

**СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОЖКИ И ГЕОМОРФОЛОЖКИ
ОСОБЕНОСТИ НА ГОРНОТО ПОРЕЧИЕ
НА РЕКА ВЪЧА**

Х. Борисов

Районът, обект на настоящото морфоложко проучване, обхваща горното поречие на р. Вьча. Дълбокото проникване на долината на р. Вьча във вътрешността на Западните Родопи, като се има пред вид масивността на планината, е на пръв поглед необичайно явление. Досега този въпрос не е бил обект на морфоложко третиране или ако е засяган, то обяснението, което му се дава, е неубедително и лишено от фактическа подкрепа. Едва ли този проблем може да бъде разрешен и с помощта на регресивната ерозия като непрекъсната функция във времето.

Родопският срединен масив като съставна част на алпийския тектоген в своята продължителна геоложка история се характеризира с една постоянна възходяща тенденция, която се нарушава само през палеогена. Критичният период, който преживяват Родопите през горния палеоген, внася много нови елементи в тяхната тектоника. Без съмнение тези нови елементи в лицето на седиментно-вулканогенната надстройка слагат дълбок отпечатък върху формирането на релефа и направляват процесите на планиране през неогена. Особено силно е влиянието на литолого-структурния фактор в горното поречие на р. Вьча, който фактически определя рисунъка на нейната хидрографска мрежа.

Правилното изясняване на морфогенезиса на долината на р. Вьча несъмнено би помогнало в много голяма степен да се добие една по-пълна и по-точна представа и за геоморфоложката еволюция на Родопския масив като цяло през неогена.

Изследваната област, съставна част на Западните Родопи, е разположена по горното поречие на р. Вьча. От запад и юг долината се огражда от Велиишко-Виденишкия планински дял, който е част от главното хидрографско било на Родопите. Главният вододел отделя на север дълбоко проникналата в масива речна мрежа на р. Вьча от реките, които се оттичат на югозапад към басейна на р. Места.

Велиишко-Виденишкият орографски рид до вр. Гьозчукаракол има югозападна посока, после заобикаля горното течение на р. Ешекчидере и запазвайки южно направление, достига българо-гръцката граница недалеч от вр. Келтепе. От последния връх Виденишкият рид дълговид-

но затваря изворните области на Буйновска Въча. Средната височина на този важен вододел е между 1500 и 1600 м. В хипсометрията на рида рязко снишаване до 1290 м се наблюдава на границата между Брациговско-Доспатското понижение и гранитния плутон северно от с. Змеица. Също бързо повишаване на гидрографското било се вижда при вр. Картала до 1802 м. В западната част на повишението, но в гръцка територия, се издига вр. Каинчал, висок 1815 м. Морфографски повърхността на билото представлява силно нахълмена от върхове — твърдици, ивица, от която се спускат второстепенни ридове.

От Велиишко-Виденишкия дял при вр. Гъозчукаракол на изток се спускат леко снишаващи се ридове, които завършват стръмно към долината на р. Въча. Те се заграждат между долините на р. Девинска на север и р. Ешекчидере на юг.

Югоизточно от с. Кожари от граничното било се отделя на север ридът Балабаница, ограничен от дълбоките долини на р. Буйновска Въча и р. Триградска.

Основна водна артерия, която събира водите на проучвания район, е р. Въча. В горното си течение тя е известна под името Буйновска Въча, или Кричим. Всички притоци, които се вливат в нея, водят своето начало от Велиишко-Виденишкия орографски рид. От левите притоци на р. Въча от съществено значение при формиране на релефа са: р. Девинска, р. Деринкоук, р. Ешекчидере (Читакдере) и р. Шилото. А от десните притоци това са р. Аджеларска, Триградска и Мугленска (Тенесдере). Някои от тях, протичайки през мраморите, през летните месеци губят водите си.

ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ

Досегашните геоложки проучвания, извършени в различни мащаби, са добра основа за изясняване на неогенския етап от еволюцията на релефа [1, 2, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 16, 18, 19, 20, 21].

Най-старите скали в района се отнасят към протерозойския структурен етаж [14]. В тях през палеозоя са интродуирани границите на Барутин-Буйновския плутон. В северната част на района, в Брациговско-Доспатското понижение, а така също и в по-малки грабени се разкриват седименти с палеогенска възраст, които се покриват от мощна риолитова покривка, невадитов тип. Към най-младия, неогенкватернерен структурен етаж се отнасят покривни блокази, чакъли и пясъци.

Протерозойският комплекс се разкрива в средните източни части на района. Представен е от нискокристалинни и метаморфни скали, които се отнасят към свитата на мраморите Pt_5 и карбонатно-силикатната свита Pt_6 [8, 10, 13, 14, 16].

Южната част на района се заема от Барутин-Буйновския плутон. Той е изграден от едро до среднозърнести биотитови гранити. Грани-

тите са нарядко процепени от жилин гранит, пегматитови и кварцови жили. На редица места се срещат ксенолити от гнайси и мрамори.

През палеогена поради относително затъване по руптурни линии се създават редица грабени, които се запълват от олигоценски езерни седименти. Седиментите започват с груби брекчо-конгломерати, чиито късове достигат големина до 1—2 метра, но не са рядкост и блокове с по-големи размери. Вторият хоризонт е представен от сбити глинести пясъци, пясъчливи глинни и хартиени лиски. Отделни тънки прослойки имат туфозна спойка. Техният скален и минерален състав е изключително гранитов, като се срещат съвсем рядко гнайсови и мраморни късове. Олигоценската седиментация се прекратява от мощна лабиална риолитова ефузия, която превръща Доспатското понижение от място на седиментация във висока вулканска област.

Северно от с. Змеица на височина 1370 м се разкриват неспоени блокази от риолити, примесени с гранитни чакъли и пясъци, с мощност до 50 м, които по морфоложки съображения отнасяме към долния плиоцен. Северозападно от с. Буйново върху равни площадки се наблюдават покривни чакъли и пясъци с гранитов и гнайсов състав, които приемаме също за плиоцен — понт.

Най-младите, кватернерните седименти са концентрирани по някои части на речните долини на р. Въча, р. Ешекчидере и някои рекички с мощност до 4—5 м. Към холоцена отнасяме и наносните конуси.

Основните структури в Родопския срединен масив според най-новите схващания са оформени през архая и протерозоя. През каледонския и херцинския тектонски цикъл е станало окончателно консолидиране на масива чрез магмено насищане. Върху основните родопски структури са наложени разривни деформации, които се проявяват от протерозоя до днес [14].

