



МОРСКИ ПРОСТРАНСТВЕН ПЛАН НА РЕПУБЛИКА БЪЛГАРИЯ 2021-2035

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

проф. д-р Любомир ДИМИТРОВ

2

СЪДЪРЖАНИЕ

СПИСЪК НА ФИГУРИТЕ	ii
СПИСЪК НА СЪКРАЩЕНИЯТА	iii
1. Брегова зона	1
1.1. Брегова линия и морско ниво	1
1.2. Брегова зона	4
1.3. Зониране на Българското Черноморско крайбрежие	9
2. Континентален шелф и дълбоководие	28
3. Изводи и препоръки	46
ИЗТОЧНИЦИ НА ИНФОРМАЦИЯ	47

СПИСЪК НА ФИГУРИТЕ

Фигура 1: Връзка на „нула на височините“ в различните височинни системи възприети в България.	3
Фигура 2: Геоморфоложко райониране на българското черноморско крайбрежие.	9
Фигура 3: Типове брегови форми в обхвата на Добруджанско крайбрежие.	11
Фигура 4: Фотореалистичен модел на залив Болата и образувалата го карстова долина.	12
Фигура 5: Типове брегови форми в обхвата на Добруджанско-Франгенския бряг.	13
Фигура 6: Ортофото изображение на новостроящото се рибарско пристанище в местност „Карантината“, актуално към м. декември 2019 г.	15
Фигура 7: Типове брегови форми в обхвата на Долнокамчийския район.	17
Фигура 8: Типове брегови форми в обхвата на Старопланинския район.	19
Фигура 9: Типове брегови форми в обхвата на Северен Бургаски район (нос Емине – гр. Поморие)	20
Фигура 10: Типове брегови форми в обхвата на Бургаски район (гр. Поморие – гр. Созопол)	21
Фигура 11: Типове брегови форми в обхвата на Медноридски-Странджански район (гр. Созопол – гр. Царево)	24
Фигура 12: Типове брегови форми в обхвата на Медноридски-Странджански район (гр. Царево – устието на р. Зезовска).	26
Фигура 13: Морски пространства на Република България.	30
Фигура 14: Геолого-тектонски строеж на българския континентален шелф и дълбоководие с разрез по сеизмични данни.	31
Фигура 15: Батиметричен модел на българската изключителна икономическа зона в Черно море. Цветният растер са композитни ЦМР и площни заснемания с многолъчев ехолот. Червената линия е границата на българската ИИЗ в Черно море.	35
Фигура 16: Геоморфоложка карта на българския Черноморски шелф.	37
Фигура 17: Характерни профили на релефа на дъното през северния (горе), централния (в средата) и южния шелф (долу).	38
Фигура 18: Геоморфоложка карта на Бургаския залив.	39
Фигура 19: Релеф на морското дъно по профили.	40
Фигура 20: Геоморфоложка карта на района между гр. Бяла и нос Емине.	41
Фигура 21: Релеф на морското дъно по профили.	42
Фигура 22: Карта на седиментите в Българския сектор от Черно море в мащаб 1:500 000 (по Кожухаров и др., 2010)	45

СПИСЪК НА СЪКРАЩЕНИЯТА

АГКК	Агенция по геодезия, кадастър и картография
БАН	Българска академия на науките
БГС	Българска геодезична система
БКШ	Български континентален шелф
БЧК	Българско Черноморско крайбрежие
ВМС	Военноморски сили
ГРД	Газоразпределително дружество
ДВ	Държавен вестник
ЕС	Европейски съюз
ИГГГ	Институт по география, геофизика и геодезия
ИКОМОС	Международен съвет за паметниците на културата и забележителните места
ИО	Институт по океанология на БАН
МОСВ	Министерство на околната среда и водите
МРРБ	Министерство на регионалното развитие и благоустройството
ООН	Организация на обединените нации
РДВ	Рамкова директива за водите
РДМС	Рамкова директива за морска стратегия
ЦМР	Цифрови модели на релефа
ЧВС	Черноморска височинна система
EVRS	European Vertical Reference System
UELN	United European Leveling Network

1. Брегова зона

1.1. Брегова линия и морско ниво

Линията, очертаваща прехода от суша към водна повърхност се дефинира като **брегова линия**. Тя е основна линия при картографското изобразяване и е териториална граница за страната. Простира се от нос Сиврибурун на север (границата с Р. Румъния) до устието на р. Резово на юг (границата с Р. Турция). Въпреки важноста ѝ като базов географски елемент, към настоящия момент не съществуват налични данни за целенасочено измерване на дължината на бреговата линия. Не е налична и официална, унифицирана цифрова версия на бреговата линия за картопострояване в различни мащаби.

Първи сведения за дължината на бреговата линия са представени от Попов и Мишев (1974). Измерената от тях дължината е 378 km, на база на топографски карти в М 1:5 000. Тази стойност се тиражира и в следващите изследвания до 2010 г. (*Кръстев и Михова, 1990; Кръстев, 1993; Пейчев, 2004; Кожухаров и др., 2010 и др.*). Целенасочени изследвания за определяне на дължината на бреговата линия се извършват от сътрудниците на Института по океанология при БАН (ИО-БАН), които, на базата на оцифроване на водолинието от ортофото изображения, актуални към периода 2011-2012 г. определят сумарна дължина на бреговата линия от **498.33 km**, като към естествен тип бряг е прибавен техногенен тип бряг, състоящ се от пристанища, буни, брегозащитни съоръжения, перманентни мостове и др. (*Stanchev, et all., 2011; Stanchev, et all., 2013*). Естествената дължина на бреговата линия е определена на **432.35 km**. Към месец януари 2020 г., дължината на бреговата линия, налична на сайта на Агенцията по геодезия, картография и кадастър (АГКК), по области, в българска геодезична система (БГС) 2005 е **475,34 km**, а в кадастрална координатна система (ККС) 2005¹ е **503,75 km**.

Основен проблем за точната параметризация на бреговата линия е постоянните антропогенни изменения и нарастващото техногенно натоварване върху черноморското крайбрежие. Измененията в по-големи мащаби, като изграждането на пристанища, брегозащитни и брегоукрепителни елементи играят важна роля за облика на съвременната брегова морфология и оказват значително влияние върху съотношението техногенен - естествен бряг. Тези промени не могат да се прогнозират, тъй като към настоящия момент само една от 14-те приморски общини има актуален одобрен ОУП. Освен това информацията от тези планове много често не отговаря точно на параметрите на промените на разработените впоследствие Подробни устройствени планове и на реализираните инвестиционни намерения.

Първоначалният сравнителен анализ на комплекта ортофото изображения от кампаниите 2011 г. до 2014 г. и актуалните данни със свободен достъп от интернет платформите Google Maps и Google Earth показва промените в бреговата линия, предимно в урбанизираните и туристически зони в обхвата на българското Черноморско крайбрежие (БЧК), като за последните няколко години тя е нараснала значително. За получаването на актуално състояние

¹ <https://kais.cadastre.bg/bg/Map>

на брега, водолинието е дигитализирано на базата на серия ортофото мозайки на крайбрежието с резолюция от 0.5 m, актуални към 2014 г. За възможно най-актуална параметризация на бреговата линия на места са използвани високо резолюционни растерни ортомозайки, продукт от заснемане с безпилотна летателна система от сътрудници на ИО-БАН. Към настоящия момент определената от екипа на ИО-БАН сумарна дължина на дигитализираната българската черноморска бреговата линия е 517.13 km.

Бреговата линия се определя от **морското равнище**. Това е понятие, непосредствено свързано с надморската височина. България е възприела за морско равнище многогодишното средно ниво на Черно море или т. н. Черноморска височинна система. Черноморската височинна система 1930 г. (ЧВС) е дефинирана чрез средното морско ниво, определено за периода м. юли 1928 г. – м. януари 1931 г. от непрекъснатите регистрации на морското ниво в мареографна станция във Варна. Изчисленото средното морско ниво, което служи като изходно начало („нула“) на завършената през 1931 г. държавна нивелачна мрежа I клас, съответства на деление 68,17 cm по мареографната лата, инсталирана в пристанище Варна (Фиг. 1). От това изходно начало са определени надморските височини на нивелачните репери на територията на страната, които се използват при всички дейности, свързани със строителството и картографирането. Във връзка с обновяването на нивелачна мрежа през 2003 г. изходно начало („нула“) на средното морско ниво по мареографната лата в пристанище Варна е изчислено да съответства на деление 79,00 cm.

През 1958 г. при унифицирането на дейността на геодезическите мрежи в бившите социалистически страни е въведена Балтийската височинна система (БВС) с изходно начало средното морско ниво на Балтийско море, определено от мареографа в Кронщад (Русия). Изчисленото средно ниво от мареографа в Кронщад е по-високо от средното ниво във Варна. Разликите в надморските височини на нивелачните репери, изчислени в Черноморската и Балтийската височинни системи са 273 mm при мареограф Варна и 238 mm при мареограф Бургас. Поради тази причина регистрации на морското ниво от българските мареографни станции загубват първоначалното си предназначение за определяне на изходно ниво за Държавната нивелачна мрежа. Изчислените средни нива от тях денонощни, месечни, годишни и многогодишни нива продължават да се използват главно за изработването на морски карти от Хидрографската служба на ВМС за навигация при корабоплаването и за научни цели – изследване на тренда на морското ниво, проблем особено актуален във връзка с повишаване нивото на Световния океан от глобалното затопляне, за изследване на геодинамични явления в крайбрежните райони.

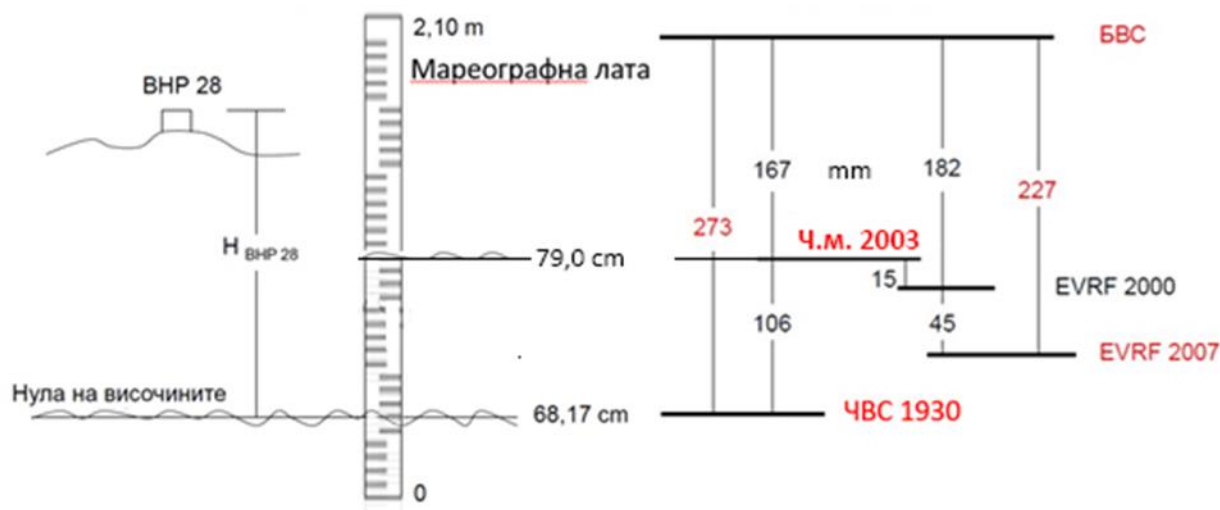
През 2010 г., България, като страна член на Европейския съюз, въвежда Европейска вертикална референтна система (EVRS), осигуряваща пълна геопространствената съвместимост на всички, не само геодезически, дейности в европейски мащаб². EVRS е кинематична височинна референтна система, която се базира на височинната система на Обединената Европейска нивелачна мрежа (UELN) с изходен репер („нула“) на мареографа в Амстердам и е нулево-приливна система (zero-tide system), т.е. перманентният прилив е премахнат, в съответствие с

² Наредба № 2 от 30 юли 2010 г. за дефиниране, реализация и поддържане на Българската геодезическа система, обн. ДВ бр. 62/10.08.2010 г.

резолюциите на IAG от 1983 г. В България се използва последната реализация на EVRS - EVRF2007, която се базира на комбинация от три основни елемента: мрежа (EUVN), вертикална координатна система (vertical datum) и измененията ѝ във времето.

Поради разликите в геоидния модел за страната към момента на преминаване от Балтийска в Европейска височинна система се използва приетата от АГКК програма BGStrans 4.5. А за преминаването в Черноморска височинна система се вземат разликите между „нулата“ на най-близката мареографна станция в Балтийска или Европейска височинна система и съответните показания на мареографа за отчетния период (Фигура 1).

Фигура 1: Връзка на „нула на височините“ в различните височинни системи възприети в България.



Източник: Л.Димитров, Т. Ламбев (МППРБ, 2020 г.)

Съгласно чл. 4 на Наредба № 2 от 30 юли 2010 г. единната геодезическа основа на територията на Р. България включва и мрежата от мареографни станции. Тя се състои от четири мареографни станции за мониторинг на морското ниво - във Варна, Иракли, Бургас и Ахтопол. Мареографната станция във Варна, построена през 1928 г., е основната станция по българското Черноморско крайбрежие. В началото на 2013 г. в Бургас и Варна са инсталирани съвременни радарни мареографи тип Vega Plus, които осигуряват непрекъснато записване и изпращане на данните за водното ниво в реално време. Мареографните станции в Иракли и Ахтопол работят от 1970 г., но поради липса на средства за поддържането им, преустановяват наблюденията си през 2001 г. (Ахтопол) и 2006 г. (Иракли). Мареографната станция в Бургас също не функционира от началото на 2019 г. поради приватизация на терена, на който е монтирана. В момента специалисти от ИО-БАН, съвместно с колеги от АГКК, полагат усилия да възобновят нейната дейност.

Изчисленото от мареографните измервания средно морско ниво се използва за дефиниране на височинни системи и е важен компонент при определяне на геоида, както и за определяне на локалните и регионални изменения на морското ниво. Анализът на средномесечните стойности на морското ниво от мареографните измервания за периода 1928 - 2013 г. показва неизменно покачване на нивото на Черно море с тренд на изменение 1.2 -1,4 mm/год за мареографна станция Варна и 1.6 -1,7 mm/год за Бургас (Иванов, 2017).

Като затворен, изолиран от Световния океан басейн, Черно море е „безприливно“ море. Приливите и отливите са незначителни, с амплитуда около 7.0 cm (Иванов, 2017). Необходимо е да се подчертае, че въпреки пренебрежимите приливно-отливни движения на водните маси, непериодичните колебания на нивото на морето са значителни и не са редки явления по българския бряг. Те се пораждат от атмосферни явления, като бърза промяна на баричното налягане.

Както показват наблюденията, най-резките колебания на нивото са свързани с въздействието на вятъра, предизвикващ сгонно-нагонни колебания на нивото. Така например, на 07.05.2007 г., за няколко часа нивото на Черно море в Балчик спада с около 80 cm, а водата се отдръпва на 15 m. Понижение на нивото от около 70 cm е регистрирано във Варненския залив, в Каварна с около 50 cm, като нивата са възстановени след 7-8 часа. Тези колебания на морето са в резултат на рязкото изменение на атмосферното налягане и се наричат „сейши“. Други, по-опасни явления са повишаването на нивото вследствие на постоянен, силен и продължителен (повече от 2-3 дни) вятър от изток и североизток. При такива метеообстановки са регистрирани повишавания на морското ниво с повече от 2 m. През февруари 1979 г. в Бургас – 251 cm, Иракли – 218 cm, Ахтопол – 253 cm, през юли 2006 г. в Иракли – 248 cm, Бургас – 231 cm (Костичкова и др., 2001 г., Trifonova, 2007). Придружени с обилни валежи, тези екстремни повишения на морското ниво са предизвикали стихийни наводнения.

Това показва, че мониторингът на морското ниво трябва да бъде съществена част от общата система за наблюдение на морската среда.

Направеният кратък анализ налага следните необходими:

- Актуално измерване на бреговата линия по утвърдена методика и поддържането и от специализираните органи на Министерството на отбраната и Министерството на регионалното развитие и благоустройство, като актуализацията ѝ да става в разумен срок (например 5 години), както и утвърждаването на единна за България унифицирана цифрова версия на бреговата линия за картопострояване в различни мащаби и представяне в световните бази данни;
- Възстановяване и разширяване на мрежата от мареографни станции по българския бряг и съчетаването им с наблюдения на хоризонталните и вертикални движения на земната кора, поддържането ѝ с подаване на данни в реално време и свободен достъп от оторизираните органи.

1.2. Брегова зона

Най-често **бреговата зона** се определя като районът на границата между сушата и морето, където морето влияе на сушата и обратно. Границите на крайбрежната зона варират в зависимост от физико- и биогеографските условия, комбинацията от налични употреби и законови норми. В българското законодателство няма строга дефиниция за брегова зона, но в Закона за устройство на черноморското крайбрежие (ЗУЧК)³ е дефинирано понятието

³ ДВ бр. 48/15.06.2007 г. изм. и доп. ДВ бр. 60/30.07.2019 г.

„**Черноморско крайбрежие**“, което, според закона, може да се простира до повече от 2 km навътре в сушата.

Същият закон дефинира понятието **морския бряг** като „тясна ивица от земната повърхност на контакта и взаимодействието между сушата и морето, която се състои от подводна и надводна част и се характеризира с разнообразен напречен профил, развит непосредствено от бреговата линия, навътре във водата и сушата“. В него се определя „**зона А**“ за териториално-устройствена защита, която обхваща частта на акваторията на Черно море с ширина 200 m, измерена от линията на най-големия отлив от брега, крайбрежната плажна ивица, пясъчните дюни и част от територията, попадаща в ивица с ширина 100 m, измерена по хоризонтала от границите на морския бряг или на морските плажове, както и островите във вътрешните морски води и териториалното море. Опитът показва, че така дефинираната в закона „**зона А**“ напълно съвпада с определението за **брегова зона**.

Съвременният динамичен облик на българското черноморско крайбрежие (БЧК) е предопределен от геоложките условия и строго специфичните локални геоморфоложки особености. Съвкупността от комплексното взаимодействие между тектонските и неотектонски движения на земната кора и екзогенни процеси, като абразия, ерозия и акумулация са изваяли разнообразен ландшафт - дълги и широки пясъчни ивици, дюни, лагуни, лимани, лонгозни гори, скални клифове, крайбрежни езера с рядка флора и фауна, и изобилие от природни ресурси. Едновременно с това се наблюдава една все по-агресивна антропогенизация, която води до постепенно унищожаване на природни дадености.

Основните геоморфоложки типове бряг и прилежащите форми на релефа, които се наблюдават по БЧК са:

А. Естествен тип бряг, обусловен от локалните геолого-тектонски условия и оформен от действието на ендегенни и екзогенни процеси. С най-голямо значение за облика на формите в крайбрежната зона са селективните абразионни и акумулационни процеси, които са образували:

- **Заравнени денудационни повърхнини.** Тяхното значение за настоящия облик на бреговата зона е по-скоро фигуративен, тъй като хипсометричното им разположение варира между 80 m и 150 m навътре в сушата. Тези форми са широко разпространени във вътрешните крайбрежни райони, като са датирани със сарматско-понтиска (среден-късен миоцен) понтиска (късен миоцен) и левантийска (късен миоцен) възраст (Попов и Мишев, 1974; Балтаков, 2000; Керемедчиев, 2004);
- **Морски тераси.** Попов и Мишев (1974) интерпретират и обобщават на хроностратиграфски принцип следните възрасти на терасните комплекси в БЧК: долноплейстоценски - старочаудинска (височинно ниво: 110-120 m), младочаудинска (височинно ниво: 85-100 m); средноплейстоценски – староевксинска (височинно ниво 50–60 m); евксино – узунларска (35-45 m); горноплейстоценска - старокарангатска (височинно ниво 20–25 m) и младокарангатска на 8–15 m надморска височина, докато най-ниско стоящи са холоценски-новочерноморска (4–5 m). Въпросът за геохронологичното датиране на терасния комплекс и понастоящем е дискуссионен;

- **Ерозионни долове (дерета) и ровини.** Различни са факторите, които обуславят появата на тези форми. Преобладава мнението, че вертикалните движения и литостратиграфския строеж са основни предпоставки за наличието им в обхвата на БЧК. По-важно е да се отбележи, че тези зони са предразположени към ерозия, особено силно проявен при наличието на лъс, песъчлив и чакълест седимент. Често тези форми оказват директно влияние върху литоложката картина в акваториалната част пред активните дерета (Попов и Мишев, 1974; Stancheva, 2013; Коцев, 2014; Проданов, 2017);
- **Свлачища.** Този тип геодинамични процеси в обхвата на БЧК са продиктувани най-често от екзогенни процеси (селективна вълнова абразия на клифове, повърхностна ерозия и подпочвени води) и човешка дейност. Най-податливи на свлачищни процеси са зони с редуващи се плътни и слабо споени седиментни пластове. Различни изследвания оценяват обхвата на абразионно-свлачищния бряг по БЧК от 12.3% (Попов и Мишев, 1974) до 16.8% (63.35 km) (Керемедчиев, 2001; Керемедчиев и Станчева, 2006, 2007). Най-актуалните към момента данни обособяват 79 свлачища с обща дължина от 45 km (Пейчев и др. 2014);
- **Ерозионно-денудационни склонове.** Формирането им предполага доминирането на субареалните морфоскулптурни процеси в надстройката на вече описаните ерозионни земеформи при наличието на по-стръмни склонове от 5° (Благоева, 1980);
- **Карстови форми.** Характерни образувания за северното българско Черноморие. Геолого-литоложките условия (сарматски варовици и варовити пясъчници) в рамките на Добруджанското крайбрежие предопределят проявата на специфични процеси на окаряване, образувачи различни типове форми - „кайряци“, карстови долини, морски арки, пещери и клипи (Попов и Мишев, 1974; Попов и Стефанов, 1980; Петров, 2010; Prodanov et al., 2019b);
- **Лимани и лагуни.** Те са широко разпространени форми по БЧК. По презумпция за условията на българското крайбрежие, лиманите представляват „потопени“ стари речни устия – 28 бр., докато броят на лагуните е значително по-малък – 5 бр. (Попов и Мишев, 1974; Канев, 1989; Коцев и кол., 2019);
- **Български черноморски острови.** В рамките на българската акватория има 5 значими острова, разположени в южното българско крайбрежие, а именно: Света Анастасия (Бургаски залив), Свети Кирик (днес част от пристанищния комплекс на гр. Созопол), Свети Иван и Свети Петър (Созополски залив) и Свети Тома (разположен северозападно от Маслен нос). Канев (1989) ги описва като континентален тип островни образувания, т.е. със сходни геолого-геоморфоложки характеристики с прилежащия им бряг;
- **Клифове.** Най-широко разпространен по българското черноморско крайбрежие е клифовият бряг, заемащ 213 km (49.3%) от БЧК (Stanchev et al., 2013). През годините, на базата на различни топографски карти или теренни измервания, редица автори статистически доказват значително по-голямата дължина на клифовия бряг спрямо акумулативния и техногенния бряг;

- **Плажове и дюни** са типични акумулативни форми на релефа. Черноморските дюни са част от цялостните плажно-дюнни системи. Броят на пясъчните плажове по БЧК са над 70 на брой (121 km) и представляват ценен и значителен рекреационен ресурс, докато дюнните ансамбли са идентифицирани на 28 локации (Попов и Мишев, 1974; Данева и Мишев, 1979; Kenderova et al., 1999; Keremedchiev & Cherneva, 2003; Keremedchiev, 2005; Пейчев и Димитров, 2012; Stancheva, 2013; Stanchev et al., 2013; Вълчев, 2015; Prodanov et al., 2019a; Коцев и кол., 2019). Тяхното състояние и екологичен статус са основоопределящ фактор за морския туризъм.

