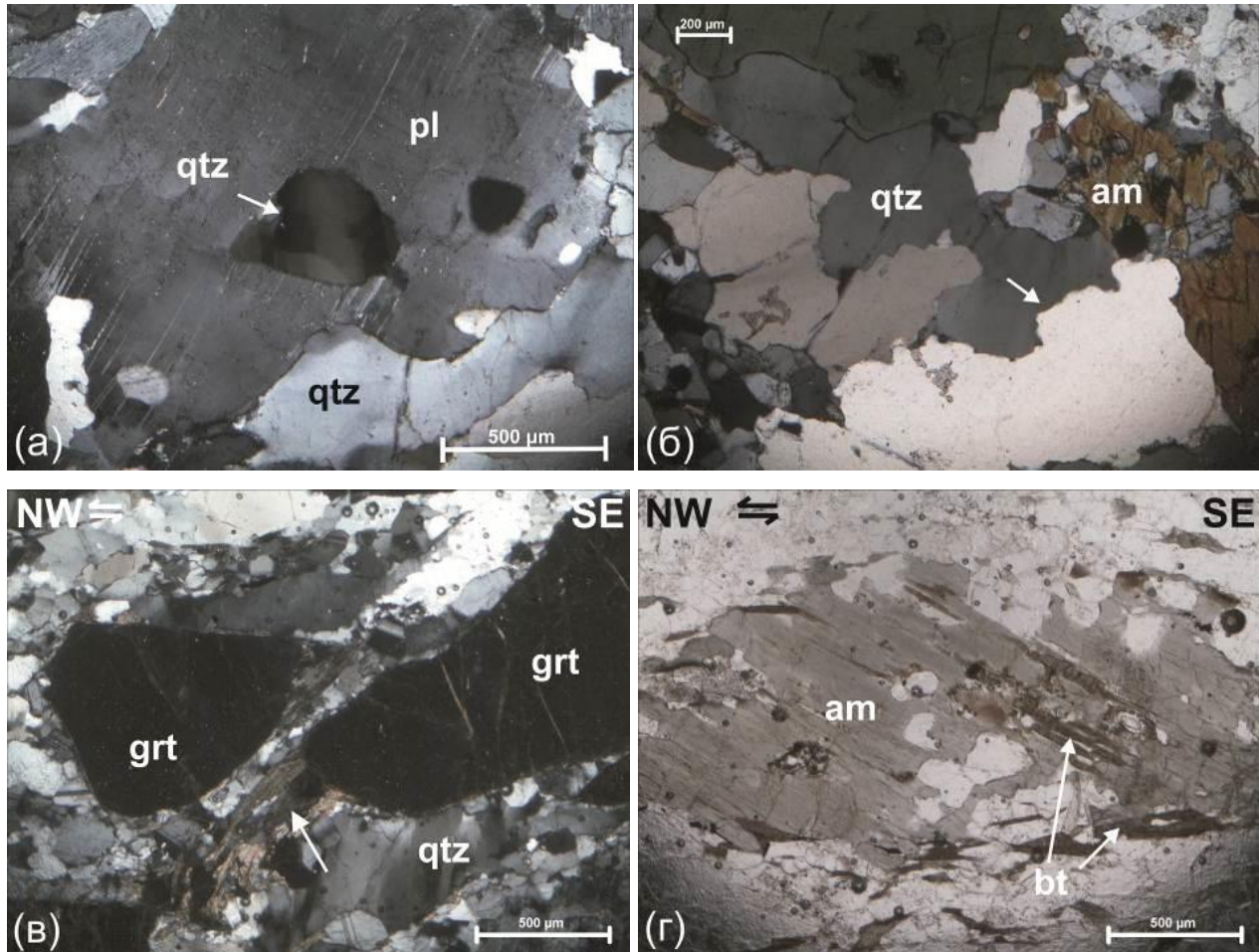


Фигура 8. Структури в скалите от Кабулската единица: (а) Стереографска проекция на осите към фолиационните повърхнини $S_{КАФ}$ и на линейностите на разтягане $L_{КАФ}$ в метаморфните скали от Кабулската литотектонска единица; долна полусфера. (б) Изоклинално нагънати мигматизирани амфибол-биотитови гнайси в долната част на единицата. Гънките са формирани по време на метаморфното събитие M_{DSZ} характеризиращо се с навличането на Кабулската единица върху Малъовишката към югоизток. Осовите равнини (P_{ax}) съвпадат с ориентировката на метаморфната фолиация S_{DSZ} .

В северозападните склонове на Рила, върху високотемпературния деформация ($M_{КАФ}$) на Кабулската единица (свързан с по-ранните събития), както и върху високотемпературните милонити на Додоввръшката зона на срязване, са наложени по-нискотемпературни проникващи структури свързани със зоната на Севернорилския разлом на отделяне.

Микроструктурните изследвания на ориентирани образци от Кабулската единица (основно деформационни структури във фелдшпати и кварц) показват, че температурните условия при формирането на различните генерации структури са били различни. В образците от вътрешните части на единицата ($M_{КАФ}$) е установено мозаечно потъмнение в кварца (Фиг. 9а), което се образува при 650 и 700°C и над 700°C (Kruhl, 1996). Вдлъбнато-изпъкналите зърнови граници на кварца, образувани при миграция на зърнови граници свидетелстват за процеси на динамична прекристализация при температури ~600°C (Фиг. 9б). Микроскопските кинематични индикатори (сигмоидално деформирани гранатови, фелдшпатови и амфиболови индивиди и синтетично срязани гранатови порфиробласти) показват северозападна посока на тектонски транспорт (Фиг. 9в и 9г). По-нискотемпературната деформация (тектоно-метаморфно събитие M_{NRD}), характерна за зеленошистен фациес (400-500°C), е маркирана от наличието на дребен кварц в междузърновото пространство на по-едрите зърна кварц и плагиоклаз формиран при динамична прекристализация тип субзърнова ротация. Критерии като

вълновидното потъмнение и bulging механизма на прекристализация в кварца, пламъчните антипертити, петнесто потъмнение и крехкото натрошаване на плагиоклаза са резултат от относително нискотемпературна деформация в зеленошистен фацис (M_{NRD}) при температури 400°-300°C (Passchier and Trouw, 2005).



Фигура 9. Деформационни структури, образувани при промяната в амфиболитов фацис на скали от Кабулската единица (метаморфно събитие M_{KAF}) (микроскопски кадри в проходяща светлина при кръстосани николи): (а) Неравномерно потъмнение в кварца, заобиколен от едър плагиоклаз с деформационни ламели (образец NWR-9 от деформиран пегматит). (б) Вдълбнато-изпъкнали граници на кварц (стрелка) с bulging прекристализация (образец NWR-8 от гранатсъдържащ амфиболит). (в) Срязан към северозапад гранатов порфиробласт с опашки от хлорит (образец NWR-36 от гранатсъдържащ амфибол-биотитов гнайс); кръстосани николи. (г) Лецовидно деформиран амфиболов порфирокласт, оказващ посока на тектонски транспорт към северозапад частично резорбиран и заместен от биотит (образец NWR-44 от гранатсъдържащ амфибол-биотитов гнайс); успоредни николи.

1.2.3. Термобарометрични изследвания на главни литоложки разновидности от Кабулската единица

Освен петрографските и микроструктурни наблюдения на скалите от Кабулската единица с цел установяване на вида деформация и степента на метаморфизъм, по-подробно са анализирани представителни образци от главни и най-разпространени литоложки разновидности. Анализите включват прилагането на методите на термобарометрията и термодинамичното моделиране.

1.2.3.1. Гранат-кианитсъдържащ слюден шист (образец NWR-37)

Шистите се срещат като издържани прослойки сред амфибол-биотитовите гнайси в долината на река Бистрица, на запад от местността Раздела. Скалата е едрозърнеста, с неравномерно разположени левкосомни участъци, съставени от фелдшпат и кварц. Минералният ѝ състав е гранат, биотит, бяла слюда, кианит, плагиоклаз и кварц, с акцесорни рутил, илменит, монацит и циркон. Кварцът е едър, с неравномерни, вдлъбнато-изпъкнали граници, което е белег за високотемпературна деформация в амфиболитов фацис. Вълновидното потъмнение в кварца е белег за по-нискотемпературна деформация наложена върху по-високотемпературната.

При петрографските наблюдения са избрани минерали (гранат, плагиоклаз, биотит, бяла слюда и кианит) с взаимоотношения, които предполагат тяхното едновременно формиране. След анализ на химичните състави на тези минерали, са приложени гранат-биотитовия термометър на Bhattacharya et al. (1992) и два геобарометъра Grt-Als-Qtz-Pl (GASP) и Grt-Pl-Ms-Bt (GPMB). Получените резултати показват, че минералната асоциация се е формирала при условия 567-559°C/5.61-3.72 kbar. Друга асоциация от същите минерални фази посочва условия 542-532°C/5.05-3.26 kbar. Стойностите са в полето на нисък амфиболитов фацис до границата със зеленошистния фацис като част от стойностите на температурата са в полето на зеленошистния фацис. Моделирането (TWQ) на условията на формиране на минералната асоциация гранат-биотит-плагиоклаз-мусковит, съставляваща слюдения шист, посочва че съответната асоциация, при наличието на кианит, е стабилна при условия 581°C/4.7 kbar. При други две минерални двойки условията са 561°C/4.7 kbar, а за другата - 590°C/5 kbar.

1.2.3.2. Едрозърнест гранатсъдържащ амфиболит (образец NWR-8)

Образецът от амфиболитите (Фиг. 7а) е опробван от горните части на Кабулската единица, в близост до източния контакт на Калинския гранит с метаморфитите (Фиг. 1). Скалата е съставена от гранат, амфибол, биотит, плагиоклаз, кварц, титанит и илменит. Анализът на химичния състав на граната показва, че той е формиран в програден етап на развитие на скалата. Количеството

на Mn намалява от ядрото към периферията на граната, което е индикатор за по-ниска температура в ядрото отколкото в периферията.

Амфибол-плагноклазовият термобарометър (температура според Holland and Blundy, 1994; Blundy and Holland, 1990; налягане според Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995; Anderson, 1996) е приложен с цел установяване на P-T условията на образуване на скалата. Взети са химичните състави на амфиболони и плагноклазови зърна като включения в граната и като съставлящи матрикса. В централните части и в матрикса, в близост до границата на първия гранат, температурите са малко по-високи (727-738°C) от стойностите получени за включения в периферните части на граната – 709 и 712°C. По-ниските температури в периферията на граната се дължат на обмяна на Fe, Mg, Mn и Ca между граната и включения в него плагноклаз и амфибол като процес на дифузионно преуравновесяване на химичните елементи след формиране на минералите. При налягането не се забелязва промяна в зависимост от мястото на измерените точки и то остава в рамките на 8 до 9.4 kbar. Същата зависимост има и във второто гранатово зърно, но температурите като цяло са по-ниски: 638 и 684°C за периферията и 683-718°C за зърната по границата на граната. Наляганията са в обхвата 8.1-9.8 kbar. Всички стойности на температурите и наляганията отговарят на висок амфиболитов фациес.

1.2.3.3. Гранатсъдържащ амфибол-биотитов гнайс (образец NWR-44)

Образецът е опробван от долното структурно ниво на Кабулската единица, в северния склон на долината на река Бистрица - Голямо пазар дере. Скалата е дребнозърнеста, мезократна, порфиробластна по гранат, финофолирана с редуване на левкократни и меланократни ивици, което подсказва за високотемпературното ѝ формиране. Скалообразуващите минерали са гранат, плагноклаз, кварц, биотит и хлорит. Хомогенното разпространение на елементите в ядрото на граната вероятно е в резултат на преуравновесяването им чрез дифузия във висок амфиболитов фациес (< 600°C). Високите съдържания на Mn и Fe и ниските на Ca и Mg в периферията на граната, както и ксеноморфната форма са признак за резорбция на граната при ретроградни промени. Според амфибол-плагноклазовия термобарометър (температура според Holland and Blundy, 1994; Blundy and Holland, 1990; налягане според Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995; Anderson, 1996), равновесните условия на формиране на двойката минерали са 660-677°C/7.9-9.5 kbar, които отговарят на високотемпературен амфиболитов фациес. Моделирането (TWQ) на условията на формиране на минералната асоциация гранат-биотит-плагноклаз-амфибол, съставляща амфибол-биотитовия гнайс, показва, че съответната асоциация е стабилна при условия 685-777°C/6.6-9.0 kbar.

1.2.3.4. Гранатсъдържащ амфибол-биотитов гнайс (образец NWR-45B)

Скалата е дребнозърнеста, порфиروبластна по гранат, мезократна, редуват се тънки левкократни и меланократни ивици. Гранатът се разполага в матрикс от биотит, амфибол, плагиоклаз, кварц, пирит, графит, апатит и илменит. В периферията (до ~0.1 mm от зърновата граница) съдържанията на Mg, Mn и Fe слабо се увеличават, което вероятно е резултат от резорбцията на граната. Прилагането на амфибол-плагиоклазовия термобарометър върху съответната двойка минерали показва, че условията на тяхното формиране са 674-697°C/6.65-7.98 kbar, които отговарят на високотемпературен амфиболитов фациес. Моделирането (TWQ) на условията на формиране на минералната асоциация гранат-биотит-плагиоклаз-амфибол, съставляваща амфибол-биотитовия гнайс, посочва, че съответната асоциация е била стабилна при условия 537-560°C/3.3-3.6 kbar.

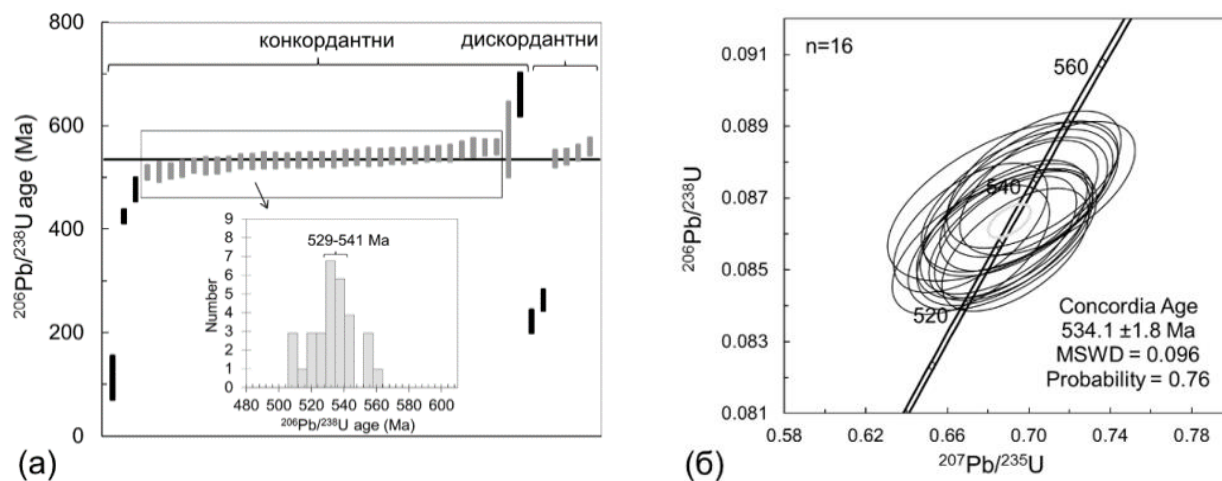
1.2.3.5. Метадиорит (образец NWR-48)

В най-долните структурни нива на Кабулската единица, засегнати от деформацията по Додоввръшката зона на срязване, с направление север-северозапад – юг-югоизток се проследява силоподобно тяло от метадиорит. Скалата е съставена от главните скалообразуващи минерали амфибол, плагиоклаз, кварц и калиев фелдшпат и второстепенните биотит, хлорит, епидот, непрогледни минерали и акцесорните рутил, титанит и циркон. Амфибол-плагиоклазовият термобарометър показва температури 701-766°C и налягане 6.2-7.1 kbar. Измерени са съдържанията на елементите-следи на скалата. Слабата отрицателна европиева аномалия [Eu/Eu*]_n със стойност 0.8 може да бъде индикатор за кристализация на плагиоклаз едновременно с формирането на цирконите.

1.2.4. Геохронологски изследвания на образци от Кабулската литотектонска единица

1.2.4.1. Едрозърнест гранатсъдържащ амфиболит (образец NWR-8)

Морфологията и секторната зоналност на растеж на цирконите от пробата показва, че те имат метаморфогенен произход. Конкордантната възраст на скалата е 534.1±1.8 Ma (Фиг. 10).



Фигура 10. Циркони от едрозърнест гранатсъдържащ амфиболит (образец NWR-8): (а) Диаграма на средно претеглената стойност на всички анализи. От конкордантните анализи (3% филтър на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) най-голям брой измервания са с възрасти между 529 и 541 Ма (хистограма). (б) U-Pb диаграма с конкордията с възрастите между 529 и 541 Ма.

1.2.4.2. Деформиран пегматит (образец NWR-9)

Този тип скали се разполагат паралелно на главната метаморфна фолиация ($S_{\text{КАФ}}$) в мигматизираните гранатсъдържащи едрозърнести амфиболити от горните нива на Кабулската единица. Левкосомните тела са интензивно срязани по време на тектоно-метаморфното събитие $M_{\text{КАФ}}$. Главните скалообразуващи минерали са плагиоклаз и кварц, второстепенните са гранат, биотит, хлорит, бяла слюда и епидот. Акцесорните минерали са циркон и рутил. Вдлъбнато-изпъкналите граници на плагиоклаза и кварца, образувани при прекристализация с миграция на зърнови граници и мозаечното потъмнение в кварца (chessboard-type subgrains) са формирани при високотемпературна деформация (500-700°C). Заоблените форми и секторната зоналност на сепарираниите циркони са характерни за метаморфни циркони (Corfu et al., 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003). По границите на някои зърна се забелязват заливообразни участъци с по-висок катодолуминисцентен интензитет, които пресичат и нарушават първичната секторна зоналност на зърната. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ възрасти на повечето зърна са в обхвата 506-563 Ма.