Най-важната структура, от която в проучваната площ влиза само най-западната ѝ част, е Среднородопската антиклинала (14, 20). Тук тя се оформя от последните две протерозойски свити. Усложнена е значително от разсеци и плитки грабени.

Южната част на района се заема от Барутин-Буйновския плутон, който представлява значително по своите размери подуване, около което периклинално и стръмно затъват покриващите го метаморфни скали [1, 14, 20].

На фона на тези основни структури през палеогена се оформят редица негативни структури, запълнени с олигоценски седименти и вулканити.

Най-гълъмо понижение, което се оформя напречно на основните родопски структури, е Брациговско-Доспатското. От него в изследвания район се включва само най-южната му част. Границата на понижението с мраморите и гранитите е тектонски обусловена и морфоложки е ясно изразена в релефа с големи откоси, ниски седловини и ровини. Понижението като негативна геоложка структура в морфоложко отношение

представлява висока вулканска област. Само на отделни места изпод дебелина до 500 м риолитова покривка се показват олигоценските седименти. В самото понижение границата между седиментите и риолитите е изразена с ясен до 200—300 м откос, пред който се простира на значително разстояние делувнален шлейф от риолитови блокажи.

В обсега на мраморите са образувани плитките Тешелски и Ягодински грабени. Тези морфоструктури имат ясни, почти вертикално тектонски граници.

Наложените разривни структури са играли и играят съществена роля в тектониката на района. По-голямата част от тях са съсредоточени на границата между Среднородопската антиклинала и Барутин-Буйновския плутон. Важно морфоложко значение имат разседите, които оформят от юг Доспатското понижение и ограждат Тешелския и Ягодинския грабен. Тешелският разсед, който служи за северна ограда на едноименен грабен, съществува и до днес. Мощността на холоценските наноси южно от него е 26 м, докато нормално по речните долини тя е 3—4 м [18, 19, 20].

ГЕОМОРФОЛОЖКИ СТРОЕЖ

В геоморфоложко отношение районът е слабо проучен, ако не се смятат някои общи положения, които при теренните изследвания имаха за нас ориентировъчно значение.

Кратки морфоложки сведения за басейна на р. Вьча дава още през 1923 г. Ж е к о Р а д е в [15].

Първото проучване върху морфологията на Западните Родопи, в чиито предели влиза и горното поречие на р. Вьча, извършва Д. Я р а н о в [17]. Изводите, които той прави за морфоложкото им развитие през неогена, не са загубили и до днес своето значение.

На изток от долината на р. Вьча родопският вододел Карабалкан е проучван през 1940 г. от Ж. Г ъ л ъ б о в (5). Бегли сведения за района се срещат и в други обобщаващи публикации на същия автор [6, 7].

В доклада на бригада № 43 от 1956 г. при ГУГМП Иван Вапцаров засяга най-източните му части.

Структурно-литоложки особености на релефа

Съвременният вид на релефа е резултат на продължителна и непрекъсваща еволюция, започнала след приключване на олигоценската ефузия. Мощните лабиални изливания на риолитова лава заличават старите структурни понижения. Създава се качествено нов релеф, по възраст олигоценски, рязък и контрастен, с високо стърчащи конуси и плато в бившите структурни понижения и снижен и планиран в районите около тях. Новият денудационно-вулканогенен релеф започва своето развитие върху различни видове скали не само по произход, но и по

възраст, а така също и върху стари основни и нови наложени геоложки структури. Така че новата морфоложка обстановка и новите литолого-структурни условия са главните фактори, които решително влияят и определят насоките на развитието на релефа. Последвалият неоген-кватернерен тектонски етап унаследява старите възходящи тенденции на развитие на Родопския масив и допълнителното въздействие на бурния еоценолигоценски етап, характерен с интензивно разломяване и мощен кисел вулканизъм.

Каква е геолого-тектонската и палеогеографската обстановка преди изливането на риолитовите ефузии? Изясняването на този въпрос за изследвания район и съседните му площи е от съществено значение, тъй като с изливането на риолитовия покров около пониженията се нарушава напълно нормалният ход на планиране на релефа, старите насоки на ерозия и денудация се прекъсват. Новата морфоложка обстановка изисква от старите речни системи пригаждане към нея и формиране на нови речни пътища.

Като най-важна и непрекъснато издигаща се структура за района се очертава Барутин-Буйновският плутон. Северно и източно от него се простират обширните Доспатско и Смолянско структурно понижение. В зоната между тях са образувани плитките Тешелски и Ягодински грабени. Ще се спрем по-подробно на Брациговско-Доспатското понижение, тъй като за нас то има важно значение по-нататък при проследяване еволюцията на долината на р. Вьча.

Понижението е обградено от всички страни с ясно оформени положителни структури, които са го снабдявали обилно с кластични материали. От изток и север понижението се огражда от Лясковското, Вьчанското и Баташкото подуване [8, 11, 12, 13, 14, 20]. На запад опира до най-големия в нашата страна Западнородопски батолит. От юг се затваря, както посочихме, от Буйновските граници. Последните изследвания доведоха до извода, че фактически не съществува едно единно Брациговско-Доспатско понижение, тъй като в района на с. Равногор — вр. Баташки Снежник е съществувал праг, който е отделял палеогенския басейн на север от Родопите от вътрешното родопско понижение. Доспатското понижение е вътрешно родопско структурно понижение, разположено между основни положителни структури, подобно на Хвойненския грабен, Смолянското и Местиното понижение.

Ако съдим по грубия характер на олигоценските отложения от долния хоризонт, тази епоха е започнала с интензивно издигане на отделни блокове, респективно потъване на други по руптурни линии. Преди започване на първите риолитови разливи към края на олигоценската седиментация се отлагат тънки хартиени лиски, което говори за постепенно отслабване и затихване на тектонските движения и съществуване на загладен, мек релеф около пониженията. Налице е единен денудационно-седиментационен релеф.

