

STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF THE DOBRUDZHA PLATEAU

Abstract: In the study of morphological structure Dobrudzanskoto plateau were analyzed various characteristics of topography: morphological, morphological structure, tectonic, geodynamic. Proposed is a significant amount of scientific information, mainly endogenous earthly powers, such information is mapped to specific geomorphologic field surveys conducted by the author all along the plateau. Special attention is paid to the configuration of the river-valley network in the plateau and surrounding downs and also the position and features of the floodplain, series of river terraces, and leveled surfaces. Collected and systematized scientific information possible to be certain genesis and milestones in the development of morphological structure Dobrudzanskoto plateau.

Author information:

Dimitar Vladev
Assoc. Prof., PhD,
Konstantin Preslavski University of Shumen
✉ dimvladev@abv.bg
🌐 Bulgaria

Keywords:

endogenic processes, eczogenic processes, leveled surfaces, river terraces, geomorphological stages.

Увод

В морфоструктурния план на източната част на Мизийската плоча, северно от Провадийско-Камчийското структурно понижение и западно от Черноморската некомпенсирана депресия, се откроява Добруджанската подутина. Тя е развита на територията на Североизточна България и Югоизточна Румъния. Границите ѝ се предопределят от разломите Печеняга-Камена и Капидова-Овиду. Добруджанската подутина е с видими на повърхността размери - дължина от юг на север 200-210 km, ширина – 60-70 km и площ около 13 325 km². В нея ясно се разграничат две позитивни форми - северна и южна, разделени с понижение между тях (Фиг. 1).

Обект на настоящото проучване е южната част на Добруджанската подутина, която в природно-географските карти на България се отбелязва с името Добруджанско плато.

Морфохидрография

Морфоструктурните граници на Добруджанското плато се маркират: на запад-югозапад - от Северобългарското сводово подуване; на юг – от Франгенското плато и Девненското долинно структурно понижение; на изток – от Черноморската некомпенсирана депресия; на северозапад и север – от Севернодобруджанска морфоструктура и няколко по-малки съставни на Мизийския литосферен блок морфоструктури, разположени в пределите на Република Румъния.