1.2.4.3. Деформиран пегматит (образец NWR-26)

Скалата е разположена сред гранатсъдържащите едрозърнести амфиболити в близост до контакта на гранитите на Калинския плутон с метаморфните скали на Кабулската единица. Пегматитът е разположен паралелно на главната метаморфна фолиация $S_{\text{КАФ}}$ в мигматизираните амфиболити. Главните скалообразуващи минерали са плагиоклаз и кварц. Второстепенните минерали са амфибол, биотит, епидот и хлорит, последните установени като променителни продукти по

плагиоклаза и биотита. Сутурираните граници на кварца и плагиоклаза са резултат на прекристализация с миграция на зърнови граници при високостепенния метаморфизъм (M_{KAF}). Вълновидното потъмнение на кварца и деформационните ламели на плагиоклаза са в следствие на по-нискотемпературна деформационна промяна. Отделените от пробата циркони са два типа според морфологията им и зоналността на растеж. Първата група се отличава с късопризматични, заоблени зърна, с осцилаторна, секторна и конволютна зоналност и слаб CL интензитет. По-голямата част от анализи на първата група са конкордантни при 1% филтър за $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$. При тях се отличават три подгрупи с различни възраст: 1) 234 - 302 Ma; 2) 421 - 485 Ma; 3) 485 - 520 Ma. Данните сочат за магматичен произход на цирконите. Втората група е с по-разнообразни морфоложки форми – късопризматични, дългопризматични, изометрични, заоблени; с висок CL интензитет, секторна зоналност и зоналност тип „елха“ (fir-tree zoning), характерна за високостепенните метаморфни скали в гранулитов фациес (Vavra et al., 1996; Pidgeon et al., 2000). Конкордантната им $^{207}Pb/^{235}U - ^{206}Pb/^{238}U$ възраст на е 99.0 ± 2.1 Ma.

1.2.4.4. Дребнозърнест амфиболит (образец NWR-45)

Амфиболитите се разполагат послойно сред гранатсъдържащи амфибол-биотитови гнайси от долината на река Бистрица, в близост до местност Раздела. Главните скалообразуващи минерали са амфибол и плагиоклаз, второстепенен минерал е титанитът. Акцесорните минерали са монацит и циркон. Последният е късопризматичен до почти изометричен, с широки, хомогенни зони на растеж, образувани в по-базична по състав магма, какъвто е бил и протолита на амфиболита, и тънки концентрично нарастнали обвивки. Нарушенията в зоналността на растеж на някои зърна се развиват при прекристализация при висока температура и налягане. Отделят се две главни $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$ възрастови групи: 280-290 Ma и 253-268 Ma. Младите възрасти са по-характерни за обвивките.

1.2.4.5. Гранатсъдържащ гнайс (образец NWR-96)

Близо до Додоввръшката зона на срязване се наблюдава гранатсъдържащ гнайс, който вероятно представлява бивша левкосома (Фиг. 11) около заоблени късове гранат-силиманитсъдържащ шист с метапелитен произход. Структурната позиция на левкосомата се наблюдава като дискордантни и безформени джобове и участъци в метапелитите.

Главните скалообразуващи минерали на гнайса са гранат и плагиоклаз, кварцът е второстепенен минерал заедно с биотита и хлорита. Последните два са променителни минерали по граната. Присъствието на гранат в левкосомата предполага високотемпературно сухо топене на метапелита при температури не по-

ниски от 750-800°C – гранулитов фациес (Vielzeuf and Holloway, 1988). Цирконите са датирани, както в микроскопски препарат, така и като зърна от сепарирана фракция. Доминиращата конволютна зоналност частично е заличила по-стара и неясна осцилаторна зоналност в някои от зърната. Такива структури са описвани в циркони от високостепенни метаморфни скали (Corfu et al., 2003). Възрастите на цирконовите включения в гранатите и зърната в кварц-фелдшпатовия агрегат измерени *in situ* не се различават от тези на сепарираните циркони. Възрастите на цирконови включения в гранат са 270-288 Ма. Установените в матрикса на скалата циркони са с възрасти между 224 и 268 Ма. Цирконите от сепарираната фракция се разделят на три възрастови групи с пикове в тяхното формиране: 284, 261 и 240 Ма. Първите две групи възрасти най-вероятно представят възрасти на наследени ядра докато третата възраст представлява възраст на топилка от гранулитов фациес или смесени магматични и метаморфни възрасти.



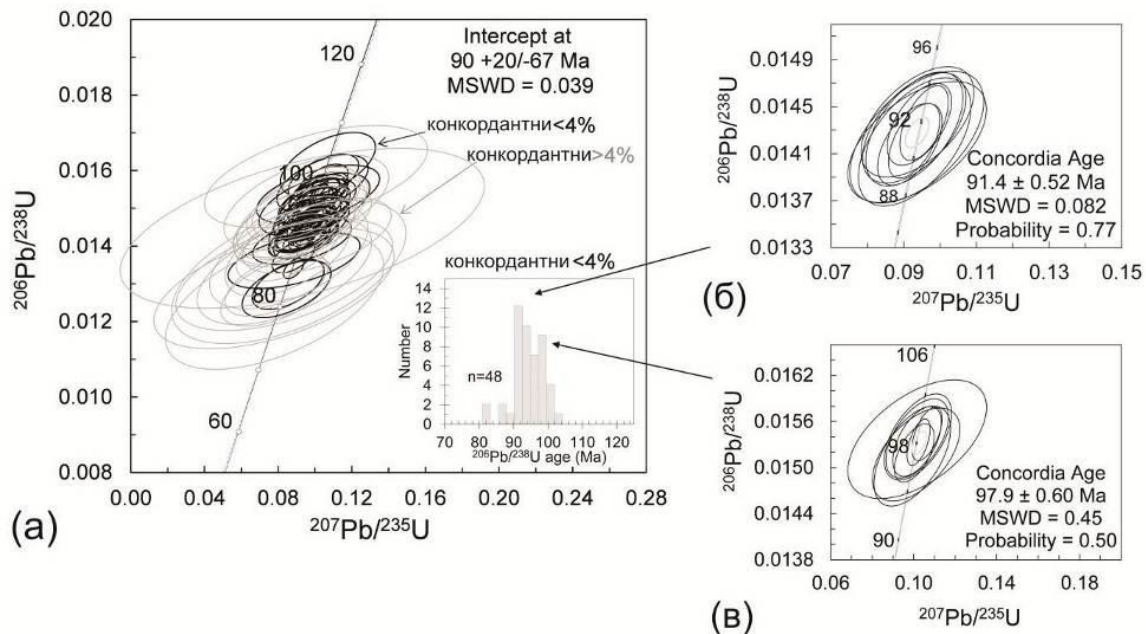
Фигура 11. (а) Коренно разкритие на фрагменти от гранат-силиманитсъдържащия слюден метапелит около който се наблюдава гранатсъдържащ гнайз (левкосома). (б) Гранатови зърна сред левкократен матрикс заедно съставляващи гнайса.

1.2.4.6. Гранатсъдържащ деформиран пегматит сред едрозърнестите гранатсъдържащи амфиболити (образец NWR-20)

Точката на опробване на скалата е в долината на река Рилска, на север от устието на река Елешница. Доминиращите минерали са кварц и гранат, докато плагиоклаза се среща рядко, а амфибола се среща в контактните части на скалата с амфиболита. От тази проба са датирани гранатите. С Lu/Hf метод е получен резултат 256 ± 21 Ма. Голямата грешка се дължи на аномално завишеното количество на Lu, както и на отношението $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.2791 \pm 0.0024$, което се приближава до хондритовото отношение (0.2791). Възможно обяснение за аномалните стойности е последващо топене на субстрата, което е довело до отваряне на Lu-Hf система.

1.2.4.7. Деформиран пегматит (образец NWR-6)

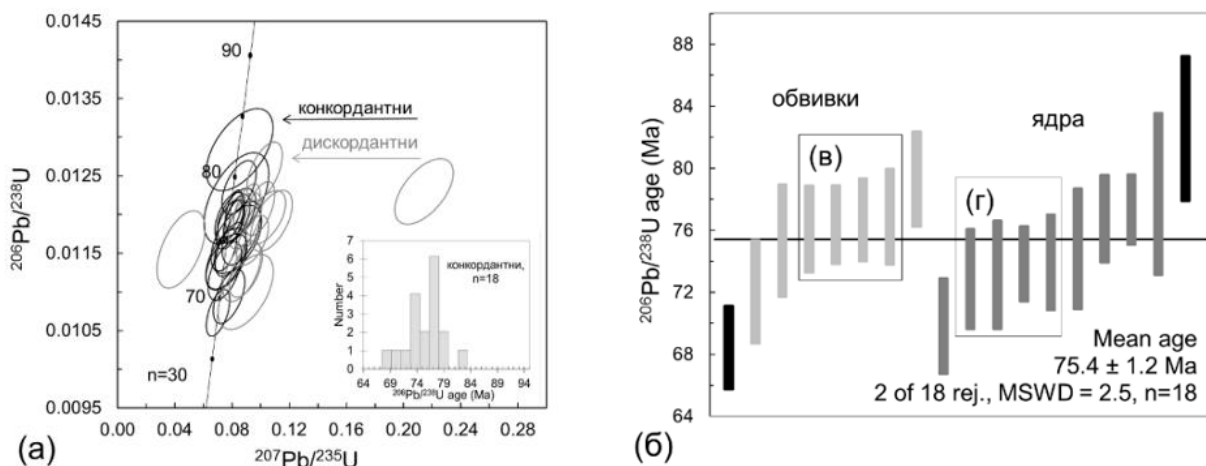
В мигматизираните гранатсъдържащи шисти от долното структурно ниво на Кабулската единица се наблюдават синкинематично деформирани пегматитови жили (от тектоно-метаморфното събитие $M_{\text{КАФ}}$), разположени паралелно на главната метаморфна фолиация $S_{\text{КАФ}}$. Главните скалообразуващи минерали са кварц и плагиоклаз. Второстепенните минерали са бяла слюда и биотит. Датираниите циркони от пробата са идиоморфни, дългопризматични. В CL светлина в зърната се установяват широки, хомогенни, светли централни части с тънки периферни части с осцилаторна и секторна зоналност, последните характерни за по-кисела магматична обстановка. Повечето от тях анализите се обособяват в две припокриващи се възрастови групи (Фиг. 12а) с най-чести стойности в обхвата 90-92 Ma и 98-100 Ma. От 48 анализа се получават две $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ конкордантни възрасти, съответно: 91.4 ± 0.52 Ma и 97.9 ± 0.60 Ma (Фиг. 12). Данните сочат за магматичен произход на пегматита. Зонирането при растежа на цирконите подкрепя тази хипотеза. Последвалата синметаморфна деформация не е засегнала значително цирконите и тяхната изотопна система.



Фигура 12. Възрасти на циркони от деформиран пегматит сред шисти от Кабулската единица (образец NWR-6): (а) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ диаграма, в която сивите елипси са възрастите с дискордантност по-голяма от 4% на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ стойност на грешката спрямо стойността на нейното изотопно отношение. Черните елипси са възрастите с дискордантност $<4\%$. Долу вдясно е хистограма на конкордантните $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ възрасти ($<4\%$ дискордантност) с два възрастови пика по време на формиране на цирконите. (б) U-Pb диаграма с конкордията с най-честите възрасти в групата на стария възрастов пик. (в) U-Pb диаграма с конкордията с най-честите възрасти с конкордантност 100% от групата на младия възрастов пик.

1.2.4.8. Възраст на циркони от метадиорит (образец NWR-48)

Цирконовите зърна са призматични със заоблени очертания, със слаб интензитет (CL) и широки хомогенни зони на растеж в централните части и със сложна осцилаторна и секторна зоналност и силен CL интензитет на обвивките. Тези вътрешни структури са характерни за растеж на кристалите в магмена среда. Цирконовите обвивки показват малко по-стари възрасти от тези на цирконовите ядра (Фиг. 13). Конкордантната възраст на четири анализа в обвивките е 76.2 ± 0.61 Ma. Конкордантната възраст на четири анализа в ядрата е 73.5 ± 0.66 Ma. Причината за по-младите ядра и по-старите обвивки може да се свърже със загуба на радиогенно Pb в ядрата. По-старите конкордантни възрасти (тези на обвивките) е по-вероятно да представят възрастта на кристализация на цирконите. Магматичният произход на цирконите е потвърден от съдържанието и разпределението на елементите-следи в зърната (Shnukov et al., 1997; Hoskin and Ireland, 2000; Belousova et al., 2002): ниското La съдържание, позитивната Ce аномалия ($[Ce/Ce^*]_n = 33.28-96.29$) и обогатяването на тежките спрямо леките редки земи. Също така температурите на кристализация на цирконите ($701-778$ °C) получени с термометъра Ti-в-циркон на Ferry and Watson (2007) са близки до тези на термобарометричното изследване на метадиорита.



Фигура 13. Циркони от метадиорит (образец NWR-48): (а) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изохрона с черни елипси за конкордантните данни при 10% филтър и сиви елипси за дискордантните данни, които са изключени от интерпретацията. (б) Средно претеглена $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ възраст на всички конкордантни анализи в ядрата и обвивките.

1.2.4.9. Биотитови гранити на Калинския плутон (образец NWR-138)

Взет е образец от гранитите от централната част на плутона, в близост до язовир Калин. Датиранияте циркони показват белези, типични за магматичен растеж. Възрастта на конкордантните данни при 3% филтър са в обхвата от 57.23 до 62.27

Ма. Седем от тях са с конкордантна възраст 60.4 ± 0.32 Ма, която тук е интерпретирана като възраст на кристализация на биотитовия гранит.

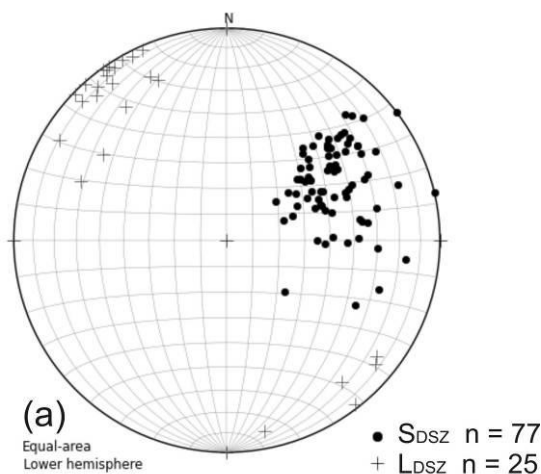
1.3. Додовръшка зона на срязване

1.3.1. Общи бележки за Додовръшката зона на срязване

Додовръшката зона на срязване е милонитна зона в амфиболитов фацис, която отделя Мальовишката от Кабулската единици. Срязващите напрежения са деформирали скалите от двете единици. Дебелината на зоната достига 100-150 m. В района на Сапарева баня зоната е покрита от неоген-кватернерните седименти на Благоевградския басейн. На югоизток от Голям Мечи връх зоната е пресечена от еоценските гранитоиди на Рило-Родопския батолит. Деформациите по зоната са засегнали както скалите на Мальовишката, така и тези на Кабулската единица.

1.3.2. Структурни изследвания на Додовръшката зона на срязване

Милонитната фолиация в рамките на зоната на срязване (S_{DZS}) затъва със средни до полегати наклони ($25-45^\circ$) към запад или югозапад (Фиг. 14а). Милонитната фолиация носи приблизително хоризонтална линейност на разтягане (L_{DSZ}), с посока северозапад-югоизток. Кинематични индикатори (сигма-делта порфирокластична система и S-C строеж) в скалите на Додовръшката зона на срязване показват югоизточна посока на тектонски транспорт (Фиг. 14б). Скалите засегнати от Додовръшката зона на срязване представляват типични S-L тектонити, развити в условия на некоаксиална деформация.



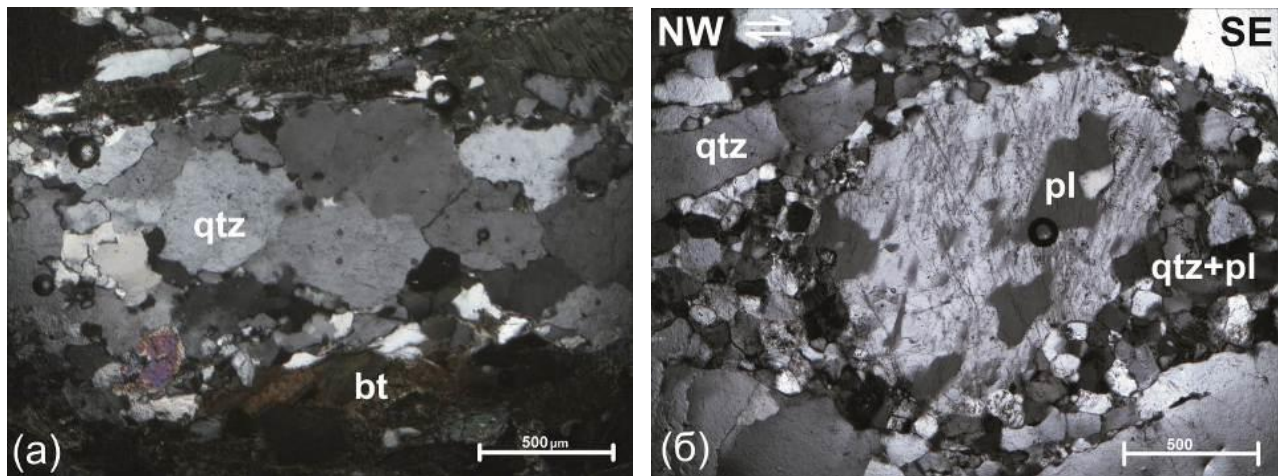
Фигура 14. Структури в скалите от Додовръшката зона на срязване: (а) Стереографска проекция на осите към фолиационните повърхнини S_{DSZ} (оси към плоскости), и линейностите на разтягане L_{DSZ} в метаморфните скали; n – брой измервания на структурните елементи. (б) Сигмоидално деформиран кварц-фелдшпатов агрегат и синтетични срязвания в амфибол-биотитовите гнайси в най-долната част от Кабулската единица в x/z пререз оказват посока на тектонски транспорт към югоизток. Точка на наблюдение по Дългия рид, северно от долината на река Рилска.

В обхвата на зоната на срязване и в съседство с нея са били внедрени голям брой син- до къснокинематични гранитоидни жили (Фиг. 16). Син- до къснокинематичният им характер се потвърждава от техните геометрия и взаимоотношения с милонитната фолиация в зоната на срязване. Косо разположените към фолиацията, но ориентирани под голям ъгъл към линейността на разтягане двойки асиметрични жили (в X/Z пререз) са силно разтеглени и будинирани или интензивно огънати. През тях прониква ясна милонитна фолиация. Двойките асиметрични жили представляват недвусмислен критерий за югоизточна посока на тектонски транспорт, в рамките на зоната на срязване. Фолиацията на зоната е пресечена от слабо деформирани или почти недеформирани дайки и жили със същия гранитен състав, което е свидетелство за тяхното син- до късно кинематично внедряване. В метадиоритите от най-долните структурни нива на Кабулската единица са развити присъщите за зоната фолиация и линейност на разтягане, показващи същите ориентировки.

