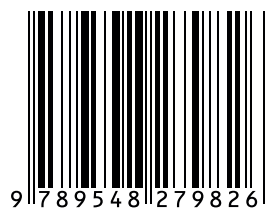




Проф. дн Веселин Димитров Пейчев работи по научната специалност „Океанология“, ръководител е на секция “Морска геология и археология” и е заместник директор на Института по океанология при БАН – Варна. Автор и съавтор е на повече от 100 научни публикации, както и на монографиите “Морфодинамични и литодинамични процеси в бреговата зона” (2004 г.) и „Еволюция на Българското черноморско крайбрежие след ранния холоцен” (2006 г.). Носител е на колективна награда „Варна” за природни науки за 2003 г. Преподавател е по специалностите “Инженерна геология и хидрогеология” и “Земна механика и фундаране” във ВСУ “Черноризец Храбър” и по „Океанология” във ВВМУ “Н. Й. Вапцаров”.



Доц. д-р Димитър Петков Димитров работи по научната специалност „Геология на океаните и моретата” в секция “Морска геология и археология” в Института по океанология при БАН – Варна. Автор и съавтор е на повече от 100 научни публикации, както и на монографиите “Черно море, Потопът и древните митове” (2003 г.) и „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море” (2010 г.). Носител е на колективна награда „Варна” за природни науки за 2003г. и на индивидуална награда Варна за 2011 г.



Издателство
ОНГЪЛ
Варна

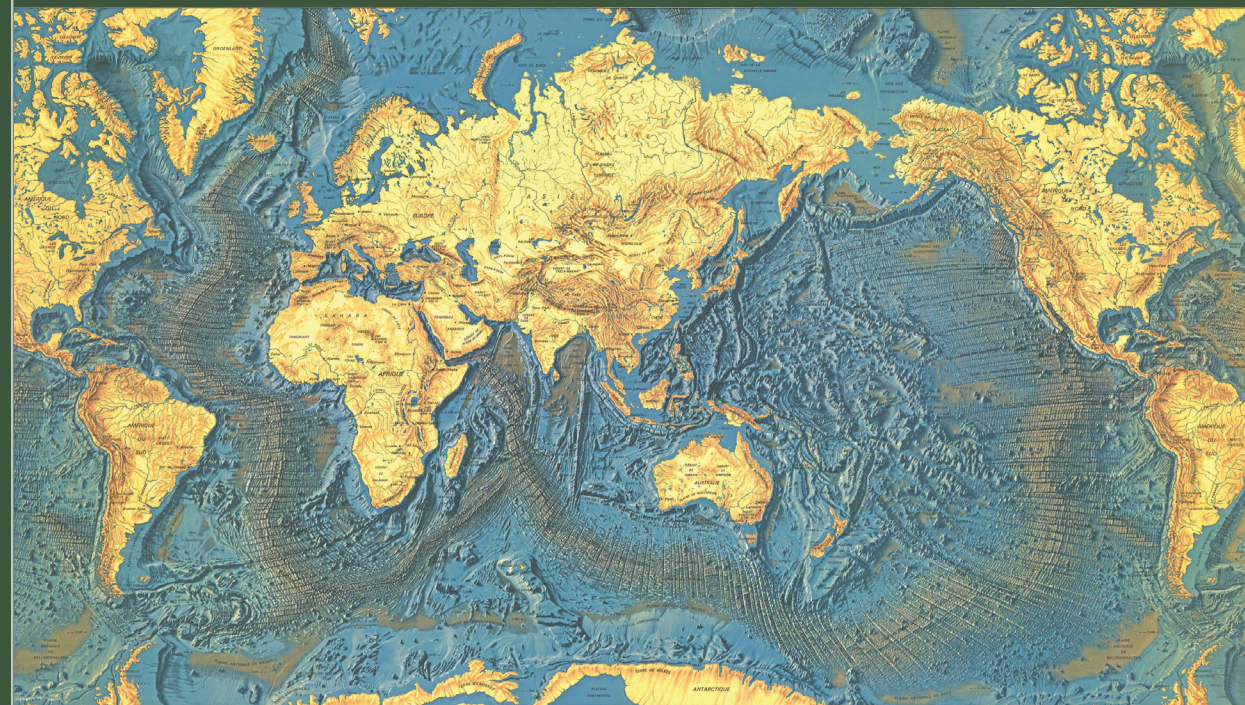
Цена 15 лв.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Веселин Димитров Пейчев
Димитър Петков Димитров

Веселин Димитров Пейчев
Димитър Петков Димитров

ОКЕАНОЛОГИЯ



ОНГЪЛ

проф. дн Веселин Димитров Пейчев
доц. д-р Димитър Петков Димитров

ОКЕАНОЛОГИЯ

Автори: проф. дн Веселин Димитров Пейчев
доц. д-р Димитър Петков Димитров
Издателство ОНГЪЛ, Варна, 2012
ISBN 978-954-8279-82-6

СЪДЪРЖАНИЕ

Въведение	5
1. Предмет и задачи на океанологията. Понятие за океаносфера	7
2. История на изследванията на Световния океан и Черно море	14
3. Произход и еволюция на Световния океан. Хипотези за образуване на водните и солеви маси	43
4. Географска характеристика и подялба на Световния океан. Океани и морета	63
5. Строеж на океански и континентален тип земна кора. Основни елементи на дънния релеф	99
6. Химичен състав и соленост на морската вода. Главни йони, мезокомпоненти, микроелементи, разтворени газове	146
7. Физични свойства на морската вода. Гравитационно, магнитно, електрическо поле. Радиоактивност	166
8. Акустични и оптични свойства, цвят и прозрачност на морската вода	181
9. Морски вълни–елементи, класификация, трансформация. Цунами и сейши	190
10. Колебания на нивото на Световния океан. Приливи, евстатически колебания, сгонно-нагонни явления	210
11. Морски течения. Циркулация и смесване на водите на Световния океан	221
12. Влияние на океана върху климата на Земята. Теплообмен и водообмен между океана и атмосферата	248
13. Абразия, акумулация, транспорт и баланс на наносите	258

14. Типове морски брегове и еволюция на бреговата зона и шелфа	287
15. Произход, състав и разпространение на морските утайки.....	314
16. Минерални ресурси на дъното на Световния океан и Черно море.....	339
17. Биологични процеси в океана. Основни компоненти на биосферата.....	356
18. Биологични ресурси на Световния океан. Планктон, нектон, бентос, марикултури	362
19. Международен правов режим на морските пространства. Исключителна икономическа зона на Република България в Черно море	371
20. Древни брегови линии на Черно море и условия за човешко присъствие	376
21. Дистанционни методи за изследване на шелфа и древните брегови линии на Черно море	402
Заклучение	419
Приложение 1 Речник на топонимите по Българското Черноморско крайбрежие	421
Приложение 2 Речник по геоморфология на морските брегове.....	454
Литература	479

Въведение

*Tantum possumus,
quantum scimus (лат.)
Толкова можем,
колкото знаем.*

*С трудните проблеми
се справям веднага.
За невъзможните неща
ми трябва малко време.
Фритьоф Нансен (1861–1930)*

Учебникът „Океанология” е първото по рода си издание на български език, което е посветено на физичните, химичните, геологичните и биологични процеси и явления в Световния океан, като особено внимание е отделено на Черно море и Изключителната икономическа зона (ИИЗ) на Република България в него.

Идеята на авторите е той да запълни една голяма празнина в нашата научна литература – твърде ограничените по брой издания по темата до момента са посветени почти изключително на физическата океанография:

„Океанография”, 1926 г. на контраадмирал Сава Иванов; „Физика на океана”, 1988 г. на проф. Емил Станев; „Енциклопедичен речник по океанология”, 1992 г. под редакцията на акад. Еким Бончев; „Океанология: физика на океаните”, 2006 г. на проф. Диана Кюркчиева. Същевременно сред българската общественост и медиите възникна въпросът „Що е океанология и има ли тя почва у нас?”, на който авторите се опитват да отговорят.

В своята антиутопия „1984” английският писател Джордж Оруел разказва за държавата Океания един от основополагащите принципи, на която е бил „Невежеството е сила”. Хората, които се питат какво изучава океанологията и какъв е смисълът от съществуването на Института по океанология „Проф. Фритьоф Нансен” – БАН, след като България не граничи с океани, просто потвърждават този основополагащ принцип на Оруел.

Учебникът е предназначен за студентите от специалност „Океанско инженерство” на ВВМУ „Н. Й. Вапцаров”, за студенти по науки за Земята от други висши училища, както и за всички любознателни читатели.

Авторите проф. дн Веселин Пейчев и доц. д-р Димитър Димитров работят от дълги години в секция „Морска геология и археология” на Института по океанология „Проф. Фритьоф Нансен” - БАН, гр. Варна. Глава 21 е написана от инж. Константин Щерев, управител на фондация „Черноморски изследователски фонд“ (Black Sea research fund).

Учебникът ОКЕАНОЛОГИЯ е удостоен с Награда Варна за природни науки за 2013 г.

С написването на учебника авторите не се справиха веднага, а им беше необходимо малко време.

23. 11. 2012 г. (7580 г. АФ)
гр. Варна

1. Предмет и задачи на океанологията.

Понятие за океаносфера

*Supra mare Ponticum Bulgarum sedes distendunt.
Над (брега на) Черно море
отечеството на българите се простира.
Йорданес VI в. „Гетика” (V, 37)*

*Морето на Булгар е самото море Бунтус.
(Понтос, т.е. Черно море).
Ал Масуди X в. „Златните ливади
и източниците на бисери” (I, 140).*

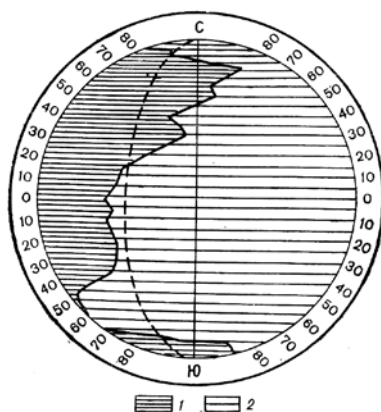
Океанологията е една от науките за Земята, която изучава физическите, химическите, геологичните и биологичните процеси и явления в Световния океан. Често като неин синоним се използва терминът океанография, който в по-тесен смисъл означава наука за физиката и химията на водната среда и нейното взаимодействие с атмосферата и литосферата.

Името на науката води началото си от героя от древногръцката митология—титанът Океан (фиг. 1.1), който е син на Уран и Гея, изобразяван като море, което заобикаля сушата от всички страни и дава началото на всички земни реки. Неговата сестра Тетида, която му става съпруга, е дала името си на древния океан Тетис, който през мезозойската ера е отделял континентите Лавразия (днешни Северна Америка, Европа и Азия) от Гондвана (днешни Южна Америка, Африка, Мадагаскар, Индия, Австралия и Антарктида). Черно море наследява част от басейна на този древен океан. Титанът Океан е известен със своето миролюбие и доброта. Той безуспешно се опитва да примири Прометей със Зевс (Есхил, „Прикованият Прометей”). Според представите на древните гърци западния край на океана е входът към подземното царство.

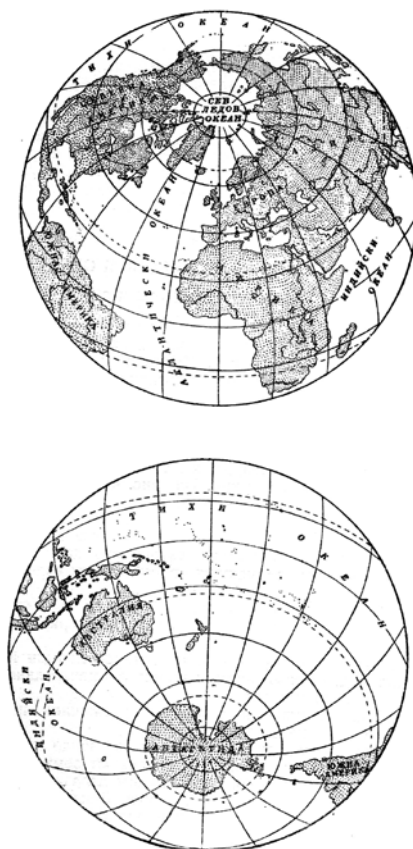


Фиг. 1.1. Статуя на титана Океан, Истанбулски археологически музей

Терминът Световен океан за пръв път е въведен от холандския учен Бернхард Варениус в 1650 г. Световният океан е непрекъсната водна обвивка на Земята, която огражда континентите и островите и се характеризира с общ солеви състав. Неговата площ е 361 455 000 км², което представлява 70,8 % от площта на Земята. Това дава основание на някои учени да считат, че е по-правилно нашата планета да се нарича Океан. Сушата и водата са неравномерно разпределени по повърхността на Земяното кълбо. (фиг. 1.2, 1.3). В Северното полукълбо сушата заема 39% от площта, водата - 61%, а в южното полукълбо отношението суша / вода е 19% / 81%. Обемът на Световния океан е 1 338 500 000 км³, средната дълбочина – 3704 м, средната соленост – 35,23 ‰, средната плътност на водата – 1,024, pH = 8,1 ± 0,2, средната температура на морската вода е 5°C, а средната температура на повърхностните води е 17,54 °C.



Фиг. 1.2. Разпределение на сушата и водата по паралели
1—континенти, 2 - Световен океан



Фиг. 1.3. Континентално и океанско полукълбо

Океаносферата е геосфера, която обхваща океаните и моретата на Земята. Тя е част от хидросферата, като заема 96,5 % от цялата и площ. Останалата част се заема от сладководните басейни – реки, езера и ледници.

У нас е прието Световният океан да се разделя на 4 океана, включващи 70 морета, но тази подялба се оспорва от редица учени, включително и от авторите, според които океаните са 5, а моретата – 75.

Световният океан е огромна водна система, която влияе на природните условия на Земята и е важен източник на минерални, енергийни и биологични ресурси. За ефективното използване на ресурсите на Световния океан е необходимо да се познават закономерностите на процесите, протичащи в него.

В исторически план най-напред са се развили географските представи за океаните и техните морета. Впоследствие са били

изучавани вълните, теченията, приливите, температурата, солеността и други процеси и се развил клон от океанологията, наречен физическа океанография или морска физика. Изучаването на химичния, елементарен и изотопен състав на морската вода и дънните седименти, на физико–и биохимичните процеси в морски условия е довело до развитие на химическата океанография или морската химия.

През XIX в. възникват две нови направления в океанологията: морска геология, която изучава състава, строежа и историческото развитие на земната кора, покрита от Световния океан и морска биология, която изучава морските растения, животни и бактерии и тяхното екологично взаимодействие с океана.

През последните десетилетия голямо развитие получават съвременните отрасли на океанологията: океанско инженерство, включващо проектирането и строителството на морски хидротехнически съоръжения; практическа океанология, разработваща методи и технически средства за изучаване на океана; регионална океанология, занимаваща се с хидроложкия режим в отделни части на Световния океан; промишлена океанология, изучаваща растителния и животинския свят на океана и възможностите за използването му за стопански цели; космическа океанология, изследваща Световния океан чрез дистанционни наблюдения, извършвани от Космоса.

Главната задача на океанологията е изучаване на природата на Световния океан с цел ефективно използване на неговите ресурси. Нейното решаване включва следните етапи: преминаване от качествено описание на процесите, протичащи в океана към количествено определяне на техните характеристики и свойства; изследване и анализиране на закономерностите в морската среда и разработване на техни теоретични модели; съставяне на прогнози за развитието на процесите в океана в бъдеще.

С цел изучаване на процесите в морските води и изследване на биологичните ресурси през 1932 г. в гр. Варна е създадена Морска биологична станция с аквариум (днес Институт по рибни ресурси към Селскостопанска академия). С цел комплексно изучаване на природните процеси в морето през 1973 г. е създаден Институтът за морски изследвания и океанология (днес Институт по океанология „Проф. Фритьоф Нансен” към Българска академия на науките).

Институтът по рибни ресурси изследва морската екология,

биоразнообразието на морето и крайбрежните езера, еутрофикацията, динамиката в запасите на стопанските видове риби и тяхната хранителна база, експлоатация и прогнози. Институтът извършва мониторинг с ник „Проф. Александър Вълканов” с водоизместване 164 t и притежава аквариум, построен преди век.

Институтът по океанология има следния предмет на дейност:

- изследване на вълновия климат и трансформацията на вълнението в плитководието; груповия строеж и нелинейните взаимодействия на ветровото вълнение; колебанията на морското ниво, морфо- и литодинамичните процеси в бреговата зона; баланса на седиментите;

- провеждане на измервания и анализ на основните хидрофизични параметри на морската вода и на метеорологичните елементи на прилежащата атмосфера;

- експериментално изучаване на динамиката на морските течения и процесите на турбулентна дифузия и турбулентен обмен в условията на българския шелф;

- провеждане на мониторинг на основните химични параметри-главни йони, разтворени газове, биогенни елементи в западната част на Черно море и крайбрежните езера;

- проучване на особеностите на вертикалната хидрохимична структура на Черно море, включително зоната на промяна на окислително-редукционните условия;

- изследване на антропогенното въздействие върху качеството на крайбрежните води и седименти;

- изучаване на литологията, стратиграфията на седиментните секвенции; геоморфологията на морското дъно в западната част на Черно море; трансгресивно- регресивните цикли в кватернерната еволюция на басейна; темпа и спецификата на съвременната литогенеза на континенталния шелф, континенталния склон и абисалното дъно;

- изследване на геоложкия риск, геофизичните полета и минерални ресурси в българския сектор на Черно море;

- изследване на крайбрежните и подводни археологични ландшафти.

- изучаване на таксономичното и функционално биоразнообразие на черноморската екосистема и трофичните взаимодействия в нея;

- разработване на методически ръководства за мониторинг и лабораторен анализ на черноморската флора и фауна и класификационни системи за биологичните съобщества;

- разработване на научно-обосновани критерии и прогнози за устойчиво развитие на екосистемата и биологичните ресурси;

- създаване и усъвършенстване на технологии и извършване на обучение за използване на водолазния метод като инструмент за изследване “in situ” на подводната среда;

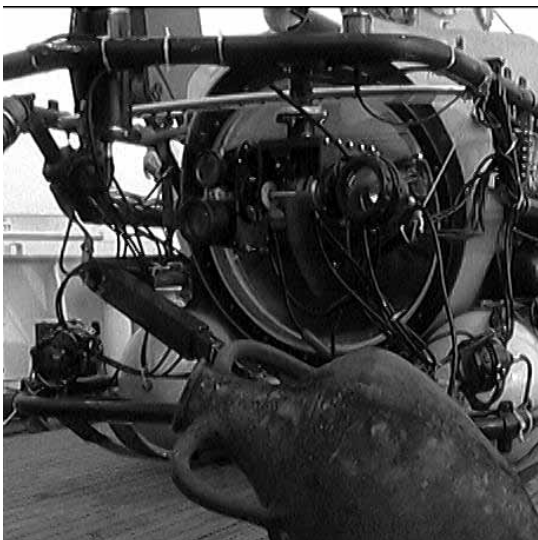
- разработване, създаване, внедряване и поддържане на научна апаратура и технологии за морски изследвания и техническо и технологично обезпечаване на научно-изследователската дейност;

- събиране, натрупване, качествен контрол, обработка, съхраняване, публикуване и обмен на океанографски данни.

От 1984 г. Институтът по океанология – БАН разполага с научно–изследователски кораб „Академик” с водоизместване 1 225 t и автономност на плаване до 35 денонощия, а от 1987 г. – с научно–изследователска миниподводница РС–8В с водоизместване 5,5 t и работна дълбочина на потапяне до 250 м, с които активно изследва Черно море. На фиг. 1.4 е представен научно-изследователския кораб „Академик” на Института по океанология – БАН, на фиг. 1.5 – изследователската миниподводница РС–8В, а на фиг. 1.6 – изследователската естакада в НИБ „Шкорпиловци”.



Фиг. 1.4. Научно–изследователски кораб „Академик”



Фиг. 1.5 Изследователска миниподводница РС-8В



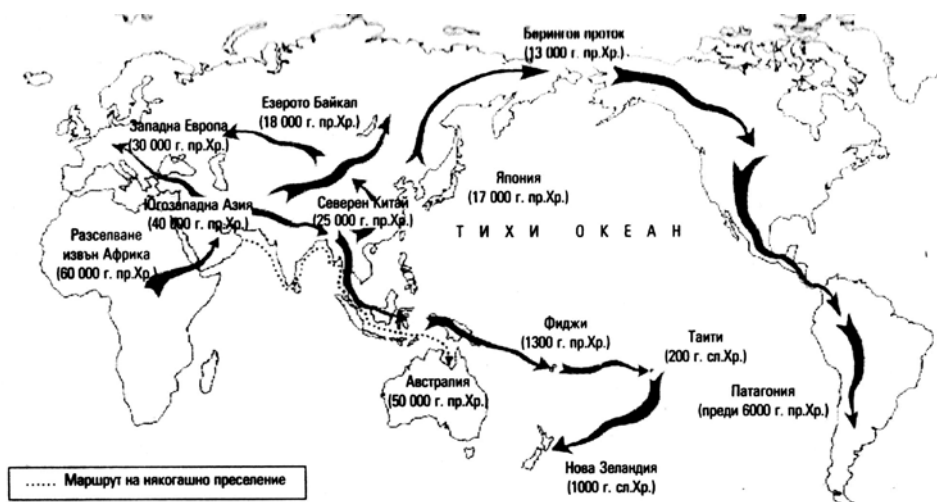
Фиг. 1.6. Изследователска естакада в НИБ „Шкорпиловци”

2. История на изследванията на Световния океан и Черно море

*„Ако огромните размери
на Атлантическото море
не бяха пречка за нас,
ние можехме да доплаваме
от Иберия (Испания) до Индия,
следвайки един и същ паралел.”
Ератостен (275–195 г. пр.Хр.)*

*„Вече съм убеден,
че Земята е кълбо,
което ние обиколихме,
като тръгнахме на запад
и се върнахме от изток”.
Хуан Себастиан де Ел Кано (1486–1526)*

Изследванията върху човешкия геном позволиха да бъде установено, че първите „съвременни хора” от вида *Homo sapiens* са се появили в Източна Африка в долината Олдувай преди около 150 000 г. Преди около 60 000 г. малки групи от тях мигрират извън Африка и преди 46 000 г. достигат до бреговете на Австралия. Това е било времето на последния ледников период, когато морското ниво е било значително по-ниско от съвременното и Австралия е била свързана по суша с о. Нова Гвинея и о. Тасмания. Индонезийските острови Суматра, Борнео и Ява са били свързани с полуостров Индокитай и о. Тайван, но от Австралия са ги отделяли дълбоки тесни проливи, които първите хора са преодолявали с примитивни плавателни средства, понякога не по своя воля. Преди около 40 000 г. е заселена югоизточната част на Балканския полуостров, а преди 30 000 г. *Homo sapiens* достига атлантическото крайбрежие на Западна Европа (фиг.2.1).



Фиг. 2.1. Разселване на хората по Земята
(по Robinson, 2003; Aydan, 2007)

Най-старото изображение на плавателни съдове е открито върху позлатена керамична купа от гроб № 4 на Варненския енеолитен некропол с възраст около 4600–4200 г. пр.Хр., което свидетелства за древни морски традиции по нашето крайбрежие.

Подобно изображение на плавателен съд с ветрила от древен Египет е датирано на 3500 г. пр.Хр., а първите сведения за океана са свързани с плавания на финикийците до техните колонии Гадир (на Пиринейския п-ов) и Картаген (в Северна Африка) около 3000 г. пр.Хр.

През 3000–1000 г. пр.Хр. се осъществява огромната по мащабите си австронезийска експанзия, по време на която жители на Южен Китай с помощта на канута заселват Индонезия и тихоокеанските о-ви. Археологически, лингвистични и генетични изследвания свидетелстват, че те достигат о. Тайван и Филипините около 3 000 г. пр.Хр., о. Тонга и о. Нова Каледония–1200 г. пр.Хр., Хавайските о-ви и о-в Мадагаскар – 500г. сл.Хр., Нова Зеландия – 800 г. сл.Хр. Последни са заселени архипелага Чатъм, разположен източно от Нова Зеландия и Великденския о-в – в 1300 г. сл.Хр.

По нареждане на египетския фараон Нехо финикийски мореплаватели за три години заобикалят цяла Африка през VI в. пр.Хр., а картагенска експедиция начело с Хамилкон доплувала до Британските о-ви.

Древногръцкият историк Херодот през V в. пр.Хр. изказва предположение за единство между Атлантическия океан (за пръв път наречен така от него) и Индийския океан (Еритрейското море) – (фиг. 2.2). Първата карта, която отразява плаванията на древните гърци в Средиземно море е съставена от Секат от малоазийския град Милет през IV в. пр.Хр. По време на експедицията на Питей през 330 г. пр.Хр. са достигнати Британските о-ви, Оркнейските о-ви и о. Исландия (страната Туле). Аристотел (384–322 г. пр.Хр.) в своя труд „Метеорология” посвещава глава на океана, в която разглежда разпределението на водата и сушата в границите на тогавашния свят, който е бил известен на средиземноморската цивилизация.



Фиг. 2.2. Светът според Херодот – V в. пр.Хр.

Римският философ Сенека (4 г. пр.Хр.–65 г. сл.Хр.) предлага хипотеза за произхода на водата и сушата, описва кръговрата на водата в природата и постоянната соленост на океана. През II в. Клавдий Птолемей съставя атлас на всички известни по това време земи и морета. (фиг. 2.3), които са обхващали 4% от площта на Световния океан.



Фиг. 2.3. Карта на Черно море според представите на Клавдий Птолемей – II в.

През първите векове след падането на Римската империя настъпва застой в изучаването на Световния океан, продължил до IX век.

Затопянето на климата между IX и XI в. дава възможност за експанзия на викингите на север. През 800 г. те достигат Фарьорските о-ви, а през 874 г. основават Рейкявик (Димиящия залив) на о. Исландия. През 985 г. от Ерик Червенокосия са основани две селища в Гренландия, през 995–1007г. са открити страните Хелюландия (о. Бафинова земя), Маркландия (п-ов Лабрадор) и Винландия (о. Нюфаундленд), а през 1194 г. – о. Шпицберген. През 1285 г. норвежки мореплаватели проникват в Хъдсъновия пролив. Последвалото застудяване на климата принудило викингите да изоставят селищата си във Винландия и Гренландия. Последният контакт с колонистите бил установен в 1410 г., а при следващото посещение на Гренландия от европейци в 1577 г. колонията вече е била изчезнала.

През първата половина на XIV в. роденият в Мароко най-известен арабски пътешественик Ибн Батута посетил Египет, Арабския п-ов, Танзания, Индия, Малдивските о-ви и Китай, след което се завърнал в Мароко.

Между 1405 и 1433 г. китайският адмирал Чжън Хъ, който бил от монголски произход, организирал седем експедиции до Индонезия, Източна Африка и островите в Индийски океан. През 1500 г. обаче в Китай било забранено строителството на големи кораби и в резултат на последвалата самоизолация той загубил статута си на най-развита в технологично отношение държава в света по онова време.

През 1513 г. турският адмирал Пири Рейс подарил на султан Селим I карта на света, съставена от него, на която било изобразено и северното крайбрежие на Антарктида. Досега не е известно откъде е получена информацията за ледения континент. Самият Пири Рейс отбелязва, че е използвал древни морски карти от времето на Александър Велики.

Въпреки тези успехи до началото на XV в. на европейците са били известни само около 7% от площта на всички океани и морета.

Нов период на интензивно изучаване на океана започва с „епохата на Великите географски открития” (XV–XVIII в.). През тази епоха са изучени очертанията на континентите, океаните и островите и са били съставени първите карти на света.

След 1415 г. португалският принц Енрике Мореплавателя организирал многобройни експедиции, в хода на които са открити о. Мадейра (1419 г.), Азорските о-ви (1427 г.), Сенегал (1445 г.), о-ви Зелени нос (1446 г.). Португалецът Диего Као достига устието на р. Конго в 1482 г., а Бартоломео Диас най-южната точка на Африка – н. Добра надежда в 1486 г.

През 1492–1503 г. по време на четири експедиции, финансирани от Испанската корона, генуезецът Христофор Колумб открива Новия свят (Америка). Първото европейско селище е основано в 1492 г. на Антилските о-ви, а в 1508 г. е основана първата испанска континентална колония в Панамския провлак. Империята на ацтеките (Мексико) е завладяна през 1519–20 г., а на инките (Перу) – през 1532–33 г.

Васко да Гама открива морския път до Индия през 1488 г., а Педро Кабрал през 1500 г. достига бреговете на Бразилия, която се превръща в португалска колония.

Едновременно с откриването на нови земи се изучават и океанските течения: английският мореплавател Джон Кабът, който е от италиански произход, открива Лабрадорското течение (1498 г.), а испанецът Хуан Понсе де Леон пръв установява течението Гълфстрийм (1513 г.).

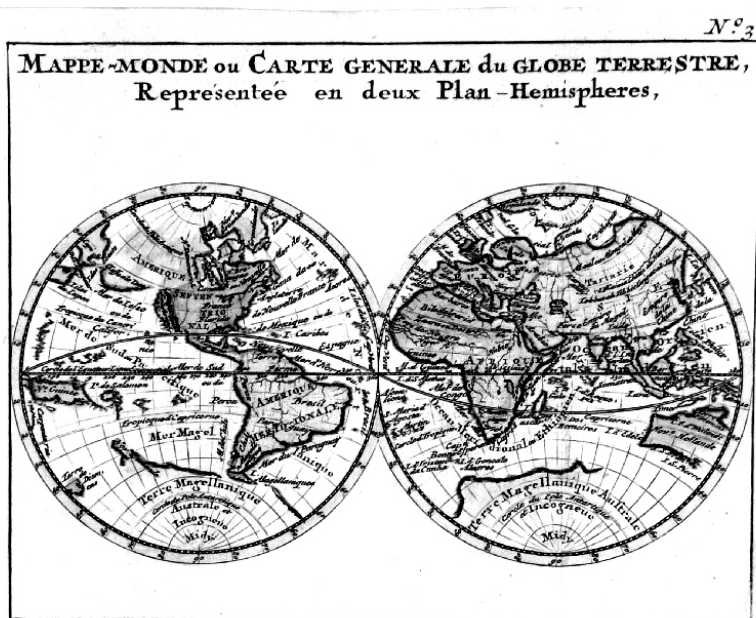
Голям принос за океанологията е първото околосветско плаване на Фернандо Магелан (20 септември 1519 г. – 6 септември 1522 г.), което доказва сферичната форма на Земята, единството на Световния океан и обширните площи, заети от водни маси. От 265 участници в експедицията в Испания начело с Ел Кано се завръщат само 18 души. Самият Магелан загива на Филипинските острови. На негово име е наречен протоктът, който свързва Атлантическия и Тихия океан между Южна Америка и остров Огнена земя. Второ околосветско плаване е осъществено от знаменития английски мореплавател и пират сър Френсис Дрейк (1577–1580 г.). На негово име е наречен протоктът между Южна Америка и Антарктида.

През 1569 г. Герард Меркатор изработва карти чрез нов вид проекция, наречена на негово име и публикува сборник морски карти–„Атлас”.

През 1609–11 г. английският мореплавател Хенри Хъдсън изследва северноамериканските брегове, а през 1642–44 г. холандецът Абел Тасман открива северния бряг на Австралия, Нова Зеландия, о. Тасмания и о-вите. Фиджи.

Русите основават своите първи поселения по бреговете на Студеното (Бяло) море през X–XI в., а през следващия век достигат устието на р. Об. Руската експанзия на изток, започнала със завладяването на Сибирското ханство (1581 г.) достига до бреговете на Тихия океан (1639 г.) и продължава през следващия век на полуостровите Камчатка и Аляска. През 1725–1730 г. под ръководството на Витус Беринг била проведена първата камчатска експедиция, а през 1733–1743 г. – втората. В 1748 г. руският търговец Григорий Шелихов основал първото постоянно селище в Аляска (Руска Америка). През 1867 г. полуостров Аляска е продаден от Русия на САЩ за 7 млн. долара.

През XVII в. продължава развитието и на морските науки. Холандският географ Бернхард Варениус през 1650 г. предлага по хидроложки признаци Световният океан да се раздели на пет океана–Атлантически, Индийски, Тихи, Хипербореиски (Северен ледовит) и Южен, а през 1678 г. немският естествоизпитател Атанасиус Кирхер съставя първата карта на морските течения. Нютон през 1687 г. обяснява приливните явления с помощта на теорията за гравитацията. През този период се повишава и точността на съставяните морски карти (фиг. 2.4).



Фиг. 2. 4. Карта на света от Buffier, 1729 г.

По време на трите експедиции на Джеймс Кук (1768–1779 г.) за пръв път е достигната южна ширина 71° , изследвани са източното австралийско крайбрежие и Нова Зеландия и са открити редица острови в Тихи океан, най-големи от които са Хавайските, наречени от Кук Сандвичеви.

Нови тихоокеански острови са открити и при първото френско околосветско плаване, осъществено под командването на Луи Антоан дьо Бугенвил (1766–1769 г.).

По време на първата руска околосветска експедиция (1803–1806г.), ръководена от Иван Крузенщерн за пръв път е измервана температурата на водата на големи дълбочини. Първата руска антарктическа експедиция е проведена под ръководството на Фадей Белингсхаузен през 1819–1820 г., когато са открити нови острови на север от Южните Сандвичеви. Изучаването на Антарктида продължава през 1838–1842 г. от северноамерикански (Чарлз Уилкс) и английски (Джеймс Рос) изследователски екипи.

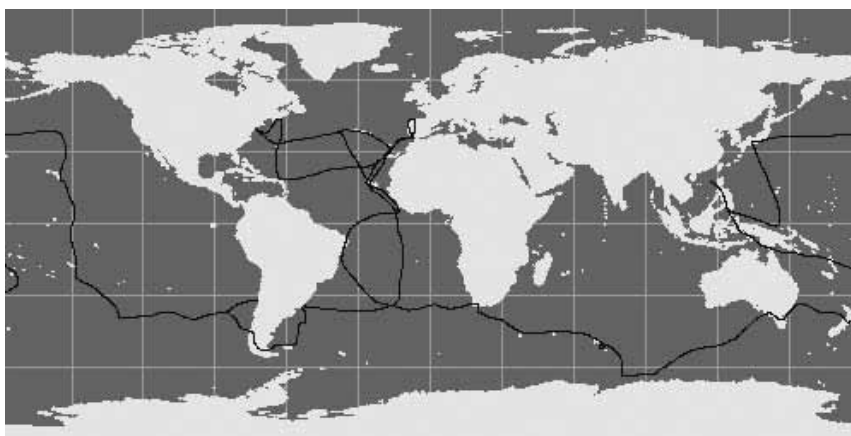
През 1831–36 г. под командването на Робърт Фицрой е осъществена експедиция с кораба „Бийгъл“, в която взема участие Чарлз Дарвин.

Дарвин публикува своите наблюдения през 1859 г. в книгата си „Произход на видовете” и създава еволюционната теория.

Голямо развитие получава изучаването на хидродинамиката на океана в края на XVIII и през първата половина на XIX в. в трудовете на Ойлер, Лаплас, Лагранж, Кориолис, Навие. През втората половина на XIX в. са поставени основите на теорията за вълновите движения по повърхността на течности (Герстнер, Коши, Поасон, Грин, Стокс).

През 1853 г. в Брюксел е свикана Първата международна морска конференция, на която се приема планът на американския изследовател Матю Мори за уеднаквяване на системата за наблюдаване и записване на хидрометеорологичните явления от корабите.

За начало на съвременната океанология се смята първата организирана от Британското кралско научно дружество специална научна експедиция с 2300-тонния кораб „Челинджър” („Отправлящ предизвикателство”) (1872–1876 г.) под ръководството на английския географ Уайвил Томпсън (фиг. 2.5). Извършени са комплексни наблюдения в 362 дълбоководни станции в Атлантически, Тихи и Индийски океан. Установени са нови за науката 4417 вида растения и животни. Обработката на получената информация продължава 20 години от 70 учени и е публикувана през 1895 г. в 50 тома (около 30 000 стр., 2279 карти и фигури). Особено значение имат изследванията на Дитмар за състава на морската вода и на Мъри и Ренар за класификацията на морските утайки. Експедицията установява наличие на живи организми до 5 km дълбочина.



Фиг. 2. 5. Маршрутът на кораба „Челинджър” (1872–1876 г.)

По-късно редица държави организират аналогични научно-изследователски експедиции с корабите: „Албатрос” (САЩ, 1882–1905 г.), „Валдивия” (Германия, 1898–1899 г.), „Дискавъри” (Великобритания, 1901–1904 г.), „Гаус” (Германия, 1901–1903 г.), „Мод” (Норвегия, 1918–1920 г.), „Дана” (Дания, 1921–1922 г.). Открояват се полярната норвежка експедиция на Фритьоф Нансен с кораба „Фрам” (1893–1896 г.) и немската експедиция с кораба „Метеор” (1925–1927 г.), по време на която са извършени над 70 000 дълбочинни промера и е открит срединно-океански хребет в Атлантическия океан.

Принцът на Монако Алберт I със свои средства открива първият в света Океанографски институт, който от 1910 г. се намира в Монако.

Съветският съюз провежда изследвания на Северния ледовит океан по време на дрейфа на станция „Северен полюс - I” (1937–1938 г.) и дрейфа на ледоразбивача „Седов” (1937–1940 г.).

След Втората световна война нараства интересът към морските ресурси и океаноложките изследвания стават още по-интензивни. Особено важни резултати са получени от експедициите с корабите „Албатрос” (Швеция, 1947–1948 г.), „Арктика” (СССР, 1947 г.), „Витяз” (СССР, 1949 г.), „Галатея” (Дания, 1950–1952 г.), „Челинджър - II” (Великобритания, 1950–1952 г.) и др.

От 50-те години на XX в. започва проникването на човека в океанските дълбини.

Дълбоководни потапяния е имало още в древността, когато ловци на бисери са изваждали миди от морското дъно без да използват технически приспособления. Реална възможност за проникване в морските дълбини човек получава след създаването на водолазния звънец. През 1716 г. английският астроном Едмънд Халей изобретява водолазен звънец, в който чрез кожен шланг се подава чист въздух. Американските учени Уилям Бийб и Отис Бартън създават подводен апарат-батисфера, с който през 1934 г. достигат дълбочина 923 м в района на Бермудските острови. Батисферата представлява стоманена сфера с диаметър 114 см, спускана от плавателен съд със стоманен трос с дебелина 22 мм. При вълнение в троса са възниквали големи напрежения и изследователите са подлагани на огромен риск: „Останаха само няколко метра от въжето, което ни свързваше с палубата на кораба; ние се клатехме на дълбочина 923 м, но под нас

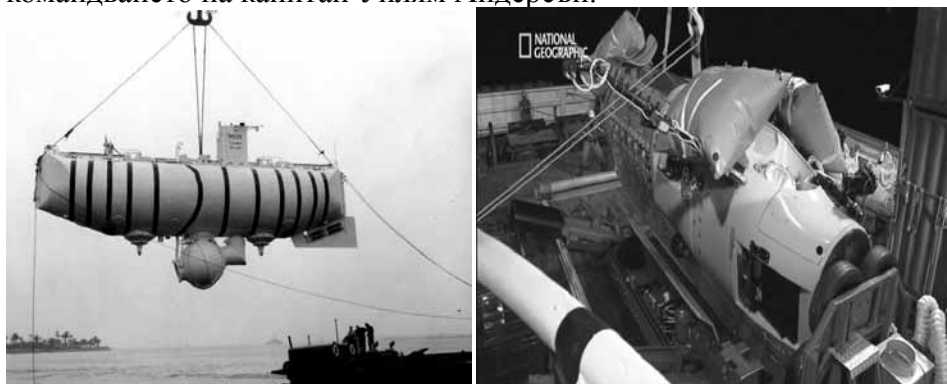
лежаха още стотици метри вода. Пръстите ми се вкочаниха съвсем от студената стомана на илюминатора. Дъното на батисферата бе студено като лед” (У. Бийб „923 метра под морското равнище”).

През 1943 г. Жак-Ив Кусто и Емил Ганян изобретяват акваланга.

Швейцарският учен Огюст Пикар конструирал апарат батискаф, с който през 1948 г. е достигната дълбочина 1380 м. Батискафът е бил по-лек от водата, защото е съдържал поплавок, напълнен с бензин. Потапял се е с метален баласт, който при изплаване се е освобождавал с електромагнит. През 1952 г. Огюст Пикар и синът му Жак, по предложение на гр. Триест, построяват едноименния батискаф „Триест” с дебелина на стените 9 см (фиг. 2.6), с който на 23.01.1960 г. след шестчасово спускане Жак Пикар и американския изследовател Дон Уолш достигат дъното на Марианската падина, при налягане 1 100 атмосфери и температура на морската вода 3.3°C: „Лежим на дъното. Уредите показват 10919 м дълбочина ... Току-що прожекторите осветиха плоска, сребриста риба... И ето още един плувец: яркочервено ракообразно, прилично на скарида” (Жак Пикар „Дълбочина 11000 метра”).

През февруари 2012 г. режисьорът на филма „Титаник” Джеймс Камерън с батискафа „Дийпсий челинджър” осъществи най-дълбокото спускане на сам човек край бреговете на Папуа-Нова Гвинея на дълбочина 8200 м, а на 26 март 2012 г. достигна сам дъното на Марианската падина на дълбочина 10989 м (фиг. 2.6).

За първи път американската атомна подводницата “Наутилус” достига под ледовете до Северния полюс на 5 август 1958 година под командването на капитан Уйлям Андерсън.



Фиг. 2.6. Батискафи: „Триест“—в ляво и „Дийпсий челинджър“—в дясно

До момента са проведени над 3500 спуска до дълбочина 6 км с подводните обитаеми апарати (ПОА): „Алвин”–САЩ, “Пайсис”, „Аргус” и „Мир”–Русия, „Архимед”, „Сиана” и „Наутилус”–Франция и „Шинкай”–Япония. Изследователската миниподводница РС-8В на Института по океанология–БАН има над 200 спуска до дълбочина 250 м.

След 1960 г. се организират съвместни експедиции с участието на няколко държави за изучаване на Световния океан. През 1962–1964 г. е проведен експеримент за изследване на тропическата зона на Атлантическия океан, а през 1970–1980 г. се провеждат съвместни експерименти в Карибския регион.

През 1970 г. е проведен съветският експеримент (Полигон - 70) в централната част на Атлантическия океан, където са поставени 17 автономни буйкови станции за непрекъснато измерване на теченията, температурата, солеността и др. параметри. Аналогичен експеримент (МОДЕ - I) е осъществен от САЩ в Северния Атлантик. През 1977–1978 г. програмата е продължена в съвместния експеримент на СССР и САЩ (ПОЛИМОДЕ).

Проведени са над 2000 дълбоководни сондажа с корабите „Гломар Челинджър” от 1968 г., „Джоидес Резолушън” от 1978 г. и “Chikyu - Земя” от 2005 г. (фиг. 2.7).



Фиг. 2.7. Японският кораб за дълбоководно сондиране “Chikyu - Земя” с водоизместване 57 000 t

От края на 70-те години на XX в. започва пускането на изкуствени спътници на Земята с цел извършване на дистанционни океаноложки изследвания. Първи са американският Seasat и съветския „Космос - 1076“, а през 2007 г. специализиран океанографски спътник „Хайян-1В“ (Океан-1В) изстрелва и Китай. През 2006 г. за изследване на циркулацията на водите на Световния океан и за измерване колебанията на морското ниво е използван спътникът на НАСА Jason-2. През 2010 г. от космодрума в Байконур е изстрелян сателит на Европейската космическа агенция „Криосат-2“, чиято задача е да измерва промените в температурата и дебелината на антарктическите и гренландски ледове във връзка с глобалното затопляне на климата. Прилагат се най-модерните методи на изследване: дистанционна пространствено-честотна спектрометрия, многочестотна радиовълнография, радиовисотометрия, лазерна спектрометрия, многозонална аерокосмическа снимка с използване на сателити за океана от сериите: Geos, Gravisat, Seasat, Landsat и др.

През последните десетилетия интензивни океаноложки изследвания извършват редица държави-САЩ, Великобритания, Япония, Русия, Франция, Германия, Индия, Китай и др.

Черно море

Счита се, че мореплаването в Черно море води своето начало още преди Потопа преди повече от 7600 г. Първите мореплаватели са кимерийците, които произхождат от коляното на един от синовете на Ной-Сим (Ким). Синът на Сим Зиези се посочва за родоначалник на древните българи съгласно Анонимен латински хронограф от 354 г.: Ziezi ex quo vulgares (Зиези, от когото са произлезли българите). Зиези е внук на Ной, Ной е правнук на Енох, а Енох е правнук на Адам (Апокрифната книга на Енох е достигнала до наши дни в етиопска и старобългарска версия).

Едни от първите изследователи на Черно море са финикийците, които още преди пътешествието на аргонавтите-т.е. около 2600 г. пр.Хр. са плавали по неговите води.

След финикийците в Черно море проникват ахейците. Един от техните най-известни митове е посветен на пътешествието на кораба „Арго“ към Колхида за златното руно, станало около XIV-XIII в. пр.Хр. и описано от Омир през VIII в. пр.Хр. Същото събитие е отразено и

в съчинението “Аргонавтика” на Аполоний Родоски, но значително по-късно от Омир. През 1985 г. англичанинът Тим Северин построява копие на “Арго” и организира пътешествие по пътя на аргонавтите.

Първото известно име на Черно море е от II хилядолетие пр.Хр., когато древните гърци го наричат “Pontos Axeinos” (негостоприемно море). Това е времето на новочерноморската трансгресия, когато повишаването на морското ниво е придружено от нарастваща вълнова активност. По сведения на Ератостен, Страбон и Ариан морето е наречено негостоприемно поради трудните условия на плаване, липсата на удобни пристанища и острови и живеещите по бреговете “варварски” племена за разлика от Егейско море. Възможно е “Аксински понт” да произлиза от скитското име на Черно море “Axsaena”—староиранска дума, която означава “тъмноцветно”.

Пръв Архилох от о. Парос (680–645 г. пр.Хр.) дава сведения за западния бряг на Черно море в околностите на Салмидесос (Мидия). Симонид (556–468 г. пр.Хр.) споменава Истрос (Дунав), скитите и река Танаис (Дон). Географът Скилак (522–486 г. пр.Хр.), живял по времето на персийския цар Дарий I, в своите “Пропилеи” описва бреговете на Черно море между р. Дон и Колхида, както и народите, които ги обитават.

След VIII–VII в. пр.Хр. настъпва регресия, спад на вълновата активност и по черноморските брегове се основават древногръцки колонии. Морето вече е наречено “Pontos Euxinos” (гостоприемно море) в произведенията на Пиндар, Хекатей Милетски, Тукидид и др.

Описание на географските открития на елините в Евксинския Понт направил Херодот (484–425 г. пр.Хр.), който в своята “История” е включил обширен географски материал.

Ръководителят на Александрийската библиотека Ератостен (275–195 г. пр.Хр.), един от най-големите математици и географи на древността, смятал, че Черно море е много плитко, тъй като в него се вливали много реки, които го запълвали с тиня. На същата причина той отдава и ниската му соленост (Eratosth).

Бележитият географ Страбон (64 пр.Хр.–20 г. сл.Хр.) пропътувал цялото южно черноморско крайбрежие до Армения. В своята “География” той нарича Понта източен залив на Вътрешното море (Средиземно море) и достига до извода, че през вековете сушата и морето разменят своите места.

Плиний Стари (23–79 г.) в “Естествена история” дава описание на Черно море и неговите брегове (Plin. E. IV). Река Истрос (Дунав) има 60 притока, от които половината плавателни и се влива в морето чрез шест ръкава. Авторът обяснява произхода на морето с пробив на океана през Хелеспонта (Дарданелите) и Босфора.

Флавий Ариан (95–175 г.) извършил през 134 г. плаване по Черно море, което описал в труда си “Описание на Евксинския Понт” (Aeg. Periopl. m. Eux.).

Най-бележитият географ и геометър на древността Клавдий Птолемей (100–178 г.) дава сведения за всички по-важни местности, градове, речни устия и носове на Понта, както и техните координати.

Филострат в края на III в. прави описание на Северния Понт, където се простират Таврическите (Кримски) планини. Аммиан Марцелин (330–400 г.) описва Черно море и съседните му земи, река Дунав и нейните ръкави.

През късната античност след III в. морето е известно с името Пелагос понтикон (Понтийско море) или само Pontos (морето) в произведенията на Агатархид, Деметрий, Дионисий Халикарнаски, Салустий Крисп. Това отново е период на повишена вълнова активност, която намира отражение и в персийското название на морето от III–V в. Хашен (тъмноцветно море).

За пръв път названието Черно море (Понтос Мелас) е употребено от Еврипид в трагедията “Ифигения в Таврида” през V в. пр.Хр.

Арабските извори от края на IX и първата половина на X в. наричат Черно море Нейтас или Нитиш (сурово море), “Bahr Buntus” (загадъчно, далечно, голямо море), Българско, Руско и Хазарско море. Ал Масуди (поч. 956 г.) описва море Бунтус (Понтос) и море Майутис (Меотида, Азовско море). Ал Идриси изготвя карта на Черно и Средиземно море през 1154 г.

Славяните през X–XI в. наричат морето Чормное (черно, сурово море), а новогръцкото наименование е mavri Thalassa (Черно море). Турците първоначално го наричат Bahri Siyat (голямо море), а след XIII в. Kara deniz (черно, страшно, голямо море). От Средновековието са известни още имената mer Gresnog (Гръцко море), Румско море (море на ромеите), mare maius (голямо море) и др.

Постепенно названието Черно море навлиза във всички световни езици. Вероятно това име е свързано с трудните условия на

корабоплаване и многобройните корабокрушения през античността и средните векове.

Според Леополд дьо Сосюр произходът на името на Черно море е в съответствие с космологичните представи на древните, свързващи главните посоки на света с цветовете. Северното море е било наречено Черно, южното море – Червено, западното (Средиземно море) – Бяло, а източното море – Жълто.

Според Димитров, Димитров (2003) настоящото име Черно море се е разпространило от най-дълбока древност сред всички народи и оттогава то не се е променяло. За неговия произход има много хипотези, но най-вероятно става дума за унаследяване от древните митове на едно трагично (черно) събитие от човешката история – Потопът. В епоса за Гилгамеш, героят прекосява „Морето на смъртта”, което се идентифицира с Черно море и отразява неговото състояние след Потопа.

Опознаването на Черно море от представителите на античната наука се прекъснало от падането на Римската империя и настъпването на Средновековието. Несъмнен интерес от това време представляват средновековните карти и портолани, по които може да се съди за еволюцията на бреговата зона. Голям е приносът при изучаването на Черно море на генуезците и венецианците, които са владеели търговията в черноморския басейн в продължение на три века, съставили са морски карти и портолани, чиято точност не е била надмината до началото на XVIII в. Едни от първите са картите на Пиетро Висконте от Генуа (1311) (фиг. 2.8), Дулсерт (1339), Фра Мауро (1459), Грациозо Бенинказа от Анкона (1474), Албино де Канепа (1489), Диего Хомем, (1559). (фиг. 2.9) и др. На италианските средновековни карти Черно море е отбелязано като *mare maggiore* (Велико, голямо море). През 1453 г. османските турци превзели Константинопол, събитие, довело до забавяне на историческото развитие на цяла Югоизточна Европа. С настъпването на XVI в. Черно море се затворило повече от всякога (*Mare clausum*) и се превърнало в турско езеро (*Mare Turcicum*). Да търгуват по Черно море се отказали и търговците от град Рагуза (Дубровник). През следващите столетия историята на корабоплаването в Черно море се е пишела от моряците на Османската империя и Русия.

противоположно на горното. Към неговото изследване ме пробуди както моят стремеж да проникна в тайните на битието, така и разказите на рибарите, на които то е било познато отдавна”.

В края на средновековието интересът към географията се пробужда отново. Започва издаването на карти на основата на описанията на Птолемей. Това се съчетава с изучаването на съчиненията на античните автори–историци, географи и философи. Върху техните произведения гради съдържанието си новият картен материал. Най-известните майстори на мореплавателни карти са Пиетро Висконте от Генуа, Гилелмо Солери от Майорка, Грациозо Бенинказа от Анкона, фамилията Олива от Майорка и Месина и др. Традицията на портоланите и картите към тях, както и външният им вид в голяма степен се запазват при правенето на морски карти и през по-късните векове (XVII и XVIII) от холандски, английски, френски и други автори.

Голямо количество карти излизат от печатарските преси, като втората половина на XVII век е връх на този процес. Най-изтъкнатите представители на този разцвет в теорията и практиката на картографията са фламандските майстори Абрахам Ортелиус и Герард Меркатор. През XVIII в. са съставени карти на Балканския полуостров от Матю Сойтер, Харенберг (фиг. 2.10) и др.



Фиг. 2.10. Карта на Балканския полуостров от Харенберг, 1741 г.