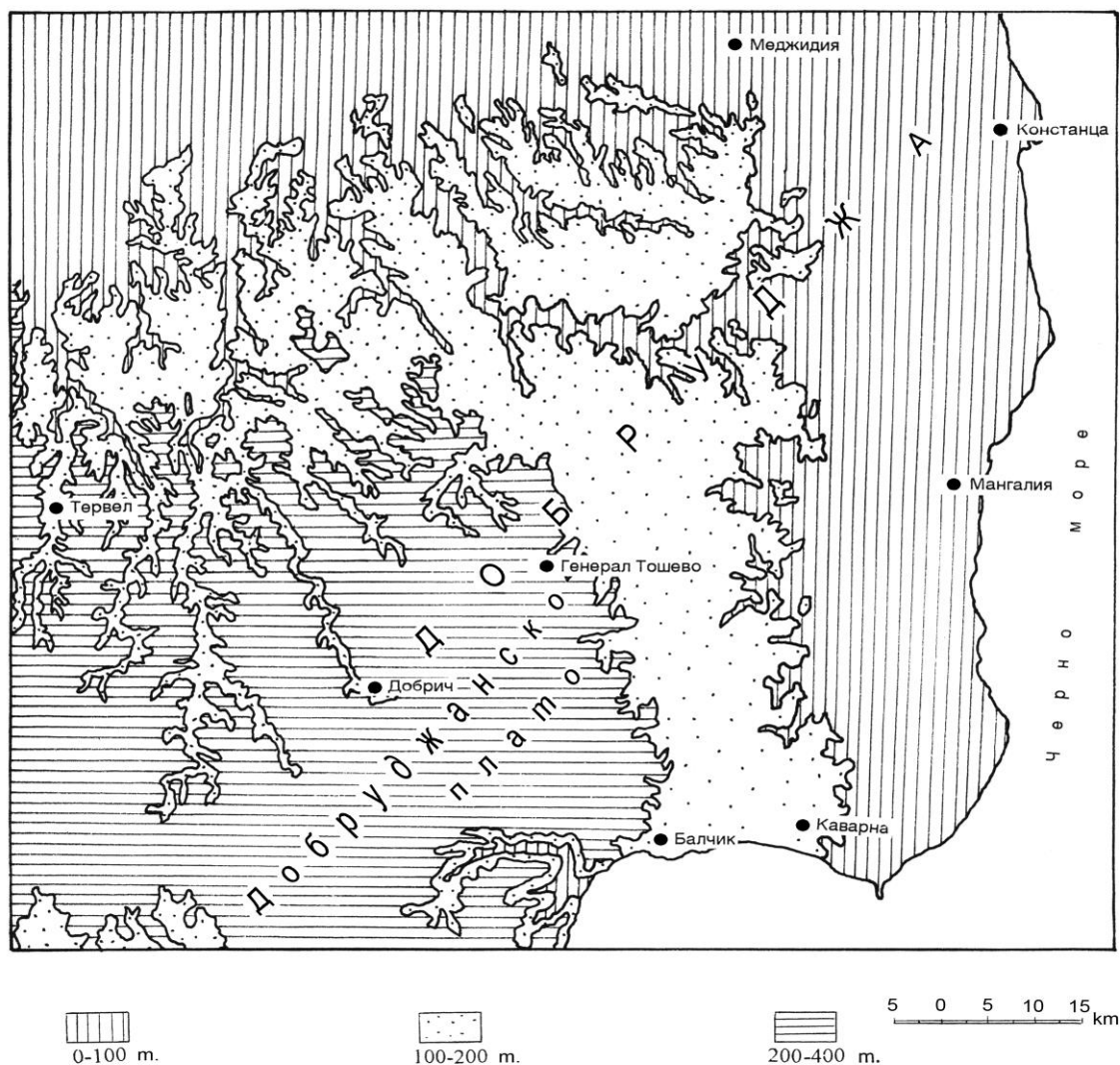
В посочените граници Добруджанското плато има видими на повърхността размери - дължина 50-60 km, ширина – от 40 до 60 km и площ около 2750 km². Средната надморска височина на платото е 300-330 m, а максимални височини се отбелязват: на север - до с. Поручик Гешаново (368,2 m) и на юг - до с. Любен Каравелово (363,6 m).

Добруджанското плато е най-разчленено в западната си част, докато Приморска Добруджа е заравнена (наклон на изток-североизток до 2°) и слабо разчленена (0,5 km/km²). В северните и северозападните части на платото хоризонталното разчленение е най-голямо (1,5-2 km/km²). Вертикалното разчленение е между 50 и 100 m/km², а във всечените речни долини и суходолия над 100-150 m/km². Преобладаващите склонови наклони са от 3-7° до 10-15°.

От проучваното плато не се оттичат големи реки. По-значителни речни мрежи образуват Суха река (бележи границата с Лудогорското плато), р. Батова (бележи границата с Франгенското плато), р. Къзалак, р. Крапинец, р. Карасу и р. Тошевска. Долинните речни мрежи имат ерозионен генезис. Поради това, че протичат в карстов район реките са маловодни и често пресъхват през летния сезон. В долината на Суха река надморската височина спада под 200 m, а в тази на река Батова и под 100 m.

Главният вододел на Добруджанското плато се проследява северно от село Росица (н.в. 220 m) в посока юг, като достига до село Стожер (н.в. 350 m.).

Фиг. 1. Хипсометрична карта на Добруджанската подутина



Суха река се образува от вливането на три притока: централен – на север от Франгенското плато; източен – преминаващ изцяло през Добруджанското плато; и западен, с начало на югозапад - от плато Стана. Реката протича в добре оформена долина, като на места (между с. Карапелит и с. Краново) има каньоновиден характер. Извира на 350 m. н.в. а се влива на 10 m. н.в. Средния наклон на реката е 1,7 ‰, дължината 122,8 km, с максимален ерозионен срез е 145 m. Водосборната площ на Суха река е 2258,3 km² [7]. Преди 110-120 години реката е имала постоянно течение, но след обезлесяването на района често пресъхва в средното и долното си течение (Сн. 1, Сн. 2).