Минералният и скалният състав на олигоценските отложения както във вертикална, така и в хоризонтална посока за южната част на Доспатското понижение до линията на гр. Девин и за западната част на Смолянското понижение е изключително гранитов с единични късове от мрамори и гнайси. Същия характер имат и седиментите в Тешелския и Ягодинския грабен (8, 13, 10, 18, 20). Друг е съставът на отложенията на север от гр. Девин, при с. Селча и с. Фотиново, т. е. в източната част на Доспатското понижение. Тук се наблюдават различни видове гнайси, амфиболити и мрамори. Този минерален и скален състав отговаря на скалния комплекс, който се разкрива около долината на р. Вьча приблизително до средата на днешното било на рида Чернатица [8, 11, 13, 20]. Скалният и минералният състав на олигоценските седименти не се изменя и по време на първите експлозивни ефузии, за което свидетелствуват туфозните прослойки в най-горните отдели на олигоценския пласторед. Следователно налага се изводът, че през цялото време на олигоценската седиментация, а така също и по време на ефузията районът на Буйновския плутон е бил тази провинция, от която реките са доставяли наноси на изток за Смолянското и на север за Доспатското понижение, а така също, че тук е съществувал значително по-висок релеф, независимо че към края на олигоцен той е бил в голяма степен снжен и заравнен.

Рязкото издигане в края на олигоцен, придружено с интензивно разломяване и бурни лабиални риолитови ефузии слагат край на нормалния ход на развитие, получава се нов денудационно-вулканогенен релеф.

Запълването на Доспатското и Смолянското структурно понижение със седименти и вулканити и превръщането им във високи вулкански области и относително по-високия релеф на Буйновския плутон предопределят общата ориентировка и рисунъка на хидрографската мрежа в този важен възел на Родопския масив. При така създамата се обстановка ясно се очертава единствено възможният хидроложки път на север покрай източната периферия на Доспатското понижение като естествен морфоложки коридор, ограден ст три страни със значително по-висок релеф. От изток той се очертава от поредицата риолитови височини, като се започне от вр. Модер и се свърши с Переликската риолитова маса при гр. Смолян, на запад от високите и обширни Доспатски покрови, а от юг коридорът се затваря от непрекъснатата издигация се Барутин-Буйновски плутон. Неговото издигане продължава и до днес, което беше потвърдено от точните повторни геодезични измервания, посочени в работата на Д. Канев (9). Старите речни пътища на изток и на север към пониженията напълно и завинаги се прекратяват. Новосъздадените потоци, спускащи се от Переликския риолитив участък с не-оформени още речни пътища, и идващите от юг, откъм плутона, се насочват на север към Тешелския грабен, незапълнен с вулканити. Така че след ликвидацията на пониженията Тешелският грабен става онзи съ-

бирателен басейн, към който се насочват речните потоци. За това може да се съди по съвременната конфигурация на р. Мугленска, Триградска, Буйновска Вьча, Ешекчидере и Деринкоук, които се събират при Тешел и оттам се отправят на север, следвайки източната периферия на Доспатското понижение като зона с най-нисък ерозионен базис. Риолитовите ефузии са били най-силни в централните части на пониженията и постепенно са отслабвали към перифериите. Затова винаги по техните крайни части се наблюдават седименти, разкрити от денудацията. На юг от с. Грохотно непосредствено на 1 км след Тешелския грабен р. Вьча още при първия допир със стръмния вулкански конус на Хамамбунар (южно от гр. Девин) рязко се отклонява на изток, но винаги допирайки източните контури на пониженията.

В северна посока, към Горнотракийската низина, покровът е имал значително по-големи площи, но все пак се е простирали в очертанията на пониженията. Този извод се потвърждава от факта, че никъде досега не са установени по долината на р. Вьча риолити — покровни или дайковни [8, 11, 13]. Риолитовият покров отстои от сегашната долина на разстояние до 10 км на запад, като на отделни места изпод него се показват олигоценските седименти. Последните се разкриват при гр. Девин, тук те се пресичат от р. Вьча, при с. Селча и при с. Фотиново [8, 11, 13, 21].

Долината на р. Вьча се е зародила и еволюирала в пълно съответствие с общия топографски наклон на земната кора в този възелен участък на Родопския масив, който се явява следствие на тектонски и структурно-литоложки условия. Нейното насочване на север към Горнотракийската низина се улеснява и от факта, че началото на образуването ѝ приблизително в съвременните ѝ граници се поставя в началото на неогена. Това се потвърждава от долномиоценските седименти, докосани с фораминиферна фауна (3,4). Оттогава започва образуването на така добре изразения морфоложки северен разседен склон на Родопите.

Накрая бихме засегнали схващането на Ж. Гълъбов, че преди плиоцена планирането на релефа в Родопите се е извършило от речна мрежа с отток на изток [7, стр. 201]. Това схващане, като се има предвид общият топографски наклон на Родопите от запад на изток, предизвикан от непрекъснатия подем на Рило-Родопския батолит, е приемливо, но в него е игнорирано в исторически аспект влиянието и на останалите родопски структури. Тук изобщо не се взема предвид и влиянието на бившите структурни понижения, които след олигоцен вследствие на запълването им със седименти и мощни вулкански покрови се превръщат в доминиращи морфоложки фактори, които заедно с останалите положителни структури и разрывни деформации определят генералния топографски наклон и хоризонтално разчленение на Родопите. Развитие на релефа в Родопите трябва да се разглежда не откъснато от геолого-тектонското им развитие, а като продължение и унаследяване на това развитие.

Заравнени повърхнини

Запазени реликти от палеорелефа се наблюдават нашироко по горното поречие на р. Въча. С най-голяма площна изразителност и разпространение са заравнените повърхнини, изсечени върху различни видове скали.

От най-старата и най-високата повърхнина са запазени много малко площи по билото на граничния вододел около върховете Картъла и Каинчал на височина 1800 м. Този плосък купол представлява ивица, дълга около 2 км със средна ширина 100—150 м и завършваща със стръмни откоси от 300 м. Повърхнината е изградена върху гранити.

Билната повърхност на вулканския конус около вр. Хамамбунар на височина 1700 м южно от Девин представлява също неразрушени останки от най-старата заравненост. Много добре запазени следи от нея личат на изток от района по билото на ридовете Мурсалица и Чамлия на 1800—1900 м, които постепенно се повишават към вр. Перелик. Без да посочваме повече реликти от тази най-стара повърхнина, тъй като са извън района, ще се ограничим да приемем предложената за тях възраст — старомеоценска, от Х. Луис и Д. Яранов (17). Още по-вече, че напоследък в Горнотракийската низина при с. Езерово в сондаж бяха установени фораминифери с долномеоценска възраст (аквитан — бурдигал), [4].