Първите изследвания на Черно море, от които са останали точни и сравнително пълни научни данни, датират от края на XVII в., когато русите достигат до Азовско, а впоследствие и до северните брегове на Черно море. През 1696 г. по нареждане на Петър Велики хидрографът Крюйс прави карта на долното течение на р. Дон и част от Азовско

море с означени дълбочини. През същата година от Керч в Цариград е изпратен руският кораб “Крепост”, командирът на който използвал пътуването, за да измери дълбочините и да направи описание на черноморските брегове. На основата на наблюденията, извършени от “Крепост”, както и на по-раншната експедиция на Крюйс, през 1703 г. е бил издаден атлас на Черно и Азовско морета с означен навигационен път от Керч до началото на Босфорския проток.

Първите изследвания на фауната на Черно море са извършени в периода 1768–73 г. от П. С. Палас.

През 1801 г. русите правят подробна снимка на черноморските брегове от Одеса до Цариград и оттам по Анадолския бряг до Самсун и в резултат на това била съставена първата подробна карта на Западния черноморски бряг. По-късно, през 1817 г., тези данни служат за издаването на първата генерална карта на Черно море, която включва и Азовско море. Скоро се оказва, че картата от 1817 г. все още не е достатъчно пълна и през 1824–36 г. се предприема нова добре организирана експедиция под ръководството на капитан Е. П. Манганари. Картите изготвени от него в “Атлас на Черно море” (1844 г.) са били толкова добри, че с някои поправки са били използвани в продължение на почти сто години.

През 1842 г. руският химик И. Гебел за първи път установил, че солеността на Черно море е значително по-малка от океанската. През 1871–76 г. Ф. Врангели и Ф. Мандел за първи път определят температурата и плътността на повърхностния воден слой в северозападната част на Черно море, а също и край бреговете на Крим и Кавказ. Тези изследвания показали, че плътността на черноморските води е по-малка от тази на океанските. По такъв начин се потвърдили предположенията на някои антични автори (Ератостен), че водите на Черно море са по-пресноводни в сравнение с водите на Средиземно море.

През 1860–61 г. е проведена магнитометрична снимка и е съставена първата магнитна карта на Черно море от И. М. Диков. Снимката е повторена през 1871–75 г.

Особено значение за изясняване на хидроложкия режим на Черно море има проведената през 1881–82 г. експедиция в Босфора под ръководството на адмирал С. О. Макаров. Тя потвърждава наблюденията на Марсили, че освен повърхностното течение от Черно море през Босфора, съществува и придънно течение в обратна посока – от Босфора към Черно море.

При всички тези изследвания, знанията за подводния релеф на централната част на морето, за разлика от дълбочините на крайбрежните части, оставали крайно недостатъчни. Предположението за съществуването между Крим и турския бряг на подводно възвишение, разделящо черноморския басейн на западна и източна половина, дало основание на руския геолог Н. И. Андрусов да организира подробно изучаване на релефа на черноморското дъно. По време на дълбоководната експедиция през 1890 г. са били получени първите сведения за морфологията, циркулацията на водните маси, хидрохимичния режим, строежа на седиментната покривка и произхода на черноморската падина. За първи път Андрусов през 1892 г. съобщава за наличието на сероводородна зона в Черно море.

Систематично и цялостно Черно море е било изследвано във физично отношение през 1890 и 1891 г., когато са били предприети две руски дълбоководни експедиции под ръководството на И. Б. Шпиндлер с корабите “Донец” и “Запорожие”, по време на които е било установено, че във всички части на морето на дълбочина под 200 м се съдържа сероводород. Друг важен резултат е измерването на най-голямата дълбочина на Черно море от 2245 м, установена в точка с координати $42^{\circ}55'$ и $33^{\circ}20'$.

Данните от руските дълбоководни експедиции през втората половина на XIX в. имат огромно научно значение и поставят началото на нов етап в изучаването на Черно море, като дават представа за релефа на дъното; разпределението на температурата по повърхността на Черно море и в дълбочина; солеността на черноморските води; количеството и качеството на съдържащите се във водите газове на различна дълбочина; системата на повърхностните течения и някои предположения за подводните течения; живота в открито море от повърхността до 200 метра дълбочина и пълното отсъствие на живот под тази дълбочина.

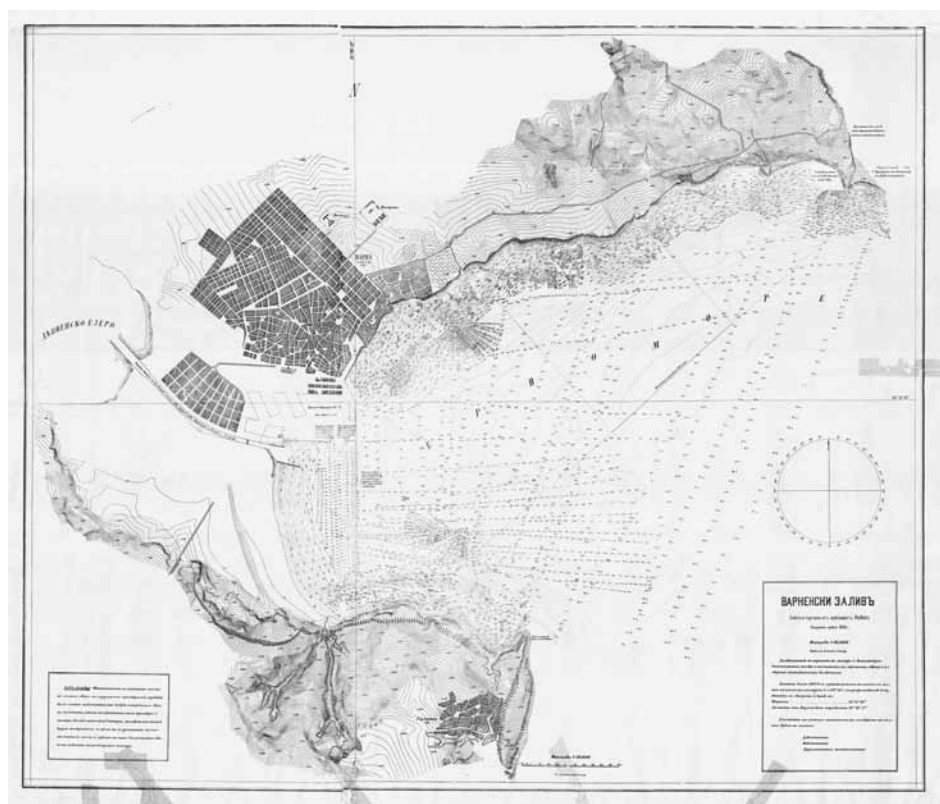
От 1897 г. датират изследванията с английския хидрографен кораб “Кокетрайс” главно върху релефа и хидробиологията на крайбрежната част на морето за целите на навигацията. С този кораб е открита и едноименната пясъчна банка в Несебърския залив.

Задълбочени комплексни изследвания по изучаването на биологията, хидрологията, хидрохимията и геологията на Черно море са били извършени от специалната Азовско–Черноморска експедиция

през 1927–30 г. под ръководството на Книпович.

Началото на геоложките изследвания на дънните утайки на Черно море е поставено от руските учени А. Д. Архангелски и Н. М. Страхов, които провеждат експедиция с кораба “Първи май” през 1927 г. Те изследват разпределението на органично вещество, фосфор и ванадий в утайките и през 1938 г. публикуват монографията “Геоложки строеж и история на развитието на Черно море”, която съдържа обобщени сведения за геологията и геоморфологията на Черноморската котловина, данни за дънните отложения, както и карта на тяхното разпространение.

Българските изследвания върху природата на Черно море датират от края на 20-те години на XX в. Първите публикации имат преди всичко описателен характер и засягат географията, хидрографията, биологията, хидрологията и хидрохимията на морската вода (фиг. 2.11).



Фиг. 2.11. Карта на Варненски залив от лейт. Неделчо Недев, 1908 г.

Първите систематични геофизични изследвания в Черно море, засягащи в частност и неговата западна част, с цел изучаване на строежа на седиментния комплекс и консолидираната земна кора започват през втората половина на 50-те години на XX в.

През следващите години продължава изследването на релефа на Черноморското дъно и покриващите го отложения с помощта на усъвършенствани методи. Много нови и интересни данни дава анализът на проби взети с помощта на грунтови тръби.

През април и май 1969 г. американски океанолози провеждат комплексни изследвания на Черноморската котловина от борда на ник "Атлантис II" (Ross, Degens, 1972). Те определят възраст на трите главни седиментационни слоя—съответно на 3000, 7000 и 25000 години. Било установено, че на дъното на Черноморската котловина съвременните седиментационни процеси са десет пъти по-интензивни, отколкото на дъното на Атлантическия океан. Оказало се също така, че солеността на поровите води в дънните утайки в дълбочина до 2 м е твърде ниска и може да се направи изводът, че тези наслаги са се образували при почти пресноводни (езерни) условия.

През лятото на 1975 г. специализираният американски кораб "Гломар Челинджър" прокарва три дълбоководни сондажа в Черно море. Един—в най-дълбоката част на Черноморската котловина, втори—на 50 км североизточно от Босфора, трети—на 135 км източно от гр. Ахтопол. Най-интересни се оказват данните от последния сондаж—плиоценски отложения са намерени на дълбочина 3185 м, а дебелината на кватернерните наслаги е 1075 м.

През 1975–90 г. с участието на специалисти от Института по океанология бяха извършени много съвместни българско–руски и българско–украински експедиции по проекта "Световен океан" за изучаване на физиката, химията и геологията на Черно море.

От 1960 г. до 1984 г. в акваторията на българския черноморски шелф бяха извършени сеизмични проучвания по контракт с руски организации с цел търсене на нефт и газ. Геолого–геофизичните изследвания са проведени с корабите "Юрий Годин" (1968–77), "Академик Орбели" (1974–76), "Хоризонт" (1979–81), Професор Щокман" (1980–81), "Геохимик" (1976–81), "Евпатория" (1981–82). През 1984–86 г. на набелязаните като перспективни структури беше проведено дълбоко търсещо сондиране с руската платформа "Сиваш"

и бяха прокарани четири сондажа.

През последните 30 години в акваторията на Черно море бяха проведени многобройни комплексни океанографски експедиции с научно–изследователските кораби “Акад. Б. Петров”, “Витяз”, “Мстислав Келдиш”, “Ломоносов” (Русия), “Проф. Водяницкий”, “Владимир Паршин” (Украйна) “Marion Dufresne” (Франция), “Mare Nigrum” (Румъния), “Академик” (България) и др.

През 2001 г. по време на съвместна българско–американска експедиция с ник “Академик” е извършена сонарна снимка на дълбочина 80–600 м и са установени повече от сто подводни обекта. През 2002 г. при 11 спуска с миниподводница РС-8В на Института по океанология - БАН са открити четири антични и средновековни дървени кораба. От 1990 г. части от акваторията на шелфа, континенталния склон и абисалното дъно бяха дадени под концесия на нефтени компании - Техасо, OMV и др. От 2004 г. компанията melrose извършва добив на природен газ от находище “Галата”. През 2009 г. са открити две нови находища–„Каварна” и „Калиакра”.

По време на изследвания, проведени от Института по океанология – БАН през 2009 г. е открит потънал кораб, който през 2010 г. бе идентифициран от ВМС като руския ескадрен миноносец „Лейтенант Пушчин” (фиг. 2.12). По време на Първата световна война (1916 г.) корабът се взривява от българска мина и това е вторият успех на Българските военно-морски сили, след торпилирането на турския крайцер „Хамидие” по време на Първата Балканска война (1912 г.).



Фиг. 2. 12. Изваждане на оръдие от кораба „Лейтенант Пушчин”

Научните изследвания през последните години в Черно море решават редица фундаментални научни проблеми. Те са свързани с литологията и геохимията на дънните седименти, геохронологията и палеогеографските реконструкции, динамиката и трансформацията на суспендираното вещество, диагенетичните и микробиологични изменения на утайките, метанообразуването и газохидратите, генезиса на сероводорода, палеоокеаноложките и съвременните фактори на формиране на природната среда, геоархеологията, морската биология и др. Черно море понастоящем е един от най-добре изучените морски басейни в Световния океан, който се характеризира с редица специфични черти.

Допълнителна информация за характерните особености на бреговете на Черно море и за народите, които са ги населявали в миналото може да се почерпи от топонимите и хидронимите, които по Българското черноморско крайбрежие както навсякъде по света се отличават с голяма устойчивост, като се запазват непроменени в продължение на столетия, а някои дори на хилядолетия, например Анхиало, Аполония, Ахтопол, Варна, Дионисопол, Несебър, Одесос, Созопол.

В древността Българското черноморско крайбрежие е било населено от тракийски племена и някои от топонимите като Атия, Несебър (Месамбрия), Кокодива, Урдовиза и др. имат тракийски произход. През VII–VI в. пр.Хр. започва основаването на древногръцки колонии от градовете Милет, Мегара, Бизантион и др. и в продължение на 25 века корабоплаването и риболова по Западното черноморско крайбрежие са се осъществявали предимно от гръцки моряци. По тази причина голяма част (около една четвърт) от всички топоними са от гръцки произход, например Алепу, Калиакра, Кастро, Колокита, Лахна, Лимнос, Ропотамо, Созопол, Таласакра, Форос и др. През I в. сл.Хр. крайбрежието е завладяно от римляните, но от тях остават малобройни топоними като Емона и Темплум Йовис (Обзор). От IV в. Българското черноморско крайбрежие е територия на Източната Римска империя (Византия). През VI в. започват нашествия на славянски племена и аварите, а в 681 г. е основана Дунавска България. През средновековието редица черноморски селища Козяк (Обзор), Емона, Месемврия (Несебър), Анхиало (Поморие), Созопол, Агатополис (Ахтопол) преминават ту към България, ту към Византия.

През втората половина на XIV в. някои селища временно са завладяни от генуезците и от савойския граф Амедей VI, но от тях не са запазени топоними с изключение на местността Джанавара (Дженоа - Генуа), разположена югозападно от н. Галата. Крайбрежните селища Месемврия, Анхиало и Созопол окончателно са покорени от османските турци през 1453 г. От времето на Османското владичество са останали най-голям брой топоними (повече от една трета от общия им брой) като Бегликташ, Каваклар, Калкантепе, Карталбурун, Кая, Козлука, Кюприя, Пашадере, Сиврибурун, Тузлата и др.

След Освобождението на България през 1878 г. и Съединението с Източна Румелия през 1885 г. в пределите на Българската държава влиза черноморското крайбрежие между н. Сиврибурун и н. Атлиман. След Балканските войни съгласно Цариградския договор от 1913 г. границата с Османската империя преминава по р. Резовска и са присъединени крайбрежните селища Ембелец (Лозенец), Василико (Царево), Варвара, Ахтопол, Каланджа (Синеморец) и Резово. Същевременно по Букурещкия договор от 1913 г. Южна Добруджа преминава към Румъния (с изключение на периода на Първата Световна война 1916–1918 г.). Съгласно Крайовския договор от 1940 г. територията е върната на България и в нея са включени крайбрежните селища Дуранкулак, Крапец, Сатълмаш (Езерец), Шабла, Калъчкьой (Тюленово), Кая бейкьой (Камен бряг), Гявур суютчук (Българево), Каварна, Михал бей (Божурец), Татар суютчук (Топола), Балчик и Екрене (Краене).

След Букурещкия мирен договор (1913 г.) и до Ньойския мирен договор (1919 г.) Беломорското крайбрежие между градовете Ксанти и Дедеагач (Александруполис) е присъединено към Царство България. По време на Втората световна война (1941–1944 г.) Беломорската област временно е поставена под български административен и военен контрол.

Преименуване на топоними се осъществява след преврата от 19 май 1934 г. и след връщането на Южна Добруджа през 1941–1942 г. като гръцки и турски имена са заменени с български. Като цяло промените са сполучливи. Например Василико (грц.–царски) е преименувано на Царево; Кая бейкьой (тур.–село Скала) – на Камен бряг, Ембелец (грц.–лозя през тур.) – на Лозенец, Галазьо (грц. небесносин) – на Синеморец и др. Допуснати са и някои неточности:

Гъозекен е преименувано през 1934 г. на Козякград, а през 1935 г. на Обзор като се е считало, че името произлиза от гъозекен (тур. място от където се гледа) и оттам Обзор. Всъщност Гъозекен е турското произношение на средновековната българска крепост Козяк и в този смисъл по-сполучливо е било името Козякград.

По време на тоталитарния режим също са предприети някои преименувания (през 1949 г. Варна става Сталин, а през 1950 г. Царево – Мичурин), но те се оказват необосновани и поради това недълготрайни.

През 2003 г. кап. Трифон Трифонов издава справочника “700 наименования на Българското Черноморие”, в който описва всички по-важни географски обекти като разглежда и произхода на техните наименования. По-долу е представен произходът на около сто топонима и хидронима от Българското Черноморско крайбрежие в посока север – юг, като са използвани данни от кап. Трифонов, както и от други източници.

Най-северният нос на границата между Румъния и България се нарича Сиврибурун (тур. остър нос). Носът, разположен южно от него е Карталбурун (тур. орлов нос). Най-северното село е Дуранкулак (тур. долина, спираща водата; от 1942 до 1963 г. се е наричало Блатница). Южно от него са разположени село Крапец (стбълг. карп – шаран) и с. Езерец (старото му име до 1942 г. е Сатълмаш, тур. – продадено село). Името на нос Шабла според едни изследователи е старобългарско и означава “място, залято от вода”, а според други произлиза от латинската дума *sabulosus* – песъчлив.

Старото име на с. Тюленово до 1942 г. е Калъчкьой (тур. село Сабя), а на с. Камен бряг–Кая бейкьой (тур. село Скала). Курортът “Русалка” е разположен в местността “Тауклиман” (тур. Птичи залив), а южно от него е местността “Яйлата” (тур. обезлесена карстова повърхност, пасище). Северно от н. Калиакра (грц. красив нос) се намира лиман Болата (грц. рибарска мрежа), чието старо име е Мухулиман (грц. закътано пристанище).

Западно от н. Калиакра са разположени местността “Зеленка” със старо турско име “Йешила” и селата Българево (до 1942 г. Гявур суютчук – тур. село на неверници – християни) и Топола (до 1942 г. Татар суютчук – татарско село). Името на гр. Каварна произлиза от древни индоевропейски думи със значение на “хубава вода”. Античното име на града е Бизоне (трак. град), а през средновековието

е известен като Карвуна, Карбона, Карнава. На запад от Каварна се намират местностите Калкантепе (тур. калканов връх или хълм – щит), Икантълък (тур. място, което се руши) и Тузлата (тур. солница). Гр. Балчик (тур. калище) е с антични имена Круни (грц. извор) и Дионисопол (грц. град на Дионис).

Курортът “Албена” (тур. албени – съблазън, лат. албус – бял) се намира в местността Балтата (рум. мочурище) до устието на р. Батова (тур. потъващо, заливано място). Село Кранево (до 1934 г. Екрене) носи името си от средновековната българска крепост Кранея, а Екрене е турското произношение на Кранея.

Курортът “Златни пясъци” е разположен в местността Узункум (тур. дълги пясъци), а южно от него е местността Кабакум (тур. дебел, едър пясък), достигаща до н. Каваклар (тур. тополи). Курортът “Св. Св. Константин и Елена” (от 1948 до 1991 г. “Дружба”) носи имената на римския император Константин и неговата майка, а резиденцията Евксиноград (грц. гостоприемнен град или град на Евксински понт) е наречен така през 1893 г. от княгиня Мария Луиза, а преди това от 1881 г. се е наричал Сандрово на името на княз Александър I Батемберг.

Варна е древна индоевропейска дума, означаваща “място до вода” и е превод на античното название на града Одесос, което също означава “място до вода”. Според някои изследователи името произлиза от река Врана (стбълг. черна), която се отъждествява с р. Провадийска (грц. проват–овца, представлява превод на името на средновековната българска крепост Овеч). През периода 1949–1956 г. Варна се е наричала град Сталин. Квартал Аспарухово носи името на кан Аспарух, който тук е укрепил крайбрежието с вал. Старото му име е Сес севмес (тур. който не обича шум) и през 1927 г. е бил преименуван на Тихина. Името на кв. Галата е от гръцки произход – галати означава келти, гали. Според едни изследователи името произлиза от старобългарската дума галат–хълм, а според други от гръцката дума галатас–млекар.

Южно от н. Галата са разположени местността “Фичоза” (грц. морска трева, водорасли) и н. Иланджик (лъжа), наречен още Лъжегалата, защото понякога е бил взиман погрешно за н. Галата. Още по на юг е устието на р. Камчия (стбълг. лодкари; антично име Панисос, средновековни имена Тича и Камчи Сую) в местността Лонгоз (грц. гъста гора с храсти). Южно от реката се намират с.

Шкорпиловци (до 1934 г. Фъндъкли–тур. лешник) и Черни нос (превод на гръцкото име Мавро моло и на турското Карабурун).

На юг от Черни нос са разположени гр. Бяла (до 1878 г. Акдере–тур. Бяла река; средновековно име Аспро–грц. бял), р. Двойница (до 1942 г. Чифте дере, средновековно име Козя река) и с. Обзор (древногръцкото му име е Навлохос; римското–Темплум Йовис, храм на Юпитер; средновековното–Козяк; до 1934 г. се нарича Гъозекен, до 1935 г.–Козякград).

Южно от Черни нос се намира местността Иракли (грц. Херакъл), където се влива р. Вая (грц. върба). Името Вая означава още и празникът Цветница.

Емине е турското произношение на с. Емона (до 1884 г. Емон, до 1934 г. Емине). Името му произлиза от латински език: Хемипромонториум (нос Хемус) или от тракийски: Аймон (Хемус, т.е. Стара планина).

Западно от н. Емине до р. Козлука (тур. място с орехи, орешак) е разположено ваканционното селище “Елените”, а още по на запад гр. Св. Влас, наречен на покровителя на животните Св. Власий, епископ в Кападокия. В южния край на курорт “Слънчев бряг” е устието на Хаджийска река (до 1942 г. Хаджи дере, тур. аджъ–горчив). На югоизток от него се намира гр. Несебър (до 1934 г. Месемврия). Най-старо е тракийското му име Месамбрия (град на Мелса). На югозапад са разположени н. Акротирия (грц. крайност, морски нос) и селата Равда (грц. пръчка, тояга) и Ахелой (грц. змиорка), което до 1934 г. се е наричало Чимос (грц. гняв), а до 1960 г. – Чимово.

В най-северната част на Бургаския залив се намира гр. Поморие с антично и средновековно име до 1934 г. Анхиало (грц. крайморски). Старобългарското име на града е Тутхом (четири). На запад от него са носовете Кротирия (грц. шум, грохот) и Лахна (грц. зеле, зеленчуци) и кв. Сарафово. (до 1934 г. Папарос).

Бургас носи името си от гръцката дума пиргос–кула. Известен е от късното средновековие под името Пиргос и Боргос. В южната част на Бургаския залив се намират носовете Форос (грц. данък), Чукаля (грц. гърнета), Атия (трак. полуостров) и Акра или Акин (грц. нос, морски бряг, връх).

Село Черноморец до 1951 г. се е наричало Св. Никола, а източно и югоизточно от него са разположени носовете Таласакра (грц. морски

нос), Пахатури (грц. дебел) и Хрисосотира (грц. златно спасение).

Созопол е името на Аполония след приемане на християнството. Превежда се от гръцки като град на спасението или на Спасителя. Христос е спасител на душите, но бог Аполон е бил и лекар, т.е. спасител на телата. Вероятно такава е връзката между имената Созопол и Аполония.

На югоизток от гр. Созопол се намира п-ов Буджака (тур. ъгъл, кът) с носовете Колокита (грц. тиква, катуна), Св. Стефан и Христос. На юг до лагуната Алепу (грц. лисица) е разположено ваканционно селище “Дюни”, а южно от него—лагуната Аркутино (грц. мечка) и р. Ропотамо. Според едни изследователи името на реката произлиза от орос потамос (грц. гранична, планинска река), а според други е съкращение от калогеропотамос, тъй като до устието и се е намирал средновековен манастир.

Източно от р. Ропотамо се намират носовете Коракия (грц. гарвани), Бегликташ (тур. камък, на който се е плащал данъка за дребния добитък беглик) и Маслен (превод на гръцкото име на носа Еля—маслиново дърво и на турското Зейтин бурун—маслинов нос). На юг са лагуната Стомопло (грц. устица) и н. Кюприя (тур. мост), на който е разположен гр. Приморско. Средновековното име на града е Зонарита, до 1934 г. се е наричал Кюприя.

Южно от гр. Приморско се намират н. Атлиман (тур. конски залив), гр. Китен (до 1937 г. Урдовиза—трак. град на реда) и н. Караагач (тур. бряст).

Старото име на с. Лозенец до 1931 г. е Ембелец (грц. лозя през тур.). На югоизток от с. Лозенец са разположени носовете Тарфа (грц. храсталак), Верготи (грц. прът), Арапя (тур. черни хора, негри). Град Царево до 1934 г. се е наричал Василико (грц. царски, името означава още босилек), а между 1950 и 1993 г. — Мичурин. Носовете около града са Какоси (грц. беда, нещастие), Лимнос (грц. пристанище) и Кастро (грц. крепост). На югоизток от гр. Царево се намират с. Варвара, гр. Ахтопол (антично име Агатополис—грц. град на щастието, на богатствата) и р. Велека (Велика). Югоизточно от р. Велека е с. Синеморец, което до 1934 г. се е наричало Каланджа (тур. дебел). Каланджа е турското произношение на гръцкото име на селото Галазбой—небесносин. На юг са разположени носовете Листи (грц. разбойник, пират), Силистар (грц. място близо до разбойници)

и Хондрус (грц. зърно). До границата с Турция се намира с. Резово, наименовано на тракийския цар Рез, известен от “Илиада” на Омир. Турското наименование на р. Резовска е Мутлудере.

Понастоящем 36% от съществуващите над 700 топонима и хидронима от Българското черноморско крайбрежие са от турски произход, 32% – от български, 25% – от гръцки, 2% – от тракийски, 1% – от латински и 4% – от друг или от неизвестен произход.

В прил. 1 е представен речник на топонимите по Българското черноморско крайбрежие.

3. Произход и еволюция на Световния океан. Хипотези за образуване на водните и солеви маси

*„Хаосът и Океанът били първите.
Родил Хаосът много богове—и добри и лоши...
Минали години.
Сега Хаосът царува над Океана”.*
„Енума елиш”—шумеро-акадска поема VIII в. пр.Хр.

*„Промениите на Земята са така бавни
в сравнение с краткия период
на нашия живот,
че те остават незабелязани. ”*
Аристотел (384–322 г. пр.Хр.)

Повечето учени свързват началото на образуване на Вселената, звездните системи и планетите с момента на Големия взрив, когато Вселената, която е имала безкрайна плътност и нулев размер се е взривила и е започнала да се разширява. Според съвременните научни представи възрастта на планетата Земя е 4,6 млрд. г. През целия този продължителен период многократно са се изменяли условията в земната кора, както в глобален, така и в регионален мащаб, като океаните са променяли своето разположение, размери и дълбочина. Океаните възникват, съществуват и отмират, превръщайки се в суша като продължителността на тези стадии е десетки и стотици млн. г. Произходът и историята на океаните са тясно свързани с възникването на планетата Земя и еволюцията на земната кора.

Първата хипотеза за образуването на Земята, различна от религиозните представи е била изказана от френския философ и математик Рене Декарт през XVII век. Според него Земята се е образувала в резултат на вихрови движения на прахови частици. През XVIII и XIX в. господства хипотезата на немския философ Кант и френския астроном Лаплас, според която планетите от Слънчевата система са се образували в резултат на свиване на нагрятата и разреждана газова мъглявина. На базата на тази хипотеза австрийският геолог Едуард Зюс създава контракционната теория за образуването на планинските системи и океаните след изстиване и свиване на земната

кора. Съгласно тази теория в минали геоложки епохи океаните и континентите са имали други размери и очертания.

Същевременно възниква и противоположната хипотеза за постоянството и неизменното положение на океаните от първоначалното образуване на земната кора до съвременността, изказана от американския учен Уилис. Съществен принос за развитие на идеите за изостазията или за равновесието в земната кора има хипотезата, разработена от английските учени Прат и Ери. Съгласно тази хипотеза земната кора е разделена на отделни блокове с различна височина и плътност, които плават върху по-плътната земна мантия. В зависимост от масата на тези блокове те се издигат или потъват като се създават различни форми на релефа–планини и океани.

През 1912 г. немският геофизик и метеоролог Алфред Вегенер допуска, че за възстановяване на равновесието блоковете на земната кора, които плават върху магмата извършват не само вертикални, но и хоризонтални движения и разработва хипотезата за дрейфа на континентите. До тази идея той достига наблюдавайки съответствието в очертанията на бреговите линии, еднаквият геоложки строеж и близостта на растителния и животински свят в някои континенти. В частност сходното очертание на бреговете на Централна и Южна Америка и Африка е било забелязано още през XVII в. от английския философ Френсис Бейкън. Още по-добро е съвпадението между древните брегови линии, ако те се прекарат на дълбочина 200 м, където се намира съвременната граница между шелфа и континенталния склон.

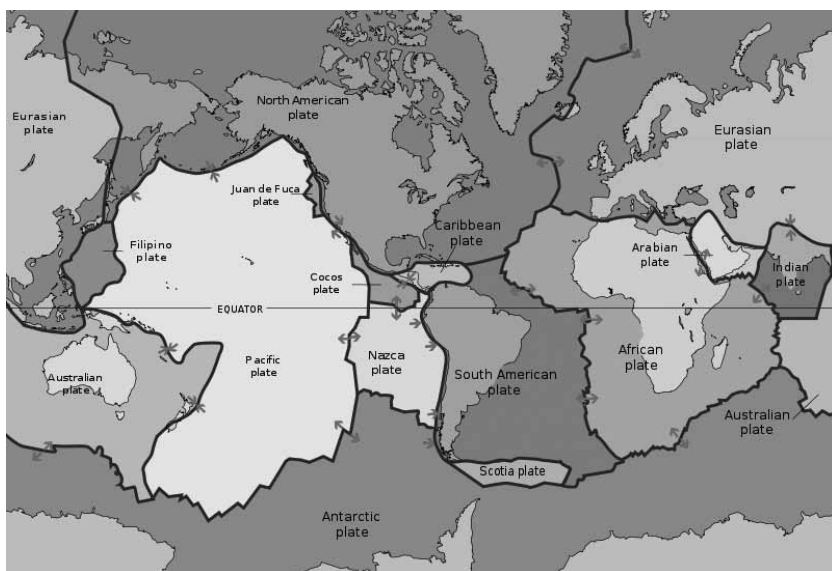
Същността на хипотезата на Вегенер се състои в следното: по-леките блокове на континентите, които са изградени главно от гранити (сиал Si, Al) плават върху по-плътното вещество от базалтовата обвивка на Земята (сима Si, Mg, Fe). В един ранен стадий от еволюцията на земната кора сиалът е бил струпан в един единствен суперконтинент, наречен Пангея, заобиколен от океан Панталас. В резултат на въртенето на Земята са се развили сили, предизвикващи раздробяване и хоризонтално преместване на частите на Пангея по базалтовата обвивка. Вегенер е считал, че планинските вериги се образуват при сблъсък на краищата на континентите и издигането им един върху друг или върху базалтовото дъно на океаните, а островните дъги представляват участъци, откъснати от основните маси на континентите.

По онова време хипотезата на Вегенер предизвиква редица възражения, най-същественото от които е, че хоризонталното преместване на континентите би предизвикало огромно съпротивление на триене и не е известна силата, която може да го преодолее. В резултат на това до 50-те години на XX в. господства хипотезата за фиксизма, т. е. за неподвижността на континентите. Най-последователно развива тази хипотеза В. Белоусов, който смята, че континенталният тип земна кора е първичен, а океаните са млади структури, образувани след края на палеозойската ера (преди 245 млн. г.). Мощната континентална земна кора с нейния гранитен слой в отделни участъци потъвала в разтопената мантия и се превръщала в тънка океанска земна кора, притежаваща само базалтов слой, т. е. извършвала се е „базификация” на континенталния тип земна кора. Причината за този процес според Белоусов е периодичното нагряване и изстиване на астеносферата. Астеносферата е пластичен слой с аномална плътност от горната част на земната мантия. Намира се между 100 и 200 км под повърхността, но вероятно на места достига до 400 км. Това е „най-слабата“ или най-меката част от земната мантия. Над астеносферата е разположена литосферата, която включва земната кора (със средна дебелина 35 км) и твърдия слой от земната мантия. При нагряване на астеносферата, плътността ѝ намалява, увеличава се подвижността и неустойчивостта на континенталните блокове. Някои участъци се издигат, а други потъват, претопяват се и се базифицират (сидиментният и гранитният слой се превръщат в базалтов), като върху тях се образуват морета и океани.

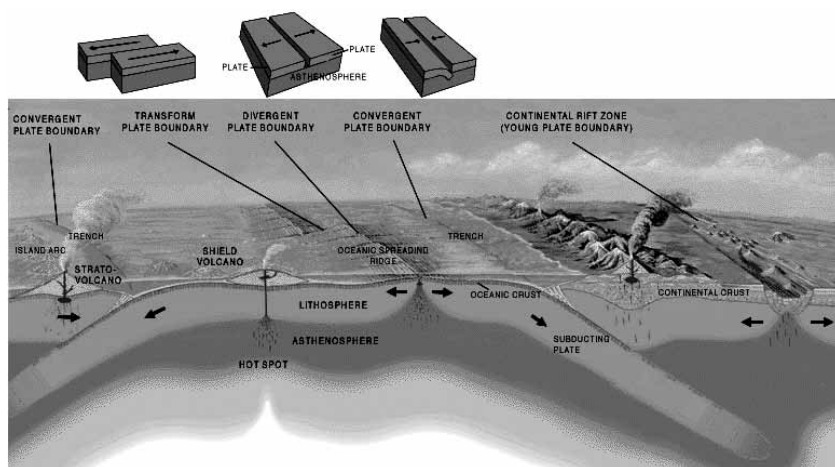
След откриването на срединно-океанските хребети от началото на 60-те години на XX в. се разработва теорията за неомобилизма или глобалната тектоника на плочите, за пръв път, формулирана от Хари Хес. Тази теория, която вече се приема от мнозинството учени изхожда от представата за водещата роля на хоризонталното преместване на литосферните (тектонски) плочи в процеса на съвременното развитие на земната кора.

Тектонските плочи (фиг. 3.1) имат дебелина около 50–100 км като границите между тях са от три основни типа: а) конструктивни (зони на спрединг) – граници на разтягане, съвпадащи със срединно-океанските хребети и рифтовите зони, където се образува нова земна кора от океански тип; б) деструктивни (зони на субдукция) – граници

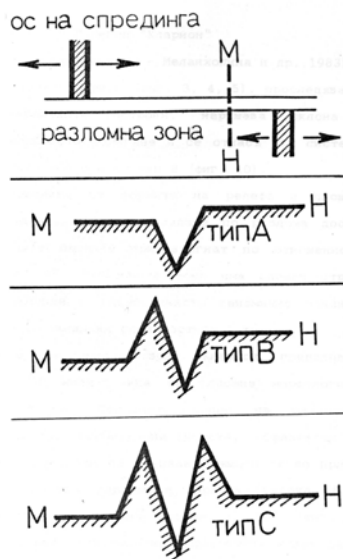
на свиване, съвпадащи с дълбоководните океански бразди (жлебове), където океанската част на плочата се подпъхва под континентите и достигайки земната мантия се разтопява и базифицира (фиг. 3.2); в) консервативни – трансформни разломи (фиг. 3.3), където плочите се придвижват странично една спрямо друга и земна кора не се създава и не се разрушава.



Фиг. 3.1. Тектонски плочи на земната кора



Фиг. 3.2. Комплексна схема на движенията на тектонските плочи



Фиг. 3.3. Типове трансформни разломи

При разтопяването на земната мантия в резултат на топлината, отделяна от земното ядро се издигат конвективни токове, които предизвикват разломи в земната кора в рифтовите зони (зони на дивергенция), където постъпва магма. В местата на низходящи конвективни токове (зони на конвергенция) се образуват дълбоководни жлебове и земната кора потъва в мантията.

Цялата повърхност на Земята е разделена на различни по площ тектонски плочи, които се преместват в различни посоки върху астеносферата. Границите между тях са сеизмично активни и вулкански зони, които преминават както по дъното на океаните, така и на сушата в нагънатите планински (орогенни) зони.

В подкрепа на теорията за неомобилизма е фактът, че най-старите скали на дъното на океаните имат мезозойска възраст (160 млн. г., юрски период), т.е. по-древните океански скали от движещите се плочи или са се сблъскали с континентите (колизия), вземайки участие във формирането на нагънати зони, или са потънали в зоните на конвергенция и са се разтопили в земната мантия. Доказателство за създаването на нова земна кора в рифтовите зони на срединно-океанските хребети (СОХ) е възрастта на скалите, изграждащи вулканските острови, която се свързва с линейните магнитни аномалии. Така например с отдалечаване от Атлантическия срединно-океански

хребет възрастта на скалите нараства: при разположения близо до оста на хребета о. Буве, тя е 1 млн. г., при о. Ян Майен и о. Исландия – 10 млн. г., Азорските о-ви и о. Св. Елена – 20 млн. г., Бермудските о-ви – 35 млн. г., Фарьорските о-ви – 50 млн. г., Бахамските о-ви – 120 млн. г.

За хоризонталното движение на тектонските плочи върху астеносферата са необходими колосални сили, които да преодолеят съпротивлението на триене. Произходът на тези сили не е изяснен, но самият краен резултат–големите хоризонтални премествания на части от континентите през изминалите геоложки епохи може да се смята за доказан.

Според научните представи диференциацията на сиаля от земната мантия се извършва към края на катархия (4,6–4,0 млрд. г.), когато се формират интрузивни и вулкански скали и дори седиментни материали, отложени във водна среда. Тази водна среда е била с кисела реакция ($\text{pH} = 5\text{--}6$), поради голямото количество разтворени киселинни газове и железен хлорид, отделени в резултат на дегазацията на огнетечната стопилка (магма) при превръщането ѝ в застинала лава. Земната магма съдържа освен силикати около 5% вода под формата на водни пари, както и редица газове, които са се разтваряли в кондензираната вода– HCl , HF , HBr , HI , $\text{B}(\text{OH})_3$, $(\text{NH}_4)_2$, CO_2 и частично H_2S . По този начин започва формирането на земната хидросфера от ювенилни (първични) води, които са представлявали сложен по състав химичен разтвор. Същевременно друга част от съдържащите се в магмата газове, които са неразтворими или слабо разтворими във вода, започнали да образуват първичната атмосфера– N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , C_2H_6 , CO и инертните газове – He , Ar , Ne , Kr , Xe , Rn . Кислородът бил в незначителни количества.

През архая (4,0–2,5 млрд. г.) започват да се оформят двата основни типа геоложки мегаструктури: кратони (платформи) и подвижни (мобилни) пояси. Образуват се първите три много стари континентални блока (Ур, Арктика и Атлантика), а през протерозоя (2,5–0,6 млрд. г.) – континентите Нуна (Nuna) и Родиния (Rodinia). Възрастта на най-древните скали на Земята, определени по изотопен път е 3,8–4,0 млрд. г., а следи от най-ранни живи организми са установени в Югозападна Гренландия. Те представляват микроскопични сферични органогенни структури (вероятно от примитивни синьозелени водорасли) и

се намират в долноархайски скали с възраст 3,8 млрд. г., т. е. още с образуването на Земята са били създадени всички космически, планетарни и химически условия за възникването и съществуването на живота. През 2011 г. в Западна Австралия в литифицирани кварцови пясъци са открити фосили от серни бактерии с възраст 3,4 млрд. г.

Извън религиозните представи за създаването на живота най-старата идея е тази за спонтанното му самозараждане от неживата материя (Демокрит, Платон). През 1908 г. шведският химик Сванте Арениус изказва своята хипотеза за панспермията, т. е. животът на Земята е пренесен чрез спори на бактерии от метеорити от космоса. Ако това е наистина така, логичен е въпросът как е възникнал животът в космоса, за да бъде „заселена” нашата планета.

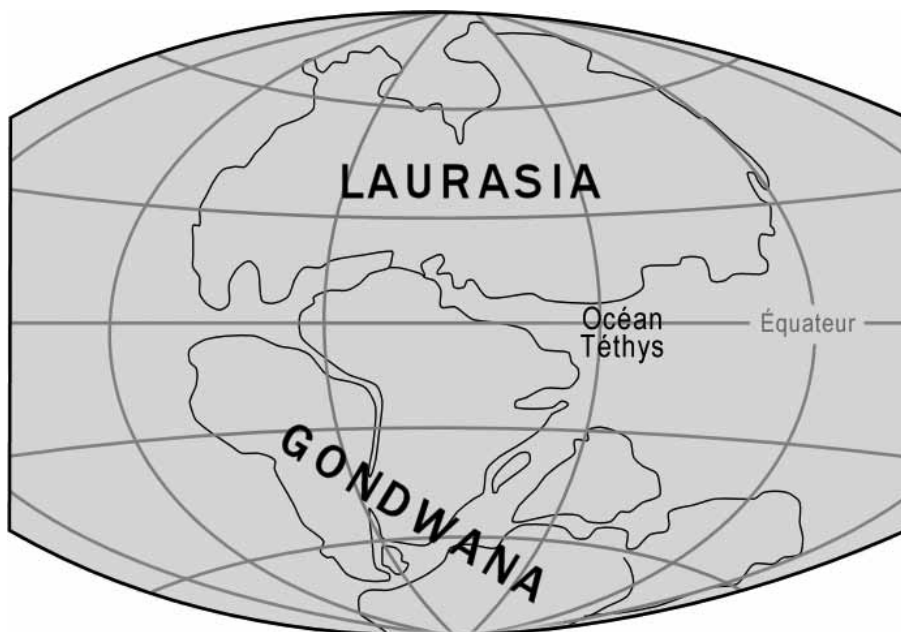
Независимо от различията във възгледите общото в хипотезите на А. Опарин, Дж. Холдейн, С. Милър, С. Фокс, А. Руденко, М. Айген, Ж. Камзист е, че те обясняват възникването на живота с постепенното усложняване на химичните съединения и образуването на високополимеризирани органични вещества, които дават начало на праорганизмите под въздействието на слънчевата енергия. Предполага се, че животът се е зародил в Световния океан, където органичните съединения (първичен бульон) са могли да се натрупват, коагулират и еволюционно да се усъвършенстват в една сравнително еднородна среда.

Съществува и теория за интелигентния дизайн, която отхвърля еволюционната теория и възникването на живота от неживата материя и счита, че животът е бил създаден. Това е нова форма на креационизма и на възгледите на християнския философ от XIII в. Тома Аквински.

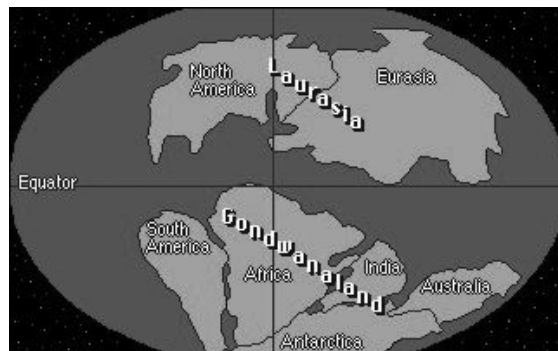
Преди около 1,5 млрд. години се е формирал суперконтинентът Пангея, който е обхванал цялата съществуваща по това време суша. (фиг. 3.4). Преди около 180 млн. г. в края на триаския период започва образуването на първичните Атлантически и Индийски океани и Пангея се разделя на Северна част (Лавразия) и Южна (Гондвана). (фиг. 3.5). Впоследствие от Гондвана се отделят Южна Америка, Африка, Мадагаскар, Индия, Австралия и Антарктида, а Лавразия се разделя на Северна Америка и Евразия (фиг. 3.6). През неогена, през последните 25 млн. г. континентите постепенно придобиват съвременните си очертания. (фиг. 3.7).



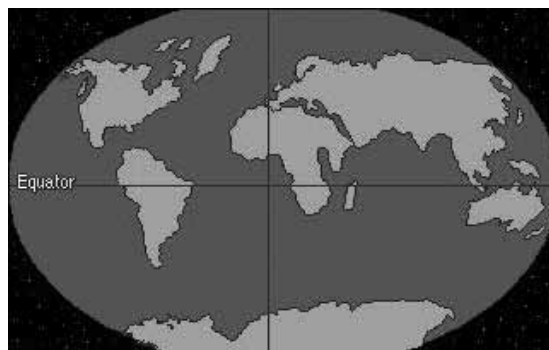
Фиг. 3.4. Суперконтинент Пангея



Фиг. 3.5. Континенти Лавразия и Гондвана



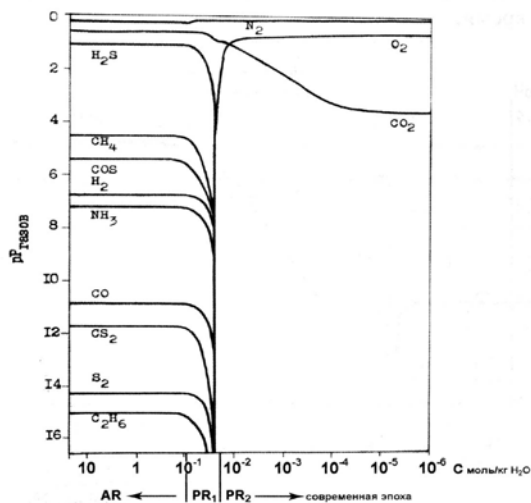
Фиг. 3.6. Разделяне на континентите Лавразия и Гондвана



Фиг. 3.7. Земната повърхност през неогена

Големи промени в състава на атмосферата и на морската вода настъпват на границата ранен-късен протерозой (PR_1 – PR_2) преди около 2,3 млрд. г., когато редукионният (възстановителен етап) от геоложкото развитие на Земята преминава в окислителен. (фиг. 3.8). По време на редукионния етап атмосферата на Земята е включвала три главни газа, които са представлявали 99% от нейната маса (N_2 -68%, CO_2 -25% и H_2S -6%). Общо 1% са заемали метанът CH_4 , водородът H_2 , амонякът NH_3 , въглеродния окис CO и др. Кислородът е бил в концентрация под 0,002% и първите фотосинтезиращи организми са били анаеробни прокариоти. В резултат на процеса фотосинтеза количеството на кислорода се е увеличило и в еволюцията на най-ранните клетки се включва механизмът на дишането. Постепенно през окислителния етап концентрацията на кислород в атмосферата

се увеличава, за да достигне съвременните стойности за сметка на намаляването на концентрациите на CO_2 , H_2S , CH_4 , N_3 , CO и др.



Фиг. 3.8. Промяна в състава на атмосферата на границата ранен–късен протерозой (Дроздовская, 2009)

Понастоящем съставът на атмосферата включва азот N_2 –78,1%, кислород O_2 –21,0%, аргон Ar –0,93%, въглероден диоксид CO_2 –0,03% и в по-малки количества неон, хелий, метан, криптон, азотен окис, водород, ксенон, озон и др.

Главните йони, които се съдържат в морската вода са следните: аниони: хлоридни Cl^- –45,1%, сулфатни SO_4^{2-} –4,6%, хидрокарбонатни HCO_3^- –0,2%, бромидни Br^- –0,1% и катиони: натриеви Na^+ –38,7%, магнезиеви Mg^{2+} –8,8%, калциеви Ca^{2+} –1,7%, калиеви K^+ –0,8%.

Този сложен химически състав е резултат от продължителен процес, започнал едновременно с образуването на хидросферата. Бързо разтворимите вещества, постъпили от магмата са се съхранили в ювенилните води, докато трудноразтворимите съединения са се отделили под формата на утайки. Сравнението между състава на съвременната океанска вода и първичния ювенилен разтвор, получен при вулканични изригвания показва, че съдържанието на хлор Cl и бром Br е останало практически неизменно, а значително се е понижило количеството на въглерода C , бора B , азота N и йода

Ј. Причината за това е, че своята концентрация запазват елементи, които нямат активни утайители, докато въглеродът под формата на CO_2 се свързва с калций и се утаява като калциев карбонат CaCO_3 . Борът образува с калция и магнезия борати, които падат като утайка от разтвора.

С появата на живите организми се понижава съдържанието на азот и йод в морската вода. Възникването и развитието на живота изменило съществуващото химическо равновесие и довело свойствата на водната среда от редуccionни към окислителни. Отделянето на свободния кислород в процеса на фотосинтеза довело до създаването на азотно-кислородна атмосфера. Съединенията на въглерода (CO , CH_4 и др.) поради окисление преминали в CO_2 . От атмосферата CO_2 бил извличан в процеса на фотосинтезата, а в хидросферата се образували утайки и скелети на организми под формата на CaCO_3 и MgCO_3 .

Под влияние на кислорода се изменяла миграционната форма на азота от NH_3 в N_2 и NO_3^- , на сярата от S_2 в SO_4^{2-} и на двувалентното Fe^{2+} в тривалентно Fe^{3+} . В такива условия на химическа еволюция на водната среда хидроокисите на Fe^{3+} взаимодействат с SiO_2 и формират джеспилити (железорудни месторождения).

Постепенно се достига до съвременния състав на хидросферата, чиято соленост и температура почти не са се изменили от началото на камбрия преди 545 млн.г. до днес. Това е имало огромно значение за голямото многообразие на живота в океана.

Според Wilson (1965) съществуват няколко стадия в еволюцията на океаните: континентален рифт; микроокеан; отворен; зрял и затворен океан.

Формирането на определен океански басейн става в резултат от разкъсване на по-рано образуваната континентална земна кора. Това разкъсване е продукт на възходящи или насочени към повърхността потоци от горещо мантийно вещество. Първоначално над участъка на мантийния поток се проявяват „горещи точки“—отделни участъци от континенталната кора, в които се фиксира повишен топлинен поток, а така също внедряване на повърхността на алкални базични магмени топилки. Ако развитието на тези точки продължи в течение на значителен интервал от време, те се превръщат във „високи точки“, а те са апикални или теменни участъци на големи сводоподобни подутини в континенталната кора разположени над възходящите

мантийни струи. Ако възходящите магмени потоци от астеносферен материал продължат да се издигат, „високите точки” могат да дадат началото на формиране на нов басейн.

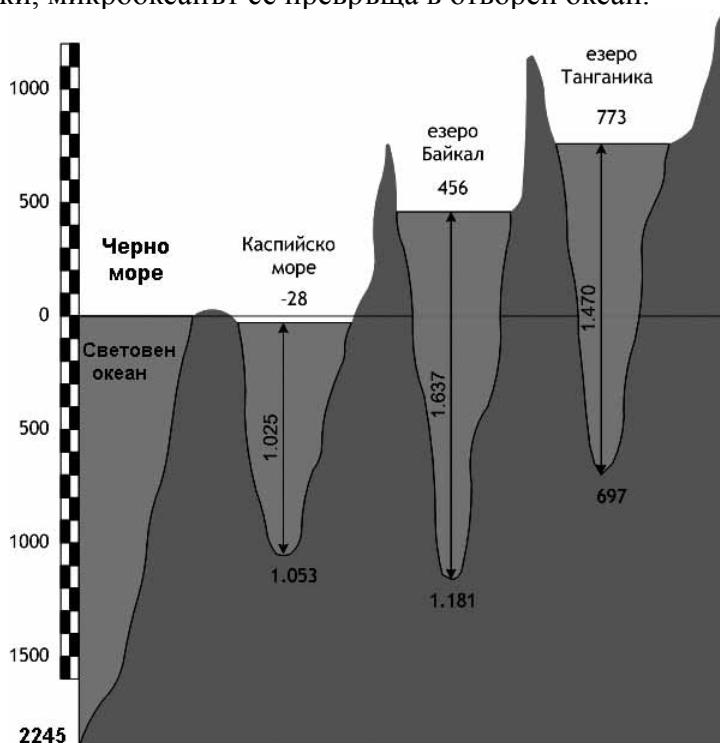
Континенталният рифт е началният стадий на формиране на океаните. Той се образува при разкъсването на земната кора. Самият рифт представлява едно сложно грабеново съоръжение, разположено в сводовите части на големите линейно-удължени подутини на континенталната земна кора. Континенталната литосфера все още не е разкъсана. Например Източно-Тихоокеанският хребет продължава в континента Северна Америка под формата на отседен разлом–Сан Андреас. Полуостров Калифорния се отдалечава от континента по този разлом и се заражда нов океан. Ако процесът на разширение продължи континенталния рифт се превръща в микроокеан.

Стадият на микроокеан е свързан с цялостното разкъсване на континенталната литосфера и началото на образуване на нова океански тип земна кора т. е. възниква зона на спрединг (разширяване). Началото на формиране на нова океанска литосфера е свързано с продължителното разтягане в осовите части на континенталния рифт. Бележи се от разделянето на общата или единна плоча на два отделни литосферни блока, които постепенно се отдалечават един спрямо друг. На практика и в двете крайнини морските седименти се разполагат върху продуктите на рифтовия стадий, а в централните участъци на басейна се натрупват пелагични (дълбоководни) наслаги.