Сн. 1. Обработваеми площи в суходолието на Суха река
/в северозападната част на Добруджанското плато/



Сн. 2. Остатъчно езеро в долината на Суха река
/в северозападната част на Добруджанското плато/

При по-големи валежни количества повърхностния отток се увеличава, реката преминава държавната граница и след езерото Олтина достига до река Дунав. За изворна част на Суха река се приема **Ботевска река** (извират източно от с. Изгрев на 351 m. н.в.). На 24 km след извора, Ботевска река приема малък десен приток (с дължина 10,2 km), извиращ северозападно под вр. Юрта (354,4 m). Оттук на север тя носи името Суха река, като след 22 km получава водите на най-големия си ляв приток - река Карамандере.

Карамандере е с дължина 13,3 km, след вливането на двата му съставни притока – Аравалтидере (изв. на 320 дълж. 22 km) и Сюлеймандере (дълж. 9,3 km след вливането на двата ѝ притока - Малка Бресташка река с дължина 14,7 km и Янъкдере с дължина 14,1 km. Последната река се формира от притоците Сюлеймандере и Тумлудере). Към водосборния басейн на р. Карамандере се причисляват два малки притока, протичащи през с. Щипско и р. Башбунар. Водосборната площ на реката, протичаща през с. Щипско на север през територията между местностите Юртлук и Ламбурджа, е 13,125 km², а средната надморска височина на водосбора 280,58 m. По течението на реката са построени два малки водоема: първия - с площ 1,1 km², дължина 0,55 km; втория с площ 2,25 km², дължина 1,225 km. Дължината на реката е 6,25 km до вливането ѝ в р. Карамандере (ляв приток на Суха река). Втора голяма река, извираща от вододелното било с Девненското долинно структурно понижение, преминаваща югоизточно от с. Щипско, насочена на север към р. Арабаджи дере и Суха река, е р. **Баибунар**. Водосборната ѝ площ е 8,91 km², дължина 4,86 km (дължина на притока ѝ с начало извор Конак – 0,550 km) и средна надморска височина на водосбора 310 m.

Граничната, протичащата на югоизток р. **Батовска**, е с водосборна площ от 339 km².

Анализ на геолого-тектонските данни

Геолого-тектонските изследвания на района на Добруджанското плато са систематизирани в Геоложка карта на България в М 1:100 000, к.л. – Добрич [12], Шокарчию и Крушари [13], Балчик и Шабла [14].

В Добруджанското плато се отделят два основни структурни плана – предюрски (с два блока – Безводишки и Добричко-Ветрински, разделени от Венелин-Прутската разломна зона, фосилизирана след триаса) и следюрски.

До триаса в района на проучваното плато неколккратно се проявяват разломни движения при които Добричко-Ветринския блок се издига по отношение на Безводишкия блок (по девонските седименти над 3000 m; по триаските седименти около 500 m; – сонд. С-32–Долина и Р-1–Безводица).

Най-източната, затъваща към Черноморската некомпенсирана депресия част от Добруджанската подутина, с дължина 70 km, ширина 10-15 km., е известна с името Южно-Добруджански вал [1]. На сушата, най-висока част от тази структура е Вранинският хорст (с наклон на югозапад по горнището на карбонските седименти). В пределите на хорста в палеозойските скали е открита въгленостна моласа с дебелина 1700 m (Добруджанският

въглищен басейн). На изток границата на Безводишкия блок с Вранинския хорст, преминава по Тригорския разлом.

Скалите оформящи следюрския структурен план (до неогена вкл.), запечатват предходните скални комплекси, формирайки субхоризонтална повърхнина. Към този план се отнасят локалните позитивни структури – Карапелитска (амплитуда около 30 m, дължина 14 km, ядка от бериас-валанжински варовици и бедра от хотрив-аптски глинести варовици и мергели), Звънец-Киселовска (амплитуда ок. 130 m, дължина 12 km, ширина 1-6 km, ядка от бериас-валанжински варовици и бедра от хотрив-аптски глинести варовици и мергели) и Владимировска (амплитуда 100-120 m, размери ок. 8 km [12]).