В. Техногенен тип бряг. През годините различните природни фактори като геоложки рискове в податливите райони, а също и индустриализацията по Черноморското крайбрежие, изискват изграждането на пристанищна инфраструктура, нуждаеща се от укрепване и предпазване от заливане, увреждане и загуби. Изграждането на вълнозащитни стени и дамби по протежение на бреговата линия, както и строителството на пристанищна инфраструктура е довело до бетониране на бреговата линия и понастоящем 16,2% (или 70 km) от българския бряг е превърнат в техногенен тип бряг (Коцев и др., 2019). Последните данни за антропогенното влияние и въздействие идентифицират изключително висока степен на техногенна натовареност между гр. Балчик и нос Галата (Stancheva, 2009; Stancheva et al., 2011; Prodanov et al., 2013; Stanchev et al., 2013).

Прибрежната зона е разположена край съвременната брегова линия и обхваща подводния брегови склон и потопени реликтни тераси. За мориста граница на тази зона условно е приета 20-метровата изобата (Димитров, 1979). Мористата граница на бреговата ни зона и понастоящем остава дискуссионна, но повечето изследвания се обединяват около граница разположена по изобати 23-25 m докдето може да се установи влиянието на вълновите процеси върху дъното (Керемедчиев, 2001a; 2001b; Ignatov, 2008; Трифонова, 2014; Проданов и Димитров, 2015; Проданов, 2017b). Най-съществената особеност е, че тя е подложена на активно вълново въздействие, като по такъв начин едновременно са застъпени процесите на абразия и акумулация (Керемедчиев и Чернева, 2001). Нейният облик до голяма степен е повлиян от геоморфоложките особености на прилежащата суша и обширни области на интензивна абразия с клифов бряг, усложнени на много места от свлачищни процеси, които се прекъсват от малки заливи със засилена акумулация и обратно, протяжни плажни ивици се редуват с изолирани абразионни носове (Попов и Мишев, 1974; Керемедчиев, 2001a, 2002; Пейчев, 2004; Keremedchiev & Stancheva, 2006; Керемедчиев и Станчева, 2007; Коцев, 2014; Prodanov et al., 2017; Prodanov et al., 2019a; 2019d; Dimitrov et al., 2019). Разнообразният и усложнен релеф на терасния комплекс в активната брегова зона се свързва с различията в генезиса на абразионните и абразионно-акумулативните форми в резултат на селективната абразия на различните по степен на вълнова устойчивост скални формации (Керемедчиев и Чернева, 2001; Керемедчиев, 2002).

Институтът по океанология към БАН през годините е провел значителни по обем батиметрични и литоложки изследвания в бреговата зона. Придобиването на нови данни с висока хоризонтална и вертикална точност и голяма плътност, получени със съвременна апаратура, позволи наличните архивни морфо-литоложки картни построения и

параметризацията на типа дъно в прибрежната област да бъдат детайлизирани и съобразени със значително изменената брегова линия и морско дъно през последните години. Едромащабната морфоложка класификация и типизиране на формите на морското дъно в прибрежната зона е направено на базата на протичащите абразионни и акумулативни процеси (Таблица 1).

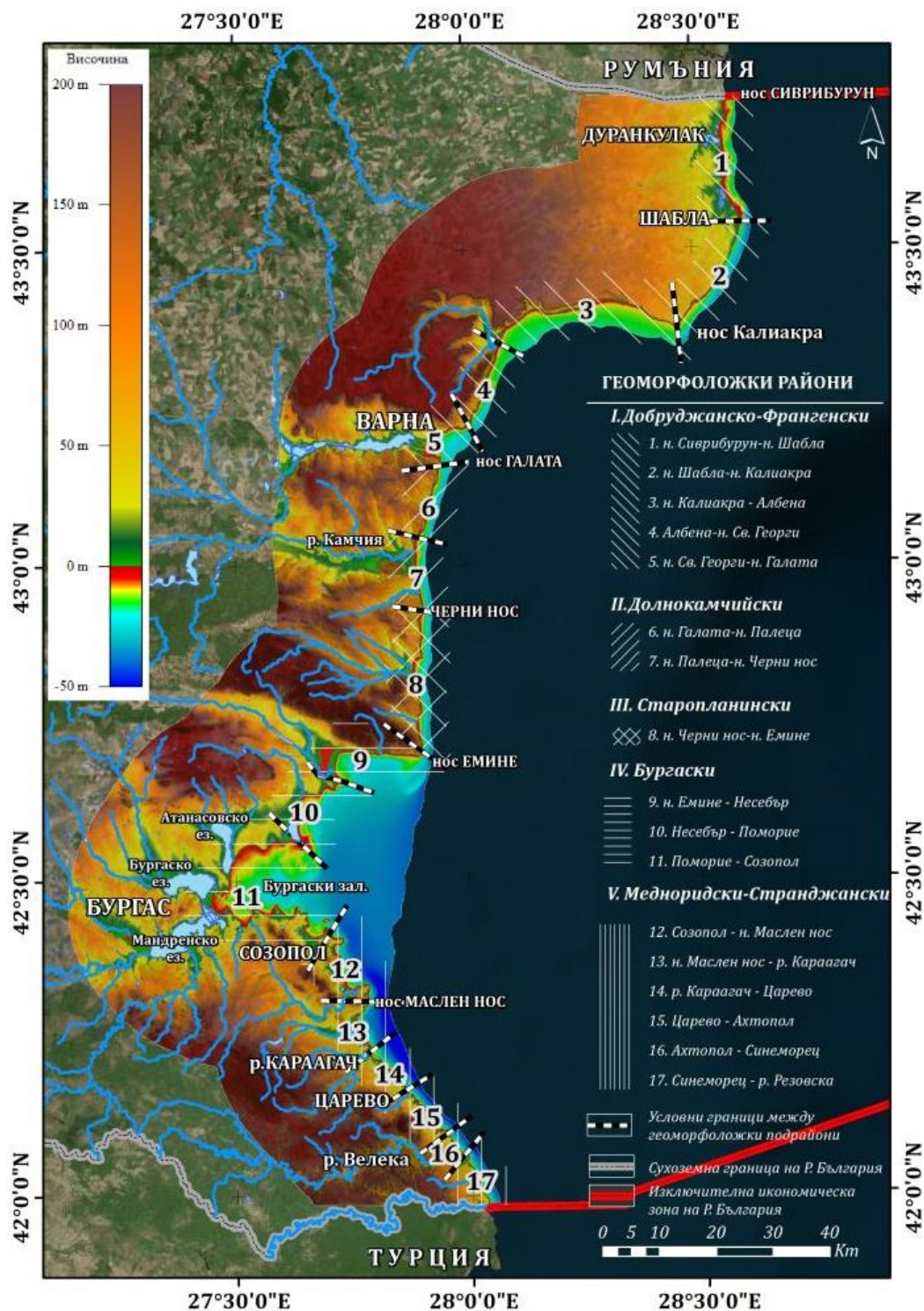
Таблица 1: Типове подводни морфоложки форми в прибрежната зона на българското Черноморие

Шифър	Тип на морфоложката форма	Морфоложка форма
	При картографиране в $M \geq 1: 25\ 000$	При картографиране в $M > 1: 25\ 000$
A	Абразионно-структурна морфология	
A1		Брегови откос
A2		Структурна съвременна тераса (<i>бенч</i>)
A3		Структурни терасни нива
A4		Структурен склон
A5		Скален риф
A6		Палеобрегова линия
B	Абразионно-акумулативна морфология	
B1		Абразионно-акумулативен склон
B2		Абразионно-акумулативни тераси
C	Акумулативна морфология	
C1		Плажов склон
C2		Акумулативни нива (тераси)
C3		Акумулативен склон
C4		Вълнови пясъчен вал
D	Свлачищна морфология	
D1		Свлачищно-структурен склон
E	Структурна морфология	
E1		Структурен склон
E2		Терасни нива
E3		Структурно понижение
E4		Палеобрегова линия
F	Структурно-акумулативна морфология	
F1		Структурно-акумулативни терасни нива

Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Морфоложкият облик на БЧК е тясно свързан с изграждащите го основни геоморфоструктурни единици: Източният дял на Мизийска плоча, Долнокамчийско грабенразломно понижение, приморска част на Старопланинската мегаструктура, Бургаски синклинорий и Медноридско-Странджански мегаантиклинорий. На основата на тези геоморфоструктурни единици, българското крайбрежие е поделено от Попов и Мишев (1974) на пет основни морфоложки района: Добруджанско-Франгенски, обхващащ 30.4% от дължината на бреговата линия, Долнокамчийски – 8.9%, Старопланински – 7.6%, Бургаски – 28.3 % и Медноридски-Странджански – 24.8%.

Фигура 2: Геоморфоложко райониране на българското черноморско крайбрежие.



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

1.3. Зониране на Българското Черноморско крайбрежие

В зависимост от литостратиграфските разновидности и разломно-тектонските процеси в бреговата зона, от една страна, и морфографските особености, от друга, са обособени 17 подрайона (Фиг. 2). Зонирането на БЧК по различни критерии като морфостратиграфски

особености (Лилиенберг, 1966), морфоструктурни условия (Попов и Мишев, 1974), морфометрични параметри (Керемедчиев, 2001a), морфодинамични активност (Keremedchiev & Stancheva, 2006; Керемедчиев и Станчева, 2007), следват районирането от Фигура 2, към което се придържа и настоящият анализ на бреговата зона.

Район I. Добруджанско-Франгенски район. В приморската част на източния дял на Дунавската платформа, определящи за морфоложката структура на Добруджанско-Франгенския бряг са локалните морфоструктури Крапецки, Тюленски и Вранило-Балчишки блокове, Батовско понижение и Франгенски блок, Варненско понижение и северната част на хорстовия Авренски блок. Субмеридионални разривни нарушения, положителни и отрицателни движения на земната кора, геолого-литоложкия състав, различната изложеност на брега (от защитен до изключително изложен) към вълнение отделят Добруджанското (на север от устието на река Батова) и Франгенско-Авренско (на юг от река Батова) – Фигура 2.

Дължината на водната линия в Добруджанско-Франгенския район, заключена между носовите Сиврибурун и Галата е 158.79 km. Следствените морфоложката изява на споменатите блокове по-горе, клифовият бряг с обща дължина от 42.21 km (67.03%) значително доминира над акумулативния бряг - 50.45 km (31.77%;). Впечатление прави и антропогенизирането на брега, като освен в акваториите на пристанища Варна, Балчик и Каварна, техногенният бряг (дамби, буни и брегоукрепителни съоръжения) се е разраснал до 31% (50.45 km) – Фигура 3.

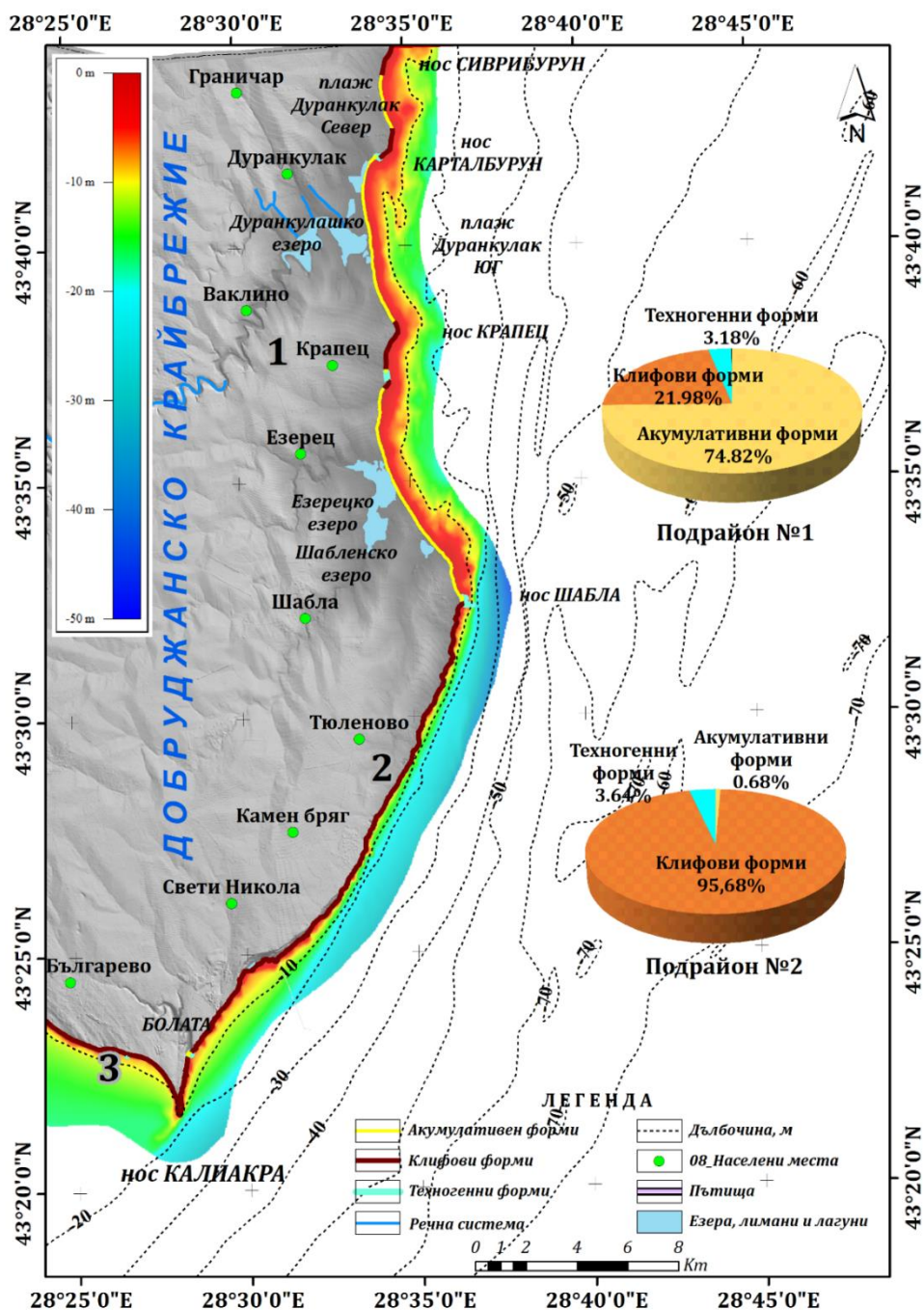
Подрайон I.1 обхваща бреговата зона от нос Сиврибурун до нос Шабла. Най-северната част на БЧК е типичен пример за нисък абразионно-акумулативен бряг, с доминиация на акумулативни форми (74.28%; 18.80 km). Дължината на района по брегова линия е 25.12 km, а останалата част е клифов участък (5.52 km; 21.98 %). Брегът е запазен от антропогенно влияние, като техногенният бряг е ограничен до 3% (800 m) – Фигура 3.

Акумулативният бряг представлява добре обособени дълги плажни ивици на места преминаващи в плажово-дюнни системи: Дуранкулак-Север, Дуранкулак-Юг, Крапец-Север, Крапец-Централен, Крапец-Юг, Шабла и къмпинг „Добруджа“. Лъсовият клиф с височина от 19 m до Румънската граница като на юг се понижава до 9.5 - 12 m около Крапец и 12.5 m и 10.6 m северно от фара на нос Шабла.

Клифове в подрайона са умерено до силно податливи на ерозия, като наблюденията показват за периода между 1972 г. и 2011 г., че загубата на суша достига до 0.47 m/год. (Stanchev et al., 2013; 2018). Съвременният облик на брега е пряко повлиян от естествените лимани и лагуни: езеро Балтата, Дуранкулашко езеро, Езерецко езеро и Шабленска тузла, които са и значими влажни зони по БЧК.

Подводната морфология в подрайона не се различава по генезис на формите. Плажово-дюнните комплекси продължават под формата на слабо наклонени ($>0.64^\circ$) пясъчни склонове с абразионно-акумулативен характер. На дълбочина 8 m преминават в спокоен, почти равен акумулативен склон. Абразионните носове в плитката част, до дълбочини 1.5-2.0 m образуват ясно изразени абразионно-структурни съвременни бенчове, които с увеличаване на дълбочината над 20 m очертават скални абразионно-структурни склонове с наклон 0.45° .

Фигура 3: Типове брегови форми в обхвата на Добруджанско крайбрежие



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Подрайон 1.2 се простира от нос Шабла до нос Калиакра. В този район се разкрива „другото лице“ на Добруджанското крайбрежие. На юг от нос Шабла скално-клифовия бряг доминира, като широките плажно-дюнни форми и акумулативният бряг заемат едва 0.6% от брега. Силните абразионни процеси са образували многобройни, подводни и надводни клипи и плитки пещери. Височината на платото плавно нараства от север на юг, като на места достига до 73 m височина при местност Яйлата, след което плавно намалява към залив Болата и нос

Калиакра между 52 m и 55 m надморска височина. От геоморфоложка гледна точка интересни са абразионно-свлачищните комплекси Яйлата и Тауклиман и свлачищната Нанева тузла. Типичната карстова морфология на платформата, образува живописна карстова долина при залив Болата, където се наблюдават комбинация от денудационни и ерозионно-денудационни форми в надстройката на клифа (*Prodanov et al., 2019b*).

Фигура 4: Фотореалистичен модел на залив Болата и образувалата го карстова долина.



Източник: Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Подводната морфология е повлияна в дълбочина от неотектонски движения. Образованата наклонена тераса се проследява до 30 m дълбочина. Непосредствено до отвесните клифове, които на много места са почти вертикални, добре е обособен стръмен абразионно-акумулативен брегови склон (на места абразионно-свлачищен) със среден наклон над 1°. Изключение прави само морското дъно в залива Болата, който поради военното си предназначение в миналото е добре брегоукрепен и се е образувал пясъчлив акумулативен склон (Фигура 4). Пред нос Калиакра батиметричното профилиране показва наличието на линейна акумулативна пясъчна банка с дължина от близо 1 km и простиране СИ-ЮЗ. Билото ѝ се извисява на 8-12 m над обкръжаващото я равно дъно, като на юг тя плавно се слива в шелфовата равнина.

Подрайон 1.3 от нос Калиакра до к.к. Албена (устието на река Батова). Тази част от Добруджанското крайбрежие е различно от северните райони, ориентирана с изток-западно направление (87°), което предопределя брега като защитен и умерено изложен на вълнение. Дължината на 3-ти подрайон е 47.85 km, като акумулативните форми са с относително малък дял – 12.16% (5.82 km), докато свлачищно-абразионният релеф е доминиран от изключително високи клифове достигащо до над 200 m–220 m (Фиг. 5). Литостратиграфският строеж на редуващите се сарматски варовици и пясъчници и динамичните свлачищни процеси са причина за типичните за района висящи долини.

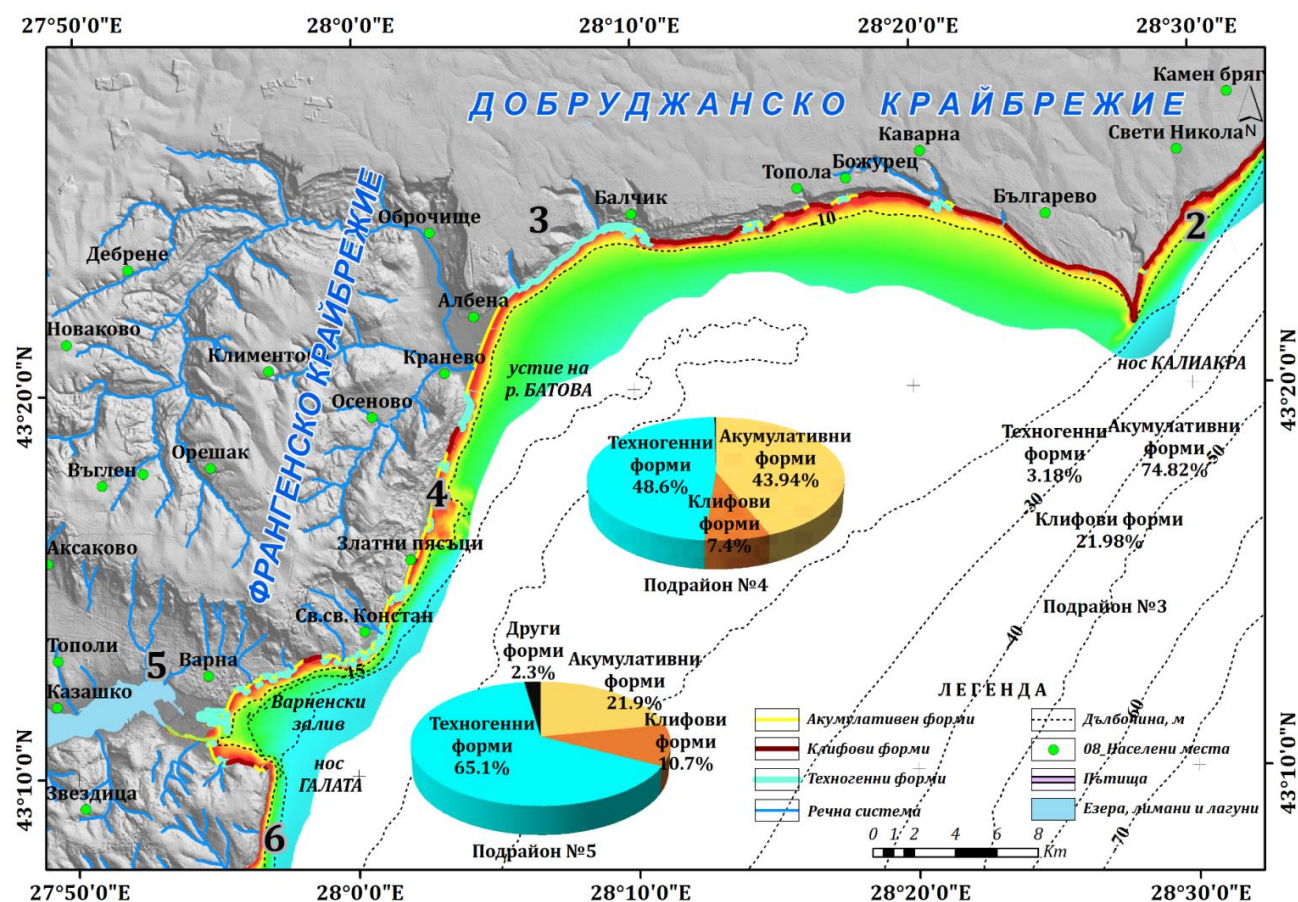
Интересно в геолого-геоморфоложки аспект е свлачищното езеро Балчишка тузла, което се нарежда сред едни от най-големите богатства на България заради уникалния минерален и седиментен състав на дъното и представлява балнеолечителен център. Тузлата и ниските части на к.к. Иканталяка са разположени върху най-ниското свлачищно стъпало в хипсометричния диапазон 3 m – 10 m.

На юг от град Балчик клифове са дълбоко разсечени от ерозионно-денудационни дерета (до 125 m денивелация между ръба на клифа и талвега на дерето) с висока степен на динамичност (Коцев, 2014). Краят на свлачищно-абразионната морфология бележи каньоновидното Батовско понижение, в което е разположена лонгоза на река Батова (резерват Балтата).

Отчетеният висок процент на техногенен бряг в подрайона е следствие на брегоукрепителната дамба между гр. Балчик и к.к. Албена, добре развития пристанищен комплекс на гр. Балчик с прилежащите му брегоукрепителни съоръжения, както и вълно- и брегозащитните съоръжения в залива на Каварна.