В настояще време продължава образуването на микроокеани - езеро Байкал, Червено море, Аденски залив. Езерото Байкал е най-дълбокото в света – 1637 м, падината, в която е разположено потъва, а топлинният поток на дъното му е 2–3 пъти по-висок от съседните територии. Също така в Червено море и Аденския залив се заражда нов океан.. Солеността на водите на Червено море е висока–40-41 ‰, а в дълбоките му депресии е установено рязко нарастване на температурата – 65° С и солеността – 300–440 ‰. Бъдещият океан ще се разшири и по големите разломи в Източна Африка, където понастоящем са разположени езерата Виктория, Няса, Танганика (фиг. 3.9). Според някои автори Мраморно море е в стадий на континентален рифт–микроокеан.

Началото на отваряне на един океански басейн винаги се бележи с триадата: континентални седименти, евапорити (утайки, образувани

в условия на изпарение), типични морски седименти. Ако спредингът продължи, микроокеанът се превръща в отворен океан.



Фиг. 3.9. Надморски височини и дълбочини на някои водни басейни

Атлантическият океан е в стадий на отворен океан. По време на този стадий океанският басейн е достатъчно широк. В него се извършва нормална водна циркулация, връзката му със Световния океан е осъществена. В този стадий се наблюдава батиметрична зоналност в океанския басейн—очертavat се главните елементи на дънния релеф: шелф, континентален склон, континентално подножие, абисално (котловинно) дъно и срединно-океански хребет (СОХ). В подножието на континенталния склон се натрупват типични флишки (редувачи се) седименти. В СОХ и абисалните равнини се отлагат пелагични органиогенни или глинести утайки. По последни данни от National Geographic (2012), скоростта на раздалечаване между Европа и Северна Америка е около 2,5 см/год.

Тихият океан се намира в стадий на зрял океан тъй като в неговите крайнини започват да се извършват процеси на субдукция

(подпъхване) и затваряне на океанските понижения. Обикновено началото на затварянето на даден басейн е свързано с процес на отваряне на други океански басейни в непосредствено съседство с него. Зони на субдукция могат да се проявят само в едната или едновременно в двете континентални крайнини на зрелия океан. Например зоните на субдукция в Тихия океан могат да бъдат класифицирани в два вида: дълбоководна бразда–островна дъга (Япония); дълбоководна бразда–Кордилера (Чили). На XVIII конгрес на INQUA, проведен в Берн през 2011 г. японски учени докладваха, че земетресението от 9-а степен по Рихтер във Фукушима е следствие от високата скорост на субдукция, достигаща до 8 см/год.

Зрелият океан започва постепенно да се затваря докато се достигне до неговото реално ликвидиране и формиране на нагънат орогенен пояс. При окончателното затваряне на басейна в зоната на субдукция могат да се развият орогенни системи от субдукционен вид. При окончателното затваряне се достига до сблъскване на двете континентални плочи, като в този участък се формира колизионен тип орогенна система. Следите от ликвидирания океански басейн в колизионните орогенни пояси могат да се фиксират единствено по изграждащите го отделни навлачни пластини, съставени от елементи от океанска земна кора, дълбоководни седименти и офиолити (отчетлив ансамбъл от мафични скали, срещащ се в определена последователност отдолу нагоре: ултрамафичен комплекс, габроиден комплекс, комплекс на паралелните мафични дайки; лавов комплекс - главно пилоу лави). Много често в орогенните системи тези продукти изграждат съвсем тесни и удължени зони. Те бележат разположението на бившия и напълно ликвидиран океански басейн. Тези ивици или зони се означават като сутура. Положението на сутурата в орогенните пояси дава възможност за установяване на положението на двете континентални крайнини.

В стадий на затворен океан се намира древният океан Тетис. Отварянето на Атлантическия океан от север предизвиква зона на субдукция в северната част на Тетиса. В следствие зона на субдукция възниква и в южната му част между Евразия и Африка. Това предизвиква неговото затваряне и сблъсък (колизия) на двете литосферни плочи. Като резултат от колизията се образува Алпо-Хималайския орогенен (подвижен, мобилен) пояс.

Средиземно море е пример за част от затворен океан с много полуострови, острови и нагънати планински зони по крайбрежието му. Тибетското плато и Хималаите представляват остатък от древния океан Тетис, който се е превърнал в суша, след като Индия се откъсва от Гондвана и се сблъсква с Евразия.

Черно море

Черно море е също остатък от древния океан Тетис. Произходът и развитието на Черноморската дълбоководна депресия и нейната континентална крайнина засега остават дискуссионни. Счита се, че Черноморската котловина е формирана след кредния период, през последните 65 млн. г.

До края на 70-те години на XX в. геоложката история на Черноморския регион е разглеждана от фиксисти позиции, а от началото на 80-те години се предприемат опити за прилагане и на новата глобална тектоника на плочите.

Централна структура в региона е черноморската падина—една от многото тектонски депресии на древния океан Тетис. Тези депресии имат различна възраст като в тях границата между земната кора и земната мантия (граница на Мохо) заляга на неголеми дълбочини—около 20–30 км. Дебелината на земната кора по периферията на черноморската падина и околните планини е 40–55 км, под Централно—черноморското издигане достига 20 км, а във вътрешната част на Западно—черноморската падина се понижава до 5–7 км. По данни на Туголесов и др. (1985) Западно—черноморската падина има мощност на неозойските седименти 13–14 км, а Източната—10–11 км. Двете падини са разделени от вала (хребета) на Андрусов, който е широк 20–70 км и има амплитуда по горнището на кредата 5–7 км. В Западно—черноморската падина мезозойската основа е покрита от палеоцен—еоценски седименти с мощност над 5 км. В Долнокамчийското понижение те надхвърлят 6 км, над вала на Андрусов отсъстват, а в Източно—черноморската падина достигат до 3 км. Майкопските (олигоценско—долномиоценските) седименти имат мощност 5 км в Западно—черноморската падина и 4 км в Източно—черноморската. Над вала на Андрусов мощността им значително се понижава като на места те напълно отсъстват.

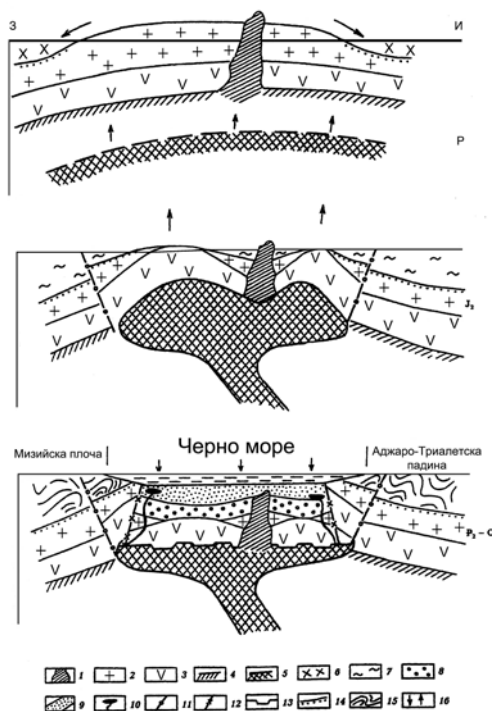
От средния миоцен до сега Черноморската депресия се развива като единна структура, но мощността на миоценските седименти

в Западно–черноморската падина е два пъти по-малка от Източно–черноморската, където достига до 2 км. Отложенията на неогена и кватернера залягат практически хоризонтално в централната част на Черно море като изклинват към сушата. През плиоцен–кватернера е продължило потъването на морското дъно и мощността на седиментите е най-голяма в северозападната част на Западно–черноморската падина, където достига до 3 км.

Посредством гравиметрични и сеизмични изследвания е установено, че границата на Мохо е разположена на дълбочина 19 км под Западно–черноморската падина и на 22 км под Източно–черноморската и при тях съществуват положителни аномалии на силата на тежестта. Разделящият падините вал на Андрусов се характеризира с отрицателни гравиметрични аномалии. Тектонската история на Черноморската депресия отдавна предизвиква интерес у изследователите. Един от последните тектонски модели, предложен от Коболев (2003) е представен на фиг. 3.10. Авторът разглежда Черноморско–Малоазиатския регион като част от Персийско–Британския горещ пояс. Източно и западно от вала на Андрусов са се внедрили сводови мантийни диапири. При тяхната кристализация магмата е понижшила своя обем, което е довело до разпад на диапирите на отделни блокове и тяхното потъване в астеносферата, поради голямата им плътност. Това потъване е протекло бързо и е обусловило голямата скорост на натрупване на седименти в Черноморската депресия и в окръжаващите я геосинклинални области, които се разглеждат като компенсационни депресии, предизвикани от внедряването на мантийните диапири в земната кора. “Гранитният” слой на вала на Андрусов постепенно бил размит като интензивно е запълвал с утайки падината. Към края на кредата сводовете изчезват под морската повърхност, в следствие на денудация и през целия неозой дъното на депресията потъва като се отлагат седименти с голяма мощност. На фиг. 3.11, 3.12 и 3.13 са представени континенталния склон на Черно море и сеизмични разрези по Българското крайбрежие и шелф (Туголесов и др. 1985).

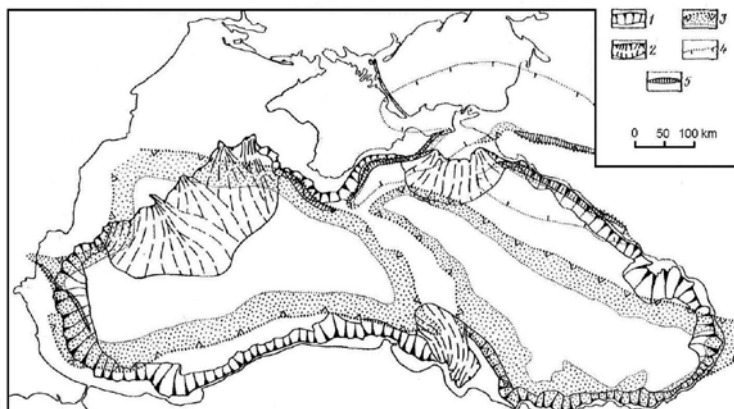
През кватернера периодически е прекъсвана и възстановявана връзката на Черно море със Средиземно и Каспийско море, което е водело до промяна в солеността на басейна и до смяната на средиземноморската халофилна молюскова фауна с каспийска бракична полусоленолюбива и обратно. При трансгресивните фази

на Каспийско море е съществувал едностранен отток (каскада на моретата) от Каспийско към Черно, Мраморно и Средиземно море. Той се е осъществявал в условията на ниско ниво на Световния океан и на Средиземно море през ледниковите епохи. През междуледниковите оптимуми е настъпвала максимална трансгресия на Световния океан и нахлуване на средиземноморски води през Дарданелите, Мраморно море и Босфора в Черно море. Трансгресиите на Черно море са били синхронни с тези на Световния океан, защото тогава се е възстановявала връзката помежду им.



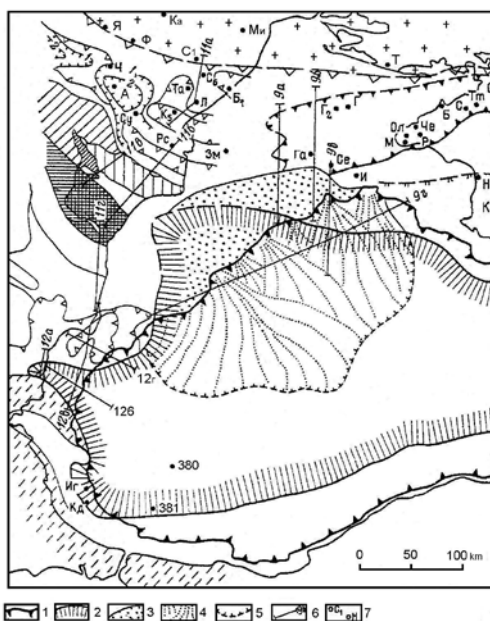
Фиг. 3.10. Принципен тектонски модел на образуването на Черноморската падина—основни етапи (Коболев, 2003)

1—вал на Андрусов; 2—“гранитен” слой; 3—“базалтов” слой; 4—граница на Мохо; 5—земна мантия; 6—пермски седименти; 7—неразчленени седименти; 8—миоценски седименти; 9—плиоцен-кватернерни седименти; 10—“пунктирни” интрузии на ултрабазити; 11—разломи от прогресивния етап; 12—разломи от регресивния етап; 13—долнище на потъване на седиментите; 14—долнище на компенсационните падина; 15—дислоцирани седименти; 16—вертикални движения.



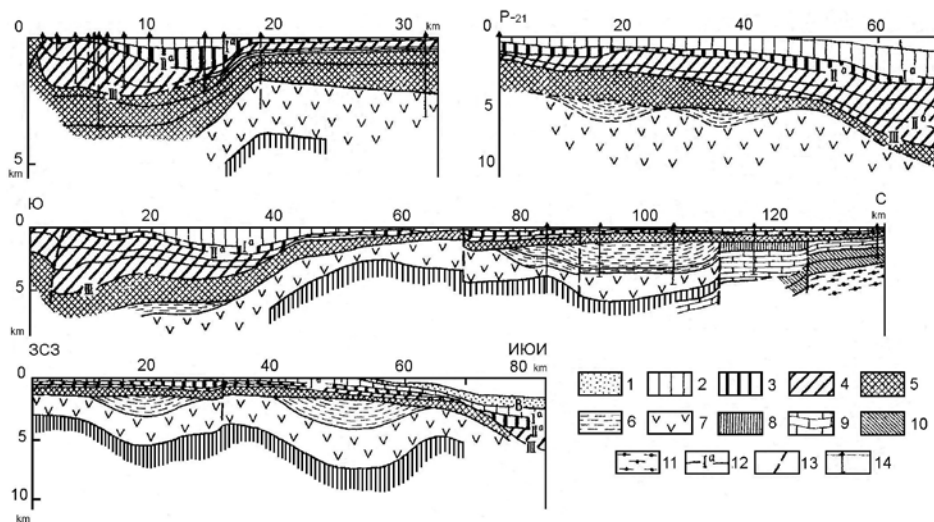
Фиг. 3.11. Положение на съвременния континентален склон на Черно море и склоновете на палеогенските педини (Туголесов и др., 1985)

- 1—денудирани участъци на съвременния континентален склон;
- 2—акумулационни участъци на съвременния континентален склон;
- 3—стръмни склонове на палеогенските педини; 4—условно положение на границите на палеогенските понижения; 5—зони на възможното развитие на разломи по склоновете на педините.



Фиг. 3.12. Схема на строежа на западния и северозападния черноморски шелф (Туголесов и др., 1985)

1–граница на съвременния шелф; 2–древен “палеоген - неогенов” континентален склон; 3–площ на разпространение на шелфа на мощни до 3 км кватернерни седименти на делтата на Палеодунав и други реки; 4–аванделта и подводни конуси на Палеодунав и други реки; 5–долна граница на разпространение на подводните конуси в дълбоководната падина; 6–линии на сеизмогеоложките разрези; 7–дълбоководни сондажи на “Гломар Челинджър”



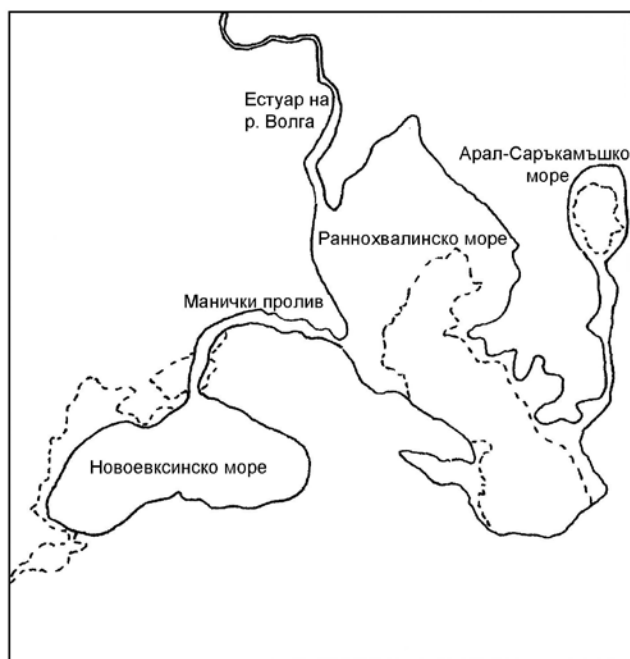
Фиг. 3.13. Сеизмогеоложки разрези (а,б,в,г) на българското крайбрежие и шелф–разположението им е показано на фиг. 3 (Туголесов и др., 1985)

1–кватернер; 2–неоген; 3–майкоп; 4–палеоцен–еоцен; 5–юра и долна креда; 6–триас; 7–перм; 8–карбон; 9–девон; 10–силур–ордовик; 11–рифей; 12–отразяващи хоризонти; 13–разломи; 14–сондажи

Връзката между Черно и Каспийско море се е осъществявала посредством Маничкия пролив, съществувал до края на плейстоцена на мястото на сегашната Маничка низина. Фазите на трансгресия на Черно и Каспийско море са били противоположни, поради изолираността на Каспийско море от Световния океан. За разлика от Черно море по време на климатичен оптимум Каспийско море се е намирало в регресия, вследствие на голямото изпарение. Обратно, през ледниковите епохи нивото на Каспийско море е било по-високо от нивото на Черно море, защото в него са се акумулирали

свободните незамръзващи води на Прикаспийската низина. На фиг. 3.14 е представен Понтокаспийският басейн преди 17000–15000 г. (Cherpalyna, 2005).

През кватернера се сменят двата типа басейни–каспийски и средиземноморски с характерната за тях молюскова фауна и това дава възможност черноморските регионални етажи да се отделят посредством специфични биостратиграфски разлики.



Фиг. 3.14. Понто–Каспийският басейн преди 17000–15000 години (Cherpalyna, 2005)

Основно биостратиграфско значение има развитието на бракичните кардииди от р. *Didacna*, върху което се наслагват периодическите инвазии на средиземноморска халофилна фауна–р. *Cardium*, *Abra*, *mytilus* и др.

През последните 7600 г. е възстановена връзката между Черно и Средиземно море и колебанията на нивата в двата басейна протичат синхронно.

4. Географска характеристика и подялба на Световния океан. Океани и морета

У нас е прието Световният океан да се поделва на 4 океана и 70 морета (фиг. 4.1, табл. 4.1).

Част от Световния океан, обособена от конфигурацията на бреговете, притежаваща самостоятелни системи от течения между континентите и отличаваща се с характерни особености на подводния релеф, атмосферна циркулация и специфичен хидроложки режим се нарича океан.

Обособена част от океана, ограничена от бреговете на континенти и острови или от подводни възвишения и отличаваща се със специфичен хидроложки режим се нарича море.

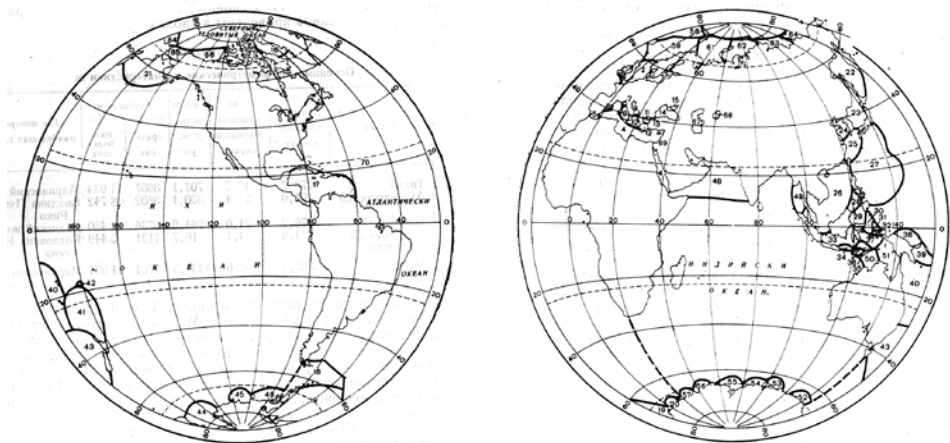
Таблица 4.1. Основни морфометрични характеристики на океаните

Океан	Площ, млн км ²	% от площта на Световния океан	Обем, млн. км ³	Дълбочина, м		Падина където е измерена най-голямата дълбочина
				Средна	Най-голяма	
Тихи	178,9	49,5	707,1	3795	11022	Марианска
Атлантически	91,6	25,4	330,1	3602	9218	Пуерто Рико
Индийски	76,2	21,0	284,6	3736	7450	Яванска
Сев. Ледовит	14,8	4,1	16,7	1205	4975	Нансен
Световен	361,5	100,0	1338,5	3704	11022	Марианска

Пръв Аристотел през IV в. пр.Хр. изказал мисълта за единството на Световния океан, т. е. ако се тръгне с кораб от една точка могат да бъдат посетени всички морски брегове, но това е било доказано едва през 1519–22 г. при първото околосветско плаване на Магелан. Ръководителят на Александрийската библиотека Ератостен през III в. пр.Хр. определил площта на моретата и океаните на 2/3 от повърхността на Земята. Клавдий Птолемей през 150 г. в своето “Ръководство по география” систематизирал тогавашните знания за континентите и моретата. По това време са били известни само 4 % от водните площи. Първи гърците съхранили много сведения за чужди

земи и морета, като за нуждите на корабоплаването те съставляли “периплуси” (описания). Въз основа на тях генуезки, венециански и каталански моряци и картографи издавали средновековните портолани–предшественици на съвременните морски карти и лоции.

Относно броя на океаните и моретата на Земята съществуват различни становища. По геоморфоложки, метеорологични и хидроложки признаци Световният океан се разделя на отделни части, които според различни учени варират от 3 до 8 на брой. Пръв холандският географ Б. Варениус в 1650 г. във “Всеобща география” разграничава пет океана–Атлантически, Индийски, Тихи, Северен ледовит и Южен. Тази подялба е утвърдена от Лондонското кралско географско дружество през 1845 г. Самостоятелността на двата ледовити океана е поставена под съмнение през 1878 г. от немския океанограф О. Крюмел, който по морфометрични признаци отделя три океана, като счита, че Северният ледовит океан е средиземно море на Атлантическия океан, а Южният океан е придаден към южните сектори на Атлантически, Индийски и Тихи океан. Идеята за три океана е активно поддържана от руския океанограф Ю. Шокалски (1917 г.). Засиленото изследване на Арктика след Първата Световна война дава основание на СССР да обяви през 1935 г., че океаните са четири: Северен ледовит, Атлантически, Индийски и Тихи–становище, възприето по-късно от България и потвърдено от Международното хидрографско бюро през 1952 г.



Фиг. 4.1. Граници на моретата

Атлантически океан: 1–Балтийско, 2–Северно, 3–Ирландско, 4–Средиземно, 5–Алборанско, 6–Балеарско, 7–Лигурско, 8–Тиренско, 9–

Адриатическо, 10–Йонийско, 11–Егейско, 12–Критско, 13–Мраморно, 14–Черно, 15–Азовско, 16–Бафиново, 17–Карибско, 18–Скот, 19–Уедъл, 20–Лазарев, 70 - Саргасово, Тихи океан: 21–Берингово, 22–Охотско, 23–Японско, 24–Жълто, 25–Източнокитайско, 26–Южнокитайско, 27–Филипинско, 28–Сулу, 29–Сулавеси, 30–Молукско, 31–Халмахера, 32–Серам, 33–Яванско, 34–Бали, 35–Флорес, 36–Саву, 37–Банда, 38–Новогвинейско, 39–Соломоново, 40–Коралово, 41–Фиджи, 42–Коро, 43–Тасманово, 44–Рос, 45–Амундсен, 46–Белингсхаузен, Индийски океан: 47–Червено, 48–Арабско, 49–Андаманско, 50–Тиморско, 51–Арафурско, 52–Дюрвил, 53–Моусън, 54–Дейвис, 55–Съдружество, 56–Космонавти, 57–Рисер-Ларсен, Северен Ледовит: 58–Гренландско, 59–Норвежко, 60–Бяло, 61–Баренцово, 62–Карско, 63–Лаптеви, 64 – Източносибирско, 65–Чукотско, 66–Бофорт, Вътрешни морета: 67–Каспийско, 68–Аралско, 69 - Мъртво

През 1956 г. Н. Зубов счита за обосновано въз основа на хидрометеорологични признаци да се отделят осем океана: Северен ледовит, Северен Атлантически, Северен Индийски, Северен Тихи, Южен Атлантически, Южен Индийски, Южен Тихи и Южен (Антарктически). В Западна Европа широко се разпространява подялбата на седем океана (без Северен Индийски, като Северният ледовит е наречен Арктически). Засиленото изследване на Антарктида от 60-те години на XX в. до сега показва, че са налице основания за пълното обособяване на Южния (Антарктически) океан като част от Световния океан. Това становище е потвърдено от Международното хидрографско бюро през 1964 г., но все още не е възприето от редица учени.

Настоящата подялба на Световния океан на четири океана, приета у нас, едва ли може да се смята за обоснована, а по-скоро е половинчата: или по геоморфоложки признаци трябва да се приеме, че океаните са три и Северният ледовит е част от Атлантическия или в съответствие със специфичните хидроложки режими да се приеме, че океаните са пет и да се отдели Южен (Антарктически) океан.

Моретата на Земята са 70 на брой, но тази цифра не трябва да се счита за твърдо установена, защото редица морета по традиция се означават като заливи: Хъдсънов, Мексикански, Гвинейски, Персийски, Аденски, Бенгалски, Голям Австралийски, Карпентария и Аляски. Същевременно някои езера неправилно са наречени морета: Каспийско, Аралско, Мъртво. Дискусионно е съществуването

на Саргасово море—единственото море без брегове, разположено във вътрешната част на Атлантическия океан между теченията Гълфстрийм, Канарско и Северноекваториално. Характерни за него са плаващи кафяви водорасли от род Саргасум, които са дали името на морето. Понастоящем се приема, че към Атлантическия океан се включват 24 морета, към Индийския—11, към Тихия—26 и към Северния ледовит—9. Моретата обхващат 10 % от площта и 3 % от обема на Световния океан (табл. 4.2.). Авторите считат, че по хидроложки признаци Световният океан трябва да се поделва на 5 океана и 75 морета: Атлантически океан—20 морета, Индийски—10 морета, Тихи—24 морета, Северен ледовит (Арктически)—9 морета, Южен (Антарктически)—12 морета (табл. 4.3.).

В зависимост от начина на обособяване от океаните моретата биват периферни, когато без да се вдават дълбоко в континентите се ограничават от полуострови и островни групи (Коралово, Тасманово, Южнокитайско, Японско, Охотско, Карско, Източносибирско и др.); междуконтинентални (Средиземно, Червено, Черно, Берингово, Тиморско, Карибско и др.); вътрешноконтинентални (Балтийско, Бяло и др.) и междуостровни (Яванско, Молукско, Банда, Сулу и др.).

В зависимост от броя на проливите моретата биват многопроливни, каквито са повечето периферни и междуостровни морета, двупроливни (Средиземно, Мраморно, Черно) и еднoproливни (Азовско, Бяло, Червено).

Описанието на океаните и моретата е в съответствие с табл. 4.2.

Атлантически океан (Северното море) (фиг. 4.2). Част от Световния океан, разположена между Европа, Африка, Северна и Южна Америка. На север граничи със Северния ледовит океан, а на юг — с Антарктида. Името му произлиза от името на титана Атлас (Атлант) от гръцката митология или от легендарния потънал континент Атлантида (Атлантис). Площта му заедно с прилежащите морета е 91 655 000 км², а без тях—82 442 000 км². Обемът на водната маса е 330 млн. км³ (25% от обема на Световния океан) при средна дълбочина 3 736 м. Излаз на Атлантическия океан имат около 100 държави.

Островите в откритата част на океана имат вулкански произход (Буве, Тристан да Куния, Св. Елена, Тринидад, о-ви Зелени нос, Канарски, Азорски и др.), а в близост до бреговете—континентален (Великобритания, Ирландия, Нюфаундленд, Куба, Хаити и др.).

Най-големите заливи, които всъщност са морета са Хъдсънов, Мексикански, Гвинейски.

Таблица 4.2. Подялба на Световния океан

О К Е А Н И			
Атлантически	Индийски	Тихи	Северен ледовит
М О Р Е Т А			
1. Адриатическо	1. Андаманско	1. Амундсен	1. Баренцово
2. Азовско	2. Арабско	2. Бали	2. Бофорт
3. Алборанско	3. Арафурско	3. Банда	3. Бяло
4. Аралско	4. Дейвис	4. Белингсхаузен	4. Гренландско
5. Балтийско	5. Дюрвил	5. Берингово	5. Изт. сибирско
6. Балеарско	6. Космонавти	6. Жълто	6. Карско
7. Бафиново	7. Моусън	7. Източнокитайско	7. Лаптеви
8. Егейско	8. Рисер - Ларсен	8. Коралово	8. Норвежко
9. Ирландско	9. Съдружество	9. Коро	9. Чукотско
10. Йонийско	10. Тиморско	10. Молукско	
11. Карибско	11. Червено	11. Новогвинейско	
12. Каспийско		12. Охотско	
13. Критско		13. Рос	
14. Лазарев		14. Саву	
15. Лигурско		15. Серам	
16. Мраморно		16. Соломоново	
17. Мъртво		17. Сулавеси	
18. Саргасово		18. Сулу	
19. Северно		19. Тасманово	
20. Скотия		20. Фиджи	
21. Средиземно		21. Филипинско	
22. Тиренско		22. Флорес	
23. Уедъл		23. Халмахера	
24. Черно		24. Южнокитайско	
		25. Яванско	
		26. Японско	

Шелфът е разпределен неравномерно—площта му в източната част на Атлантическия океан е 2.2 млн. км², а в западната—4.6 млн. км². Границата шелф—континентален склон преминава на дълбочина около 200 м.

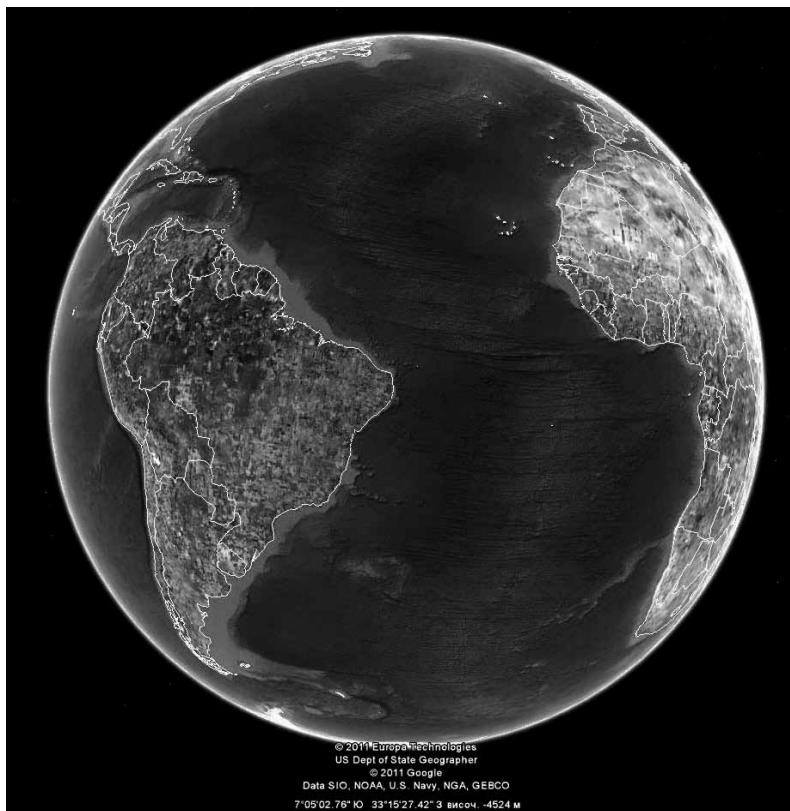
Континенталният склон има площ 3.1 млн. км² и представлява сравнително стръмна (6—8⁰), наклонена към океана част на подводния край на континентите.

Срединноатлантическият хребет се простира на разстояние 17

000 км между о. Исландия и о. Буве. Хребетът има широчина от 300 до 1 000 км и се издига на 1–2 км над дъното. Характерен елемент в осовата му част е рифтова долина с широчина 30–60 км, в която се създава нова океанска земна кора. Абисалното дъно се изгражда от редица подводни котловини с дълбочина около 4–6 км (Лабрадорска, Нюфаундлендска, Северноамериканска, Бермудска, Гвианска, Бразилска, Исландска, Западноевропейска, Иберийска, Канарска, Гвинейска, Капска и др.). Дълбоководни жлебове са разположени в близост до континентите Америка и Антарктида–Пуерторикански с най-голяма дълбочина 9 218 м, Южносандвичев – 8 428 м, Романш – 7 856 м, Кайман – 7 491 м.

Таблица 4.3. Подялба на Световния океан според авторите

ОКЕАНИ				
Атлантически	Индийски	Тихи	Северен ледовит	Южен
МОРЕТА				
1. Адриатическо	1. Австралийско	1. Аляско	1. Баренцово	1. Амундсен
2. Азовско	2. Аденско	2. Бали	2. Бофорт	2. Белингсхаузен
3. Алборанско	3. Андаманско	3. Банда	3. Бяло	3. Дейвис
4. Балтийско	4. Арабско	4. Берингово	4. Гренландско	4. Дюрвил
5. Балеарско	5. Арафурско	5. Жълто	5. Изт. сибирско	5. Космонавти
6. Бафиново	6. Бенгалско	6. Източнокитайско	6. Карско	6. Лазарев
7. Гвинейско	7. Карпентария	7. Коралово	7. Лаптеви	7. Моусън
8. Егейско	8. Персийско	8. Коро	8. Норвежко	8. Рос
9. Ирландско	9. Тиморско	9. Молукско	9. Чукотско	9. Рисер - Ларсен
10. Йонийско	10. Червено	10. Новогвинейско		10. Скотия
11. Карибско		11. Охотско		11. Съдружество
12. Критско		12. Саву		12. Уедъл
13. Лигурско		13. Серам		
14. Мексиканско		14. Соломоново		
15. Мраморно		15. Сулавеси		
16. Северно		16. Сулу		
17. Средиземно		17. Тасманово		
18. Тиренско		18. Фиджи		
19. Хъдсъново		19. Филипинско		
20. Черно		20. Флорес		
		21. Халмахера		
		22. Южнокитайско		
		23. Яванско		
		24. Японско		



Фиг. 4.2. Атлантически океан

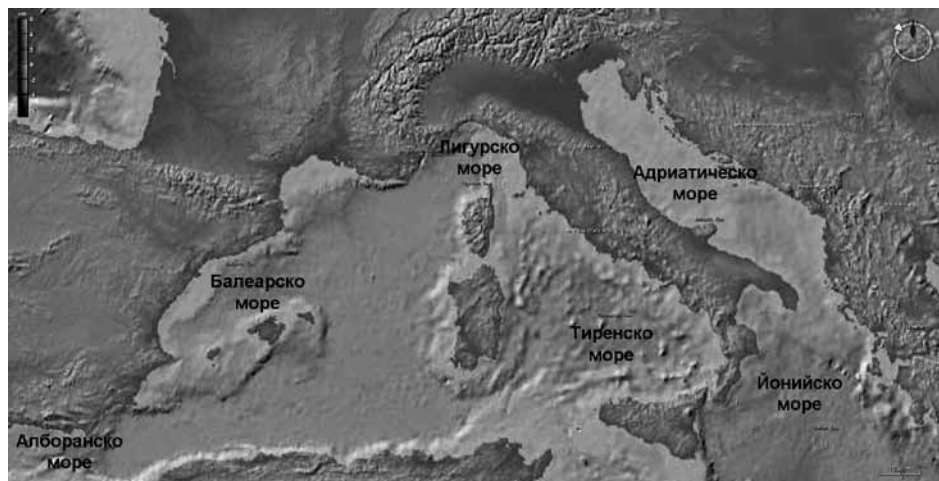
Акваторията на Атлантическия океан се простира през всички климатични пояси като по-голямата част от площта му попада в поясите на екваториалния, тропичния и субтропичен климат. Над океана са формирани четири основни атмосферни центъра: Исландски и Антарктически минимуми, Азорски и Южноатлантически максимуми.

По-големи течения в океана са Гълфстрийм, Северно пасатно, Канарско, Екваториално, Бразилско, Карибско, Антилско, Флоридско, Лабрадорско, Бафиново, Западногренландско, Фолклендско и др.

Най-голямата измерена височина на приливите е 18 м, а на ветровото вълнение—26 м. Средната соленост на повърхностните води е 35,4 ‰. Заедно с вътрешните морета (Каспийско, Аралско, Мъртво), които всъщност представляват солени езера общият брой на моретата, принадлежащи към Атлантическия океан е 24.

1. **Адриатическо море.** (фиг. 4.3). Полузатворено море, част

от Средиземно, разположено между Балканския и Апенинския полуостров. Площта му е 132 000 км², обемът на водата—35 000 км³, максималната дълбочина—1589 м, а средната—173 м. Максималната височина на прилива е 1,2 м, а средната соленост на повърхностните води—38,3 ‰.



Фиг. 4.3. Адриатическо, Алборанско, Балеарско, Йонийско, Лигурско и Тиренско морета

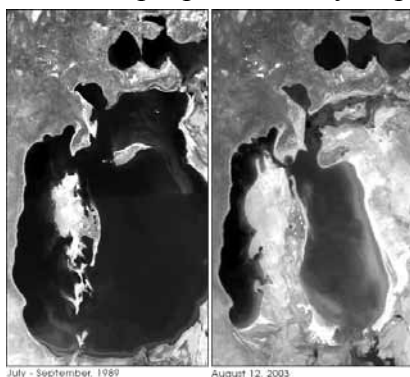
Древните българи са наричали морето „Синьо” като през Средновековието части от неговите брегове са влизали в пределите на Първата и на Втората Български империи.

2. **Азовско море.** (фиг. 4.11 карта на Азовско и Черно море) Разположено е по южните брегове на Украйна и Русия. Свързва се с Черно море чрез Керченския проток, който е дълъг 40 км и има ширина 4–15 км. Площта на морето е 38 000 км², а обемът на водата—320 км³. Максималната дълбочина е едва 14 м, а средната—8 м. Солеността е ниска—до 14 ‰, а край устията на реките 2–4 ‰. Поради ниската соленост и малката дълбочина Азовско море замръзва от месец декември до месец март.

3. **Алборанско море.** (фиг. 4.3). Разположено е в най-западната част на Средиземно море между Испания, Мароко и Алжир. Посредством Гибралтарския проток, който е дълъг 65 км и широк 14–44 км се свързва с Атлантическия океан. Максималната дълбочина на морето е 1 500 м, а средната—445 м.

4. **Аралско море.** (фиг. 4.4) Безоточно солено езеро, разположено в Средна Азия, на границата между Казахстан и Узбекистан. Аралско море е пример за екологична катастрофа, причинена от човека. До 1960 г. то е било четвъртото по площ езеро в света – 69 000 км². Обемът му тогава е бил 1 083 км³, надморската височина на водното ниво – 53,4 м, а солеността – 9,9 ‰. В резултат на изземването за напояване предимно на памукови плантации на водния отток на реките Амударя и Сырдаря, морето бързо изplitнява и през 1989 г. се разделя на два изолирани помежду си басейна: Северен Арал и Южен Арал. Понастоящем площта на морето е 17 200 км², а обемът – 75 км³, солеността – 100 ‰, а водното ниво се е понижило с 22,4 м до надморската височина 31,0 м. Понижението на морското ниво предизвиква затрупване на пристанищата с наноси, отдалечаване на крайбрежните селища на километри от морето и аридизация на климата.

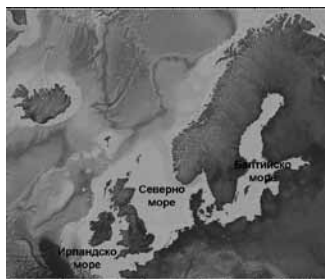
В Аралско море постъпват колекторни и дренажни води, замърсени с пестициди и други химикали и се наблюдава повишена заболяемост сред местното население. Допълнителен риск възниква след 2001 г., когато в резултат на спадане на нивото о. Възраждане, който е бил полигон на бившата съветска армия за изпитания на различни видове оръжия се превръща в полуостров.



Фиг. 4.4. Аралско море

5. **Балтийско море.** (фиг. 4.5). Вътрешноконтинентално море, дълбоко вдадено в Северна и Централна Европа, което посредством протоците Зунд, Белт, Категат и Скагерак се свързва със Северно море. Площта на морето е 387 000 км², максималната дълбочина е 459 м, а средната – 48 м. Бреговата линия е силно разчленена. Балтийско море

се е образувало преди около 13 000 г., когато се отдръпва ледниковият щит от Северна Европа. Солеността на повърхностните му води е ниска – 8–11 ‰ и през периода ноември-март заливите замръзват. Височината на приливите е малка: 0,1–0,6 м.

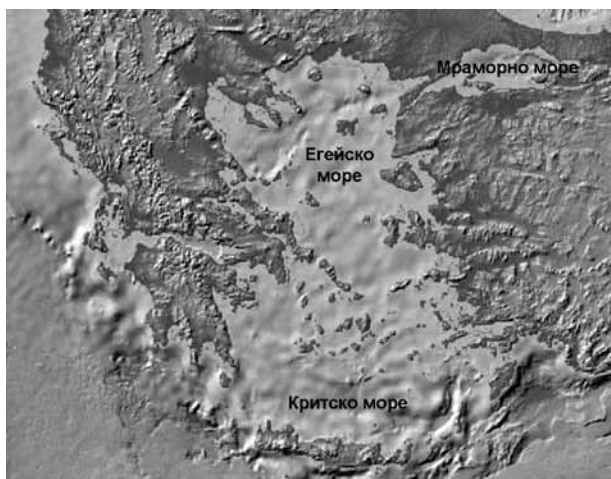


Фиг. 4.5. Балтийско, Ирландско и Северно морета

6. **Балеарско море.** (фиг. 4.3). Част от Средиземно море, разположено между Южна Европа, островите Корсика и Сардиния и Африка. Площта му е 580 000 км², максималната дълбочина е 3 332 м, а средната–1 750 м. В централната му част са разположени Балеарските острови–Мальорка, Менорка, Ибиса, Форментера и др.

7. **Бафиново море.** Разположено е между островите Гренландия, Бафинова земя и Елзмир. Площта му е 689 000 км², обемът на водата–593 000 км³, максималната дълбочина е 2 136 м, а средната–861 м. Солеността е 31 ‰. Температурата на водата през зимата е под 0°C, образуват се айсберги. Морето е достъпно за кораби само през август и септември. Максималната височина на приливите е 4.2 м. Морето е наречено на името на английския полярен изследовател Уилям Бафин.

8. **Егейско море.** (фиг. 4.6) Част от Средиземно море, разположено между Балканския полуостров, полуостров Мала Азия и о. Крит. Чрез протока Дарданели, който е дълъг 120 км се свързва с Мраморно море. Площта му е 179 000 км², максималната дълбочина 2 350 м, а средната–530 м. Бреговата линия е силно разчленена. В Егейско море са разположени многобройни острови (Тасос, Лемнос, Лесбос, Хиос, Самос, Евбея, Северни Спорадски, Южни Спорадски, Цикладски и др.). Солеността е 38 ‰.



Фиг. 4.6. Егейско, Критско и Мраморно морета

Българското название на Егейско море е Бяло море. През XX век България получава излаз на Бяло море по Букурещкия мирен договор от 1913 г., но той ѝ е отнет с Ньойския мирен договор през 1919 г. По време на Втората Световна война (1941–1944 г.) част от Беломорието заедно с островите Тасос и Самотраки е била поставена под административното управление на българските власти.

9. **Ирландско море.** (фиг. 4.5). Периферно шелфово море, разположено между островите Ирландия и Великобритания. Посредством протоците Норд Чанъл и Сейнт Джордж се свързва с океана. Площта на морето е 105 000 км², максималната дълбочина е 272 м, а средната—67 м. Солеността е 34 ‰, а височината на приливите: 2,7–8,5 м.

10. **Йонийско море.** (фиг. 4.3). Част от Средиземно море, разположено между югозападната част на Балканския п-ов, югоизточните части на Апенинския п-ов и островите Сицилия и Крит. Чрез протока Отранто се свързва с Адриатическо море, а чрез Месинския проток—с Тиренско море. Площта на морето е 570 000 км², максималната дълбочина е 5 121 м, а солеността — 38 ‰. Бреговата линия е силно разчленена. Най-големите заливи са Таранто и Коринтски. В морето са разположени Йонийските о-ви (Корфу, Лефкас, Кефалиния, Итака, Закинтос и др.).

11. **Карибско море.** Периферно море, разположено между Централна и Южна Америка и Големите и Малки Антилски о-ви.

Посредством Юкатанския проток се свързва с Мексиканския залив. Площта на морето е 2 754 000 км², обемът на водата – 6 860 000 км³, максималната дълбочина е 7 491 м (при дълбоководния жлеб Кайман), а средната – 2 491 м. Солеността на повърхностните води е 36 ‰. Бреговата линия е силно разчленена. Островите са многобройни: Куба, Хаити, Ямайка, Пуерто Рико, Тортуга, Гренада, Доминика, Мартиника, Монсерат, Гваделупа, Кайман, Албукерке и др.

12. **Каспийско море.** (фиг. 4.7) Безоточно солено езеро, разположено между Русия, Азербайджан, Иран, Туркменистан и Казахстан. Каспийско море има площ от 371 000 км² и е най-голямото езеро в света. Обемът на водните маси е 76 000 км³, максималната дълбочина е 1 025 м, а средната – 180 м. Солеността е 13.2 ‰ като варира от 0.3 ‰ край устието на р. Волга до 300 ‰ в залива Карабогазгол. Каспийско море няма връзка със Световния океан, поради което неговото ниво, което е под морското равнище периодично се понижава и повишава. От 1883 г. нивото се понижава и достига своя минимум през 1977 г. – 29,02 м. След това настъпва трансгресия: през 1985 г. нивото е било –27,85 м, а през 1996 г. е било –26,30 м.



Фиг. 4.7. Каспийско море

Каспийско море е било свързано многократно с Черно посредством Маничкия пролив, съществувал на мястото на сегашната Маничка низина. За последен път връзката е била прекъсната преди около 12 000 години.

13. **Критско море.** (фиг. 4.6.). Част от Средиземно море, разположено на юг от Егейско море и Цикладските о-ви и на север от о. Крит. На запад граничи с Йонийско море, а на изток с Додеканезките о-ви.

14. **Море Лазарев.** Периферно море, разположено северно от бреговете на Антарктида между 0^0 и 14^0 източна дължина. Площта му е 929 000 км², а максималната дълбочина—4 544 м. Морето е покрито с ледени полета и многобройни айсберги. Морето е наречено на името на руския мореплавател М. Лазарев, участвал в антарктическата експедиция на Фадей Белингсхаузен (1819–1821 г.).

15. **Лигурско море.** (фиг. 4.3). Част от Средиземно море, разположена между островите Корсика и Елба и бреговете на Италия и Франция. Най-големият залив е Генуезкият. Площта на морето е 38 000 км², максималната дълбочина – 2 836 м, а солеността – 34.4–34,9 ‰.

16. **Мраморно море.** (фиг. 4.6). Междуконтинентално море, разположено между Европа и Азия на територията на Турция. Чрез протока Босфор, който е дълъг 31,7 км и широк 0.75–3.7 км се свързва с Черно море. Площта му е 11 472 км², обемът на водата – 4 000 км³, а максималната дълбочина – 1 335 м. Солеността на повърхностните води е 26 ‰.

Най-големи са о. Мармара и Принцовите о-ви.

17. **Мъртво море.** (фиг. 4.8)

*„От Витания тръгна неутешим,
с предчувствия пълен, към Ерусалим.
По склона лещакът бодлив овъглен е,
над близката хижа застинал е дим,
камъш неподвижен и знойно трептене,
и Мъртво море сред покой нетърпим”.*

Борис Пастернак (1890 – 1960)

Безоточно солено езеро в Югозападна Азия. Площта му е 1 050 км², а максималната дълбочина—356 м. Мъртво море е най-дълбоката депресия на Земята с ниво на 392 м под морското равнище. В Мъртво море се влива р. Йордан. Поради горещия и сух климат (валежи 50-

100 мм/год.), изпарението е интензивно и солеността е най-високата в света (260–270 ‰). Водата съдържа соли в състав: mgCl_2 (52%), NaCl (30%), KCl , mgBr_2 . По тази причина доскоро се считаше, че в Мъртво море липсва организмов свят. През 2011 г. израелски учени са открили, че в някои части на морето има подводни кратери с диаметър около 15 м и дълбочина 20 м, от които извира прясна вода. Въпреки, че в тях няма риби са открити хиляди други организми, които покриват дъното на морето.

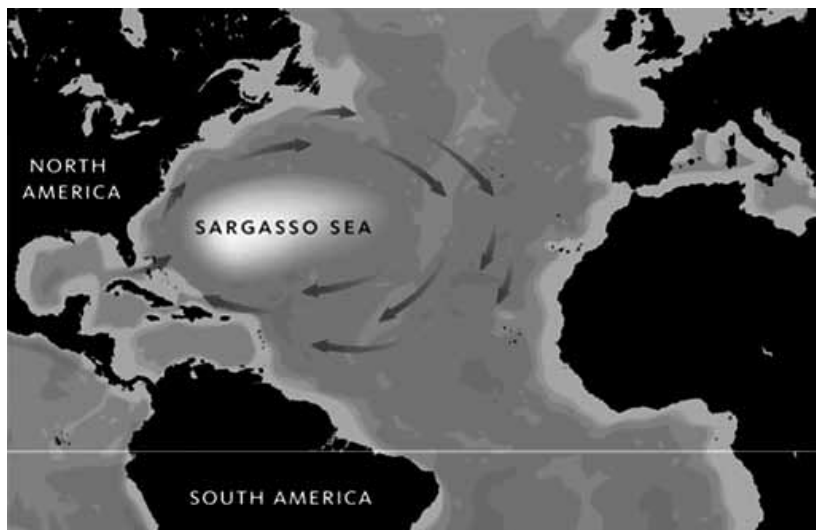


Фиг. 4.8. Мъртво море

През последните години в резултат на отклоняване на водите на р. Йордан за напояване, нивото на Мъртво море се понижава със скорост 1 м/год.

18. Саргасово море. (фиг. 4.9). Единственото море без брегове. Разположено е в Атлантическия океан между Канарското и Северноекваториалното течение и Гьлфстрийм с координати 23–35° северна ширина и 30–68° западна дължина. Поради промени в теченията площта му варира между 6 и 7 млн. км², максималната му дълбочина е 7 110 м, а солеността е 36,5–37,0 ‰. Характерна

особеност на морето са плаващите кафяви водорасли от сем. Саргасови дали неговото наименование. Те са 250 вида и достигат дължина до няколко метра. Общата маса на кафявите водорасли в Саргасово море се оценява между 4 и 11 млн. т. Саргасово море има максимална прозрачност на водата. В него стандартният бял диск се вижда на дълбочина до 66 м.



Фиг. 4.9. Саргасово море

19. **Северно море.** (фиг. 4.5). Периферно море между Европа, Великобритания, Оркнейските и Шетландски о-ви. Площта му е 549 000 км², обемът на водата – 53 000 км³, максималната дълбочина е 433 м, а средната – 96 м. Солеността е 29,1–35,2 ‰, а височината на приливите: 0,6–7,6 м.

На дъното на Северно море съществуват перспективни структури за нефт и газ и досега са открити 160 находища със запаси на нефт 4 млрд. т и на газ 2 500 млрд. м³. През 1971 г. акваторията на морето е разделена между Великобритания (46 %), Норвегия (27 %), Холандия (11 %), Дания (10 %), Германия (5 %), Франция 0,5 %) и Белгия (0,5 %).

20. **Море Скотия.** Периферно море, разположено на изток от протока Дрейк, между антарктическите о-ви Южна Джорджия, Фолклендски, Южни Сандвичеви, Южни Оркнейски и Южни Шетландски. Площта му е 1.1 млн. км², а максималната дълбочина – 6 468 м.

21. **Средиземно море.** (фиг. 4.10). Междуконтинентално море, разположено между Европа, Азия и Африка. Площта му е 2 501 500 км²

(2,7% от площта на Атлантическия океан), обемът на водата – 3,8 млн. км³, максималната дълбочина–5 121 м, а средната–1 536 м. Бреговата линия е силно разчленена от заливи (Валенсия, Лионски, Генуезки, Таранто, Габес, Сидра и др.) и големи полуострови (Пиренейски, Апенински, Балкански, Киренайка и др.).Многобройни са островите (Сицилия, Сардиния, Корсика, Крит, Кипър, Балеарски, Йонийски, Цикладски, Додеканезки, Малта и др.). От Сицилийския праг (между Африка и о. Сицилия) и от Месинския проток Средиземно море се дели на две части–западна и източна.

Климатът е субтропичен (средиземноморски) и се характеризира с топла дъждовна зима и горещо сухо лято. Водният баланс е отрицателен: изпарението е по-голямо с около 1 700 км³/год. от валежите и речния отток. Дефицитът се компенсира от по-слабосолени води, които се вливат от Черно море и Атлантическия океан.

Солеността на повърхностните води е висока: 36,3–39,5 ‰. Височината на приливите е до 1 м.