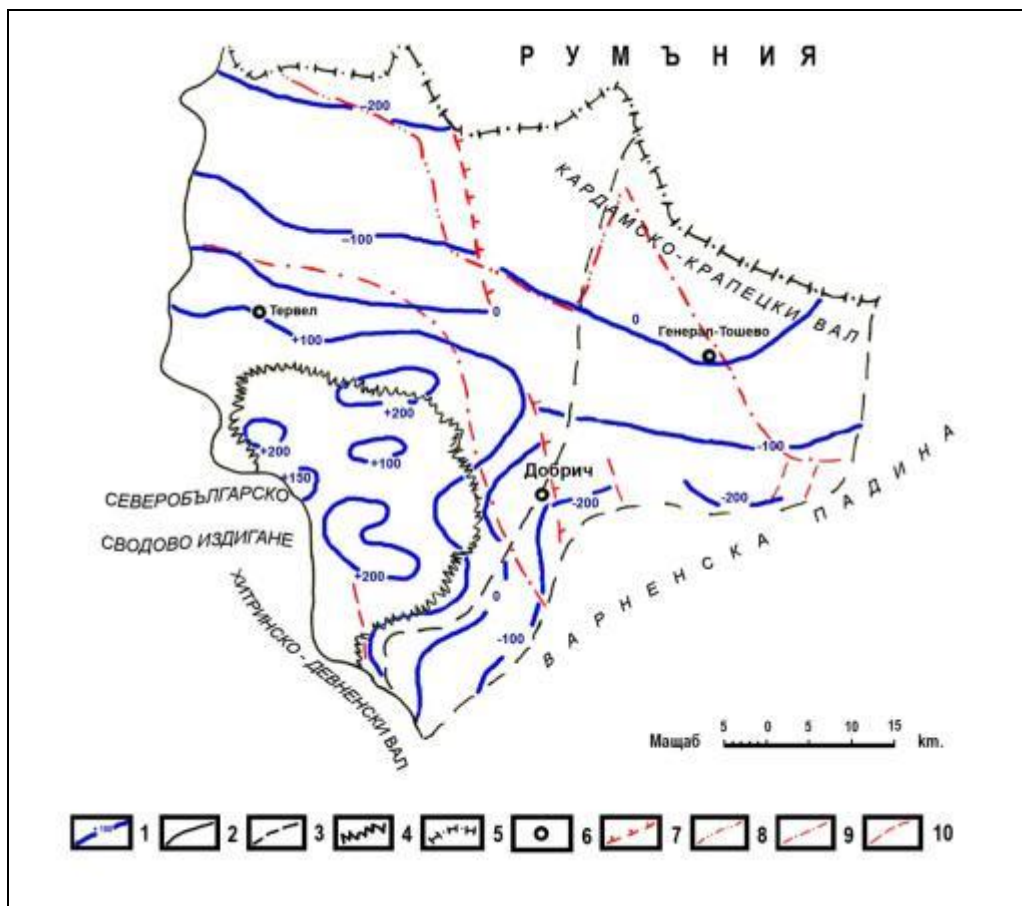
Гранични на Добруджанската подутина структури, както разломните структури и границите на изклиняване на долния структурен етаж и горнището на валанжа са представени в тектонска карта на района (Фиг. 2.)

Границата на Добруджанската морфоструктура на югоизток опира до Балчишката депресия, която е представлявала некомпенсирано понижение с дебелина на фините теригенни скали и диатомови глини (долен сармат) около 150 m. Чрез Южнодобруджанския пролив тя се свързвала с Предкарпатския басейн. Окончателното запълване на Балчишката зона става през късния сармат [3].

Най-старите на повърхността на Добруджанското плато скали са с долнокредна възраст - бериас-валанжински варовици (Каспичанска свита). Разкрити са в резултат на всичането на Суха река и нейните притоци. По югозападния склон на платото върху хотривските мергели залягат ценомански мергели.