Непосредствено след водната линия е прилепен подводният брегови склон, който рядко надвишава наклон от 1° , но е с ясно изразена граница на дълбочина приблизително 10 m, където преминава в акумулативен склон с незначителен наклон. Литоложките разновидности, които предлага крайбрежието между нос Калиакра и Балчик са обусловени предимно от свлачищната морфология, като абрадиралия и преработен скален материал в откритите на вълново действие участъци достига до почти 6 m дълбочина. Дънният субраст е пъстър и се редуват песъчливи с по-едрозърнести седименти.

Фигура 5: Типове брегови форми в обхвата на Добруджанско-Франгенския бряг



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Подрайон 1.4. заема бреговата зона от к.к. Албена (устието на река Батова) до нос Св. Георги (резиденция Евксиноград). Подрайонът е част от Франгенското крайбрежие доминирано от

Франгенското плато, което има главна релефообразуваща роля в облика на крайбрежието. Франгенският свлачищен комплекс има дълга история на развитие, свързана с морфоложката еволюция на тази част от българското крайбрежие, като преобладават макро- и мезосвлачищни стъпала. Стоянов (1960) фрагментира източния склон на платото с три обширни разседни зони, а сондажните изследвания доказват, че свличанията са от средносарматски седименти. Възрастта на най-високите свлачищни стъпала се приема за младоплиоценска и плейстоценска, а на най-ниските - холоценска възраст (Попов и Мишев, 1974). По данни от Системата за актуално състояние на свлачищата към МРРБ - „Геозащита Варна“, бреговият сектор е с активен свлачищен статус и това оказва видимо влияние върху бреговата картина.

Подрайонът е със силно развита туристическа индустрия с големи курортни комплекси като Кранево, Ривиера, Златни пясъци, Св.Св. Константин и Елена, и Кабакум. В комбинация с рисковите геоложки процеси, те са основната причина почти половината от дължината на брега (48.63% - 23 km) да е зает от техногенни брегоукрепителни и пристанищни съоръжения. Естественят бряг е поделен между плажните ивици на с. Кранево, к.к. Златни пясъци, Кабакум и Св.Св. Константин и Елена (43.94%). Седиментите на акумулативните ивици в района са от средно- до дребнозърнести, слабокарбонатни пясъци.

Морфологията на морското дъно аналогично следва принципните геолого-геоморфоложки условия на сушата, като е с подчертано свлачищно-акумулативен характер. Изключение правят малките плажове на юг от к.к. Кабакум, където е развит акумулативен склон до 3-5 m дълбочина. Пред центъра на к.к. Златни пясъци се разполага атрактивната Аладжа банка, приютяваща богато биоразнообразие и геоложки феномени – природни газови извори от морското дъно.

Подрайон I.5. нос Св. Георги – нос Галата. В надстройката на Варненската палеоген-неогенска падина тектонски са обособени платовидните Франгенски и Авренски блокове, които имат сходен структурен строеж (Фиг. 5). Геолого-тектонски и геоморфоложки подрайона се доминира от Варненската депресия, в която е обособен Варненско-Белославски езерен комплекс, отделящ Франгенското плато от Авренския хорст. Въпреки относителното литостратиграфско сходство на двете структури, те имат голяма разлика в наклоните на северния Франгенски и южния Авренски склон. Северните склонове на Авренското плато се отличават по усреднен наклон (7.4°) от значително по-полегатия югоизточен склон (4.97°) на Франгенското плато. Това е и причината самият град Варна да е разположен на няколко различни терасни склонове 50-60 m; 40-45 m; 30-35 m; 18-25 и 8-12 m (Попов и Мишев, 1974). Видоизмененият някогашен лиман, Варненско езеро, в момента представлява една от най-силно антропогенизираните части по крайбрежието ни. Този подрайон и подрайони № 3 и № 11 се характеризират с най-силно антропогенно модифициран бряг (Stancheva et al., 2011, 2013; Stancheva, 2009). На север от нос Галата, се разполагат 111, различни по тип, морски и хидротехнически съоръжения. Друг важен фактор за внушителната техногенна обремененост на брега е тежко вълноукрепеният Варненски пристан с дължина приблизително 1 km от прилежащия Южен плаж. Понастоящем, техногенният бряг в акваторията на Варненския залив е оценен на 67.56% (18.57 km), които допълнително ще се увеличат с новостроящото се рибарско пристанище в местност „Карантината“, в югоизточния край на Аспаруховския плаж.

Фигура 6: Ортофото изображение на новостроящото се рибарско пристанище в местност „Карантината“, актуално към м. декември 2019 г.



Източник: Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Варненските градски плажове и плаж „Аспарухово“ заемат 30% от акумулативния бряг в района. За съжаление, хидротехническите съоръжения (буни 101, 102 и 103) освен брегозащитната си роля, оказват и неблагоприятно влияние върху седиментния баланс в активната зона.

Подводният брегови склон в района е в пряка връзка с морфологията на брега, характера на залягане на скалните пластове, литостратиграфския строеж и локалните разседноструктурни движения на земната кора. Формирането на потопените терасни нива е развито през регресивните холоценски фази (*Prodanov et al., 2017; 2019*). В зависимост от степента на активност на морфодинамичните процеси, бреговата зона на Варненския залив се разделя на три подзони: А) активна брегова подзона до 5-6 m дълбочина (150-400 m от бреговата линия). Тя се отличава със значително по-големи наклони на подводния релеф (от 1.15° до 2.9°); В) слабоактивна подзона – простира се между 6 m и 12-15 m дълбочина и е с ширина между 300 и 800 m, със значително по-слаб наклон на дъното - 0.23° до 0.72° ; С) Неактивна зона, представена от акумулативна, слабо наклонена платформена равнина с наклон на склона от 0.057° до 0.37° . Геоложки, вълновите процеси способстват за „моменталното“ преработване на подводния релеф, докато евстатичните колебания на морското ниво (регресивно-трансгресивни цикли) водят до бавно, едновременно или ритмично изменение на крайбрежната зона. Сложното съчетание на евстатични промени на морското ниво с тектонски движения на земната кора, определят историческото развитие на крайбрежието. Активната хидродинамика на подзоната е обусловена от разнообразен и усложнен релеф, вследствие на различната степен на вълнова устойчивост на скалните комплекси. Южната граница на Франгенско-Авренското крайбрежие е заета от абразионно-свлачищния комплекс на нос Галата, простиращ се до дълбочина 7 – 8 m. (*Prodanov et al., 2017; 2019*)

Район II. Долнокамчийски район

Морфоструктурно, Долнокамчийското крайбрежие е съставено от сходни по съвременни вертикални движения на Близнашки блок, Долнокамчийски грабен, Шкорпиловски блоци Фандъклийско понижение. На юг към Черни нос районът е лимитиран от Самотинския блок. Районът е разположен между нос Галата и Черни нос на юг. Дължината му е 29.20 km и е слабо разчленен (коефициент на разчленение 1.08). Брегът е с ЮЗ-СИ направление (17°) и открита източна вълнова експозиция, което го класифицира като „силно изложен VE1“ (Вълнова експозиция..., 2013; Valchev et al., 2014). Според представеното геоморфоложко райониране на БЧК по Попов и Мишев (1974), в рамките на района са поделени два подрайона с коренно различна морфоскулптура и морфоложка изява (Фигура 7).

Подрайон II.6. от нос Галата до нос Палеца. Съвременният вид на крайбрежната морфология се формира в края на раннохолоценската трансгресия (новочерноморската), където доминират ерозионните процеси. Неравномерните позитивни тектонски движения, активно проявили се след плейстоценския седиментационен процес и литостратиграфския строеж са оказали съществено влияние върху височината на ерозионния базис, динамиката и интензивността на склоновите процеси (Михова, 1998).

От структурно-денудационните заравнености, най-добре е запазена младоплиоценската (левантийската), разположена между изохипси 105 m и 150 m със слабо денивелирана повърхност на югоизток. От горноплейстоценския терасно-структурен комплекс са запазени чаудинската (хипсометрично ниво 85 - 95 m) и староевксинската (55 - 60 m) тераси, които се наблюдават по долините на Сакъма дере и Паша дере. Холоценският терасен комплекс е представен от евксино-узуларската (35 - 40 m) и караганските тераси, които се простират в приустиевите участъци на речните долини (Попов и Мишев, 1974; Керемедчиев, 2004).

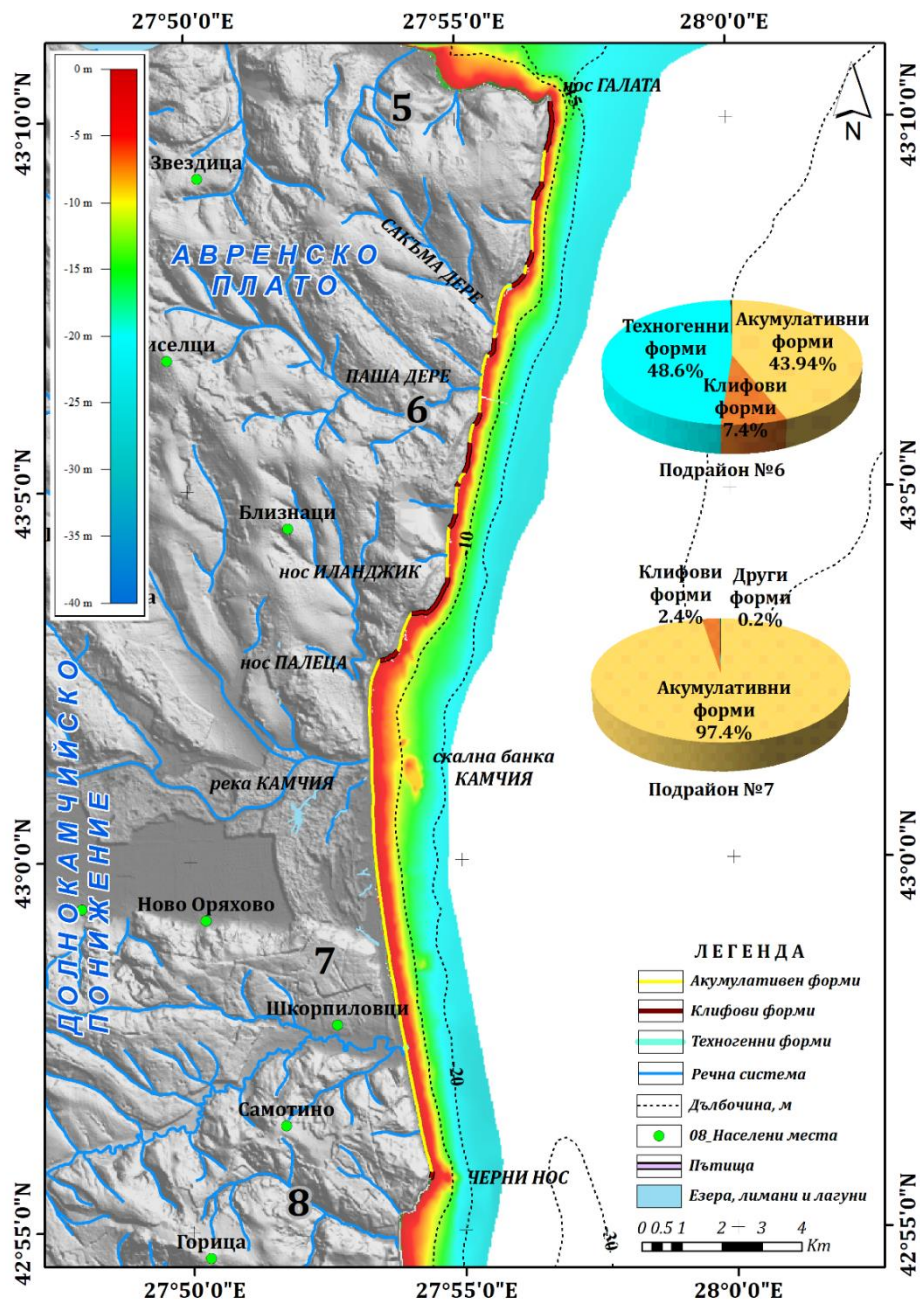
Водещи фактори за проявата на свлачищно-срутищните процеси са различният интензитет на следарматските тектонски разседни процеси, неравномерните позитивни движения и сеизмичните процеси. Липсата на урбанизация в ниските части на Паша дере и Сакъма дере, притокът на седимент от деретата и абразионно-свлачищната компонента води до превес на акумулативните форми (74.82%), докато клифове са репрезентативни за 6.68 km (24.18%).

Подводният брегови склон е с трисклонен тип структурно-стъпаловиден релеф, формиран в зависимост от литостратиграфския строеж, активните свлачищни меридионално разломно-разседни процеси, проявили се през холоцена и хидродинамичната активност при различни морски нива. По морфометрични характеристики се отделят два свлачищни цикъла, различни по обхват и време на протичане. Първият свлачищен цикъл се локализира на дълбочини от -7 m до -17.5 m. Вторият свлачищен цикъл покрива съвременната активна брегова зона, простираща се до 7-8 m дълбочина (Проданов и Димитров, 2015).

Пред абразионния тип бряг се наблюдават следните подводни морфоструктурни елементи: съвременен стъпаловиден структурен комплекс, простиращ се от 1 m височина на сушата, до -2.5 m с ширина на отделните стъпала от 15-20 m до 40 m. Следват абразионно-структурни тераси на дълбочина до -4 m с ширина до 50 m, очертаващи границите на свлечените скални маси от втори цикъл. Предполага се, че този свлачищно-срутищен комплекс очертава потопена

брегова линия, образувана по време на регресивната фанаторийска фаза на морското ниво (от -4, -5 до -10 m дълбочина) (Керемедчиев, 2004).

Фигура 7: Типове брегови форми в обхвата на Долнокамчийския район



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Характерна морфоложка форма са потопените свлачищни езици, формирани пред издадените брегови свлачищни участъци. Те включват брегови откос с наклон до 0.13° , заравнено структурно стъпало, понижение и валов структурен откос, очертаващ границата на втори свлачищен цикъл. Следва структурна тераса, понижение и размито свлачищно структурно стъпало, покрити с едрозърнести черупчести материали с дебелина >0.5 m. На дълбочини от -8.5 m до -13 m е разположена структурна тераса, очертаваща границата на втори свлачищен цикъл (Prodanov et al., 2017).

Пред бреговите акумулативни форми се наблюдават различни морфоложки елементи. Плажов фронт с наклон до 0.1° , изграден от средно зърнести до едрозърнести пясъци. Следва съвременно акумулативно стъпало на дълбочина до -3 m. В дълбочина се простира акумулативен склон, преобладаващо покрит с дребнозърнести пясъчни материали с наклон на склона от 0.03° до 0.04° . На места са оформени тераси със структурен произход, покрити с пясъчен слой с дебелина ≤ 0.5 m, завършващи със скален размит вал, очертаващ границата между първи и втори свлачищни цикли. В слабо активната в хидродинамично отношение зона се наблюдава структурно обусловена тераса, покрита с едрозърнест детритусов материал, формирана при по-ниско морско ниво. Характерна морфоложка особеност на тази зона е изклиняването ѝ в южно направление, достигаща до -22.5 m дълбочина.

Подрайон II.7. Нос Палеца – Черни нос. На север подрайонът е ограничен от края на последното възвишение на Авренския блок - Боаза, който се връзва в долината на река Камчия (усреднен наклон 5.12°). Морфометрично в подрайона ясно са изразени ниско лежащите лиманни участъци на реките Камчия и Фъндъклийска с усреднени наклони на релефа, съответно 1.72° и 1.54° , които се разделят от антиклиналния участък Ачамлъка.

В Долнокамчийското понижение е разположена най-дългата плажна ивица по БЧК, Камчийско-Шкорпиловският плаж, дълъг приблизително 13 km. Дългата ивица условно е поделена от устията на реките Камчия и Фъндъклийска. Тук, в тилната част на плажа е образуван стабилен дюнен ансамбъл, като освен сиви дюни, през последните години значително се разраства морският бор. Ниската топография и влиянието на река Камчия предразполагат наличието на влажни зони, като Лесенски азмак, Мазния азмак и др. В тилните части на ивицата се наблюдават стабилни облесени дюни. Ширината на плажово-дюнната ивица варира между 160 m и 240 m.

Значително по-различна е южната част, където ивицата в задната си част е ограничена от източните склонове на възвишението Караач. Плажната ивица на места също е придружена от дюнни форми на 3-4 метра надморска височина. С изключение на приносните участъци, при нос Палеца и Черни нос, където се наблюдават клифови форми (0.06%), останалият бряг е представен от акумулативни форми (13.35 km; 97.39%).

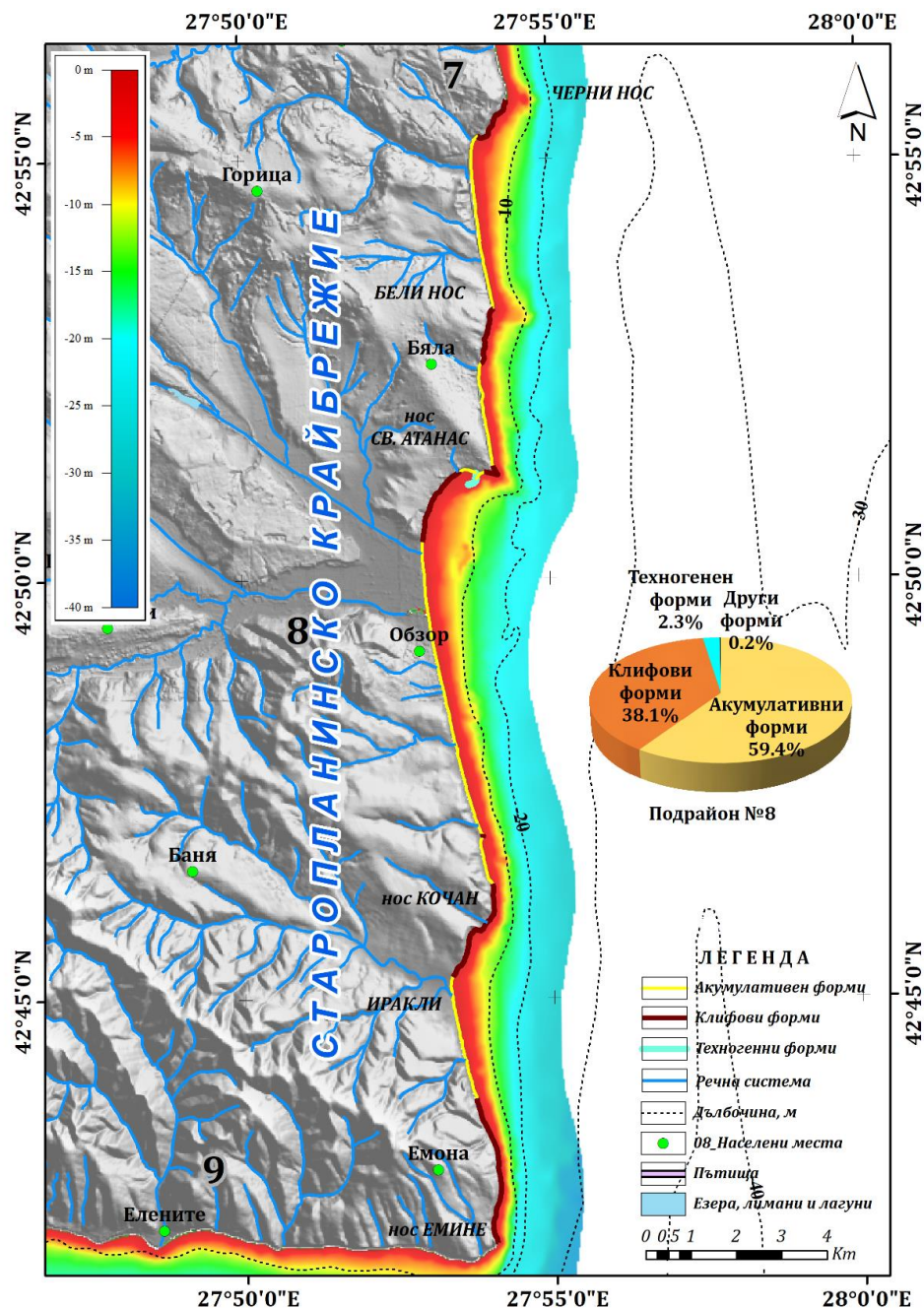
Подводният брегови склон е трисклонен (1.5° ; 0.76° ; 0.47°), предимно акумулативен и се простира до 25 m дълбочина. Аналогично на надводната морфология, под водата абразионно-структурните форми са опасли нос Палеца и Черни нос. Откъслечни скални рифове се наблюдават пред устието на река Камчия и на 500 m източно от Черни нос, а именно скална банка „Камчия“ и банка „Черни нос“, които са слабо изследвани и с неизяснен генезис.

Район III. (III.8) Старопланински район

Този район обхваща източните части на Старопланинското крайбрежие, между Черни нос и нос Емине. Той е с разнороден, структурно-блоков строеж и в него се включват: Беленска антиклинала (Самотински и Беленски блокове); Дюлинско понижение; Ираклийска антиклинала (Обзорски и Ираклийски блокове); Баненско понижение и Емонски блок (Керемедчиев, 2001). Основна причина за това са разломно-разседните процеси в миналото, образували лиманите на р. Кара дере, р. Двойница и р. Вая по протежението на

Старопланинския източен район. Попов и Мишев (1974) го описват като приоритетно абразионен участък. Съвременният морфоложки анализ на бреговата линия показва, че в подножията на клифовите участъци са се образували ясно изразените плажни ивици (59.58 %; 17.03 km). По-големи от тях са плажовете Кара дере, Бяла, Иракли и Обзорски плаж. Районът е с изцяло източна експозиция, водеща до изключителната му изложеност към вълнение (Valchev et al., 2014).

Фигура 8: Типове брегови форми в обхвата на Старопланинския район



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

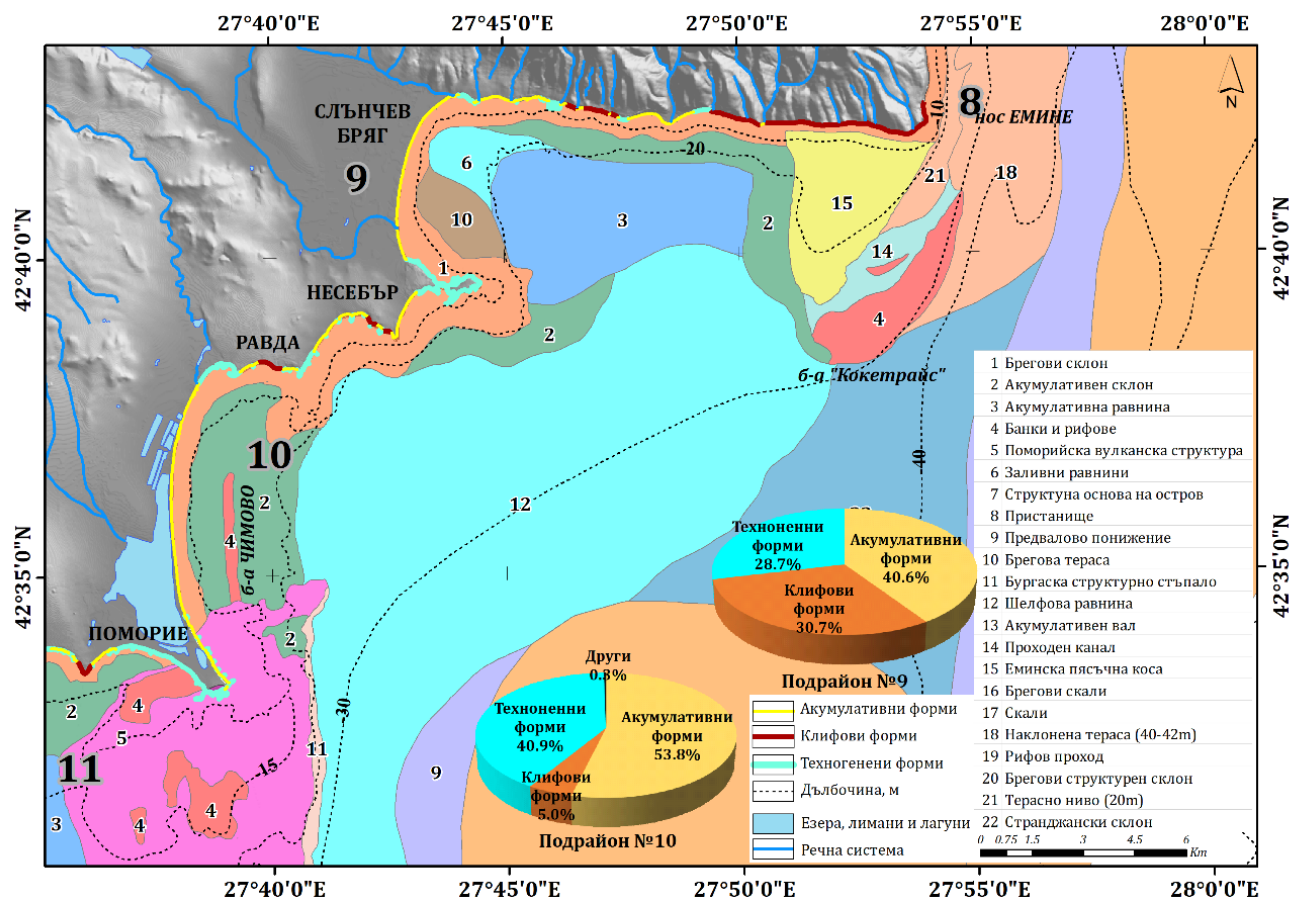
Подводната морфология на дълбочина до 20 m е представена от относително заравнен, акумулативен брегови склон. На север, пред гр. Бяла и гр. Обзор, наклонът е еднотипен 0.8°,

като след Кара дере на юг дъното става по-стръмно (2.78°) и на дълбочина 20 m преминава в абразионно-акумулативно терасно ниво. Абразионно-структурната морфология е развита близо до брега, пред носовете Черни, Бели, Кочан и Емине.