При микроструктурните изследвания на образци от зоната на срязване е установено, че деформациите са били осъществени при високотемпературни условия, в амфиболитов фациес (тектоно-метаморфно събитие M_{DSZ}). Кварцовите индивиди показват процеси на динамична прекристализация посредством миграция на зърнови граници (Фиг. 15а). Други индикатори за деформацията са издължени рибони изградени от прекристализирали фелдшпатови зърна (Фиг. 14б) и

мирмекити по границите на някои плагиоклазови индивиди. Наблюдаваните кинематични индикатори, в ориентирани микроскопски препарати, потвърждават югоизточната посока на тектонски транспорт в зоната на срязване (Фиг. 15б).

В обхвата на милонитната зона на Севернорилския разлом на отделяне, милонитите на Додовръшката зона на срязване са засегнати от понискотемпературна деформация, осъществила се в условия на зеленошистен фацис (тектоно-метаморфно събитие M_{DSZ}). Свидетелство за това са механизми на динамична прекристализация като субзърнова ротация и по-късен “bulging” при кварцовите индивиди и крехко-пластична до крехка деформация във фелдшпатите. Нискостепенните наложени структури са свързани с по-късната и кинематично различна екстензионна тектоника, която е предизвикала ексхумацията на високостепенните метаморфити в лежащото крило на Севернорилския разлом на отделяне.



Фигура 15. Деформационни структури в скали от Додовръшката зона на срязване: (а) Вдлъбнато-изпъкнали граници на кварц в метадиорит (образец NWR-48). (б) Сутурирани граници на кварц с вълновидно потъмнение в гранат-съдържащ биотитов гнайс от Додовръшката зона на срязване (образец NWR-90).

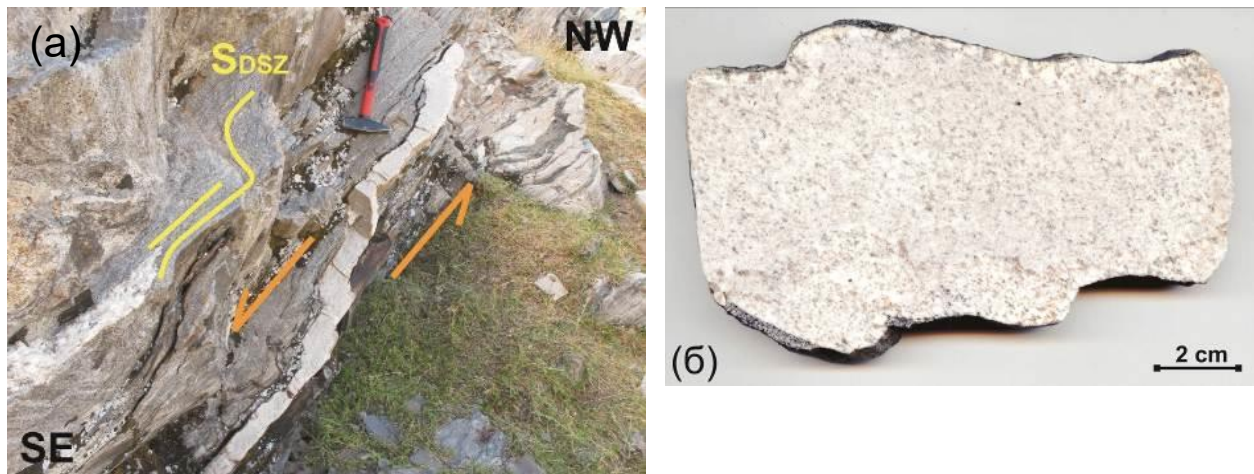
1.3.3. Геохронологски изследвания на образци от Додовръшката зона на срязване

1.3.3.1. Деформиран аплит (образец NWR-78)

Аплитовата жила (Фиг. 16) е вместена в биотитовите парагнайси от най-горните части на Мальовишката единица. Жилата е разположена косо на милонитната фолиация S_{DZS} и е засегната от пластичната деформация по зоната – буднирана и разтеглена на места, оформени са гънки на влачене и изоклинални гънки. Деформираните жили от своя страна са пресечени от недеформираните левкократни жили с подобен минерален и зърнометричен състав. Посоката на

тектонски транспорт, определена по мезоскопски кинематични индикатори, е на югоизток.

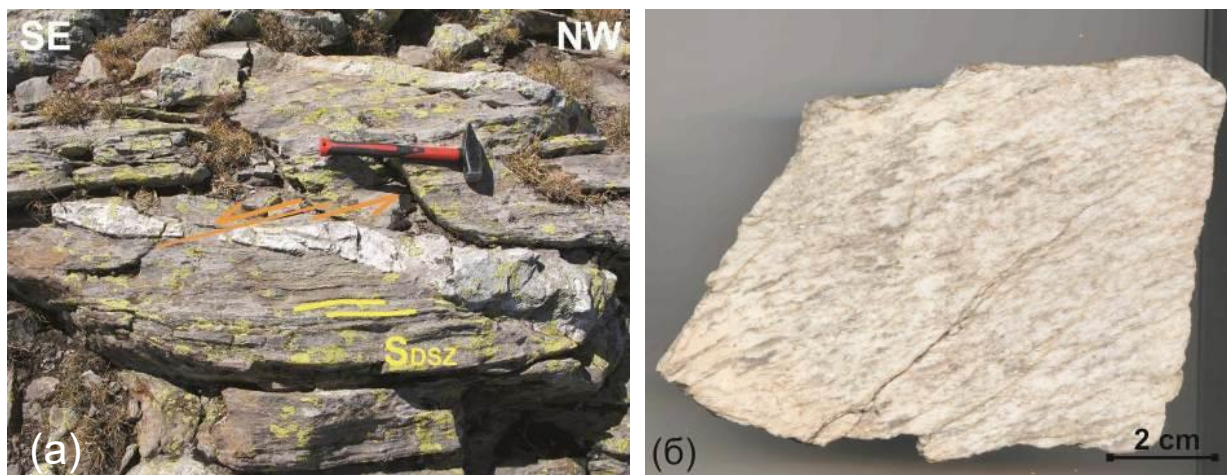
Аплитът е съставен предимно от плагиоклаз и кварц, рядко се срещат биотит, бяла слюда и гранат. Възрастите на монацитите са между 44.6 и 50.9 Ма. Конкордантна $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ възраст на аплита е 47.9 ± 0.80 Ма. Цирконите в пробата са малко на брой. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ възрасти на ксенокристалните ядра са субконкордантни, с обхват от 300 до 2286 Ма.



Фигура 16. Син- до къснокинематичен аплит: (а) Жилата е вместена в амфибол-биотитовите гнайси от най-горната част на Малъовишката единица, в обхвата на Додовръшката зона на срязване. (б) Полирана плочка от синкинематичен аплит (образец NWR-78).

1.3.3.2. Деформиран мусковитсъдържащ пегматит(образец NWR-76)

Пегматитовата жила е вместена в амфибол-биотитовите гнайси от Кабулската единица, разполагащи се в района на платото на север от връх Отовишки. Жилата е разположена косо на милонитната фолиация S_{DZS} (Фиг. 17а). Тя е будинирана и срязана по посока на тектонския транспорт в зоната на срязване, който е към югоизток. Скалата е с ивичеста текстура (Фиг. 217б), определена от ориентираното подреждане на кварц, плагиоклаз и бяла слюда като главни скалообразуващи минерали (тектоно-метаморфно събитие M_{DSZ}). Второстепенните минерали са гранат, а акцесорните са титанит, циркон и апатит. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ възрасти в ядрата на цирконите са разнообразни: 355 Ма, 425 Ма, 545 Ма. В периферии възрастите са по-млади (77-83 Ма) и, макар да съвпадат с възрастите в метаморфните циркони от проба NWR-75А, анализите в перифериите не са надеждни, защото перифериите са твърде тесни (0.010-0.015 mm) за коректното изотопно измерване (диаметърът на лазерния лъч е 0.030 mm).



Фигура 17. Син- до къснокинematичен пегматит (образец NWR-76): (а) Жилата е вметена в амфибол-биотитовите гнайси от най-долната част на Кабулската единица, в Додовръшката зона на срязване. (б) Полирана плочка от образец на деформираният мусковитсъдържащ пегматит.

1.4. Поличка литотектонска единица

1.4.1. Общи бележки за Поличката единица

Поличката литотектонска единица представлява полифазна метаморфна навлачна пластина изградена от високостепенни метаморфни скали, които се разкриват на запад от Калинския плутон (Фиг. 1). Единицата граничи на изток с разположената структурно по-ниско Кабулска единица посредством Бистришката зона на срязване. Над единицата се разполагат скалите на Средногорската единица или неогенските седименти на Благоевградския басейн. На север, северозапад и запад в изследвания район, отгоре единицата е ограничена от неотектонските разседи (Westaway, 2006) или от Джермански разлом на отделяне (Shipkova and Ivanov, 2000). В настоящото изследване, освен неогенските разломи, за горна граница се приема Севернорилския разлом на отделяне.

Преобладаващият литоложки тип са мигматизирани едрозърнести мусковитови ортогнайси, сред които се срещат метрови до десетки метрови лещи от мезократни амфиболити, ориентирани паралелно на метаморфната фолиация в гнайсите. На места ортогнайсите се редуват с мигматизирани биотитови и двуслюдени парагнайси. На изток от село Бадино сред гнайсите се разполагат биотитовите гранити на Бадинското тяло.

1.4.2. Структурни изследвания на Поличката единица

В скалите на Поличката единица най-старите запазени структури са тези, свързани с високостепенен метаморфизъм, довел до мигматизацията на скалите (тектоно-метаморфно събитие M_{PNT}), която се проследява по издържани ивици

левкосома, дефиниращи фолиацията S_{PHT} . В повечето случаи мигматитовата структура е почти заличена от главната проникваща метаморфна фолиация в скалите на единицата S_{PAF} . Тя е свързана с второ метаморфно събитие M_{PAF} , по време на което скалите от единицата са били метаморфозирани в условия на амфибилитов фацис, но без белези за топене. S_{PAF} затъва средностръмно до полегато към югозапад, запад или северозапад. Главната метаморфна фолиация носи ясна линейност на разтягане L_{PAF} , очертана от линейнопаралелното подреждане на люспи от мусковит и/или биотит върху фолиационните повърхнини, както и от линейно издължени фрагменти от разкъсана левкосома, която затъва със средни наклони ($20-40^\circ$) към югозапад или югоизток. Навсякъде в единицата мезоскопските кинематични критерии, свързани с фолиацията S_{PAF} , като сигма-делта комплекс и С-тип ивици на срязване, показват север-северозападна до север-североизточна посока на тектонски транспорт. Деформационните структури, установени под микроскоп, развити в минерали като кварц и фелдшпати, свидетелстват за високотемпературния характер на деформацията предизвикана от събитието M_{PAF} . В тези участъци границите на кварцовите индивиди в мономинералните агрегати са сутурирани, образувани при процес на динамична прекристализация, съпроводена от миграция на зърнови граници, структури тип ядро-мантия във фелдшпатите, петнесто потъмнение, пламъчни пертити, мирмекити по зърновите граници и деформационни ламели във фелдшпатите. Изброените микроструктури са образувани в температурния диапазон $550-600^\circ\text{C}$. Кинематични индикатори, наблюдавани в микроскопски препарати, потвърждават северозападната посока на тектонски транспорт, установена на терена.

1.5. Бистришка зона на срязване

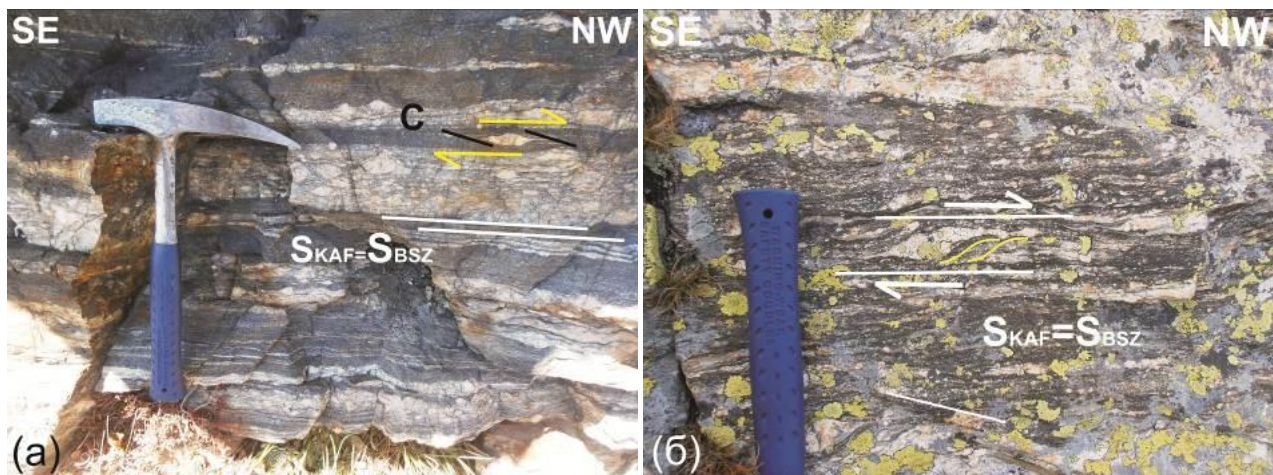
1.5.1. Общи бележки за Бистришката зона на срязване

Бистришката зона на срязване е описана за първи път от Саров и др. (2011a, 2011b) като компресионна синметаморфна зона на срязване, отделяща описаната от авторите Мальовишка литотектонска единица (не отговаря на Мальовишката единица в настоящото изследване) и разполагащите се структурно над нея високостепенни метаморфити на Огражденската литотектонска единица (Фиг. 1). Според настоящото изследване Бистришката зона на срязване е развита по границата между Кабулската и Поличката литотектонски единици. Зоната представлява 150-200 m дебел обем от интензивно деформирани скали на двете единици. В долината на р. Рилска зоната е срязана и отместена около 1 km към изток-югоизток по повърхнината на Рилския разлом (Вълков и др., 1981), нарушение с разседна кинематика, което в запад-северозападна посока се свързва с разсед наименуван като Падалски (Московски, 1976; Tueckmantel et al., 2008).

Извън изследвания район, зоната плавно завива на югозапад, преминава през долината на р. Благоевградска Бистрица и достига до долината на р. Струма, югоизточно от гр. Благоевград.

1.5.2. Структурни изследвания на Бистришката зона на срязване

Милонитната фолиация (S_{BSZ}) в обхвата на зоната на срязване затъва полегато до средностръмно ($25-45^\circ$) към запад или югозапад. В някои случаи, особено в непосредствена близост до по-късни зони на срязване и разломни нарушения, фолиацията се отклонява от обичайния си тренд и затъва полегато до средностръмно към северозапад или север. Милонитите на зоната са пресечени на някои места от Калинския гранит и свързаните с него жилни и дайкови тела. С милонитната фолиация на зоната е свързана и линейност на разтягане, която затъва с полегати наклони (до $20-25^\circ$) към север-северозапад до север-североизток. Линейността е очертана от линейноподредени филосиликати и издължени кварц-фелдшпатови агрегати. Отклоненията от по-устойчивия северозападен тренд са свързани с участъците, в които фолиацията на зоната на срязване е била огъната или разместена от по-късни зони на срязване и разломи. Според редица синкинематични критерии тектонският транспорт в зоната на срязване е бил генерално към север. Ако възприемем за почти ненарушена позицията на участъците от зоната, в които тренда на линейността на разтягане е в северозапад-югоизточно направление, то можем да предположим, че посоката на тектонски транспорт е била по-скоро към север до север-северозапад (Фиг. 18).



Фигура 18. Посока на тектонски транспорт в Бистришката зона на срязване, определена по критерии на срязване: (а) В милонитизирани амфиболови гнайси от зоната сигмоидално деформирани кварц-фелдшпатови класти показват северозападна посока на тектонски транспорт в точка на наблюдение NWR-261, южно от връх Малък Полич. (б) Сигмоидално деформиран фелдшпат-кварцов агрегат в амфибол-биотитовите гнайси показва северозападна посока на срязване в точка на наблюдение NWR-275 в близост до Мусов връх.

Микроструктурните изследвания на тектонити от Бистришката зона на срязване показват, че обемното северозападнонасочено срязване, чийто продукт са проникващите милонитна фолиация и линейност на разтягане се е осъществило във високотемпературни метаморфни условия (~600°C): границите на кварца в мономинералните агрегати са сутурирани, образувани при процес на динамична прекристализация съпроводена от миграция на зърнови граници (Passchier and Trouw, 2005; Trouw et al., 2010). Микроскопските кинематични индикатори потвърждават северозападната посока на тектонски транспорт в зоната на срязване. Характерът на деформацията и кинематиката на Бистришката зона на срязване са идентични с условията на деформация и кинематиката на Кабулската единица в участъците, в които в разреза на Кабулската единица доминира високотемпературната проникваща фолиация $S_{КАФ}$ и свързаната с нея линейност на разтягане $L_{КАФ}$. В участъците, в които милонитите на Бистришката зона се приближават до зоната на Севернорилския разлом на отделяне, върху високотемпературната милонитна структура е наложена по-нискотемпературна деформационна структура, установено при микроскопските наблюдения.

1.6. Средногорска литотектонска единица

1.6.1. Общи бележки за Средногорската единица

В долината на река Рилска Средногорската единица е разположена над Поличката единица, а контакт между тях е Севернорилския разлом на отделяне (Фиг. 1). Горната граница на високостепенните скали на Средногорската единица в долината на река Рилска и северно от село Овчарци е Габровдолския разлом на отделяне (Bonev et al., 1995), който ги отделя от зеленошистните метаморфити на Верилската литотектонска единица (Саров и др., 2011а, 2011г) или още Струмска диоритова формация (Маринова и др., 1993; Вълков и др., 1980ф). Върху метаморфитите на Средногорската единица в долината на река Рилска, с несъгласен и трансгресивен контакт, лежат олигоценски седименти (Tueckmantel et al., 2008; Саров и др., 2011в). В района на Лакатишка Рила, долна граница на Средногорската единица е Севернорилския разлом на отделяне, по който скалите от единицата контактуват със скалите на Мальовишката литотектонска единица. В този район, горната граница на Средногорската литотектонска единица не се разкрива.

1.6.2. Структурни изследвания на Средногорската единица

По състав скалите са мигматизирани биотитови гнайси с лещи и прослойки от метаморфозирани базични и ултрабазични скали. Метаморфната фолиация в района на Рилска река затъва към запад-северозапад с полегат наклон (35°). В

района на Лакатишка Рила фолиацията затъва на югозапад или североизток с полегат до средностръмен наклон (40-60°). Линейността на разтягане е очертана от линейно издължени фрагменти от разкъсана левкосома и от линейнопаралелното подреждане на люспи от мусковит или биотит върху фолиационните плоскости. Посоката на тектонски транспорт, определена по синдеформационно срязани левкократни лещовидни агрегати в района на река Рилска, е към северозапад.