На височина от 1450 до 1600 м се наблюдава денудационна повърхнина, която заема изцяло билата на главните вододели и отделящите се от тях ридове. Тя има най-широко разпространение не само в изследваната област, но и в целите Родопи. По възраст тя се определя за младомеоценска и фактически дава облика на Родопския масив [5, 6, 7, 17]. На североизток тя изгражда билото на Велиишко-Виденишкия рид около вр. Гьозчукаракол. В този участък за подложка на повърхнината служат олигоценските риолити. Повърхността ѝ е изпъстрена с много височини и възвишения — твърдици, имащи най-различни геометрични очертания. Между тях се наблюдават плоски речни долини, започващи незабелязано от билната част и увисващи в края на риолитовия покров. На много места долините са мочурливи и оторфени. Северно от с. Змеица на границата между понижението и гранитите нивото е напълно разрушено в не особено здравите олигоценски седименти. Същото ниво като широка билна ивица се наблюдава южно от с. Змеица около вр. Дьодьолар, вр. Виденица, откъдето продължава към границата със средна височина около 1550 м. Под формата на склоново стъпало нивото заобикаля от североизток вр. Картъла, заема билната гранична полоса в източна посока, като постепенно се повишава до 1600 м. На рида Балабаница билото е също остатък от младомеоценската заравненост. Малко запазени петна от нея се наблюдават северно от р. Аджеларска, с. Чала и с. Ягодина. Младомеоценската повърхнина южно от с. Змеица, с. Чала и Кокалов връх до българо-гръцката граница е изградена вър-

ху гранити. Допирната линия между мрамори и гранити е винаги ясно забележима по ниските седловини в гранитите, от които започва плавно повишаване на нивото с 20—30 м към мраморите. Такава отчетлива граница в топографията на повърхнината не се установява между мрамори и риолити. Сравнително равният характер на повърхнината в обсега на гранитите се нарушава чувствително в твърдици по вододела между речната мрежа на р. Въча и р. Доспат, южно от с. Змеица. Тук са твърдиците на вр. Дьодьолар, вр. Виденица, вр. Келтепе и много безименни височини. Повърхнината в обсега на гранитите се покрива от дебелата изветрителна кора, която на места има мощност до 3—4 м. В района на вр. Келтепе, а така също южно от с. Кожари по граничното било се наблюдават покривни чакъли, главно кварцови.

Младомеоценската повърхнина е денивелирана на север, като постепенно се понижава от 1600 м при граничното било до 1450 м южно от Тешел. Също слабо намаляване на височината се установява от оградните била към долината на р. Въча. Това ни дава основание да допуснем разлика между старата талвегова мрежа и билните височини от 100 до 150 м. Този извод е валиден изключително за тая част от повърхнината, която попада в гранитите.

На север по долината на р. Въча следи от младомеоценската заравненост има по двата склона, например източно от с. Михалково, обширните ливади около с. Равногор и по-нататък се свързват с билото на рид Къркария на 1300 м.

На 1230—1300 м, а нагоре по поречието на р. Въча към с. Буйново до 1440 м се наблюдава ерозионно-денудационно ниво с понтийска възраст. Фактически нивото е тясно свързано с ерозионната дейност на р. Въча и нейните притоци, защото почти навсякъде то се явява под формата на морфоложки коридори, които бележат старите речни долини на тия реки. По-интересно развитие нивото има в граничната зона между риолитовия покров и лежащите пред него лесно разрушими олигоценски седименти и грусирани гранити. Тази гранична ивица дава основание на Ж. Гълъбов да говори за т. нар. Местинско-Въчански коридор, който е оформен «напряко на главното родопско вододелно било между средното течение на р. Места и горното течение на р. Въча» [7, стр. 203].

Най-дълбоко навлизане на понтийската планация се наблюдава по долината на р. Въча, която е достигнала почти до изворните ѝ части. Запазените склонови стъпала се забелязват югоизточно от с. Кожари и около с. Буйново. Върху тях има запазени чакъли и пясъци с мощност до 6 м. Късовете са предимно кварцови, пегматитови, гнайсови и гранитови. За тях споменава и Д. Яранов [7]. Нивото постепенно се понижава надолу по течението на реката, като при устието на р. Аджеларска е на 1350 м, на около 1300 м при р. Читакдере, на 1230 м на вр. Преслупа, северно от Тешел. Остатъци от него се виждат по междодолнинните ридове на р. Ешекчидере и р. Деринкоук на 1300 м като про-

дължение на нивото от долината на р. Въча. В тези райони за основа на нивото служат най-вече олигоценски седименти, мрамори и гранити. Много малко релеф с понтийска възраст е запазен южно от с. Борино, в седиментите на Тешелския грабен. Повърхността на нивото в мраморите се характеризира с наличие на много куполовидни твърдици с височина до 50 м. Нивото тук е разкъсано от каньонообразните долини на р. Въча, р. Деринкоук и р. Читаكدере с врез повече от 300 м. Височината на нивото в тези участъци от 1300 м се повишава до 1360 м нагоре по р. Ешекчидере.

Източно от с. Змеица върху понтийската повърхнина се разкриват чакъли и блокове с мощност до 50 м. Съставът на тях покривни неспоежни матернали е предимно от риолити с различни размери, кварц и гранити. На запад от с. Змеица към с. Доспат понтийското ерозионно ниво има характер на акумулативна повърхнина. Формирането на нивото започва от горната граница на олигоценските седименти, които лежат под покроя. Навсякъде в тях се наблюдават стари речни долини, които навлизат навътре в риолитите. По тая причина лесно разрушимите седименти са били отнесени от реките около покроя и придават на повърхнината на места акумулативен характер. Именно тая неустойчива ивица на юг от стръмно издигащия се риолитов покров, заета от олигоценски седименти и грусирани гранити, в която се е запазил малко релеф с младомiocенска възраст, представлява Местинско-Въчанският морфоложки коридор. Това е морфоложката картина на тектонската граница между две важни структури: Доспатското понижение и Барутин-Буйновския плутон.

Понтийското ерозионно ниво постепенно се понижава надолу по течението на р. Въча и според Ж. Гълъбов конвергира към склоново стъпало на 750—800 м по южната ограда на горнотракийската низина [7].