Още от дълбока древност Средиземно море има изключително голямо стопанско значение за народите, населявали неговите брегове.



Фиг. 4.10. Средиземно море

22. Тиренско море. (фиг. 4.3). Част от Средиземно море, разположена между Апенинския п-ов и островите Корсика, Сардиния и Сицилия. Площта му е 24000 км², обемът на водата–314 000 км³, максималната дълбочина–3 719 м, а средната–1 310 м. Солеността е 37–38 ‰.

По бреговете на Тиренско море са разположени вулканите Етна, Везувий, Стромболи, Волкано, а на дъното са открити няколко подводни вулкана.

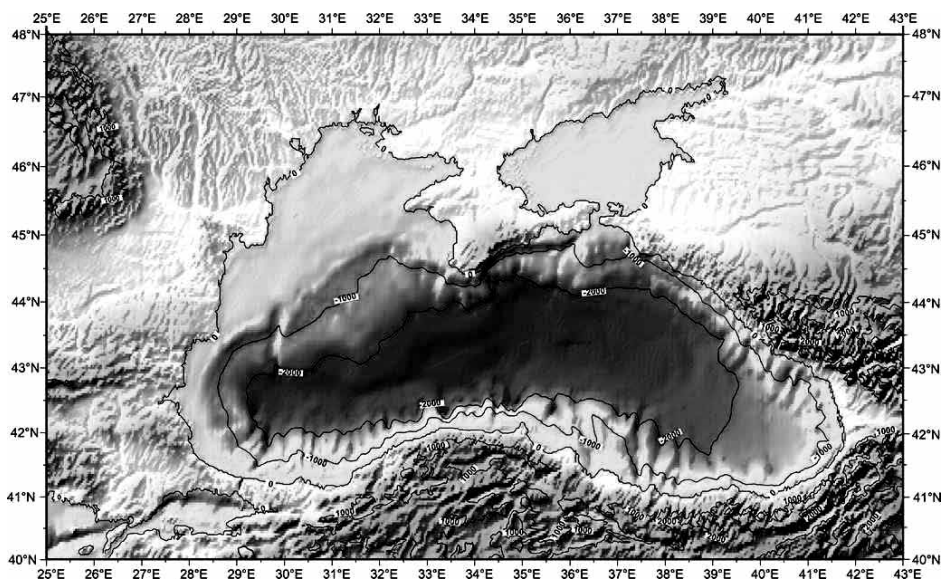
23. Море Уедъл. Периферно море, дълбоко врязано в континента Антарктида между Антарктическият п-ов на запад и Южните Шетландски о-ви и н. Норвегия на изток. Площта му е 2,8 млн. км², максималната дълбочина—6 820 м. Най-голямата височина на приливите е 3,25 м. През по-голямата част от годината морето е покрито с ледени полета и айсберги. Наречено е на името на английския мореплавател Джеймс Уедъл, който го открива през 1823 г.

24. Черно море (фиг. 4.11).

*„Морето с много обич е раздало
на много песъчинки кротка нежност,
на много водорасли цвят е дало
от синьото на своята безбрежност”.*

Петя Дубарова (1962–1979)

Черно море се разполага в област с географски координати 40°55′ и 46°32′ северна ширина и 27°27′ и 41°42′ източна дължина и попада в умерения климатичен пояс. В северната си част, чрез Керченския проток, то е свързано с Азовско море, а на юг чрез протоците Босфор и Дарданели—с Мраморно и Егейско морета. Общата му площ е 421 638 км², а заедно с площта на Азовско море (считано от някои учени за черноморски лиман) достига 460 000 км². Най-голямата му дължина е 1167 км, а най-голямата ширина—624 км. Максималната дълбочина на басейна е 2245 м, като средната възлиза на 1271 м. Площта на изключителната икономическа зона на Република България в Черно море е около 33 800 км². Общият обем на водните маси възлиза на 538 000 км³, от които водите от кислородната зона заемат едва 10%, а останалите 90% се падат на дълбочинните безкислородни води.



Фиг. 4.11. Черно море, Азовско море и Мраморно море

Черноморският регион се намира предимно под влияние на атмосферния пренос, характерен за умерения климатичен пояс на Европа. Наред с това се наблюдава и пренос на тропичен въздух от по-малките ширини, а през студеното полугодие – пренос на арктичен въздух от по-големите географски ширини. Вследствие на тези фактори се формира умерен тип климат с две влияния на атмосферната циркулация: европейско континентално от северозапад и североизток и средиземноморско от югозапад.

Средногодишната продължителност на слънчевото греене във Варна е 2237 ч, в Ялта – 2223 ч, в Евпатория – 2384 ч. В отделните райони на Черно море температурният режим отбелязва съществени различия. Между Мангалия и Босфора средните януарски температури на въздуха се колебаят от 0 до 5°C. По северозападното крайбрежие средната януарска температура е 3°C (Одеса), на кримския бряг е 3,7°C (Ялта), по източното крайбрежие 6°C (Сочи, Сухуми), при Трабзон 6,3°C. Средната температура на въздуха през юли е 22–24°C. Максималните температури достигат 30–35°C. Облачността средногодишно е около 60% с максимум през зимата и минимум през лятото. Годишната сума на валежите е 300–500 мм в западната и северозападната част, 750–800 мм в южната част и 180–2500 мм в източната част на Черно море.

Сезонните промени в температурата на водата са най-големи обикновено до дълбочина 50–60 м. С увеличаването на дълбочината промените на температурата все повече намаляват и често се изразяват в стотни части от градуса или температурата остава постоянна. Температурата на повърхностните води през годината се изменя в широки граници—от 20–25°C през лятото до 6–13°C през зимата. Най-ниска (6–8°C) е температурата на дълбочина 60–80 м, след което до дъното се наблюдава слабо увеличение. На дълбочина 500 м тя е сравнително постоянна 8,9°C, а на дълбочина под 2000 м – 9,1°C.

Средната соленост на повърхностните води в централните части е около 18 ‰, само в редки случаи достига 18,5 ‰. Най-ниска (13–15 ‰) е солеността в северозападната част на морето. През пролетта при южните ветрове най-ниска (около 4 ‰) е солеността край северния ръкав на р. Дунав. В дълбочина солеността се увеличава: за централните части на дълбочина 75 м е около 18 ‰, на 100 м – 19,3 ‰, на 150 м – 20 ‰, на 300 м – 21,7 ‰, на 1000 м – 22 ‰, и под 2000 м – до 22,3 ‰.

Черноморското водно ниво е по-високо от мраморноморското (с 53 см), средиземноморското (с 74 см) и океанското (с 64 см), главно поради по-малката соленост и плътност на черноморските води. Големият обем от пресни води, постъпващи в Черно море, не позволява изравняването на плътността между двата басейна и поддържа разликата в нивата им. При редуването на силни брегови и морски ветрове амплитудата на морското ниво е значителна (до 1–2 м). Денонощните му колебания са малки, слънчевият прилив е с височина около 4 см, а лунно–слънчевият—около 9 см.

Вълните в Черно море достигат височина 6–7 м и дължина 90–100 м. Дължината на ветровите вълни в повечето случаи е 30–50 м, но при мъртво вълнение може да достигне 150–200 м. Периодът на ветровите вълни е 6–12 сек, а при мъртво вълнение 13–17 сек. В Черно море са наблюдавани цунами и сейши. Максималното развитие на вълнението е през есенно–зимния сезон, а минималното – през май–юни.

Основната маса речни води постъпва в северозападната част на морето. Тук започва мощно крайбрежно течение. Събирайки водите на реките Днепър, Южен Буг и Днестър, то придобива истинските си размери след поемането на дунавските води. Това течение се насочва на юг край румънския и българския бряг. Източно от Варна в него се

влива Кримското течение и се образува Южното течение, което се насочва към Босфора. Оста на течението отстои на няколко мили от брега—там то е най-силно и солеността на водата е най-малка. Във връзка със сезонната динамика на ветровете и прииждането на реките през зимата и пролетта Южното течение е най-силно. През лятото то отслабва и Северното междинно противотечение е изразено по-забележимо. Същото се забелязва и през есента, понякога даже в по-значителна степен.

След Босфора основната маса на водите на крайбрежното течение продължава движението си покрай Анадола. Доминиращите ветрове благоприятстват източната посока на течението. От нос Керемпе една струя на течението се отклонява на север в посока към Крим, а другата продължава да се движи в източна посока, поемайки водите на турските реки в този район.

Дължината на бреговата линия на Черно море се определя на 4869 км, от които на Румъния принадлежат 256 км, на Украйна – 1756 км, на Русия – 421 км, на Грузия – 322, на Турция – 1700 км и на България – 414 км (Stanchev, et al., 2011).

Бреговата линия на Черно море е сравнително слабо нарязана. Най-силно разчленени са северните, северозападните и западните брегове, където са разположени най-големият полуостров – Кримският и обширните заливи Одески и Каркинитски. В Крим са разположени полуостровите Керченски и Тарханкутски, по руския бряг – Тамански, в Турция–Инджебурун, Ясун, Инеада. Най-големите заливи са Мамая (Румъния), Каламитски, Феодосийски (Украйна), Новоросийски, Геленджикски (Русия), Синопски, Самсун, Вонд (Турция), Бургаски и Варненски (България).

Най-изпъкналите носове са Голям Фонтан, Тарханкут, Херсонес, Саръч, Меганом, Чауда, Утриш, Мисхако, Пицунда, Чам, Бафра, Бозтепе, Инджебурун, Керемпе, Кефкен, Емине, Калиакра.

Черно море е изключително бедно на острови. Трите най-големи острова са Змейний (Федониси), разположен срещу дунавския ръкав Сулина, остров Березан, разположен срещу входа на едноименния лиман и остров Кефкен, разположен на 92 км от Босфора. Другите черноморски острови са незначителни по площ и представляват отделни необитаеми скали.

Черно море е обитавано от около 2000 вида животни и над 1000

вида растения. Повечето от животните имат средиземноморски произход – проникнали са през Босфора след последното свързване на Черно море със Средиземно море, станало преди около 7600 години. Само малка част от обитателите на Черно море (около 150 вида) живеят в него от древни геоложки времена. Срещат се и видове от чисто сладководен произход и такива от северноатлантическата зоогеографска област, значително разширили своя ареал в южно и източно направление по време на последното заледряване.

Водната маса на Черно море се обитава от пелагични организми: планктон (едноклетъчни водорасли и безгръбначни животни от различни систематични групи) и нектон (риби, морски влечуги и бозайници).

Бактериите се срещат във водната маса до най-големи дълбочини, включително и в дънните утайки. Бактериалните процеси в Черно море имат огромно значение при формиране на съвременния му режим. Над 90 % от обема на морето се намира в границите на анаеробната зона и е лишен от други форми на живот, освен бактериите, които възстановяват сулфатите в присъствието на органично вещество до сероводород.

Фауната на Черно море видово е приблизително три пъти по-бедна от тази на Средиземно море. Установени са около 30 зоопланктонни вида. Сред животните преобладават дънните видове (около 1700). По отношение на произхода най-много са средиземноморските видове (около 30 %), по-малко са реликтите от плиоценския Понтийски басейн и пресноводните имигранти, обитаващи районите с опреснени води. Различните видове червеи са 650, 640 вида са ракообразните, над 200 вида мекотелите, 167 вида рибите и около 150 вида животни от други таксономични групи. Най-голям е уловът на трикона, моруна, есетра, пъструга, селда, хамсия, кефал, сафрид, скумрия, калкан, паламуд.

От черноморските риби 37 вида са сладководни, 27 обитават полусолените води и 103 са чисто морски. По българското крайбрежие са известни 140 вида риби, някои от които се срещат рядко или са установени еднократно.

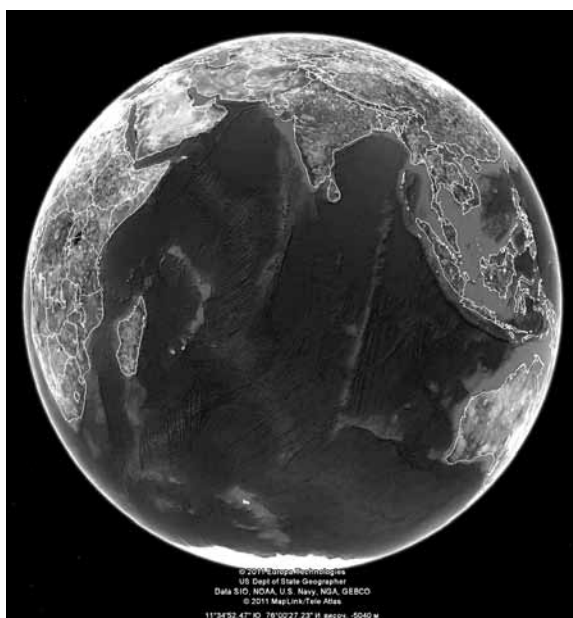
Бозайниците в Черно море са представени от три вида делфини и единични екземпляри на обикновения тюлен.

Черно море представлява междуконтинентален воден басейн с всички характерни белези за океански акватории—значителна

дълбочина, голям речен отток и приток на вода от Световния океан. То има важно транспортно значение за държавите, разположени около неговите брегове.

Индийски океан (Еритрейското море) (фиг. 4.12). Част от Световния океан, разположена между Африка, Азия, Австралия и Антарктида. Третият по размер океан с площ 76 200 000 км² (20 % от площта на Световния океан). Без прилежащите морета площта на Индийския океан е 73 443 000 км². Границата му с Атлантически океан преминава по 20⁰ меридиан, а с Тихи – по 147⁰ меридиан източна дължина. Обемът на водната маса е 285 млн. км³ при средна дълбочина 3 963 м.

Най-големите заливи, които всъщност са морета са Персийски, Аденски, Бенгалски, Голям Австралийски и Карпентария. Големите острови имат континентален произход (Мадагаскар, Тасмания, Шри Ланка), а малките са подводни върхове на вулкани или атоли и коралови рифове (Кергелен, Крозе, Сен Пол, Лакадивски, Малдивски, Коморски, Андамански о-ви и др.). Изключение правят само Сейшелските острови, които имат континентален тип земна кора и представляват микроконтинент в пределите на океана.



Фиг. 4.12. Индийски океан

Границата шелф-континентален склон в Индийския океан варира в широки диапазони от 55 до 460 м. Континенталното подножие има наклони от 1:40 на границата с континенталния склон до 1:1 000 при абисалните равнини. Релефът му се характеризира с единични подводни планини и каньони, а в района на устията на реките Инд и Ганг са разположени обширни наносни конуси.

Най-изразеният елемент на дънния релеф е Централноиндийският хребет, който има форма на обърната буква Y и е част от глобалния срединноокеански хребет. Хребетът се издига на височина 1–2 км над дъното като в осевата му част е разположена рифтова долина с ширина 30–50 км.

Най-големите подводни котловини, разположени на дълбочина 4–6 км са Арабска, Сомалийска, Централноиндийска, Маскаренска, Мозамбикска, Андаманска и др. Дълбоководните жлебове в Индийски океан са Амирантски (9 074 м), Явански (7 209 м), Дайамантина (7102 м), Вима (6 492 м), Източноиндийски (6 335 м).

Климатът на океана е предимно екваториален, тропичен и субтропичен. На север на 10° от екватора климатът е мусонен с полугодишна смяна на мусонните ветрове. Южно от екватора с голямо постоянство действат южните пасати, а още по-на юг между 45° и 55° южна ширина от юни до септември духат много силни западни ветрове, които са били използвани в миналото от ветроходните кораби.

По-големи течения в океана са Мадагаскарско, Мозамбикско, Западноавстралийско, Южно Пасатно, Сомалийско, Мусонно и др.

Най-голямата височина на приливите е 12 м, а на ветрово вълнение – 20 м. Солеността на повърхностните води е средно 35 ‰, като варира от 40 ‰ в Червено море и Персийския залив (поради интензивното изпарение) до 33 ‰ в Бенгалския залив (поради изобилните валежи и големия речен отток).

Към Индийския океан принадлежат 11 морета.

1. **Андаманско море.** Периферно море, разположено между Индокитайския п-ов и островите Андамански, Никобарски и Суматра. Чрез протоци се свързва с Бенгалския залив и Южнокитайско море. Площта му е 602 000 км², а обемът на водата – 660 000 км³. Максималната дълбочина е 4 198 м, а средната – 1 096 м. Климатът е мусонен с валежи до 3 000 мм/год. Средногодишната температура на водата е 27° С, а солеността – 32,2 ‰. Максималната височина на приливите е 7,2 м.

2. **Арабско море.** Периферно море, разположено между полуостровите Арабски и Индостански. Площта му е 3 683 000 км², а обемът на водата – 10 000 000 км³. Най-големите о-ви са Сокотра, Масира, Лакадивски. На морското дъно са открити много нефтени и газови находища. Климатът е тропичен като при смяна на мусоните се разразяват силни тайфуни. Максималната дълбочина на морето е 5 203 м, а средната – 2 734 м. Приливите достигат височина до 5 м, а солеността – 35,8–36,5 ‰.

3. **Арафурско море.** Периферно море, разположено между Австралия и о. Нова Гвинея. На запад се свързва с Тиморско море, а на изток с Коралово посредством Торесовия проток. Площта му е 1 037 000 км², а обемът на водата – 204 000 км³. Максималната дълбочина е 3 680 м, но морето е разположено предимно върху шелфа. Приливите имат височина от 2,5 до 7,6 м, а средната соленост е 34,5 ‰.

4. **Море Дейвис.** Периферно море, слабо врязано в Антарктида между 82° и 95° източна дължина. Площта му е 200 000 км², а максималната дълбочина е 2 298 м. Най-големият остров е Дригалски. Целогодишно морето е покрито с ледени полета и айсберги. Наречено е на името на английския мореплавател Джон Дейвис.

5. **Море Дюрвил.** Крайбрежно море, слабо врязано в Антарктида между 125° и 135° източна дължина. Площта му е 200 000 км², а максималната дълбочина – 3 610 м. Температурата на водата е от 0° до – 1°С и през по-голямата част от годината морето е покрито с ледени полета и айсберги. Приливите имат височина до 1.45 м, а солеността е 33,5 ‰. Морето е наречено на името на френския мореплавател Жул Дюмон-д'Юрвил, който го открил.

6. **Море Космонавти.** Крайбрежно море на Антарктида, разположено между полуостровите Рисер-Ларсен и Вернадски. Площта му е 698 600 км², а максималната дълбочина 4 798 м. През цялата година морето е покрито с лед. Морето е наименовано от руска антарктическа експедиция през 1962 г. в чест на първите покорители на Космоса.

7. **Море Моусън.** Периферно море край бреговете на Антарктида, разположено между н. Визе (95° 42' и.д.) и н. Поинсет (113° 20' и.д.). Площта му е 333 300 км², а максималната дълбочина – 2 706 м. Почти целогодишно морето е покрито с лед. Наречено е на името на австралийския полярен изследовател Дъглас Моусън.

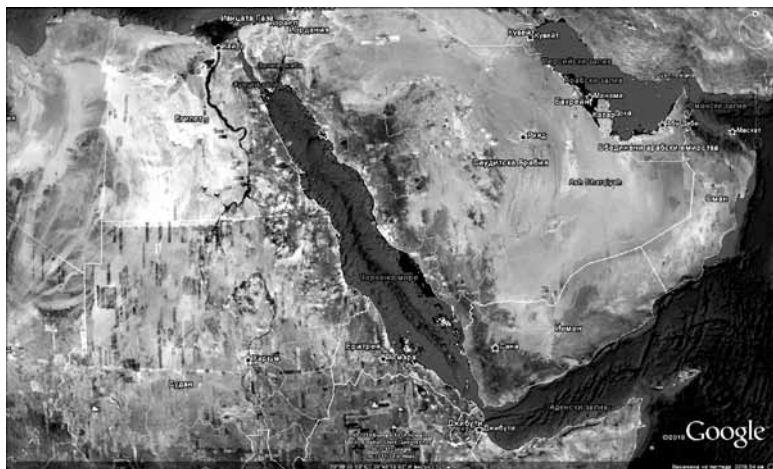
8. **Море Рисер-Ларсен.** Крайбрежно море на Антарктида, разположено между море Лазарев и море Космонавти от 14° до 34° източна дължина. Площта му е 1 138 300 км², а максималната дълбочина – 4 720 м. Височината на приливите е до 1,8 м, а солеността – 33,5 ‰. С изключение на месеците януари и февруари през цялата година е покрито с лед. Морето носи името на норвежкия полярен изследовател Ялмар Рисер-Ларсен.

9. **Море Съдружество.** Периферно море край бреговете на Антарктида. Площта му е 258 000 км², а максималната дълбочина повече от 3 000 м. Почти целогодишно морето е покрито с лед. Спрямо брега на Антарктида се намира между море Дейвис и море Космонавти. На брега му се намират австралийските научни станции Моусън и Дейвис. Името му е дадено през 1962 г. от участници в съветска антарктическа експедиция за да ознаменува съвместните изследователски работи на експедиции от различни държави в Антарктика.

10. **Тиморско море.** Периферно море, разположено между Австралия и Индонезия. На изток се свързва с Арафурско море. Площта му е 615 000 км², а обемът на водата – 250 000 км³. Максималната дълбочина на морето е 3 310 м, но повече от половината от площта му е заета от шелфа Сахул с дълбочина под 140 м. Височината на приливите в заливите достига 11,4 м. Температурата на повърхностните води е от 25° до 28,7°C, а солеността – 34,5 ‰.

11. **Червено море** (фиг. 4.13). Междуконтинентално море, разположено между Африка и Азия. На север чрез Суецкия канал се свързва със Средиземно море, а на юг чрез Бабелмандебския проток – с Аденския залив. Площта му е 448 000 км², а обемът на водата – 268 000 км³. Максималната му дълбочина е 3 039 м, а средната – 600 м. Островите са многобройни (архипелази Дахлак, Фарасан и др.).

Червено море е образувано в рифтова зона, създала се при отделянето на Арабския п-ов от Африка. От позициите на новата глобална тектоника то представлява микроокеан, който ще продължи да се развива и по Източноафриканския рифт. На дълбочина около 2 200 м в морето са установени бликащи потоци от разсоли със соленост 270 ‰ и температура 44–56°C, съдържащи желязо, цинк, мед, манган и др. метали.



Фиг. 4.13. Червено море

Червено море има най-топлите и най-солените повърхностни води в Световния океан. Температурата на водата през м. февруари е $18\text{--}27^{\circ}\text{C}$, а през м. август $27\text{--}32^{\circ}\text{C}$ като през някои години достига 35°C . Солеността варира между 38 ‰ и 42,8 ‰. Прозрачността на водата е висока—около 50 м.

Тихи океан (Южното море) . Най-големият по площ и най-дълбокият океан на Земята, разположен между Азия, Австралия, Антарктида, Северна и Южна Америка. Площта на Тихия океан е $178\,800\,000\text{ km}^2$, а без прилежащите морета— $165\,246\,000\text{ km}^2$. Обемът на водата е $707,1\text{ млн. km}^3$, максималната дълбочина е 11 022 м, а средната—3 795 м. Тихият океан заема 49.5 ‰ от площта на Световния океан. Името на океана е дадено от Магелан, заради добрите метеорологични условия по време на плаването му в него.

Бреговата линия на океана е силно разчленена само на запад, а на изток по американския бряг е слабо развита. Островите заемат обща площ $3,6\text{ млн. km}^2$ и са групирани главно в централната и западна част на океана, където са обединени във формацията Океания. Според типа на земната кора те се делят на континентални (Хайнан, Тайван, Цушима, Японски, Курилски, Алеутски, Молукски, Зондски, Соломонови, Фиджи, Филипини, Нова Зеландия и др.) и океански (Хавайски, Маркизки, Дружествени, Галапагоски, Самоа, Науру, Туамоту, Токелау и др.) (фиг. 4.14).

тропичния и субтропичния климат. В субтропиците на север и на юг се формират две области на високо атмосферно налягане: Севернотихоокеански и Южнотихоокеански максимуми. Помежду им се разполага Екваториален минимум, а на север и на юг от тях: Алеутски и Антарктичен минимум. Тези активни атмосферни центрове са причина за голямото постоянство на североизточните и югоизточните пасати, а също така на силни западни ветрове.

Най-големите течения в Тихи океан са Курошио, Аляско, Калифорнийско, Северноекваториално, Южноекваториално, Перуанско, Минданао, Южно Пасатно, Северно Пасатно, Източно Австралийско, Източно Новозеландско, Западно Новозеландско и др.).

Максималната височина на приливите е 13 м, а на ветровото вълнение – 25 м. Солеността на повърхностните води е 30,0–36,5 ‰. Към Тихия океан принадлежат 26 морета.

1. **Море Амундсен.** Периферно море край бреговете на Антарктида, разположено между 100° и 120° западна дължина. Средногодишната температура на водата е под 0° С и морето през цялата година е покрито от ледове. Максималната му дълбочина е 3 040 м, а солеността – 33,5 ‰.

Морето е открито през 1774 г. от Джеймс Кук и впоследствие е наречено на името на норвежкия полярен изследовател Руал Амундсен, който в края на 1911 г. пръв достига до Южния полюс.

2. **Море Бали.** Междуостровно море, разположено между о-вите Ява, Бали, Ломбок, Сулавеси. Площта му е 119 000 км², а обемът на водата – 49 000 км³. Максималната му дълбочина е 1590 м, а максималната височина на приливите – 1.7 м. Средногодишната температура на водата е 28°С, а солеността – 34 ‰.

3. **Море Банда.** Междуостровно море, разположено между островите Сулавеси, Буру, Серам и Ветар. Площта му е 695 000 км², а обемът на водата – 2,1 млн. км³. Максималната дълбочина е 7 360 м, а средната – 3 064 м. Височината на приливите е до 2,4 м. Средногодишната температура на водата е 28,4 °С, а солеността – 34 ‰.

4. **Море Белингсхаузен.** Периферно море край бреговете на Антарктида, разположено от п-ов Грѐмова земя на изток до 105° западна дължина. Максималната дълбочина е 4 792 м. Средногодишната температура на водата е под 0 °С и морето напълно замръзва през зимата, а през лятото е покрито с айсберги. Солеността е 33,5 ‰. Наречено е на името на руския адмирал и антарктически изследовател Фадей Белингсхаузен.

5. **Берингово море.** Периферно, полузатворено море, разположено между Азия, Северна Америка, Алеутските и Командорски о-ви. Чрез Беринговия проток, дълг 200 км и широк 35–86 км се свързва с Чукотско море. Площта му е 2,3 млн. км², обемът на водата – 3 683 000 км³. Максималната му дълбочина е 4 773 м, а средната – 1 598 м. Солеността е 30–33 ‰.

Климатът е субарктичен до умерен и през по-голямата част от годината морето е покрито с плаващи ледове. Наречено е на името на руския мореплавател от датски произход Витус Беринг.

6. **Жълто море.** Разположено е между Китай и Корейския п-ов. Поради огромното количество наноси, внасяни от р. Хуанхъ цветът на морето е зелено-жълт. Площта му е 417 000 км², обемът на водата 17 000 км³. Максималната дълбочина е 105 м, а средната – 40 м. Най-големи заливи са Бохайван и Ляодун, а най-голям п-ов Шандун. Солеността на водата е 32 ‰, но в близост до устията на реките спада на 26 ‰.

7. **Източнокитайско море.** Разположено е между крайбрежието на Китай и японските о-ви Рюкю. Площта му е 752 000 км², а обемът на водата 263 000 км³. Максималната му дълбочина е 2 717 м, а средната – 349 м. Приливите достигат височина до 7.5 м. Солеността е 30–34,5 ‰. Бреговата линия е силно разчленена, с многобройни малки заливи и острови.

8. **Коралово море.** Разположено е между Австралия и о-вите Нова Гвинея, Нова Британия, Соломонови и Новохейбридски. Площта му е 4,8 млн. км², а обемът на водата е 11,5 млн. км³. Максималната дълбочина е 9 140 м при Бугенвилския жлеб край Соломоновите о-ви, а средната – 2 394 м. В него са разположени трите най-големи коралови рифове на света–Големият бариерен риф край Австралия, Тагула край Нова Гвинея и Новокаледонския риф край едноименния остров. Приливите имат малка височина – до 1,2 м, а солеността е 34,6–35,8 ‰.

9. **Море Коро.** Междуостровно море, разположено между островите Фиджи, Коро, Вити Леву и Лау в архипелага Фиджи. Морето е открито от холандския мореплавател Абел Тасман в 1643 г.

10. **Молукско море.** Междуостровно море, разположено между островите Минданао, Сулавеси, Молукските и Талауд. Площта му е 291 000 км², максималната дълбочина е 4 180 м, а максималната височина на приливите–1,4 м. Солеността е 34–34,8 ‰.

11. **Новогвинейско море.** Междуостровно море между Бисмарковия архипелаг и о. Нова Гвинея. Площта му е 40 000 км², а обемът на водата – 60 000 км³. Максималната му дълбочина е 2 233 м. Приливите са ниски 0,3–0,5 м, а средната соленост е 34.5 ‰. Подводен хребет разделя морето на две котловини: западна – Новоирландска и източна – Новогвинейска. Проявен е подводен вулканизъм и има чести моретресения.

12. **Охотско море.** Вътрешно море, разположено в североизточна Азия между п-ов Камчатка, Курилските о-ви, о. Сахалин и о. Хокайдо. Протоците Лаперуз, Ревелски и Татарски го свързват с Японско море, а Курилските протоци – с Тихи океан. Площта му е 1,6 млн. км², а обемът на водата – 1 365 000 км³. Максималната дълбочина е 3 372 м, а средната – 859 м. Височината на приливите достига 13 м, а солеността е 31–32 ‰.

13. **Море Рос.** Периферно море край бреговете на Антарктида, разположено между Земя Виктория и Земя Мери Бърд. На запад от море Рос е разположен о. Рос и намиращият се на него вулкан Еребус. Южната част на морето е покрита с ледове, а най-южната му точка е на 360 км от Южния полюс. Морето е наречено на английския полярен изследовател Джеймс Кларк Рос, който го открил през 1841 г.

14. **Море Саву.** Междуостровно море, разположено между островите Флорес, Саву, Сумба, Тимор и Солор. Площта му е 106 000 км², а обемът на водата – 180 000 км³. Максималната му дълбочина е 3 470 м, а средната – 1 701 м. Средната годишна температура на повърхностните води е 29,9 °С, а солеността – 34,6 ‰. Приливите имат височина 1,5–2,0 м. Морето се свързва със съседните басейни чрез дълбоки протоци, а в южната му част са разположени много коралови рифове.

15. **Море Серам.** Междуостровно море в Малайския архипелаг. Площта му е 187 000 км², а обемът на водата – 227 000 км³. Максималната му дълбочина е 5 318 м, а средната – 1 209 м. Средната температура на повърхностните води е 27,5 °С, а солеността 34 ‰. Приливите имат височина до 1.7 м. Подводният релеф има много сложен строеж.

16. **Соломоново море.** Периферно море, разположено между Соломоновите о-ви, о. Нова Британия и о. Нова Гвинея. Площта му е 720 000 км², а максималната дълбочина в дълбоководната падина

Сан Кристобал е 8 332 м. Солеността е 34,5 ‰, температурата на повърхностните води е 25–28 °C, а височината на приливите – 1,2–2,0 м.

17. **Море Сулавеси.** Междуостровно море, разположено между островите Сулавеси, Калимантан, Минданао и Сулу. Площта му е 435 000 км², а максималната дълбочина – 6 620 м. Средната температура на повърхностните води е 27,5 °C, а солеността – 3,7 ‰. Височината на приливите е до 2,2 м. На дъното на морето има действащ вулкан.

18. **Море Сулу.** Междуостровно море, разположено между Филипинските о-ви и островите Палаван, Калимантан и Сулу. Площта му е 348 000 км², а максималната дълбочина – 5 580 м. Температурата на повърхностните води е 26,9–28,9 °C, солеността – 33,5–34,2 ‰, а височината на приливите 2–3 м. В южната част на морето има многобройни коралови рифове.

19. **Тасманово море.** Периферно море между Австралия и островите Тасмания, Нова Зеландия и Нова Каледония. Площта му е 6 250 000 км², а максималната дълбочина – 5 493 м. През зимата температурата на повърхностните води спада до 9°C, а през лятото достига 26°C. Солеността е 35 ‰, а височината на приливите – 5,3 м. Северозападната част на морето обхваща част от Големия Барьерен риф.

20. **Море Фиджи.** Район в югозападната част на Тихи океан, разположен между островите Фиджи, Новохейбридски, Нова Каледония, Нова Зеландия и Кермадек. От запад и изток се огражда от подводни хребети Норфък и Кермадек, между които се намират Севернофиджийската и Южнофиджийска котловини с максимална дълбочина 5 303 м.

Фиджи е обособено като море, поради особеностите в дънния релеф, докато хидроложкият и хидробиологичният му режим е еднакъв с този на околните райони на Тихия океан.

21. **Филипинско море.** Периферно море, оградено от островите Филипински, Тайван, Рюкю, Японски, Мариански и Халмахера. Площта му е 5,54 млн. км², а максималната дълбочина – 6 745 м. Солеността е 34,8–35,2 ‰.

Морето е обособено, поради особености в дънния му релеф.

22. **Море Флорес.** Междуостровно море на Индонезия, разположено между островите Флорес и Сумбава. Площта му е 240 000 км², а обемът на водите – 432 000 км³. Максималната му дълбочина

в дълбоководната падина Флорес е 5 140 м, а средната – 1 800 м. Температурата на повърхностните води е 25,9–28,8 °С, солеността – 32,1–34,6 ‰, а височината на приливите е 1,5–2,3 м. На шелфа му са открити многобройни нефтени и газови находища.

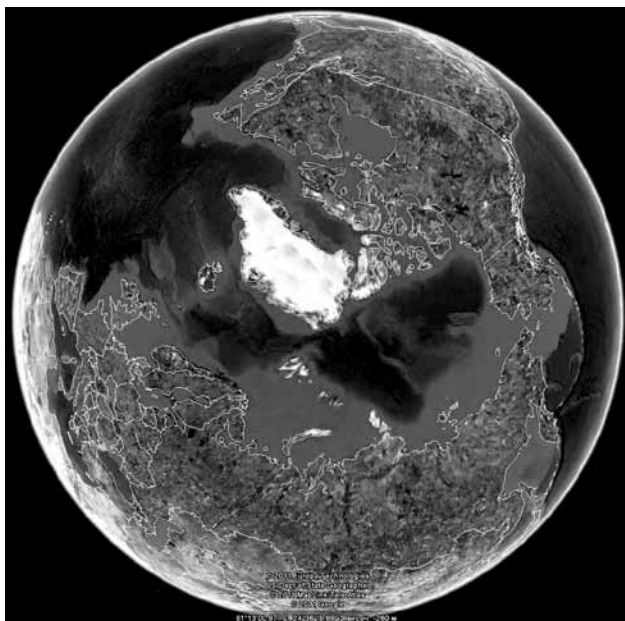
23. Море Халмахера. Междуостровно море между островите Халмахера (Молукски о-ви), Оби и Нова Гвинея. Площта му е 75 000 км², най-голямата дълбочина 2 072 м, а средната – 747 м. Температурата на повърхностните води е 25,7–28,6 °С, а солеността – 34–34,6 ‰.

24. Южнокитайско море. Периферно море между Азиатския континент и островите Тайван, Лусон, Палаван и Калимантан. Слаборазчленена брегова линия: най-големи заливи са Тонкински и Сиамски, а най-голям остров – Хайнан. Площта му е 3,45 млн. км², а обемът на водата – 3,93 млн. км³. Максималната дълбочина е 5 245 м, а средната – 1 140 м. Солеността е 32,3 ‰, височината на приливите достига 5,9 м.

25. Яванско море. Междуостровно шелфово море в Индонезия, разположено между островите Суматра, Ява, Сулавеси и Калимантан. Свързано е с Южнокитайско море чрез протока Каримати. Площта му е 433 000 км², а обемът на водите – 20 000 км³. Максималната дълбочина е 89 м, а средната – 46 м. Температурата на повърхностните води е 28 °С, солеността – 32,8 ‰, височината на приливите достига 1,4 м. Дъното е прорязано от долините на палеореки и са открити много находища на нефт и газ.

26. Японско море. Периферно море, разположено между Азиатския континент, о. Сахалин и Японските о-ви. Площта му е 1 млн. км², а обемът на водите – 1,6 млн. км³. Максималната дълбочина е 4 224 м, а средната 1 535 м. Солеността варира от 27,5 ‰ в близост до устията на големите реки до 34,8 ‰. Височината на приливите е 0,2–2,3 м. През зимата част от Японско море замръзва.

Северен ледовит океан (Студеното море) (фиг. 4.15). Най-малкият океан на Земята, разположен около Северния полюс между Евразия и Северна Америка. Площта му заедно с прилежащите морета е 14 788 000 км², а обемът на водите – около 17 млн. км³. Най-голямата дълбочина е 4 975 м, а средната – 1 205 м.



Фиг. 4. 15. Северен ледовит океан

Бреговата линия на океана е силно разчленена като най-големи заливи са Печорски, Обска губа, Енисейски, Нортън, Макензи, Амундсен и др. Островите имат континентален тип земна кора и заемат площ около 4 млн. км². Най-големите от тях са Гренландия, Шпицберген, Францосифова земя, Нова земя, Северна земя, Врангел и др.

Дънният релеф има сложен строеж. Системите от подводни възвишения разделят океана на Североевропейски и Арктически басейн. Шелфът е много широк (до 1 700 км) и заема 42% от площта на океана. Континенталният склон е разположен на дълбочина по-голяма от 200 м.

Част от глобалната система на срединноокеанските хребети са хребетите Исландски, Мона, Книпович, Гакел. Освен тях съществуват и хребети с континентален произход—Ломоносов, Менделеев, Алфа. Най-големите котловини са Макаров, Амундсен, Канадска, Бофорт, Евразийска и др.

Характерните особености на климата се обуславят от високите географски ширини. През зимата над Северния ледовит океан се образува арктически антициклон. През лятото са устойчиви циклоните. Важна роля за формирането на климата имат по-топлите

води, проникващи от Атлантически и Тихи океан. Най-големи течения са Норвежко, Нордкапско, Източногренландско, Западноарктическо, Тихоокеанско.

Температурата на повърхностните води през зимата е от $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1,75\text{ }^{\circ}\text{C}$, а средната соленост 31 ‰ . Височината на приливите е до 1 м.

Под влияние на топлите течения само Норвежко и Баренцово море не замръзват. Районите, които през лятото се освобождават от леда, през зимата замръзват до дълбочина 0,8–2,0 м. Останалата част от океана е покрита с многогодишен дрейфуваш лед с дебелина до 4,5 м. Основната част от леда се изнася в Атлантическия океан от Източногренландското течение. От шелфовите ледници на Канадския архипелаг се образуват ледени острови и айсберги с дебелина до 30–35 м.

Към Северния ледовит океан принадлежат 9 морета.

1. **Баренцово море.** Периферно море, разположено между Северна Европа и островите Вайгач, Нова земя, Францосифова земя, Шпицберген. Площта му е $1\,405\,000\text{ км}^2$, а обемът на водите – $322\,000\text{ км}^3$. Максималната му дълбочина е 600 м, а средната – 229 м.

Климатът е смекчен от влиянието на течението Гълфстрийм и морето не замръзва. Срещат се плаващи ледове и малки айсберги. Солеността е $32\text{--}35\text{ ‰}$, а максималната височина на приливите е 11 м. Морето е наречено на името на холандския мореплавател от XVI в. Вилиям Баренц.

2. **Море Бофорт.** Море край бреговете на Северна Америка между н. Бароу (п-ов Аляска) и Канадския арктичен архипелаг. Площта му е $476\,000\text{ км}^2$, а обемът на водите – $478\,000\text{ км}^3$. максималната му дълбочина е 4 683 м, но в по-голямата си част е разположено върху шелфа. Температурата на водата варира от $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ през лятото до $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ през зимата. Солеността е 30 ‰ . В близост до устието на р. Макензи са открити находища от нефт и газ. Морето е наречено на името на английския адмирал Френсис Бофорт.

3. **Бяло море.** Разположено е между Колския п-ов и п-ов Канин. Площта му е $90\,000\text{ км}^2$, а обемът на водите – $8\,000\text{ км}^3$, максималната дълбочина е 340 м, а средната – 89 м. Най-големи острови са Соловецките. Солеността е $20\text{--}30,8\text{ ‰}$. Температурата на водата през лятото е $7\text{--}15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а през зимата – $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. От ноември до май морето се покрива с плаващи ледове. Височината на приливите е до 10 м.

4. **Гренландско море.** Периферно море, разположено между островите Гренландия, Исландия, Ян Майен и Шпицберген. Площта му е 1.2 млн. км². Максималната дълбочина е 4 846 м, а средната – 1 444 м. Температурата на водата варира от -1 °С до 2 °С през м. февруари до 0–6 °С през м. август. Височината на приливите достига 4.4 м. Солеността е 32–35 ‰.

5. **Източносибирско море.** Периферно шелфово море, разположено между Азия, Източносибирските о-ви и о. Врангел. Площта му е 926 100 км², а обемът на водите – 60 700 км³. Максималната дълбочина е 358 м, а средната – 66 м. Температурата на водата е между -1 и 1.8 °С, а солеността варира от 10–15 ‰ в близост до устията на реките до 28–30 ‰ в централната му част. Почти през цялата година Източносибирско море е покрито с ледове. Корабоплаването е възможно само няколко седмици през годината в близост до бреговете.

6. **Карско море.** Периферно море, разположено между Азия и островите Вайгач, Нова земя, Францосифова земя и Северна земя. Площта му е 893 400 км², а обемът на водите – 101 000 км³. Почти изцяло морето е разположено върху шелфа. Максималната му дълбочина е 620 м, а средната – 113 м.

Климатът е арктичен. Температурата на морската вода е -1.75 °С през зимата. Солеността варира от 8 до 33,5 ‰. Височината на приливите е 0,3–1,2 м.

7. **Море Лаптеви.** Периферно море между п-ов Таймир и островите Северна земя и Новосибирски. Площта му е 650 000 км², а обемът на водите – 403 000 км³. Максималната дълбочина е 3 347 м, а средната – 578 м. Температурата на повърхностните води е от -1.7 °С до 0,8 °С. Солеността варира в широки граници в зависимост от сезона, речния отток и топенето на ледовете – от 5 до 34 ‰. Височината на приливите е от 0,5 до 2 м. Морето е наречено на името на руските арктически изследователи Дмитрий Я. Лаптев и Харитон П. Лаптев.

8. **Норвежко море.** Периферно море, разположено между Скандинавския п-ов, Мечи о-в и островите Ян Майен, Исландия, Фарьорски и Шетландски. Площта му е 1 383 000 км², а обемът на водите – 2,4 млн. км³. Максималната му дълбочина е 3 970 м, а средната – 1 742 м. През морето преминава топлото Норвежко течение и то не замръзва. Температурата на повърхностните води през м. февруари е 2–7 °С, а през м. август 3–12 °С. Солеността е 34–35,4 ‰. Максималната височина на приливите е 3,3 м.

9. **Чукотско море.** Периферно море между Азия и Северна Америка. Чрез Беринговия проток се свързва с Берингово море, а чрез протока Лонг – с Източносибирското. Площта му е 590 000 км², а обемът на водите – 45 400 км³. Максималната му дълбочина е 1 256 м, а средната – 77 м. От октомври-ноември до май-юни морето е покрито с лед, дебел от 1,5 до 10 м. Температурата на повърхностните води през зимата е -1.7 °С, а през лятото варира от 3 до 12 °С. Солеността се изменя в граници от 24 до 32,5 ‰. Височината на приливите достига 1,5 м.

За първи път през 1648 г. Семьон Дежньов е отплавал от река Колима на Арктика до река Анадир на Тихия океан, но неговият маршрут практически не е бил използван през следващите 200 години. През 1728 г. Витус Беринг и през 1779 г. капитан Джеймс Кук, навлизат в Чукотско море откъм Тихия океан.

5. Строеж на океански и континентален тип земна кора. Основни елементи на дънния релеф

*„Достойно за учудване е,
че някои части на Земята,
които сега са населени,
някога са били покрити от море,
а нашите морета са били обитаеми земи.”
Страбон (64 г. пр.Хр.–20 г. сл.Хр.)*

*„Тинята, която се отлага постоянно на дъното,
постепенно обгръща черупките
и костите, попаднали тук.
Те, подложени на налягането на водата,
след време стават твърди като камък,
превръщайки се във вкаменелости.”
Леонардо да Винчи (1452–1519 г.)*

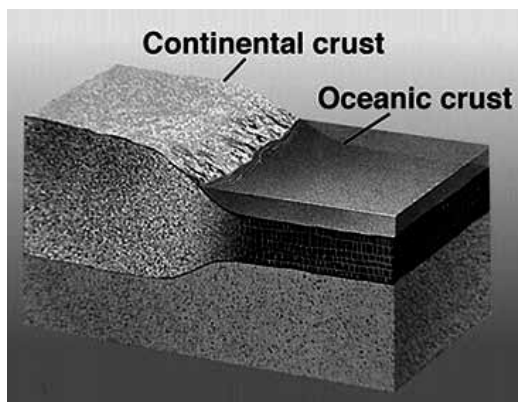
Формирането на релефа на Земята е резултат от съвместното действие на ендегенните и екзогенните фактори. Ендегенните или тектоно-магматичните процеси са процесите на движение на веществото от земните недра, които създават разнообразните форми на релефа. Към тях се отнасят радиоактивното разпадане на изотопи с дълъг полупериод на разпад (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K и др.), което преминава в топлина, както и гравитационната енергия предизвикваща плътностна диференциация на земното вещество. Към екзогенните релефообразуващи фактори се отнасят вълнението, теченията, турбидитните (суспензионни потоци), еоловите процеси, дейността на морските организми.

До средата на XIX в. релефът на континентите (с изключение на Антарктида и някои труднодостъпни планински области в Централна Азия и Южна Америка) е бил вече добре изследван. Същевременно релефът на дъното на Световния океан е бил практически неизвестен. Още през 1665 г. в Амстердам била издадена книгата на Кирхер, в която се развива идеята, че релефът на океанското дъно е също така сложен, както на сушата, но тази идея не била възприета.

Съвременните океаноложки изследвания, осъществени чрез

акваланги, ехолотиране, сканиране, аерофотоснимки и сателитни снимки, батискафи, подводни апарати, драги, дълбоководно сондиране и геофизични методи (сеизмични, гравиметрични, магнитометрични, геотермични и др.) показват погрешността на остарелите представи за монотонност и простота в строежа на морското дъно.

Земната кора на континентите има средна дебелина около 35 км, като под високите планини (Хималаи, Тибет, Анди, Родопи и др.) тя се увеличава до 50–80 км. Под дълбоководната част на океаните земната кора има дебелина 5–10 км (средно 7 км). Освен в дебелината съществено различие се наблюдава и в нейния строеж на сушата и под водата. (фиг. 5.1)



Фиг. 5.1. Континентален и океански тип земна кора.

Континенталният тип земна кора се състои от три слоя: седиментен със средна дебелина 1–2 км, гранитен – 15–17 км и базалтов – 17–20 км. Гранитният слой е изграден главно от гранити, гнайси, гранодиорити и кварцити. Това са кисели магмени и метаморфни скали със съдържание на $\text{SiO}_2 > 60\%$. Базалтовият слой е изграден от основни магмени скали – базалти със съдържание на $\text{SiO}_2 < 50\%$.

Океанският тип земна кора се състои от два слоя. Първият е седиментен, който в горната си част (слой Ia) е изграден от неуплътнена утайка с дебелина средно 0.7 км, а в долната (слой Ib) – от по-плътни утайки със средна дебелина 1.7 км. Вторият слой е базалтов (слой II) с дебелина 4–5 км. Океанският тип кора изгражда дъното на океаните на дълбочина по-голяма от 3,6 км, а в Черно море – 1,8 км.

Ако мислено снемем седиментния слой, ще видим, че океанското дъно е изградено от базалти. Те се срещат в рифтовите долини,

изграждат срединноокеанските хребети (COX), многобройните подводни планини и острови, покриват обширните пространства на дълбоководните котловини. Тези скални комплекси почти повсеместно са покрити с дебел слой от утайки и твърде рядко се срещат на дъното като разкрития на коренни скали. С това се обяснява и тяхната сравнително слаба изученост, засягаща както геоложката обстановка, така и пространствените, времевите и генетични взаимоотношения с другите скали.

Слой Ib на океанската кора – фундамент – е със средна дебелина в Тихия океан 1,3 км, като на места достига до 2,4 км. Границата му е установена по геофизични данни, чрез сондиране и драгиране.

Слой II е най-дебел, средната му дебелина е 5 км. Границите му се фиксират по данни от геофизични изследвания. Долната граница отговаря на раздела „Мохо” или на изотерма 500 °C.

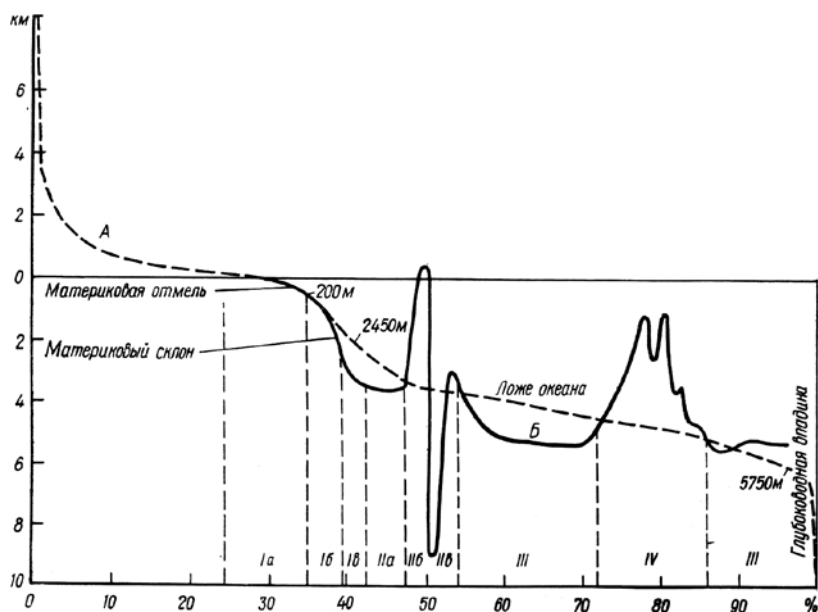
Перидотитите, габроидите и свързаните с тях метаморфити се срещат в големите структурни форми на дъното, характеризиращи се със силно разчленен релеф. Това са срединноокеанските хребети и свързаните с тях трансформни разломи. Значително по-рядко интрузивни магматити се срещат в разломите, намиращи се в пределите на котловините извън трансформните разломи. Магматитите се разкриват в тектонските нарушения, пресичащи котловините или ограждащи подводните вулкански издигания.

Още един тип структури, където се срещат магмени скали, представляват островите. Скалите от океанската кора и горната мантия се срещат като основна скала при ерозията и абразията на островите, и като включения в базалтите с алкален състав. Най-често дълбочинни скали от I и II слой на океанската кора и мантията се срещат в дълбоководните океански панини, ограждащи островните дъги.

Границата между континенталния и океанския тип земна кора не навсякъде е ясно изразена. В най-дълбокия сондаж, прокаран в Колския полуостров до дълбочина 12 км не е достигнат базалтовия слой на земната кора, в противоречие с данните от предварителните геофизични изследвания.

Обща представа за вертикалното разчленение на земната повърхност се получава от хипсографската крива и от обобщения профил на дъното на океана (фиг. 5.2). Първата хипсографска крива

е построена в 1803 г. от Лапаран, който пресметнал разпределението на височините и дълбочините на различните стъпала на релефа. Това разпределение се оказало бимодално.



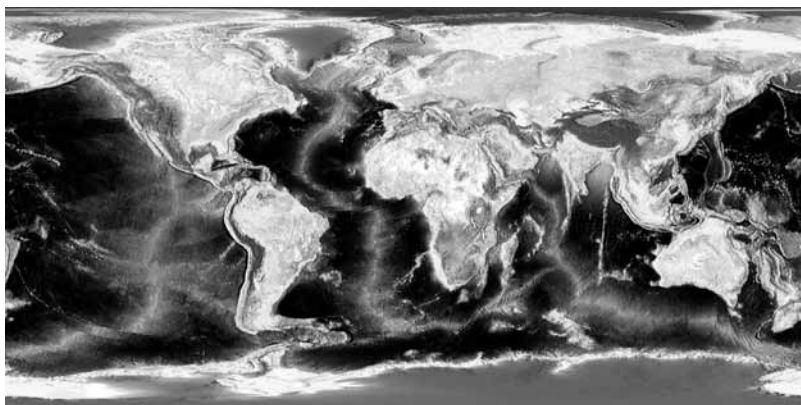
Фиг. 5.2. Хипсографска крива (по О. К. Леонтьев, 1968):

I–подводна крайнина на континентите; I а–шелф–31.2 млн. км²; I б–континентален склон–24.6 млн. км²; I в–континентално подножие–26.0 млн. км²; II–преходна зона; II а–котловина–19.8 млн. км²; II б–островна дъга–6.1 млн. км²; II в–дълбоководна бразда (жлеб)–4.9 млн. км²; III – абисално дъно (океанско ложе) – 158.5 млн. км²; IV–срединно –океански хребет (COX)–55.4 млн. км²; възвишения, гайоти–35.0 млн. км²

На кривата се отделят четири основни форми на релефа на Световния океан–шелф (0–200 м), континентален склон (200–3 000 м), абисално дъно (океанско ложе) (3 000–6 000 м), дълбоководна бразда (жлеб) (6 000–11 000 м).