Най-голямо площно разкритие в платото има глинестия лъос (ср.-горен плейстоцен) и бесарабските варовици (Одърска свита, 30-40 m). По склоновете на всечените речни долини се разкриват пясъчници и пясъчливи варовици (Ботевски член на Галатска свита, възраст-караган, с дебелина до 15-20 m), волин-бесарабски пясъци (Франгенска свита с дебелина до 25 m) и по-малко органогенни тархански варовици (Карапелитска свита – с дебелина до 7-8 m). На югоизток в долината на р. Батова се разкриват и караган-бесарабски глини (Евксиноградска свита). Дебелината на скалните материали, формиращи Евксиноградска свита достигат до около 60-70 m. Алувиалните чакъли, пясъци, глини и други скални материали, изграждащи ниската и високата заливни тераси в речните долини, са с холоценска възраст [12].

Фиг. 2. Тектонска карта на Добруджанската подутина (на територията на България)



1 – изохипси по горницето на валанжа; 2 - граница на структурните етажи; 3 - граница на структурните подетажи; 4 - граница на изклиняване на долния структурен етаж; 5 – държавна граница; 6 – селище; 7 – предполагаеми наклонени, разкриващи се на повърхността, разломни структури; 8 - предполагаеми вертикални, покрити от по-млади седименти, разломни структури; 9 – достоверни вертикални, покрити от по-млади седименти, разломни структури; 10 - предполагаеми вертикални, разкриващи се на повърхността, разломни структури [16].

Геофизични данни

Геофизичните измервания установяват за Добруджанското плато, че е добре оформена валоподобна позитивна структура още от палеозоя, най-високо издигната в югозападна посока (между Кардам–Крушари и с. Калоян, където в района на с. Спасово се осъществява връзката на Източна Добруджа със Севернобългарското подуване. По сеизмичните, гравиметричните и сондажните проучвания северно от Франгенското плато са потвърдени Крапец-Кардамски вал (по горницето на карбонатния палеозой) и Вранинският хорст [5].

Добруджанският басейн се характеризира със стойности на топлинния поток средно между 50 и 60 m W.m⁻², като изменения на температурата на различна дълбочина потвърждават старата консолидация на тази част от Мизийската плоча и стабилността на района в геотектонско отношение [4].

Геоморфоложки репери

Етапите в геоморфоложката еволюция на Добруджанското плато се маркират по денудационите повърхнини и речните тераси.

В Приморска Добруджа е установена *плиоценска заравнена повърхност*, западно от линията на селата Росица-Краище-Писарево-Снягово-Момчил. Релефът тук е равнинен (200-250 m.n.v.), като повърхнината е развита върху сарматски варовици, над които на места залягат червени подлъсови глини [6]. Възрастта на тази денудационна повърхнина се определя от Балтаков [2] за по-стара - дак-ким. Плиоценската повърхнина обхваща значителна площ в

района на гр. Добрич и южно от него към селата Опанец, Стефаново-Безводица, Славеево, както и на северозапад по суходолието към с. Росеново и Божурово.

Попов и Мишев [9] описват плиоценска денудационна повърхност и по-наизток на около 130-170 m надморска височина. Тази повърхнина, разположена на изток, север и северозапад от Добруджанското плато, вероятно е по-скоро старо абразионно-акумулативно ниво. Възрастта на по-ниската денудационна повърхнина се определя от Балтаков [2] на роман-куялик.

Плейстоцен-холоценското развитие се проследява по формираните надзаливни и заливни речни тераси.

Трета надзаливна тераса (на 42-45 m над съвременното речно легло) е установена в горната част от долината на Крумовско дере. Изградена е от бели и жълтеникави варовици с пясъчливи и глинести прослойки. На места те преминават в глинести кварцови пясъци с дебелина 10-15 m.

Средно-горноплейстоценски по възраст е глинестия лъос, покриващ големи площи от Добруджанското плато. Изграден е от теригенни материали с варовити конкреции - дебелина от 10-25 m на юг до над 50 m. на север [11].