Район IV. Бургаски район

Бургаският район представлява най-разчленената част от Българското черноморско крайбрежие (Фигури 9 и 10), като в него попада бреговата линия между нос Емине и гр. Созопол и е с дължината от 163 km. В северната и южната част на Бургаската синклинала са разположени Просенишкият асиметричен грабен и Бургаско грабеново понижение, представляващи наложени-кватернерни депресии с подчертана проява на кватернерни и съвременни негативни тектонски деформации, които обуславят ниския релеф и лимания характер на бреговата зона. Вълновата изложеност на брега варира от висока до защитена. Бреговата линия е с предимно техногенен характер – 42%, докато естественият бряг е представен от 34.7% плажни ивици и 22.4% клифови участъци.

Фигура 9: Типове брегови форми в обхвата на Северен Бургаски район (нос Емине – гр. Поморие)



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

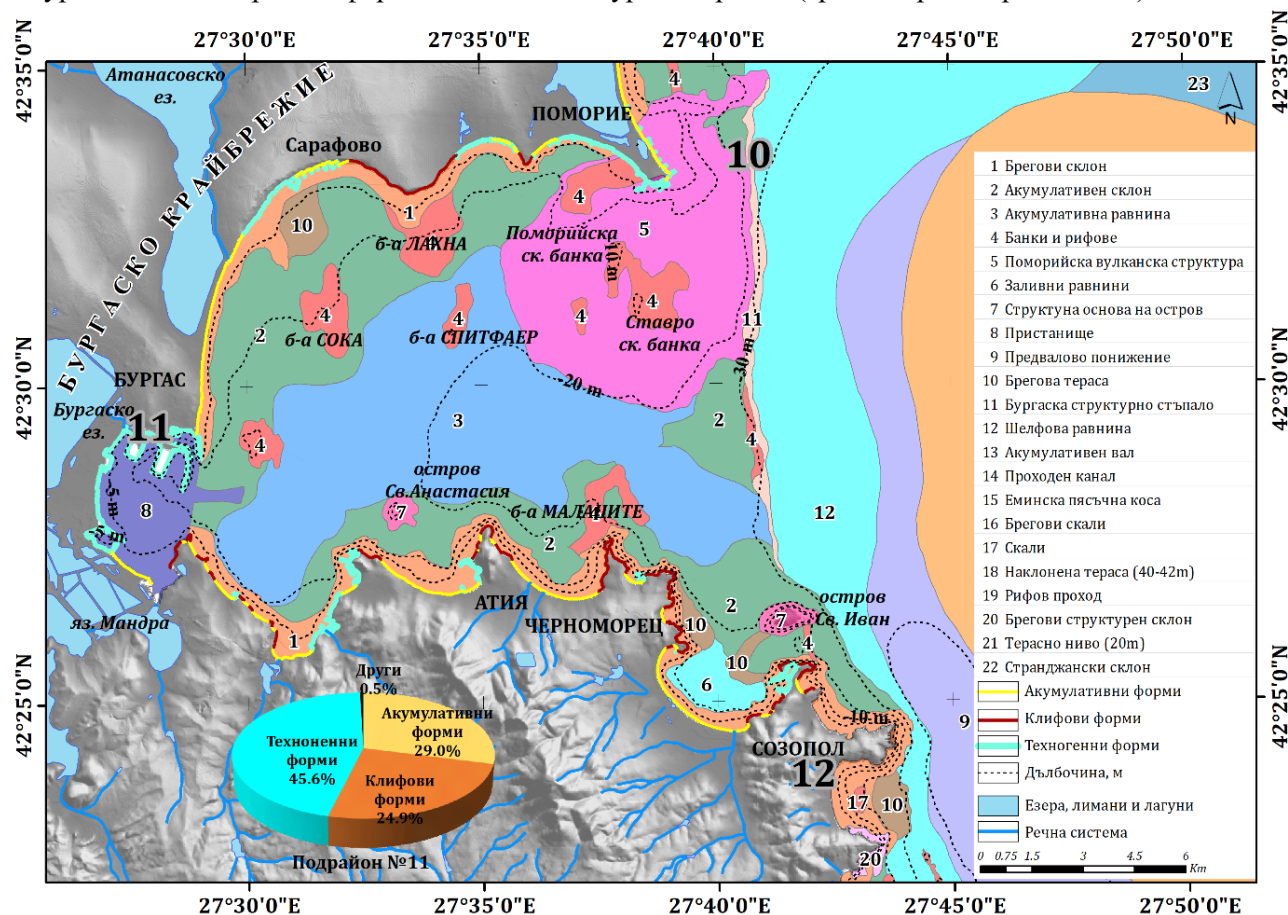
Подрайон IV.9. Районът от нос Емине до гр. Несебър е изграден от северните части на Емонската антиклинала, Просенишкото понижение и антиклиналният Несебърски блок. Клифовите форми, разсечени от множество малки дерета и долове обхващат брега на запад от нос Емине до к.к. Елените. Западната част от района се затваря от лимана на река Хаджийска

с площ 19.2 km² и ширина 4.9 km (Фигура 9). Плажната ивица между к.к. Слънчев бряг и Несебър е изцяло с източно изложение, с дължина 5.6 km. В тилните части се локализират стабилни дюнни полета, които в голямата си част са разрушени от агресивното строителство след началото на 1990-те години.

В зависимост от бреговата експозиция (източна или южна), типът субстрат и притокът на седименти, дъното в обхвата на Несебърския залив е съставено от брегови склон, акумулативен склон, пясъчна коса и ясно морфоложки изразената литифицирана банка „Кокетрайс“. Бреговият склон, както от север, така и от изток, е относително стръмен (1.68° - 1.70°) и достига до 8-10 m дълбочина. В западната част на залива ясно е оформена изравнена (0.04°) акумулативна тераса на дълбочини от 13 до 15 m, преминаваща в акумулативен склон (0.08°).

Несебърският залив попада в крайната южна част на Камчийско-Еминския наносен поток (Дачев и Чернева, 1979). При рязката смяна на направлението на брега от север-юг на изток-запад в посока Елените и Св. Влас, интензивността на потока е значително намалена, което води до спокойна акумулация в рамките на залива. Силната екранираща роля на Старопланинския бряг от преобладаващите североизточни ветрове, допринася за изграждането на Еминската пясъчна коса, достигаща до 15 m дълбочина. Приблизително на 5 km разстояние южно от нос Емине е разположена банка „Кокетрайс“.

Фигура 10: Типове брегови форми в обхвата на Бургаски район (гр. Поморие – гр. Созопол)



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Подрайон IV.10. от гр. Несебър до гр. Поморие. Диаграмата на съотношението на типовете бряг в рамките на подрайона е коренно различната от прилежащия му от север 9-ти район. Акумулативните форми превъзхождат клифовия бряг и урбанизираните укрепени участъци, а именно: акумулативни форми (53.8%), техногенни форми (40.9%) и клифови (30.7%). С приближаването на същинската Бургаска низина се преминава през два полуострова – Несебърски и Поморийски. На юг от Несебър брегът е формиран от по-устойчиви на абразия сарматски варовици (Попов и Мишев, 1974). Несебърско-Поморийският бряг в северната си част представлява редуване на ниски клифове с южна експозиция и тесни плажове, заключени между линейни буни.

На юг от устието на река Ахелойска, ниската топография е предпоставка за образуването на лагуна - Поморийско езеро с площ 6 100 m². Езерният комплекс попада в защитена зона (BG000620 Поморие) в рамките на екологичната мрежа НАТУРА 2000, което е позволило естественият му облик да се запази от антропогенното влияние. Езерото е отделено от морето чрез пясъчна коса с дължина 6.9 km. Източният бряг в урбанизираната зона на Поморие представлява добре обособена туристическа плажна ивица. Десет близко разположени линейни буни са способствали за образуването по естествен път на малки плажни ивици.

Подводната морфология в плитката част на подрайона е изградена от двусклонен тип профил на подводния брегови склон. Южната част на полуостров Несебър се доминира от структурно-абразионна морфология на дълбочина до 10 m. С плавното увеличаване на дълбочината в югоизточна посока, структурният склон преминава в гладко заравнено акумулативно дъно с наклони под 0.25°.

Бреговият склон пред Поморийския лиман има различни морфометрични параметри. Той е значително по-стръмен (1.15°) и на дълбочина 7 m преминава в акумулативно дъно. От геоложка гледна точка, интерес представлява скалната банка Чимово. Тя е тясна, линейна банка с направление на дългата ѝ ос успоредно на Поморийската коса. Бележи началото си на дълбочина от 14 m, и се извисява над заобикалящото я равно дъно на 5-6 m. Предполага се, че скалната банка представлява древна, частично литифицирана пясъчна коса с фанагорийска възраст (Khrishev et al., 1980). Най-южната част на подрайона е заета от абразионно-акумулативно дъно с наклон 0.25°, ограничено от Бургаското структурно стъпало на дълбочина 26 m (Фиг. 10).

Подрайон IV.11. от гр. Поморие до гр. Созопол. Морфоструктурно, районът е формиран в границите на Несебърската, Поморийската и Бургаската антиклинали. Издадените брегови участъци са изградени от устойчивите на абразия, долно- и средно сарматски органогенни варовици, затъващи на югоизток в плиоценските финопесъчливи-глинести материали. Негативните, Поморийска и Атанасовска структури и понижението Пода, са обусловени от разломни нарушения със северозападна-югоизточна посока, които ограничават позитивните морфоструктурни блокове - Несебърски, Равденски, Сарафовски и Бургаски. При нос Лакна миоценските финопесъчливо-глинести материали са разположени високо над морското ниво, което потвърждава наличието на тектонско нарушение обусловило понижението между Поморийската блок-антиклинала и Сарафовския блок (Попов и Мишев, 1974;

Керемедчиев, 2005). Южният бряг на Бургаския залив е оформен от приморската част на Странджанската антиклинала.

Дължината на водната линия в подрайон е 163 km. През 1974 г. Попов и Мишев изчисляват че плажната ивица между Поморие и устието на Мандренското езеро е с дължина 12.8 km. За изминалите 45 години урбанизирането и техногенното натоварване е намалило тази акумулативна ивица с почти 30%, като понастоящем тя възлиза на 9.2 km. През годините значителната индустриализация (пристанищата Поморие, Сарафово, Бургас, Росенец, Атия, Черноморец и Созопол) и брегоукрепването са основните причини, техногенната компонента да нарасне до 45.6% (49.6 km) от общата дължина на брега.

Около Бургаския залив са разположение три големи езера – Атанасовско, Бургаско и Мандренско. В миналото прилежащият им нисък акумулативен лиманен тип ги е отделял от морето, но понастоящем само Мандренското езеро е запазило естествената си връзка с морето. По Медноридското крайбрежие се редуват плажове, със североизточна експозиция и умерена изложеност на вълнение, разделени от вдадени в морето носове – Чукаля, Атия, Акра, Таласкра и Червенка (Фиг. 10).

Подводна морфология. Бургаският залив е заключен между гр. Поморие и гр. Созопол и е най-големият залив по БЧК с площ от 210 km². В централната си част дължината му е 19 km, а ширината - 11 km. Тенденцията за полегат, слабо хоризонтално разчленен релеф на сушата (Керемедчиев, 2001) се проследява и под водата. Бургаското структурно стъпало бележи мористата граница на залива при дълбочина между 26 m и 32 m. То е ясно изразен скален цокъл, свързващ Поморийската вулканска структура и отворения на СИ Созополски залив. В сравнение с Варненския залив (усреднен наклон на дъното от 0.93°), дъното в Бургаския залив е още по-полегато, като потъва на изток с усреднен наклон от 0.47°. Това е комбинация от спокойно акумулативно дъно (между кв. Сарафово и езерото Мандра) и акумулативен и абразионно-акумулативен южен брегови склон, достигащ до дълбочина от 10 m (заливите Пода, Ченгене скеле, Атия, Вромос). Изключение правят скалните банки (Спитфаер, Сока, Лахна и Ставро), абразионно-акумулативната Поморийската вулканска структура и структурните скални подложки на островите Св. Анастасия, Св. Иван и Св. Петър.

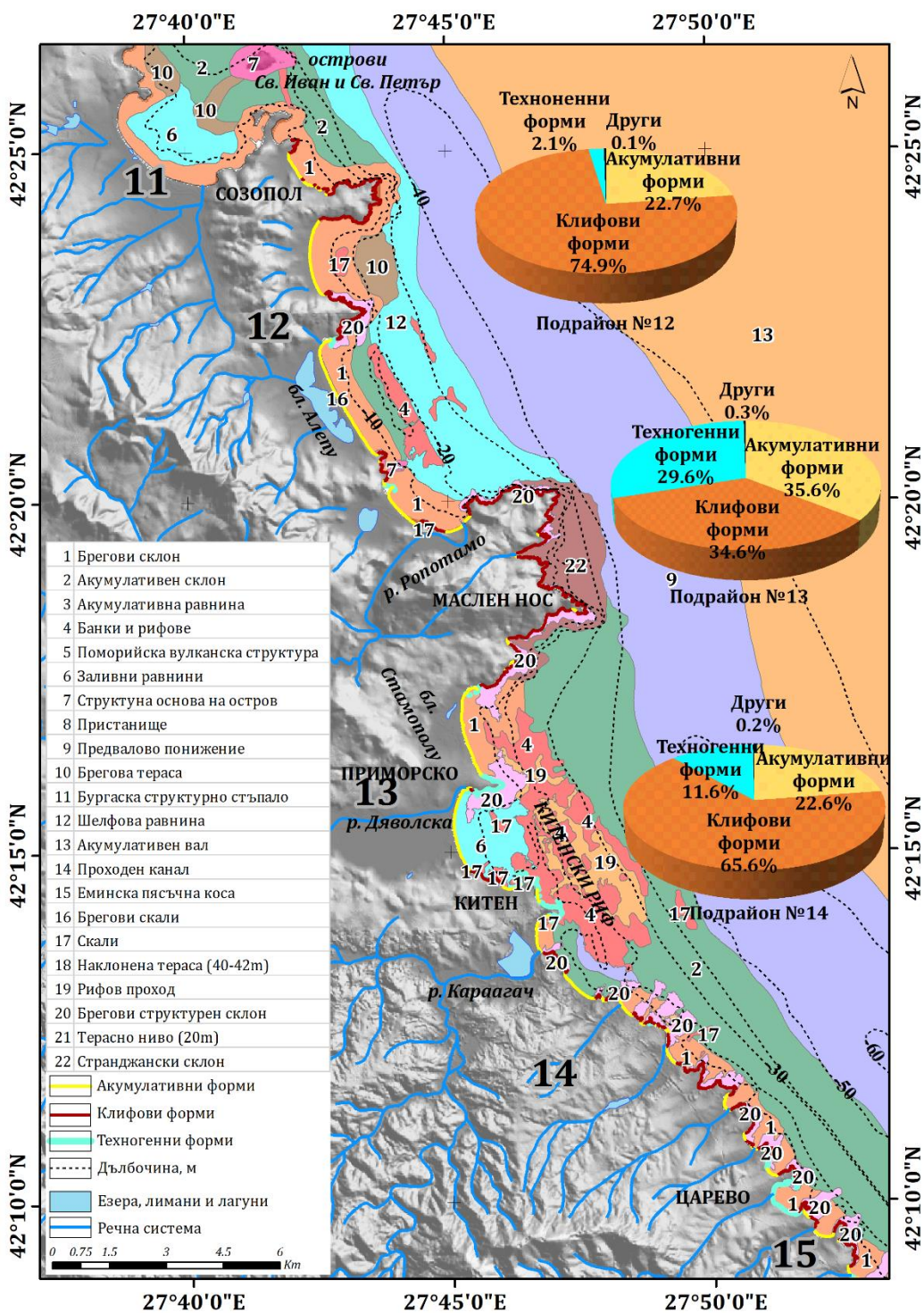
Район V. Медноридски-Странджански район

Южното българско крайбрежие е оформено в най-източните части на Медноридската и Странджанска антиклинали. Бреговете им са изградени от характерен горнокреден (сенонски) вулканогенно-седиментен комплекс, състоящ се от ефузивни скали като андезити, андезитни туфи, базалти с прослойки от морски седименти. В геоложкия строеж на отделни места по южното крайбрежие се разкриват интрузивни скали като монцонити, монцодиорити, сиенити, монцосиенити и др. (Петрова и кол., 1992; Желев. 2006).

Бреговата линия между пристанище Созопол и устието на р. Резовска (границата с Република Турция) е с дължина 137.5 km. Най-разпространени са бреговите клифови форми 70.1% (96 km). Акумулативният бряг е с дължина 29.2 km (21.32%), като са обособени 20 на брой плажове. Най-известни от по-големите са Харманите, Каваците, Дюни, Аркутино, Ропотамо, Стомопло, Атлиман, Китен, Корал, Оазис, Арапя, Нестинарка, Ахтопол, Силистар и други.

Техногенният бряг е 8.3% (11 km), формиран главно в рамките на Пристанище Царево, Ахтополски залив и пристанищните и брегоукрепителни съоръжения на Приморско и Китен (Фигури 11 и 12).

Фигура 11: Типове брегови форми в обхвата на Медноридски-Странджански район (гр. Созопол – гр. Царево)



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

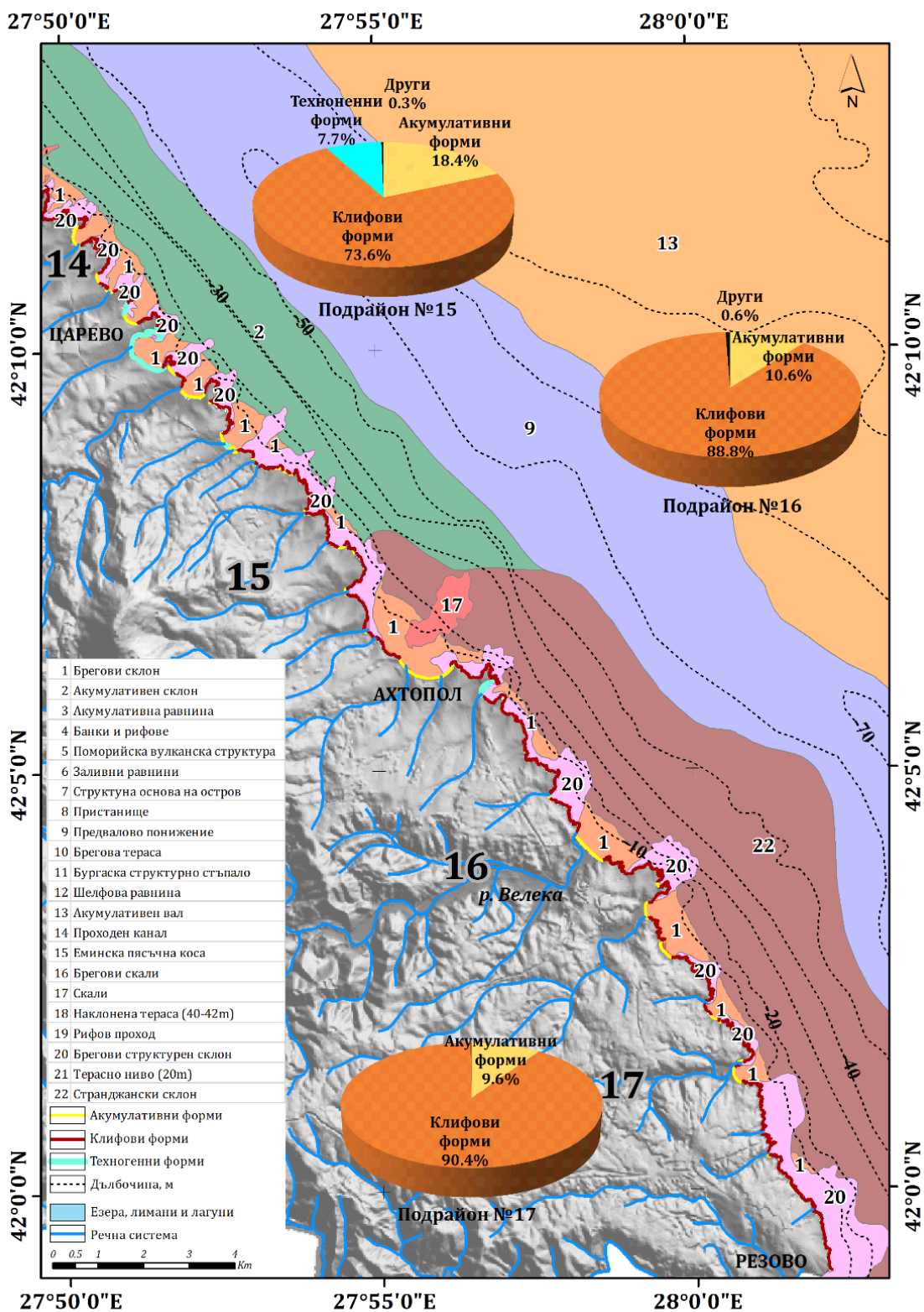
Медноридски-Странджанският участък се отличава с най-висока степен на разчленение на бреговата линия - коефициент 1.76 (Керемедчиев, 2001). Тази сравнително голяма разчлененост се създава от многобройните малки полуострови, завършващи със стръмни, скалисти носове (Колокита, Св. Агалина, Корака, Маслен нос), придружени от срутени пред тях огромни скални блокове (клипи). За тяхното моделиране са допринесли разседите в устойчивите вулкански скали, по които абразията е изваяла тесни живописни коридори и пещери. В дъната на неголемите заливи, разделящи полуостровите, са оформени плажови ивици, зад някои от които има малки лагуни (Алепу, Аркутино, Стомопло), а приустиевите части на реките Ропотамо и Дяволска са типични лимани, запълнени с речни и морски наслаги (Петрова и кол. 1992). Характерна част от пейзажа на южнобългарското черноморско крайбрежие са добре защитените дюнни ансамбли, приоритетно развити в тилните части на плажовете, като: Харманите, Каваците, Дюни, Аркутино, Ропотамо, Стомопло, Атлиман, Китен, Корал, Оазис, Арапя, Нестинарка, Ахтопол, Силистар.