Шелфът е плитководна и заравнена част от океанското дъно, разположена около континентите и големите острови. Простира се между бреговата линия и континенталния склон и е изграден от континентален тип земна кора. Границата шелф – континентален склон се отбелязва от ръб на шелфа, след който наклонът на дъното бързо се повишава.

Средната дълбочина на ръба на шелфа е 140 м. Шелфът заема площ от 31 млн. км², което представлява 8,0% от площта на Световния океан. Средната широчина на шелфа е 78 км (фиг. 5.3). Той се е образувал при потапянето на крайбрежна равнина с много малък наклон ($<1^\circ$).



Фиг. 5.3. Площно разпределение на континенталния шелф

Континенталният склон представлява стръмна част на океанското дъно, разположена между шелфа и континенталното подножие. Наклонът му е между 4 и 45° (средно за Световния океан – 6°). Повърхността му е неравна, разчленена от подводни долини, каньони и потопени морски тераси. Площта на континенталния склон е 55 млн. км² или 15% от площта на Световния океан.

На дълбочина от 3 000 до 4 000 м се разполага континенталното подножие—слабо наклонена равнина с широчина до 1 000 км. То представлява акумулационен шлейф, образуван от натрупани утайки при подводни свличания под действие на мътни (турбидитни) потоци.

Шелфът, континенталният склон и континенталното подножие формират континенталната окрайнина – частта от океанското дъно, разположена между бреговата линия и абисалната зона.

Океанското ложе и дълбоководните бразди (жлеbove) заемат 77% от площта на Световния океан. Дълбоководните бразди представляват дълги, дълбоки и тесни структури в релефа на океанското дъно. Досега са установени 35 жлеба с дълбочина по-голяма от 6 000 м и обща площ 3 млн. км² или 0,8% от площта на Световния океан (табл. 5.1)

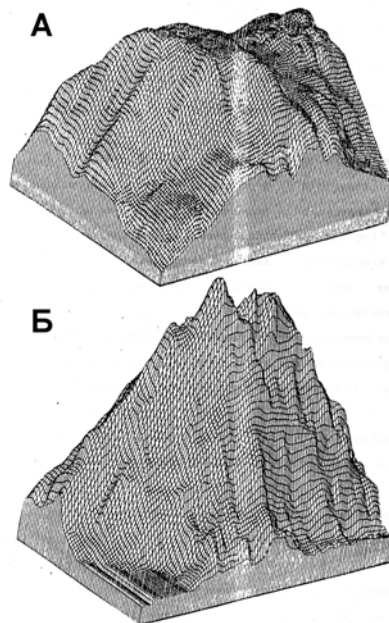
Табл. 5.1 Дълбоководни бразди в Световния океан

№	Название	Най-голяма дълбочина, м	Дължина, km	Средна ширина, км	Площ, км ²
1.	Марианска	11 022	2550	70	178 500
2.	Тонга	10 882	1400	55	77 000
3.	Курило-Камчатска	10 542	2200	120	264 000
4.	Филипинска	10 265	1400	60	84 000
5.	Кермадек	10 047	1500	60	90 000
6.	Идзу-Бонинска	9 810	800	90	72 000
7.	Санта Крус	9 174	180	30	5 400
8.	Волкано	9 156	195	60	11 700
9.	Бугенвил	9 140	500	50	25 000
10.	Западно-Каролинска	8 850	700	40	28 000

Континенталната крайнина граничи с преходна зона, в която континенталният тип земна кора преминава в океански. Преходната зона включва периферните морета, островните дъги и дълбоководните бразди. Котловините на крайните морета представляват хълмисти равнини или подводни планински вериги и завършват с островни дъги. Островната дъга е верига от острови, изпъкнала към океана. Островите са изградени предимно от вулкански скали и в близост до тях са разположени дълбоководните бразди. Островните дъги са особено характерни за Тихия океан (Алеутски, Курилски, Филипински, Соломонови о-ви, о-ви Фиджи, о. Тонга, о. Кермадек), както и за Атлантическия океан (Антилски о-ви).

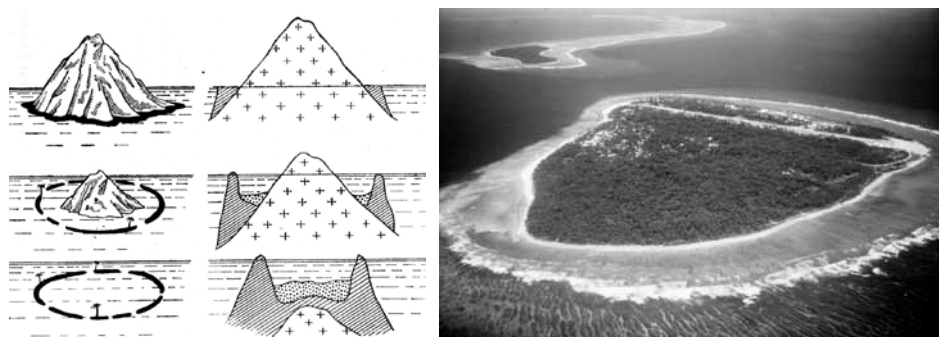
Абисалното дъно включва котловини и позитивни форми на релефа (подводни планини, възвишения, плата, гайоти). Абисалните котловини са разположени на дълбочина от 3 до 6 км между континенталните крайнини, срединноокеанските хребети и подводните възвишения. Дъното им е изградено от океански тип земна кора и е покрито от дълбоководни утайки.

Подводните планини (фиг. 5.4) са изолирани, обикновено конични форми на релефа с височина повече от 1 км. Те имат вулканичен произход. Подводните вулкански планини с плосък връх, намиращи се на дълбочина около 200 м се наричат гайоти. Височината им е 1–2 км над морското дъно като диаметърът при основата им е около 100 км, а при върха – 10 км.



Фиг. 5. 4. Блок диаграма на подводните планини от Атлантическия океан: А–Ампер и Б - Жозефин

Абисалните възвишения се издигат на височина няколкостотин метра и са образувани в резултат на вулканичната дейност. Според Дарвин при постепенното потъване на вулканските планини са се образували кораловите атоли (фиг. 5.5). Абисалните равнини са плоски релефни форми, образувани при отлагане на морски утайки от турбидитни потоци.



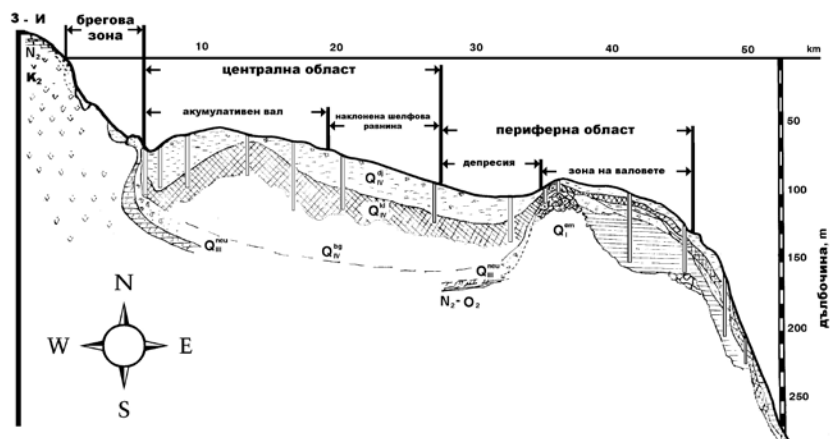
Фиг. 5.5. Произход на кораловите атоли според хипотезата на Дарвин

Срединноокеанските хребети са едни от основните морфоструктурни елементи на океанското дъно. Тяхната обща дължина е 60 000 км, а заедно с разклоненията – 80 000 км. Широчината им варира от 200–400 до 1200 км. Височината им над дъното достига 3–4 км като върховете им понякога излизат над морското ниво и образуват острови (Исландия, Азорски, Сао Пауло, Възнесение, Тристан да Куня, Буве, Великденски и др.). Най-големите срединно-океански хребети са Срединноатлантическият, Африканско Антарктическият, Срединноиндийският, Източнотихоокеанският. Те имат силно разчленен релеф като в централната им част се разполага рифтова долина, в която от земната магма се формира нова океанска кора и литосферните плочи нарастват. Срединноокеанските хребети са пресечени в напречна посока от трансформни разломи, които ги разделят през 50–300 км на фрагменти, отместени в хоризонтална посока на десетки км. Някои срединноокеански хребети продължават и на сушата: Източнотихоокеанският хребет - в Калифорния, хребетът Карлсберг - в Аденския залив и др.

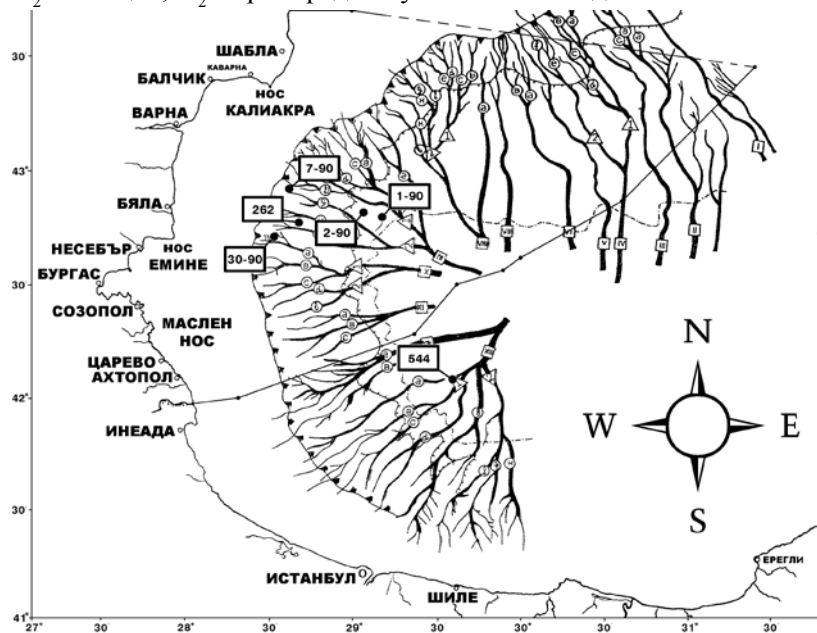
Най-близо до оста на хребетите се намират зоните с най-младите скали като встрани от оста възрастта на скалите нараства. Най-древните скали от океански тип земна кора имат юрска възраст (160 млн. год.), много по-малка от възрастта на най-древните скали на континентите, която е 4 млрд. години.

Черно море

В изключителната икономическа зона на Р. България в Черно море се очертават следните морфоложки елементи на морското дъно: брегова зона, шелф, континентален склон, континентално подножие и котловинно (абисално) дъно (фиг. 5.6, 5.7).



Фиг. 5.6. Схематичен геоложки разрез на шелфа и главни елементи на релефа (Димитров, Димитров, 2003) Q_I – Q_{IV} –кватернерни седименти; N_2 –плиоцен; K_2 –горнокредни вулканогенно-седиментни скали



Фиг. 5.7. Схема на подводните долини и каньони в западната част на Черно море (по Крыстев, Мельник, Йорданов, 1990) и граници на българската икономическа зона в Черно море (границата между българската и румънската икономически зони е условна)

Динамиката на бреговата зона до голяма степен се обуславя от нейните геолого-геоморфоложки особености, които определят изходния наклон на подводния брегови склон, интензивността на абразионния процес, състава и количеството на наносите, експозицията спрямо вълноопасните направления. Разнообразният релеф на Българското черноморско крайбрежие се намира в тясна връзка с голямата сложност на геоложкия и тектонския му строеж.

Българското черноморско крайбрежие обхваща източните части на трите основни морфотектонски единици, които изграждат територията на Република България–Мизийска плоча, Балканиди и Средногорска зона. В него ясно се обособяват четири основни геоложки структури, разделени от дълбочинни разломи–Варненска депресия, Долнокамчийско понижение, Източно-Балканска зона и Бургаска депресия. Крайбрежието (до вододела на Черноморската водосборна област) заедно с шелфа, континенталния склон и континенталното подножие се включват към Черноморската дълбоководна депресия–крупна негативна морфоструктура, наложена върху хетерогенна геоложка основа и образувана през палеогена (от приабона) и неоген–кватерна.

Мизийската плоча е разположена между Карпатите и Балканидите. Към нейната източна част се отнася бреговата зона от границата с Румъния (н. Сиврибурун) до р. Камчия. Фундаментът на платформата е изграден от нагънати допалеозойски и палеозойски скали с висока степен на разломно–блокова диференциация. Разкрива се на повърхността в границите на Централнодобруджанския хорст в Румъния. Надстройката на платформата е представена от три хоризонтални и субхоризонтални седиментни комплекса: каледоно–херцински (долен: ордовик–долен карбон и горен: карбон - перм); кимерийски (триаски) и алпийски (долен: юрско–палеогенски и горен: неоген – кватернерен). В източна посока морското продължение на Мизийската плоча обхваща шелфа и достига континенталния склон.

Южно от Варненската депресия е разположено Долнокамчийското понижение, в което са оформени долините на р. Камчия и р. Фъндъклийска (Шкорпиловска). То се приема за преходна зона между Мизийската плоча и Старопланинската зона. Основата на понижението е изградена от рязко потъващи на изток (от 1 до 7 км) валанжки и горнокредни седименти, върху които залягат средно- и горноеоценски

седименти. Според Туголесов и др. (1985) Долнокамчийското понижение е фрагмент от древен по-обширен черноморски басейн и представлява континентален склон от палеогена. В източна посока то се разширява фуниеобразно, достигайки континенталния склон.

Източно-Балканската зона е изградена от флишките карбонатно-теригенни седименти на горната креда и палеогена, нагънати в линейни гънки с посока на осите $120-130^\circ$, които се понижават на изток. При геофизични изследвания на българския шелф след 1960 г. е установено югоизточно повиване на структурите на Източна Стара планина в Черно море на 10 км източно от бреговата линия.

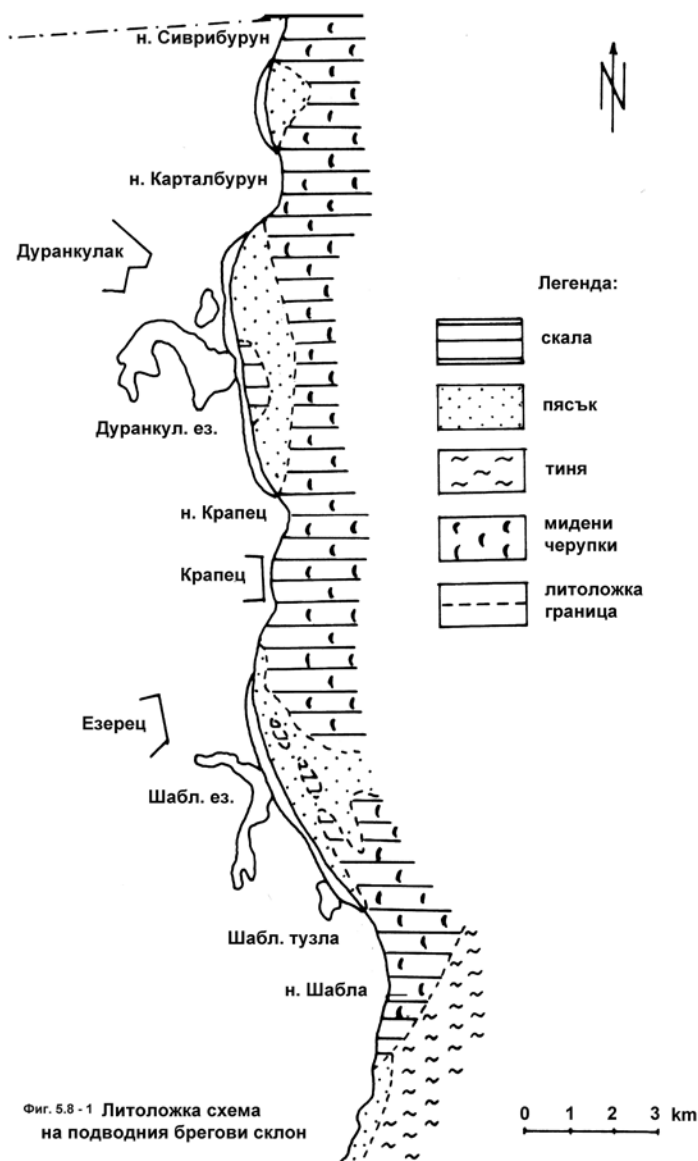
Средногорската зона представлява линейна мезоалпийска, наложена островно-дъгова орогенна зона, заложена през горната креда на юг от Балканидите. Нейна характерна особеност е широкото разпространение на сенонски ефузивен и интрузивен магматизъм и флишка седиментация. Основни геоложки структури в Средногорската зона са Бургаската депресия, Росенският плутон и Странджа планина. В Черно море Средногорската зона завива на югоизток в посока към Западните Понтиди.

Регионът между н. Сиврибурун – н. Шабла (фиг. 5.8–1) има източна експозиция с дължина на бреговата линия 24 км. Брегът е нисък, изграден от горносарматски варовици, покрити с лъос. Редуват се абразионни участъци с обща дължина 12 км с обширни плажове и лиманни езера, разположени между тях. Брегът е слабо разчленен с коефициент на разчлененост 1.09. В неговата най-северна част е разположен н. Сиврибурун, в чийто разрез на клифа се разкриват две стратиграфски единици – горен сармат, представен от варовиците на Карвунската свита и седиментите на плейстоцена. Горнището на варовиците е разположено приблизително до морското ниво. Те са сиви на цвят, окарстени, с дебелослойна текстура. Плейстоценът е представен от лъос, който покрива варовиците и в посока север-юг има мощност 19–9 м. Лъосът е слабосвързан, с макропореста структура и съдържа карбонатни конкреции и три погребани почвени хоризонта. Подводният брегови склон пред н. Сиврибурун се характеризира с развитието на обширна абразионна тераса в горносарматските варовици. Нейната приурезова част е с ширина около 100 м и е покрита с блокове, валуни и мидени черупки. Размерът на блоковете е до 1–2 м дължина и височина над дъното до 0,5 м.

Наклонът на склона е 0,02–0,05. След приурезовата зона в източна посока се наблюдават абразионни тераси на дълбочина 2–3, 7–8, 16–18 м с обща ширина 1800 м. Те са покрити с блокове и валуни, а в понижените части – от мидени черупки и едрозърнест органогенен пясък. Наклонът на подводния брегови склон е 0,01. Южно от н. Сиврибурун е разположен плаж Дуранкулак–север (Граничарски) с дължина 2,4 км и максимална ширина 150 м. Ширината на активната част на плажа е около 40 м. Върху нея е разположен авантюнен вал с дължина около 900 м, ширина 30–40 м и височина 1,5 м. В тилната част на плажа са разположени малки дюни. Пясъкът на плажа е сив на цвят, среднозърнест, примесен с цели и натрошени мидени черупки. Карбонатното му съдържание е много високо (65–99%), а средният му диаметър се изменя в граници от 0,25–0,46 мм. Пред плажа на разстояние 60 м от водната линия се наблюдава подводен пясъчен вал с дължина 800 м, ширина 50 м, височина 1,2 м и коефициент на асиметрия 1,5. След подводния вал в източна посока са разположени дънни микроформи /рифели/ с дължина до 2 м и височина до 0,3 м. Пясъчните отложения са разпространени до дълбочина 10–12 м и на разстояние до 1300 м пред плажа. Под тях залягат кватернерни глини, а на дълбочина >12 м се разкриват абразионни варовикови тераси. Зоналността в разпределението на пясъците е нормална: среднозърнестият пясък формира пред плажа ивица с ширина 50 м, а след него е разпространен дребнозърнестият пясък. Среднозърнестият пясък има много високо карбонатно съдържание – 60–97%, среден диаметър 0,3–0,4 мм и мощност до 0,5 м. Дребнозърнестият пясък е с високо карбонатно съдържание 28÷75%, среден диаметър 0,13–0,25 мм и мощност до 1,2 м.

Южно от плаж Дуранкулак–север е разположен н. Карталбурун. Носът е изграден от горносарматски варовици, покрити от лъос с мощност 11–16 м, в който са оформени малки локални срутища в резултат на абразионния процес. На подводния брегови склон се разкриват на голяма площ окарстени варовици, покрити с блокове, валуни и мидени черупки. Непосредствено пред носа се наблюдава надводна абразионна тераса /бенч/ с ширина 35 м и височина 1–1,4 м и подводна абразионна тераса с ширина 100 м и дълбочина <1 м. Наклонът на склона е <0,01. В източна посока следват абразионни тераси с дълбочина 2–3, 7–8, 14–15, 17–18 м. Формирането на терасния

комплекс се дължи на структурните особености на сарматските варовици, в които в резултат на вълновото въздействие са образувани равни площадки с абразионно-скулптурни форми, изградени от поустойчиви скали. В понижените участъци между тях са разхвърляни блокове, валуни и петна от едрозърнест органогенен пясък с незначителна мощност и размер. Средният наклон на подводният брегови склон е 0,008.



Южно от н. Карталбурун е разположен обширен акумулационен участък, обхващащ Дуранкулашкия и Крапецкия плаж, които са разделени помежду си от нисък 5–7 м слабоактивен абразионен участък с дължина 1,5 км. Пред него е формирана абразионна тераса, простираща се на разстояние до 500 м от водната линия.

Дуранкулашкият плаж е с дължина 3,7 км и максимална ширина 250 м. Ширината на активната част на плажа е около 50 м. По протежение на 2,4 км е разположен авандюнен вал с ширина 70–120 м и височина 2 м. Валът има асиметрична форма с коефициент на асиметрия 2,5. В тилната част на плажа са разположени малки дюни. Пясъкът от плажа е сив на цвят, среднозърнест, със среден диаметър 0,3–0,5 мм и много високо карбонатно съдържание – 75–99%. Пред плажа на разстояние от 50 до 70 м е разположен подводен пясъчен вал с дължина 1 км, височина 0,6–0,8 м и коефициент на асиметрия 2. Източно от подводния вал се наблюдават рифели с дължина до 3 м и височина 0,5 м.

Крапецкият плаж е с дължина 1,7 км и максимална ширина 200 м. Активната част на плажа достига ширина до 50 м. В неговата тилна част са оформени дюни, ориентирани главно в североизточно направление. На плажа се наблюдава авандюнен вал с дължина 1,2 км, ширина 60–80 м и височина до 4 м. Пясъкът на плажа е среднозърнест с много високо карбонатно съдържание 80–99%. Пред Крапецкия плаж е разположен подводен пясъчен вал на разстояние 60 до 80 м от водната линия. Дължината на вала достига до 700 м, ширината – 120 м, височината – 2,2 м, а коефициентът на асиметрия е 0,7.

Подводният брегови склон пред плажовете е покрит от средно- и дребнозърнест пясък. Среднозърнестият пясък формира ивица с ширина до 50 м пред плажовете с мощност до 0,5 м. Карбонатното му съдържание е много високо 83–99%, а средният диаметър е 0,3–0,5 мм. Дребнозърнестият пясък е разпространен на дълбочина до 15 м. Карбонатното му съдържание е високо 20–68%, а средният диаметър 0,12–0,25 мм. В отделни участъци мощността му е >1,5 м, но преобладава мощност 0,5–1 м. Под пясъците пред Крапецкия плаж залягат кватернерни глинни, а на разстояния по-големи от 1000–1500 м пред двата плажа се разкриват горносарматски варовици.

Между Крапецкия и Шабленския плаж се простира обширен абразионен участък с висок отвесен откос и дължина около 3 км. В основата на разреза на абразионния бряг се разкриват варовици, над

които заляга лъос с мощност 13–18 м. В него са оформени пукнатини и локални срутища. Приурезовата абразионна зона е с ширина до 100 м и наклон на склона 0,01 като на места е покрита с блокове, валуни и мидени черупки. Размерът на блоковете е 1–2 м с височина над дъното 0,2–0,3 м. Непосредствено след приурезовата зона е разположена абразионна тераса /бенч/ с дълбочина до 2 м и ширина до 200 м. Тя е покрита с блокове с дължина 3–4 м и височина над дъното 0,5 м. Следва обширен терасен комплекс с абразионни тераси, формирани в сарматските варовици на дълбочина 2–3, 5–6, 7–8, 11–12, 14–15 и 17–18 м. Структурните тераси имат почти хоризонтална повърхност, но са усложнени от абразионно – скулптурни форми с височина 1–1,5 м. Наклонът на подводния брегови склон от север на юг се изменя в граници от 0,009 до 0,011.

Южно от Крапецкия абразионен участък е разположен Шабленският плаж, който отделя Езерецкото, Шабленското езеро и Шабленската тузла от морето. Плажът има дължина 5,5 км и максимална ширина 250 м. Ширината на активната част на плажа е около 50 м. Издаден слабоактивен клиф с височина 4–5 м между Шабленското езеро и Шабленската тузла разделя плажа на две части. Ширината на плажовата ивица пред него е 30–40 м и тя е заливаема при щормово вълнение. Пред Шабленското езеро се наблюдава авандюнен вал с височина до 3 м и ширина 70–110 м. Той има асиметрична форма с коефициент на асиметрия, който намалява в южна посока от 1,4 до 0,5. На плажа пред Шабленската тузла също се простира авандюнен вал с дължина 900 м; ширина 100m и симетрична форма. Пясъкът на плажа е сив на цвят, с много високо карбонатно съдържание 85–99% и среден диаметър 0,28–0,5 мм.

Подводният брегови склон пред плажа е покрит от средно- и дребнозърнест пясък. Среднозърнестият пясък формира тясна ивица непосредствено пред плажа с ширина 50–200 м. Карбонатното му съдържание е много високо 85–99%, средният диаметър 0,32–0,5 мм и мощност до 0,5 м. Дребнозърнестият пясък е разпространен до дълбочина 14 м. Карбонатното му съдържание е високо $25 \div 80\%$, средния диаметър е 0,12–0,25 м. Мощността му достига 1 м. Под пясъчните отложения залягат кватернерни глини.

При Шабленското езеро на разстояние 50 м от водната линия е разположен подводен пясъчен вал с дължина 700 м и ширина 90 м. Валът има асиметрична форма с коефициент на асиметрия 1,6.

Подводен пясъчен вал се наблюдава и пред Шабленската тузла на разстояние 50–60 м от водната линия. Дължината му е около 500 м, ширината 80 м и коефициентът на асиметрия 0,3.

Нос Шабла се явява морфоложка и литоложка граница между първи и втори регион. Северно от носа в основата на разреза се разкриват окарстени горносарматски варовици, покрити от лъос, чиято мощност в южна посока намалява от 17 до 1–2 м. Южно от носа брегът е клифов и е изграден от средносарматски варовици.

Северно от н. Шабла подводният брегови склон е изграден от горносарматски варовици с голямо площно разпространение. Приурезовата абразионна зона е с ширина 25–50 м и дълбочина 1–1.5 м. На места е покрита от блокове с размер 2–3 м, валуни и чакъл. Наклонът на склона е 0,03–0,04. В източна посока на разстояние до 1200 м от водна линия е разпространен обширен терасен комплекс от абразионни тераси с дълбочина 2–3, 5–6, 7–8, 11–12, 14–15 м. Върху тях се наблюдават добре изразени абразионно-скулптурни форми с височина от 1–1,5 м. Средният наклон на подводния брегови склон е 0,008.

Регионът н. Сиврибурун–н. Шабла се характеризира с източна експозиция и слаба разчлененост на бреговата линия, което я прави незащитена спрямо вълноопасните направления–източно, североизточно, югоизточно. Щормовото вълнение оказва особено силно въздействие върху носовете–Сиврибурун, Карталбурун, Крапец, Шабла, които са изградени от лъос, покриващ цокъла от горносарматски варовици и при тях абразионният процес е интензивен. Разпространени са срутища като срутеният лъос се размива и отнася на голяма дълбочина. Същевременно във варовиците е изработен обширен (до 1000–1500 м от водната линия) комплекс от абразионни тераси, в който се извършва дисипация на вълновата енергия и средният наклон на подводния брегови склон е $<0,01$.

На силно вълново въздействие са подложени и акумулационните участъци – на всички плажове има ясно изразен авантюнен вал, а на подводния брегови склон–подводни пясъчни валове и дънни микроформи (рифели).

Брегът е защитен от плажовете, които са органогенни с много високо карбонатно съдържание на пясъка (75–99%). Подхранването на плажовете и подводния брегови склон с наноси се осъществява почти изключително от черупките на мекотели (главно *mytilus*

galloprovincialis), обитаващи скалните банки. Допълнителен, но значително по-малък източник е материалът постъпващ от абразията на лъоса (<1% в него е фракцията с диаметър >0,01 мм) и от суходолията в близост до Крапец. За региона е характерен дефицит от наноси. На подводния брегови склон се наблюдават обширни разкрития на варовици без покритие с наноси. Акумулационните участъци са разпространени само пред плажовете и мощността на пясъците в тях е малка (<1 м).

Регионът н. Шабла – н. Калиакра има източно–югоизточна експозиция с дължина на бреговата линия 26 км. Брегът е абразионно – свлачищен и слабо разчленен с коефициент на разчлененост е 1,13. Изграден е от бели до сиви, дебелослойни, силноокарстени биогенни и оолитни средносарматски варовици от Одърската свита. В тях са оформени каверни и карстови пещери, в които са отложени карбонатни минерали. На места са обагрени в ръждивочервено от железни хидроокиси в резултат на изветрителния процес. Височината на клифа постепенно нараства в южна посока от 5–7 м при н. Шабла до 60 м при н. Калиакра. В подножието на клифа и около водна линия се наблюдава натрупване на блокове и валуни с размер до 3–4 м и височина 1–2 м.

Южно от н. Шабла се разкрива надводен бенч с височина 0,5–1 м и ширина до 50 м. Покрит е на места с блокове и валуни като повърхността му е силно окарстена с многобройни каверни.

На подводният брегови склон пред н. Шабла се наблюдават два структурни откоса – на 300 м от водната линия с денивелация 3,1 м и на 400 м – с денивелация 13,2 м. Между тях е разположена равна абразионно–структурна тераса (стъпало) на дълбочина 7–8 м.

Подводният брегови склон между н. Шабла и с. Камен бряг е сравнително еднообразен. Непосредствено пред бреговата линия в тясна ивица с ширина 20–100 м и до дълбочина 8–10 м се разкриват средносарматски варовици, които са покрити от огромни срутени блокове, валуни и незначителни по размер и мощност пясъчни петна. Наклонът на склона е около 0.1.

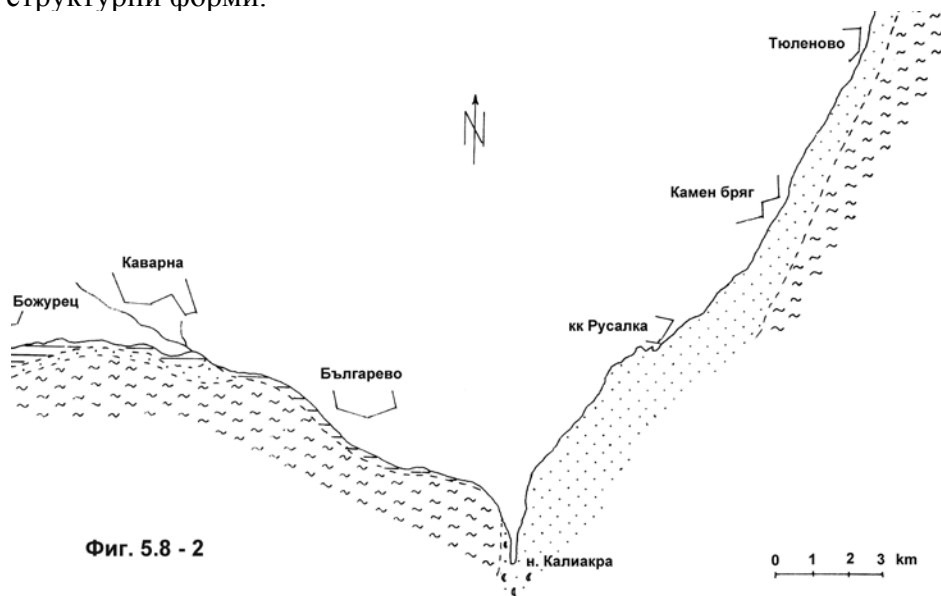
На дълбочина от 8–10 до 23–25 м е разпространен дребнозърнест пясък. Карбонатното му съдържание е високо 24–59%, средният диаметър е 0,12–0,22 мм, а мощността е повече от 1,5 м. На голяма дълбочина залягат алевроити с карбонатно съдържание 17–31%, среден диаметър 0,07–0,1 мм и голяма мощност. Зоналността

в разпределението на кватернерните отложения е нормална—с увеличаване на дълбочината техният среден диаметър постепенно намалява. Наклонът на склона е 0,02–0,04.

Във варовиците, изграждащи брега южно от с. Камен бряг (5,8–2) са разположени линейно–блоковите свлачища Яйлата и Тауклиман. Свлачище Яйлата има дължина 2 км и максимална ширина 250 м. В обсега му са оформени три различни по големина и площ свлачищни стъпала. В подножието на челния свлачищен откос се наблюдават вълноприбойни ниши, каверни и пещери, както и варовикови блокове с размер до 10 м.

Отвесен клифов бряг с дължина 200 м отделя свлачище Тауклиман, чиято дължина е 3,2 км и максимална ширина 520 м. В неговия обсег са оформени 8 различни по площ свлачищни стъпала. В подножието на свлачището се наблюдават срутени блокове и валуни.

На подводния брегови склон пред свлачището се установява 7–8 м абразионно–свлачищна тераса с ширина 100 м. Тя е покрита с блокове с размер до 10–15 м и завършва с абразионно – свлачищен откос с височина 5 м. Абразионно–свлачищен откос с денивелация 3 м се наблюдава и на разстояние 400 м от водната линия. Активната част на вълновото въздействие обхваща зоната до 300–400 м и до дълбочина 12 м, в която се включват всички абразионно–свлачищни структурни форми.



Южно от свлачищата Яйлата и Тауклиман до н. Калиакра брегът е клифов, с височина 50–60 м с изключение на малък нисък участък около лиман Болата. Брегът е изграден от окарстени средносарматски варовици с многобройни вълноприбойни ниши и пещери. Проявяват се локални срутища и в подножието на клифа са натрупани блокове с размери до 4–5 м, валуни и чакъли. Варовици се разкриват на разстояние до 60–80 м от бреговата линия.

Активната част на подводния брегови склон, подложена на вълново въздействие обхваща зоната до 400–600 м. Наклонът на склона се движи в граници от 0,023 до 0,045 като в дълбочина следва слабонаклонена акумулационна повърхнина с наклон 0,006.

Подводният брегови склон е покрит от кватернерни отложения с голяма мощност, представени от дребнозърнест пясък и алеврит.

Дребнозърнестият пясък е разпространен от разкритието на варовиците на дълбочина 8–10 м до дълбочина 22–25 м. Карбонатното му съдържание е високо 35–64%, а средният му диаметър е 0,13–0,25 мм. Алевритът заляга на по-голяма дълбочина. Карбонатното му съдържание е 15–30%, а средният диаметър се изменя в граници 0,07–0,1 мм.

Брегът на региона е слабо разчленен, има източно–югоизточна експозиция и е незащитен за вълноопасните направления–източно, североизточно, югоизточно. Брегът е абразионно–свлачищен, но е изграден от здрави дебелослойни варовици и абразионният процес е слабо проявен като се изразява предимно в образуване на различни по размери вълноприбойни ниши. Подводният брегови склон е стръмен и е продължение на надводния клиф. В основата на склона на дълбочина 8–10 м се разполагат голямо количество варовикови блокове. На по-голяма дълбочина повърхността на подводния склон е изравнена и покрита с пясъчни отложения с голяма мощност, които постепенно преминават в алевритови.

Регионът н. Калиакра – н. Св. Георги има дължина на бреговата линия 50 км и коефициент на разчлененост 1,70.

Западно от н. Калиакра брегът се издига от 60 до 120 м при пристанище Каварна. Изграден е от плътни черупчести и оолитни варовици от Карвунската свита. Клифът е стръмен, почти отвесен, някои от суходолията завършват с висящи долини. При пристанище Каварна е създаден изкуствен плаж с дължина 0,5 км.

На подводния брегови склон се разкрива съвременна абразионна тераса на дълбочина до 2 м и с ширина 50–100 м, която е покрита с блокове, валуни и мидени черупки. Наклонът в горната част на склона намалява в западна посока от 0,1 до 0,03.

Пясъците имат незначително площно разпространение в тясна ивица непосредствено до разкритията на варовиците. Те са среднозърнести, органогенни с много високо карбонатно съдържание 55–80%.

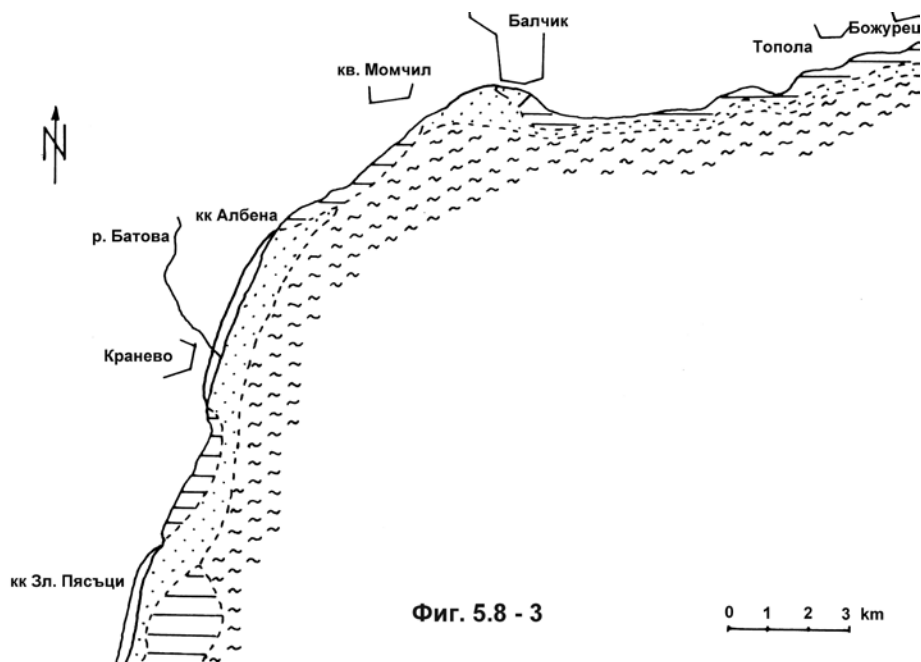
Голямо площно разпространение на подводния брегови склон имат алевролитите като горната им граница на разпространение е по изобати 7–9 м и на разстояние 200–500 м от бреговата линия. Единствено при н. Калиakra тази граница се отдалечава на 700 м и преминава по 15 м изобата. Алевролитите залягат върху слабо наклонена повърхнина на морското дъно с наклон 0,002–0,003.

Между гр. Каварна и курорт “Албена” (фиг. 5.8–3) абразионният бряг е изграден от сарматски варовити или алевроитни глинени пясъци и мергели, отнасящи се към Евксиноградската свита, която е разпространена до н. Св. Георги. Брегът е абразионно–свлачищен. Активното придвижване на свлачищата към морето способства за тяхната абразия. В стабилните участъци от брега височината на клифа достига 40 м, а в участъците с активни свлачища около 7–10 м. Морфоложка особеност е отдалечаването на Добруджанското плато от водната линия, което се обяснява с широкото разпространение както на стари, така и на съвременни свлачища. Свлачищата започват непосредствено западно от пристанището на гр. Каварна като по-големи от тях са Калкантепе с дължина 1,8 км, ширина 700 м и площ 0,8 км² и Икантълък с дължина 1,4 км, ширина 1,1 км и площ 1 км². голямо свлачище източно от гр. Балчик е проявено в м. Тузлата като в най-ниската му част е разположено соленото езеро Балчишка тузла с размери 500 x 220 м. Свлачищните сарматски варовикови блокове са се хлъзнали по отдолулежащите мергели и глинени.

В Балчишкия свлачищен амфитеатър най-силно изразени са три ориентирани в посока запад–изток линейно–блокови свлачища: Джинибаир с надморска височина 123 м, Сусамбаир – 85 м и Сивритепе–50 м. При Балчишките свлачища варовиковите блокове на Карвунската свита се хлъзгат върху глините от Тополската свита. На 3,5 км западно от гр. Балчик е разположено циркусообразното Момчилско свлачище, образувано след земетресението от 1901 г. с

дължина 1 км и ширина 600 м. Западно от Момчилското се намира свлачището Караманли, дълго 1,2 км и широко 500 м.

Най-обширният свлачищен комплекс по нашето крайбрежие е разположен между с. Кранево и гр. Варна. Той обхваща източния склон на Франгенското плато, като в посока от север на юг ширината му се увеличава от 250 до 4600 м. Сарматските варовици залягат върху глини и мергели и се свличат по тях. Този процес се благоприятства от разломите в региона и от подземните водоносни хоризонти.



Фиг. 5.8 - 3

Голямо свлачище е станало през 1971 г. при Краневските лозя, когато са унищожени 24 вили, а също така през 1997 г. в местността Кабакум, южно от МДЖ “Журналист”, където са нанесени значителни материални щети.

По-голямата част от Франгенския свлачищен комплекс понастоящем е стабилизирен, но все още са активни 15 свлачища. По-големи от тях са: “Кранево”, “Панорама”, сп. “Кипарис”, сп. “Обзор”, сп. “Слънчев ден”, “Златни пясъци над яхтеното пристанище”, “Кабакум”, сп. “Писател”, “Хоризонт”, “Простор”, сп. “Трифон Зарезан”.

Характерна особеност на подводния брегови склон между гр. Каварна и кк “Албена” е значителното разпространение на терасен

комплекс с абразионни тераси на дълбочина 2–3, 3–4, 5–6, 7–8 м на разстояние до 800–900 м от бреговата линия. Релефът на подводния брегови склон е усложнен от остатъци от стари свлачища (абразионно – скулптурни форми с височина от 0,5–1,5 м).

Разкрития на варовици се наблюдават на разстояние до 200–600 м от бреговата линия. Непосредствено до тях се формират тесни ивици от едрозърнест, среднозърнест и дребнозърнест пясък с органичен произход и високо карбонатно съдържание 40–98%.

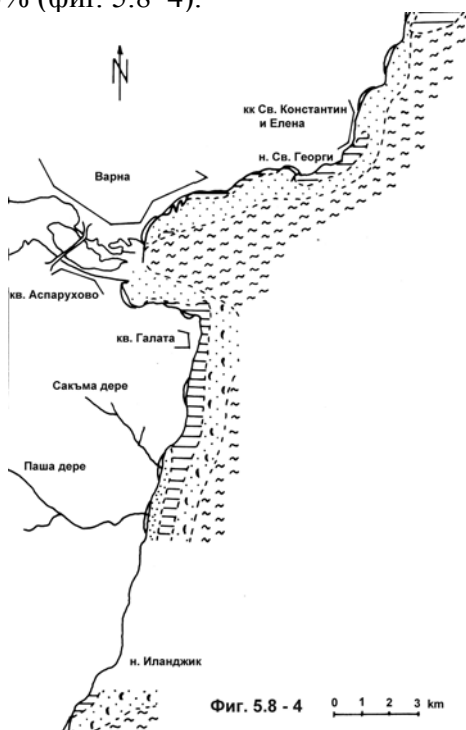
Голямо площно разпространение имат алевроитите, които залягат на дълбочина по-голяма от 9–10 м, където наклонът на подводния брегови склон е малък 0,002–0,004.

Плажът Албена–Кранево е с дължина 5,1 км и максимална ширина 110 м. Северната част на плажа е изградена от среднозърнест пясък с високо карбонатно съдържание (до 70%), а южно от устието на р.Батова пясъкът е дребнозърнест, кварцов по състав и има теригенен произход. Карбонатното му съдържание е ниско (до 20%).

Пред плажа подводният брегови склон е акумулационен и на разстояние до 700 м е покрит от среднозърнест и дребнозърнест пясък. На дълбочина 1–2 м се наблюдава подводен пясъчен вал. Среднозърнестият пясък формира тясна ивица непосредствено пред бреговата линия с ширина до 50 м. Голямо площно разпространение има дребнозърнестият пясък, който обхваща ивица с ширина 500–700 м. В посока от север към юг карбонатното съдържание на пясъците пред плажа се понижава от 15–50% на 5–30%. Наклонът на склона е 0,01–0,015. Следва по-слабо наклонена повърхнина със среден наклон 0,002–0,004, която е покрита с алевроит. Границата между пясъка и алевроита преминава на дълбочина 10–13 м.

Южно от плажа Албена – Кранево е разположен абразионно-свлачищен бряг в района на с. Кранево. Брегът е висок около 20 м и е изграден от сарматски глини, мергели и варовици. Наблюдават се вълноприбойни ниши и отделни срутени блокове. До 300 м от водната линия и до 6 м дълбочина е разположена стъпаловидна скална банка, покрита с различни по размер блокове, валуни и чакъли. Тя представлява остатък от старо, размито от вълните свлачище. В горната му част до дълбочина 2 м е оформена съвременна абразионна тераса с ширина до 50 м. На дълбочина от 6 до 10 м на подводния брегови склон залягат пясъци, а на по-голяма дълбочина алевроити.

Южно от н. Екрене е разположен плаж “Златни пясъци” с дължина 2,6 км и максимална ширина 100 м. Плажът е съставен от среднозърнест и дребнозърнест кварцов пясък с ниско карбонатно съдържание 8–13% (фиг. 5.8–4).



Пред плажа на подводния брегови склон заляга среднозърнест пясък, формиращ ивица с ширина 200–400 м. В нея се наблюдава добре изразен подводен пясъчен вал с ширина 100–150 м и височина 2 м. Той има асиметрична форма с коефициент на асиметрия 0,5–0,6.

На разстояние по-голямо от 400 м от брега е разположена обширната “Аладжа банка” с дължина 3 км и ширина 1.5 км. Банката е остатък от старо свлачище и придава силно разчленен характер на дънния релеф, който е представен от наклонена повърхнина с наклон от 0,003 до 0,007, покрита с блокове, валуни, чакъл и мидени черупки. Наблюдават се свлачищни стъпала с височина от 1 до 3 м. Скалите, изграждащи тези свлачищни стъпала и абразионни структурни форми са от песъчливи варовици и мергели. По морфоложки белези предполагаемата челна граница на предсвлачищния вал се определя

на 15 м дълбочина. На по-голяма дълбочина подводният брегови склон е покрит от алеврити. Характерна особеност на банката е наличието на многобройни метанови газови извори от морското дъно.

Между курорт “Златни пясъци” и н. Св. Георги брегът се отличава с малки носове, между които са формирани плажови ивици с локален произход–образувани от абрадиран материал и съседни абразионни участъци и твърд отток от малки реки и дерета.

Абразионните участъци са изградени от сарматски пясъчници, глини и мергели, които се разкриват и на подводния брегови склон в ивица с ширина до 100–200 м. В тях е оформена съвременна абразионна тераса (бенч).

Южно от курорт “Златни пясъци” са разположени плажовете Ривиера, “Журналист” (Кабакум) и четири плажа при курорт “Св. Константин и Елена”. Плаж Ривиера има дължина 1.8 км, а плаж “Журналист”–1,3 км. Изградени са от среднозърнест кварцов пясък с карбонатно съдържание 10–15%.

Плаж Св.Константин - север има дължина 1,3 км и максимална ширина 50 м. Изграден е от кварцов пясък с ниско карбонатно съдържание 8–12%.

Подводният брегови склон пред плажовете е покрит от пясъчни отложения и алеврити, като границата между тях преминава на дълбочина 12–14 м. На разстояние до 500–600 м от водната линия дъното е с наклон 0,02–0,03 и е покрито със среднозърнест и дребнозърнест пясък с карбонатно съдържание 15%. На по-голямо разстояние и дълбочина залягат алеврити и наклонът на дъното намалява до 0,01.

Регионът н. Св. Георги – н. Галата обхваща Варненският залив. Експозицията на залива е източно - югоизточна. Дължината на бреговата линия е 15 км с коефициент на разчлененост 1,67. Брегът е представен от абразионни, свлачищни и акумулационни участъци. Абразионният бряг е представен в посока север–юг от сарматски пясъчници, глини и мергели, конкски варовити пясъчници, карагански пясъчници, мергели и песечливи варовици, чокракски мергели, глини, варовити пясъчници и пясъци, карагански пясъчници от Галатската свита.

Активни свлачища се намират в м. Траката и при н. Галата. Наличието на открити стръмни склонове в непосредствена близост до водната линия усилва тяхната абразия, а стичащите се грунтови

води причиняват ерозията им. Средната височина на клифовия бряг е около 20 м.

В участъка са разположени плажовете: Евксиноград с дължина 0,7 км и максимална ширина 60 м, Варна–буните с дължина 1,5 км и максимална ширина 50 м, Варненски централен с дължина 1,2 км и максимална ширина 110 м, Аспаруховски с дължина 1 км и максимална ширина 110 м и Галата – фара с дължина 0,2 км и максимална ширина 20 м. Плажовете имат локален произход и са разположени във връхната част на вдаващите се в сушата брегови участъци. Изключение прави централният Варненски плаж, който е образуван при запълването на входящия тъгъл между брега и вълнолома, построен в 1906 г., а при плаж Варна–буните изкуствено е насипан пясък. Подхранването на плажовете с наноси се осъществява от продукти на абразията и от твърдия отток на деретата. Пясъкът от плажовете е едрозърнест и среднозърнест, кварцов, с ниско карбонатно съдържание 5–15%.

Подводният брегови склон на залива е изграден от миоценовски пясъчници и мергели, покрити в по-голямата част от площта си от кватернерни отложения. Скалните разкрития са разположени в ивица с ширина 100–600 м непосредствено до бреговата линия пред абразионно – свлачищните участъци. Отделни малки по площ скални банки се срещат на разстояние до 1400 м от бреговата линия. Скалите са покрити с блокове, валуни и отделни петна от пясък с изключение на мергелите в участъка Почивка–Евксиноград, които формират гладка абразионна тераса

Средният наклон на горната част на подводния брегови склон е 0,02. В неговия релеф се констатира няколко абразионни тераси на дълбочина 2–3, 3–4, 6–7 и 8–9 м. На места са запазени стари потопени клифове с вълноприбойни ниши.

Кватернерните отложения са представени от пясъци и алевроити. Пясъците са разпространени в ивици, успоредни на бреговата линия. Представени са от едрозърнест, среднозърнест и дребнозърнест пясък. Едрозърнестият и среднозърнестият пясък, които формират ивици пред плажовете са кварцови по състав и имат теригенен произход. Карбонатното им съдържание не надвишава 15%.

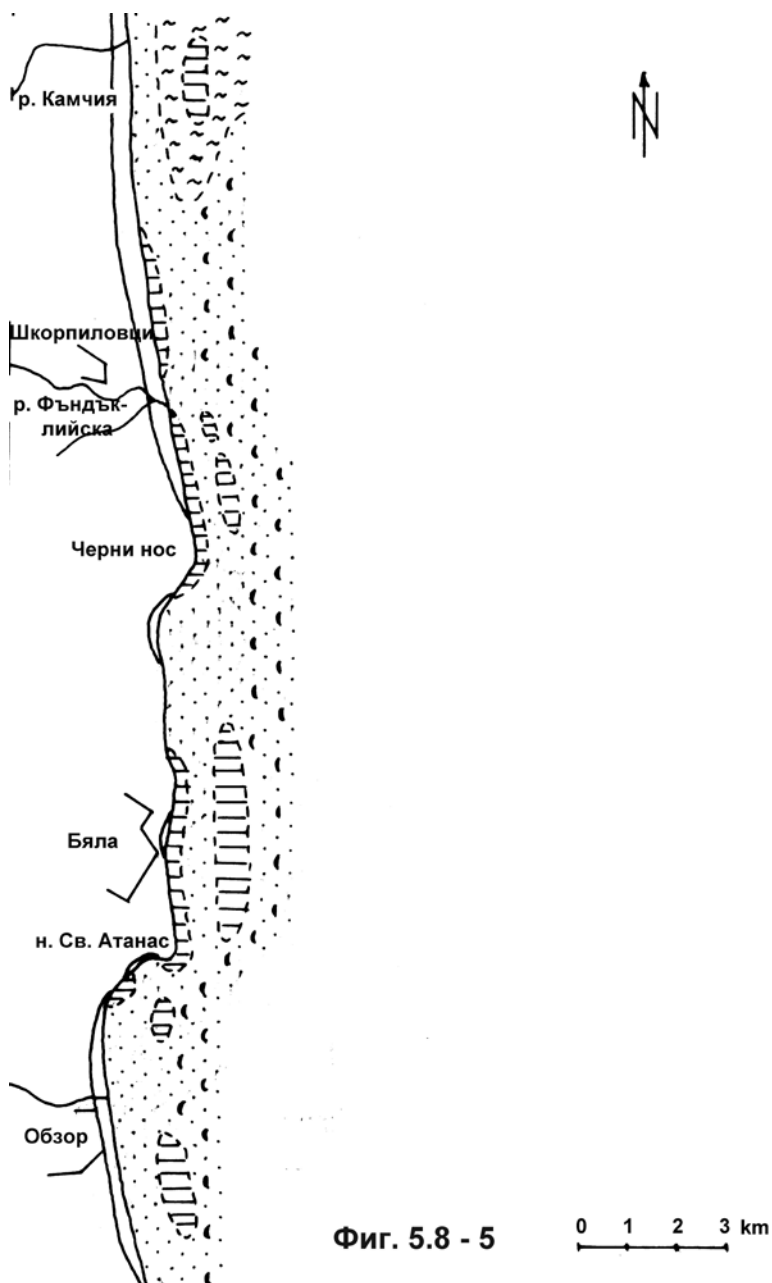
Пред плажовете се наблюдават два, по-рядко три подводни пясъчни вала. Най-голям е пясъчният вал пред централен Варненски плаж. Разположен е на разстояние 100–50 м от водната линия. Има

височина 1 м и асиметрична форма с коефициент на асиметрия 0.3. В разкритията на скалите на дъното има петна от органогенен пясък, примесен с мидени черупки. Карбонатното му съдържание е около 50%.