На височина 1000 м в района на Тешел както по р. Въча, така и по р. Триградска се наблюдават площадки от склоново стъпало. Същото ерозионно стъпало при гр. Девин е на 900 м, при с. Михалково на 800 м и на север по течението на реката се понижава до 530—550 м, като се слива със старорелвантийското абразионно ниво по северния родопски склон [7]. Нагоре по поречието на р. Въча старорелвантийското ниво фактически представлява плоската и широка долина на реката от р. Аджеларска до с. Кожари, която е всечена при с. Буйново на 150 м, а при р. Аджеларска на 200 м в понтийското ерозионно ниво. По-надолу до Тешел следи от него в мраморите не се установяват поради каньоновидния характер на долината. Северно от Тешел същото ниво отстои от понтийското на 250 м. Този факт, че морфоложките ерозионни циви в горното течение на р. Въча имат по-малка височинна разлика помежду си, отколкото в средното и долното течение на р. Въча, тук е очевиден и може да се обясни със слабата ерозионна способност на малкото количество речна вода, въпреки че Родопският масив непрекъснато се е издигал.

Литоложки особености при развитието на речните долини и вододели

В проучваната област влиза само част от долината на р. Въча, нейното горно поречие от изворите до с. Грохотно на разстояние около 35 км. Тя е главната речна долина и към нея са ориентирани долините на р. Аджеларска, Триградска, Мугленска, Читаكدере и Деринкоук. Морфологията на долините се характеризира с контрастност между отделни техни отсечки. Тая контрастност се наблюдава както по отношение на тяхното напречно моделиране, така също и по отношение на надлъжния им профил. Причината за тази интересна морфоструктура се дължи, от една страна, на влиянието на литоложките разновидности и, от друга, на етапното издигане като цяло на Родопския масив през неогена и кватернера. Долините, оформени в масивните мрамори, се характеризират с каньоновидни очертания на долинните склонове с ерозионно врязване до 600 м. Подобен изглед имат на места долините в риолитна и гранитна основа. По дължината на речните долини се наблюдават долинни разширения, които се разделят помежду си от резки задълбавания и доближаване на долинните скатове. Забележително е и това, че ако някои долинни разширения са образувани в разломни зони или в слабоустойчиви на механичната ерозия олигоценски седименти, което е напълно закономерно, то другите са изградени в еднообразни по състав скали. Някои от долините започват незабелязано от ридовите равнища като плоски долове.

Долината на р. Въча е характерен пример на посочените общи закономерности в морфологията на долините. Началните ѝ три притока, които се сливат при с. Буйново, започват стръмно от граничното вододелно било. На късо разстояние наклонът намалява, долинните склонове се разширяват и заграждат помежду си заливна тераса с максимална ширина 250 м. Този коритообразен вид на долината се запазва до ДГС «Попина лъка», на 1 км южно от устието на р. Аджеларска. На север от устието на тази река долината на р. Въча представлява типичен каньон с ерозионен врез до 600 м под вр. Ушите. Речното легло в този участък рязко се променя. Вместо широката заливна тераса тук са на лице водопади до 10 м височина и бързен. Това рязко удълбаване фактически обхваща граничната ивица на гранити и мрамори. При Тешел, а така също нагоре по теченията на р. Мугленска и р. Триградска отново се забелязва заливната тераса. Тук разширението е оформено в олигоценските седименти на Тешелския грабен. След Тешел отново в мраморите се наблюдава каньонът на р. Въча.

Долината на р. Деринкоук по своята морфология твърде много прилича на долината на р. Въча. Нейните начални притоци Чакмъкльдер и Кастраклий до сливането си под хижа «Орфей» имат коритообразни долини, обаче южно от нея до Тешел долината представлява каньон с дълбочина до 300 м. Интерес представлява тук голямото долинно раз-

ширение «Кастраклий». Неговото формиране е свързано с левантийския планационен етап, тъй като е заобиколено с остатъци от понтийското ерозионно ниво. Отначало то е било запълнено с олигоценски седименти. За това съдим по запазените от тях реликти в западната част на разширението, които впоследствие спускащите се от изток потоци от вулканския конус на Хамамбунар са еродирали.

Долината на р. Ешекчидере (Читакдере в долното течение) е образувана в слабоустойчивите олигоценски седименти и грусирани гранити. Северно от шосето с. Доспат — с. Борино долината се разширява значително в седиментите, като риолитите остават високо по двата склона под формата на величествени откоси. Южно от шосето, но вече в гранитов терен се наблюдава долинно разширение с дължина до 3 км. Разширението продължава на север по р. Боринска до едноименното село. Образоването на разширението се дължи на интензивна тектонска обработка на гранитите в близост до Тешелския грабен. На изток долината в мраморите придобива характер на каньон.

Литоложките разновидности внасят определен отпечатък в продължителния процес на създаване на дребните форми на релефа от екзогенните сили. Тяхното географско разпространение определя и съсредоточаването в ограничени площи на характерни микроформи.

В гранитите на Барутин-Буйновския плутон, които заемат най-голяма площ в района, релефът има меки, заоблени очертания. Нарядко той се разнообразява от стърчащите ребра на пегматитови и кварцови жили. По поречието на р. Въча в младите планински долове и рядко по билата се наблюдават призматични стълбове или заоблени блокове.

Ронливите олигоценски пясъчници не дават трайни форми, докато в брекчо-конгломератите се оформят отвесни скали и козирки в речните долини и долове.

Характерен релеф се създава в риолитовия покров, обусловен от наличието на вертикални и хоризонтални пукнатини. С напредване на изветрянето се получават огромни блокове, които остават на място или се откъртват и свличат гравитачно по склоновете. Гъстата мрежа от вертикални пукнатини поглъща изцяло падналите атмосферни валежи, които при достигане на водонепропусклива подложка създават условия за мочурища и образуване на извори със значителен дебит. По същата причина при тях е слаба повърхностната денудация и затова речната мрежа (подобно на карбонатните терени) е рядка и се характеризира с дълбоки, стръмноклонести долини. Липсата на интензивно повърхно смиване довежда до бързо денудирание и снижаване на други скали в близост с риолитите, а те остават да стърчат под формата на величествени стени и откоси. Под тях на голямо разстояние се търкалят риолитови блокове с различна големина. Във вътрешността на покрива по билата се получават твърдици с най-разнообразни геометрични очертания.