Към горен плейстоцен се отнасят отложенията на втора (вис. 18-22 m) и първа (вис. 12-15 m) речни тераси (Сн. 3).



Сн. 3. Ниски надзаливни речни тераси в долината на Суха река, недалеч от с. Оногур /в северозападната част на Добруджанското плато/

Еолично-делувиални материали се разкриват в горната част от приточните долини на Суха река. Делувиалните отложения на места са примесени с алувиални материали – откриват се предимно по всечените долове, развити в пясъчливо-глинест фациес.

През холоцена се изгражда съвременната ерозионно-долинна мрежа. Оформят се заливните тераси по долината на реките Батова, Суха, Карамандере и др. Височината на ниската тераса е от 0,5 до 2 m, а на високата от 2 до 4-5 m. Алувиалните материали се състоят от чакъли, пясъци и глинени с дебелина до 10 m.

Основни етапи в развитието на релефа

Горнопалеозойско-докреден етап. От горен карбон до средна юра проучваната територия е място на издигане и размив. Горнището на карбонатния комплекс се издига в палеошелфа към платото до +250 m. Добруджанското плато увеличава обхвата си по време на отлагането на горния пъстроцвет (г. триас-лиас). Едновременно с това на юг-югоизток в района на Тюленово-Варна се оформя понижение, просъществувало до средна юра [15]

Къснокредно-палеогенския етап в развитието на Добруджанското плато се проследяват варианти на геодинамичните обстановки, предложени от Начев [8]. През ценомана района е плитко епиконтинентално море, което през турона се оттегля. Осушаването е за кратко и от кониаса до мастрихт района отново е плитко море, изплитняващо на северозапад, където територията е била суша (по линията Кайнарджа-Тервел). През палеогена района отново се осушава, като едновременно с издигането се осъществява денудация. По време на олигоцена

на изток-югоизток потъва Черноморската котловина. Дебелината на олигоценските седименти разкрива посоката и амплитудата на това потъване-от 900 m в Долнокамчийското понижение през 445 m в района на Тюленово, 280 m в района на Балчик, до минимални стойности в периферията на Добруджанското плато, като на около 20 km на северозапад от Балчик, такива седименти въобще липсват. Тази тенденция се отчита и за нео-генските седименти – сарматът в района на Каварна е 289 m, а при Кардам намалява до 50 m [15]

Посочените по-горе особености доказват, че през разглеждания етап района на Добруджанското плато е бил суша и денудацията по това време е играела основна роля при формирането на релефа.

Неогенски етап. По време на *ранния миоцен* проучваната територия е суша. През горен тархан се проявява краткотрайна морска трансгресия (дешифрира се по отложени глини с дебелина само няколко метра). В началото на чокракския век се проявява значителна регресия. Южната част на Добруджанската подутина по това време е суша, а морския басейн обхваща Варненско-Балчишката депресия, продължаваща на север до района на Генерал Тошево-Красен. В Южнодобруджанския пролив се образуват маломощни органогенни (от 2-3 до 7-8 m) горно-хелветски варовици - Карапелитска свита [10].

През средномйоценския век и ранносарматско време в Евксинско-Каспийския басейн е съществувал залив, обхващащ част от Североизточна България – т.н. Варненско-Балчишка депресия. Една слаба трансгресия се проявява в началото на караганския век и по-късно през ранносарматския подвек – отлагат се слоисти диатомови глини, открити и в румънската част на Добруджа. В края на волинския подвек в Североизточна България се проявяват диференцирани тектонски движения, които засилват песъчливо-теригенната седиментация. Към средата на бесарабския подвек Южнодобруджанския пролив престава да съществува – теригенната седиментация се прекратява. В началото на херсонския подвек палеогеографската обстановка е почти същата, с една малка регресия при Одърци и Мангалия. Следва нова трансгресия – отлагат се варовици (Карвунска свита) и в края на херсонския подвек басейнът напуска окончателно Североизточна България [10].

През разгледания етап в Добруджанското плато се формират плиоценските денудационна и абразионно-акумулативна повърхнини.