Странджанският бряг обхваща участъка на юг от устието на река Караагач и достига до това на река Резовска. Той е ориентиран северозапад-югоизточно направление и е изключително изложен на вълново въздействие. Преобладава абразионният тип бряг с дълбок абразионно-структурен подводен профил и слабонаклонен акумулативен склон. Те са формирани при брегове със силно изразена разломна тектоника и блоково-тектонски строеж, изградени от устойчиви на абразия вулканогенни комплекси. На юг доминира абразионният тип бряг с дълбок абразионно-структурен подводен профил и слабонаклонен акумулативен склон при брегове със силно проявени микротектонски процеси, съвременни негативни движения и активна селективна вълнова абразия (Керемедчиев, 2001).

Абразионната морфология е ясно изразена в силно назъбената брегова линия, където заливите са малки, а носовете къси и скалисти, като например: Атлиман, Арапя, Царевския, Ахтополския (Подрайони № 14, 15, 16, 17) (Фиг. 11 и Фиг. 12) и други. В слабо вдлъбнатите му заливчета са образувани малки, красиви плажови ивици. На клифовия бряг се пада дял от 76% от бреговата линия на крайбрежието. Основният облик на крайбрежната ивица се създава от комплекса морски тераси, който достига 3-4 km ширина. Приустиевите части на реките Дяволска, Караагач, Потурнашка, Велека и Резовска представляват типични, затлачени с морски и речен алувий лимани, отделени от морето с плажови ивици. Типичен пример е лиманът на река Велека, представляващ заливна тераса, обрасла с лонгозна гора, отделен от морето с пясъчна коса достигаща 3.2 m височина.

Медноридски-Странджански район условно (поради голямото сходство в морфоструктурно отношение на брега) е поделен на 6 подрайона, поради разнообразния морфоложки строеж на подводния брегови склон. Основната разлика в морфоложкия строеж на южнобългарското крайбрежие е редуването на абразионно-структурни, абразионно-акумулативни форми и чисто акумулативни форми на релефа.

Фигура 12: Типове брегови форми в обхвата на Медноридски-Странджански район (гр. Царево – устието на р. Зезовска).



Източник: Л. Димитров, Б. Проданов (МППРБ, 2020 г.)

Подрайон № 12 има относително спокоен характер на бреговия склон. Изключение правят абразионно-структурните склонове на носовете Колокита и Св. Агалина. Те се проследяват, съответно на дълбочина до 26 m пред полуостров Буджака и до 16 m пред нос Св. Агалина, южно от къмпингите Каваците и Смокиня. Заравненото акумулативно дъно продължава до залив Ропотамо. Пясъчното дъно е нарушено от протяжен скален риф (дълбочина от -13 m до -18 m) с направление на дългата ос СЗ-ЮИ (153°) и откъслечни скални банки. Абразионно-аккумулятивен склон с наклон 1.12°, покрит с тинести седиментни, опасва носовете Корака и Маслен нос

На юг от Маслен нос, морфоструктурният, ясно изразен блоков строеж, в съчетание с устойчивия на абразия скален фундамент, предполагат значително по-пъстра морфоложка и литоложка картина на дънния седимент. Бреговият склон пред лагуна Стомопло представлява слабонаклонено пясъчно дъно (под 1.5°), докато пред лиманите на река Дяволска и река Караагач са оформени заливни тераси, просечени от брегови понижения (долини), вероятно палеокорита на прилежащите им реки.

В **подрайон № 13**, акваторията пред Приморско, Китен и на юг до Лозенец се разполага Китенският риф. Като отделна морфоложка форма с площ 8.5 km², тя е строго характерна единствено за северната част на Странджанското крайбрежие. Рифът е естествено подводно продължение на носовете Конник и Урдовиза, като последните му скални разкрития са на дълбочина 38 m. На места рифът се издига между 8 m и 10 m над морското дъно. На фона на заобикалящото го пясъчно дъно (Dimitrov et al., 2019) контрастират резките вариации на наклоните му, достигащи до 23°, които на места са почти вертикални. Той е богат на биоразнообразие.

В **подрайоните № 14, 15 и 16** основна роля при изграждането на подводния склон има дребно насеченият, устойчив на абразия бряг. Редуването на малки заливи със заравнено пясъчно дъно и подводните абразионно-структурни склонове на вдадените в морето носове е характерно за бреговете между Китен и Синеморец. В слабо активната в хидродинамично отношение зона след 15 m дълбочина, морското дъно представлява полегат песъчливо-тинест акумулативен склон с наклон от 1.60°. На юг от Ахтопол, бреговият склон след 10 m дълбочина преминава в странджански абразионно-аккумулятивен склон, където силните подводни течения са оголили коренните скали, образувайки множество скални банки.

От инженерно-геоложка гледна точка, най-засегнати от свлачищни, абразионни и ерозионни процеси по Черноморското крайбрежие са всички клифови участъци в подрайоните в обхвата на Добруджанско–Франгенския, Долнокамчийския и Старопланински райони. В зависимост от конкретните условия на даден брегови участък, включващ и подводния брегови склон, тези процеси на разрушаване на брега са по-интензивни и разрушителни, като например при нос Калиакра, нос Галата, участъците между гр. Каварна и гр. Балчик, между с. Кранево и к.к. Златни пясъци и др.

Докато подзвената на МРРБ подържат добър регистър на свлачищата⁴ съгласно Наредба № РД-02-20-1 от 19.06.2014 г., достъпни и актуални данни за ерозията и абразията по Черноморското

⁴ <http://gz-varna.mrrb.government.bg/map/>

крайбрежие се намират трудно. Не е достъпна и „Генералната схема за брегозащита на Българското Черноморско крайбрежие“. Разработената през 2015 г. „Национална програма за превенция и ограничаване на свлачищата на територията на Р. България, ерозията и абразията по Дунавското и Черноморско крайбрежие 2015-2020“ остава с пожелателен характер, въпреки, че декларира, че „Решаването на ерозионните, абразионните и свлачищните проблеми в България ще е дълготрайно, през цялото XXI столетие, поради наличието на голям брой свлачища, ерозионни и абразионни участъци“⁵.

Направеният анализ налага обобщения извод, че познанията за бреговата зона откъм сушата са повече от задоволителни, докато тези за акваториалната са откъслечни и непълни. Ето защо е крайно необходимо да се положат системни усилия за попълване на познанията за тази активна, интензивно експлоатирана и най-богата на биоразнообразие зона. Една положителна стъпка в това направление може да бъде възстановяване на прекъснатия мониторинг по Дескриптор Д7 - Изменения на хидрографските условия (по РДВ и РДМС) и подновяване на мониторинга на ерозионно-абразионните процеси по Черноморското крайбрежие. Необходимо е уеднаквяване на терминологията и синхронизиране на подзаконовата нормативна база, с оглед ясно вменияване на задължения на компетентните институции, отговорности и контрол.

2. Континентален шелф и дълбоководие

Морските пространства на Република България са регламентирани от 1987 г. първоначално в Закона за морските пространства, а от 2000 г. в Закона за морските пространства, вътрешните водни пътища и пристанищата на Република България (ЗМПВВПРБ)⁶. Съгласно закона българските морски пространства обхващат пет юридически категории: вътрешни морски води, териториално море, прилежаща зона, континентален шелф и изключителна икономическа зона (Фиг. 13).

Вътрешните морски води са определени още в закона от 1987 г. в който се очертават пет прави линии (правите свързват нос Калиакра с нос Тузла, нос Тузла с нос Екрене и нос Св. Константин с нос Иланджик южно от Галата, нос Емине с Маслен нос и Маслен нос с нос Рохи – северно от Царево). На север и запад от тези линии, до бреговата линия, се разполагат вътрешните морски води на Р. България. Акваторията на вътрешните морски води е с обща площ от 971.871 km². Тези прави и свързващата ги брегова линия между тях е т.н. базова линия от която се измерват в посока към открито море, останалите четири морски пространства.

Териториалното море включва прилежащата към брега и вътрешните морски води морска ивица с широчина 12 морски мили, измервана от изходните линии. Те са част от територията на Р. България, както и въздушното пространство над тях, тяхното дъно и неговите недра, върху които тя упражнява своя държавен суверенитет. Акваторията на териториалното море е с обща площ от 5 336.42 km².

⁵ <https://www.mrrb.bg/bg/nacionalna-programa-za-preveniciya-i-ogranichavane-na-svlachistata-na-teritoriyata-na-republika-bulgariya-eroziyata-i-abraziyata-po-dunavskoto-i-chernomorskoto-krajbrejie-2015-2020-g-i-dopolnenie-kum-neya-s-novovuzniknali-77199/>

⁶ ДВ бр. 12/11.02.2000 г., изм. И доп. ДВ бр. 28/29.03.2018 г.

Прилежащата зона на Република България е морската ивица, която се опира до териториалното море и се разпростира на разстояние 24 морски мили от изходните линии.

Конвенцията по морско право на ООН дава право на всяка държава с излаз на море да регламентира своя континентален шелф и изключителната икономическа зона (ИИЗ) в морското пространство до 200 мили (370 km) пред своите брегове. В тази зона държавата не упражнява суверенитет, а суверенни права. Най-важното суверенно право е, че на никого не се позволява да експлоатира живите богатства на морските води и морското дъно без специално разрешение от държавата собственик.

България не е декларира своя континентален шелф поради липса на данни за неговата външна граница. С натрупването на нови данни и знания в настоящо време тази граница може надлежно да се картира.

Поради ограничените размери и специфичната форма на Черно море нито една от черноморските държави не може да установи за себе си ИИЗ от 200 морски мили. В закона от 2000 г. се определя, че „ИИЗ на Р. България се простира отвъд границите на териториалното море на разстояние до 200 морски мили от изходните линии, от които се измерва ширината на териториалното море”, като „външните граници на ИИЗ се определят по споразумение със съседните прилежащи и срещулежащи държави в съответствие с международното право, за да се постигне справедливо решение.”

Южната граница на морските пространства на страната е определена от Споразумението между Р. България и Турция от 04.12.1999 г. за определяне на границата в района на устието на река Резовска - Мутлудере и разграничаване на морските пространства между двете държави в Черно море. Между България и Румъния все още се водят разговори за делимитиране на морската граница, без да е постигнато окончателно съгласие, въпреки че двете държави са поели ангажимента да определят границата на морските си пространства на базата на консенсус, при влизането в Европейския съюз. Най-източната точка на ИИЗ на страната се разполага на около 120 морски мили (220 km) от българския бряг, почти в средата на западния черноморски басейн, с координати 43°26'40.00"N – 31°20'43"E определени от Споразумението между Р. България и Турция.

Необходимо е да се подчертае, че морската ни граница с Р. Румъния, налична в Световната база данни на морските граници⁷ и вероятно регистрирана от оторизирани органи на Р. Румъния, се различава съществено от тази възприета от органите на България и е в ущърб на страната, ощетявайки ни с повече от 1000 km².

Общата площ на акваторията в Черно море под юрисдикция на Р. България възлиза на 32 271 km².

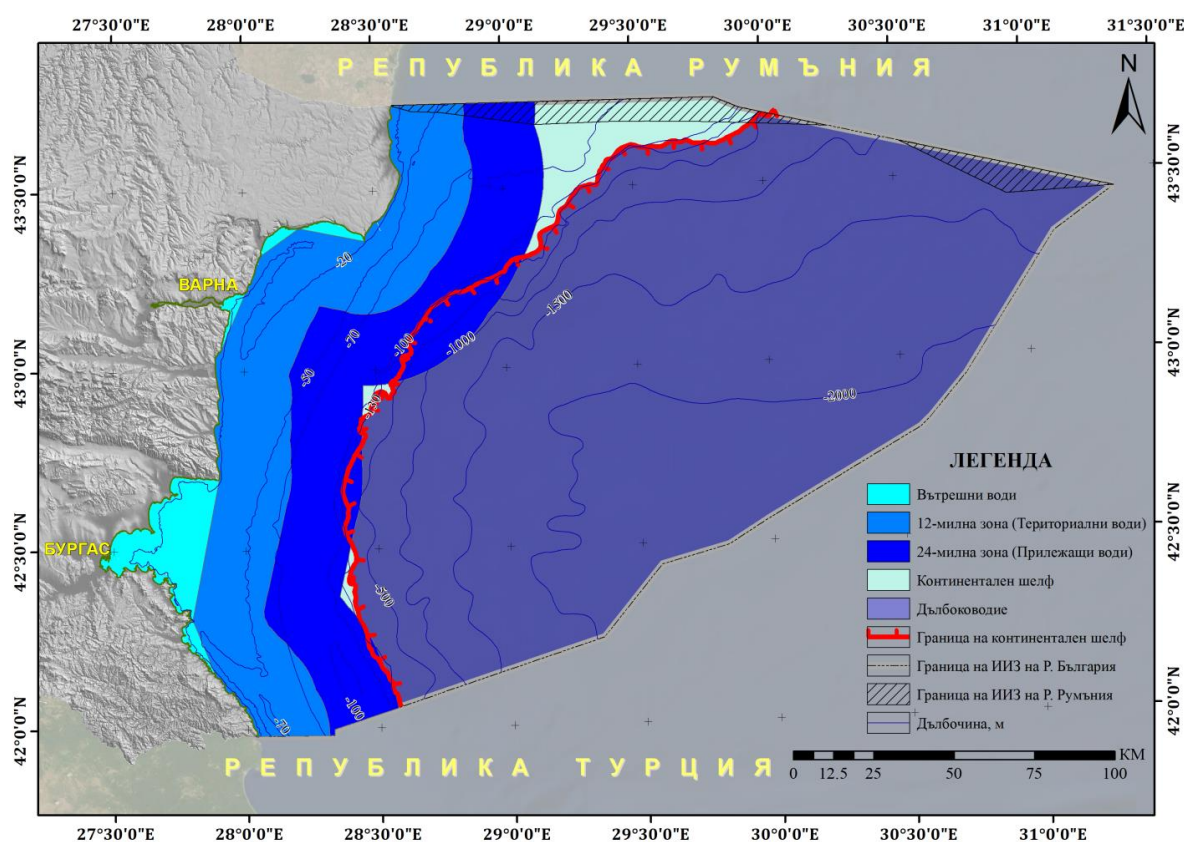
В геолого-тектонско отношение, регионът на Черно море попада в рамките на Анадолския сектор на Алпийско-Хималайската орогенна система и се намира между Евро-азиатската плоча (на север) и Афро-Арабските плочи (на юг). За Черно море се предполага, че е остатък от древния океан Тетис, като много автори смятат, че образуването на басейна е протекло в

⁷ Maritime Boundaries Geodatabase, <http://www.marineregions.org/gazetteer.php?p=details&id=5672>

периода късна креда до палеоген (Tugolesov et al., 1985; Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2003; Georgiev, 2011).

Басейнът на Черно море, по отношение на структурата на земната кора, се състои от Западен и Източен седиментни басейни, разделени от Средно Черноморското възвишение (хребет Андрусов-Архангелски). Българската ИИЗ попада изцяло в границите на Западния Черноморски Басейн (ЗЧБ), лежащ на океанска и субокеанска кора. В нея се различават четири принципни геоморфоложки зони, батиметрично лимитирани на различни нива: 1) континентален шелф – от бреговата зона до дълбочини 130-140 m; 2) континентален склон – до дълбочини около 1 200 m; 3) континентално подножие – до дълбочини около 1 800 m; и 4) абисално дъно, максималната дълбочина на което, в българската ИИЗ, достигат до 2 120 m.

Фигура 13: Морски пространства на Република България



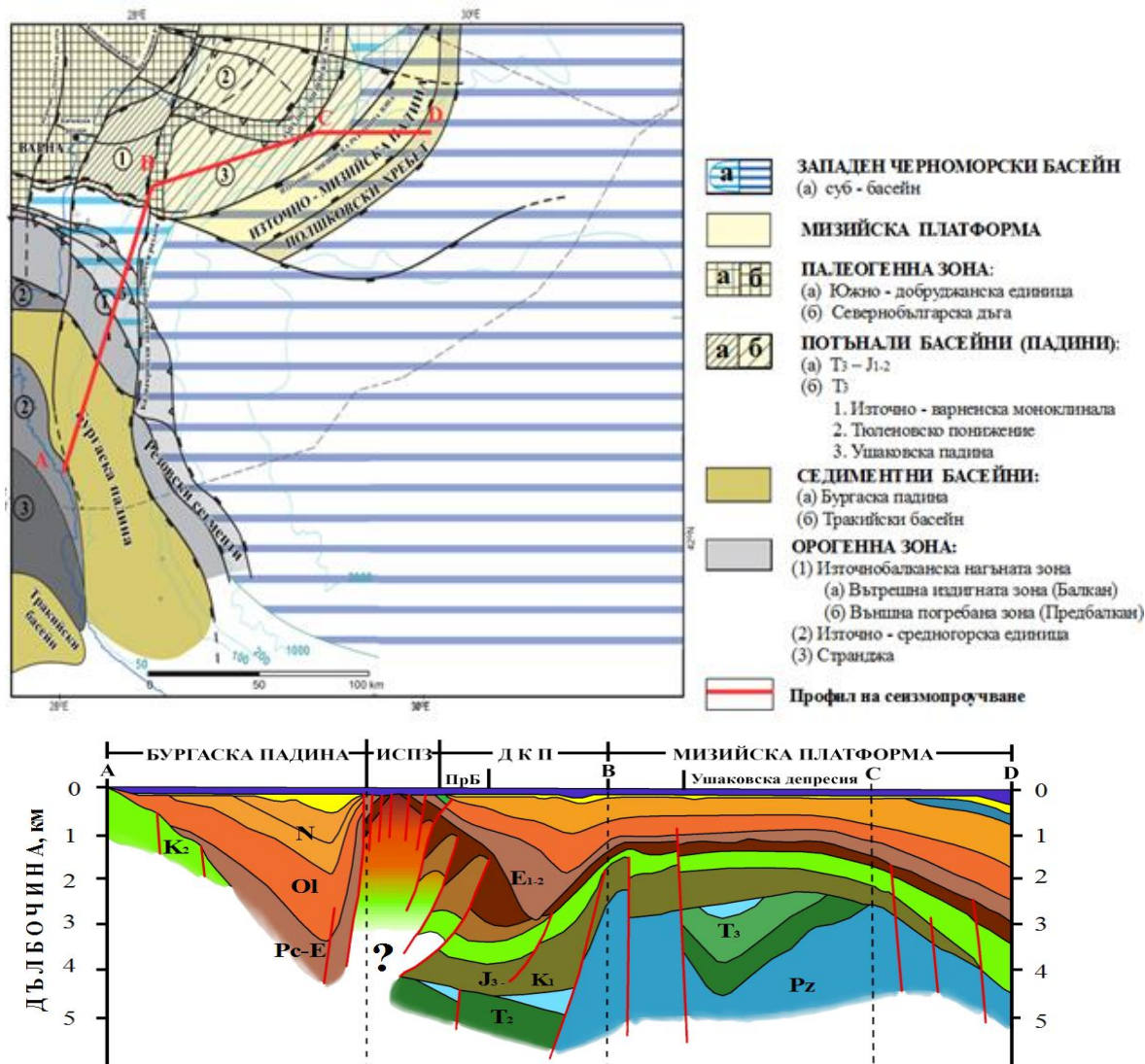
Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

Главните тектонски елементи на българския континентален шелф (БКШ), проследени от север на юг, са: източната част на Мизийската платформа, Долнокамчийското понижение, Източно-Старопланинската зона и Средногорската тектонска зона, като последната е представена от Бургаската падина и Странджанския антиклинорий (Кръстев и Михова, 1990; Кръстев, 1993; Димитров, 2003; Пейчев, 2004).

Източната част на Мизийската платформа обхваща северната част на Българското черноморско крайбрежие и се простира между държавната граница с Румъния на север и долината на река Камчия на юг. Литологията на крайбрежието е маркирана от миоценов седиментен комплекс,

включващ варовици, пясъчници, мергели, глини и др. Най-отличителна литоложка характеристика на брега в обхвата на Добруджанското плато между нос Сиврибурун и нос Шабла се явява образуваната през кватернера льосова покривка, на места надминаваща 15 km дебелина (Чешитев и кол., 1989). С изключение на посочения участък, геоложкият строеж на останалата част от Крайморска Добруджа се състои от сарматски седименти, които заедно с датиращите от миоцена, доминират също и литологията на Франгенското плато (Попов и Мишев, 1974). В южна посока в геоложкия строеж на Авренското плато отново преобладават изброените литостратиграфски единици на миоцена (Попов и Мишев, 2014; Чешитев и кол., 1989; Керемедчиев, 2004). Продължението на Мизийската платформа се проследява в целия северен шелф и обхваща малка част от континенталния склон (Кръстев и Зафиров, 1981; Кръстев, 1993; Димитров, 2003). Тя се причислява към „дочерноморски“ геоструктури, предхождащи формирането на съвременната Черноморска котловина (Кръстев, 1993). Естествената южна граница е по челната северна ивица на Предбалкана, като се приема, че той е развит върху южния, потъващ ръб на Мизийската платформа (Бончев, 1971).

Фигура 14: Геолого-тектонски строеж на българския континентален шелф и дълбоководие с разрез по сеизмични данни



Източник: Georgiev, 2014 г., с изменения

Южно от Варненската депресия е разположено Долнокамчийското понижение, в което са оформени долините на реките Камчия и Фъндъклийска. В геотектонско отношение Долнокамчийското понижение се явява преходна зона, разделяща Старопланинската младо нагъната алпийска система от източната част. То представлява специфичен негативен структурно-тектонски елемент с характерните черти на краева депресия, генерирана върху южната периферия на Мизийската платформа, най-вероятно на границата между долния и средния еоцен (Бончев, 1986; Dachev et al., 1988; Георгиев и др., 2004; Georgiev, 2004). На изток то плавно се разширява и навлиза в Западния черноморски басейн. Изградено е от валанжки до горнокредни седименти, надградени от мощни неозойски пластове. Повърхностните кватернерни отложения преимуществено са доминирани от чакълест, песъчлив или глинест алувий, като в литоралната зона седиментът е продукт от селективна ерозия и абразия (Пейчев и Димитров, 2012).

Източната приморска част на Старопланинската младо нагъната мегаструктура е комплекс от горнокредни и палеогенски седименти, представен от флиша на Еминска свита, пясъчници, мергели, конгломерати, варовици и др. (Чешитев и кол., 1989). Бончев (1975) описва източната част на Балканидите, като образувани от Беленската, Люлинската, Ираклиевската, Банянската и Еминската антиклинали. Последните се проследяват по протежение на крайморската част от Източно-Старопланинската зона. Съвременните геолого-геофизични изследвания сочат, че непосредствено с навлизането в шелфовата зона, Старопланинската структура потъва и рязко сменя посоката си – от запад – изток на северозапад – югоизток към Босфора, като се проследява покрай ръба на шелфа до западните понтиди (Бончев, 1986; Кръстев и Михова, 1990; Nachev, 2002; Кръстев, 1993). Границите ѝ са белязани от регионални дълбоки разломи – Предбалканския от север и Задбалканския – от юг.