Дребнозърнестият пясък е разпространен в акумулационните участъци и има теригенен произход. Карбонатното му съдържание е по-малко от 15–20%. Границата между дребнозърнестия пясък и алевроита преминава на дълбочина 13–15 м, а пред канала Море–езеро – на около 10 м. Централната част на Варненския залив е заета от равно плоско дъно с наклон 0,004–0,006.

Регионът н. Галата–н. Емине има източна експозиция, дължина на бреговата линия 61 км и коефициент на разчлененост 1.13. В посока от север на юг брегът е изграден от чокракски пясъчници, сарматски варовици, палеогенски пясъчници, мергели и глини от Двойнишката свита, а в Източна Стара планина–от Еминската флишка свита, представена от горнокредни пясъчници, алевролити, аргилити и варовици.

Между н. Галата и н. Иланджик брегът е висок до 30 м и е терасовидно–хълмист. По източния склон на Авренското плато са разположени малки свлачища от линейно–блоков тип с обща площ 2.8 км² – “Галата”, “Патрапантепе”, “Адабахча”, “Сакъма дере”, “Св. Марина”, “Родни балкани”, “Обрука”, “Килик” и “Романтика”. Развити са в пясъчници, пясъци и мергели. На някои места брегът е пресечен от оврази и валози, между които са разположени не големи плажове с дължина около 1 км – Фичоза, хижа “Черноморец”, Пашадере, Родни балкани. Плажовете имат локален произход и се подхранват с наноси от твърдия отток на реките и деретата. Пясъкът от плажовете е едрозърнест и среднозърнест, кварцов по състав, с ниско карбонатно съдържание 2–12% (фиг. 5.8–5).



Пред плажовете подводният брегови склон е покрит от среднозърнест пясък с теригенен произход и карбонатно съдържание <15% в тясна ивица с ширина до 200 м.

Основни скали се разкриват в ивица с ширина 200–500 м непосредствено до бреговата линия на абразионно–свлачищните участъци. Съвременна абразионна тераса /бенч/ със средна ширина 20–30 м се простира до дълбочина 1–2 м. По-голяма част от нея е покрита със срутени блокове и валуни.

Горната част на подводния брегови склон обхваща зоната на скалните разкрития и има наклон 0,02–0,03. Наблюдават се отделни свлачищни стъпала с височина от 3 до 5 м. Срещат се обратни наклони на подводния брегови склон и отделни хоризонтални абразионни площадки с усложнен релеф, поради наличие на абразионно - структурни стъпала с височина 1–2 м, които произхождат от стари свлачища.

Едрозърнести и среднозърнести пясъци имат широко площно разпространение на дълбочина от 10 до 20 м. Те са примесени с мидени черупки и имат органогенен произход и карбонатно съдържание около 40%. Долната част на подводния брегови склон, която е покрита с кватернерни отложения има наклон <0,01. Границата между пясъците и алевролитите преминава на дълбочина 20 м.

Между н. Иланджик и Черни нос брегът е нисък, лиманно–акумулационен. Изключение правят единствено н. Иланджик и Черни нос, които са изградени от варовити пясъчници с височина до 50 м.

В участъка е разположена най-дългата плажова ивица на Българското Черноморско крайбрежие – Камчийско–Шкорпиловската. Тя започва на 1,5 км северно от р. Камчия и завършва на 2.5 км южно от устието на р. Фъндъклийска (Шкорпиловска). Дължината и е 12,7 км, а площта – >2 км². Пясъците на плажа са кварцови по състав, едрозърнести и генезисът им е свързан с еродирането и абрадирането на чокракските пясъчници. Карбонатното им съдържание е ниско 3–8%. Северната част на плажовата ивица, отделяща Камчийския лиман от морето се нарича Камчийски плаж, който има ширина 30–650 м. Тук съществува успореден на бреговата линия дюнен вал с височина 2,7–6 м. Западно от него са разположени дюни с височина до 8,5 м. Плажовата ивица на с. Шкорпиловци е с максимална ширина 300 м и е изградена главно от кварцови и фелдшпатови пясъци.

Почти по цялото протежение на бреговата линия с прекъсвания пред устието на р. Камчия и р. Фъндъклийска е разположена скална банка с ширина 30–40 м. Тя е изградена от варовити пясъчници

и има асиметрична форма, като най-високата ѝ част се намира непосредствено до брега. Скалната банка е естествена защита на съществуващия плаж от прякото вълново въздействие.

Непосредствено зад скалната банка има ясно изразен подводен пясъчен вал. Дължината на вала е около 10 км с ширина 100–200 м. Той е асиметричен с коефициент на асиметрия 0,2–0,4.

Горната част на подводния брегови склон обхваща зона с ширина 500–600 м, като максимална ширина от 1 км достига пред устието на р. Камчия. Наклонът на склона се движи в границите от 0,01 на север до 0,03 на юг, обхваща пясъчливите отложения, а пред устието на р. Камчия и алеврити.

На по-голяма дълбочина следва слабонаклонена повърхнина покрита с алеврити като наклона ѝ се изменя в посока север–юг от 0,012 до 0,008.

За подводния брегови склон е характерна нормална зоналност в разпределението на кватернерните отложения. С увеличаване на дълбочината съществува постепенен преход между среднозърнестия, дребнозърнестия пясък и алеврита. Изключение прави южната част на участъка, където на голяма площ е разпространен едрозърнест пясък, примесен с мидени черупки.

Пясъците са бледожълти до сиви на цвят. Среднозърнестият и дребнозърнестият пясък се състоят предимно от кварц (60–90%) и фелдшпати (5–15%). Съдържанието на карбонати в тях е по-малко от 10%. Повишено карбонатно съдържание до 40% се наблюдава при едрозърнестия пясък в южната част на участъка, което се дължи на голямото количество цели и натрошени мидени черупки.

Границата между пясъците и алевритите пред носовете преминава на дълбочина 20–25 м, а пред устието на р. Камчия на дълбочина 8–12 м, вследствие голямото количество алевритов материал, изнасян от твърдия отток на реката.

Между Черни нос – н. Свети Атанас преобладава абразионно–клифовият бряг, който на места е усложнен от съвременни свлачища. Редуват се слабо издадени на изток носове, образувани от поустойчиви на абразията пясъчници или от осите на антиклиналите–Черни нос, Бели нос, н. Свети Атанас. В слабо вдлъбнатите участъци на брега са формирани плажови ивици с ширина не надвишаваща 20 м – Черни нос – Беленски с дължина 3 км и Бяла с дължина 2,2

км. Пясъкът на плажовете е едрозърнест и среднозърнест, кварцов по състав, с незначително карбонатно съдържание ($< 10\%$). Тези плажове имат локален произход.

Пред носовете е разположена съвременна абразионна тераса до 2 м дълбочина, която е покрита от блокове и валуни. На по-голяма дълбочина върху скалното дъно се наблюдават абразионно–свлачищни тераси с усложнен релеф от свлачищни стъпала и абразионно–структурни форми.

Среднозърнестият пясък формира тесни ивици пред плажовете. Той има теригенен произход и карбонатно съдържание $< 10\%$.

Дребнозърнестият пясък е с голямо площно разпространение в акумулационните участъци, прилежащи към плажовете. Състои се от кварц. Карбонатното му съдържание е $< 6\%$.

Едрозърнестият пясък е разпространен на дълбочина 18–25 м. Примесен е с мидени черупки. Карбонатното му съдържание достига 40%.

Границата между пясъците и алевритите преминава на дълбочина 25 м.

Между н. Св. Атанас и н. Кочан абразионният процес се проявява при н. Св. Атанас, който е изграден от пясъчници и при н. Кочан, който е изграден от флишки седименти–глинестоваровити пясъчници, мергели и аргилити. Пред носовете се разкриват основни скали, в които са оформени абразионни тераси на дълбочина 2–3, 8–9, 16–18 м.

Между тях е разположен обширният Обзорски плаж с ширина до 100 м и дължина 4,2 км. Съставен е от среднозърнест кварцов пясък с незначително карбонатно съдържание (до 5%). На разстояние около 100 м пред бреговата линия е разположен подводен пясъчен вал с дължина 3,3 км, ширина 200–250 м и височина 1–2 м. Коефициентът на асиметрия в посока север–юг се увеличава от 0,5 до 0,8.

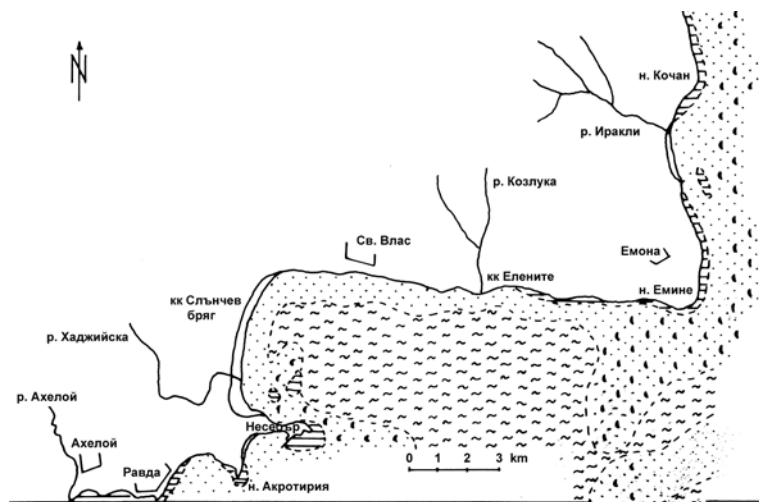
На подводния брегови склон са разпространени средно-, дребно-, едрозърнест пясък и алеврити. Среднозърнестият и дребнозърнестият пясък залягат пред Обзорския плаж до дълбочина 10 м. Те имат теригенен произход и незначително карбонатно съдържание (до 10%).

Едрозърнестият пясък има голямо площно разпространение на дълбочина от 10 до 25 м. Пясъкът е белезникав на цвят, примесен с мидени черупки. Карбонатното му съдържание е високо (до 50%).

Границата между пясъците и алевритите преминава на дълбочина 25 м.

Между н. Кочан и н. Емине (фиг. 5. 8–6) преобладава абразионно–клифов бряг изграден от кампан – мастрихтски флиш, съставен от

редуващи се глинестоваровити пясъчници, мергели и аргилити. Височината на брега достига 40–50 м. На места има малки свлачища: “Иракли”, “Сота” и “Емине” с обща площ 1,4 км. Единствен плаж в участъка е Иракли с дължина 2,5 км и максимална ширина 80 м. Пясъкът на плажа е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание до 5%. Пред плажа се наблюдава пясъчен вал с дължина 600 м, ширина 200 м и височина 1,5 м.



Фиг. 5. 8 - 6

Пред носовете се разкриват флишки седименти в ивица с ширина 100–500 м, върху които е формирана абразионна тераса. Подводният брегови склон е покрит от среднозърнест, дребнозърнест, едрозърнест пясък и алевроити.

Среднозърнестият пясък формира ивица с ширина 100–300 м пред плаж Иракли. Карбонатното му съдържание е в граници 6–12%. Дребнозърнестият пясък е разпространен до дълбочина 15 м. Карбонатното му съдържание е <10%.

Едрозърнестият пясък има голямо площно разпространение на дълбочина от 15 до 25 м. Плажът е беззънък на цвят, примесен с мидени черупки. Карбонатното му съдържание е високо до 60%. Границата между пясъците и алевроитите преминава на дълбочина 25 м.

Бреговата линия в региона н. Емине – гр. Несебър има юг–югоизточна експозиция, дължина 24 км и коефициент на разчлененост 1,62.

Неговата северна част попада в Еминската антиклинала, изградена от Еминската флишка свита, която се състои от редуващи се по-твърди и по-слабо споени глинесто–варовити пясъчници, мергели и глинесто–песъчливи варовици. Южно от Задбалканския разлом е разположен Просенишкият грабен, образуван в сенонски седименти. В него е оформена долината на р. Хаджийска, всечена в лиманната си част в мощни до 25 м холоценови седименти.

При Несебърския полуостров се разкриват долно- и средносарматски варовици от Кримско–Кавказки тип.

С изключение на плажа при р. Козлука (“Елените”) брегът между н. Емине и с. Св. Влас е стръмен, клифов, разсечен от къси долове. Той е слабо разчленен с коефициент на разчлененост 1,06 и е абразионно – срутищен с добре изразен клиф, който на места е висок до 30 м. Пред малките дървета са образувани наносни конуси, изградени от пясъчно – глинести материали, примесени с валуни и чакъли. Мощността на отложенията достига 3–4 м. Най-голям е наносният конус на р. Козлука, който се вдава на юг на 280 м в морето.

Плажът “Елените” има дължина 0,6 км и ширина 20 м. Пясъкът на плажа е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5%. Образуван е от изнесен материал от реката и от ерозията на скалите от временните потоци. Под въздействието на морското вълнение пясъкът, чакълите и валуните се преработват и транспортират в западна посока.

Между гр. Св. Влас и гр. Несебър е разположен плаж “Слънчев бряг” с дължина 5,3 км, който заема четвърто място по дължина и площ сред българските плажове. Пясъкът на плажа е кварцов, средно- до дребнозърнест с карбонатно съдържание 10–15%. Типичен за плажовата ивица е дюнният релеф, свързан със североизточните и северни ветрове. Дюнните достигат височина до 11 м, като обхващат средната и южна част на плажа.

Между южния край на курорт “Слънчев бряг” и н. Несебър брегът е абразионно–клифов с височина до 10 м и е изсечен в устойчиви на абразия сарматски варовици.

За подводния брегови склон е характерна добре изразена абразионна тераса (бенч), разкриваща се от н. Емине до р. Козлука на дълбочина до 2–3 м и покрита с блокове, валуни и чакъли. Подобна абразионна тераса се наблюдава около Несебърския полуостров, като

пред източната му част достига дълбочина 4–5 м. В нейните понижени части се акумулира детритусов материал.

На подводния брегови склон най-широко разпространение имат пясъчните отложения, следвани от песъчливата тиня. Пясъците имат ивичесто разпространение, успоредно на бреговата линия: Пред курорт “Слънчев бряг” преобладаваща част от среднозърнестия пясък е отложен на плажа и на дълбочина до 1 м, дребнозърнестият пясък е отложен на дълбочина 1–12 м, а песъчливата тиня – на дълбочина от 12 до 20 м.

Скални банки се разкриват в южната част пред курорт “Слънчев бряг” на дълбочина 12–15 м и около Несебърския полуостров. Те са покрити са с валуни, чакъли и отделни петна от едрозърнест пясък и мидени черупки.

Характерна морфоложка форма, както за акумулативните, така и за абразионните типове бряг е подводният пясъчен вал. Пред плаж “Слънчев бряг” на разстояние от 80 до 120 м от бреговата линия се простира подводен пясъчен вал с дължина около 1600 м и височина 0,5–1 м. Подобен по размери пясъчен вал се наблюдава пред абразионния бряг на гр. Св. Влас. Пред наносния конус на р. Козлука са разположени симетрично на изток и запад два подводни пясъчни вала.

Южно от н. Емине се простира Еминската подводна пясъчна коса. Дължината и достига 4,7 км със средна ширина 3 км. Изградена е главно от дребнозърнест пясък.

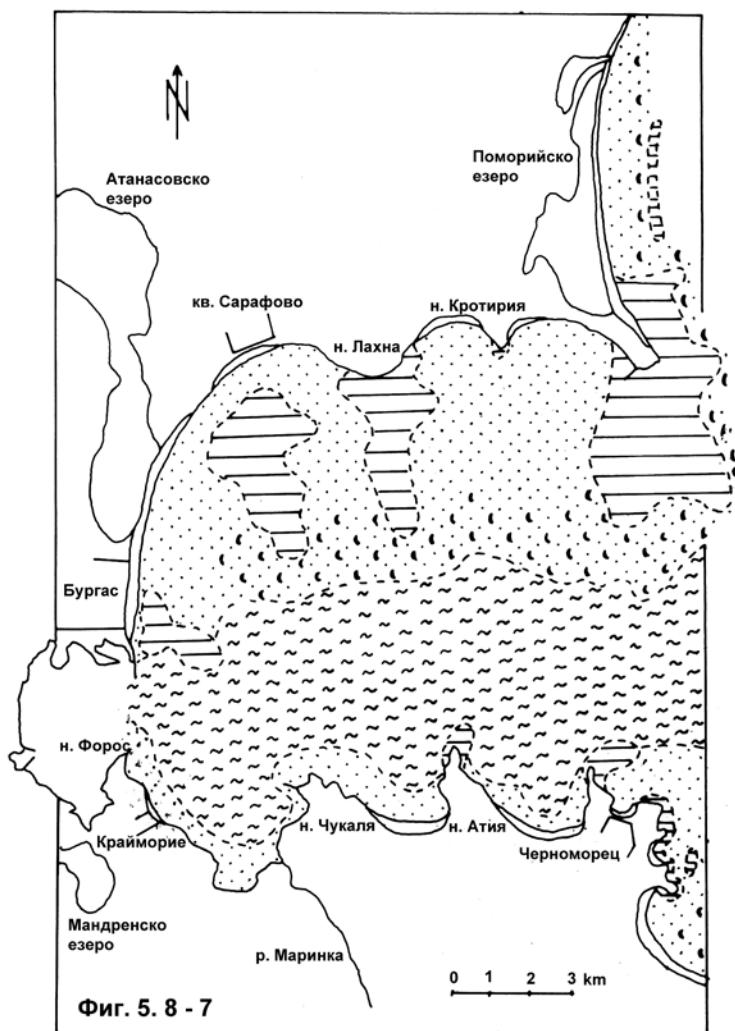
Литоложки феномен представлява разположената на 5 км южно от н. Емине пясъчна банка “Кокетрайс”, която е изградена от едро- и среднозърнести пясъци, примесени с мидени черупки. Върхната част на банката е на дълбочина 17 м. В нейната източната част се разкрива скален цокъл, върху който са отложени петна от едрозърнест пясък, мидени черупки и валуни. Максималната мощност на пясъците на банката е 26 м, като на по-голяма дълбочина е отложена тиня. Пясъците са сиви до сивожълти, кварц–фелдшпатови по състав. Възрастта на банката по данни от радиовъглероден анализ върху черупки от *mytilus* възлиза на 8 000 г. (Димитров, 1982).

В зависимост от експозицията и типа на брега, състава на дънните наноси и наклона на подводния брегови склон подводната акватория на Несебърския залив се разделя на пет зони. Първа зона – пред

аккумулятивния бряг на кк “Слънчев бряг”, покрита с дребнозърнест пясък и с наклон 0,04–0,045. Втора зона–от н. Емине до северния край на курорт “Слънчев бряг”, простираща се пред абразионния тип бряг. Тя има наклон 0,02–0,025. Трета зона–подводния брегови склон пред Несебърския полуостров с наклон 0,03–0,035. Четвърта зона–подводния брегови склон до 20 м дълбочина, покрит с пясъчно–тинести отложения с наклон 0,004–0,005. Пета зона–дъното на Несебърския залив от 20 до 24 м дълбочина, покрито с тинести отложения и с наклона на склона 0,001.

Регионът Несебър - Поморие има изток - югоизточна експозиция, дължина 22 км и коефициент на разчлененост 1,57. Между гр. Несебър и лагуната на Поморие бреговата линия е оформена в сарматски варовици от Одърската свита, изграждащи носовете Несебър, Акротирия и Равда. Между носовете са разположени плажове с дължина около 1 км – Несебърски, Равда – изток, Равда – юг и Ахелой. Те са изградени от среднозърнест кварцов пясък с карбонатно съдържание <15%.

Южно от р. Ахелой е разположен вторият по дължина за българското крайбрежие плаж Поморийска коса. Плажът е с дължина 8,3 км и отделя Поморийската лагуна от морето. Поморийската лагуна е най-голямата по българското крайбрежие. Дължината ѝ е 7,4 км, а ширината в южната ѝ част достига 2,8 км (фиг. 5.8–7).



Поморийската пясъчна коса е изградена от дребнозърнест пясък с карбонатно съдържание 17% в средната ѝ част и 8–10% в северния и южния край. Повишеното карбонатно съдържание в средната част се дължи на обраслия с миди подводен брегови склон, откъдето постъпва биогенен седиментен материал. Пясъчната ивица е образувана вследствие двойно томболо–аккумуляционна форма, свързана с вълновата сянка, хвърляна от изградения от сарматски пясъчници Поморийски остров, на който днес е разположен градът. Благодарение на вълновата сянка започва образуването на две пясъчни

коси, които постепенно откъсват залива от морето, превръщайки го в лагуна. Нарастването на плажа започва от юг на север по посока на основното течение, в резултат на което южната му част е по-широка от северната и в нея са оформени малки дюни.

На разстояние 1,5 км от Поморийската коса, паралелно на нея е разположена банка Чимово. Нейната най-издигната част е на дълбочина 7 м, а относителното ѝ превишение над дъното е 3–4 м. Ширината на банката е 100–150 м, а дължината в посока север–юг е 3 км. Повърхността ѝ е неравна, съставена от литифициран детритов материал, под който залягат чакъли и глини. Наклонът на подводния брегови склон между н. Несебър и н. Равда е 0,015, а между н. Равда и н. Поморие се понижава до 0,008.

Регионът Поморие–Созопол има източна експозиция, дължина на бреговата линия 60 км и висок коефициент на разчлененост – 3.88 като обхваща изцяло Бургаския залив. Регионът е част от Бургаския синклинорий, който е изпълнен от горнокредни аргилитни и карбонатни седименти и вулканогенни скали с обща мощност 2–3 км. В южната част на Бургаския синклинорий е разположена Росенската антиклинала, в североизточното бедро на която е внедрен Росенският плутон, съставен от монцодиорити, монцонити и сиенити.

В участъка са разположени обширните лимани–Атанасовско езеро с площ 25 км² и Бургаско–Мандренския лиман с площ 109 км², които са отделени от морето с широки и дълги плажове.

Между свлачищата в обсега на Бургаския залив най-значителни са свлачищата от циркусообразен тип в кв. Сарафово, с дължина 3 км и ширина 280 м, развити в три стъпаловидни ивици. В основата на брега при тях се разкриват пясъчливи плиоценски глини като най-пластични са финодиспергираните глини, които под влияние на сравнително неголеми напрежения се деформират и плъзгат към морето. Най-висока средна скорост на абразия ($>1 \frac{\text{m}}{\text{year}}$) по Българското черноморско крайбрежие преди построяването на дамби е измерена в алевролитите, изграждащи брега между къмпинг “Европа” и кв. Сарафово като плажообразуващата фракция в тях ($>0,1$ мм) достига 13%.

Южно от н. Форос по Българското черноморско крайбрежие преобладават разкрития на вулканогенни скали от Бургаската група, които имат горнокредна възраст. Нос Форос и н. Чукаля са изградени от калиево–алкални трахити. Между н. Чукаля и н. Атия се срещат

лавови потоци от калиево–алкални трахити и калиево–алкални мелатрахити, базалти и андезитобазалти, а при носовете Атия, Акин и Хрисосотира се разкриват меланократни калиево–алкални сиенити и кварцсъдържащи сиенити (с кварцово съдържание 10–15%).

Регионът се характеризира с обширни плажове, съставени от едрозърнест и среднозърнест пясък с карбонатно съдържание 10–25%. Пясъкът на плажовете има тъмен цвят, свързан с високото съдържание на тежката минерална фракция (70–80%), представена главно от магнетит, титанит и епидот и образувана в резултат на ерозията на коренните пироксен–андезитови скали.

По-големите по дължина и площ плажове в посока от север на юг в региона са Поморие – юг–1,2 км, 40000 м²; къмпинг “Европа” – 2,5 км, 25000 м²; Сарафово – 3,3 км, 15000 м²; Атанасовска коса – Бургаски – 5.2 км, 2400000 м²; Краймorie – 1,5 км, 40000 м²; Вромос – 2,2 км, 110000 м²; Черноморец – 0,7 км, 5000 м²; къмпинг “Градина” – 4 км, 120000 м².

На подводния брегови склон в Бургаския залив пред носовете и издадените в морето полуострови широко са разпространени абразионни тераси–бенч. Пред плажовете дъното е покрито със среднозърнест и дребнозърнест пясък.

На подводния брегови склон в северната част на Бургаския залив се разкриват многобройни скални банки, изградени главно от неогенски пясъчници и варовици. Пред Поморие са разположени Поморийският риф, Кръстова банка, Ставро банка и Поморийска банка. Абразионни тераси са формирани върху подводното продължение на носовете Кротирия и Лахна. В югоизточна посока пред Сарафовското свлачище са разположени риф Сока и скалите Блонд и Спитфаер, а източно от Бургаското пристанище – Бургаският риф. Подводният брегови склон е покрит от среднозърнест и дребнозърнест пясък, който на дълбочина по-голяма от 15 м е промесен с мидени черупки.

Средният наклон на подводния брегови склон е 0,01 като в северната част на Бургаския залив той е по-малък, отколкото в южната. В южната част скални банки се разкриват непосредствено пред носовете Форос, Атия, Акин и Таласакра. Пред плажовете са разпространени среднозърнести и дребнозърнести пясъци. В централната и южна част на залива са отложени алевритови тини.

Регионът Созопол–Маслен нос (фиг. 5.8–8) има североизточна

експозиция, дължина на бреговата линия 29 км и голям коефициент на разчлененост – 2,13. Брегът се характеризира с многобройни малки полуострови, завършващи с трудно достъпни носове, на които ясно са оформени клифове. Между носовете са разположени малки заливи и са формирани плажови ивици.

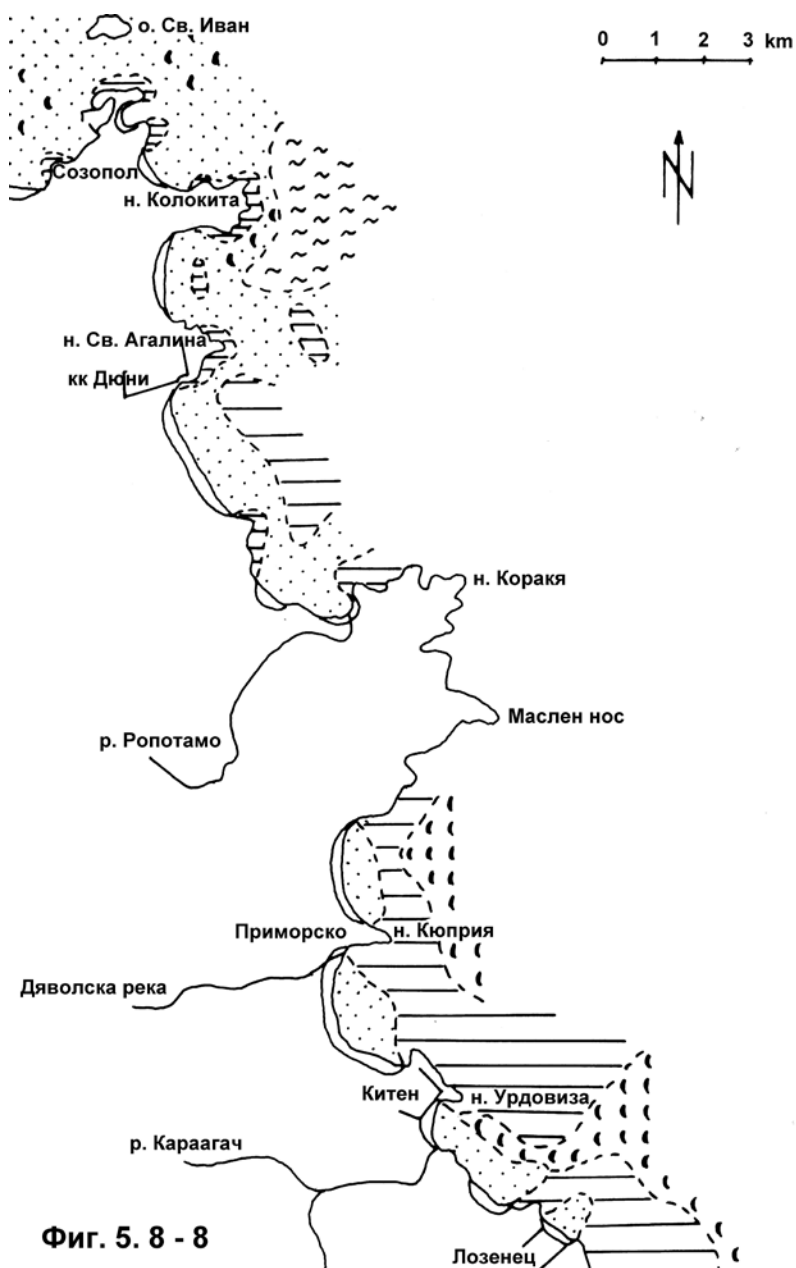
Бреговата зона на гр. Созопол, н. Колокита и н. Св. Агалина са изградени от калиево–алкални трахити, н. Корака е изграден от псефитни туфи. Между н. Корака и Маслен нос на брега се разкриват меланократни калиево–алкални сиенити, а при самия Маслен нос – калиево–алкални трахити.

В региона са разположени малките лагуни Алепу и Аркутино и лиманът на р. Ропотамо, който има дължина 7 км и площ 2,2 км².

Пясъчно–плажови ивици и дюни са образувани във вдлъбнати участъци от брега, тясно свързани с лиманите, лагуните и малките заливи, където съществуват благоприятни геоморфоложки, литоложки, хидро- и литодинамични условия за акумулиране на пясък.

По-големи по дължина и площ плажове са Созопол – централен – 0,5 км, 17000 м²; Харманите – 1,2 км, 40000 м²; Каваците – 2,1 км, 75000 м²; Алепу – 3–4 км, 110000 м²; Аркутино – 1,3 км, 40000 м²; Ропотамо – 0,5 км, 12000 м². Пясъкът на плажовете е едро- и среднозърнест като карбонатното му съдържание постепенно се увеличава от 20 до 40%. Леката минерална фракция достига 90% и е представена главно от кварц, карбонати и фелдшпати.

За подводния брегови склон на региона са характерни големи дълбочини в близост до бреговата линия. Наклонът на подводния брегови склон е голям – средно 0,024. Пред плажовете дъното е покрито от пясъци с малка мощност. Скални банки се разкриват на подводния брегови склон пред гр. Созополи пред носовете Колокита, Св. Агалина, Корака и Маслен и в залив Каваците. Пясъчни отложения, примесени с мидени черупки са разпостранени до дълбочина 25 м. На по-голяма дълбочина са отложени алевритови тини.



Регионът Маслен нос – н. Емберлер има източно–североизточна експозиция, дължина на бреговата линия 21 км и коефициент на разчлененост 2,11. Освен от вулканогенни материали предимно

от псефитни туфи, брегът на отделни места (Приморско, Китен) е изграден от чокракски, карагански и конкски варовици и пясъчници от Галатската свита, залягащи дискордантно върху вулканогенския комплекс.

Северозападно от гр. Приморско е разположена лагуната Стомопло, която има площ 1,3 км². В нейната северна част е образувано малко блато, отделно от морето с плажова ивица широка до 250 м. В района са разположени лиманите Дяволско блато с площ 6,5 км² и Караагач с площ 4,2 км².

Източно от лагуната Стомопло е формиран плаж “Перла” с дължина 2,7 км. Изграден е от дребнозърнест пясък с карбонатно съдържание 60%.

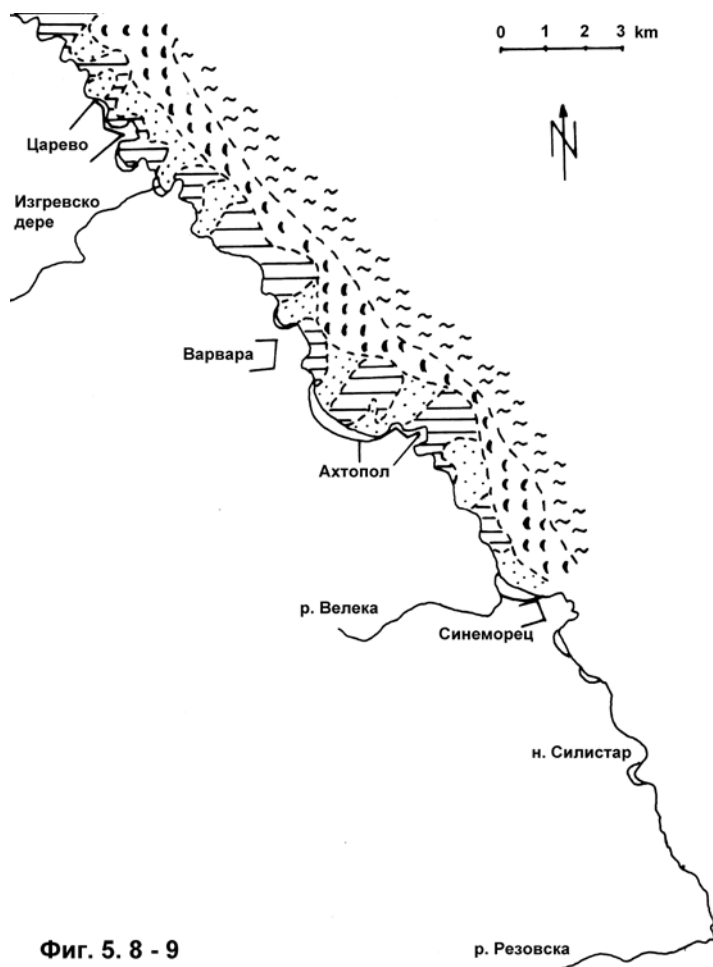
Други по-големи по дължина и площ плажове в региона са: Приморско– юг – 2,5 км, 110000 м²; Атлиман – 0,5 км, 40000 м²; Китен – 1,2 км, 72000 м²; къмпинг “Юг” – 0,3 км, 12000 м²; къмпинг “Корал” – 0,8 км, 52000 м². Пясъкът на плажовете е среднозърнест с карбонатно съдържание 40–50%.

За подводния брегови склон са характерни големи дълбочини в близост до брега, като средният му наклон е 0,017. Обширна варовикова скална банка се разкрива между н. Кюприя и н. Урдовиза. Пред плажовете са разпространени среднозърнести и дребнозърнести пясъци, а на дълбочина по-голяма от 20–25 м – мидени черупки.

Регионът н. Емберлер–р. Резовска има североизточна експозиция, дължина на бреговата линия 46 км и коефициент на разчлененост 1,60. Бреговата линия е прорязана от многочислени малки заливи и неголеми носове. В дъното на заливите са образувани малки плажове. Преобладава клифовият тип бряг. Приустиевите части на реките Лисово дере, Папия, Велека, Резовска са типични лимани, отделени от морето с плажови ивици.

Между с. Лозенец и гр. Царево (фиг. 5.8–9) брегът е изграден от псефитни лапилни, по-рядко псамитни туфи. При пристанището на Царево се разкриват варовици, а южно от него – псефитни туфи, чийто късов състав е от андезити, базалти и трахити. Над тях залягат бледожълти до кремави неогенски варовици. Край с. Варвара брегът е изграден от тефроиден флиш и псефитни туфи. Туфите са сравнително свежи, здрави докато тефроидните скали вероятно в резултат на промяната на вулканското стъкло в глинести минерали са

по-податливи на абразия. Около гр. Ахтопол се разкриват калиево-алкални трахити и тефроиден флиш. Флишът е процепен от калцит-зеолитови жилки. Тефроидните скали, редуващи се с лавови потоци се разкриват непрекъснато до н. Синеморец. Южно от н. Синеморец са разпространени калиево - алкални трахити на отделни петна, а до р. Резовска брегът е изграден от тефроиден флиш, в който се редуват псамитни интервали с долна и горна паралелна ламинация, както и пелитен интервал. Тефроидните скали се състоят от кристалокласти (главно плагиоклаз, пироксен), витрокласти (късове вулканско стъкло) и литокласти (късове от скали най-често ефузивни). Съставът им е базичен.

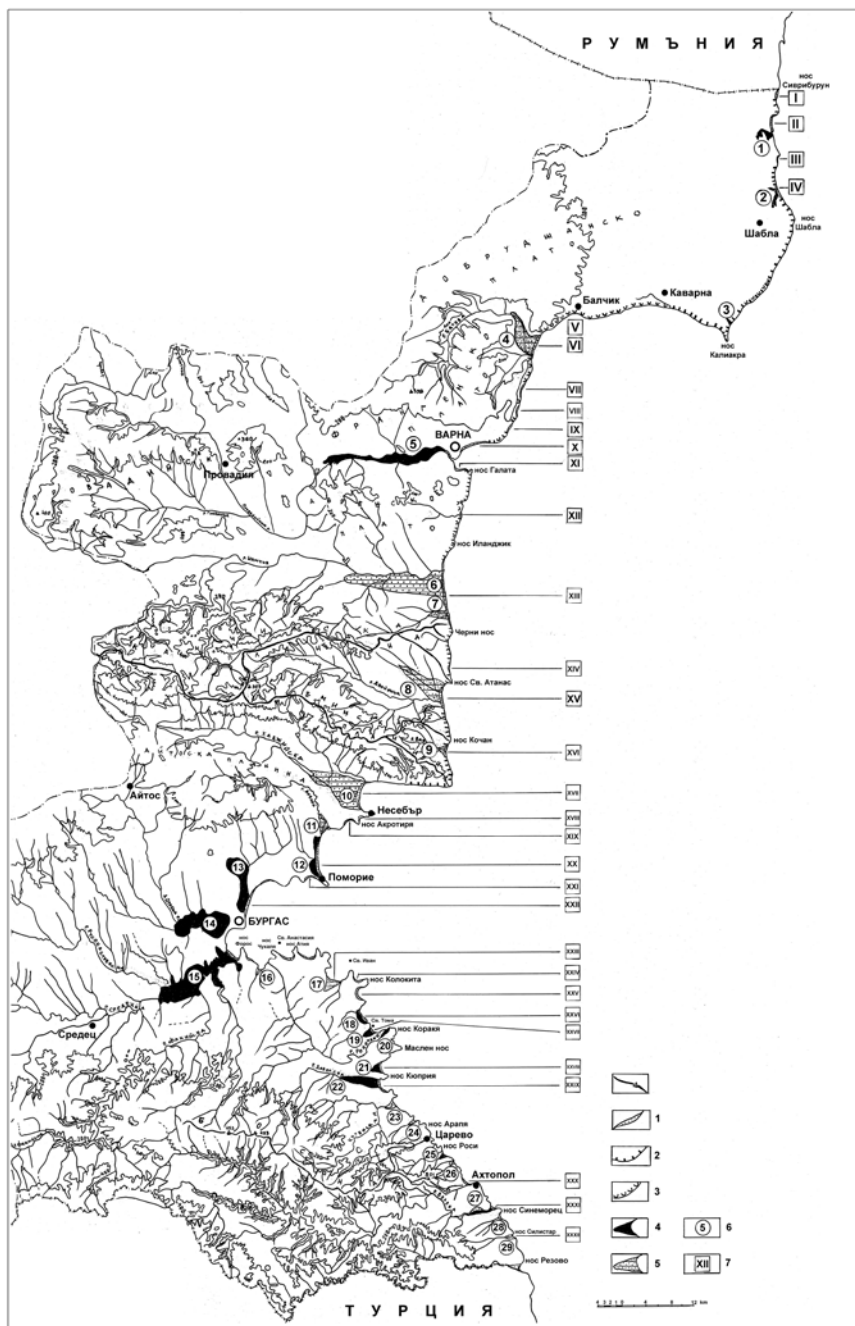


Фиг. 5. 8 - 9

По-големи по дължина и площ плажове в участъка са: Лозенец – 0,6 км, 29000 м²; къмпинг “Оазис” – 0,5 км, 23000 м²; Арапя – 0,4 км, 37000 м²; Попски плаж – 0,2 км, 12000 м²; Царево – 0,3 км, 19000 м²; Нестинарка – 0,5 км, 57000 м²; Варвара – 0,2 км, 8000 м²; къмпинг “Делфин” – 0,2 км, 10000 м²; Ахтопол – 1,4 км, 95000 м²; Велека – 0,9 км, 53000 м²; Силистар – 0,4 км, 25000 м. Пясъците на плажовете са кварцови, среднозърнести, с карбонатно съдържание 40–50%. Леката фракция е изградена от кварц, фелдшпати, карбонати, а тежката – главно от епидот и магнетит. За плажовете са характерни пясъчни валове и дюни.

От бреговата линия до дълбочина на водата 7–10 м се наблюдава съвременна абразионна тераса с широчина 100–300 м. Абразионната тераса представлява равно, осеяно с пукнатини скално дъно с хаотично разположени по него валуни. Между пукнатините съществуват натрупвания на едрозърнест пясък и дребен чакъл. Подводният брегови склон има голям наклон – средно 0,027. Скални банки се разкриват на редица места – пред с. Лозенец, н. Арапя, гр. Царево, н. Рохи, с. Варвара, гр. Ахтопол, н. Ахтото, н. Синеморец, н. Силистар. До дълбочина 20–25 м подводния брегови склон е покрит от пясъци, а между 20–25 и 30–35 м – от цели и натрошени мидени черупки. На по-голяма дълбочина са отложени алевроитови тини. На фиг. 5.9 е представена Морфохидрографска карта на Черноморската област.

Шелфът започва от съвременната брегова линия и завършва там, където наклонът на подводния склон рязко се променя. За Черно море ръбът на шелфа е на средна дълбочина 90–110 м, а само южно от Севастопол и Ялта се спуска на дълбочина 140–160 м. Вероятно той има тектонски произход. Шелфът обхваща 24 % от акваторията на Черно море. В недалечно геоложко минало е представлявал крайбрежна равнина, в която са протичали реки. Това се потвърждава от подводните долини на шелфа, които са продължения на съвременните реки.



Геоморфоложки типове бряг и плажови ресурси

А. Граници: 1. структурно-геоморфоложка; 2. хидрографска; 3. геоботаническа; 4. почвено-географска; 5. климатична; 6. природно-географска; Б. Типове бряг: 7–акумулативен; 8–абразионен (клифов); 9–свлачищен; 10–лимани и лагуни (1. Дуранкулашки; 2. Шабленско-Езерецки; 3. Шабленски; 4. Болати; 5. Батовски; 6. Варненско-Белославски; 7. Камчийски; 8. Фьндъклийски; 9. Двойнишки; 10. Вая; 11. Хаджийски; 12. Ахелой; 13. Поморийска лагуна; 14. Атанасовски; 15. Бургаско-Мандренски; 16. Маринка; 17. Герена; 18. лагуна Алепу; 19. лагуна Аркутино; 20. Ропотамо; 21. лагуна Стомопло; 22. Дяволски; 23. Караагач; 24. Потурнашки; 25. Лисово дере; 26. Папийски; 27. Велека; 28. Бутамята; 29. Силистар; 30. Резовски; В. По-големи плажове: I–“Дуранкулак–север”; II–“Дуранкулак–юг”; III–“Крапец”; IV–“Шабла”; V–“Каварна”; VI–“Иканталък”; VII–“Балчик”; VIII–“Батовско-Краневски”; IX–“Златни пясъци”; X–“Журналист”; XI–“Св. Константин и Елена”; XII–“Варна– централен”; XIII–“Аспарухово”; XIV–“Паша дере”; XV–“Камчийско-Шкорпиловски”; XVI–“Бяла”; XVII–“Обзор”; XVIII–“Иракли”; XIX–“Слънчев бряг”; XX–“Несебър”; XXI–“Равда”; XXII–“Поморие”; XXIII–“Европа”; XXIV–“Сарафово”; XXV–“Бургас”; XXVI–“Крайморие”; XXVII–“Росен”; XXVIII–“Вромос”; XXIX–“Черноморец”; XXX–“Градина”; XXXI–“Созопол–централен”; XXXII–“Харманите”; XXXIII–“Каваците”; XXXIV–“Алепу”; XXXV–“Аркутино”; XXXVI–“Ропотамо”; XXXVII–“Перла”; XXXVIII–“Приморско”; XXXIX–“Китен–север”; XL–“Царево–централен”; XLI–“Ахтопол”; XLII–“Велека”; XLIII–“Силистар”.

Черноморската шелфова ивица е различно широка. В северозападната част на морето, където се вливат реките Дунав, Днестър, Буг и Днепър, шелфът достига максимална ширина 200–250 км, а пред кавказкия и малоазиатския бряг е широк само няколко километра.

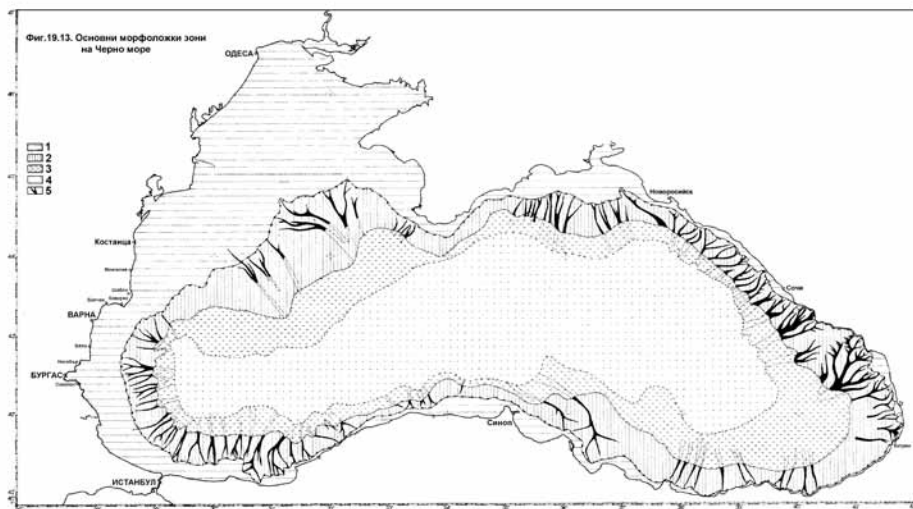
Външната граница на шелфа от западната окрайнина на Черно море има формата на изпъкнала на запад дъга с обща дължина 315 км. Средната дълбочина на границата шелф–континентален склон е 125 м. В нея могат да се набележат три основни участъка–северен, централен и южен, в границите на които се наблюдава сравнително рязка промяна на посоката на неговото развитие. Тази особеност, както и различията в батиметрично им положение са структурно обусловени от тектонската природа съответно на Мизийската платформа, Долнокамчийското понижение и Старопланинската

нагъната зона. Широчината на шелфа се изменя в сравнително големи граници—от 120 км на паралела на границата между Румъния и България, 60–70 км на паралелите на гр. Варна и гр. Бургас и 45–50 км срещу устието на р. Резовска. Най-тесният участък на шелфа е около 30 км и се отбелязва югоизточно от н. Калиакра.

В тези граници площта на българския шелф според най-новите измервания възлиза на 12800 км².

Почти навсякъде шелфът преминава в континенталния склон с бързо увеличаване на наклона на морското дъно. В Черно море могат да се определят три типа континентални склонове. Първият тип е стръмен, нарязан, разположен близо до бреговете. Наклонът му стига до 20°–30°. Такъв склон е характерен за кавказкото крайбрежие, понтийското крайбрежие на изток от гр. Орду и между гр. Инеболу и Босфора, както и за югоизточната част от Кримския полуостров. Вторият тип склон е характерен с праволинейните си загладени очертания и постепенния преход към котловинното дъно. Наклонът му е 1°–2°, такъв е склонът на странджанското крайбрежие и на юг от Керченския проток. Многопо-сложни очертания и голямо разнообразие показва третият тип склон. Към него принадлежат участъците между нос Калиакра и Кримския полуостров и понтийското крайбрежие между градовете Инеболу и Синоп.

Ширината на континенталния склон при Крим е 25–50 км, на Керченско–Таманския участък до 80 км, при Кавказ 25–90 км, при Турция 20–70 км, при България 55–65 км и в Северозападната част на Черно море 125–140 км (фиг. 5. 10). Общата площ на континенталния склон е 40 % от площта на морето. Характерна особеност е наличието на повече от 100 подводни каньона. Най-големи са Дунавският (повече от 100 км) и Кубанският (42 км).



Фиг. 5.10. Схема на основните геоморфоложки елементи на дъното на Черно море; 1–шелф; 2–континентален склон; 3–континентално подножие; 4–котловинна (абисална) равнина; 5–подводни речни долини и каньони.

Горната граница на континенталния склон в изключителната икономическа зона на Република България в Черно море преминава на средна дълбочина на морето 125 м, а долната постепенно се удълбочава в посока североизток–югозапад от 1100 до 1700 м. Средният наклон на склона е около $1,5^{\circ}$ – $2,0^{\circ}$.

Континенталният склон се характеризира със силно разчленен релеф, като освен с напречно разчленение (наличие на подводни долини и каньони) морфологията на склона се отличава и с подчертана надлъжна зоналност като се обособяват три зони: горна, средна и долна. Горната зона се характеризира с наклони на дъното около 0,02–0,04 и недълбоки понижения от 10–15 м, представляващи най-често началните части на подводните долини. Средната зона е най-стръмна и най-силно разчленена, разпространена на дълбочини от 250–300 до 1000–1300 м с наклон 0,07–0,20. Типичните форми на релефа са структурните и свлачищни блокове, стъпала и откоси и подводните долини, по които активно се проявяват транзитните суспензионни потоци. Чрез долната зона се осъществява преходът към континенталното подножие.

Континенталното подножие се разполага между дълбочини на

морето 1800 и 2125 м. То представлява голям акумулационен шлейф, формиран от сливането на подножните делти в устиевите части на подводните долини. Главният фактор за образуването на тези слабо изразени подножни делти е лавинната седиментация, проявяваща се периодично под формата на наситени мътни потоци, по талвезите на подводните долини. Повърхността му представлява слабо наклонена хълмиста равнина, усложнена от плитки ерозионни врезове и невисоки–10–15 м акумулативни валове.

Средните наклони на континенталното подножие варират от $0,3^\circ$ до $0,9^\circ$, като преобладаващи са $0,5^\circ$ – $0,7^\circ$.

Преходът между континенталния склон и котловинното дъно е плавен и трудно доловим. Котловинното дъно представлява абисална равнина с много слаб наклон към най-дълбоката част на Черно море–2245 м.

Котловинното дъно, очертано под изобата 2000 м, обхваща 36 % от акваторията на морето. То е равно и съвсем слабо наклонено в южна посока. Най-големите дълбочини (до 2245 м) са установени близо до Турското крайбрежие.

В приложение 2 е представен речник по геоморфология на морските брегове.

6. Химичен състав и соленост на морската вода.

Главни йони, мезокомпоненти, микроелементи, разтворени газове

*Най-хубавото – това е водата.
Пиндар (518–442 пр.Хр.)*

*Трябва да бъдеш море,
за да можеш побра кален поток,
без да се замърсиш.
Фридрих Ницше (1844–1900)*

Световният океан за разлика от сушата е единно природно тяло, а морската вода е най-разпространеното вещество на повърхността на Земята. Тя представлява слаб около 4% разтвор и притежава всички физически и химически свойства на слабите разтвори – понижена точка на замръзване, повишена точка на кипене, понижена топлемост и др.

В морската вода са разтворени всички химични елементи под формата на макрокомпоненти (главни йони), мезокомпоненти, микрокомпоненти (микроелементи и биогенни елементи), разтворени газове и органични вещества. Химичният състав на водите на Световния океан се отличава с изключително постоянство. Не е възможно създаването на морска вода по изкуствен начин, поради нейният сложен състав. (табл. 6.1)

Табл. 6.1 Съдържание на основните химични елементи в морската вода

Химичен елемент	Тегловен %
Кислород (O)	85,80
Водород (H)	10,67
Хлор (Cl)	2,00
Натрий (Na)	1,07
Магнезий (Mg)	0,14
Калций (Ca)	0,045
Сяра (S)	0,039
Калий (K)	0,038
Бром (Br)	0,0065

Въглерод (C)	0,0035
Стройний (Sr)	0,0010
Бор (B)	0,00045
Флуор (F)	0,00010
Силиций (Si)	0,00002

Главните йони са тези, чието количество надхвърля 0,01 g в 1 kg океанска вода и които на практика определят нейната соленост. Средните стойности на главните йони в ‰ (г/кг) са представени в табл. 6.2

Табл. 6.2. Главни йони, ‰.