2. Късноалпийска екстензия - Севернорилски разлом на отделяне

2.1. Общи бележки за Севернорилския разлом на отделяне

От изток на запад по северния ръб на Северозападна Рила, както и в долината на река Рилска (източно от град Рила), се проследяват няколко крехки до крехко-пластични разломни структури, изследвани и описани от различни автори като Лакатишки разлом на отделяне в южния ръб на Лакатишка Рила (Саров и др., 2011б), Джермански разлом на отделяне в северозападния ръб на Рила от Shipkova and Ivanov (2000), Верилска зона на срязване (Саров, 2009), същата реактивирана като Падалски разлом на отделяне в долината на река Рилска (Саров и др., 2011в), и разсед Рила-Пастра, проследяващ се в долината на река Рилска (Tuesckmantel et al., 2008). Тяхната геометрия, изява на деформация, кинематика и посока на тектонски транспорт са сходни, което подсказва и за тяхната вероятна времева връзка и общ произход.

При теренните изследвания и последвалите микроскопски наблюдения, в някои участъци (особено в северните и северозападните склонове на Рила планина, както и в долината на река Рилска), са установени зеленошистни зони на срязване и пространствено свързани с тях зони на катаклаза, наложени върху нискотемпературните милонити. Направено е подробно описание на локалитетите, в които този тип тектонити са установени.

2.2. Структурни изследвания

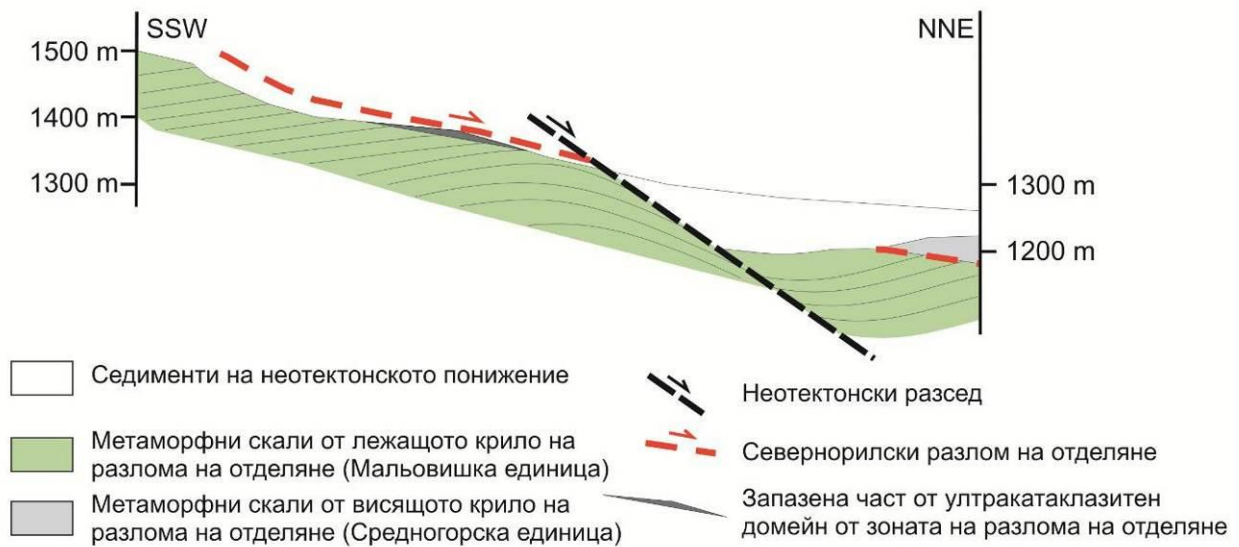
Локалитет/разрез 1 се намира в долината на река Гърковица, южно от село Говедарци (Фиг. 19). Разрезът, в непосредствения край на долината, е представен от катаклазирани амфиболити и двуслюдени гнайси, в които средностръмни до полегато-стръмни пукнатини затъват най-общо към север с наклони 30-40° и най-вероятно са свързани с неотектонския Говедарски разсед (Радев, 1924; Бончев, 1961), който предопределя южния борд на Говедарския басейн. В южна посока в долината на реката се пресичат относително високотемпературни метаморфни скали (амфиболити и гнайси) на Мальовишката единица. Главната метаморфна фолиация в скалите затъва средностръмно до полегато (25-30°) към север, което предопределя постепенното навлизане в структурно по-ниски части от разреза на

метаморфитите. Относително високотемпературния характер на метаморфизма в тези скали е определен макроскопски на терена, по присъствието на минерални индивиди, като биотит и амфибол, първият от които е стабилен в условия на поне среден зеленошистен фацис, а вторият – при температури не по-ниски от условия на висок зеленошистен фацис. Въпреки това, на повечето места в скалите, отново макроскопски е установено присъствие на хлорит, който се налага върху по-високотемпературния биотит. На някои места, в амфиболитите присъстват също хлорит и епидот, наложени върху амфиболовите индивиди.

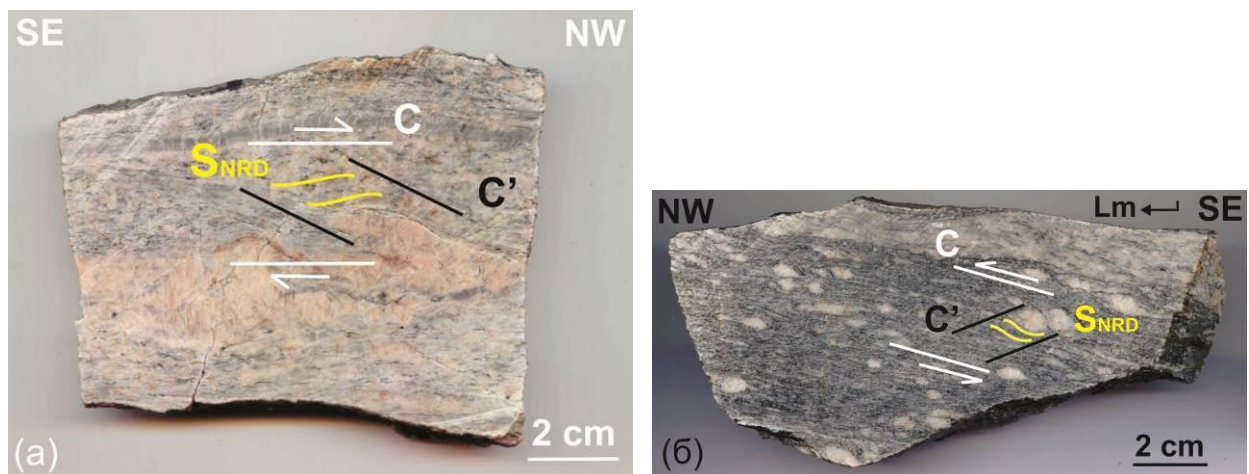
В по-високо хипсометрично ниво скалите са интензивно милонитизирани левкократни ортогнайси, в които кварцът е грубо ивичест и дребнозърнест и рядко финозърнест, а фелдшпатовите индивиди са деформирани сигмоидално, но също така показват и тенденция за крехко поведение, с типичен „домино“ строеж. Този тип деформации в кварца и фелдшпатите подсказват, че скалите в този участък са претърпели деформации/метаморфизъм в зеленошистен фацис (точка на наблюдение NWR-110, Фиг. 20а).

Над зеленошистните милонити се разкриват няколко своеобразни „клипи“, изградени от катаклазити до ултракатаклазити (точка на наблюдение NWR-111, Фиг. 19). Тези крехки споени тектонити представляват отделни и силно тектонски обработени и брекчирани късове от милонитизирани метагранити сред катакласитен и ултракатакласитен матрикс. Катакласитичната фолиация следва наклона на билото на рида (0-10/15-25°). Ориентировката на стриационната линейност, разположена върху плоскостите на катакласитичната фолиация е със стойности 340-345/5-15°, а установените кинематични индикатори показват посока на тектонски транспорт към север.

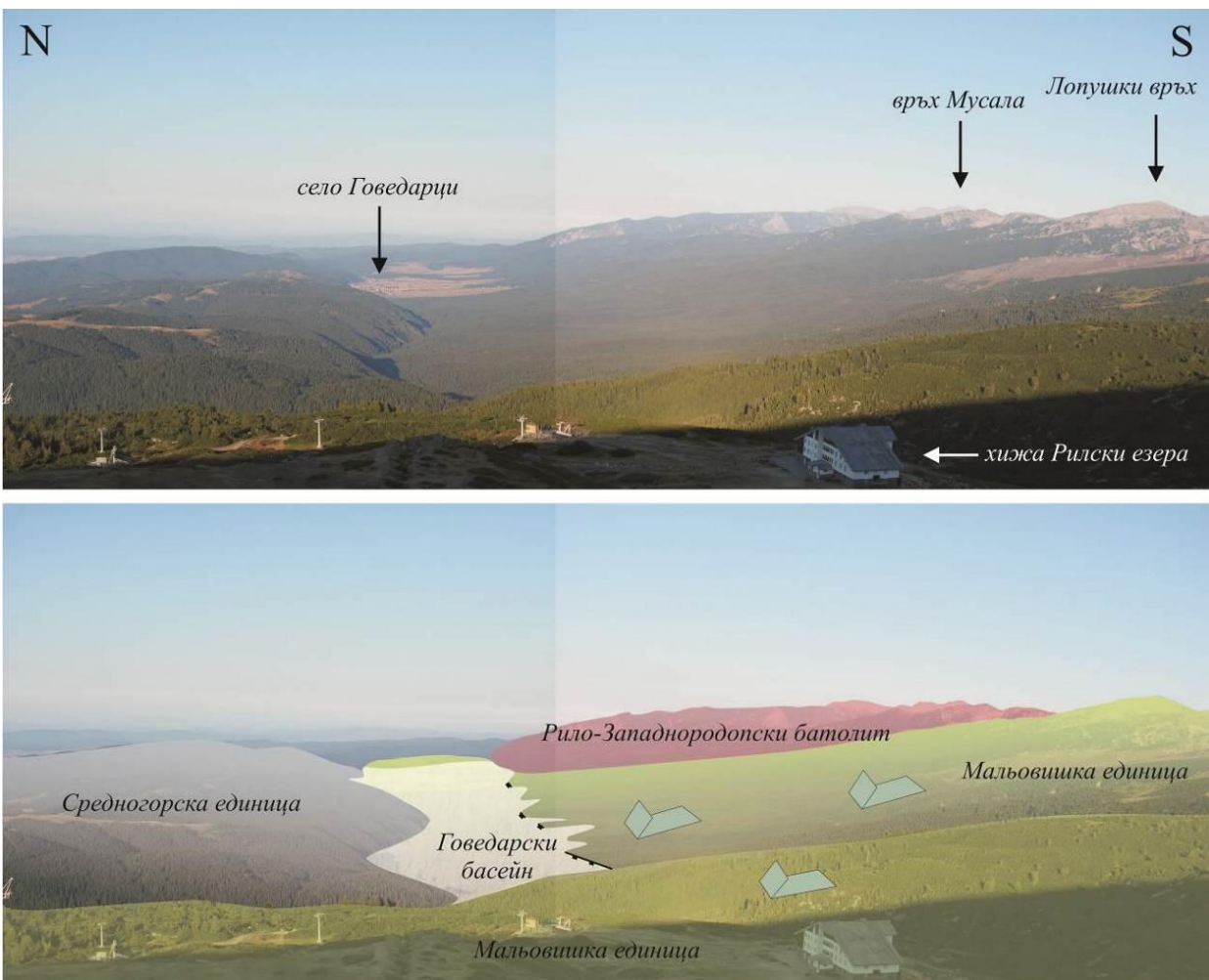
След участъка с катаклазити в южна посока, в края на разреза (точка на наблюдение NWR-112, Фиг. 20б), са разкрити милонитизирани двуслюдени „очни“ гнайси (метагранити), в които на повечето места биотитът е заместен от хлорит, а всички фелдшпатови индивиди са деформирани сигмоидално (Фиг. 120). Милонитната фолиация в ортогнайсите затъва 250-270/25-30°, а върху плоскостите на фолиацията е развита нискотемпературна стриевидна линейност от типа на „горещите“ харниши, очертана от силно издължени кварцови индивиди и промазки от хлорит или хлоритизиран биотит. Линейността на разтягане е с елементи на ориентировката ~330/15°, а кинематичните индикатори показват, че тази структура е свързана с нискотемпературна (зеленошистна) разседна зона на срязване (Фиг. 21), която разтоварва тектонски разреза най-общо към север (север-северозапад). В настоящата дисертация е номинирана като Севернорилски разлом на отделяне.



Фигура 19. Схематичен разрез по ридата на вр. Градище, южно от село Говедарци, показващ тектонската ситуация в изследвания локалитет/разрез 1. Следата на Севернорилския разлом на отделяне е изобразена с пунктир, тъй като във връзка с ерозията, разломната повърхнина на нарушението не е установена. Нарушението е предположено във връзка с присъствието на реликти („клипи“) от наишчени ултракатаклазити, разположени непосредствено над милонитите на разлома на отделяне. Трасето на неотектонския разсед е изобразено с пунктир, тъй като структурата не е регистрирана на терен, а е предположена по някои геоморфоложки маркери, както и по присъствието на средностръмно затъващи към север крехки нарушения от нисък порядък. Хоризонталният мащаб отговаря на вертикалния.



Фигура 20. Деформационна S_{NRD} -C-C' структура на срязване показва северозападна посока на тектонски транспорт в милонитизираните скали от Мальовишката единица в зоната на Севернорилския разлом на отделяне: (а) Полирана плочка от метагранитоид (образец NWR-110). (б) Полирана плочка от очен гнайс (образец NWR-112).

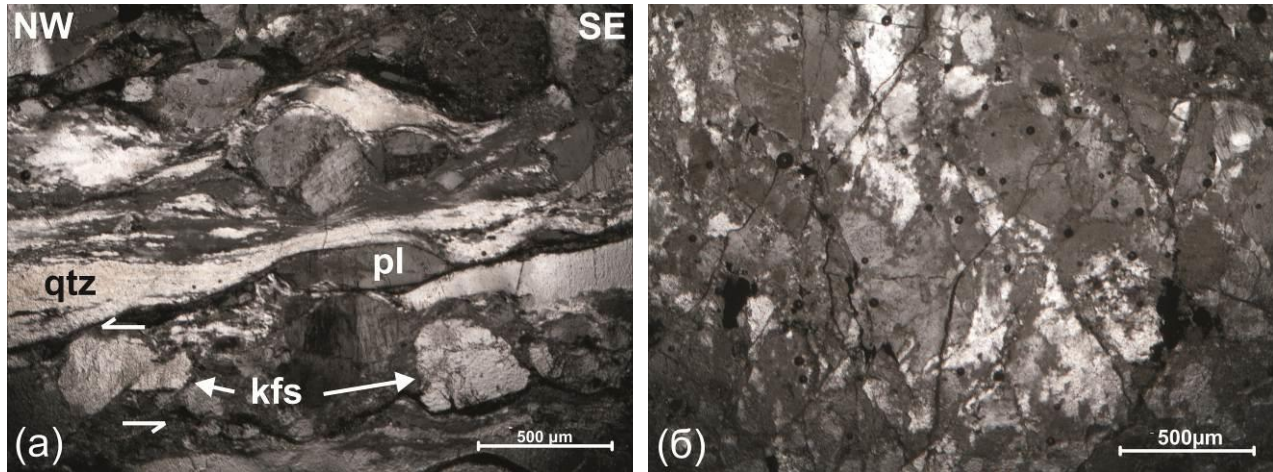


Фигура 21. Панорамна гледка на разломната повърхнина на лежащото крило на Севернорилския разлом на отделяне, което в този район се формира от скалите на Мальовишката единица. Стрелките показват северна насоченото движение на висящото крило, което е съставено от скалите на Средногорската единица. Разломът на отделяне е разместен от по-късно неоген-кватернерно нарушение в южния ръб на Говедарския басейн.

Микроструктурните наблюдения на тектонитите от разрез 1 разкриват, че обемното срязване се е осъществило в зеленошистен фациес (500-400°C), условия, при които част от минералите в засегнатите скали са реагирали пластично, а други – крехко на срязващата деформация. В тектонитите от милонитния домейн са наблюдавани: 1) динамична прекристализация на кварцовите индивиди, тип субзърнова ротация (Фиг. 22a); 2) синтетични домино-структури във фелдшпатите; 3) пламъчни пертити във фелдшпатите; 5) огъвания на слюди в сенките на натиск на сигма-порфинокласти. Северозападно- до северно насочената посока на тектонски транспорт се потвърждава и от микроскопските наблюдения като сигмоидално огъване на кварцовите домейни, синтетични домино-структури във

фелдшпатите, синтетично срязани фелдшпати (Фиг. 22а) сигмоидално деформиран фелдшпат с опашки от кварц и S-C структура.

Катакластичните деформации са установени и на микроиво. Натрошаването на кварца (Фиг. 22б), многобройните пукнатини запълнени от желязо-съдържащи разтвор са индикатори за крехката деформация на метагранитите.