Южната част на шелфа между брега и югозападната периклинала на Източна Стара планина се заема от Бургаската палеоген-неогенова депресия. На север падината влиза в контакт със Старопланинската тектонска зона чрез Задбалканския дълбочинен разлом, докато на юг и югозапад граничи със Странджанската орогенна зона (Бончев, 1971; Дачев, 1977, Кръстев, 1986; Куприн, 1988). Откъм брега е ограничена от колянобразната флексура на Странджанския антиклинорий, маркиран в прибрежната зона от разкритията на горнокредните вулканогенни скали (Куприн, 1988; Vasilev & Dimitrov, 2003; Georgiev, 2011). В тектонско отношение, Бургаската падина принадлежи към Средногорския подвижен пояс (Dachev et al., 1988) и е наложена върху част от североизточното крило на Бургаския синклинорий (Кръстев и др., 1980; Кръстев, 1986).

Южната брегова зона се разполага в бреговите участъци на Бургаската низина и редуващите се антклинали и синклинали от приморските части на Медни рид и Странджа. Самата зона представлява линейна мезоалпийска, дъгова орогенна зона, заложена през горната креда на юг от Балканидите (Гочев, 1991). В основата на Бургаската падина залягат дислоцираните вулканогенно-утаечни скали на сенона, покрити от маломощна пачка по-млади горнокредни опесъчени варовици. Скалите и от двете серии се разкриват на брега и се проследяват по цялото протежение на бреговата ивица на юг от гр. Бургас. Горнището им рязко потъва от брега на изток-североизток, достигайки дълбочини около 3.5-4 km в осевата зона на падината. Така

формираното седиментно пространство е изпълнено с пъстра серия от седиментни скали от еоцена до кватернера включително, общата дебелина на които се мени от десетки метри около брега, до повече от 3,5 km в най-потъналата ѝ югоизточна част. Повече от половината от тази дебелина се пада на палеогенските седименти (Димитров, 2003).

Обединяването на континенталния склон и подножието се дължи на еволюционния им характер, обосновани като „късночерноморски“ структурно-геоморфоложки елемент на субаквалната част на континенталната окрайнина (Кръстев, 1993). Мористите периферии на Мизийската плоча (Източно-Мизийска моноклинала), Долнокамчийското понижение и източното крило на Балканидите продължават извън пределите на шелфа, обхващайки по-голяма част от континенталния склон. Сходна е структурата на палеоген-кватернерните седименти на различните тектонски елементи. Характерни са флексурно огъване в началото, недълбоки разривни стъпала в долните части на разреза и клинообразна форма на запълване, типична за некомпенсираните басейни.

Дебелината на палеоген-кватернерния комплекс се мени в началото на континенталния склон от по-малко от 1 km в областта на Мизийската плоча и Балканидите, до 3-4 km в района на Долнокамчийското понижение. Надолу по склона мощността му постепенно се увеличава, изравнявайки се в подножието му до около 7-8 km. В западния Черноморски дълбоководен басейн тя надхвърля 12 km, като повече от половината от тази дебелина заемат палеогенските седименти, а мощността на кватернерните отложения надхвърля 600 m (Мельник и др., 1990). Целият седиментен комплекс е изграден от дълбоководни отложения с еднообразен литоложки състав, но със значителни вариации в съдържанието на органично вещество, повлияно от различните палео-климатични условия (Сорокин и др., 1990). Това са предимно сидеритови и карбонатни глини с изолирани, маломощни лещи и прослойки от редуващи се алевролити, дребнозърнести пясъци и алевроити с вероятен турбидитен характер (Димитров, 2003).

Въпреки голямото разнообразие от хетерогенни, хетерохронни и разнопорядкови геолого-тектонски елементи, изграждащи недрата на българския континентален шелф, те нямат отражение в съвременния му релеф, с изключение на малкото активни разломи проявени като структурни стъпала на морското дъно, предимно в северния шелф и по неговата периферия. Съвременният релеф на българския континентален шелф (БКШ) е формиран под въздействието преди всичко на хидродинамични процеси, основно през Холоцена, след като връзката му със Световния океан е възстановена, като присъстват и някои реликтни форми на релефа, образувани по време на последния ледников период (дюнното поле в периферията на шелфа).

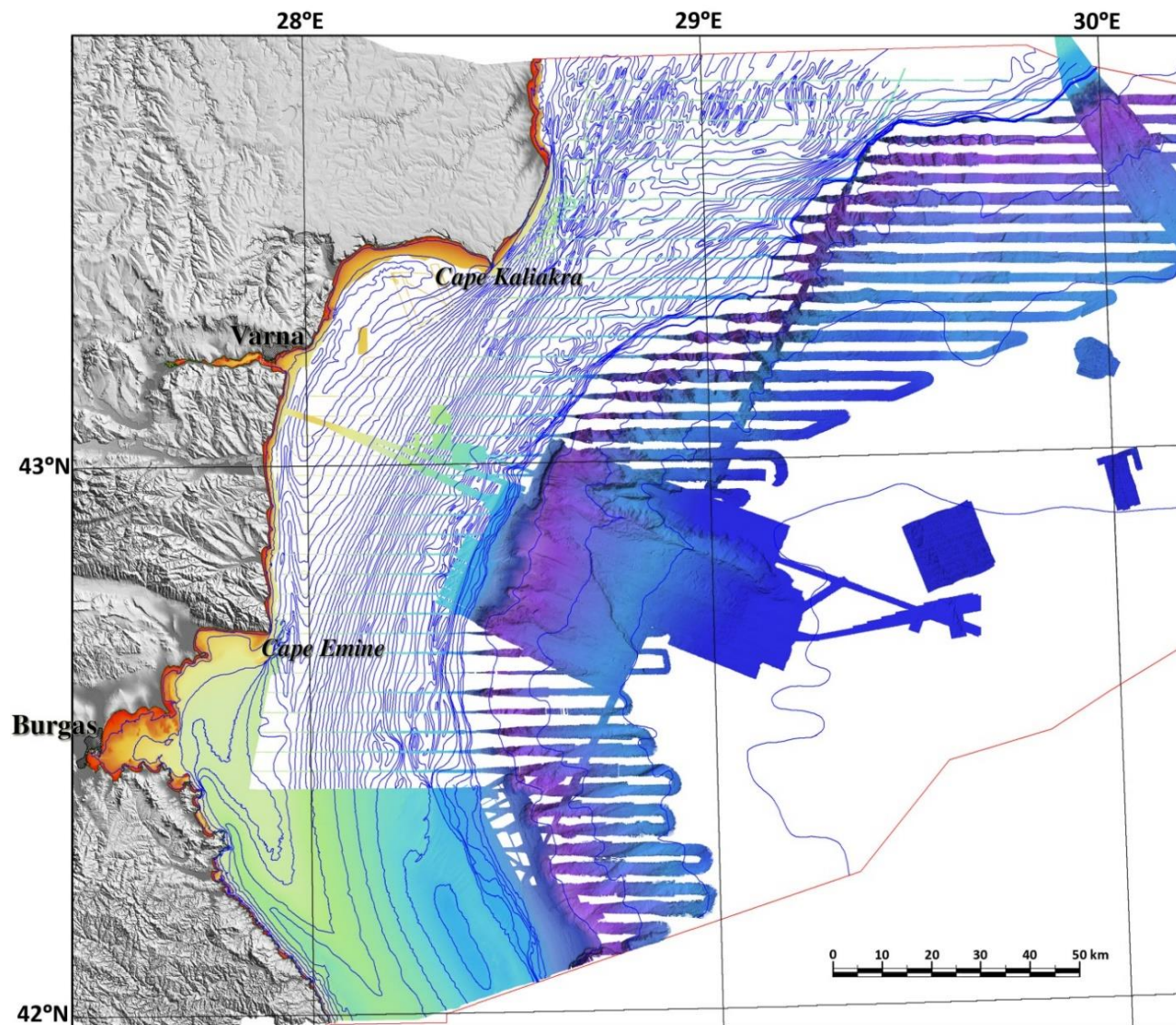
Геоморфологията на Българския континентален шелф е била предмет на интензивно изучаване в периода 1975-1990 г. от български и съветски специалисти (Геология и гидрология западной части Черного моря, 1979; Сорокин и др., 1980; Сорокин, 1984; Куприн и др., 1980; Попов и Мишев, 1984б; Khrishev & Shopov, 1987; Михова, 1989; Крыстев и Михова, 1990). Положено е началото на геоморфоложкото картиране на БКШ (Федоров, 1963; Лилиенберг и др., 1964; Пърличев и Марков, 1971, 1972; Пърличев и Петров, 1974; Лилиенберг, 1966, 1970; Мишев и др., 1971), чиито венец са геоморфоложките карти на Пърличев (1987) в М 1:200 000 и Кръстев (1992) в М 1:500 000. Някои от основните морфоложки форми в тези карти са описани и

картографирани изненадващо достоверно, като двата акумулативни вала в централната зона на шелфа, Калиакренски и Емински валове и прилежащите им прибрежни долини. Други, като например периферните валове и редица хипсометрично позиционирани тераси с „неизяснен генезис“ и „потопени клифове“, са както с погрешно очертаване на морфологията и пространствения обхват, така и тълкуване на техния генезис. Трети форми, са изцяло пропуснати, основно поради недостатъчност или липса на данни, като цялата крайбрежна зона, която е маркирана като „прибрежен склон“ без типова подялба. Бургаски залив не е отделен като самостоятелен морфоструктурен елемент и не е показана връзката му с шелфовата тераса.

В периода 2017-2019 г. е съставена нова геоморфоложка карта на българския континентален шелф в М 1:100 000, изработена от колектив от ИО-БАН в рамките на работен пакет 4. „Кватернерна геология и геоморфология“, на проект Европейска мрежа за наблюдение и данни за морската среда – лот 2 Геология (EMODnet Geology). На основните морфоложки форми, като двата акумулативни вала в централната зона на шелфа, Калиакренски и Емински валове и прилежащите им прибрежни долини са уточнени границите им на разпространение. На мястото на други, напълно погрешни зони и форми, както в очертаване на морфологията и пространствения им обхват, така и при тълкуването на техния генезис, са дефинирани нови зони и форми и те са картирани надлежно. Липсата на данни за крайбрежната зона и Бургаски залив е попълнена с подробни геоморфоложки построения. С голяма детайлност е определена и границата шелф-континентален склон. Открити са и са описани нови морфоложки елементи, като Калиакренската бариерна банка, газовите кратери при входа на Бургаски залив и удължени депресии в горната част на континенталния склон и др. Детайлно е картирана морфологията на банка Кокетрайс.

Като основа за изработване на геоморфоложката карта са използвани композитните цифрови модели на релефа на дъното (ЦМР) съставени по данни от многолъчеви сонарни системи. ЦМР са с резолюция от 14 m и по-добра, обхващат цялата крайбрежна зона до дълбочини от около 20 m, южнобългарския шелф и части от централния и северен шелф, както и серия батиметрични линии пресичащи шелфа от запад на изток, прокарани по регулярна мрежа през 4 km (фиг. 2.2-15). ЦМР са композирани от експерти на ИО в изпълнение на договореностите по проект EMODnet Bathymetry (тематичен лот 1). За по-добро характеризирание на отделните морфоложки зони, от набор от навигационни карти в различни мащаби са интерполирани и оцифровани батиметричните контури с интервал от 2 m от брега (нулева линия) до дълбочина 130 m. Морфометричният анализ включва анализ на наклоните и тяхното направление, пространствената локализация на формите, тяхната непрекъснатост, заравненост или хълмистост.

Фигура 15: Батиметричен модел на българската изключителна икономическа зона в Черно море. Цветният растер са композитни ЦМР и площни заснемания с многолъчев ехолот. Червената линия е границата на българската ИИЗ в Черно море



Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

По-долу е описана морфологията на българския континентален шелф на базата на новата геоморфоложка карта в М 1:100 000. Той се характеризира като относително плитководна част от дъното (средна дълбочина около 130 m, а на отделни, кратки участъци достига до 200 m), слабо разчленена, абразионно-аккумулятивна равнина, разположена между бреговата линия и границата с континенталния склон (Кръстев, 1993; Димитров и др., 2013а). БКШ представлява плавно стесняваща се от север на юг акватория с ширини по паралела от 90-100 km на север по акваториалната граница с Р. Румъния, 60-70 km в централните си части на паралела на гр. Варна, до 45-50 km срещу устието на р. Резовска на юг. В тези граници неговата площ е 12 194 km². Краят на шелфа и началото на склона са изразени или чрез ясно колянообразно пречупване на релефа на дъното, или чрез полегато изпъкналата си форма, но винаги чрез дефинитивна промяна на наклона на дъното - от сравнително малкия регионален наклон на шелфовата

равнина (от порядъка на $0.1-0.3^\circ$) до $3-5^\circ$ и дори десетки градуси наклон на континенталния склон. Границата между тези геоморфоложки елементи се проследява по протежението на челния ръб на периферната шелфова тераса на дълбочини от 130-170 m, независимо че на по-големи дълбочини могат да се срещнат и по-резки чупки в релефа на дъното. На изток от тази граница, дъгообразно се разполага континенталният склон (Фиг. 16).

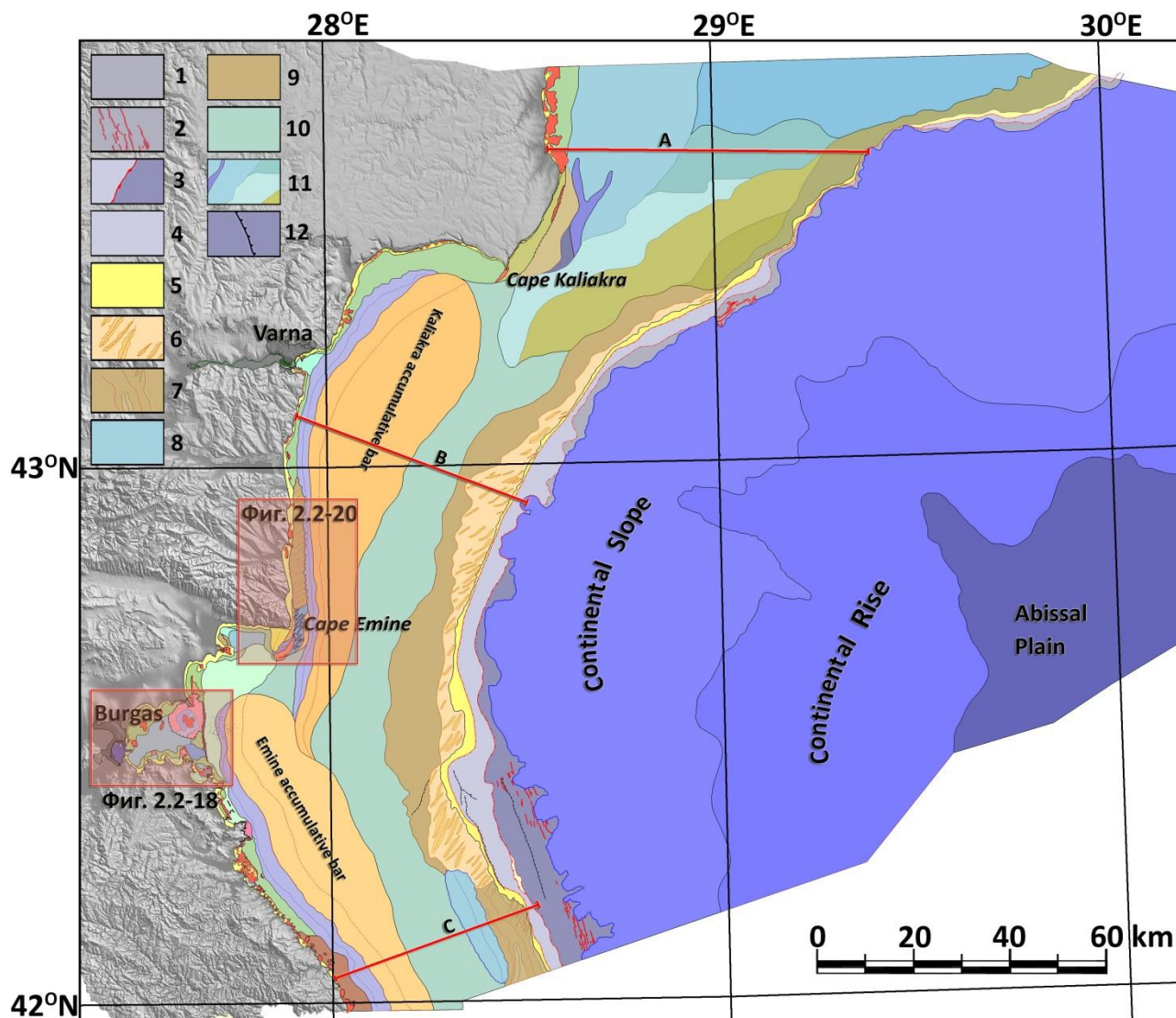
Геоморфоложки, в континенталния шелф се различават три принципни области: **прибрежна, централна и периферна** (фиг. 2.2-16), всяка със своите специфични особености (Крыстев и др., 1984). Основна отличителна характеристика между зоните е различната хидродинамична обстановка и като следствие, различна проява на абразионните и акумулативните процеси, т.е. конкретната морфология и геоложка изявеност на морското дъно е в най-пряка зависимост от съвременните седиментационни и масопреносни процеси, протичащи в различните зони на шелфа (Димитров, 2003; Кожухаров и др., 2010; Димитров и др., 2013).

Меридионалната зоналност на шелфа се определя от хидрологичния режим по крайбрежието, като се разграничават северен шелф, от границата с Р. Румъния на север до паралела на гр. Варна на юг) с доминиращи абразионни процеси и южен шелф (до границата с Р. Турция) с преобладаващи акумулативни форми на дънния релеф.

Вътрешната, прибрежна зона е разположена край съвременната брегова линия. За мориста граница на тази зона е приета 23-25 метровата изобати (Димитров, 1979). Най-съществената особеност е, че тя е подложена на активно вълново въздействие, като по такъв начин едновременно са застъпени процесите на абразия и акумулация (Керемедчиев и Чернева, 2001). Нейният облик до голяма степен е повлиян от геолого-геоморфоложките особености на прилежащата суша и обширни области на интензивна абразия с клифов бряг, усложнени на много места от свлачищни процеси, които се прекъсват от малки заливи със засилена акумулация и обратно, протяжни плажни ивици се редуват с изолирани абразионни носове (Димитров, 2003). Разнообразният и усложнен релеф на терасния комплекс в активната брегова зона се свързва с различията в генезиса на абразионните и абразионно-акумулативните форми в резултат на селективната абразия на различните по степен на вълнова устойчивост скални формации (Керемедчиев и Чернева, 2001). В нея е разположено многообразие от морфоложки форми (Фиг. 16, 18, 19, 20): крайбрежен склон; последван от по-полегатия акумулативен склон; заравнени тераси; скосена равнина в подножието им; стръмните склонове от основни скали по южното крайбрежие и около островите; множество скални рифове и банки.

На север, между нос Шабла и нос Калиакра, бреговата зона е с по-специфичен морфоложки облик поради естеството на геолого-геоморфоложкия строеж на сушата. Геоморфологията му е двуфрагментна, представена от крайбрежен и акумулативни склонове, които в този сегмент са с по-голям наклон от другите зони по крайбрежието и преминават директно в неравната абразионна равнина на шелфа.

Фигура 16: Геоморфоложка карта на българския Черноморски шелф



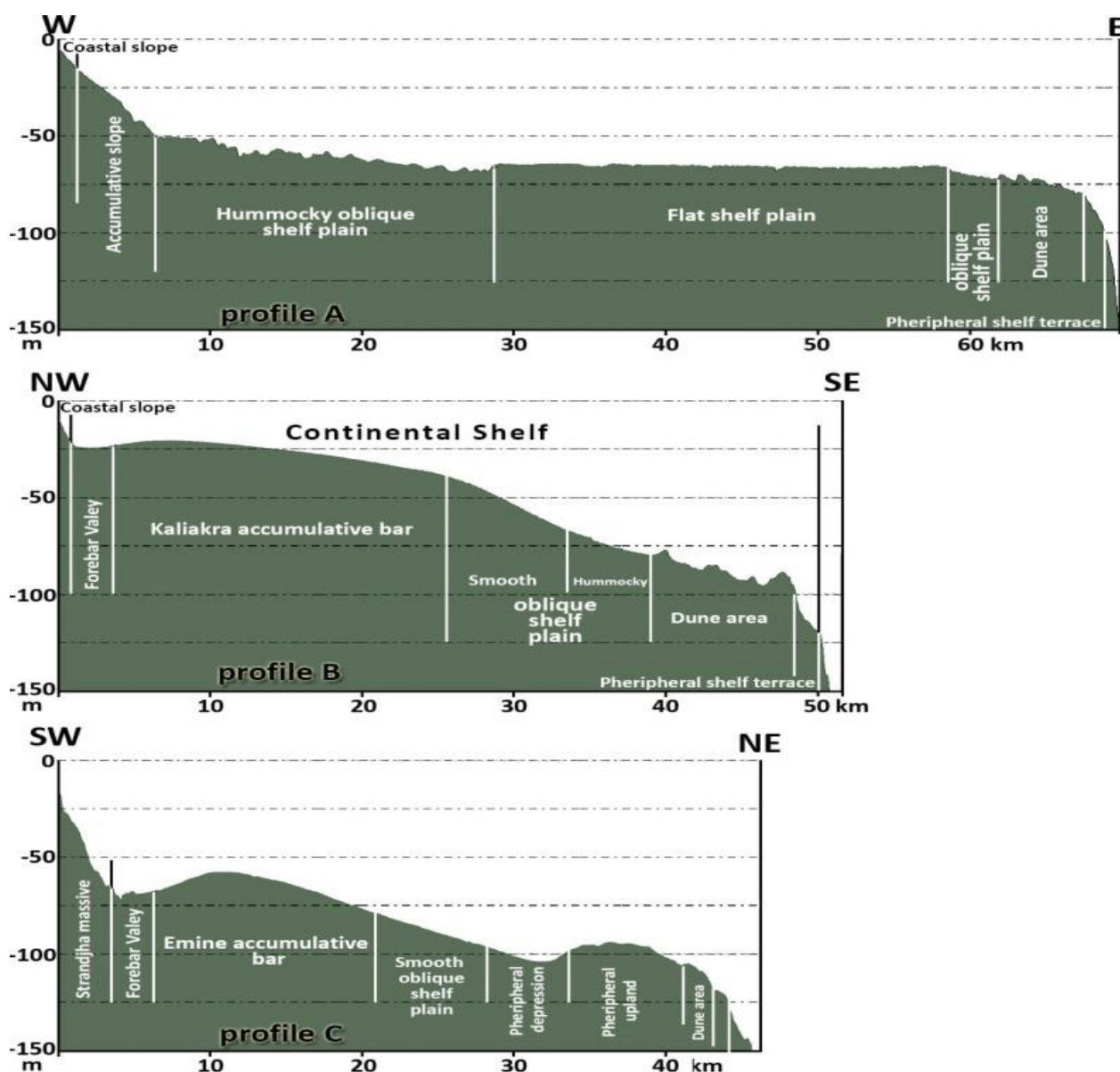
Легенда: Геоморфоложки единици (от дълбочина към брега):

1. Заравнена наклонена равнина в началото на континенталния склон със свлачищни ровини;
2. Граница шелф – континентален склон;
3. Периферна шелфова тераса;
4. Потопена палео крайбрежна зона;
5. Район с реликтни дюни и отделни дюни;
6. Периферно издигане с обозначени оси на хребети, долина и дюни;
7. Периферна шелфова депресия;
8. Неравна наклонена шелфова равнина;
9. Заравнена наклонена шелфова равнина;
10. Различни морфоложки единици на Северния шелф;
11. Активни разломи (проектирани на морското дъно).

Останалите символи са същите като на Фигура 18 и Фигура 20.

Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

Фигура 17: Характерни профили на релефа на дъното през северния (горе), централния (в средата) и южния шелф (долу)



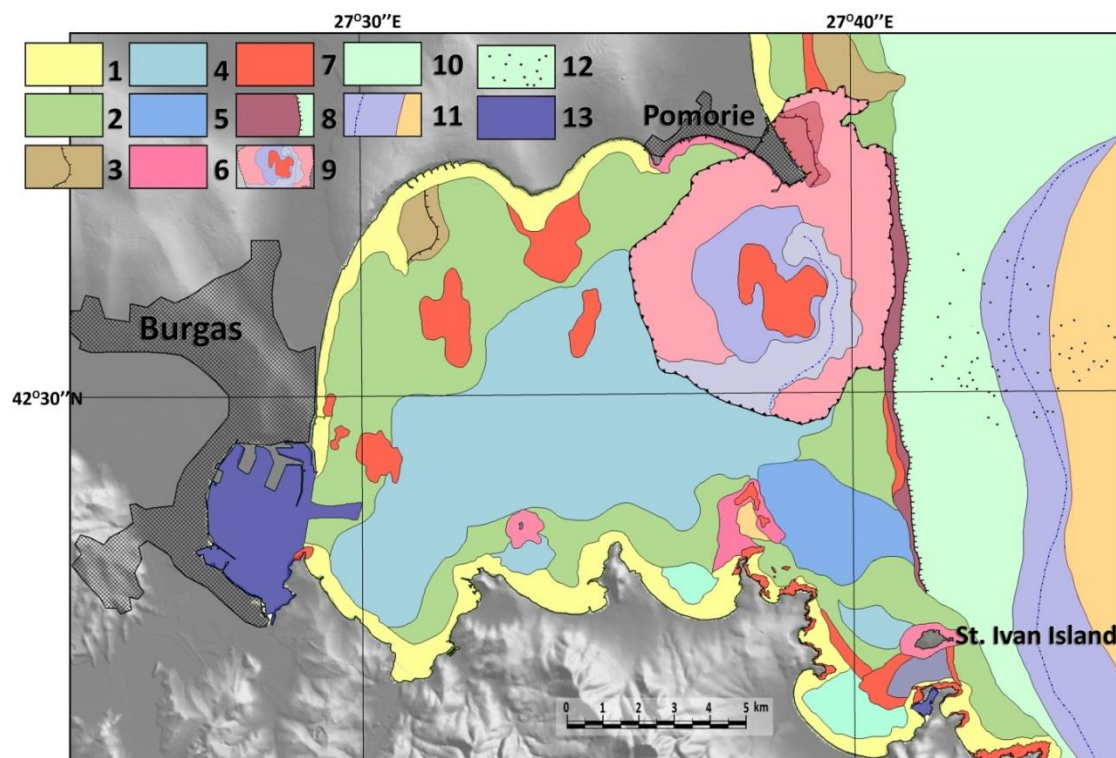
Забележка: Местоположението на профилите е отбелязано на Фигура 16. Ясно се вижда характерното намаляване на широчината на шелфа от север на юг и коренно различната морфология на северния шелф.

Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

Бургаският залив заема особено място в геоморфологията на БКШ. Той е заключен между гр. Поморие и гр. Созопол и е най-големият залив по БЧК с площ от 210 km². Новите изследвания сочат, че по геоморфоложки признаци обхватът му е по-голям, като източната му граница се разполага по меридиана на гр. Созопол. Тя се бележи по стръмно структурно стъпало (Бургаско структурно стъпало) при дълбочина между 26 m и 32 m, вероятно с тектонски произход, с простиране север-юг и денивелация от 6-8 m в централните му части и повече от 20 m в района на гр. Поморие (Фиг. 18 и 19). То е с ясно изразен скален цокъл, свързващ Поморийската вулканска структура на север и отворения на североизток Созополски залив. На много места,

в горната си част, стъпалото е усложнено от сравнително ниски (3-5 m), линейни скални банки. Стъпалото се явява първостепенна структурна граница, отделяйки Бургаския залив от централната шелфова равнина и го дефинира, като самостоятелна морфоструктурна единица.

Фигура 18: Геоморфоложка карта на Бургаския залив



Легенда:

Геоморфоложки единици:

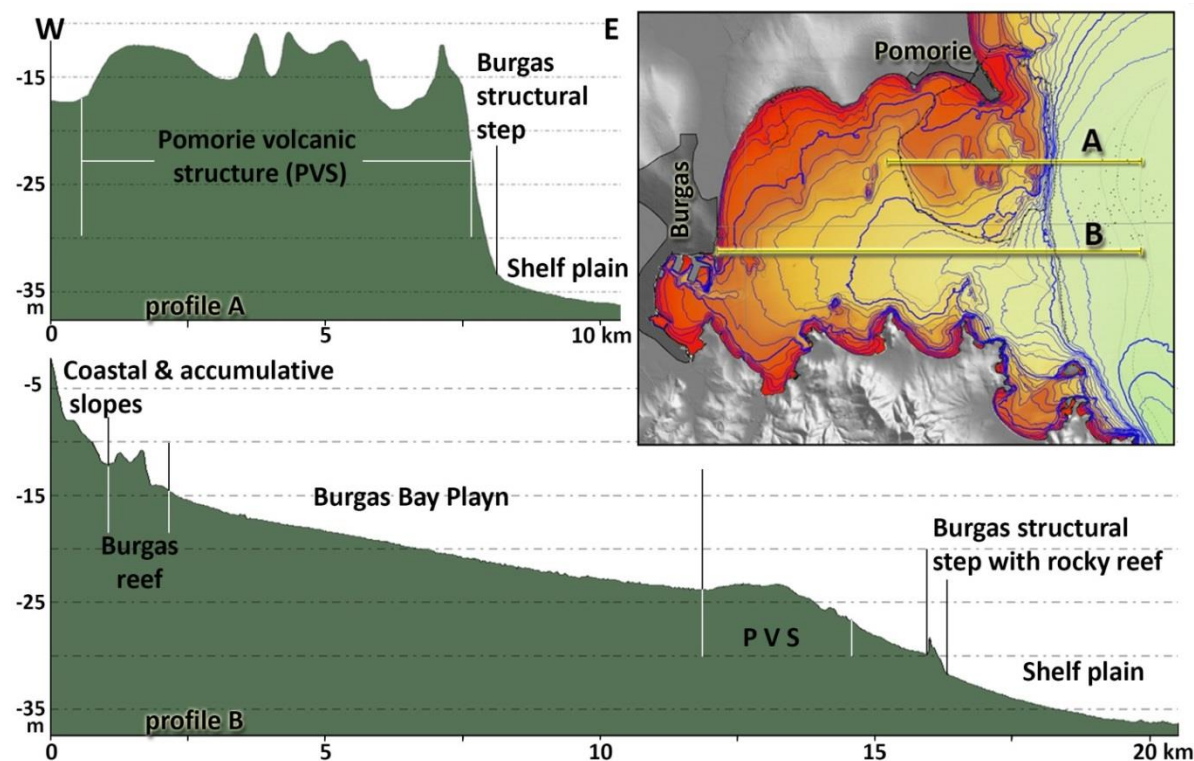
1. Крайбрежен склон;
2. Акумулативен склон;
3. Крайбрежни заравнени тераси;
4. Наклонена акумулативна равнина на бургаския залив;
5. Скосена равнина;
6. Склонове от основни скали;
7. Скални рифове и банки;
8. Бургаско структурно стъпало;
9. Поморийска вулканична структура;
10. Заравнена шелфова равнина;
11. Акумулативен вал (Емински) и с предвалава долина;
12. Кратери (rockmarks);
13. Пристанищна зона.

Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

Тенденцията за полегат, слабо хоризонтално разчленен релеф на сушата се проследява и под водата. В сравнение с Варненския залив (усреднен наклон на дъното от 0.93°), дъното в Бургаския залив е още по-полегато, като потъва на изток с усреднен наклон от 0.47° . В него се разполагат множество, недобре проучени скални банки с неизяснен генезис (Бургаски риф,

Спитфаер, Сока, Лахна и Ставро и др.). Дъното на Бургаския залив може да се опише като комбинация от спокойно акумулативно дъно и акумулативен и абразионно-акумулативен южен брегови склон достигащ до дълбочина от 10 m. Изключение правят скалните банки, абразионно-акумулативната Поморийската вулканична структура и структурните скални подложки на островите Св. Анастасия, Св. Иван и Св. Петър.

Фигура 19: Релеф на морското дъно по профили



Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

Забележка: Профил А (през Поморийска вулканична структура) и профил В (през Бургаския залив). Местоположенията на профила са показани на батиметричната карта на Бургаския залив в горния десен ъгъл.

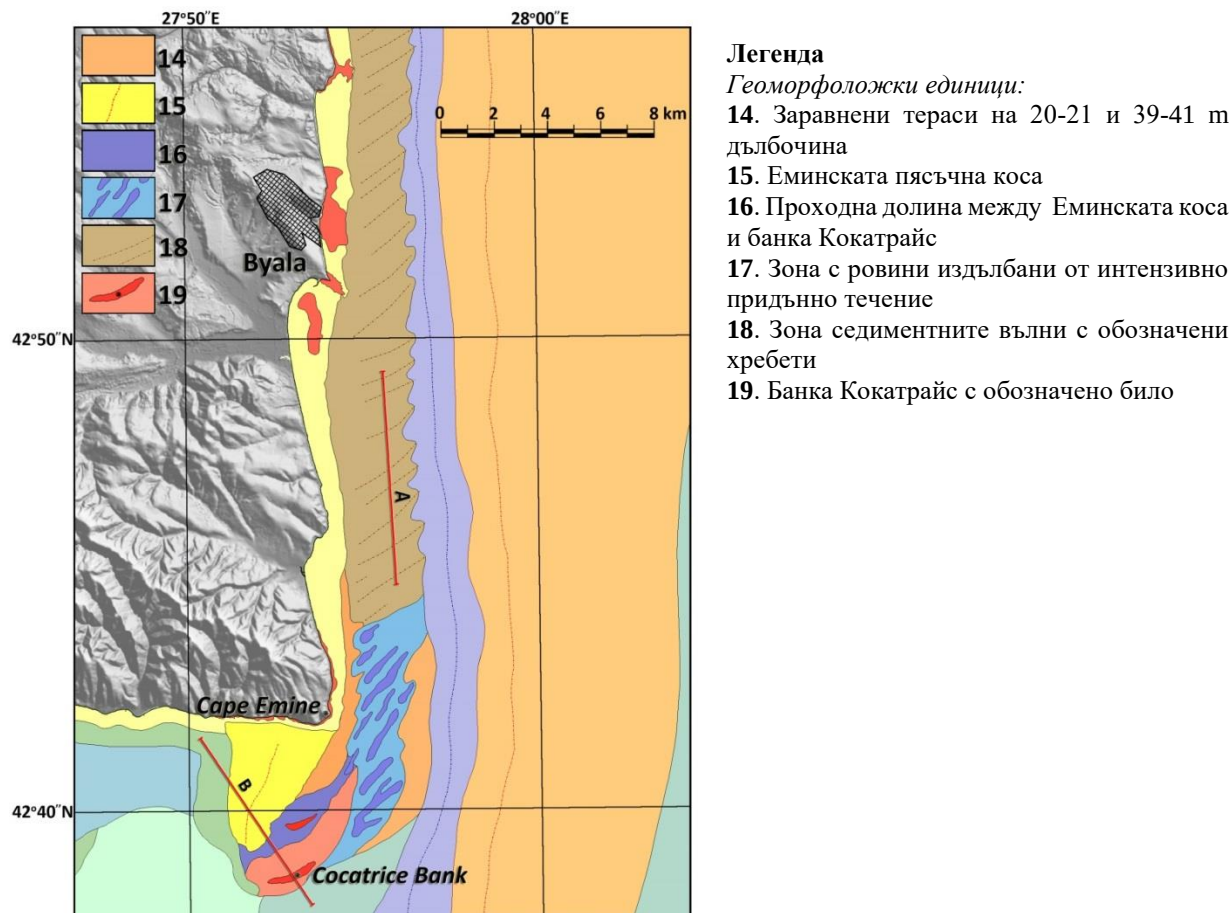
Поморийската вулканична структура се разполага непосредствено на юг от гр. Поморие, обхващайки целия Поморийски полуостров (Фиг. 18 и 19). Тя е с типична конусообразна форма, с добре очертана калдера с централно възвишение, бележещо главния магмопроводящ канал (Фигури 18 и 19). От централното възвишение на югозапад се разполага вътрешна долина, отваряйки калдерата в централните части на Бургаския залив, през която вероятно е изтичала лава, формирайки скален шлейф.

Южно от стръмните склонове на нос Емине, поради рязката промяна на направлението на бреговата линия от север-североизточна на почти чист изток-запад, се образува характерна акумулативна форма – Еминската пясъчна коса. Остатъкът ѝ е с направление североизток-югозапад с дължина от 5 km и най-голяма ширина от 3.5 km (Фиг. 20 и 21). Изградена е предимно от дребно до среднозърнести пясъци и е образувана през последните 3.5-4 хиляди години. На югоизток от нея се разполага банка Кокетрайс, изцяло изградена от холоценски седименти (Shorov, V. 1983). Тя е с много стръмен югоизточен склон, като от билото, разположено на 12-

15 m дълбочина, основата ѝ достига до 40-42 m. Върхът на банката непрекъснато ерозира, от измерена дълбочина 9.15 m при откриването ѝ през 1987 г., до 16.2 m при направените площни промери през 2010 г.

В района от устието на р. Камчия до банка Кокатрайс, непосредствено след бреговия склон се разполага зона на развитие на седиментни вълни, указващи за интензивно придънно течение (Фигура 20). Профилът им е характерен, трионообразен с полегат северен и стръмен южен склон, по което може да се съди за посоката на течението - от север на юг.

Фигура 20: Геоморфоложка карта на района между гр. Бяла и нос Емине



Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

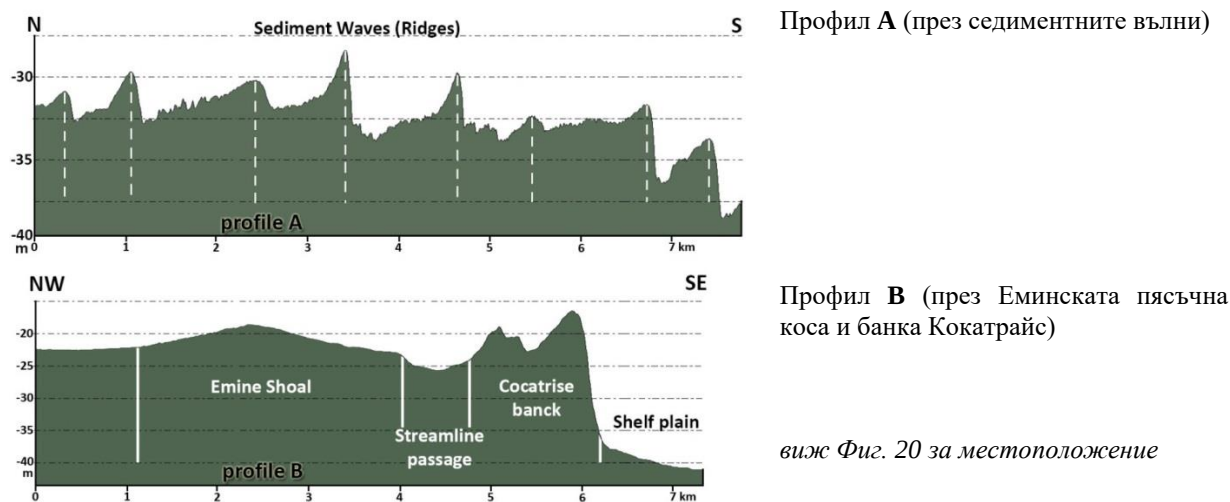
На Фигура 21 ясно се вижда трионообразната форма на седиментните вълни и стръмния югоизточен склон на банка Кокатрайс.

Навлизайки в централната зона на южния шелф се различават следните елементи: предвалово понижение; акумулативни валове; наклонена шелфова равнина; и периферна шелфова зона.

Предваловото понижение се състои от две самостоятелни, вариращи в ширината си долини (Фигура 16). Северната започва в Балчишкия залив и се проследява на юг до паралела на гр. Поморие до дълбочини 42-44 m. Южната се формира непосредствено пред Бургаското структурно стъпало и продължава на юг в морското пространство на Р. Турция, където талвегът ѝ достига дълбочини на морето от 75 m. И за двете предвалови понижения е

характерно разлятата, U-образна форма в началните им части, която преминава в остра, V-образна от центъра им и по-нататък.

Фигура 21: Релеф на морското дъно по профили



Източник: Л. Димитров (МППРБ, 2020 г.)

На изток от предваловите понижения се разполагат крупните акумулативни валове с километрови размери: Калиакренски (на юг от н. Калиакра); Емински (южно от н. Емине), заемайки изцяло централните части на шелфа. Тези големи акумулативни форми са образувани през холоцена, от транспортирането на юг от основното черноморско течение на седимент, постъпващ главно от делтата на р. Дунав. Дебелината в централните им части достига 40 m в Калиакренския и повече от 20 m в Еминския. На север от н. Калиакра тези валове липсват изцяло. Калиакренският вал започва от Балчишкия залив и се съчленява с Еминския вал пред Бургаския залив. Дължината му е повече от 100 km, ширина 4 - 12 km. На юг Еминският вал продължава и пред турското крайбрежие, като в българската част дължината му е 72 km с ширина 6-12 km и височина 4-18 m. Специфична структурна характеристика и на двата вала е, че имат асиметричен напречен профил - стръмен западен склон и спокоен, полегат източен склон. Изучаването им по геофизичен път е затруднено, защото и двете структури съдържат газонаситени тини тип "рокфорд", създаващи акустична сянка, която маскира всички лежащите отдолу хоризонти.

Източните склонове на двата вала плавно преминават в наклонената шелфова равнина, чийто релеф в близката зона е заравнен от същите седиментационни процеси, образували акумулативните валове. В мористо направление процесите на интензивна седиментация все повече затихват и на дълбочини 75-85 m, релефът на дъното става неравен, хълмист и по-скоро унаследява предхолоценския релеф. Това отчетливо се вижда в зоната на периферното дюнно поле, където дюнните, образувани при ниско стоене на морското ниво от -120 m, през последния ледников период са само драпирани от съвременни седименти с дебелина под 0-5 m.

В най-югоизточните части на българския шелф е развита т.н. периферна шелфова депресия (Фигура 16). Тя представлява затворена елипсовидна долина с дължина от 26 km и почти постоянна ширина от 5.5 km. Максималната ѝ дълбочина достига 12 m. Краят на шелфа се

бележи от Периферната шелфова тераса развита по цялото му протежение, чиято източната част се явява граница между континенталния шелф и континенталния склон.

Континенталният склон се разполага на дълбочини на морето до 1 400-1 600 m. Релефът на склона се отличава със сложна морфология, вследствие на хоризонтална и вертикална разчлененост. Характерна особеност е наличието на многобройни подводни долини, врязани на различна дълбочина, и най-често формиращи конвергиращи в посока на абисалната равнина системи: Дунавска, Бабадагска, Тузленска, Шабленска, Варненска и т.н. (Крыстев, Мельник, Йорданов, 1990). Тези системи от долини имат дължина между 100 и 150 km. Разделителните била между системите от долини в голяма степен дават основание на геоморфолозите за разделянето на континенталния склон на няколко сегмента: Дунавски, Шабленски, Тюленовски, Варненски, Камчийски и т.н. (Маловицкий и др., 1979; Крыстев, Мельник, Йорданов, 1990).

Континенталното подножие е разположено на дълбочини от 1 400 до 1 800 m и представлява голяма акумулативна форма. Релефът е слабо наклонен до хълмисто-равнинен. В тази част става преустройство на мрежата от подводни каньони, които често се сливат, след което устията им преминават в конуси на износ на седиментен материал. Абисалната равнина представлява най-дълбоката заравнена част на морското дъно. В геоложки смисъл, това е частта от басейна с океански тип кора.

Подобно на геолого-тектонските и геоморфоложките изследвания, литостратиграфията на кватернерните седименти е подробно изучавана преди 1990 г. от екипи от български и съветски учени. С фундаментално значение в изследването на утайките в континенталния шелф и създаването на хроностратиграфска схема, са трудовете на Шопов (1983), Димитров и кол. (1984), Khrishev & Shopov (1987), Хрисчев и кол. (1988) и Хрисчев и др. (1989).

Като вътрешно-континентален басейн в хумидната умерена зона, Черно море се характеризира с обширна водосборна площ, която обуславя активна теригенна седиментация. Кватернерният комплекс е със значителни дебелини, които нарастват от юг на север към аванделтата на р. Дунав, откъдето постъпва основният обем от теригенен материал.

В българския сектор на Черно море са развити области на контрастни седиментационни обстановки. Пространственото разпределение на темпа на седиментация в съвременния етап се контролира и от редица хидродинамични фактори, съвкупността от които определя пъстра картина на седиментогенезата.

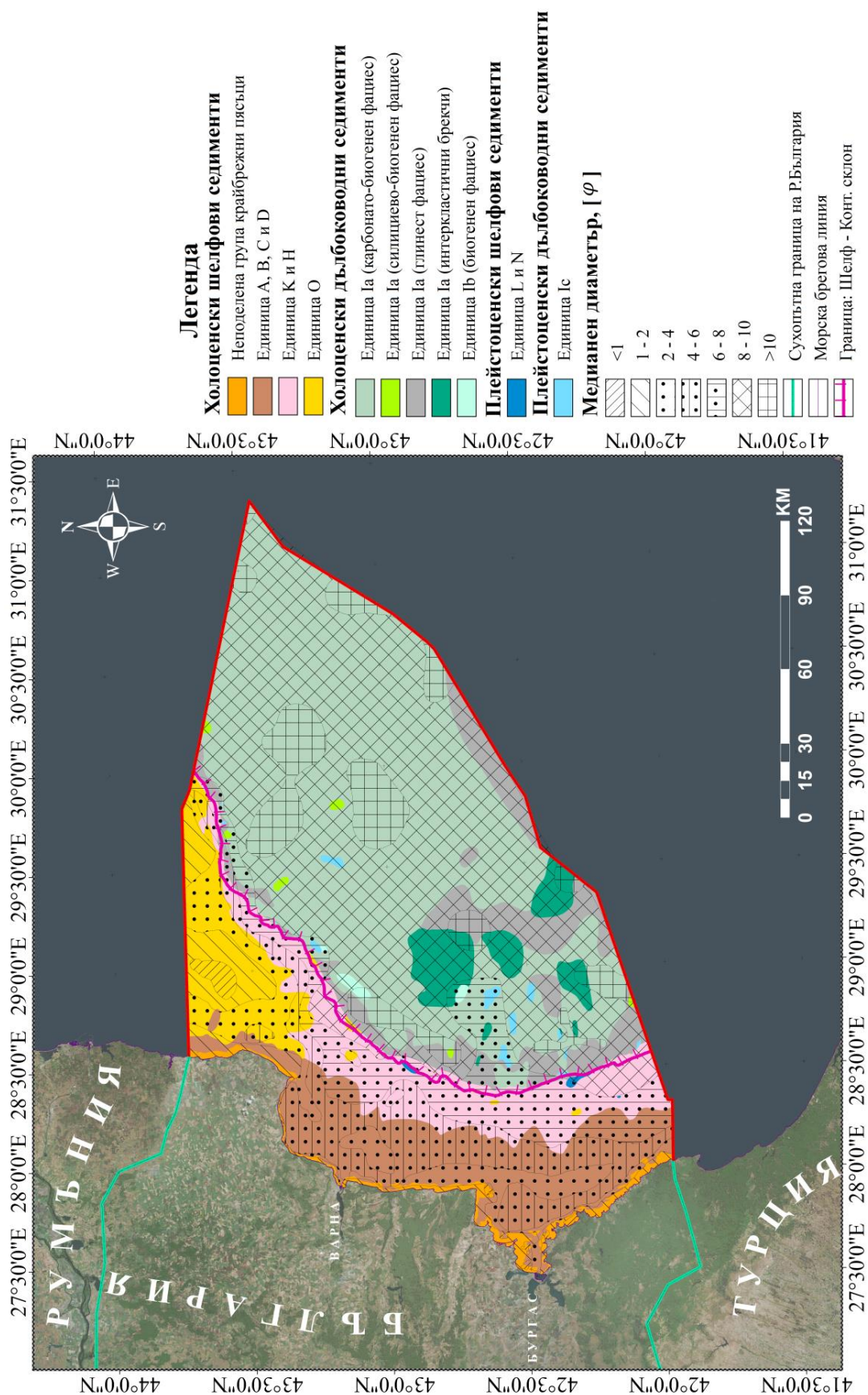
В зоната на шелфа е ясно проявено меридионално разпределение на генетичните типове седименти. На север от паралела на нос Калиакра е развита обширна зона на транзитно преминаване на теригенния материал, като утайките са представени предимно от черупчести кондензати. По този начин, в условията на бай-пас на кластичния материал, се засебява зона на плиткоморска карбонатна биогенна седиментация. На юг от тази зона започва разтоварване на дунавския теригенен материал, като на шелфа преобладават теригенните алевроитови и алевро-пелитови тини. Промяна настъпва също и южно от нос Емине, където също има рязка смяна на конфигурацията на брега. Там се забелязва хомогенизация на седиментния материал и формиране на хоризонтална акумулативна равнина. Постепенното включване на локални

източници на подхранване по пътя на водните маси на юг се отчита по теригенно-минераложката асоциация на Средногорската подхранваща провинция.