Йони	Световен океан	Средиземно море	Черно море– дълбочинни води	Черно море– повърхностни води
Cl ⁻	19,50	20,93	12,20	9,89
SO ₄ ²⁻	2,72	2,93	1,65	1,38
HCO ₃ ⁻	0,12	0,13	0,24	0,16
CO ₃ ²⁻	0,01	0,02	0,01	0,02
Na ⁺	10,82	11,57	6,74	5,44
Mg ²⁺	1,30	1,41	0,67	0,48
Ca ²⁺	0,43	0,48	0,30	0,27
K ⁺	0,40	0,43	0,24	0,21
Соленост, S‰	35,23	37,81	22,06	17,88

Минерализацията на морската вода основно се определя от най-разпространените хлоридни аниони (Cl⁻) и натриевите катиони (Na⁺), които представляват 83,6 тегловни процента от нея.

Поради интензивните процеси на смесване и циркулация на океанските води, количествените съотношения между концентрациите на главните йони остават еднакви независимо от техните абсолютни концентрации. Например отношението между сулфатните SO₄²⁻ и хлоридните Cl⁻ аниони е 0,1390, между калциевите катиони Ca²⁺ и хлоридните аниони Cl⁻ е 0,0215, а между магнезиевите катиони mg²⁺ и хлоридните аниони Cl⁻ е 0,0569.

Съставът на морската вода значително се различава от този на речната. В морската вода преобладават хлоридните (Cl⁻) аниони и е

малко количеството на хидрокарбонатните (HCO_3^-) и карбонатните (CO_3^{2-}) аниони, а в речните води тяхното съотношение е обратното.

Съдържанието на анионите на въглената киселина HCO_3^- заедно с анионите на други слаби киселини H_2BO_3^- , HSiO_3^- , HPO_4^- определят общата алкалност на морската вода.

Мезокомпонентите заемат междинно положение между главните йони и микрокомпонентите и имат концентрация около $0,001 \div 0,01$ g/kg. Влиянието им върху солеността е незначително, тъй като количеството им е в границата на точността на нейното определяне. Най-голямо е съдържанието на бромидните аниони (Br^-)— $0,066$ g/kg, боратните аниони (H_2BO_3^-)— $0,027$ g/kg, флуоридните аниони (F^-)— $0,001$ g/kg и стронциевите катиони (Sr^{2+})— $0,014$ g/kg.

Микроелементите, разтворени в морска вода са представени от цялата Менделеева таблица, но тяхната обща концентрация е по-малка от $0,01\%$ от сумата на главните йони. Съдържанието на най-разпространените микроелементи е представено на табл. 6.3.

Табл. 6.3 Средна концентрация на микроелементите в океанската вода

Химичен елемент	Концентрация— $\mu\text{g/l}$
Литий (Li)	180
Рубидий (Rb)	120
Йод (J)	50
Барий (Ba)	18
Молибден (Mo)	10
Желязо (Fe)	5
Цинк (Zn)	5
Уран (U)	3
Арсен (As)	2
Ванадий (V)	1,5
Мед (Cu)	1,4
Алуминий (Al)	1
Титан (Ti)	1
Никел (Ni)	0,5
Манган (Mn)	0,4
Цезий (Cs)	0,3
Антимон (Sb)	0,3
Хром (Cr)	0,25

Сребро (Ag)	0,10
Злато (Au)	0,004
Радий (Ra)	0,000 000 1

Някои морски организми имат способност да концентрират в себе си микроелементи като ванадий, мед, цинк и др.

Към микрокомпонентите се отнасят и биогенните елементи, които играят изключително важна роля за развитие на организмите. Главните биогенни елементи са свързаният азот: нитратен (N_{NO_3}), нитритен (N_{NO_2}), амониев (N_{NH_4}); минералният (фосфатен) фосфор (P_{PO_4}), както и силицийт (Si) от разтворимите силикати и колоидните полисилициеви киселини, който е необходим за изграждане скелетите на кремъчните водорасли. Количеството на органичните съединения на азота и фосфора в океана е по-малко от това на неорганичните. За живота на организмите най-важни са нитратните аниони и в по-малка степен амониевите и нитритните. Изчерпването на биогенните елементи ограничава развитието на фитопланктона, който е в основата на хранителната верига.

Биогенните елементи извършват непрекъснат кръговрат. Те се използват главно от фитопланктона при фотосинтезата в горния осветен слой на океана (до дълбочина 50 м), а в по-долните слоеве—само от някои хемосинтезиращи бактерии като източник на енергия. Попълването на биогенните елементи става от речния отток, валежите, теригенния прах. В морски условия те се получават или в резултат на отделяне при жизнената дейност на организмите или в процеса на тяхното разлагане след смъртта им. Най-бързо се образува фосфатният фосфор при разлагане на нуклепротеиди; нитрификацията на белтъчни вещества е по-бавен процес, а силицийт се отделя в дълбочинни води при разлагане черупките на кремъчните водорасли.

Пространственото разпределение на биогенните елементи е твърде разнообразно. В близост до бреговете има еутрофни зони, богати на биогенни вещества за разлика от отдалечените вътрешни океански акватории. Големи количества биогенни вещества има в полярните зони, докато в екваториалните води тяхната концентрация е минимална. Концентрацията на нитратния азот в океанските води е 0–500 мкг/л, на амониевия 100–200 мкг/л, на нитритния 0–20 мкг/л,

на фосфатния фосфор 0–30 мкг/л в повърхностните и до 100 мкг/л в дълбочинни води, на силиция 100 мкг/л в повърхностни води и до 500 мкг/л в дълбочинни.

Разтворимите газове в морската вода се образуват в резултат на обмяна и с атмосферата, от речния отток и от дейността на живите организми.

Най-голямо е количеството на неактивния свободен азот (N_2) – около 13–14 мл/л. Кислородът (O_2) постъпва от атмосферата и се отделя в процеса на фотосинтеза. В повърхностните води концентрацията му е 8–9 мл/л. Въглеродният диоксид (CO_2) е биологично и химично активен газ, чиято концентрация в повърхностните води е 0,1–0,5 мл/л. Сероводородът (H_2S) се образува в придънните слоеве при слаб водообмен. В Черно море сероводород се съдържа на дълбочина по-голяма от 150–200 м като при най-голямата дълбочина 2 245 м концентрацията му достига максимална стойност – 10 мл/л. В морската вода се съдържат инертни газове: аргон (Ar) от 0,2 до 0,4 мл/л и в минимални количества хелий (He), неон (Ne), криптон (Kr), ксенон (Xe), N_2O , CO, H_2 и др.

В океаните непрекъснато се създават органични вещества и същевременно те се употребяват и разлагат. Съдържанието им варира между 0,5 и 5 мг/л като е най-високо в крайбрежните води. Обикновено преобладават разтворени органични вещества – аминокиселини, белтъци, карбамид, алдехиди, витамини, разтворими въглехидрати, а също така целулоза, хумини, мазнини, хлорофи л и др.

Световният океан се отличава със стабилен химичен състав и с устойчиви средни многогодишни термични условия, циркулация, климат и газов режим на водите. Това създава благоприятна жизнена среда за развитие на организмите и за осъществяване на екологично равновесие. От древността човек използва биологичните, минерални и транспортни ресурси на океана като до преди около половин век количеството на отпадъците от антропогенната дейност са били незначителни спрямо самоочистващата способност на природните води. През последните десетилетия обаче някои замърсители, изхвърляни в океаните вече надхвърлят пределно допустимите концентрации за екологичното равновесие. Някои от тях непосредствено убиват живите организми, а други при своето окисляване изчерпват разтворения във водата кислород и животните

и растенията загиват, поради неговия недостиг. Механичното замърсяване се причинява от битови отпадъци, пластмаси и др., но най-разпространено е химичното замърсяване на морската вода от нефт и нефтопродукти, хлорорганични и фосфороорганични съединения, пестициди, детергенти, изкуствени радиоактивни материали и др. (6.1).



Фиг. 6.1. Отпадъци на дъното на Черно море, дълбочина 102 м

Солеността е масата в грамове на всички твърди минерални разтворени вещества в 1 kg морска вода при условие, че бромът е заместен с еквивалентно количество хлор, карбонатите са приведени към окиси, а органичните вещества са изгорени при температура 480 °C. Количествено солеността се изразява в g/kg т. е. в промили – S (‰).

Солеността е близка към сумата на всички главни йони, съдържащи се в морската вода и изразява общото съдържание на соли. Съставът на солите в океаните е представен в таблица 6.4.

Табл. 6.4. Състав на солите в океаните (по Ф. Клоук и Х. Уошингтън)

Сол	Съдържание, %
хлориди	
NaCl	77,76
MgCl ₂	10,88
сулфати	
MgSO ₄	4,74
CaSO ₄	3,60
K ₂ SO ₄	2,45
карбонати	
CaCO ₃	0,35
бромиди	
MgBr ₂	0,22

Поради голямото съдържание на хлорни аниони (Cl⁻) в морската вода на практика солеността се определя според хлорността ‰ – съдържанието в грамове на хлора и брома в 1 kg морска вода и преизчисляване на еквивалентното съдържание на хлора.

Солеността се определя по емпиричната формула на Кнудсен, Форх, Сьоренсен:

$$S\text{‰} = 0,030 + 1,8050 \text{ Cl‰}$$

За Черно море емпиричната формула за определяне на солеността е:

$$S\text{‰} = 0,1856 + 1,7948 \text{ Cl‰}$$

От 1963 г. емпиричната формула за солеността е преобразувана по предложение на група експерти по океаноложки таблици и стандарти при ЮНЕСКО във вида

$$S\text{‰} = 1,80655 \text{ Cl‰}$$

Средната соленост за Световния океан е 35,23 ‰, но тя варира в различните морета: Балтийско – 11‰, Каспийско – 13‰, Азовско – 14‰, Черно море – 18‰, Средиземно – 38‰, Червено – 42‰, Аралско – 100‰, Мъртво – 310‰ и др.

Химичният състав на черноморските води има някои специфични особености. Поради големия речен отток (353 км³/год.) солеността на Черно море е почти два пъти по-ниска от тази на Световния океан. На табл. 6.5 е представена средната многогодишна стойност на главните йони в ‰ в Черно море и свързаните с него морета.

Табл. 6.5. Средна многогодишна стойност на главните йони в % в Черно море и свързаните с него морета (по Рождественски, 1986)

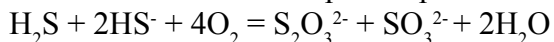
Йони	Черно море крайбрежие шелф		Азовско море	Мраморно море	Атлантически океан
Cl ⁻	8,96	9,41	6,91	14,00	19,50
SO ₄ ²⁻	1,26	1,32	1,09	1,96	2,72
HCO ₃ ⁻	0,17	0,16	0,16	0,16	0,12
CO ₃ ²⁻	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Na ⁺	4,92	5,18	3,82	7,71	10,82
Mg ²⁺	0,61	0,64	0,48	0,96	1,30
Ca ²⁺	0,27	0,26	0,19	0,35	0,43
K ⁺	0,17	0,20	0,14	0,29	0,40
Соленост, S‰	16,53	17,19	12,71	25,45	35,23

Мезокомпонентите в черноморските води имат по-ниска концентрация, отколкото в Световния океан. По данни на Рождественски (1986) във Варненския залив количеството на бромидните аниони е 0,029–0,045 g/kg, а на флуоридните аниони: 0,00063–0,00099 g/kg. Съдържанието на боратни аниони в дълбоководните черноморски води е 0,018 g/kg, а на стронциеви катиони–0,005 g/kg.

Разтвореният кислород в повърхностните черноморски води е със средно съдържание 7 мл/л като в дълбочина той достига до 200 м.

Съдържанието на свободен азот в повърхностните води е 12.7 мл/л, а в дълбочинни води–13,5 мл/л.

В дълбочинните сероводородни води се съдържат специфичният за Черно море мезокомпонент–хидросулфиден анион (HS⁻), а в зоната на взаимодействие на сероводорода и кислорода мезокомпонентите тиосулфатен (S₂O₃²⁻) и сулфатен анион (SO₃²⁻). Те са продукт на непълното окисление на сероводорода:



Около 87% от общия обем на Черно море съдържа сероводород H₂S, който се появява на дълбочина под 150–200 м. Съдържанието му е 0,04–0,16 мл/л като се увеличава в дълбочина – на 300 м е 1мл/л, на 500 м–3 мл/л и под 1 000 м–5 мл/л. Сероводородът е отровен за живите

организми с изключение на някои бактерии, които го консумират.

От откриването на сероводорода в Черно море са изминали повече от 120 години. Едва ли акад. Андрусов е предполагал, че неговата експедиция ще направи изключително откритие, когато се сблъскал с безжизнената сероводородна зона и извадил първите утайки с миризма на “развалени яйца”. Още тогава той смятал, че сероводородът се образува в резултат на гниенето на органичните съединения, които се отлагат на дъното и от които се отделят серни съединения.

Общо възприето е схващането, че главен източник на сероводорода в Черно море днес са процесите на анаеробното разлагане на органичното вещество от сулфатредуциращите бактерии. Органичното вещество, което се фиксира на дъното на басейна под формата на органогенно-минерални утайки (сапропели) е продукт на масовото измиране на планктонната биомаса в резултат на геокатастрофалното събитие (Потоп), протекло преди около 7600 г. Налице е излишък на огромно количество органично вещество, което създава благоприятни предпоставки за развитието на бактериалната сулфатредукция. Друг важен доставчик на сероводород в Черно море, чиято роля досега се подценява, са геологическите източници – разломите и калните вулкани на дъното, както и разрушаващите се газохидратни залежи, които съдържат и твърда фаза на сероводород.

Нахлуването на средиземноморските води, които осоляват черноморските сладки води, довежда до разтварянето на огромни количества желязо, сяра и серни съединения. Същевременно в морето се вливат огромни количества речни води, в резултат на което между опреснените повърхностни и солените дълбочинни води възниква рязък скок в плътността – т. нар. *халоклин*, възпрепятстващ вертикалното смесване на водните маси. Обикновено, горната граница на сероводородната зона започва веднага под *халоклина*, което затруднява притока на кислород от горните слоеве.

Съвсем естествено възниква въпросът: Съществувало ли е сероводородно заразяване до Потопа в езерния сладководен басейн? На фиг. 6.2 е показана схема, от която се вижда, че то се заражда в резултат на геокатастрофата в Черно море.



Фиг. 6.2. Връзка между геокатастрофалните събития (Потоп) и зараждане на сероводорода

Новоевксинското море-езеро е било сладководен, добре аериран басейн, формиран по време на вюрмското залежаване. За утайките от това време е характерно много ниско съдържание на органично вещество, при което процесите на бактериална сулфатредукция са сведени до минимум. Единствен доставчик на сероводород тогава са били геологическите източници – калните вулкани. Постъпващият от тях сероводород, като химически активен компонент, се усвоява от постъпващото от сушата желязо и се фиксира на дъното във вид на неразтворими железни сулфида. Интересен е фактът, че в утайките от ледниково време заедно с железните сулфида са се образували и газохидрати.

Геохимичният и хидродинамичният режим на сладководното езеро не са позволявали образуването на свободен сероводород. След Потопа в басейна настъпват коренни промени, които стимулират образуването на свободен сероводород. Първоначално сероводородът е обхващал цялата водна маса от дъното до повърхността на морето. Постепенно, със стабилизиране на хидродинамичния и геохимичен режим, се образува т.нар. *кислородна*, или *биотична зона*.

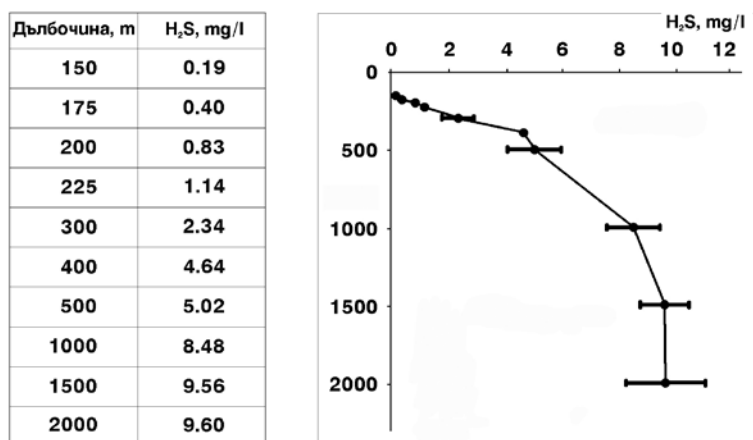
Ориентировъчно сероводородната зона започва от дълбочини около 150 м надолу, като огромна част (87 %) от водната маса на басейна е необитаема, както е показано на фиг. 6.3. От 130–140 м

до 180–200 м се разполага т.нар. редокс-слой – зоната на съвместно съществуване на кислород и сероводород, а под нея (до максимални дълбочини) – абиотичната сероводородна зона.

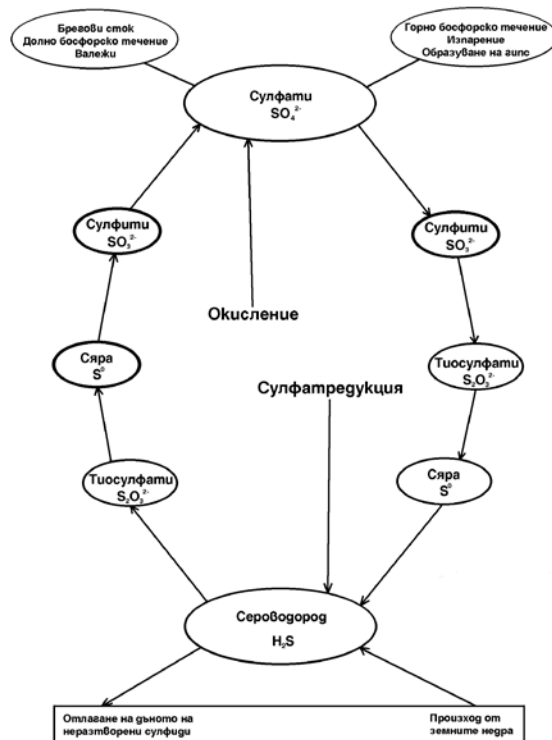
Ще приведем кратък цитат от дневника на ник „Академик” по време на спускове в сероводородната зона през лятото на 1998 г. с подводния обитаем апарат РС-8. “Заклучени в стоманената сфера, легнали пред илюминатора на подводния апарат, се опитваме да възприемем тези граници визуално. След като се потапяме в прозрачните синьозелени води, обагрени в невероятни цветове, неусетно достигахме до едно пищно зрелище – огромни чадъри на медузи, наредени хоризонтално в една линия, разпределени сякаш да поемат свеж въздух. Дълбочината е около 20 м и разбираме, че се намираме в зоната на термоклина. И сега вече си обяснихме защо на повърхността на морето не видяхме и следа от тях. Стремително, със скорост метър за секунда, се потапяме в бездната. Постепенно лъчите се стопяват, водата става тъмнозелена, а белият пращец ни напомня слаб сняг. От време на време любопитни рибки ни махат приветливо и отминават. След дълбочина 50 м “земното” ни чувство се стопява заедно с последните отблясъци на деня и постепенно потъваме в сиво-зелената маса, осветена от прожекторите. “Снегът” постепенно се усилва и само изящните аеродинамични форми на акулите ни припомнят за света на хидрокосмоса. След 100-метровата дълбочина цветовете се сгъстяват и само силуетите на планктонните рачета все още ни придружават. На дълбочина 138 м вече се разделяме и с тях. Мъртвата зона, наречена с научния термин “анаеробна”, наистина е мъртва. Няма кислород – няма живот. Имаме чувството, че ако излезем навън, ще замирише на „развалени яйца”. Дори и прожекторите трудно пробиват кафяво-зелените води, сред които суспензионните частици сякаш са неподвижни. Преживяването е незабравимо. Някои средновековни философи считали, че под 500 м в океана няма живот, и нарекли материята, която предполагали, че съществува там, флогистон. Това определение като че ли много подхожда на суспензията, сред която се намираме. Продължаваме сред “флогистона”, който към дъното сякаш става по гъст. На 180 м дълбочина вече трудно различаваме силуета на дъното.”

За горна граница на анаеробната (безкислородна) зона се приема концентрация на сероводород 0,3 mg/l, под която кислород практически

отсъства. Концентрацията на сероводорода нараства, достигайки 8–10 mg/l до дълбочини 1500 м, след което се стабилизира, но максималната концентрация във водата не превишава 10–12 mg/l. На фиг. 6.3 е показан осредненият вертикален профил на концентрацията на сероводорода в Черно море, от който се вижда постепенно намаляване на количеството му от дъното към повърхността на морето. Това свидетелства за дифузия на образувания в утайките и излизания от калните вулкани сероводород в морските води. В дънните утайки съдържанията на сероводорода варират от 12–16 и достигат до 160 mg/l. Разтворената газообразна фаза на сероводорода в Черно море достига 0,24 g/t на дълбочина 300 м и 2,2 g/t–на дълбочина 2000 м. Даже и при такива ниски концентрации общото количество, което се образува годишно, възлиза на 10^7 – 10^8 тона. Трябва да се отчита фактът, че в морската вода сероводородът се намира не само в разтворена газова фаза, но и във вид на сулфиди и хидросулфиди. Заедно с тях в 1 тон вода се съдържат 9–12 g сероводород и негови съединения като тиосулфати и колоидна молекулярна сяра и др. (фиг. 6.4).



Фиг. 6.3. Среден вертикален профил на концентрацията на сероводорода в Черно море



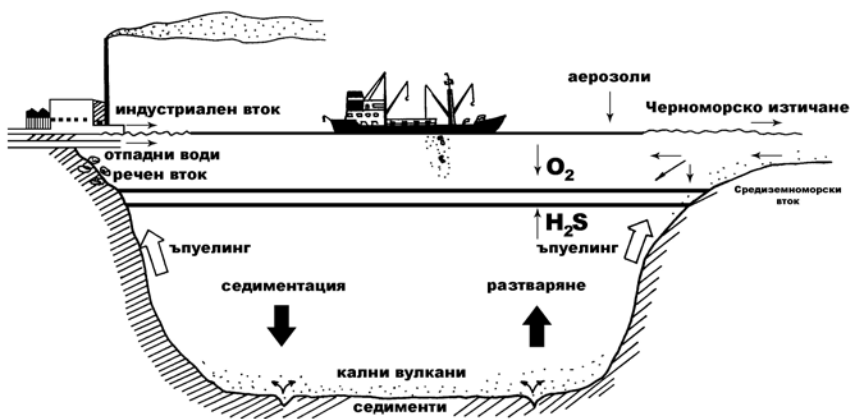
Фиг. 6.4. Схема на процесите на окисление и редукция на сероводорода в Черно море (Еремеев, Совга, 1999)

Освен сероводород, в условията на анаеробно бактериално разлагане на органичното вещество на дъното се образуват и други газове, като метан, азот, въглероден двуокис и др. Изследванията показват, че във водите се съдържат 0,2 mg/l метан, 0,5 mg/l етилен и етан. По всяка вероятност етиленът и етанът постъпват във водата вследствие на разрушаване на нефтегазови залежи и газохидрати в морските утайки. Метанът най-често се образува при анаеробното бактериално разлагане заедно със сероводорода.

Метанообразуването е най-активно в обогатените на органично вещество утайки, каквито са сапропелите. Често се срещат и извори на метанов газ по разломи в резултат на разрушаване на газови залежи от дълбоките земни недра. В случая част от метановия газ се разтваря при преминаването през водната маса.

От изложеното досега става ясно, че в Черно море се генерират редица природни газове, което е резултат от неговата природна

еволюция. В условията на бактериално сероводородно заразяване, в резултат на трансформацията и консервацията на органична материя във вид на утайка се формират и някои характерни биотехнологични продукти като сапропелите. Темповете на генерация на разнообразни продукти в условията на анаеробната зона показват, че Черно море представлява уникален природен биоготехнологичен реактор (фиг. 6.5.).



Фиг. 6.5. Черно море - уникален природен биоготехнологичен реактор

Издига ли се сероводородната зона в Черно море? Напоследък много се пише и говори за това. В някои случаи се касае до псевдонаучни апокалиптични спекулации, в други случаи на основата на единични замервания се правят обобщаващи умозрителни изводи, че едва ли не към 2020 г. сероводородът ще бъде вече на повърхността на морето. Сравнително редки са научно обосноващите прогнози, които дават реалистична представа за този процес.

Още в самото начало се изтъкна, че образуването на сероводорода е постъпателен процес, който се ограничава от някои чисто океанографски фактори – плътностна стратификация, течения, вътрешни вълни и др. Наблюденията върху съдържанието на сероводород във водите на Черно море през последните 50 години показват относително постоянство в неговата концентрация и вертикалното му разпределение. Що се отнася до динамиката на сероводорода, е налице равновесие—от една страна, продуцирането му в дълбочинни води и утайки, и от друга—химичното и биологичното

му окисляване. Средните количества, установени още през 1891 г., не се различават съществено от съвременните.

Анализът на скоростта на окисляване на сероводорода и съотношението на химичното и биологичното окисляване е важен за оценката на ефективността на енергията и биопродукционните процеси. Трябва да се отчита, че енергията, отделяна при окисляването на сероводорода, е по-голяма от енергията при окисляване на еквивалентно количество органично вещество. При химично окисляване тази енергия се губи във вид на топлина. В същото време при биологично окисляване енергията се използва от серобактериите (аноксибактерии) в процеса на хемосинтезата. По такъв начин става ясно, че в процеса на бактериално сероводородообразуване се формират нови количества сероводород, които непрекъснато се окисляват.

Проведените през 1988 г. изследвания с руския изследователски кораб “Витяз” показаха, че в редокс-слоя се извършва окисляване на 70% от образуваните в анаеробната зона съединения на сярата, мангана и желязото и само около 30% от кислорода се изразходва за окисляване на органичното вещество. И още нещо – в центровете на източния и западния циклонални кръговрати са били наблюдавани различни фази на издигане на дълбочинни води. Тяхното охлаждане на повърхността и спускането им обратно води до образуване на охладен междинен слой. Някои учени твърдят, че причината за издигането на сероводорода е замърсяването, което довежда до трикратно увеличение на биомасата в Черно море вследствие на цъфтежи, масово измиране на медузи, както, разбира се, и на оттока на отпадни води и др. Посочените явления, както вече изтъкнахме, имат широко развитие и предизвикват дънна хипоксия–“задушаване”– на организми в северозападния шелф поради масовото натрупване на планктонна биомаса и друга органика, при гниенето на които се усвоява кислород и се образува сероводород. Подобни явления често се наблюдават във Варненското езеро и Варненския залив. При продължително безветрие през лятото настъпват масови измирания на риби и други организми. Органичното замърсяване обаче по-слабо влияе върху процесите в дълбоководието. Основавайки се на създаден математичен модел, руски учени прогнозираха, че до 2020 г. сероводородът ще бъде само на 10 м от повърхността на

морето. Но в модела предварително се залагаше, че горната граница на сероводорода в началото на измерванията – 1891 г. – е била на дълбочина 300 м. През пролетта на 1984 г. тя достигнала 90 м, т.е. от 1891 до 1984 г. сероводородът се е покачвал средногодишно с 2,3 м. Подобна аритметика, като се пренебрегват сложните океанографски фактори и процеси на окисление и продукция на сероводорода, може да ни подведе в прогнозите. Още повече, че позоваването на измерванията от 1891 г. е некоректно, тъй като тогава сероводород е намерен на 183 м, и то в количества, които допускат наличие и на кислород. Освен това, през лятото на 1925 г., изследванията на известния руски учен Н. Книпович показали, че границата на сероводорода е на около 100 м. Разбира се, цитирането на еднократни измервания и използването им за обобщени схеми е неправилно и води до грешки. Наблюденията, проведени през периода 1981–1985 г. от българския учен А. Рождественски показват, че горната граница на сероводорода в нашата акватория се е намирала под 150 м. Следва да се отчита още и фактът, че при нейното определяне в повечето случаи се използват стандартните хоризонти за океана, което също води до значителни грешки.

Причината за намирането на горната граница на сероводорода на малки дълбочини, особено през пролетно-летния период, се дължи на издигането на дълбочинни води. Спецификата на хидрометеорологичния режим на Черноморския басейн оказва съществено влияние на обмена на дълбочинните водни маси. При сгонни явления, възникващи при продължителни южни, югозападни и западни ветрове, особено през лятото, топлата водна маса от брега се отнася навътре в морето, като на нейно място се издигат дълбочинни студени води, богати на биогенни елементи, които се усвояват от планктонните наноразмерни организми (динофлагелати) и предизвикват цъфтеж–настъпва т.нар. *червен прилив*. Подобно явление на издигане на дълбочинни води се нарича *ъпуелинг*. При нагон повърхностната водна маса се изтласква към брега, при което се издигат дълбочинни води в централната част на басейна. В такива условия на водообмен горната граница на сероводорода временно се издига до пълното му окисление.

Ъпуелинг е бил наблюдаван през август 1986 г. в района на нос Калиакра по време на океанографски изследвания с

научноизследователския кораб на Института по океанология “Изследовател-2”. На 28 август температурата на водата е била 26°C. На 30 август сутринта температурата е била 7–8°C. Всички железни предмети на палубата са били почернели. От повърхността до дъното е липсвал кислород.

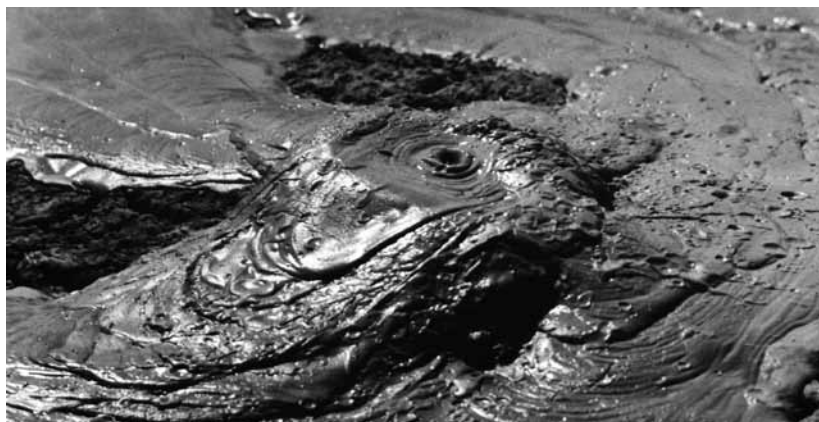
Сероводородната зона в Черно море се намира в относително равновесие и се обуславя от съществуващите океанографски фактори, от процесите на химическо и бактериално окисляване и нейното възникване и развитие представлява естествен природен процес.

Ще се взриви ли Черно море? Тази тема е била обект на изключително внимание на световните медии още в началото на 80-те години на миналия век. Тогава бяха разсекретени някои документи на руския военноморски флот, в които се описват странни природни явления в морето по време на Кримското земетресение през септември 1927 г. Предположението за сероводородната природа на взривилите се в морето пред Севастопол газове през 1927 г. е по-скоро продукт на фантастичната идея за сероводородната катастрофа.

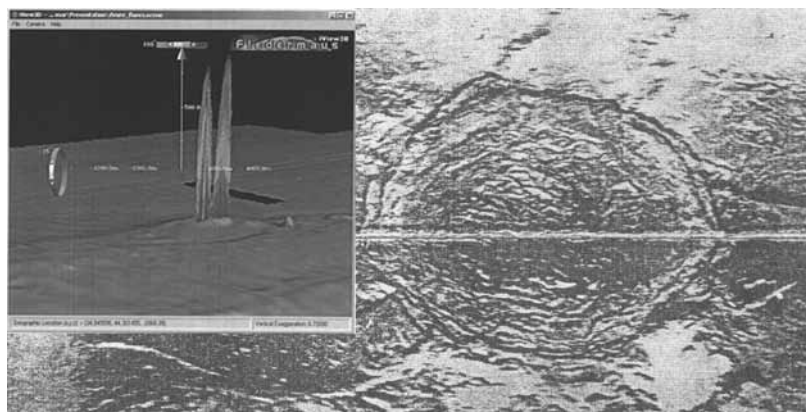
Всъщност, какво се е случило по време на земетресението на 11 септември 1927 г., известно още като Кримското земетресение. То било от 8–9 степен по скалата на Рихтер. Ето какво пише в разсекретените материали на военноморското ведомство на Русия. В 2 ч. 48 мин. в морето пред Евпатория било забелязано избухване на огън. По-късно, в 3 ч. 31 мин., пред Севастопол се наблюдавала огнена стена с височина 500 м и ширина 1,5 миля. В 3 ч. 11 мин. от поста Лукул видели аналогично явление. Първият земен трус бил усетен на 11 септември 1927 г. в 22 ч. 15 мин. Става дума за събития, отразени обективно от служители на наблюдателните постове.

В такъв случай какво са видели очевидците? Ето мнението на известния руски геолог С. И. Попов, също очевидец на събитието. “Това беше взрив на метан, изхвърлен от разломи на дъното при изригването на подводни кални вулкани по време на земетресението”.

Днес е установено, че калният вулканизъм е широко разпространен на дъното на Черно море и че в състава на отделящите се газове участват главно метан, въглероден двуокис и сероводород. Възможно е в близко бъдеще да се окаже, че сероводородът, отделящ се от гърлата на калните вулкани на дъното, играе важна роля за сероводородното заразяване в Черно море (фиг. 6.6, 6.7).



Фиг. 6.6. Кален вулкан на полуостров Крим



Фиг. 6.7. Кален вулкан на дъното на Черно море (сонарна снимка) 2–3D изображение на газови еманации (R/V “Professor Vodyanitskiy”, GEOMAR, Keil, Germany)

На дъното на Черно море се наблюдават и многобройни извори от метанов газ. Същите мигрират по разломи от земните недра.

Естествено е при земетресения да се отделят големи количества природен газ, тъй като разломите, по които той изтича, се “разтварят” и поради свръхналягането, значително превишаващо хидростатичното, той излита над морската повърхност във вид на “газов гейзер”. Когато съдържанието му във въздуха достигне 3,5–7 % при запалване той експлодира, а в редица случаи при по-високи концентрации се самозапалва. Не се изключва и възможността за изригване на метанов

газ вследствие разрушаване на газохидратни залежи. Но и в двата случая става дума за горене на метанов газ, който съдържа и серни съединения, на които се дължи специфичната миризма.

Черно море представлява естествена природна лаборатория, която крие огромни запаси от енергийни ресурси. Не бива обаче да се игнорира фактът, че сероводородът и другите газове се намират в разсеяно състояние. Съдържанието на сероводорода варира от 1,9 до 12 mg на един литър морска вода на дълбочини от 300 до 2000 м. Идеята за използването на сероводорода като енергиен ресурс не е била чужда на българските изследователи. Тя е привлекателна преди всичко от екологична гледна точка, тъй като е свързана с безотпадна технология. Повечето решения обаче се основават на представата, че сероводородът е във вид на разтворени газове. Трябва да се знае, че само 10–20 % от общото му количество е свободен H_2S , а останалата част са съединения, които са разтворени в морската вода и не горят. Същото се отнася за амоняка (свободен газ) и амониевите съединения. По наши изчисления, докладвани на Научни конференции по използване на морските ресурси, за да се добие 1 000 м³ сероводород, е необходимо да се изчерпят 2 000 000 м³ морска вода. В досега публикуваните технологии се говори, че “неколкостотин помпи, които се използват в охладителната система на ТЕЦ, са достатъчни да започне да се понижава горната граница на сероводорода”. Такъв проект е съществувал през 1989 г. когато в Севастопол е било създадено обединение “Екоенергетика” с цел усвояването на сероводородното богатство на Черно море. Смятало се е, че на дълбочина 150–200 м се съдържат 7–8 mg/l сероводород. За да се извлече сероводородът от морската вода, се е планирало ежегодно да се изпомпват 2500 км³ вода. За осъществяването на тази идея – да се изпомпва водата и да се извлича сяра, сероводород, тежка вода и някои метали и да се върне отработената морска вода обратно, по крайбрежието на Кавказ се предвиждало построяването на 20 топлоелектроцентрали с мощност 25 млн. kW. При такъв мащабен проект можем да си представим последствията за черноморската среда. Дълбочинните води, на които ще се отнеме сероводородът, съдържат биогенни компоненти в много по-високи концентрации, които в новите условия ще предизвикват постоянни цъфтежи, т.е. технологията няма да бъде екологична. Освен това ще се наруши и сегашната хидрологична структура на

морето, което крие редица непредсказуеми последици. Несъмнено всички “кабинетни” проекти, без познаване на противоречивата специфика на Черно море, са обречени. Тогава какви са пътищата за използване на сероводорода като енергиен ресурс? Митът за извличането му от морската вода за енергийни цели упорито се е лансирал от научен колектив под ръководството на руския академик Р. Б. Ахмедов. Първоначалният ентузиазъм е отстъпил място на песимистичен реализъм след първите изчисления на концентрациите на сероводорода и количествата, които могат да се извлекат от единица обем морска вода. Неволно си спомняме оптимизма на немските учени през 30-те години на XX век, окрилени от идеята да извличат злато от океанска вода. Експерименталната технологична инсталация показва пълния крах на това начинание. Количеството сероводороден газ от 1 м³ морска вода, възлиза на около 0,24 g/t на дълбочина 300 м и 2,2 g/t–на дълбочина 2000 м. Наистина, сумарните количества на сероводорода в Черноморския басейн възлизат на десетки милиарди тонове. Не по-малко впечатляваща е сумата на годишната му продукция. Разбира се, че изследванията върху възможностите за използването на сероводорода трябва да продължат. Факт е, че големи количества сероводород постъпват от земните недра, дифундират през сапропелите, където концентрацията му е значителна, и се разпространяват в морската вода. В подкрепа на подобна теза са многобройните сондажни кладенци по крайбрежието на Черно море, от които излизат напорни води, богати на сероводород.

Понастоящем екип от учени на БАН разработва проект към 7-ма Рамкова програма на ЕС за добив на водород посредством електролиза на сероводород. Електроенергията необходима за този процес е три пъти по-малка от тази, необходима за електролиза на вода.

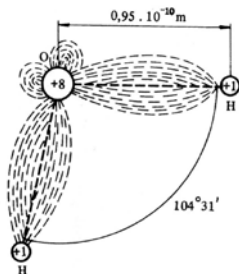
7. Физични свойства на морската вода. Гравитационно, магнитно, електрическо поле. Радиоактивност

*Земното кълбо е просто един голям магнит
Уилям Гилбърт (1544–603)*

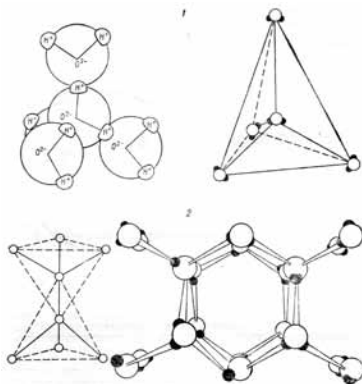
*Гравитацията движи планетите,
но тя не може да обясни кой е задвижил планетите
Исак Нютон (1643–1727)*

Основните физически характеристики на морската вода се определят от нейния строеж, наличието на примеси и техните свойства. Водните молекули са образувани от различни изотопи на водорода (водород, деутерий, тритий) и кислорода, от които най-разпространени са: $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ –99,73%, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ –0,20%, $^1\text{H}_2^{17}\text{O}$ –0,04%, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ –0,032%, $^1\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O}$ –0,00006% и др.

При съприкосновение на атомите на кислорода с водорода, електронът на последния изменя своята орбита и започва движение по траектория, която е обща за двата атома. При свързване с два водородни атома външната електронна обвивка на кислорода се запълва и се образува устойчива молекула вода (фиг. 7.1). Молекулите на водата, благодарение на своя висок диполен момент, имат способност да се асоциират като образуват тетраедрична кристална решетка (фиг. 7.2). При замръзване в структурата на леда молекулите са равномерно разположени като всяка молекула е свързана с по четири съседни чрез водородни връзки. При подобна структура опаковката на молекулите имат малка плътност. При кристализация водата намалява плътността си и природните водоеми замръзват на повърхността, благодарение на което живите организми имат условия за живот и през зимата.



Фиг. 7.1. Строеж на молекулата на водата



Фиг. 7.2. Структура на водата

1–тетраедрично разположение на молекулите, 2–структура на леда

При повишаване на температурата от 0 до 3,98 °С част от водородните връзки се разпадат и някои молекули се разполагат в празнините на кристалната решетка, при което опаковката става по-компактна. По тази причина плътността на течната вода е по-висока от тази на леда. С по-нататъшно увеличение на температурата над 4 °С топлинното движение става по-интензивно, увеличава се разстоянието между молекулите и плътността отново се понижава.

Водата има голямо повърхностно напрежение, поради което в атмосферата могат да се образуват капки под формата на облаци и валежи и да се осъществява водообмен между хидросферата и атмосферата.

Поради полярността на своите молекули водата е почти универсален разтворител, а нейната голяма специфична топлемост и големи специфични топлини на изпарение и кондензация обуславят акумулирането на огромно количество енергия в Световния океан и малките колебания на температурите в него.

Една от основните характеристики на водата е нейното специфично тегло $\gamma = \frac{G}{V} = \frac{M \cdot g}{V} = \rho \cdot g$, където G е тегло на водата, M –маса, V –обем, g –ускорение на силата на тежестта, ρ –плътност.

В качеството на еталон за специфично тегло γ_d е прието теглото на 1 dm³ дестилирана вода при температура 4 °С, чиято маса $M=1$ kg.

$$\gamma_d = 1 \text{ kg} \cdot 9,81 \text{ m/s}^2 \cdot 10^3 \text{ m}^3 = 9,81 \cdot 10^3 \text{ N/m}^3$$

Една от разновидностите на специфичното тегло е специфично тегло при 0 °С γ/γ_d , което за морска вода е безразмерна величина, която

винаги е по-голяма от единица, поради наличието на разтворени соли в нея. Например при средната соленост на водите на Световния океан 35‰ специфичното тегло при 0° C е 1,02813. За улеснение се използва съкратено записване наречено условно специфично тегло $\sigma_0=28,13$.

Плътността на морската вода при конкретна температура и соленост се означава с $\rho \frac{T^\circ}{4^\circ C}$ и представлява отношението при атмосферно налягане на специфичното тегло на морската вода с нейната температура и соленост към специфичното тегло на дестилирана вода.

$\rho \frac{T^\circ}{4^\circ C}$ е безразмерна величина, която винаги е по-голяма от единица. Например при соленост 35‰ и температура 20 °C $\rho \frac{T^\circ}{4^\circ C}=1,02478$.

За улеснение също се прави съкратено записване, наречено условна плътност в случая $\sigma_t=24,78$.

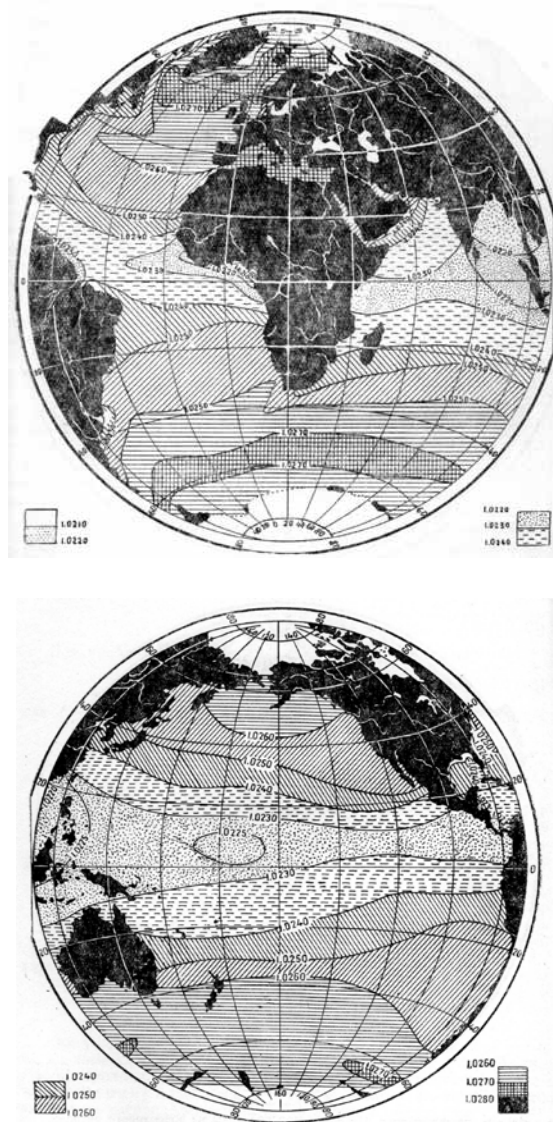
Плътността на морската вода зависи по сложен начин от температурата, солеността и налягането. Предложени са редица приближени уравнения за състоянието на морската вода, от които се определя нейната плътност. За груби изчисления е достатъчно да се отчете влиянието на основния фактор—температурата на водата върху плътността по формулата на Бусинеск:

$\rho=1,028.(1-\beta.T)$, където β е коефициент, изразяващ изменението на плътността с изменение на температурата, който се отчита от океанологични таблици. T е температура на морската вода в °C.

За плътността на повърхностни морски води се прилага уравнението на Мамаев: $\sigma_t=(\rho-1).10^3=28,152-0,0735.T-0,00469.T^2+(0,802-0,002.T).(s-35)$, където T е температура в °C, s —соленост в ‰.

Формула, предложена от Линеинкин отчита и влиянието на налягането върху плътността на морската вода. Съществуват и редица други уравнения за състоянието на морската вода.

Най-ниска плътност ($\sigma_t=23$) и най-висока температура имат океанските води в екваториалната област. На север и на юг от екватора плътността се увеличава като при ширина 50° $\sigma_t=26$, а при ширина 65° $\sigma_t=27$ В полярните области σ_t намалява в резултат на понижената соленост на морската вода (фиг. 7.3).



Фиг. 7.3. Разпределение на плътността на морската вода на повърхността на океаните

Налягането в океана се изменя от атмосферното $P_0 = 101325 \text{ Pa}$ до стотици атмосфери в дълбочина. Налягането в дълбочина на морето h е: $P_h = g \cdot \rho \cdot h$, ако се определи средната плътност на водата в слоя ρ и се приеме, че атмосферното налягане $P_0 = 0$.

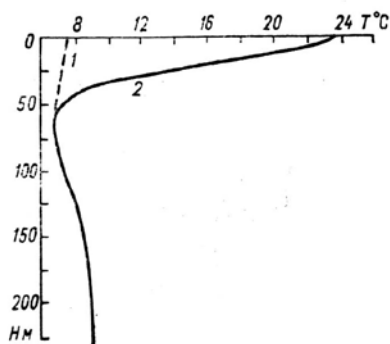
С достатъчна точност за практически цели може да се приеме, че в океана на всеки 1 м дълбочина налягането се увеличава с $10^4 \text{ N/m}^2 = 1$ дб (децибар).

Температурата на морската вода е величина, която определя нейното топлинно състояние. Температурата на повърхностния воден пласт се измерва на дълбочина 1 м, а температурата на повърхностния слой на морето – на дълбочина 1–2 см. Средната температура на повърхностните води на Световния океан е $17,54^\circ\text{C}$ а на въздуха – 15°C . Тази разлика има важно значение за топлообмена между атмосферата и хидросферата.

За всички океани максималната средногодишна температура на водата на повърхността е в областта на термичния екватор, разположен малко на север от географския. За Атлантическия океан тя е $26,88^\circ\text{C}$, за Тихия – $27,20^\circ\text{C}$ и за Индийския – $27,88^\circ\text{C}$. $\frac{3}{4}$ от обема на водите на Световния океан е с температура между 0 и 4°C , а само 8% от водите са по-топли от 10°C .

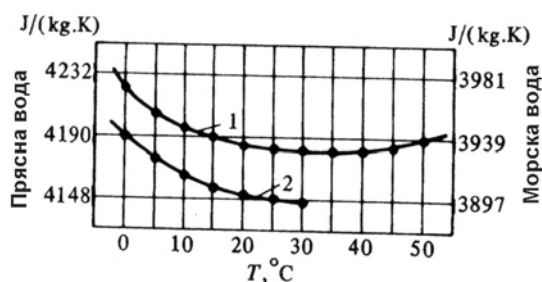
В океана се наблюдава тенденция на намаляване на температурата с нарастване на дълбочината като по-леките топли слоеве се разполагат над по-плътните студени и се достига до устойчиво разслоение (стратификация).

В умерените и ниските географски ширини температурата в горния 50-метров слой е сравнително висока и еднаква след което рязко спада обикновено с повече от 1°C на метър дълбочина (фиг. 7.4). Този слой на рязко понижение на температурата на морската вода се нарича термоклин. Сезонните изменения на температурата проникват до дълбочина 200–300 м във водния слой.



Фиг. 7.4. Разпределение на температурата на водата в дълбочина в Черно море

Специфичен топлинен капацитет на морската вода е количеството топлина в J (джаули), необходимо за повишаване температурата на 1 kg вода с 1K (1 °C). За еталон е приет специфичният топлинен капацитет на дестилираната вода при 0 °C, равен на 4,1868 kJ/kgK. С увеличаване на солеността, температурата и налягането специфичният топлинен капацитет се понижава. За морска вода при температура 0 °C и соленост 35‰ на дълбочина 1 000 м той е 3,877 kJ/kgK, а на дълбочина 10 000 м – 3,651 kJ/kgK (фиг. 7.5).



Фиг. 7.5. Специфичен топлинен капацитет за прясна вода (1) и за морска вода със соленост 35 ‰ (2)

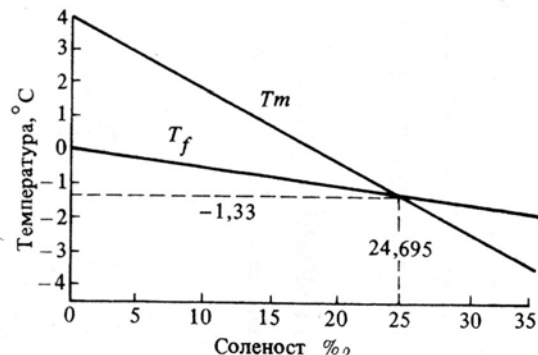
Чистата вода има най-голяма плътност при температура 4 °C. С повишаване на солеността се понижава температурата на най-голямата плътност по емпирична формула, предложена от Кнудсен и Крюмел:

$$Q_p, ^\circ C = 3,95 - 0,2 \cdot S - 0,0001 \cdot S^2 + 0,00002 \cdot S^3,$$

както и температурата на замръзване на водата, изразена чрез формулата на Ханзен:

$$Q, ^\circ C = -0,003 - 0,0527 \cdot S - 0,00004 \cdot S^2 - 0,0000004 \cdot S^3$$

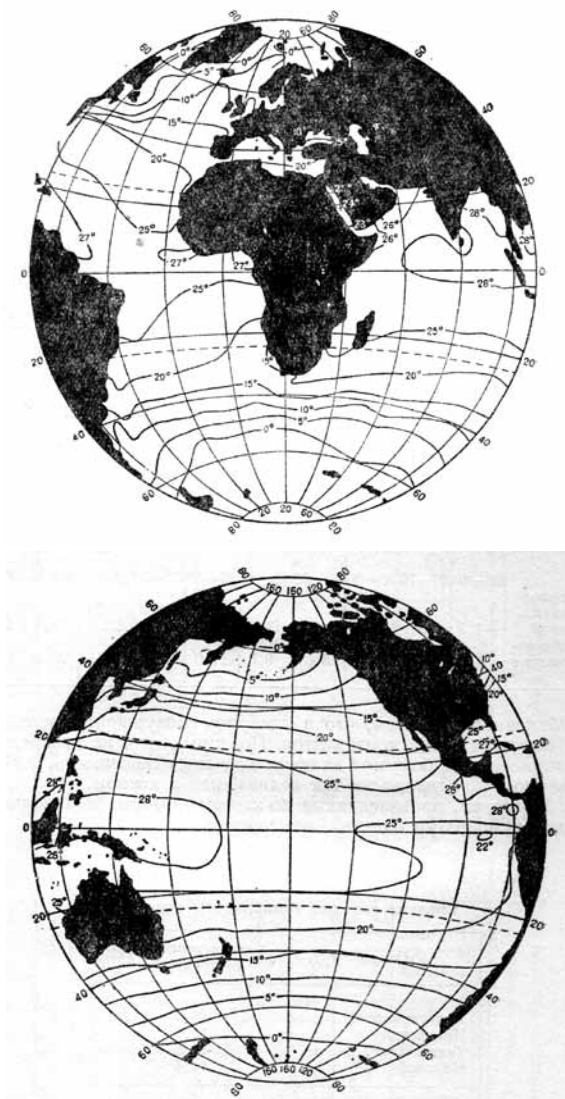
На фиг. 7.6 са дадени зависимостите на Q_p и Q от солеността. Кривите се пресичат в точка с характеристики $s=24,695\text{‰}$ и $Q_p=1,332\text{ }^\circ C$.