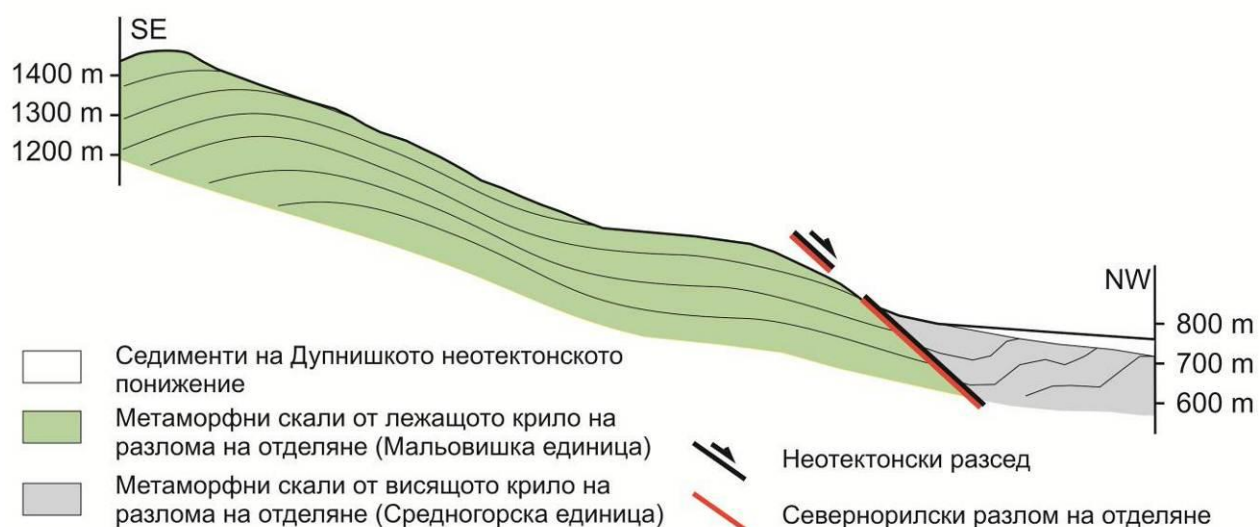
Фигура 22. Деформационни структури и кинематични индикатори, образувани при милонитизацията на скалите в зоната на Севернорилския разлом на отделяне (кадри в проходяща светлина при кръстосани николи): (а) Заоблени, напукани и фрагментирани калиеви фелдшпатови порфирокласти в матрикс от прекристализирал кварц при механизъм на субзърнова ротация (образец NWR-112). (б) Прекристализирал чрез субзърнова ротация кварц, след което е крехко деформиран с формиране на пукнатини и нискоамплитудни размествани (образец NWR-111A).

Локалитет/разрез 2 е разположен югоизточно от град Сапарева Баня, по северния и източен склон на Бойков рид (Фиг. 23). В най-северния край на рида, разрезът е представен от амфибол-биотитови или мусковитсъдържащи гнайси, пресечени секущо или послойни от аплитонидни до пегматитни кварц-фелдшпатови жили, изграждащи в този район Мальовишката единица. Гнайсите са интензивно преработени от крехка деформация и умерено до силно изветрели. Катакластичната фолиация затъва на североизток с полегати наклони ($40-56/33-14^\circ$). Ориентировката на линейността на разтягане, която се определя по издължени мусковит и биотит е субхоризонтална до слабо наклонена към северзапад ($331/14^\circ$). Катаклазата е съпроводена от гъста мрежа от средностръмни пукнатини с наклони $35-55^\circ$ към северозапад, които са част от неотектонския Сапаревски разсед (Zagorchev, 1969) в южния борд на дупнишкото понижение.

В по-високото хипсометрично ниво по Бойков рид и по-високо в разреза сред гнайсите се срещат амфиболитови прослойки и жили с кварц-фелдшпатов или кварцов състав (точка на наблюдение NWR-169). Скалите са слабо милонитизирани

в зеленошистен фациес, като на места е запазен по-високостепенния характер на деформацията в Мальовишката единица. В този локалитет не са установени типичните катаклазити и обемни участъци на интензивна зеленошистна милонитизация, които са типични за зоната на разлома на отделяне (напр. по разреза южно от село Говедарци).

На 1,5-2 km югоизточно от град Сапарева баня, в западния склон на долината на река Дълбоки дол (точки на наблюдение NWR-170 и NW-171), във високостепенните метаморфити от Мальовишката единица не се установяват индикатори за нискотемпературна деформация.



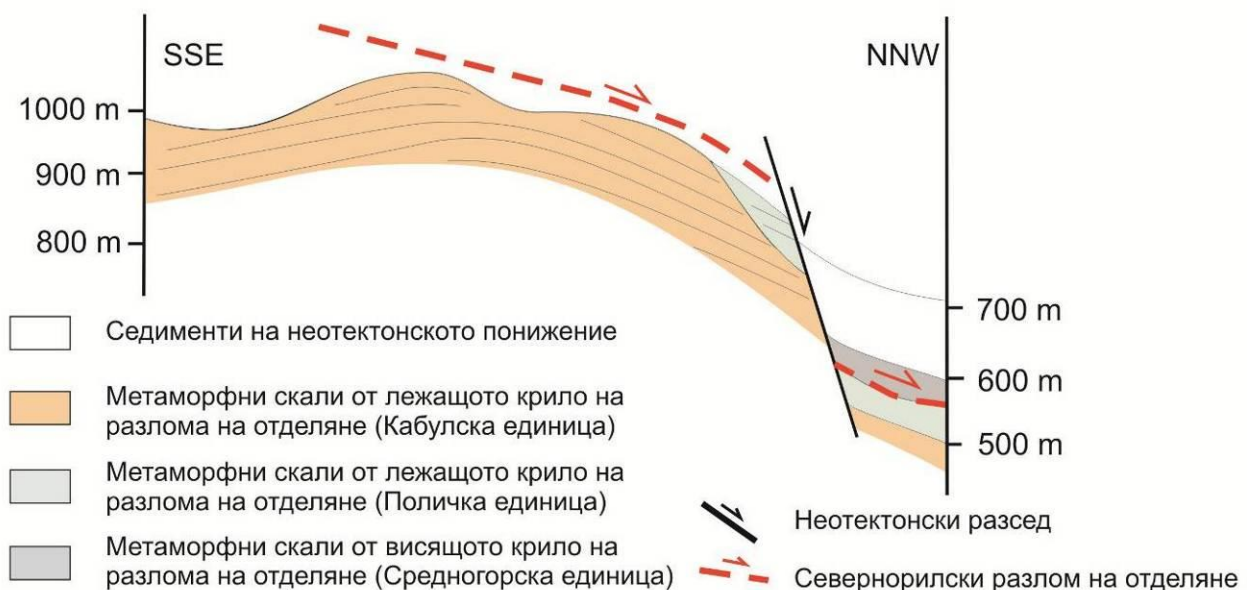
Фигура 23. Схематичен разрез по вододелното било, разположено между долините на реките Джерман и Валявица, непосредствено югоизточно от град Сапарева баня, показващ тектонската ситуация в изследвания локалитет/разрез 2. Следите на Севернорилския разлом на отделяне и неотектонския разсед, който предопределя дупнишкото понижение съвпадат, тъй като в този участък по-младото нарушение е реактивирало крехката част на разлома на отделяне. Горизонталният мащаб отговаря на вертикалния.

Локалитет/разрез 3 се намира югоизточно от село Самораново, по пътя към хижа Отовица (Фиг. 24). На разстояние ~1 km от началната точка на наблюденията пътят се изкачва плавно и пресича по-ниски структурни нива. В източния склон на долината на река Отовица, в непосредствена близост до седиментите на дупнишкото понижение, се разкриват сиво-зелени силно катаклазирани скали на Поличката единица. Разломните повърхнини са с ориентировки 290-300/30-35° (Фиг. 128а). Стриевидните линейности, под формата на линейноориентирани хлорит и хлоритизиран биотит, по разломните повърхнини тип тектонско огледало, са със стойности 285-303/~35°. Кинематични индикатори, като стъпалца по харнишите, показват посока на тектонски транспорт на северозапад. Структурно

под нивото на катаклазитите, гнайсите са значително по-слабо катаклазирани (точка на наблюдение NWR-103, Фиг. 129). В тях са развити ясни S-C структури, които показват северозападна посока на срязване.

В южна посока, в източния склон на река Отовица, бившите мигматизирани мусковит-биотитови гнайси от Поличката единица са засегнати от понискотемпературна деформация. Присъствието на хлорит, който се налага върху биотита в гнайсите, и сигмоидално деформираните фелдшпатови индивиди и кварц-фелдшпатови агрегати сред дребнозърнест матрикс от слюди, кварц и фелдшпат отговарят на условия на нисък зеленошистен фацис. Нискотемпературната фолиация е със стойности $300-320/55-65^\circ$ и е свързана с линейности на разтягане по издължени кварц-фелдшпатови агрегати, биотит и хлорит към север-северозапад със средностръмни наклони ($340-350/50-65^\circ$). Близко до тази точка на наблюдение, но в милонитизираните амфибол-биотитови гнайси от Кабулската единица, посоката на тектонски транспорт е на северозапад, определена по сигмоидално деформирани фелдшпатови класти, S-C структури и гънки на влачене.

Микроструктурните наблюдения на тектонитите разкриват, че обемното срязване се е осъществило в зеленошистен фацис. Структурите, характерни за повисокотемпературната деформация, засегнала скалите преди образуването на Севернорилския разлом на отделяне, са заличени частично от деформация при пониски температури ($500-400^\circ\text{C}$). В милонитите са наблюдавани: 1) динамична прекристализация на кварцовите индивиди, тип субзърнова ротация; 2) вълновидно потъмнение.



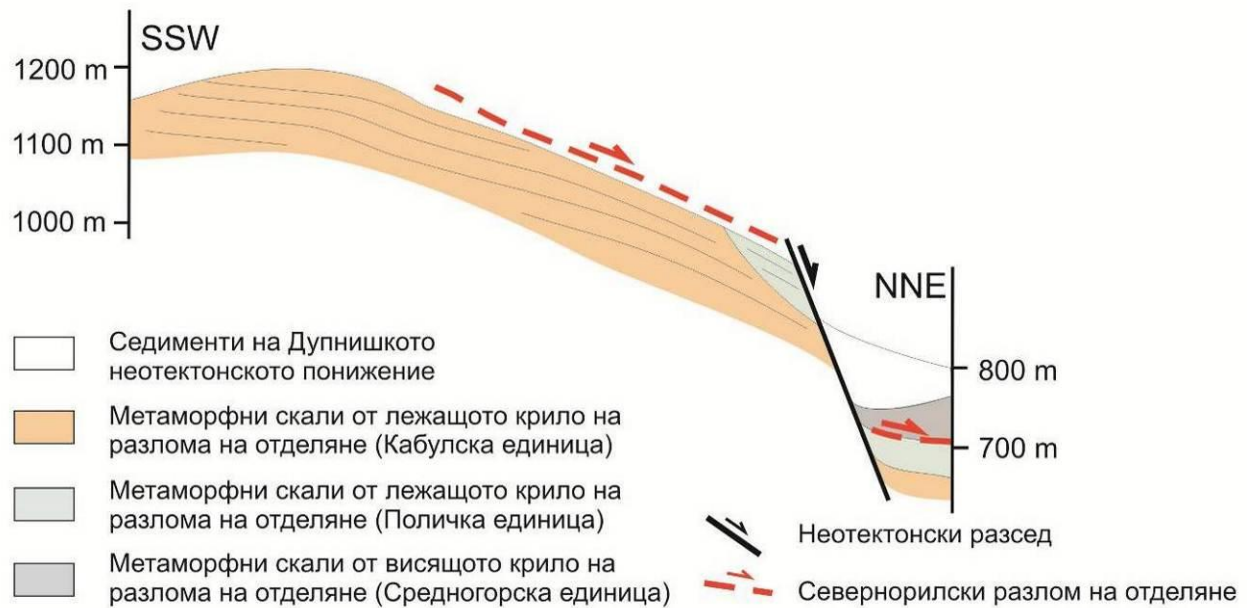
Фигура 24. Схематичен разрез по долината на средното течение на река Отовица, показващ тектонската ситуация в изследвания локалитет/разрез 3. Следата на Севернорилския разлом на отделяне е изобразена с пунктир, тъй като във връзка с ерозията, разломната повърхнина на нарушението не е установена. Нарушението е предположено поради наличието на зеленошистни милонити, които би трябвало да са свързани с разлома на отделяне. Севернорилският разлом на отделяне е пресечен от неотектонския Сапаревски разсед. Взаимоотношенията между Средногорската единица (висящо крило) и Поличката единица (лежащо крило) под седиментите на Дупнишкото понижение са предположени на основата на съпоставка на единиците в долината на река Рилска (обяснено по-долу в текста). Хоризонталният мащаб отговаря на вертикалния.

Локалитет/разрез 4 се разполага в средното течение на река Бистрица, южно от село Бистрица по пътя за хижа Иван Вазов (Фиг. 25). Разрезът започва в близост до седиментите на дупнишкото понижение и продължава в южна посока. В близост до борда на неотектонския седиментен басейн, високостепенните амфибол-биотитови гнайси на Кабулската единица са засегнати от нискотемпературни деформации. Сигмоидално срязаните кварц-фелдшпатовите прослойки сред матрикс от преобладаващо количество биотит и хлорит са характерни за милонитни промени в нисък зеленошистен фациес (Фиг. 26а и 26б). В милонитизираните гнайси са формирани S-C-C' структури (Фиг. 26а и 26б), при които милонитната фолиация затъва полегато към северозапад ($285-300/10-20^\circ$), докато свързаната с нея линейност на разтягане затъва полегато до субхоризонтално към север-северозапад до север. Според синкинематичните критерии (сигмоидално деформираните лещи и S-C-C' строеж), посоката на тектонски транспорт е към север-северозапад. Върху крехко-пластичната деформация в зеленошистен фациес, при която са образувани милонитите, са наложени зони на катаклаза, свързани с крехки и нискоамплитудни разломни нарушения с разседна кинематика и пропадане на висящите крила към северозапад.

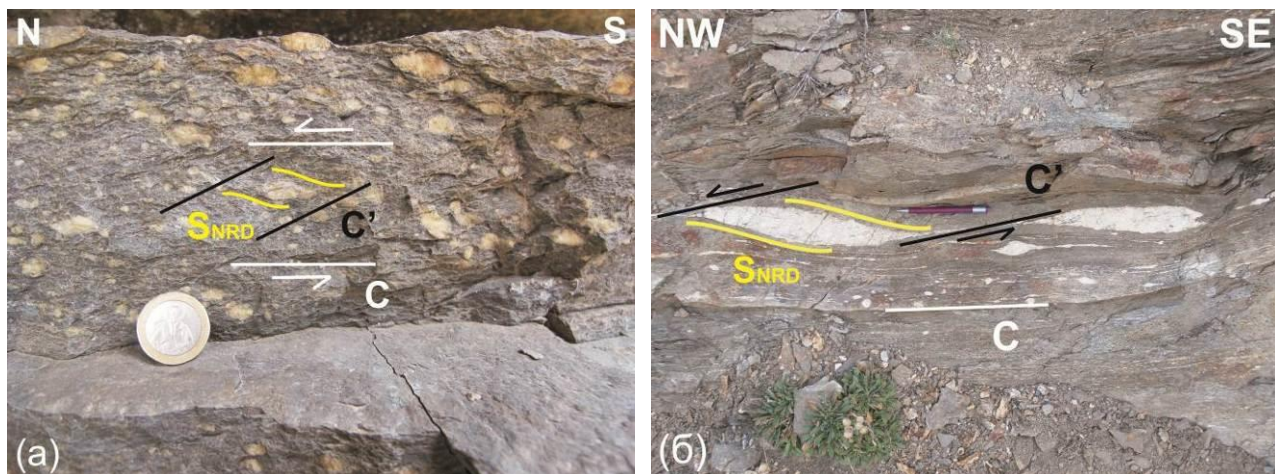
Към юг по пътя, разрезът навлиза в по-дълбоките структурни нива на единицата. Сред милонитизираните гнайси се наблюдават и лещи от амфиболити, които, поради техния по-компетентен характер, са засегнати от нискотемпературната деформация единствено в периферните си части. Структурно под участъка с амфиболити, милонитизацията на скалите бързо затихва в южна посока и се установяват единствено високостепенните деформации типични за вътрешните части на Кабулската единица.

В милонитите от разрез 4 под микроскоп се установяват S-C структури, които са характерни за нискотемпературната деформация ($\sim 400^\circ\text{C}$) свързана със Севернорилския разлом на отделяне. S-C структурите и сигмоидално деформираните порфирокластични системи потвърждават северозападно насочената посока на тектонски транспорт. Милонитите са засегнати от крехка

деформация: натрошаване на плагиоклаза, с формиране на дребни зърна плагиоклаз в пукнатините му, натрошаване на кварца и хаотично разположени пукнатини запълнени от вторични продукти – железни окиси и хидроокиси.



Фигура 25. Схематичен разрез по долината на средното течение на река Бистрица, по пътя към хижа Иван Вазов, показващ тектонската ситуация в изследвания локалитет/разрез 4. Ситуацията е близка до ситуацията в долината на река Отовица. Следата на Севернорилския разлом на отделяне е изобразена с пунктир, тъй като разломната повърхнина на нарушението не е установена поради силната ерозията. Нарушението е предположено поради наличието на милонитите на разлома на отделяне. Севернорилският разлом на отделяне е пресечен от неотектонския Сапаревски разсед. Хоризонталният мащаб отговаря на вертикалния.



Фигура 26. Посока на тектонски транспорт, определена по кинематични индикатори, в милонитизираните амфибол-биотитови гнайси на Кабулската единица от зоната на Севернорилския разлом на отделяне в долината на река

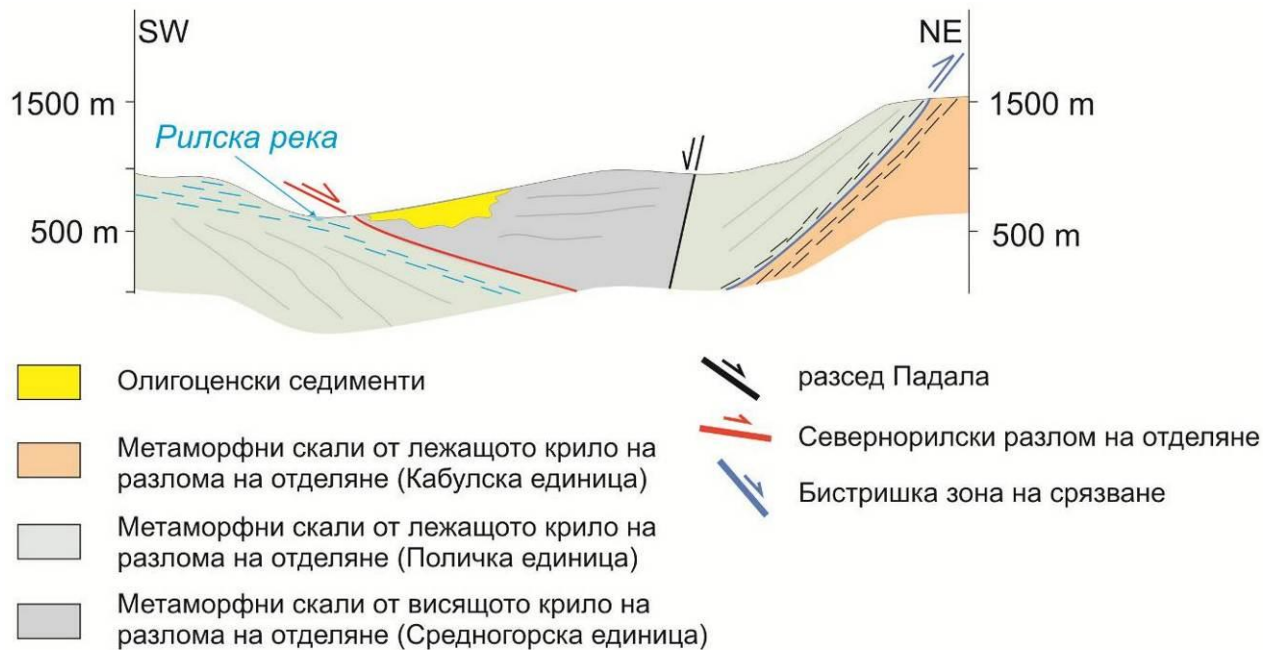
Бистрица: (а) $S_{NRD}-C-C'$ структура на срязване показва северна посока на срязване (точка на наблюдение NWR-106). (б) Сигмоидално деформирани фелдшпат-кварцови агрегати показват посока на тектонски транспорт на северозапад (точка на наблюдение NWR-154).