В централните райони на шелфа, по структурни характеристики, се обособяват две основни групи утайки - черупчестите утайки на единица О и теригенните тини на основните литостратиграфски единици - А, В, С, Н и D (Кожухаров и др., 2010; Пейчев и Димитров, 2012в; Hristova, 2015; Христова, 2015) – Фиг. 22. Теригенните тини изграждат основната маса на разрезите в българския шелф. Във всички литостратиграфски единици тук присъстват еднакво глинести или алевропелитови и песъчливи тини. В северните части на шелфа се наблюдава влошаване на сортировката, което е следствие както на вариации в теригенния пластичен материал, така и от завишено участие на органичен, черупчест детрит, разпределен в прослойки или пръснат сред основната тинеста маса (Кожухаров и др., 2010).

Във външния периферен шелфов район преобладаващи са сивите алевропелитови тини от литостратиграфска единица L. Това са мекопластични тини с неравномерно разпръснато количество от биогенен черупчест детрит (Кожухаров и др., 2010; Hristova, 2015). Количеството на биогенната компонента на места е значително, представено от цели черупки и детритус от *Dreissena* (Димитров, 1984). Карбонатното им съдържание варира в много широки граници, като при увеличено количество е знак за постепенен преход към лумашелните наслаги на единица N (Кожухаров и др., 2010).

В периферната област на шелфа, северно от нос Калиакра, количеството на песъчливо-алевритовия компонент е повишено, като на места се обособяват самостоятелни слоеве от тинести дребнозърнести пясъци. Тези седименти съответстват на „тинест“ тип субстрат. Освен тините на единица L в периферния шелфов район, петнисто са разпространени и фазеолиновите тини на единица О (характерни за северния шелфов район), както и маслинено зелените, мекопластични тини от единица K (Христова, 2015). Последните обикновено се разкриват като течна пластични тини (разновидност K1) с песъчлив алеврит, черупки и фрагменти от *Dreissena* (Кожухаров и др., 2010; Hristova, 2015). Освен биодетрита и кластичния материал, утайките съдържат значително количество молюскови черупки, обособени в прослойки или пръснати сред тинестия материал с маслено-зелен цвят. Тините са хетерогенни, с променлива структурна характеристика дори в рамките на даден разрез. Кривите на зърнометрични разпределения са доказателство за лоша сортировка с максимум в диапазона на алеврита или псамита. Тези седименти съдържат голямо количество молюскови черупки в разпръснати или оформящи слоеве и в известна степен съответстват на „фазеолинов“ тип субстрат (Кожухаров и др., 2010).



Фигура 22: Карта на седиментите в Българския сектор от Черно море в мащаб 1:500 000 (по Кожухаров и др., 2010)

3. Изводи и препоръки

Основните изводи от анализа на геоложките и геоморфоложките характеристики на бреговата зона и на континенталния шелф показват, че познанията за бреговата зона откъм сушата са повече от задоволителни, но тези за акваториалната зона са откъслечни и непълни. Това е сред причините за несигурността в прогнозите и в адекватността и ефективността на мерките за подобряване на морската околна среда.

Необходимо е да се положат системни усилия за попълване на познанията за тази активна, интензивно експлоатирана и най-богата на биоразнообразие зона. Една положителна стъпка в това направление може да бъде възстановяване на прекъснатия мониторинг по Дескриптор Д7 – Изменения на хидрографските условия (по РДВ и РДМС), подновяване на мониторинга на ерозионно-абразионните процеси по Черноморското крайбрежие.

Актуално измерване на бреговата линия по утвърдена методика и поддържането и от специализираните органи на Министерството на отбраната и Министерството на регионалното развитие и благоустройство, като актуализацията и да става в разумен срок (например 5 години), както и утвърждаването на единна за България унифицирана цифрова версия на бреговата линия за картопострояване в различни мащаби и представяне в световните бази данни.

Възстановяване и разширяване на мрежата от мареографни станции по българския бряг и съчетаването им с наблюдения на хоризонталните и вертикални движения на земната кора, поддържането и с подаване на данни в реално време и свободен достъп от оторизираните органи.

Необходимо е уеднаквяване на терминологията и синхронизиране на подзаконовата нормативна база, с оглед ясно вменияване на задължения, отговорности и контрол.

ИЗТОЧНИЦИ НА ИНФОРМАЦИЯ

- Алексиев, Г. 2012. Морфотектоника на Балканския полуостров. „Анди-МГ“, София;
- Андреев, В., и колектив 1981. Тектоника западной части Черного моря. В *Geologica Balc.*, 11, 4, с. 3-18;
- Балтаков, Г. (2000). Основни черти на палеогеографската адаптация при скулптурната морфогенеза на съвременния геоморфологичен комплекс в България. Годишник на Софийски университет „Св. Климент Охридски“, Геолого-Географски факултет, кн. 2 (География), том 93: 123-125;
- Батиметрия. Доклад оценка на екологичното състояние на морските води (РДВ). 2013. Договор № 0-33-18/12.06.2013, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен“- БАН, гр. Варна, с. 6-41;
- Благоева, Е. 1980. Изследване на литогенната основа на ландшафтите. Във Велчев, А., Благоева, Е., Петров, П., Къндев, Тр. (Ред.) Ръководство за стационарни ландшафтни изследвания, стр. 41-63. Унив. изд. на Софийски университет „Св. Климент Охридски“, София;
- Бончев, Ек. 1986. Балканидите - геологотектонско положение и развитие, София, 273 с.
- Вълчев, Б. 2015. Пясъчни дюни по Българското черноморско крайбрежие южно от гр. Бургас – състояние и геоконсервационно значение. *Review of the Bulgarian Geological Society*, 76 (part 1), 89-111;
- Вълчев, Н., Андреева, Н., Трифонова, Ек., Проданов, Б., Христова, Д., 2013. 1.3. Вълнова експозиция на Българското Черноморско крайбрежие. В Доклад оценка на екологичното състояние на морските води (РДВ). Договор № 0-33-18/12.06.2013, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен“- БАН, гр. Варна, с. 43-76 (достъпна на <http://bsbd.org>);
- Географски терминологичен речник. 2011. Акад. Изд. "Марин Дринов", 294;
- Глумов, В., 1971. Геологическое строение Черноморского шельфа НР Болгарии. В Доклади на БАН, том 2, с. 255-258;
- Глумов, И., 1971. Некоторые черты геологического строения восточной части Мизийской плиты и черноморского шельфа НРБ. В *Морская геология и геофизика*, 3, с. 58-66;
- Гочев, П. 1991. Алпийски ороген на Балканите - колизионна полифазова структура. В *Геотектоника, тектонофизика и геодинамика*, 22, С., с. 3–44;
- Данева, М., Мишев, К. 1979. Българското черноморско крайбрежие. Изд. на Българска академия на науките, София;
- Дачев, В. и кол. 1986. Морфоложки строеж на Българското черноморско крайбрежие. Фонд на ИО-БАН;
- Дачев, В., Никовлов, Хр. 1977. Интегрални изменения на бреговата линия при акумулационни участъци между Черни нос и кк "Албена". В *Океанология*. С.57-64;

- Дачев, В., Чернева, Ж. 1979. Надлъжно-брегово преместване на наносите в бреговата зона на Българското Черноморие между н. Сиврибурун и Бургаски залив. Океанология, 4, с 30-40;
- Димитров, Л. 2003. Геоморфоложка характеристика на шелфа. В Плитко залягащи газонаситени утайки и газопроявления на българския континентален шелф. Дисертация за присъждане на научна степен „Доктор“, Научен фонд на Институт по Океанология - БАН, с. 20-59;
- Димитров, Л., Керемедчиев, Ст., Дончев, В., 2013. Бентал. В Тодорова, В., Сн. Мончева (ред.) Първоначална оценка на състоянието на морската околна среда, съгласно чл. 8 от НООСМВ, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен”-БАН, гр. Варна, с. 76-164;
- Димитров, П., 1979. Особенности в състава и разпределението на дънните наслаги от черноморския шелф между носовите Калиакра и Емине. В Списание Океанология, част 5, С., БАН, 1979, с. 22-33;
- Желев, В. 2006. Геоложки феномени – Силистар. Геология и минерални ресурси, 5, 2-9;
- Иванов, А.И., 2017. Обработка и анализ на мареографни измервания за мониторинг нивото на Черно море. Автореферат на дисертация за присъждане на научно-образователната степен „доктор“, НИГГГ – БАН, 68 стр.;
- Йонин, А., Пырличев, Д., Маловицкий, Я., Юркевич, М., Крыстев, Т., 1979. Основные особенности геоморфологии дна. В Геология и гидрология западной части Черного моря, С., БАН, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен” - БАН, гр. Варна, с. 44-59;
- Канев, Д. 1960. Морфология на Медноридското черноморско крайбрежие. Год. на Соф. университет. БГГ факултет, 1 III, 3, География. Изд. Наука и изкуство. С., 28-35;
- Керемедчиев Ст. 2001b. Геоморфоложка характеристика на Несебърския залив. Проблеми на географията 3-4, С., 24 – 31;
- Керемедчиев, С. Д., Трифонова, Е. В. 2003. Классификация типов профилей пляжа болгарского побережья Черного моря. http://www.io-bas.bg/downloads/Ocean_V4_12.pdf ;
- Керемедчиев, Ст. 2001a. Морфохидрографски анализ на бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие. В Трудове на Институт по океанология, т.3, В, БАН, с. 57-64;
- Керемедчиев, Ст. 2005. Морфоструктурни и геодинамични предпоставки за съвременното морфолошко развитие на Българското черноморско крайбрежие. Трудове на И-та по океанология, 5, 181-208;
- Керемедчиев, Ст., 2000. Морфохидрографски анализ на Българското Черноморско крайбрежие. В Сборник доклади от Международна научна сесия „50 години Геологически институт на Българска академия на науките“, София, с. 90-98;
- Керемедчиев, Ст., 2002. Морфоложки особености на терасния комплекс в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие. В Проблеми на географията, 1-2, с. 121-133;

- Керемедчиев, Ст., 2004. Геоморфоложки анализ на бреговата зона на Авренското крайбрежие. В Проблеми на географията, 3-4, БАН, С., с. 126-134;
- Керемедчиев, Ст., Станчева, М. 2007. Оценка на геоморфодинамичната брегова активност на Българския Черноморски сектор. Проблеми на Географията, София, кн.1-2., с. 35-45;
- Керемедчиев, Ст., Чернева, Ж., 2001. Развитие на терасния комплекс в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие. В Трудове на Института по океанология, 3, с. 65-76;
- Керемедчиев, Ст., Чернева, Ж., 2003. Развитие на терасния комплекс в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие. В Трудове на Института по океанология, 3, с. 65-76;
- Кожухаров, Е., Димитров, Л., Христова, Р., Дончева, В., 2010. Обяснителна записка към геоложка карта на българския сектор от акваторията на Черно море в мащаб 1:500 000, МОСВ;
- Костичкова, Р.К., З.К. Белберов, Е.В. Трифонова, Д.И. Грудева, 2001. Максимални морски нива в Бургаския залив. Трудове на Института по океанология, т.3, стр. 3-12;
- Коцев и кол., 2014. Анализ и картографиране на чувствителността на Българската черноморска крайбрежна зона, с.216;
- Коцев, И., 2014. Структура, динамика и райониране на ландшафтите в Черноморската крайбрежна зона между нос Калиакра и нос Емине. Дисертация за придобиване на образователна и научна степен „Доктор“, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен“-БАН, гр. Варна, с. 303;
- Кръстев, Т., 1993. Структурно-геоморфоложко развитие на континенталната окрайнина на Българския сектор на Черно море. Автореферат на дисертация за д-р на географските науки, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен“-БАН, гр. Варна, с. 64;
- Крыстев, Т., Волокитина, Л., Пырличев, Д., Мирлин, Ев., 1984. Структурно-геоморфологическое строение дна. В Нефтегазо - генетические исследования Болгарского сектора Черного моря, Болгарской академии наук, София, с. 46-54
- Крыстев, Т., Михова, Е., 1990. Релеф и тектоника на българския шелф. В Крыстев, Т. (ред.). Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время, БАН, София, с. 392-431;
- Лилиенберг, А. 1966. Опит за морфоложко райониране и типове бряг на Българското Черноморско крайбрежие. В Изв. Бълг. Геогр. Д-во., XI (XVI), с. 23-45
- Лимонов, А., Калинин, В., Кръстев, Т., Старовойтов, А. 1980. А предложении Восточной Стара планинь в Черном море. В Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря, БАН, 59-65;

- Михова, Е. 1998. Колебания на морското ниво и палеоекологични условия за развитието на човешкия живот край бреговете на Черно море. В Сб. Брегоукрепване и дълготрайно стабилизиране на склоновете на Черноморското крайбрежие “. С., Акад. издателство „Проф. М. Дринов, 64-69;
- Пейчев В., Д. Димитров. 2012. Океанология. Варна. Изд. Онгъл. ISBN 978-954-8279- 82-6. 476 стр.;
- Пейчев, В. 2004. Морфодинамични и литодинамични процеси в бреговата зона. Изд. Славена, Варна, 231 с.;
- Пейчев, В., Димитров, Д., Пейчева, М. (2014). Геодинамични процеси по Българското черноморско крайбрежие. Известие на Съюза на учените, Варна, 3-8 с.;
- Петров, Г. 2010. Еволюция на карстовата долина Болата – Добруджа. Сб. Научна конф. „География и регионално развитие“, Созопол. С., 2010, 176-195;
- Петрова, А., Х. Дабовски, С. Савов, Г. Чаталов. 1992. Геоложка карта на България в М 1:100000 (картен лист Царево, н. Силистар, Малко Търново, Резово). - КГМР, ПГПГК;
- Попов, В., Стефанов, П. Основни термини по карстова морфология Проблеми на Географията, София, 2, 32-42 с.;
- Попов, Вл., Мишев, К., 1974. Геоморфология на Българското Черноморско крайбрежие и шелф, Изд. на Българска Академия на Науките, София, 379 с.;
- Проданов, Б. 2017 Геоложка основа при картиране на дънни местообитания в Българския континентален шелф пред Авренското крайбрежие. Дисертация за придобиване на образователната и научна степен „Доктор“, Институт по океанология – БАН, Варна, 163 с
- Проданов, Б., Димитров, Л., 2015. Морфо-литоложка характеристика на шелфа пред Авренското крайбрежие. В Годишник на Минно-геоложкия университет „Св. Иван Рилски“, т. 58, Св. I, Геология и геофизика, ISSN 1312-1820, с. 73-78;
- Пърличев, Д., Петров, П., 1974. Опит за геоморфоложко райониране на Българския черноморски шелф. В Проблеми на географията в България, т. IV, с. 69-80;
- Трифенова, Ек., 2014. Числено моделиране на деформациите на подводния брегови склон. Автореферат за придобиване на образователна и научна степен „Доктор“, Научен фонд на Институт по Океанология „Фритьоф Нансен”-БАН, гр. Варна, с. 30;
- Чешитев, Г., Кънчев, И., Вълков, В., Маринова, Р., Шиляфова, Ж., Русева, М., Илиев, К. 1989. Геоложка карта на България в мащаб 1:500 000. Издание на Комитета по геология – Предприятие за геофизични проучвания и геоложко картиране, София;
- Чешитев, Г., Чонтова, Ц., Попов, Н., & Коюмджиева, Е. 1992. Геоложка карта на България, М 1: 100 000. Картен лист Шабла-Балчик с обяснителна записка;
- Dimitrov, L., Prodanov, B., Doncheva, V., Berov, D., & Trifonova, E. 2019. Seabed Mapping of the Bulgarian coastal zone Between Sozopol and Tsarevo (Southern Bulgarian Black Sea). Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences, 72(5);

- Dove, D., Bradwell, T., Carter, G., Cotterill, C., Gafeira Goncalves, J., Green, S., ... & Westhead, K. 2016. Seabed geomorphology: a two-part classification system;
- Filipova-Marinova, M. 2007. Archaeological and paleontological evidence of climate dynamics, sea-level change, and coastline migration in the Bulgarian sector of the Circum-Pontic Region. In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., Panin, N., Dolukhanov, P. M. (Eds.) *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlements*, 453-481. Publ. house Springer, Dordrecht;
- Filipova-Marinova, M., Pavlov, D., Coolen, M., Giosan, L. 2013. First high-resolution marinopalynological stratigraphy of Late Quaternary sediments from the central part of the Bulgarian Black Sea area. *Quaternary International*, 293: 170-183;
- Georgiev, G., 2012. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol. 21, pp. 723–754. doi:10.3906/yer-1102-4;
- Goudie, A. 2013. *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge;
- Huggett, R. 2016. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge;
- Ignatov, E. I. 2008 Coastal and bottom topography. In Kostianoy, A. G., Kosarev, A. N. (Eds.) *The Black Sea Environment*, Publ. house Springer, Heidelberg, 47-62;
- Kenderova, R., Tcherkezova, E., Sarafov, A. 1999. Geomorphological research of the coastal strip between the Cape Humata and the Cape Kaja. In *Annuaire de L'Universite de Sofia "St. Kliment Ohridski"*, tome 89, 59-68 p.;
- Keremedchiev, St., Stancheva, M. 2006. Assessment of the geo-morphodynamical activity of the Bulgarian Black Sea coast. *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences*, 59(2): 181-190;
- Keremedchiv, S., Cherneva, Z. 2003. A geomorphologic analysis of the Bulgarian Black Sea coast. *Problems of geography*, book 2, S. p. 38-50;
- Khrishev, Kh., V. Georgiev, S. Chochov. 1980. Geological evidence on salt production in ancient Ankhialo. – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 33, 6, 825–827;
- Marine ecology, 2013. In *South Stream Gas Pipeline Project Surveys Report*, p. 203;
- Marine ecology, 2013. In *South Stream Gas Pipeline Project Surveys Report*, p. 203 (достъпен на <http://www.south-stream-offshore.com>);
- Micallef, A., Krastel, S., & Savini, A. (Eds.). 2017. *Submarine Geomorphology*. Springer;
- Prodanov, B., Dimitrov, L., Andreeva, N., Keremedchiev, St. 2017. Geomorphological setting of the coastal zone between cape Galata and cape Paletsa, Bulgaria Black Sea. In *Comptes rendus de l'Academie Bulgarie des Sciences*, Volume 70, №8, pp.1137-1142;
- Prodanov, B., Keremedchiev, St., Dimitrov, L., Andreeva, N. 2019d. Seabed Morphology of the Varna Bay coastal zone, Bulgarian Black Sea. In *Comptes rendus de l'Academie Bulgarie des Sciences*, 72(8), pp.1078-1085;

- Prodanov, B., Kotsev, I., Keremedchiev, St., Todorova, V., Dimitrov, L. 2013. Initial assessment of the technogenic pressure in the mediolittoral zone of the Bulgarian Black Sea coast. In Proceedings of the Second European SCGIS conference „Conservation of Natural and Cultural Heritage for Sustainable Development: GIS-based Approach“, September 24th, Sofia, Bulgaria, pp. 4-13; (достъпна на <http://proc.scgis.scgisbg.org/index2014.html>);
- Prodanov, B., Kotsev, I., Lambev, T., Bekova, R. 2019c. UAVs for surveying the Bulgarian Black Sea Coast. In Comptes rendus de l'Academie Bulgarie des Sciences, In press;
- Prodanov, B., Kotsev, I., Lambev, T., Dimitrov, L., Bekova, R., Dechev, D. 2019b. Drone-based geomorphological and landscape mapping of Bolata Cove, Bulgarian coast, In Sustainable Development and Innovations in Marine Technologies, Georgiev & Guedes Soares (Eds.). Taylor & Francis Group, London, <https://doi.org/10.1201/9780367810085> , pp. 592-598;
- Prodanov, B., Lambev, T., Bekova, R., Kotsev, I. 2019a. Applying Unmanned Aerial Vehicles for high-resolution geomorphological mapping of the Ahtopol coastal sector (Bulgarian Black sea coast). In Proceedings of 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM 2019), Vol.10. Photogrammetry and Remote Sensing, ISBN: 978-619-7408-80-5; DOI:10.5593/sgem2019/2.2/S10.05 ;
- Shopov, V. 1983. Biostratigraphy of the sand accumulations on the Bulgaria Black Sea shelf. Cockatrice bank. Review of the Bulgarian Geological Society, vol. 44, part 3, 281-293;
- Stanchev, H., Young, R., Stancheva, M. 2013. Integrating GIS and high resolution orthophoto images for the development of a geomorphic shoreline classification and risk assessment—a case study of cliff/bluff erosion along the Bulgarian coast. Journal of coastal conservation, 17(4), 719-728;
- Stancheva, M. 2010. Sand dunes along the Bulgarian Black Sea coast. Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci, 63(7), 1037-1048;
- Stancheva, M. 2013. Bulgaria. In Coastal erosion and protection in Europe. (eds. Pranzini, E., Williams, A.) Routledge;
- Stancheva, M., Marinski, J., Peychev, V., Palazov, A., Stanchev, H. 2011. LONG-TERM COASTAL CHANGES OF VARNA BAY CAUSED BY ANTHROPOGENIC INFLUENCE. GeoEcoMarina, 17;
- Todorova, V., Dimitrov, L., Doncheva, V., Trifonova, E., Prodanov, B., 2015. Benthic Habitat Mapping in the Bulgarian Black Sea. In Proceedings of 12th International Conference on the Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 2015), v.1, Varna, pp. 251-262 ([http://www.coconet-fp7.eu/images/sci-pub/118_Todorova_edited%20\(2\).pdf](http://www.coconet-fp7.eu/images/sci-pub/118_Todorova_edited%20(2).pdf));
- Trifonova, 2007. Modelling of cross shore profile changes under combination of extreme storm events. Port· Cost· Environment, 4-th PDCE Conference, Varna 2007, pp.301-311;
- Valchev, N., Andreeva, N., Prodanov, B., 2014. Study on wave exposure of Bulgarian Black Sea coast, In Proc. 12th Int. Conference on Marine Science and Technology „Black Sea" 2014, Varna, pp. 175-182, ISSN 1314-0957.