Разкриващите се площи от мрамори в метаморфния комплекс са в голяма степен окастрени от атмосферните и речните води. Добре са развити както подземните, така и повърхните карстови форми. Карстът в района е проучен задоволително от морфоложка и от хидрогеоложка гледна точка от Д. Яранов през 1959 г. [19]. Посочваме само някои повърхни форми, неотбелязани от него.

Югоизточно от с. Ягодина в мраморите се наблюдават фуниевидни въртопи с диаметър до 20 м и тесни губилища по дъната им. Два уваля бяха забелязани по билото на рида Балабаница, северно от вр. Дурдага, с дължина до 50 м. Плитки въртопи има и източно от хижа «Орфей».

ОБЩ ПРЕГЛЕД НА РАЗВИТИЕТО НА РЕЛЕФА

От морфоложкия анализ на заравнените повърхнини и като се изхожда от палеогеографската обстановка в края на олигоцената, има възможност да се проследи еволюцията на релефа през неогена и кватернара.

Запълването на Смолянското и Доспатското структурно понижение със седименти и вулканити и по високия релеф на Барутин-Буйновския плутон на юг предопределят генералната ориентация на ново-създаващата се речна мрежа на север.

Установените долномиоценски алевролити и глинести лиски в Пловдивско, доказани с формаминифери, показват, че образуването на плитката Горнотракийска депресия е започнало в началото на неогена и оттогава фактически се слага началото на диференциране на Родопския масив в съвременните му граници от тази негативна морфоструктура (3, 4).

Съвкупността на тези тектоно-морфоложки условия определя и посоката на планиране на релефа от р. Въча на север.

По запазените реликтови площи от старомеоценски релеф в района и на изток от него по Мурсалица и Чамлия, също около вр. Баташки Снежник трябва да приемем, че това е период на нагаждане на водните потоци към новите теренни условия, на създаване на нови речни долини и преориентиране на старите. В резултат на всичко това е станало постепенно смекчаване, снижаване и планиране на острите вулкански форми. Старата долина на р. Гашня, източно от вр. Баташки Снежник, по своя мек морфоложки облик се явява пряко доказателство за напредване на планацията през долния миоцен.

Тектонските движения са имали по-интензивен характер между долния и средния миоцен. Много бавното издигане през тортона и сармата позволяват на ерозионно-денудационните процеси да заравнят по-голямата част от буйновските гранити и да формират широка и леко нахълмена повърхнина, над която по вододелите са стърчали възвишения до 250—300 м. От това време са плоските кварцови чакъли северно от купола на вр. Каинчал.

Активизирането на издигането в началото на плиоцена довежда до врязване на речната мрежа. Постепенното затихване на радиалните

движения позволява на р. Въча и нейните притоци през понта да създадат широки морфоложки коридори, които очертават старите долиинни дъна. Южно от големия риолитов откос се образуват обширни риолитови блокажи, примесени с промити олигоценски чакъли. Те придават акумулативен характер на заравнеността около покрива.

Във връзка със засилване на тектонските движения преди леванта започва ново енергично врязване на речната мрежа. Забавянето на техния темп позволява да се формира през леванта склоново стъпало на около 1000 м при Тешел, което продължава нагоре по реката, като при с. Буйново заема сегашното речно легло.

Новите тектонски движения, имащи особено интензивен характер през плейстоцена, предопределят бързото всичане на речните долини поради понижаване на околородопския ерозионен базис. Трябва да отбележим, че регресивната ерозия, започнала от устието на р. Въча през кватернера, не е достигнала още горното ѝ течение. Тя може да се зафиксира по водопадите и бързеите на разстояние 2 км между граничната линия мрамори — гранити и ДГС «Попина лъка», южно от устието на р. Аджеларска. В този участък речното легло се понижава със 125—130 м и северно от тази ивица трябва да търсим реликти от речни тераси. Специфичното, каньоновидно еродиране на мраморите не лимитира ритмичния характер на кватернерното издигане и затова в района те бяха установени тераси. Северно от с. Грохотно извън района в гнайси се наблюдават площадки от речни тераси.

През холоцена се оформят заливните тераси и наносните конуси по р. Въча и Ешекчидере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б о я д ж и е в, Ст. — Магматичните скали в Западните Родопи, Год. на УГП, т. 10, 1959.
2. Б о я д ж и е в, Ст. — Метаморфните скали в Западните Родопи. Приноси към геологията на България, т. 1, 1961.
3. Б о я н о в, И в. — Характер и етапи развития марицкото дълбинно разлома, Карпато-Балканска геологическа асоциация, VII конгрес, Доклади, част I, секция Геотектоника, София, 1965.
4. Б р ъ н к и н, К., С т а н ч е в а, М. — За присъствието на миоценски отложения в Южна България, сп. на БГД, т. 26, кн. I, 1967.
5. Г ъ л ъ б о в, Ж. — Върху тектониката и морфологията на Родопския дял на Карабалкан, Изв. на БГД, кн. 8, 1941.
6. Г ъ л ъ б о в, Ж. — Геоморфологическа карта на Б-я в мащаб 1:600 000, 1960.
7. Г ъ л ъ б о в, Ж. — География на Б-я, т. I, Физическа география, 1966, стр. 189—218.
8. И в а н о в, И. В. и д р. — Доклад за геоложкото картиране в М 1:100 000 с търсене и проучване на полезни изкопаеми в източната част на Западните Родопи по поречието на р. Въча и изворните части на р. Арда през 1956 г. Геонфонд, 1957.
9. К а н е в, Д. — Динамични особености на съвременните вертикални движения

Условни знаци:

Заравнени повърхнини

Старомиоцemsка заравненост - M_1^1

Младомиоцemsка заравненост M_1^s

Пантийска ерозионна заравненост M_2^p

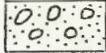
Пантийска аккумуляционна повърхнинa M_2^p

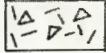
Левантийска ерозионна заравненост - M_2^e

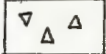
Остатъчни върхове и твърдици върху заравненостите в риолитовия покров и в гранитите

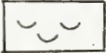
Неразрушени височини в карбонатни скали


Гравитационни форми:

 Риолитови блокове

 Делувиум

 Сипеи

 Свалчище

 Планински склонове със силно денудационно смиване

Флувиогенни форми:

Всеичена долина

Речна долина с плоски склонове

Планински дол

Дели - плоскo начало на речна долина

Дол широко равнина

Равнина

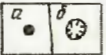
Нанесен конус

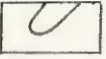
Нанесен откос

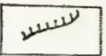
Висока левантийска тераса T_0^1

Карстови форми

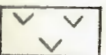
 Слобо окарстени повърхно карбонатни скали