Локалитет/разрез 5 се намира в северния склон на долината на река Рилска, по пътя от разклона за село Падала (Фиг. 27). В най-ниското хипсометрично ниво на разреза, близо до коритото на Рилска река, мигматизираните биотитсъдържащи ортогнайси на Поличката единица са деформирани в крехко-пластични условия. Милонитният изглед на гнайсите се обуславя от кварц-фелдшпатовите агрегати в матрикс от дребни слюди и кварц. Милонитната фолиация затъва полегато на северозапад ($322/35^\circ$). Посоката на тектонски транспорт определена по сигмоидално срязаните кварц-фелдшпатови агрегати е на северозапад.

Над милонитите се разполага тънко ниво (1-2 m дебелина) от катаклазити съставени от ръбати до полузаоблени, с различни размери (cm) късове от гнайси и кварц сред дребнозърнест матрикс от хлорит, биотит и кварц. Скалите са образувани в резултат на крехки деформации при придвижването по разломната повърхнина на Севернорилския разлом на отделяне. В катаклазитите не се установяват плоскостни структури и посока на тектонски транспорт поради грубия строеж на скалите. Структурно по-високо в разреза се разполагат олигоценските седименти на Падалската свита (Cernjavska, 1977; Moskovski, 1983; Zagorchev et al., 1999), които запълват Падалския грабен. Седиментите се разполагат с трансгресивен, несъгласен контакт въху катаклазитите. На ~800 m от началната точка на разреза в изток-североизточна посока, в по-високо структурно ниво в Средногорската единица, в мигматизираните гнайси не се наблюдават нискотемпературните деформации характерни за разлома на отделяне.

В края на разреза, на запад от село Падала, се разполагат катакластично деформирани ортогнайси на Поличката единица, чиито разломни повърхнини затъват полегато към юг. Тези катаклазити са част от разломната повърхнина на Падалския разсед (Tuesckmantel et al., 2008). Под катаклазитите се разполагат мигматизираните биотитсъдържащи ортогнайси на Поличката единица, в които непосредствено под повърхнината на разседа са установени участъци на катаклаза и брекчиране. Метаморфната фолиация в скалите затъва полегато към югозапад ($233/34^\circ$). Линейността на разтягане, определена по издължени биотити, кварц и фелдшпатови зърна, е с ориентировка $205/33^\circ$. В северна посока и в по-ниско структурно ниво в Поличката единица, ортогнайсите (точка на наблюдение NWR-264, Фиг. 140б) затъват полегато към запад ($271/39^\circ$). Линейността на разтягане е с посока към югозапад ($235/33^\circ$). По този начин, Падалският разсед ограничава разпространението към север на милонитния домейн и разломната зона на Севернорилския разлом на отделяне, като в лежащото крило на разседа към север

остават (са изнесени) по-дълбоки части на Поличката единица, Бистришката зона на срязване и разполагат се под нея метаморфни скали на Кабулската единица.



Фигура 27. Схематичен разрез от долината на Рилска река на североизток към село Пастра, показващ тектонската ситуация в изследвания локалитет/разрез 5. Скалите на Средногорската единица (висящо крило) се разполагат върху метаморфитите на Поличката единица (лежащо крило). Границата между двете литотектонски единици от юг е Севернорилския разлом на отделяне, а от север е Падалския разсед. Върху милонитите на Севернорилския разлом на отделяне лежат олигоценски седименти. Хоризонталният мащаб отговаря на вертикалния.

Локалитет/разрез 6 се разполага в района на северно от езеро Бъбрека. Подобни участъци са установени и в ниските части на дълбоко врязани долини, като тази на Урдина река или Мальовишката река (Приложение А.2 – Тектонска схема). Северно от езеро Бъбрека основните проникващи деформационни структури в Мальовишката единица са високотемпературните фолиация S_{M-2} и линейност на разтягане L_{M-2} (подробно описани в раздел 1.1. Мальовишка литотектонска единица). На места, в ортогнайси, парагнайси (Фиг. 28) и шисти, тази фолиация е реактивирана под формата на тънки (до 5-6 mm) крехко-пластични зони на срязване, разположени през 10-20 cm, изградени основно от хлоритизиран биотит, който очертава нова фолиация S_{NRD} , разположена под ъгъл спрямо ограничителните повърхнини на зоните. Фолиацията затъва полегато до средностръмно ($30-40^\circ$) към северозапад. По границите на тези тънки зони на срязване е развита нискотемпературна стриационна линейност (L_{NRD}) и стъпалца, които показват посока на тектонски транспорт към север-северозапад.

Северозападната посока на тектонски транспорт е потвърдена и от геометрията на S_{NRD} по отношение на границите на зоните на срязване. Високотемпературните структури са пресечени под голям ъгъл от недеформирани едрозърнести пегматитови жили с минерален състав кварц, фелдшпат, редки биотитови люспи и дребни гранати (Фиг. 28). Жилите са срязани и разместени от нискотемпературните зони на срязване с посока към северозапад.



Фигура 28. Екстензионни структури в скалите от Малъвишката единица. Срязване с посока на северозапад на недеформирана кварц-фелдшпатова жила (червени стрелки) пресичаща главната метаморфна фолиация S_{M-2} на биотитови парагнайси. В повърхнините на срязване са формирани ивици хлоритизиран биотит (бели стрелки); южно от езеро Бъбрека.

В допълнение, на терен зоната на разлома на отделяне е проследена от долината на река Рилска, на север източно от село Бадино и на север-североизток към склоновете на Рила над село Бистрица, като навсякъде по тези места е запазена само част от милонитната зона на структурата, тъй като неотектонските разломи, които предопределят съвременния релеф на планината са изрязали част от разреза на тектонитите, свързани с разлома на отделяне.

3. Неогенска и кватернерна тектоника

В югоизточния борд на Благоевградския басейн, югозападно от селата Бистрица и Самораново се разкриват разломните скали на Сапаревски разсед (Zagorchev, 1969). Катаклизата е наложена върху милонитизираните гнайси и амфиболити на Поличката единица. Разломът е с посока на разпространение север-североизток – юг-югозапад, разломната повърхнина затъва на запад-северозапад с наклон $33-55^\circ$ със стриационни линейности по разломните повърхнини към запад-северозапад. В амфиболитите се забелязват дециметрово-мащабни отседни срязвания, чиято посока на тектонски транспорт най-общо е на север-северозапад.

V. Обсъждане на резултатите

Основните проблеми при интерпретациите на еволюцията на Родопския метаморфен комплекс са: 1) точното време на метаморфните събития и 2) възрастта и кинематиката на главните зони на срязване, които разделят първоразредните тектонски единици (алохтони) на Родопската навлачна постройка.

Изследванията, проведени в рамките на проекта, свързан с представения дисертационен труд показват, че кристалинния фундамент от района на Северозападна Рила представлява сложно устроена полифазна тектоно-метаморфна постройка, изградена от различни литотектонски единици, всяка, от които е била подложена на различни по възраст, кинематика и Р-Т условия геодинамични процеси. Предложената в настоящата дисертация тектонска подялба на единиците от метаморфния фундамент на изследвания район, е съобразена с и почива изцяло върху установените в метаморфните скали на отделените тектонски единици тектоно-метаморфни събития. По-долу, при обсъждането е направено и сравнение със съществуващите в литературата литостратиграфски и тектоностратиграфски (литотектонски) схеми, като са обсъдени подробно и съображенията за предложената нова подялба. Направен е също и опит за регионална тектонска корелация с единици, изграждащи фундамента на Родопския метаморфен комплекс и прилежащите тектонски зони в различни части от вътрешните зони на аплийския ороген на територията на България.

1.1. Доалпийски тектоно-метаморфни събития в Северозападна Рила

Анализът на данните, получени при теренните наблюдения и съчетанието им с възрастовите определения на скалите от Кабулската единица показва, че средните ѝ структурни нива са изградени основно от амфиболити и гранатсъдържащи амфиболити, чиято протолитна възраст е в обхвата 529-541 Ма (образец NWR-8) и конкордантна възраст 534.1 ± 1.8 Ма. Деформираните пегматити (образец NWR-9), внедрени сред амфиболитите от средните нива на Кабулската единица притежават протолитна възраст в обхвата 506-563 Ма. Конкордантните стойности на цирконите от пробите показват, че те са незасегнати от по-късните високотемпературни и високобарични метаморфни процеси в единицата. Деформираните пегматити (образец NWR-26) от същото структурно ниво съдържат циркони, които най-вероятно са унаследени от различни събития от тектоно-метаморфната еволюция на фундамента. Тяхното широко времево разпределение (520-485 Ма; 485-421 Ма; 302-234 Ма) и статистически недостатъчния брой анализи, прави невъзможно отнасянето им към конкретно събитие. Цирконите от деформирания пегматит (образец NWR-76) в Кабулската единица и в обхвата на Додоввръшката зона на срязване също показват възрасти от различни събития (918-356 Ма).

Дребнозърнестите амфиболити (образец NWR-45) с възрасти 280-290 Ма и пик 283 Ма и гнайсите от долните структурни нива на Кабулската единица (образец NWR-96) с възрасти 270-288 Ма посочват времето на формиране на техните магматични протолити, което може да бъде интерпретирано, като съвпадащо с късните етапи на вариската орогенеза.

Възрастите 255-270 Ма с пик 261 Ма (образец NWR-96) и 253-268 Ма с два пика: 256 и 266 Ма (образец NWR-45) са интерпретирани като нови кристализационни процеси в условията на частично топене или по време на магматичен етап на основата на данните от обвивките на цирконите от двете проби. Към същия период (макар и с голямо отклонение в грешката) се отнася и възрастта 256 ± 21 Ма на гранатсъдържащ деформиран пегматит (образец NWR-20) от структурното ниво на едрозърнестите гранатсъдържащи амфиболити. Възрастите са сходни с тези възрасти отговарящи на формирането на океанския басейн Палеотетис.

Възрастите на еклогитите (Miladinova et al., 2013) и гранулитите, както и тази на високотемпературните амфиболити (Kolcheva and Cherneva 1999; Machev 2002), изграждащи части от Кабулската единица не са добре установени. Въпреки несигурната възраст на еклогитите (235 Ма, Miladinova et al., 2013), тяхното формиране съвпада с получената възраст ~ 238 Ма на гнайс (образец NWR-96), който е бил метаморфозизиран в гранулитов до висок амфиболитов фациес (Gorinova et al., 2015a). Възрастите на еклогитите и гранулитите, би следвало да показват прехода от високобаричните към високотемпературните условия, вероятно в режим на регионална ексхумация, както вече е предположено от предишни автори (Kolcheva and Cherneva, 1999; Machev, 2002).

Унаследени от различни събития (2286-300 Ма) са цирконите от деформирания аплит (NWR-78) в Мальовишката единица и в обхвата на Додоввръшката зона на срязване.

Всичко това показва, че в скалите в обхвата на Кабулската единица, са запечатани доалпийски и раннокимерски тектоно-метаморфни събития. Липсата на структурни данни и ясни теренни взаимоотношения прави интерпретацията на раннокимерските възрасти твърде спекулативна. Самата природа на Кабулската единица изисква по-внимателен бъдещ анализ, тъй като е очевидно, че средното и долното структурни нива, които са изградени от съвършено различни по състав и възраст на протолитите метаморфни скали, показват и разлики в тектоно-метаморфната си еволюция. Най-вероятно Кабулската единица трябва да бъде разглеждана като съставена от две отделни литотектонски единици, които са си взаимодействали едва при формирането на раннокимерските събития, чийто продукт са еклогитите и гранулитите в единицата. Естествено, строежът на

единицата е бил значително усложнен при последвалите тектоно-метаморфни процеси (виж по-долу в дискусията).

2. Ранноалпийски тектоно-метаморфни събития в Северозападна Рила

Възрастите на постмигматичните деформирани пегматитови жили от Кабулската единица (образци NWR-6, NWR-9 и NWR-26) са съответно около 91 Ма, ~100 Ма и 100 Ма. Петрографските и структурните изследвания на тези пегматитови жили показват, че доминиращата проникваща метаморфна структура (метаморфна фолиация и съпътстваща я линейност на разтягане) е формирана във висок амфиболитов фацис (500-650°C), а посоката на тектонския транспорт, съпътстващ това регионално тектонометаморфно събитие е била насочена към север, за разлика от първоначално установената югоизточна посока на срязване (Димов и Дамянова, 1996; Шипкова, 1999). Следи от метаморфни промени в амфиболитов фацис се установяват в гранат-кианитсъдържащите шисти (образец NWR-37) и в амфибол-биотитовите гнайси (образци NWR-44 и NWR-45B). Следователно главната проникваща фолиация на Кабулската единица е образувана по времето на отделно тектоно-метаморфно събитие $M_{\text{КАФ}}$ с посока на срязване към северозапад.

Постмигматичните структури и асоцииращото срязване към север-северозапад в Кабулската единица са интерпретирани като свързани с навличането на Поличката единица върху Кабулската единица по Бистришката зона на срязване поради еднаквите стил и механизъм на деформацията. Относителната възраст на северно насоченото срязване по Бистришката зона на срязване и придружаващите я проникващи структури в Кабулската единица би трябвало да са ~91 Ма или по-млади, т. е. възрастта на кристализация на топилка формираща установените срязани пегматити (образец NWR-6) в единицата и по-стари от посткинематичния Калински плутон с възраст 60 Ма (образец NWR-138). Структурите със северно насочено срязване определено са образувани преди навличането на Кабулската върху Мальовишката единица, тъй като са засегнати от деформациите по Додовръшката зона на срязване.

Относителната възраст на по-старите структури в Мальовишката единица може да бъде предположена по отношенията на до- и посткинематичните интрузивни скали, които са вместени в скалите от единицата. Възрастта на протолитите от горната пъстра част на Мальовишката единица е неизвестна, но те могат да се считат за по-стари от вместените в тях ортогнайсови тела, чиито протолитна възраст е ~156 Ма (образец NWR-75A). Поради присъствието на по-старата S_{M-1} фолиация и нейният подобен стил на деформация и изоклинално нагъване и в двете части на единицата, тези структури се интерпретират като по-млади от протолитната възраст на ортогнайсите (156 Ма, виж Von Quadt et al., 2006;

135 Ma, Popov and Ivanov, 2012). Мальовишката единица и/или аналогични по тектонска позиция, възраст на протолитите и възраст на метаморфизма единици (напр. Сърнишка единица в югоизточната периферия на Рило-Родопския батолит) вместила също къснокредни плутони (72-70 Ma, виж Von Quadt and Peutcheva, 2005; Peutcheva et al., 2007), които не съдържат изоклинални гънки и са деформирани от по-късни структури на главното метаморфно събитие - S_{M-2}/L_{M-2} , също както и от структурите на екстензионно събитие - S_{NRD}/L_{NRD} . Конкордантна възраст от ~82 Ma на прекристализираните обвивки на циркони от ортогнайсово тяло (образец NWR-75A) се интерпретира като обозначаващи метаморфно събитие в амфиболитов фациес. Поради това формирането на фолиацията S_{M-1} се интерпретира като свързана с тектонометаморфно събитие през късната креда (Фиг. 22д), най-вероятно обвързано със субдукцията на Вардарския океан под активната континентална крайнина на Европейската плоча.

3. Късноалпийски тектоно-метаморфни събития в Северозападна Рила

3.1. Компресионна тектоника

Еднаквите температурни условия на деформация, отговарящи на амфиболитов фациес (500-600°C), стилът на деформация и кинематика насочена към югоизток в скалите от Мальовишката единица, при които са се образували проникващите S_{M-2}/L_{M-2} структури, и високостепенните деформационните структури в амфиболитов фациес, също с посока на срязването към югоизток, установени в най-долните структурни нива на Кабулската единица, в настоящето изследване се интерпретират като резултат от едно общо тектоно-метаморфно събитие MDSZ, при което скалите от Кабулската единица са навлечени върху скалите от Мальовишката единица посредством Додоввръшката зона на срязване.

Проникващите S_{M-2} и L_{M-2} структури в Мальовишката единица са по-млади от къснокредните плутони вместени в единицата (т. е. по-млади от ~70 Ma). Горната възрастова граница на тези структури се фиксира от внедрените недеформирани биотитови гранити на Рило-Родопския батолит, които са с възраст ~42 Ma (Peutcheva et al., 1998).

Възрастта на Додоввръшката зона на срязване е установена посредством датиране на синкинематични гранитни дайки и жили (48-49 Ma), разположени сред самата зона. Подобните възрасти (48 Ma и 51 Ma) на двата образца (образци NWR-78 и 15-52) показват че този тип фелзичен магматизъм е бил типичен за цялата Мальовишка единица. Разликата от 3 Ma показва че магматичното събитие е било дългоживущо и не един магматичен импулс. След като главната структура в Мальовишката единица се счита за едновременно формирана с Додоввръшката зона на срязване, тогава горната възрастова граница за формиране на S_{M-2}/L_{M-2} и следователно на тектоно-метаморфното събитие MDSZ е между 51 и 48 Ma.

3.2. Екстензионна тектоника

Изследваните локалитети/разрези, в които бе установено присъствие на нискотемпературни (крехко-пластични) милонити и пространствено и кинематично свързани с тях споени катаклазити и ултракатаклазити показват, че тези два типа тектонити се намират в ясна пространствена връзка. В мащаба на картата, тези тектонити формират един сравнително издържан пояс, който може да бъде проследен по северните, северозападните и западните склонове на Рила планина, както и частично по долината на река Рилска, източно от град Рила, докъм меридиана на село Пастра (Фиг. 1). Във връзка с това, в настоящото изследване, всички тези структури са разгледани като елементи от една по-голяма екстензионна зона на срязване, която в настоящата дисертация е номинирана като Севернорилски разлом на отделяне. Теренните изследвания показват, че тази екстензионна структура отделя Мальовишката, Кабулската и Поличката единици (лежащото крило) от високостепенните метаморфити на Средногорската единица (висящото крило, Фиг. 1). Фрагментирането и денивелирането на зоната на разлома е изцяло във връзка с по-късните, неоген-кватернерни разседи, които са оформили крайния геоморфоложки облик на планината. В тази връзка, в настоящето изследване е предложена една интерпретативна гледна точка, относно строежа на зоната на разлома на отделяне, но основавайки се изцяло на комбинацията от впечатления и данни, събрани във всички локалитети/разрези.