Плейстоцен-холоценски етап. По време на негласиалния плейстоцен Дакийския басейн достига северната периферия на Добруджанското плато. През плейстоцена неотектонските движения в района на Добруджанското плато са положителни, а по време на гюнцкото залежаване Дакийския басейн се оттегля. През плувиялната фаза в проучвания район се осъществява интензивна ерозия и всичане на речната мрежа. Следва льосонавяване (и почвообразуване) с посока главно от североизток, като значителни части от плиоценските заравнени повърхнини са фосилизирани. През средния и горния плейстоцен се формират надзаливните речни тераси по долините на Суха река, р. Батова, Тошевска река и др. Холоценът се бележи с по-слаби колебания на климата и формиране на заливните тераси в речните долини. Натрупват се речни и еолични седиментни материали, които участват в почвообразователните процеси.

References:

1. Andreev, V., E. Lutsuk, Ju. Shimanov, H. Dachev, I. Monahov. 1981. Tektonika zapadnoy chasti Chernogo morya, Geol.Balc., 11, 4, 3-18.
2. Baltakov, G. 2003 Neogenska i kvaternerna skulpturna geomorfogeneza na iztochnata chast na Balk. p-ov, Avtoreferat na disertaciya za prisazhdane na naucha stepen “doktor na geografските nauki”, 52 s.
3. Bokov, P, 1986, Osobenosti v subakvalnata paleogeomorfologhka evoljtsiya na Sev. Balgariya prez fanerozoya i tarseneto na нефт i газ, Spisanie na Balgarskoto geol. d-vo, 47, 3, 14-25.
4. Velinov T. 1986, Geotermichno pole v Balgariya, Spisanie na Balgarskoto geol. d-vo, XLVII, 1, 1-8.

5. Dachev, Hr. 1988 Stroezh na zemnata kora. S. Tehnika. 334 s.
6. Evlogiev, Y. 2000 Kvaternerat v SI Balgariya, Spisanie na Balgarskoto geol. d-vo, 61,1-3, 2000,s.3-26.
7. Krastev, T., Sv. Stankova, M. Stoyanova. 2002. Problemat za proizhoda i geomorfolozhkoto razvitie na dolinite (suhodoliyata) v SI Balgariya, Nauchna konf. s mezhd. uchastie v pamet na prof. d-r D. Yaranov, V., s. 328-342.
8. Nachev, I., 1986, Kasnokrednata evoljuciya na balgarskite zemi, Spisanie na Balgarskoto geol. d-vo, 47, 1, 19-31.
9. Popov, V., K. Mishev. 1974. Geomorfologiya na Balgarskoto Chernomorsko kraybrezhie i shelf, Izd. BAN, S., s. 267.
10. Popov, N., E. Kojumdzhieva. 1987. Miocenat v SI Balgariya (litostratigrafaska podyalba i geolozhko razvitie), Sp. na Balg. geol. d-vo, XLVIII, 3, 15-33.
11. Filipov, L., L. Mikova, 1986 Kvaternernite obrazovaniya v Ludogoriето - Sp. Balg. geol. d-vo, 47, 2, 140-149.
12. Cheshitev, G, C. Chontova, V. Milanova, N. Popov, E. Kojumdzhieva. 1994. Obyasnitelna zapiska kam geol. karta na Balgariya M 1:100 000, karten list Dobrich, Komitet po geologiya i mineralni resursi „Geol. i Geofizika” AD, 47 s.
13. Cheshitev, G. i dr. Obyasnitelna zapiska kam geol. karta na Balgariya M 1:100 000, k.l. Shokarichju i Krushari, Komitet po geologiya i mineralni resursi „Geol. i Geofizika” AD, 44 s.
14. Cheshitev, G, C. Chontova, N. Popov, E. Kojumdzhieva, 1995. Obyasnitelna zapiska kam geol. karta na Balgariya M 1:100 000, k.l. Balchik i Shabla, Komitet po geologiya i mineralni resursi „Geol. i Geofizika” AD, 51 s.
15. Yaranov, D. 1960. Tektonika na Balgariya, S., Tehnika, 136-145.
16. Tektonska karta na NRBalgariya M 1: 500 000, 1976