 а) въртол, б) малко карстово пале


 Мраморни брегчи, спени с карбонатно вещество

 Мраморни откоси

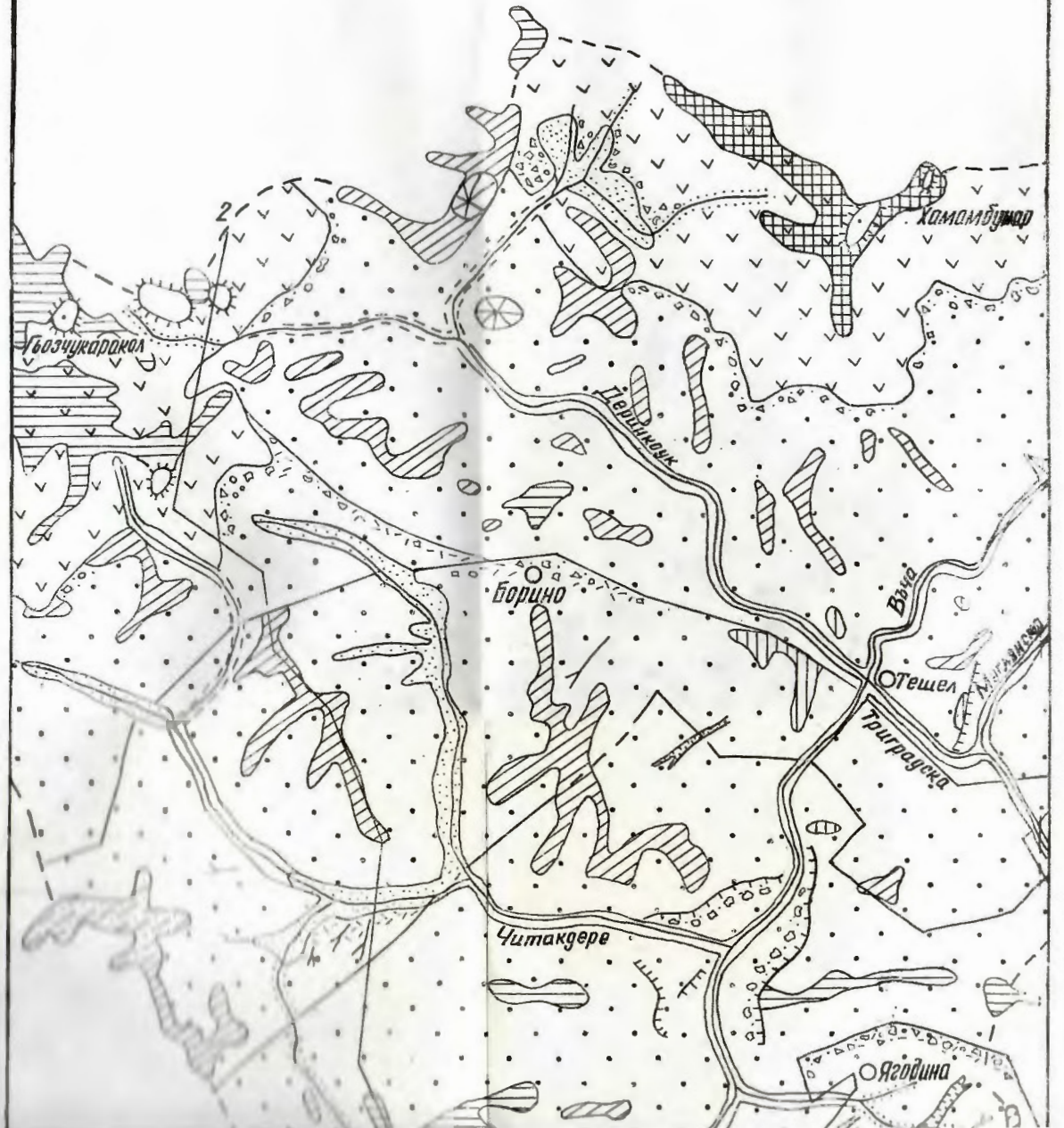
Вулкански форми

 Риолитов покров

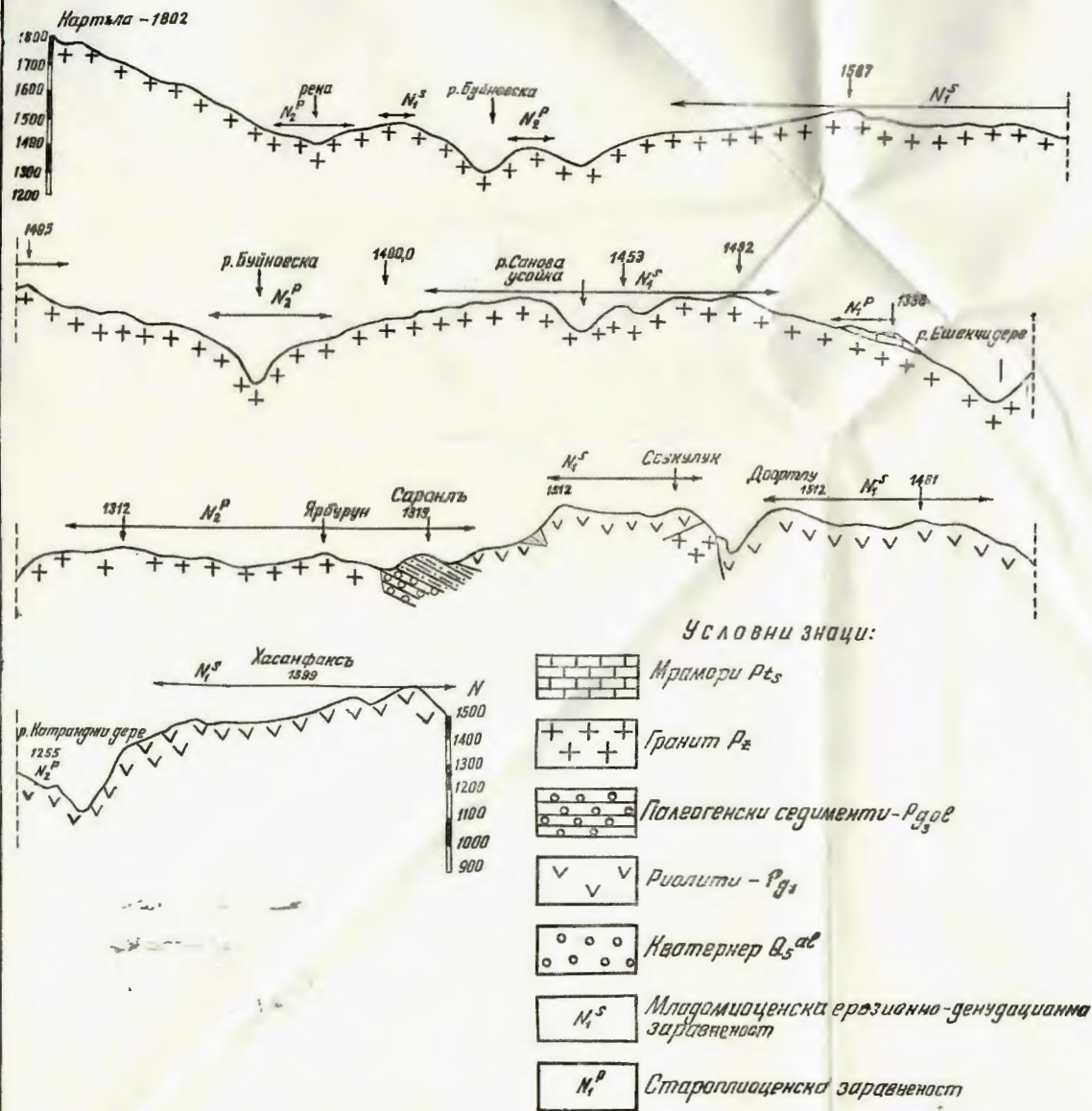
Структурни форми

 Разсег

 Профил 1-2



Геоморфоложки профил между вр. Картъла - м. Хасанфаксъ



Фиг. 1. Геоморфоложка карта на част от поречието на р. Вьча



Фиг. 2. Хипсометрична скица на част от Западните Родопи

Доклад за геоложкото картиране в М 1:100 000
 зни изкопаеми в източната част на Западните Ро-
 а и изворните части на р. Арда през 1956 г. Гео-
 обности на съвременните вертикални движения

двиг
дада
дъна
ви (с
акул

запс
ния
око.
с. Г

пре
пор
бел
ква
фи
лин
р.
130
рас
ра
бяз
си

р.

1.

2.

3.

4.

5.

6.

7. Г₁

8. И

9. К



- в района на Рило-Родопския гранитен батолит, Год. на СУ, ГГФ, т. 61, кн. 2, 1968.
10. Кацков, Н. и др. — Доклад за геоложкото картиране и търсене на полезни изкопаеми в южната част на Централните Родопи в М 1:25 000, проведено през 1960 г., Геофонд, 1961.
 11. Кацков, Н. — Доклад върху Геологията на североизточните части на Западните Родопи м/у с. Дорково и с. Равногор, Геофонд., 1967.
 12. Кацков, Н. — Върху пониженията и блоковия строеж на Същинския родопски масив, ръкопис.
 13. Кожухаров, Д., Н. Кацков и др. — Доклад върху геологията по поречието на р. Вьча, Геофонд, 1963.
 14. Кожухаров, Д. — Структура на кристалина в Централните Родопи, Изв. на НИГИ, т. II, София, 1965.
 15. Радев, Ж. — Река Вьча и нейната долина, София, 1923.
 16. Стратиграфия на България, изд. Наука и изкуство, 1968.
 17. Яранов, Д. — Приноси към морфологията на Западните Родопи, Изд. на БГД, кн. 7, София, 1940.
 18. Яранов, Д. — Проучвания върху терциерната и кватернерната тектоника на Средните Родопи, Изв. на ГИ при БАН, кн. IV, София, 1956.
 19. Яранов, Д. — Карстовата хидрология по поречието на горното течение на р. Кричим, сборник «Карстовите води в Б-я», Техника, 1959.
 20. Яранов, Д. — Тектоника на България, изд. Техника, 1960.
 21. Шиляфов, Г., М. Христанова — Доклад върху геологията на част от Западните Родопи между яз. «В. Коларов» и с. Фотиново, Геофонд, 1968.

LES PARTICULARITÉS STRUCTURALES, LITHOLOGIQUES