В най-дълбоките части на зоната се разполагат тънки (5-6 mm) милонитни зони на срязване (домейн А), над които скалите изцяло са милонитизирани (домейн В). В най-плитките нива от зоната скалите са катаклазирани (домейн С).

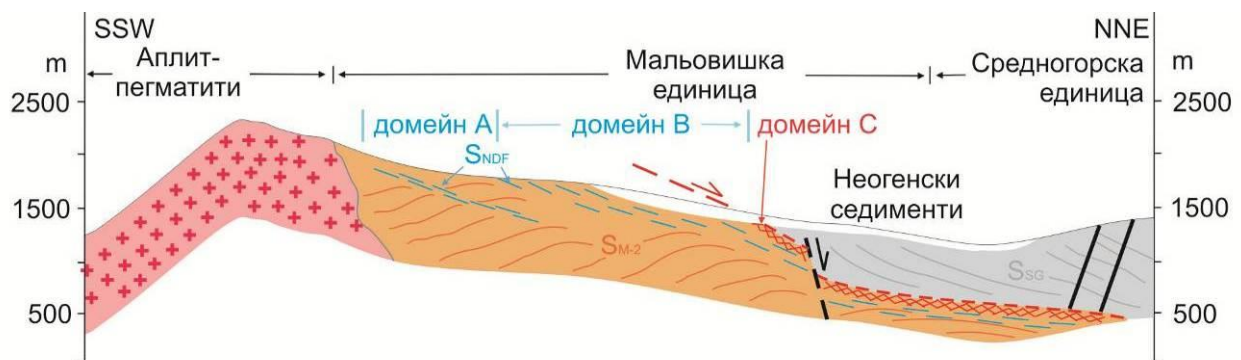
Дискретните милонитни зони на домейн А се откриват в ниските части на горното структурно ниво на Мальовишката единица (Фиг. 29) и са съставени от хлоритизиран биотит. Фолиацията (S_{NRD}) в зоните затъва полегато до средностръмно към северозапад. Стриационна линейност (L_{NRD}), която се развива по повърхнините на тънките зони на срязване, е със субхоризонтален наклон към север-северозапад. Посоката на тектонски транспорт е на север-северозапад.

От своя страна, в домейн В (Фиг. 29) всички скали са засегнати от милонитизацията. Милонитите на зоната се разкриват в северния и северозападен склон на Рила, като в Мальовишкия дял на планината милонитната зона се следи до самите билни участъци на планината (Приложение А.2 – Тектонска схема). Съвременната топография на планината в тези райони до голяма степен е предопределена, именно от полегато затъващите към север тектонити на Севернорилския разлом на отделяне. В долината на река Рилска, милонитите изграждат непосредствената подложка на палеогенския Падалски грабен. Скалите, изграждащи домейн В представляват S-L тектонити формирани в условия на некоаксиална деформация. Общата дебелина на домейна е 200-500 m.

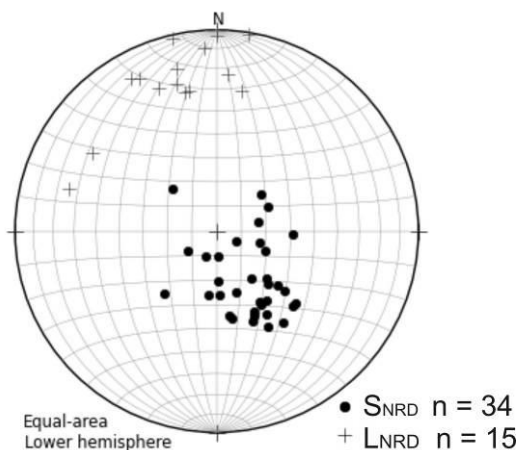
В зависимост от литоложките разновидности, които зоната на срязване засяга, свързаната с нея милонитна фолиация S_{NRD} е очертана от различни минерали и минерални агрегати. В гнайси, S_{NRD} е предопределена от плоскопаралелно подреждане на филосиликати, силно разтеглени и лещовидно оформени кварцови и кварц-фелдшпатови агрегати. Милонитната фолиация (S_{NRD}) затъва полегато (~20-40°) към северозапад в долината на река Рилска, към северозапад до север-северозапад в локалитетите югоизточно от селата Бистрица и Самораново и град Сапарева баня, на север до север-северозапад в района южно от село Говедарци (Фиг. 30).

С милонитната фолиация асоциира линейност на разтягане L_{NRD} , очертана от линейно оформени в X/Z пререз кварцови и кварц-фелдшпатови агрегати, синкинематични люспи слюдени „риби“ в ортогнайсите, линейно подредени амфиболи в амфибол-биотитовите гнайси. L_{NRD} затъва полегато към север-северозапад (Фиг. 30). Северозападно до северно насочената посока на тектонски транспорт в милонитния домейн на разлома на отделяне е определена чрез синкинематични критерии като коси на милонитната фолиация С-тип ивици на срязване, сигмоидално- и делтовидно оформени фелдшпатови и кварц-фелдшпатови класти и гънки на влачене.

Докато в северните склонове на Рила планина, в Мальовишкия дял, крехките тектонити от домейн С (Фиг. 147) са добре запазени под формата на „шапки“ от катаклазити с обща дебелина до 50 m, в северозападните склонове в разрезите в долините на реките и Отовица и Бистрица крехките структури са представени като нискоамплитудни разломни нарушения и крехки срязвания на микроиво. В долината на Рилска река катаклазитите са запазени и „запечатани“ от олигоценските седименти на Падалския басейн. Фолиационните повърхнини затъват на северозапад до север, линейността е ориентирана полегато към север-северозапад до север.



Фигура 29. Схематично разположение на домейните на деформация в зоната на Севернорилския разлом на отделяне по меридионално разположен разрез в северния склон на Мальовишкия дял на Северозападна Рила.



Фигура 30. Стереографска проекция на осите на фолиационните повърхнини S_{NRD} и линейностите на разтягане L_{NRD} в милонитизираните скали от Севернорилския разлом на отделяне; n – брой измервания на структурните елементи.

Горната възрастова граница на Севернорилския разлом на отделяне може да се счита за по-стара от покриващите зоната ранноолигоценски седименти (Zagorchev et al., 1999a; Cernjavaska, 2000; Саров и др., 2011в). Долната възрастова граница е по-млада от горната възрастова граница на Додовършката зона на срязване (48-51 Ма), тъй като екстензионните структури от разлома на отделяне са заличили структурите на компресионната зона (установено южно от град Сапарева баня). По литературни данни възрастта на най-южната част на разлома на отделяне в района на изследване е еоцен-ранен олигоцен (разсед Рила-Пастра на Tueckmantel et al., 2008).

Gunnell et al. (2017) прилагат метода на следите на делене в апатит (AFT) и (U-Th)/He анализ върху образец от диорит от точка западно от хижа Рилски езера (35 ± 1.8 Ма AFT възраст; 15.2 ± 1.2 Ма AHe възраст) и на друг образец от мигматити в точка източно от село Пастра (27.9 ± 1.6 Ма AFT възраст, 13.3 ± 3.4 Ма AHe възраст). Според авторите възрастите посочват две събития, при които денудацията и ерозията са довели до ексхумация на скалите. Двете точки на опробване се намират в обхвата на крехко-пластичната деформация на Севернорилския разлом на отделяне, поради което интерпретацията на геохронологичните данни би могла да бъде различна от тази на Gunnell et al. (2017). В настоящия труд възрастите се интерпретират като време на ексхумацията на скалите в следствие на коровата екстензия (Burchfiel et al., 2003; Bonev et al., 2006; Burchfiel et al., 2008; Tueckmantel et al., 2008). Тези възрасти съвпадат с вече установения период, през който се е образувал Севернорилския разлом на отделяне, а именно – еоцен-ранен олигоцен.

4. Тектоно-стратиграфска подялба на скалите от метаморфния фундамент на Северозападна Рила

На основата на теренните изследвания, подробните петрографски и изотопни/геохронологички изследвания, в настоящия научен труд е предложена нова тектоно-стратиграфска подялба на скалите от метаморфния фундамент на Северозападна Рила (Фиг. 31). От долу нагоре в разреза се разполагат скалите на: 1) Мальовишката литотектонска единица, която се характеризира от деформация във амфиболитов фациес и югоизточно насочена посока на тектонски транспорт; 2) Кабулска литотектонска единица, при която посоката на срязване е на северозапад до север-северозапад и нейните скали са засегнати от високостепенни метаморфни промени; 3) Поличка литотектонска единица, която е характерна със своите високостепенни метаморфити и посока на тектонски транспорт към север-северозапад до север-североизток; 4) Средногорска литотектонска единица, която е съставена от високостепенни метаморфити и чиято посока на срязване е на северозапад или североизток; 5) Верилска литотектонска единица, която е съставена от зеленошистно променени метаморфити.

До този момент едрозърнестите ортогнайси на изток от река Мальовица са възприети или като деформирана част на Рило-Родопския батолит (Саров и др., 2011б, Фиг. 31) или като отделна единица наречена Прекоречка метагранитова от Димов и Дамянова (1996) и Шипкова (1999). Ортогнайсите се отделят от отгорележащата подединица на биотитовите парагнайси, част от Мальовишката единица, посредством Мальовишката зона на срязване, чиято посока на срязване е на югоизток (Димов и Дамянова, 1996). В настоящия труд едрозърнестите ортогнайси и лежащите над тях дренозърнести биотитовите парагнайси, сред които се срещат и ортогнайси, шисти, амфиболити и метаултрабазити, са обединени в една единица – Мальовишка, на основата на техните прилики: скалите са метаморфозирани в амфиболитов фациес, а посоката на тектонски транспорт е на югоизток.

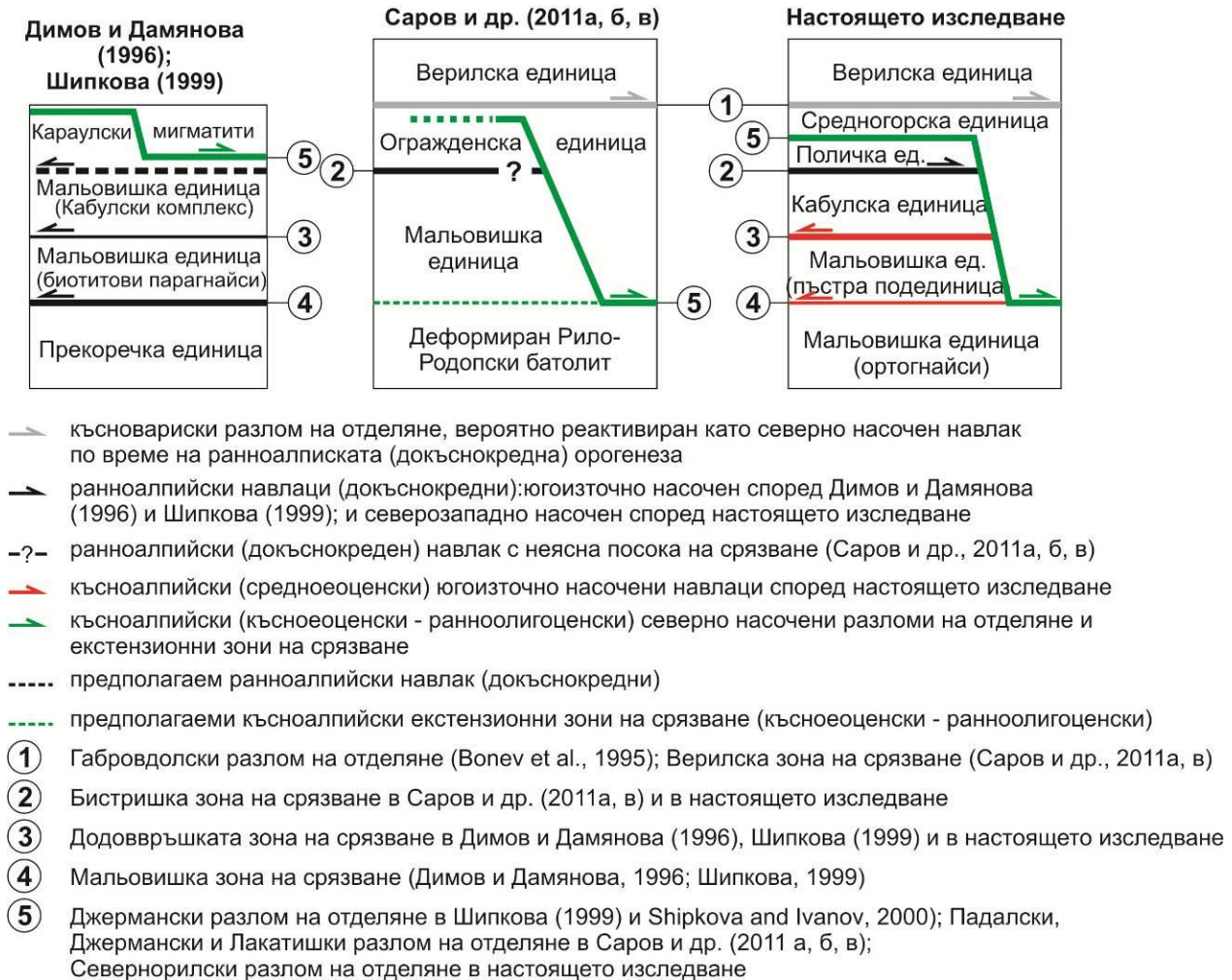
От своя страна горната пъстра подединица, наречена Кабулски пъстър комплекс, на Мальовишката единица (Димов и Дамянова, 1996; Саров и др., 2011б), тук е отделена като самостоятелна единица – Кабулска, поради северозападната посока на тектонски транспорт, отличаващия се литоложки състав, следи на мигматизация и възраст на скалите.

Номинираните като Поличка и Средногорска единици в настоящия труд до този момент са отнесени към Огражденската единица (Саров, 2010). Макар да притежават идентични литоложки състави и степен на метаморфизъм със скалите от Огражденската единица, тези високостепенни скали се различават, по своето структурно положение в разреза на Родопската постройка, от скалите описани като Огражденски на юг от изследвания район.

На северозапад от Кресна, в северните части на Малешевска планина, Огражденската единица се разполага с тектонски контакт върху Фролошката свита (Zagorchev, 2001). Границата е ранноалпийския Кадийско-Брезнишки навлак (Горинова – непубликувана дипломна работа), който е със северно насочено тектонско движение. Във Влахина планина, близо до Памуклийска махала, по югозападно-вергентния ранноалпийски Памуклийски навлак скалите от Тросковския метаморфен комплекс на Огражденската единица са навлечени върху Фролошката свита (Милованов и др., 2009). По структурно положение, литоложки състав и възраст на протолитите (Kiselinov et al., 2012) Тросковския комплекс по-скоро се отнася към Кабулската единица. Тези примери показват, че Огражденската единица се намира над т. нар. Диабаз-филитоиден комплекс (Фролошката свита) - факт, който противоречи на взаимоотношенията между двете единици, описани в литературата (Bonev et al., 1995).

В района на Северозападна Рила Струмската диоритова формация (най-често внедрени сред скалите от Диабаз-филитоидния комплекс - раздел II. Преглед на изучеността на Северозападна Рила) лежи над т. нар. Огражденска единица (Саров и др., 2011a), поради което не би следвало отдолулежащите високостепенни метаморфити да се определят като Огражденска единица. В настоящето изследване скалите на Огражденската единица (Саров и др., 2011a) се възприемат като съставящи Поличката и Средногорската единици, разделени помежду си от Севернорилския разлом на отделяне.

Средногорската единица се корелира със Средногорския тип метаморфити (Герджиков, 2004) или известни още като „комплекс, подобен на Планския комплекс“ (Zagorchev, 2008). Също така основните характеристики на Средногорската единица са идентични с тези на Планската-Черниридска тектонска единица (Иванов, 2017). Средногорската, както и Поличката единици остават в долните структурни нива на Горния алохтон за разлика от Огражденската единица на юг от Кресна, която се намира в горните нива на Горния алохтон. В този смисъл Севернорилския разлом на отделяне е тектонска граница между по-високите нива на Горния алохтон (Средногорска единица) от една страна и най-долните единици на Горния алохтон (Поличка и Кабулска единици) и единица от Средния алохтон (Мальовишка единица) от друга страна.



Фигура 31. Сравнителна таблица на литотектонското поделяне в Северозападна Рила.

5. Регионални геоложки корелации

5.1. Компресионна тектоника

Възрастта и кинематиката на Бистришката зона на срязване позволява някои регионални тектонски корелации с Осогово-Лисецкия комплекс в Краищенската зона, като навличането на Моравската единица върху Струмската единица (Kourov et al., 2004; Kourov et al., 2010) на запад и северозапад от изследваната област (100-90 Ma). Северно насоченият тектонски транспорт в Осогово-Лисецкия комплекс се интерпретира като долнокредно компресионно събитие, което е оформило ранноалпийския ороген в тази част на Балканския полуостров (Kourov et al., 2010). Приликите с времето на формиране и кинематика на структурите в Осогово-Лисецкия комплекс, позволяват навличането по Бистришката зона на срязване и

През късно палеоценско-ранноеоценско време (56-52 Ма), в Средния алохтон са внедрени няколко плутонични тела (Спанчево, Долно Дряново, Барутин-Буйново, Елатиа-Скалоти, Припек), част от които са вместили синкинематично на югозападно насоченото срязване в Родопската постройка (Veit et al. 2003; Jahn-Awe et al. 2010). Повечето от тях са деформирани по време на продължително навличане към юг (Jahn-Awe et al. 2010) или от по-късно (45-43 Ма и 45-36 Ма) екстензионно срязване към север (Jahn-Awe et al. 2012). Липсата на къснопалеоценски и еоценски плутони в Долния алохтон показва, че тяхното вместиане в Средния алохтон вероятно се е осъществило в първоначалните етапи на навличане на Средния връх Долния алохтон (Jahn-Awe et al., 2010), т. е. вероятно по времето на субдукция (Фиг. 33б) на дисталните части на континенталната окрайнина (Долния алохтон). Тези предположения са подкрепени от възрастта на последното метаморфно събитие на 55.9 ± 7.2 Ма, което е засегнало Средния алохтон (Асенишка единица), в Северните Родопи на изток от изследваната площ (von Quadt et al., 2006).