ET GEOMORPHOLOGIQUES DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE
DE LA RIVIÈRE VATŽA

Hernany Borissou

R é s u m é

La région explorée est située dans la partie méridionale du Rhodope occidental et englobe la vallée supérieure de la rivière Vatža, la ville de Devine jusqu'à la frontière bulgaro-grecque.

Dans la structure géologique prennent part des roches métamorphiques prothérozoïques, des granites paléozoïques et des roches sédimentaires et volcaniques de Paléogène.

Les structures principales se forment pendant le Prothérozoïque et le Paléozoïque. Sur ces structures pendant le Paléogène s'imposent des structures morphologiques négatives qui se comblent par des sédiments et des riolites.

Sur l'évolution du relief pendant le Néogène après l'achèvement de l'effusion oligocène, une grande influence exercent les conditions structurales et lithologiques.

Des affaissements structuraux de Dospat et de Smolian, à la fin de l'Oligocène sont une arène d'un acide volcanisme puissant. Les effusions de riolite convertissent les affaissements en hautes régions volcaniques qui dominent le relief aplani des alentours. Dans la nouvelle situation morphologique des plateaux de riolite et le plateau de Baroutine-Bouřnovo qui s'élève sans cesse, forment un corridor morphologique en direction vers le nord et la plaine de Thrace, le long duquel se dirigent les eaux du nouveau réseau fluvial de la rivière Vatža.

A la base des reliquats conservés des niveaux morphologiques on poursuit les étapes de l'évolution du relief. En évolution paléomorphologique de la région se dessinent cinq étapes: de Miocène inférieur, de Miocène supérieur, de Pliocène inférieur, de Pliocène supérieur et de Quaternaire. Pendant le Miocène inférieur se forme la direction du soutirage fluvial de la rivière Vatža au nord vers le bassin de Maritza. Pendant les étapes suivantes se répète d'une manière rythmique la tendance déposée de l'aplainissement.

L'éclaircissement du morphogénèse de la vallée de Vatža vient à un certain point, en aide de la formation d'une conception plus complète et plus précise sur l'évolution géomorphologique du Massif de Rhodope pendant le Néogène.