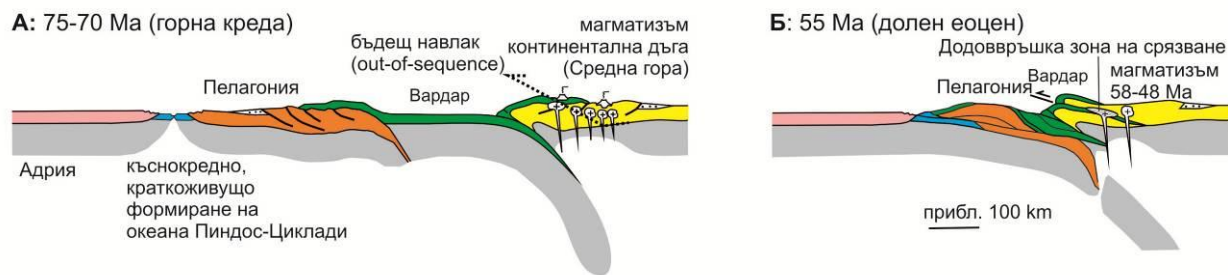
Къснопалеоценски интрузии са вместили и в Горния алохтон (Калински плутон датиран тук с възраст 60.4 Ма, или 57.9 Ма според Zagorchev et al., 2014; и Капатнишкия плутон разполагащ се на юг от изучената площ с възраст между 58 и 56 Ма според Milovanov et al., 2010). Плутоните са посткинематични тъй като те пресичат метаморфните структури на вместиращите ги скали (т. е. S_{КАФ} фолиацията на Кабулската единица). Капатнишкият плутон е срян в основата си (подълбоките структурни нива) и заедно с вместиращите го метаморфни скали е навлечен към юг върху долните единици на Родопския метаморфен комплекс (Gerdjikov, 2012).

В областта на западните Родопи и Пирин планина (южно от изследваната област) навличането на Горния алохтон (Обидимска/Вертискок-Огражденска единица) върху Средния алохтон (единицата Сидиронеро-Места) се интерпретира като по-старо или съвременно на Долнодряновския плутон, чийто възраст е 55 Ма (Georgiev et al., 2010).

Поради синкинематичния характер на гранитните дайки и жили с възраст 48 Ма (образец NWR-78, събран от пукнатина на скъсване, която не е претърпяла по-нататъшна деформация или ротация) в Додоввръшката зона на срязване, може да се предположи, че срязването между Горния алохтон (Кабулска единица) и Средния алохтон (Мальовишка единица) на Родопския метаморфен комплекс в Северозападна Рила (Фиг. 33б) е било активно преди 48 Ма.

Насочената към юг кинематика и близките възрасти на синкинематични интрузии в Средния алохтон показват, че навличането на Горния връх Средния алохтон в западните части на Родопския метаморфен комплекс се е осъществило между 58 и 48 Ма.

Обаче в днешно време границата между Горния и Средния алохтони (т. е. Обидимска/Вертискос-Огражденска единица и единицата Сидиронеро-Места) в областта на западните Родопи и Пирин планина представлява късноеоценски-ранноолигоценски екстензионен разлом на отделяне Места, в чиято система са включени Рибновския и Аликочовския разломи (Burchfiel et al., 2003; Georgiev et al., 2010). Подобна е тектонската ситуация в източните и североизточните части на полуостров Халкидики, където границата между Горния алохтон (единицата Вертискос) и Средния алохтон (единицата Кердилион) представлява късноеоценския разлом на отделяне Кердилион (Kilias et al., 1999; Georgiev et al., 2010). Следователно преки корелации между тези граници и Додовършката зона на срязване са по-скоро спекулативни.

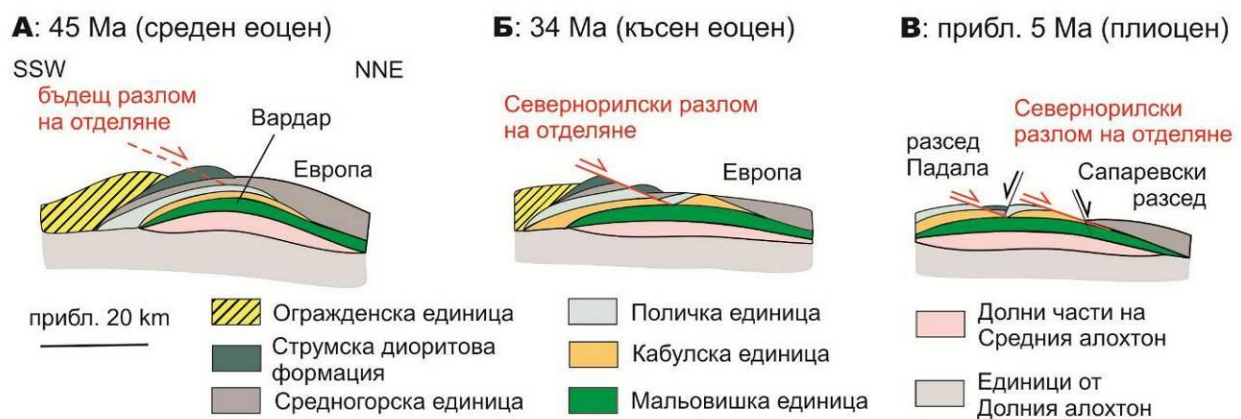


Фигура 33. Схематичен тектонски модел на еволюцията на Родопския метаморфен комплекс и в частност на еволюцията и позицията на Додовършката зона на срязване, която разделя Горния от Средния алохтон в северозападните части на Родопския комплекс. Моделът е адаптиран от Petrik et al. (2016) и с някои изменения показва геодинамичната ситуация от горната креда до долния еоцен: (а) Субдукцията на вардарската океанска кора, както и дъговият магматизъм в Средногорската зона продължават по време на късната креда (последните пулсове са с възраст 68-70 Ма). (б) През средния еоцен поради затваряне на вардарския океан, Европа (която съдържа и къснокредната вулканска дъга) се сблъска с Пелагония. Компресията води до югоизточно насочено (за областта на Рила планина) навличане на европейската крайнина (т. е. Горния върху Най-горния алохтон) върху скали, които също са били част от тези единици (Горния и Най-горния алохтон). Поради това големи части от Горния и Най-горния алохтон отново са погребани и формират част от настоящия Среден алохтон.

2.2. Екстензионна тектоника

Регионалните тектонски изследвания показват, че поради развитието на няколко регионалномащабни екстензионни тектонски събития през палеогена и неогена високостепенните единици на Родопския метаморфен комплекс са ексхумирани в близост до повърхността (Brun and Sokoutis, 2007; Burchfiel et al., 2008; Georgiev et al., 2010; Jolivet and Brun, 2010; van Hinsbergen and Schmid, 2012). Три едромасщабни екстензионни тектонски събития са разпознати в обсега на

Родопския комплекс: 1) през късния еоцен и олигоцен, по време на които средните части на постройката са ексхумирани (т. е. единицата Сидиронеро-Места), едновременно с повишена магмена активност (Фиг. 34б); 2) през средния до късен миоцен, когато са ексхумирани най-долните части на Родопската постройка (т. е. единицата Пангеон-Пирин в югозападна България и северна Гърция – долен алохтон?) и 3) през ранния плиоцен (Фиг. 34в), когато са изнесени на повърхността и по-високите части от Родопската постройка – единиците от Средния алохтон. Първите две събития са отделени от третото чрез кратко компресионно-транспресионно събитие причинило реактивация на по-стари структури (Иванов и др., 1979, 1989; Tranos and Lacombe, 2014; Gorinova and Georgiev, 2015; Иванов, 2017).



Фигура 34. Схематичен тектонски модел на еволюцията на Севернорилския разлом на отделяне като част от Родопския метаморфен комплекс. В различни области от комплекса екстензионната структура разделя Горния от Средния алохтон (Средногорската единица от Мальовишката единица) или части от Горния алохтон от други части на същия алохтон (Средногорската единица от Поличката и Кабулската единици) в северозападните части на Родопския комплекс. Моделът показва геодинамичната ситуация през палеогена и неогена. (а) По време на средния еоцен след периода на югоизточно насоченото навличане, което води до формирането на настоящия Среден алохтон, следва преходен етап със смяна на режима в горните части на постройката от компресия на екстензия. (б) Късноеоценските-ранноолигоценските екстензионни структури са развити както в южните, така и в северните части на Родопския комплекс като една от структурите е Севернорилския разлом на отделяне. (в) Развитието на Севернорилския разлом на отделяне се разпространява на север в крайните части на Родопския метаморфен комплекс. През плиоцена се образуват по-стръмните разседни структури във външния контур на постройката (например Сапаревския разсед).

Късноеоценските-ранноолигоценски екстензионни структури са югозападно насочени в югозападните части на Родопската постройка (Рибновския и

Аликочовския разломи), докато в северния ръб на постройката екстензионните структури са северно насочени (Севернородопската екстензионна система - Герджиков и Готие, 2006; Gerdjikov et al., 2006; Герджиков, 2007). Екстензионната система е граница между отгорележащите, метаморфозирани в нисък амфиболитов фацис скали на Севернородопската единица (Иванов и др., 1989а) на Горния алохтон и отдолулежащите мигматизирани метаморфити на единицата Въча (Среден алохтон) и гранитоидите на Рило-Родопския батолит. Екстензионната структура, подобно на Севернорилския разлом на отделяне, е полегата северно-затъваща крехко-пластична до пластична зона на срязване с дебелина ~100 m, северозападно до север-северозападно насочено тектонско движение и север-северозападна - юг-югоизточна до север-южна линейност на разтягане. Главните деформационни структури развити в лежащото крило на Севернородопската екстензионна система са: (1) тънки милонитни зони в най-североизточната част на гранитоидите на Рило-Родопския батолит в района югозападно от село Сестримо (Dimov and Georgiev, 2000); (2) милонити и ултрамилонитни, катаклазити и ултракатаклазити на изток от село Сестримо, в единицата Въча; (3) ниво от споени катаклазити и тектонска глина. Скалите от висящото крило са засегнати от крехки деформационни процеси. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ възраст 34.8 ± 0.2 Ma на синкинематични мусковити от милонитните гранити в близост до язовирната стена на Станково Бараки вероятно показва възрастта на милонитизацията по Севернородопската екстензионна система (Gerdjikov et al., 2006). Подобно разпространение на деформационни структури, северна посока на тектонски транспорт и близка възраст на образуване са установени и в Севернорилския разлом на отделяне.

Деформацията в зеленошистен фацис и еднаквите възрасти на екстензионните разломни зони показват, че ексхумацията на горните единици от Родопската постройка се е осъществила между късния еоцен и ранния олигоцен.

VI. Заключение

Полевите изследвания, структурния анализ и изотопната геохронология показват, че срязването по Додоввръшката зона на срязване се е осъществило в периода 58-48 Ma. Поради навличането на по-стари и по-високостепенни метаморфни скали върху по-млади и по-нискостепенни метаморфни скали, Додоввръшката зона на срязване се интерпретира като навлачна структура, която противопоставя единици от Горния алохтон спрямо единици от Средния алохтон на Родопския метаморфен комплекс. От което следва, че Додоввръшката зона на срязване би трябвало да се счита за първоразредна тектонска граница между главни единици на Родопския метаморфен комплекс. Настоящото изследване показва, че дори в по-високите структурни нива южно насочените компресионни тектоники в Родопския метаморфен комплекс са

били активни между най-късния палеоцен и средния еоцен и че главната, насочена на юг, синкомпресионна структура на навлачната постройка се е формирала до това време. Почти едновременно с южно насочената компресионната тектоника е действала северно насочена екстензионна тектоника в най-високите структурни нива на Родопската постройка. В района на Северозападна Рила екстензията се бележи от развитието на Севернорилския разлом на отделяне. Тектониката в тази част от орогена е типичен пример за процесите, засегнали скалите в периода късен еоцен – ранен олигоцен.

Резултатите и интерпретациите за образуването на северозападната част от Родопския метаморфен комплекс представени в настоящия дисертационен труд могат да се приложат като допълнение към модела на полифазната тектонометаморфна еволюция на Родопския метаморфен комплекс.

Основни приноси на дисертационния труд:

Приносите на това изследване могат да бъдат разглеждани в два основни, но взаимосвързани аспекта – локален и регионален.

В регионално отношение, са решени някои по-малкомащабни възрастови, петроложки и структурногеоложки проблеми, които дават сигурна основа за по-доброто разбиране на геодинамичната еволюция от тези части от Родопския метаморфен комплекс, като част от Алпийския ороген на Балканския полуостров.

Като приноси с локален характер, могат да бъдат разглеждани:

- Установените протолитни възрасти на ортометаморфни скали от високостепенния фундамент на Северозападна Рила, които в комбинация с датирането на времето на внедряване на синкинематични и посткинематични интрузивни магмени скали и внимателния структурен анализ, термобарометричните изследвания и анализа на теренните взаимоотношения, дадоха добра основа за ревизиране на съществуващите тектонски единици от метаморфния фундамент на Северозападна Рила и позволиха коректна промяна на локалната тектонска схема.
- Внимателния анализ на резултатите позволи ясно разграничаване в основните етапи от късноалпийската тектоно-метаморфна еволюция на изследвания район и отделянето на компресионни и екстензионни събития.

Публикации по темата на дисертацията:

А. Публикации в реферирани издания с импакт фактор

Gorinova, T., N. Georgiev, Z. Cherneva, K. Naydenov, V. Grozdev, A. Lazarova. 2019. Kinematics and time of emplacement of the Upper Allochthon of the Rhodope

Metamorphic Complex: evidence from the Rila Mountains, Bulgaria. - *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 108: 2129. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01754-2>

Б. Разширени абстракти и резюмета

Gorinova, Ts., K. Peychev, N. Georgiev, Z. Cherneva, H. Kiselinov, S. Georgiev, I. Peytcheva. 2014. Structural and U/Pb zircon age data from Rila and Vlachina Mountains: implications for tectonic correlations of basement units from SW Bulgaria. – *Bul. Shk. Gjeol.*, 1, p. 319.

Gorinova, Ts., Z. Cherneva, N. Georgiev, I. Peytcheva. 2015. Dating of garnet-bearing leucosome from NW Rila Mountain, Bulgaria. – *In: Proceedings of National conference with international participation “GEOSCIENCES 2015“*. Sofia, BGS, 61-62.

Gorinova, Ts., N. Georgiev. 2015. Lithotectonic units in the metamorphic basement of NW Rila, Bulgaria. – *In: Proceedings of National conference with international participation “GEOSCIENCES 2015“*. Sofia, BGS, 91-92.

Gorinova, Ts., N. Georgiev, Z. Cherneva, V. Grozdev. 2015. Kinematics and age of thrusting of the Upper onto the Lower Allochthon of the Rhodope Metamorphic Complex. An example from NW Rila Mts., Bulgaria. – *In: Proceedings of National conference with international participation “GEOSCIENCES 2015“*. Sofia, BGS, 93-94.

Благодарности

На първо място и най-много искам да благодаря на научния ми ръководител доц. д-р Невен Георгиев. Неговата увереност, че работата може да бъде доведена до успешен край, отзивчивостта, всеки път когато го търсех за помощ, страстта за геологията, с която заразява мен и колегите, и лекотата на общуване ме подкрепяха по пътя ми като докторант.

Сърдечно благодарна съм на доц. д-р Златка Чернева за изчерпателните теоретични обяснения, за отзивчивостта и практическите съвети при обсъждането на резултатите. Благодарна съм на Калоян Пейчев за работата на терен, в лабораторията и сътрудничество му във времето, по което заедно бяхме докторанти в катедрата по Геология, палеонтология и изкопаеми горива при ГГФ на СУ „Св. Кл. Охридски“. Благодаря на Ирена Миладинова за топлото посрещане в университета на Бон, Германия, и за помощта при датирането на гранатите с Lu-Hf метод.

Благодарна съм на колегите от университета Блага Попова, д-р Елеонора Балканска, доц. д-р Янко Герджиков, доц. д-р Диан Вангелов, доц. д-р Димо Димов,

д-р Стефан Велев, д-р Деница Апостолова, Валентина Даракчиева. Искрено съм очарована и благодарна на всички студенти, с които се запознах, и чиито ведрост и ентузиазъм по геоложките науки ме подкрепяха по дългия път на науката.

Благодарна съм на гл. ас. д-р Христо Киселинов от Геологическия институт „Страшимир Димитров“ при БАН. за работата по безбройните проби, помощта му в логистиката, работата на терен и полезните му съвети. Изключително съм благодарна на проф. Ирена Пейчева за консултациите относно геохронологичките и геохимични изследвания и за предоставянето на базата за геохронологички изследвания в Геологическия институт.

Благодарна съм и на колегите от Геологическия институт: д-р Валентин Гроздев, д-р Петьо Филипов, д-р Стоян Георгиев, д-р Елица Стефанова, д-р Димитрина Димитрова, д-р Митко Попов, д-р Милан Ичев, които ми помогнаха при геохронологичките изследвания, гл. ас. д-р Анна Лазарова за работата по проекта „Млади учени“ на Научният фонд. Също така съм благодарна на Елена Станчева за работата ѝ по пробите и напътствията ѝ при сепарирането на минерали, доц. д-р Васил Арнаудов за приятните и полезни разговори относно геологията на Рила планина, доц. д-р Калин Найденов за дискусиите, съветите и насърчаването в работния процес.

На теренни „съучастници“ д-р Емилия Раева и Мария Станкова. Сърдечно благодаря на прителите и колеги, които дойдоха с мен на терен: Милена Вецева за куража и наблюдателността; Христо Ставрев за неуморността, борбата със страха от мечки, вълци и други диви животни и обширните теми на разговор, които ми даваха време за почивка от геологията; Николай Димитров за пържения патладжан в полеви условия – един от многобройните дребни радости при теренната работа.

Благодаря на Венци, управител на хижа Иван Вазов, в която отсядах при част от теренната работа. Специални благодарности на Андрей Стоянов като теренен помощник, за неговото предизвикателство да изляза извън кутията на мислене и за непобедимата му доброта.

Не на последно място безкрайно благодарна съм на семейството ми, което ме подкрепяше и насърчаваше през годините и особено на баща ми за отзивчивостта му да носи проби и финансовата му подкрепа. Както съм благодарна и на всичките ми приятели, които ме отдалечваха за момент от геологията, за да мога да се впусна с нови сили в нейните дебри и които понасяха оплакването ми от трудните научни задачи.