Фиг. 7.6. Температура на максимална плътност T_m и на замръзване T_f

Водата със соленост по-ниска от 24,695 ‰ има температура на най-голяма плътност, която е по-висока от температурата на замръзване и по това прилича на прясната вода. Обратно, при соленост по-висока от 24,695 ‰ температурата на най-голяма плътност е по-ниска от температурата на замръзване.

Кривата T_p е температурата, при която плътността на водата с дадена соленост е равна на плътността при температурата на замръзване. Поради нелинейната зависимост между плътността на водата и температурата е възможно води с различна температура да имат еднаква плътност като при тяхното смесване водата се уплътнява. На фиг. 7.7 е представено разпределението на средногодишната температура на повърхностните води на океана.

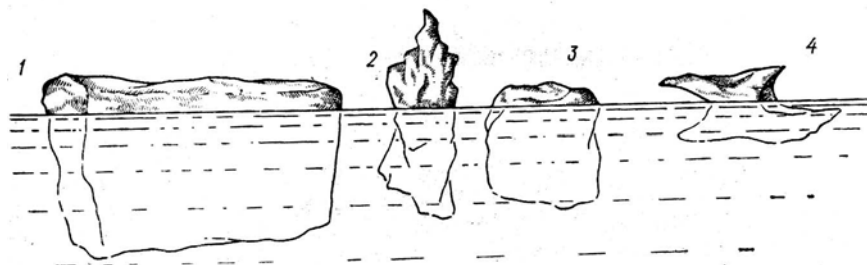


Фиг. 7.7. Разпределение на средногодишната температура на повърхностните води на океана

При температурата на замръзване морската вода се превръща в лед. Общият обем на морските ледове се оценява на $25\,500\text{ км}^3$ в Северното полукълбо и на $30\,000\text{ км}^3$ – в Южното. Според своята динамика ледът бива плаващ (движещ се под действие на вятъра и теченията) или неподвижен, който включва крайбрежен, брегови и дънен лед.

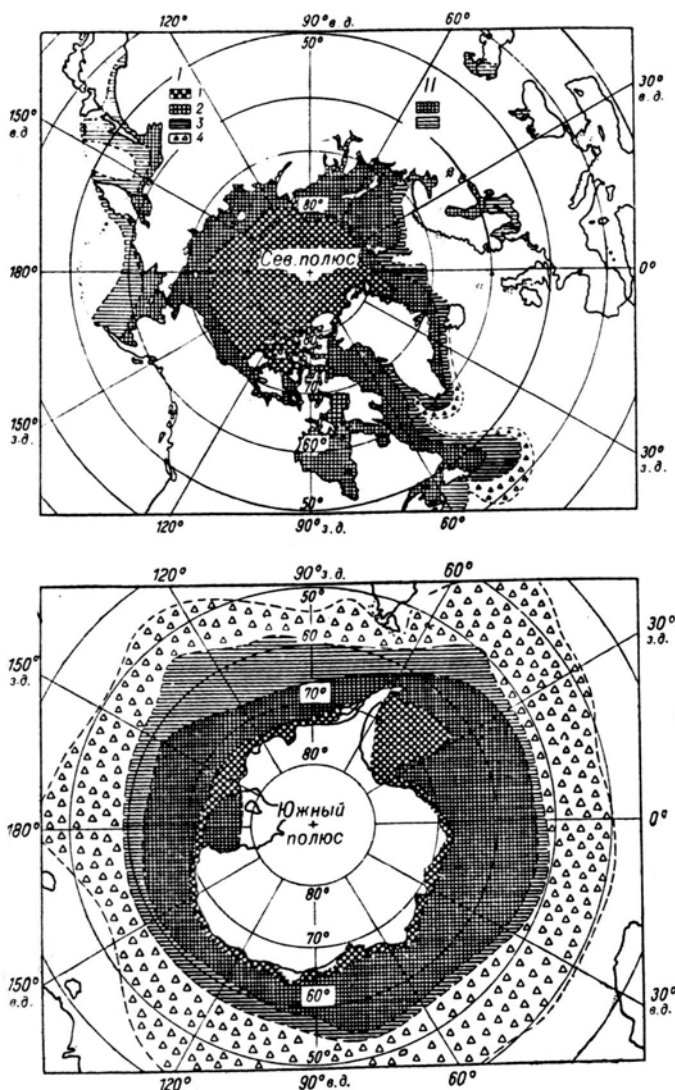
Континенталният лед се образува от многогодишните снегове на сушата и във вид на ледници се спуска в океана, под формата на айсберги (фиг. 7.8, 7.9). Речният лед се образува в реките и се внася в океаните и моретата през пролетното ледотопене. Ледовете на р. Дунав са причина за замръзване на морето пред българския бряг, което е сравнително рядко явление—през XX век се е случило три пъти—през 1929, 1942 и 1954 г., когато ледени блокове от северозападната част на морето, влачени от течението на юг при слаб вятър и продължително действащи ниски температури се спояват и се задържат в заливите. Температурата на максималната плътност на водата за Черно море е $0,5^{\circ}\text{C}$, а температурата на замръзване е $-0,9^{\circ}\text{C}$.

През изминали геоложки епохи в резултат на орбитални явления е имало ледникови периоди, когато големи площи от Евразия и Северна Америка са били покрити с ледници.



Фиг. 7.8. Айсберги. 1—масивен, 2—пирамидален, 3—куполообразен, 4—разрушаващ се

Представата, че Земята не е абсолютно твърдо тяло, а е деформируемо започва да се разпространява в края на XVIII и началото на XIX в. През втората половина на XIX в. се достига до идеята, че твърдата Земя се деформира вследствие на приливни сили подобно на Световния океан, но в по-малка степен. Измененията във формата на Земята, вследствие планетарни причини се нарича геоидална евстазия.



Фиг. 7.9. Разпространение на ледовете в Северното и Южното полукуълбо

Силата на тежестта, която действа върху телата на земната повърхност е сума от гравитационната сила F и центробежната сила C , дължаща се на въртенето на Земята.

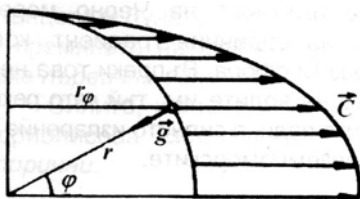
$F = k \frac{m_1 \cdot m_2}{r_0^2}$, където k е гравитационната константа, m_1 и m_2 – масите на привличащите се тела, r_0 – разстоянието между тях.

$C = \omega^2 \cdot r \cdot \cos \varphi$, където ω е ъгловата скорост на въртене на Земята, r – радиусът на Земята, φ – географската ширина.

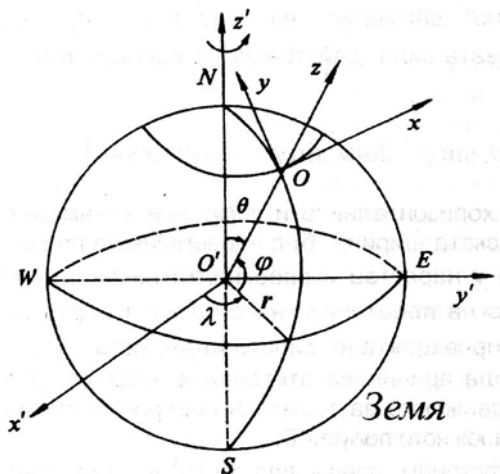
Центробежната сила е насочена перпендикулярно към ротационната ос на Земята (фиг. 7.10), като е най-голяма на екватора и е равна на нула при географските полюси.

Тъй като центробежната сила е много по-малка от гравитационната в Океанологията се приема, че силата на тежестта е насочена към центъра на Земята и земното ускорение е $a = 9,81 \text{ м/с}^2$.

Движенията в океана се разглеждат в локална координатна система (фиг. 7.11), чието начало O се намира в точка на земната повърхност, а осите са ориентирани съответно: Ox – по паралела към изток, Oy – по меридиана към север, Oz – по вертикала нагоре.



Фиг. 7.10. Зависимост на центробежната сила от географската ширина



Фиг. 7.11. Локална координатна система на Земята

Тъй като Земята се върти, свързаните с нея локални координатни системи са неинерциални и следва да се отчита Кориолисовата сила K , която действа върху частица, движеща се със скорост v . ($K = 2\omega \times v$).

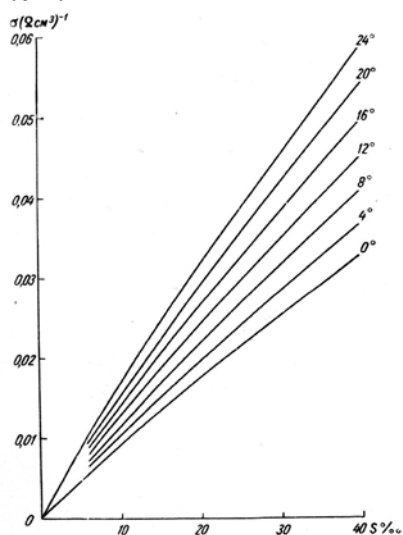
Кориолисовата сила причинява отклонение на дясно от посоката на хоризонтално движение за телата в Северното полукълбо и отклонение на ляво – за телата в Южното полукълбо.

Поради наличието на вискозитет на водата в океана възникват сили на триене τ , които причиняват в морските води постепенно преминаване на кинетичната енергия в топлинна и затихване на движенията.

Разпределението на гравитационното поле и ускорението на силата на тежестта под моретата и океаните се изучава от морската гравиметрия. Целта е определяне на формата на Земята, изследване на земната кора и локалните аномалии на силата на тежестта, които се използват за търсене на полезни изкопаеми.

Морската вода представлява разтвор на различни соли и е добър проводник на електрическия ток. Електропроводността нараства с повишаване на температурата и солеността (фиг. 7.12). С увеличаване на солеността от 6 до 40‰ и на температурата от 0 до 24 °C електропроводността се увеличава повече от 10 пъти. Електропроводимостта на морската вода се определя по формулата

$E = \frac{1}{R} \cdot \frac{l}{s}$, където R е специфично електрично съпротивление на стълб морска вода с дължина l и напречно сечение s . Измерва се в сименс на метър S/m или в $1/\Omega \cdot cm$.



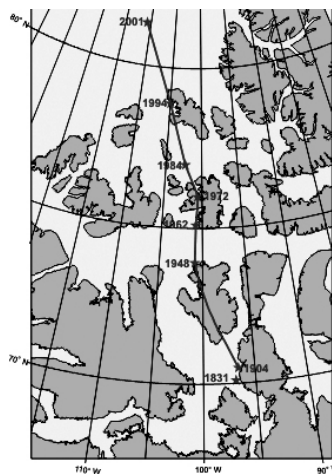
Фиг. 7.12. Зависимост на специфичната електропроводимост на морската вода от температурата и солеността

При движението на електропроводящата океанска вода в магнитното поле на Земята свободните заряди в нея създават много слаби конвективни токове. Същевременно в резултат на движението възникват индукционни електрични токове, чието съществуване е предсказано още от Фарадей през 1832 г. Във връзка с промените в слънчевата активност се изменя магнитното поле на Земята и в океаните възникват телурични вихрови токове с интензитет до 10 mV/km, който е максимален в полярните области и се понижава към екватора. В периоди на магнитни бури интензитетът на телуричните токове може да достигне до 400 mV/km.

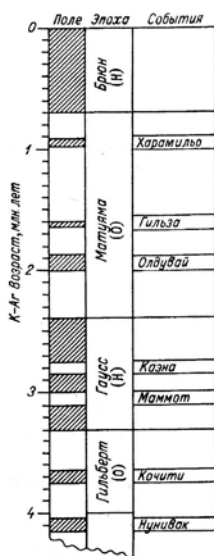
Земята представлява гигантски магнит като се предполага, че земното магнитно поле произтича от съществуването на вихрови токове в земното ядро. Геомагнитното поле представлява огромен дипол, разположен под ъгъл 11,5 ° спрямо географската ос на въртене на Земята, при което географските и магнитните полюси не съвпадат. Около северния географски полюс е разположен южният магнитен полюс и обратно. Силовите магнитни линии излизат от южния магнитен полюс и се устремяват към северния, като обхващат цялото земно кълбо и големи пространства около него.

Магмените, седиментните и метаморфните скали чрез магнитните минерали, които съдържат „запечатват“ посоката на земното магнитно поле по време на своето образуване. В резултат може да се проследи движението на магнитните полюси, смяната на полярността на магнитното поле, както и движението на континентите през различните геоложки епохи. Тези палеомагнитни изследвания дават възможност да се определи възрастта на базалтите на дъното на океаните, която не надхвърля 160 млн. г. (фиг. 7.13, 7.14, 7.15).

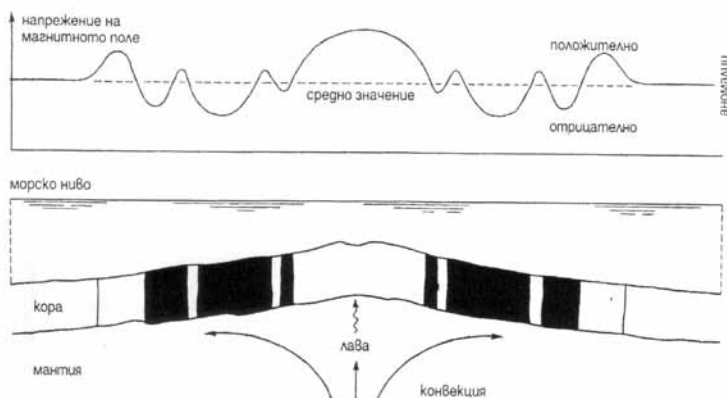
Морската магнитометрия се прилага за съставяне на карти на елементите на геомагнитното поле или за регистриране на локалните им аномалии. Данните служат за изучаване скоростта на нарастването на земната кора в рифтовите зони и зоните на спрединг, за тектонското райониране на морското дъно и за търсене на рудоносни участъци.



Фиг. 7.13. Движение на магнитния полюс в Канадска Арктика (1831–2001 г.)



Фиг. 7.14. Хронология на смяната на полярността на Земяното магнитно поле за последните 4 млн. г.



Фиг. 7.15. Магнитни аномалии по профил, пресичащ срединноокеански хребет (COX), по Аллисон, Палмер, 1984

Радиоактивността на морската вода се изразява чрез сумарното лъчение, което се дължи на радиоактивните изотопи на химичните елементи в морската вода. Тя бива естествена и изкуствена.

Естествената радиоактивност се дължи основно на радиоактивния изотоп на калия ^{40}K , чието количество е 0,012% от общото количество на калиевия катион или около $4,5 \cdot 10^{-5} \text{ g/l}$. 98,78% от естествената радиоактивност на морската вода се дължи на лъчението на ^{40}K , 0,89% – на изотопа на рубидия ^{87}Rb и 0,33% – на урана U и всички останали радиоактивни елементи. В Черно море естествената радиоактивност е по-слаба, поради по-ниската соленост и намаляване концентрацията на ^{40}K .

Изкуствената радиоактивност се дължи на извършени ядрени опити (под водата, на земята и в атмосферата), както и от замърсяване от атомни кораби и подводници и при промишлени аварии, при които се образуват радиоактивни изотопи: церий ^{144}Ce , стронций ^{90}Sr , цезий ^{137}Cs , натрий ^{24}Na , манган ^{56}Mn и др.

8. Акустични и оптични свойства, цвят и прозрачност на морската вода

*Тук живеем, а сякаш че няма ни тук.
Уж говорим, но никой не чува и звук.
Осип Манделщам (1891–1938)*

*Спят вечните води, бездънните води–безбрежни,
над тях се ненавеждат хоризонти мрачни.
И впиваме ний поглед безнадеждни,
и тръпнем пред догадките си здрачни.
Пейо Яворов (1878–1914)*

Водата е еластична среда, в която звуковите колебания добре се разпространяват. Механизмът на разпространение на звука във водата се изразява в това, че периодичните свивания и разреждания, създавани от вибриращ източник се предават под формата на надлъжни вълни.

Скоростта на разпространение на надлъжните колебания в еластична среда е $\frac{1}{\sqrt{K_p \rho}}$, където ρ е плътност на средата, K_p – коефициент на свиваемост.

Трудното определяне на параметрите на тази формула е наложило използването на емпирични формули, от които най-широко разпространение са получили формулите на Дел-Гросо и на Уилсън.

Формулата на Дел-Гросо има следния вид:

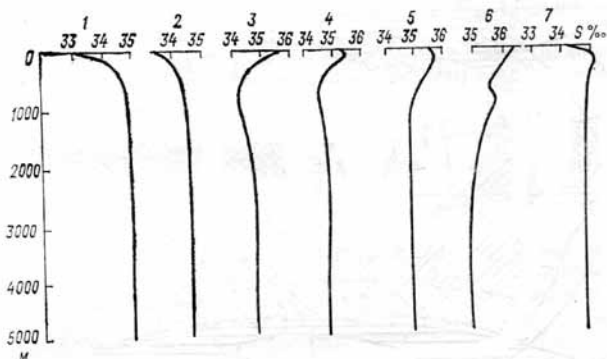
$$c = 1448.6 + 4.618T - 0.0523T^2 + 0.00023T^3 + 1.25.(S-35) - 0.011.(S-35).T + 2.7 \cdot 10^{-8} .(S-35).T^4 - 2.10^{-7} .(S-35).(1 + 0.577T - 0.0072.T^2) + 0.0175.P \text{ м/с,}$$

където T –температура в $^{\circ}\text{C}$, S –соленост в ‰, P –налягане в децибари (дб).

Точността на тази формула е 1 м/с. Още по-висока точност се постига с формулата на Уилсън, която се състои от 23 члена и е табулирана.

Скоростта на звука се увеличава с увеличаване на температурата, дълбочината и солеността на водата. С повишаване на солеността с 1 ‰ скоростта на звука нараства с 1,2 м/с; нарастването на дълбочината със 100 м води до увеличаване на скоростта на звука с 1,6 м/с, а

повишаването на температурата с 1°C я увеличава с около $0,6 \text{ м/с}$. В повърхностните слоеве температурата е твърде променлива и от нея главно зависи скоростта. В близост до проливи и устия на реки най-голямо значение имат промените в солеността. На фиг. 8.1. са представени характерните типове на вертикално разпределение на солеността, а на фиг. 8.2. – тяхното разпространение в Световния океан.



Фиг. 8.1. Типове вертикално разпределение на солеността

В Световния океан се отделят 7 характерни типа вертикално разпределение на солеността:

1–полярен. Изменението на солеността в дълбочина се характеризира със силно опресняване на повърхностния слой (50–100 м) и увеличаване на солеността до дълбочина 300–500 м;

2–субполярен. Отличава се от полярния с по-малко опресняване и с по-голяма дълбочина на проникване на повърхностните води – до 1000–1500 м;

3–умерено–тропичен. Високата соленост на повърхността е свързана с отрицателния воден баланс. Опресняването на дълбочина 800–1000 м е за сметка на полярни и субполярни води;

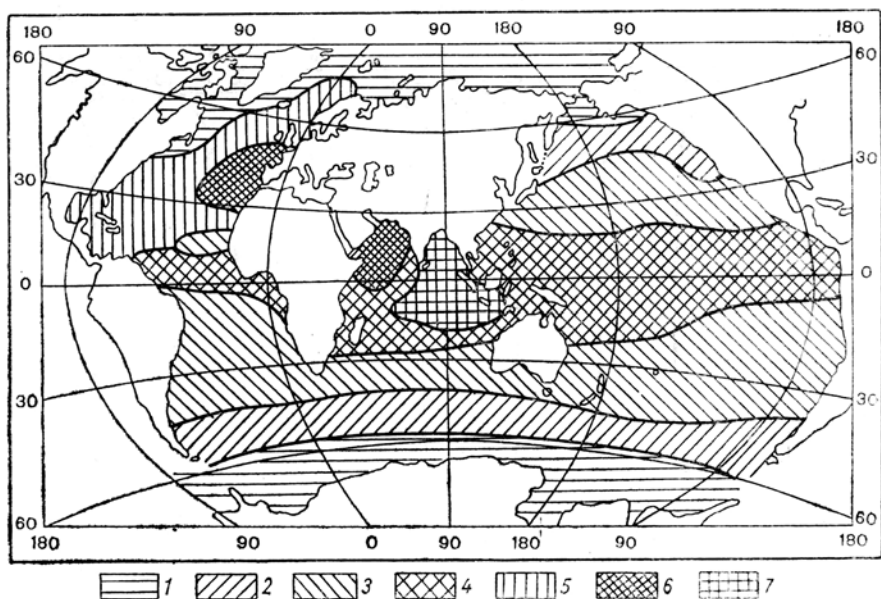
4–екваториално–тропичен. Отличава се със сложно вертикално разпределение на солеността, поради влиянието на морските течения;

5–Северноатлантически. Характеризира се с висока соленост на повърхността и отсъствие на промеждутъчен опреснен слой;

6–Средиземноморски. Съществува прослойка от високосолени води на дълбочина 500–1000 м;

7–Индомалайски. Ниска соленост на повърхността, поради

изобилните валежи и висока соленост на дълбочина 200–500 м под влияние на дълбочинните течения.

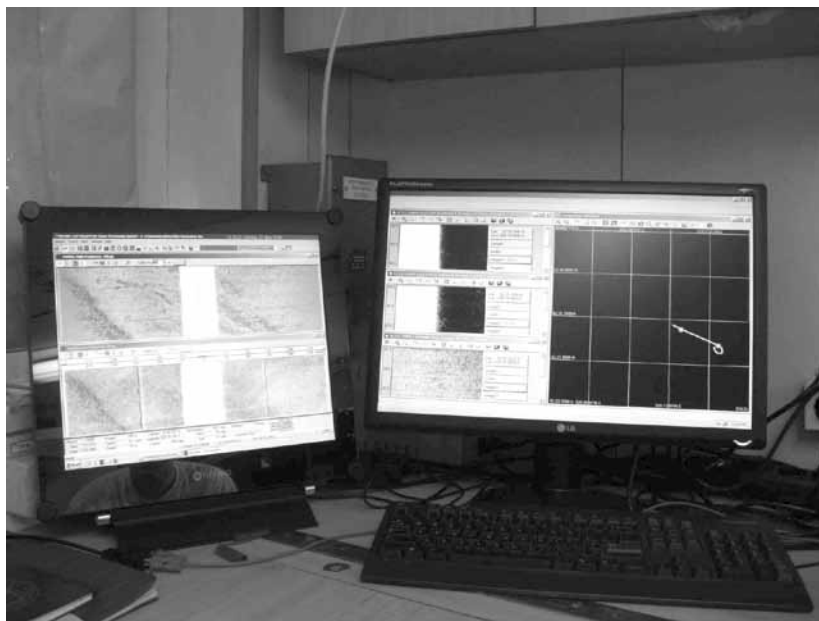


Фиг. 8.2. Разпространение на типовете вертикално разпределение на солеността в Световния океан

За разлика от въздуха водата слабо поглъща енергията на звуковите колебания, поради което те широко се използват за подводна свръзка. Радиовълните, напротив, силно се поглъщат от водата и тяхното използване е практически нецелесъобразно, поради нейната голяма диелектрическа проникваемост ϵ , която превишава десетки пъти диелектрическата проникваемост на веществата в природата.

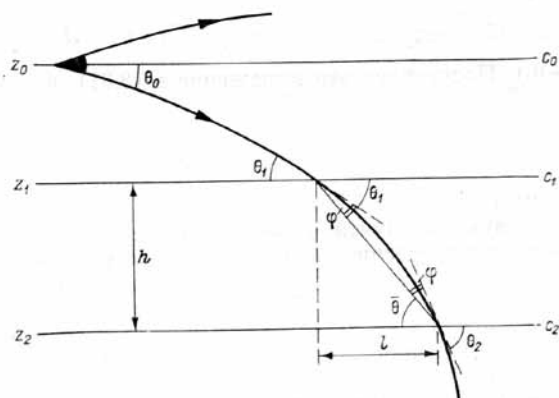
Голямо значение имат ултразвуковите вълни с честота по-голяма от 20 000 Hz, които се излъчват насочено. Ултразвукът в океана играе роля, аналогична на радиовълните в атмосферата. Вертикално насочените ултразвукови излъчватели и приемници на ехолотите служат за измерване дълбочините на морското дъно, изучаване на неговата структура и за откриване на рибни пасажии (фиг. 8.3). Хоризонтално насочените хидролокатори позволяват намирането на обекти, отразяващи звука. Хидроакустиката се използва и при

биологични изследвания, тъй като връзката между някои морски животни се осъществява чрез ултразвук.



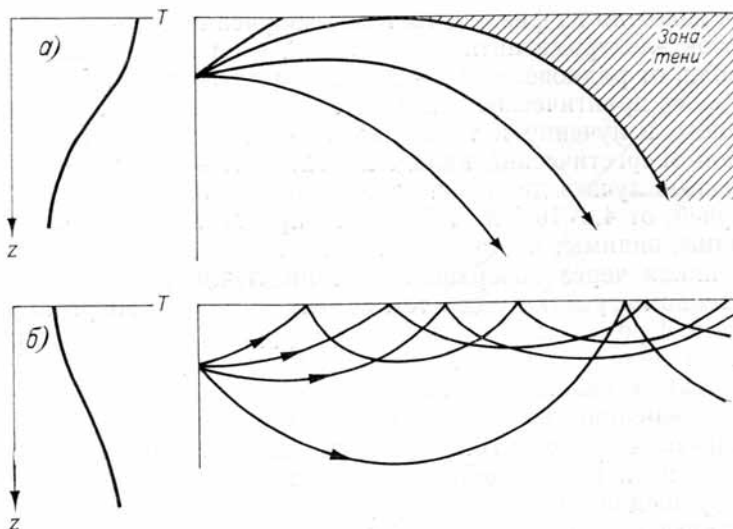
Фиг. 8.3. Навигационно и сонарно оборудване на борда на ник „Академик”–юли 2009 г.

При наблюдаваните в океана разнообразни условия скоростта на звука варира в граници от 1 400 до 1 550 м/с т.е. само около 10%. Независимо от това сравнително малко изменение на скоростта, звуковите вълни се пречупват по вертикала и се проявява явлението рефракция. При това звуковите лъчи се изкривяват в страната, където скоростта на звука е по-малка. (фиг. 8.4).



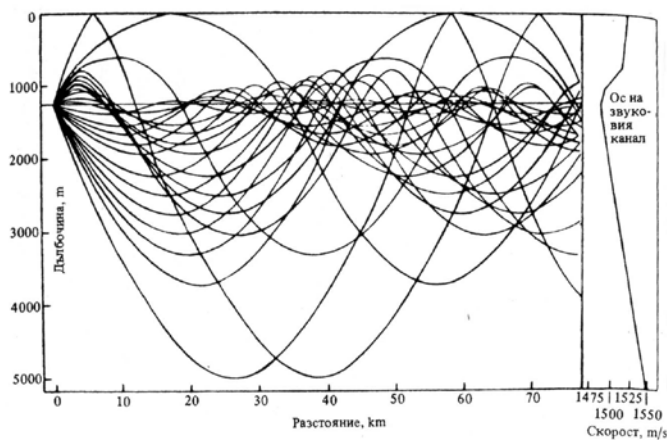
Фиг. 8.4. Рефракция на звуковите лъчи

Когато звуковите вълни преминават през слоеве с понижена скорост на звука в дълбочина, те се изкривяват надолу. Подобно явление се наблюдава през лятото, когато температурата на водата се понижава в дълбочина и скоростта на звука спада. Картината на рефракцията е представена на фиг. 8.5. Обратен процес се наблюдава през зимата, когато повърхностният слой може да има по-ниска температура от тази на дълбочинните води. В този случай звуковите лъчи се изкривяват нагоре.



Фиг. 8.5. Характерни картини на рефракция на звуковите лъчи в горния слой на океана: а–през лятото, б–през зимата

Извън полярните области за океаните е характерно понижаване на температурата с увеличаване на дълбочината под повърхностния слой и скоростта на звука спада. От определени дълбочини обаче температурата и солеността слабо се променят, а се увеличава налягането и скоростта на звука отново започва да се повишава. В резултат на това звуковите лъчи, изпратени хоризонтално рефрактират и се концентрират в слоя с минимална скорост и се разпространяват на огромно разстояние. Това явление се наблюдава във всички океани на дълбочина от няколкостотин до хиляда и петстотин метра и се нарича свръхдалечно разпространение на звука в звуков канал. То за първи път е установено от американския учен Юинг през 1943 г. и независимо от него от руския акад. Л. Бреховских през 1946 г. по време на проучвания в Японско море (фиг. 8.6). Благодарение на свръхдалечното разпространение на звука при експеримент в Атлантическия океан на дълбочина 1 200 м взрив на заряд с маса 2,7 kg е бил чул на разстояние 5 750 км.



Фиг. 8.6. Разпространение на звуковите вълни в подводния звуков канал в резултат на претърпяно пълно вътрешно отражение

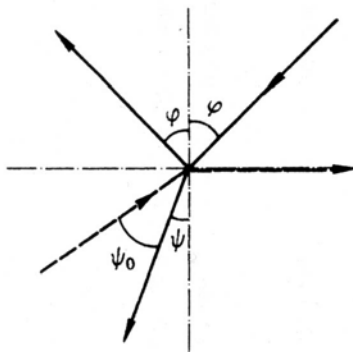
Енергията на звука отслабва при поглъщане и разсейване. Поглъщането е обусловено от вискозитета на водата и нейната топлопроводимост, а разсейването предимно от наличието на плаващи наносни частици, планктон и газови мехурчета във водата. В морето се наблюдава и собствен звуков фон, който е особено силен при ветрово вълнение. Разнообразни шумове се причиняват и при

движението и от сигналите на риби, бозайници, ракообразни и други организми.

Светлинното излъчване представлява поток от електромагнитни колебания с широк диапазон на дължината на вълните от радиовълни до гама-лъчи. За океана практическо значение имат видимата част на спектъра и инфрачервените лъчи с дължина на вълната в диапазон 10^{-7} – 10^{-4} м. Част от тези лъчи с дължина на вълната от $4,0 \cdot 10^{-7}$ до $7,6 \cdot 10^{-7}$ м са видими за човешкото око.

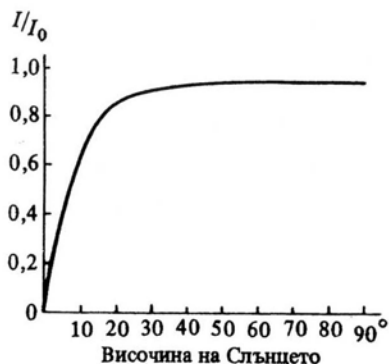
Прониквайки през повърхността на океана лъчевите потоци, нагряват водата, осветяват дълбочините, определят цвета и участват в редица биологични и биохимични процеси, от които най-важен е фотосинтезата. Светлинните лъчи, които създават осветената повърхност на морето на границата въздух/вода се отразяват и

пречупват по закона $n = \frac{\sin \varphi}{\sin \psi}$, където n е показател на лъчепречупване, φ – ъгъл на падане на лъчите, ψ – ъгъл на пречупване (фиг. 8.7). За чиста морска вода със соленост 35‰ $n = 1,34$. При тази стойност винаги $\varphi > \psi$ и затова навлизащият под наклон лъч е по-близо до вертикалата във водата, отколкото в атмосферата. Излизащите от водата наклонени лъчи също се отклоняват от вертикалата до степен да претърпят пълно вътрешно отражение и да не излизат от морето. Пълно вътрешно отражение се получава при ъгъл на изходящия лъч $\psi_0 \geq 48,5^\circ$. Следователно всички падащи върху морето светлинни лъчи частично се отразяват, пречупват се и навлизат в морето. От морето излизат само лъчи, идващи под ъгъл по-малък от конус с ъгъл при върха $\psi_0 = 97^\circ$. Останалите лъчи се отразяват надолу във водния слой.



Фиг. 8.7. Отражение и пречупване на слънчевите лъчи на повърхността на полето

Проникването на слънчевите лъчи в морето зависи от зенитния ъгъл на Слънцето (фиг. 8.8). Когато той е 0° в морето прониква 98 % от слънчевия поток, падащ на повърхността, а при зенитен ъгъл 90° (когато Слънцето е на хоризонта) целият светлинен поток се отразява.



Фиг. 8.8. Зависимост между светлинния поток, падащ в морето и зенитния ъгъл на Слънцето.

Движението на светлинните лъчи до голяма степен зависи от солеността и температурата на водата. В силно разслоени водни маси на плитководието различните коефициенти на пречупване на отделните лъчи на спектъра правят тяхното разпространение твърде усложнено. При разсейване на лъчите най-бързо се поглъщат червените, същевременно те по-слабо се отразяват, поради голямата дължина на вълната им. Те заедно с жълтите лъчи имат най-голямо значение за процеса фотосинтеза. В морето най-дълбоко проникват и най-силно се отразяват сините лъчи. Суспензиите и особено интензивното развитие на фитопланктон пречат на проникването на светлинни лъчи в дълбочина.

Цветът на морето се възприема като резултат от съотношението на цвета на лъчите, отразени от морската повърхност и лъчите, обратно излъчени от морето. При поглед от далеч зрителният ъгъл се намалява и в очите попадат по-малко обратно излъчени от морето лъчи и повече отразени, които имат цвета на небето. Затова отдалеч морето има син цвят при ясно време и сив цвят при влошени метеорологични условия.

При поглед вертикално надолу в чисти води разсейването на лъчите е малко и морето има син цвят, а в откритите части на океана – дори синьовиолетов цвят. В мътни крайбрежни води разсейването на светлината се увеличава и нараства делът на светлинните лъчи с

по-голяма дължина на вълната – зелен и жълт, поради което цветът на морето става по-зелен, а при цъфтеж на фитопланктон дори тъмнокафяв и червен. На табл. 8.1. е представен цветът на водите на Световния океан, определен от преобладаващите дължини на светлинните вълни.

Табл. 8.1

Океан, море	Цвят (преобладаващи дължини на светлинните вълни), μm
Атлантически океан	4,65–4,70
Индийски океан	4,69–4,74
Тихи океан	4,70–4,73
Средиземно море	4,70–4,73
Балтийско море	5,40–5,53

В откритите води на шелфа пред българския бряг на Черно море преобладава синьо-зеленият цвят на водите, а в дълбоководието – синият. При интензивно развитие на фитопланктон цветът на водите може да бъде жълтозелен или кафяв. Особено оптично явление в Черно море е светенето на морето, което се наблюдава понякога нощем при разбиване на вълните. То се дължи на биолуминесценцията, предизвикана от механично раздразване на планктонния организъм ноктилука.

С поглъщането на светлината в морската вода и отслабването на светлинния поток е тясно свързана и нейната прозрачност. В качеството на характеристика на това свойство е въведено понятието – относителна прозрачност, под което се разбира граничната дълбочина на видимост на бял стандартен диск с диаметър 30 см във воден слой, равномерно осветен от слънцето и небосвода. Прозрачността бързо отслабва с увеличаване на концентрацията на плаващи наноси. В устията на реки и в мътни крайбрежни акватории тя е няколко метра, докато в дълбоководието достига десетки метри.

В Черно море в заливите и плитководието прозрачността е между 0,5 и 10 м, на шелфа – между 7 и 20 м, а максималната стойност, измерена в дълбоководието е 28 м.

Максималната прозрачност на морската вода в Световния океан е измерена в Саргасово море – 66,5 м.

9. Морски вълни—елементи, класификация, трансформация. Цунами и сейши

*Отплувахме веч призрази по ясното море
към пушека и саждите при портите на ада.
Над равните вълни, где всичко иде да умре,
дойде луната. До отвъдната преграда
тя бе последната ни свещ, последна радост.
Яна Язова (1912–1974 г.)*

*Ревеше щорм. От нашите ръце
въжето късаше месо и кожа.
И котвата скимтеше като псе.
„Човек зад борда” – викнаха тревожно.
Владимир Висоцки (1938–1980 г.)*

Морските вълни представляват периодични трептения на водните частици около тяхното равновесно положение.

По своя генезис наблюдаваните вълни могат да бъдат отнесени към четири основни типа: ветрови, предизвикани от ветровото въздействие върху водната повърхност; цунами, възникнали от сеизмични въздействия и тектонски движения в земната кора; приливни, обусловени от гравитационното въздействие на Земята с Луната и Слънцето (за безприливни морета като Черно море приливно–отливните колебания на нивото са от порядъка на няколко см) и щормови нагони, свързани с преминаването на атмосферните фронтове. Съществуват и капилярни вълни с височина около 1 см и много кратък период—0,01–1 s.

Ветровото вълнение е с период от няколко секунди, вълните цунами—няколко минути, приливните вълни—няколко часа и щормовите нагони—няколко дни. Хидродинамичното въздействие върху дъното и брега се определя от мощността на вълните, т.е. от тяхната енергия, отнесена спрямо техния период. По този показател най-голяма е степента на въздействие на ветровите вълни. Вълните цунами и щормовите нагони оказват катастрофални последици за някои крайбрежия, но те не са разпространени повсеместно и се наблюдават относително рядко във времето.

Основните елементи на морските вълни са показани на фиг. 9.1. Гребен е част от вълната, която се намира над средното вълново ниво, а падина е частта, разположена под него. Върх е най-високата точка на гребена.



Фиг. 9.1. Параметри на вълната

Всяка вълна може да бъде характеризирана със своята височина H , представляваща вертикалното разстояние от центъра на падина до върха на гребена на вълната или с амплитудата $a = \frac{H}{2}$, а също така с дължината L (разстоянието между два последователни гребена) и периода T (времето за което се извършва пълният цикъл на колебанията, т.е. времето за двукратно пресичане от вълновата повърхност на средната линия). Често вместо величините T и L се използват параметрите честота $\omega = \frac{2\pi}{T}$ и вълновото число $k = \frac{2\pi}{L}$, въведени са и безразмерните характеристики стръмнина на вълната $\frac{H}{L}$, относителна дълбочина $\frac{h}{L}$ и относителна височина $\frac{H}{h}$, където h е дълбочина на водата.

Важен параметър е скоростта на разпространение на вълните C

$$C = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}}$$

Реално вълновото поле представлява суперпозиция от множество елементарни вълни с различни индивидуални параметри, поради което се въвежда груповата скорост C_g , определяща скоростта на

пренос на вълновата енергия $C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$

Движението на елементарната вълна по направление на хоризонталната координата x може да бъде описано от хармоничната функция $\alpha \cdot \cos \chi(x, t)$, където $\chi(x, t) = kx - \Omega t$ е фаза на колебанието. В неподвижна вода видимата честота Ω съвпада с честотата на вълните ω , а при наличие на течение със скорост u

$$\Omega = \omega + ku = k(C + u)$$

Съгласно линейната теория на вълните колебанията на нивото ξ се разглеждат като хармонични:

$\xi = a \cdot \cos(kx - \omega t)$, където x е хоризонталната координата, а t е време.

От теорията се извежда съотношението, свързващо дължината на вълната с периода и дълбочината на водата:

$$\omega^2 = g \cdot k \cdot \tanh kh$$

Съответно уравненията на фазовата и груповата скорост съгласно линейната теория на вълните ще бъдат

$$C = \frac{g}{\omega} \cdot \tanh kh, \quad C_g = \frac{c}{2} \cdot \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right)$$

В дълбоководието, където $h > \frac{L}{2}$ и $kh > 3$ $\tanh kh \rightarrow 1$ и $\frac{2kh}{\sinh 2kh} \rightarrow 0$, груповата скорост на вълните представлява половината от фазовата, а дължината на вълната зависи само от нейния период:

$$C_\infty = \frac{g}{\omega} = \sqrt{\frac{g}{k}}, \quad C_{g\infty} = \frac{1}{2} C_\infty, \quad L_\infty = \frac{g}{2\pi} \cdot T^2$$

В плитководието при $h > \frac{L}{2}$ и $kh > 3$ $\tanh kh \rightarrow 1$ $\frac{2kh}{\sinh 2kh} \rightarrow 0$, груповата и фазовата скорост на вълните съвпадат и зависят само от дълбочината

$$C = C_g = \sqrt{gh}$$

В дълбоководието водните частици при преминаването на вълните се движат по кръгови орбити, чийто радиус експоненциално намалява

с отдалечаване от повърхността $r_z = r_0 \cdot \exp\left(-\frac{2\pi}{L} \cdot z\right)$. Орбиталните движения практически се установяват само в горния слой на водата до дълбочина не по-голяма от половината на дължината на вълната.

При $h < \frac{L}{2}$ или $\frac{h}{H} > 0,14$ започва деформация на вълните, като вълновите орбити стават елиптични и хоризонталната полуос a_m се оказва по-голяма от вертикалната полуос b_m . Орбиталните вълнови скорости се описват от формулите:

$$u = u_m \cdot \cos(kx - \omega t), \quad u_m = a_m \cdot \omega, \quad a_m = \frac{H}{2} \cdot \frac{\cosh.k(z+h)}{\sinh.kh}$$

$$w = w_m \cdot \sin(kx - \omega t), \quad w_m = b_m \cdot \omega, \quad b_m = \frac{H}{2} \cdot \frac{\sinh.k(z+h)}{\sinh.kh},$$

където u_m и w_m са амплитуди на хоризонталната и вертикалната скорост, като оста 0_z е насочена нагоре.

Близо до дъното $z = -h$, $\cosh.k(z+h) = 1$ и $\sinh.k(z+h) = 0$. Следователно вертикалната съставляща на орбиталното движение е равна на нула и водните частици извършват възвратно-постъпателно движение с максимална скорост:

$$U_m = \frac{1}{2} \cdot \frac{H\omega}{\sinh.kh}$$

В плитководието $\sinh.kh \rightarrow kh$ и

$$u_m = \frac{1}{2} \cdot \frac{H}{h} \cdot \sqrt{gh}, \quad \text{а вертикалните скорости клонят към нула.}$$

При линейното приближение орбитите на частиците се считат за затворени. По-точната теория, предложена от Стокс води до извода, че орбитите в действителност не са затворени и водните частици бавно се преместват в посока на разпространение на вълните, т.е. осъществява се така наречения стоксов масов пренос.

Наблюденията показват, че профилът на реалните вълни е асиметричен: гребените са по-стръмни и къси, а падините – по-полегати и широки. Орбиталните движения също са асиметрични: скоростите под гребена на вълните са по-големи, отколкото под падината. Тези особености се обясняват от теории с по-висок порядък на приближение от линейната. Съгласно теорията на Стокс асиметрията на вълните се обуславя от присъствието на високочестотни хармонични, чиято

честота е кратна на честотата на главната хармонична. Стокс намира приближени решения до пета степен. Във второ приближение на неговата теория колебанието на нивото се разглежда като сума от две хармонични:

$$\xi = a \cdot \cos(kx - \omega t) + a_2 \cdot \cos^2(kx - \omega t), \quad a_2 = \frac{ka^2}{2}$$

Профилът на вълната описан с това уравнение е значително по-близък до реалния в сравнение със симетричния синусоидален профил, произтичащ от линейната теория.

Абсолютните значения на максималните придънни скорости под гребените (u_m^+) и под падините (u_m^-) са

$$u_m^+ = u_m + u_{m2}, \quad u_m^- = u_m - u_{m2}, \quad u_{m2} = \frac{3}{4} \cdot \frac{ka}{\sinh^3 kh} \cdot u_m,$$

където u_m е амплитудата на скоростта по линейната теория. При намаляване на дълбочината амплитудата на втората хармонична u_{m2} расте значително по-бързо от амплитудата на основното колебание. В резултат на това асиметрията на профила и орбиталните скорости се увеличават в плитководието.

Теоретичната граница на възможното приложение на теорията на Стокс е:

$$kh \cdot \left(\frac{1}{\tanh kh} + \frac{3}{2} \cdot \frac{\cosh kh}{\sinh^3 kh} \right) < 1$$

Наблюдава се и друг тип асиметрия, която не произтича от теорията на Стокс: предният склон на трансформиращата се вълна става по-стръмен от задния, като разликата в стръмнината на склоновете нараства с приближаването на брега. Едно от обясненията на това явление е, че висшите хармонични постепенно се изместват по фаза относно основните колебания и в плитководието се трансформира формата и енергията на вълната. Когато изместването по фаза φ достигне $\frac{\pi}{2}$, предният склон става почти вертикален и вълната достига до разрушаване.

Разрушаването на вълните над наклонено дъно се осъществява вследствие концентрацията на енергия в намаляващ обем вода. В процеса на трансформация на вълната орбиталните скорости нарастват и в горната част на гребена стават съизмерими с фазовата скорост. Същевременно насочените нагоре ускорения достигат ускорението

на силата на тежестта. В резултат вълната става неустойчива и се разрушава. Съгласно теоретичните критерии разрушаването на вълната настъпва при относителна височина $\frac{H}{h} = 0,78$ или гранична стръмнина на вълната $\frac{H}{L} = 0,14 \cdot \tanh kh$.

Пълната енергия на вълните на единица площ E е сума от потенциалната енергия, обусловена от колебанията на водното ниво и кинетичната енергия, свързана с орбиталните движения:

$$E = E_p + E_k = \int_{-h}^{\xi} \rho \cdot \left(\frac{u^2}{2} + \frac{w^2}{2} + g \cdot z \right) dz$$

Според линейната теория кинетичната и потенциалната енергия са равни помежду си и тяхната сума е:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

По-точните теории показват, че съотношението между кинетичната и потенциалната енергия се изменя (първата превишава втората непосредствено преди разрушаването на вълната) и освен това за реални вълни с асиметричен профил стойността на числения коефициент е $< \frac{1}{8}$.

Енергията се пренася с груповата скорост и потокът на вълновата енергия е EC_g . Ако се приеме, че при движението на вълната от дълбоководието по нормалата към брега загубите на енергия са малки и потокът на енергия съществено не се изменя, то:

$$\frac{H}{H_\infty} = K_s, \quad K_s = \sqrt{\frac{C_{g\infty}}{C_g}} = \tanh^{-0,5} kh \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right),$$

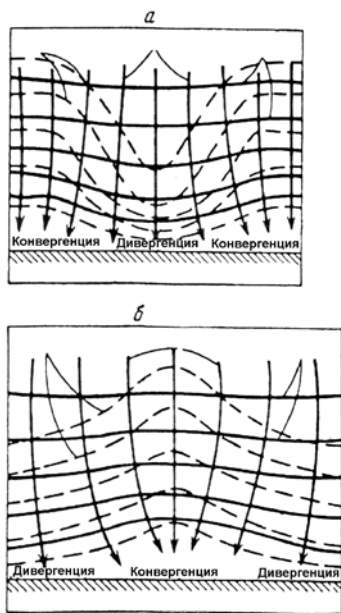
където K_s е коефициент на трансформация на вълната.

Трансформацията се изразява в изменения на параметрите и формата на профила на вълните вследствие на постепенното намаляване на дълбочината. Процесът на трансформация завършва с разрушаването на вълните.

При разпространение на вълните под ъгъл спрямо брега над наклонено дъно се наблюдава явлението рефракция, изразяващо се в това, че вълновите фронтове се стремят да застанат паралелно на изобатите на дъното. Причината за това е, че различните участъци

от гребена на вълната се оказват на различна дълбочина и се движат с различна скорост. Участъците от гребените, намиращи се на по-голяма дълбочина се движат по-бързо и в резултат вълновите фронтове се стремят да заемат положение, отговарящо на техните еднакви скорости.

Ортогоналните или вълновите лъчи в процеса на рефракция имат тенденция към дивергенция (над подводни каньони и депресии) или към конвергенция (над подводни валове или пред крайбрежни носове). В първия случай фронтовете се разтягат и вълновата енергия се намалява, а във втория—енергията се концентрира и се увеличава височината на вълната (фиг. 9.2). Измененията на енергията са пропорционални на измененията на разстоянията между ортогоналите— b .



Фиг. 9.2. Рефракция на вълните над подводен каньон (а)
и над подводно възвишение (б)

Изменението на височината на вълната с отчитане на трансформацията и рефракцията на вълните е

$$\frac{H}{H_{\infty}} = K_s \cdot K_r ,$$

където $K_r = \sqrt{\frac{b_\infty}{b}}$ е коефициентът на рефракция.

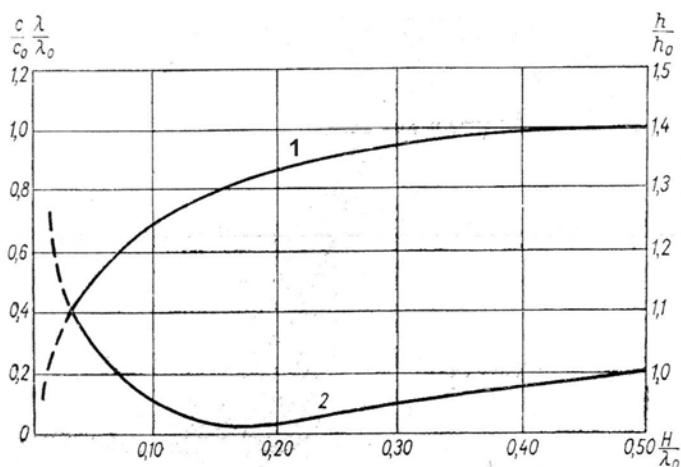
Когато изобатите са паралелни и праволинейни, отношението на разстоянието между ортогоналите е право пропорционално на отношението на косинусите на ъглите на подхода на вълните:

$$\frac{b}{b_\infty} = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_\infty},$$

където θ е ъгълът между вълновия лъч и нормалата към изобатата в разглежданата точка и коефициентът на рефракция е

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \theta_\infty}{\cos \theta}} = \sqrt{\frac{\cos^2 \theta_\infty}{1 - \left(\frac{c}{c_\infty}\right)^2 \sin^2 \theta_\infty}}$$

На фиг. 9.3, е представено изменението на елементите на вълните в плитководието.



Фиг. 9.3. Изменение на дължината и скоростта (1) и на височината (2) на вълната в плитководието

Важно свойство на ветровите вълни е тяхната нерегулярност – развълнуваната повърхност на морското ниво представлява суперпозиция от множество вълни с различни амплитуди, честоти и направления, и към нейното изследване са приложими методите на статистиката и спектралния анализ.

При статистическите методи на изследване на нерегулярното

вълнение се определят функциите на разпределение на основните параметри и тяхното прогнозиране със зададена вероятност.

Чрез натурни наблюдения и теоретичен анализ е установено, че функцията на обезпечеността $P(H)$, отразяваща вероятността от превишаване на зададената височина е:

$$P(H) = \exp\left[-\frac{\pi}{4} \cdot \left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^2\right],$$
 където $\bar{H}$ е средната височина на вълните.

Функцията на обезпеченост на периодите на вълните за вълни, чиито височини не се различават съществено от средната съгласно Лаппо и др. (1990) е от вида:

$$P(T) = \exp\left[-0,675 \cdot \left(\frac{T}{\bar{T}}\right)^4\right],$$
 където $\bar{T}$ е средният период на вълните.

Следва да се отбележи, че измененията на периодите се концентрират в значително по-тесни граници в сравнение с измененията на височините на вълните. Така например за вълни с

височини превишаващи двойно средната, показателят $\frac{T}{\bar{T}}$ става равен на 6 и разнообразието на периодите значително намалява.

Спектралният подход позволява да се анализира физическата същност на вълновия процес като спектрална плътност на развълнуваната повърхност

$S(\omega, \theta) = a^2(\omega, \theta)$, характеризираща разпределението на квадратите на амплитудата по честоти ω и направления θ . Функцията $S(\omega, \theta)$ се нарича още енергетичен спектър, докато a^2 отразява вълновата енергия.

Важна интегрална характеристика на спектъра е дисперсията m_0 :

$$m_0 = \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \int_0^{\infty} S(\omega, \theta) d\omega d\theta = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega$$

Средната височина на вълните

$$\bar{H} = \sqrt{2\pi \cdot m_0},$$

а значителната височина на вълните:

$$H_s = 4\sqrt{m_0}$$

Значителна или характерна височина на вълната е средната от 1/3 от най-високите вълни. Тя има обезпеченост около 13% и съответства на височината, фиксирана при визуална оценка.

Средният период $\bar{T}$ изразен чрез спектралната характеристика е:

$$\bar{T} = 2\pi\sqrt{m_0}\left(\int_0^\infty \omega^2 \cdot S(\omega) d\omega\right)^{-\frac{1}{2}}$$

В дълбоководието периодът на пика на спектъра е $T_p = 1,25\bar{T}$.

В бреговата зона T_p се повишава до $1,4 - 1,6\bar{T}$. Често се приема, че $T_p = T_s$, където T_s е значителният период на вълните, т.е. средният от 1/3 от най-големите периоди.

Трансформацията и рефракцията при подхода към брега не оказват такова значително влияние върху параметрите на нерегулярните вълни, както при регулярните. Прибойната зона на регулярните монохроматични вълни има ясна граница, тъй като всяка вълна от дадена система се разрушава на една и съща дълбочина. При нерегулярно вълнение всяка отделна съставляваща на спектъра има своя дълбочина на разрушаване. Затова за начало на областта на забележима дисипация на енергията се счита дълбочината d_b , на която започват да се разрушават вълните с обезпеченост 1% (т.е. най-високата вълна на всеки 100 преминали вълни). Установено е, че от тази дълбочина забележимо се усилват скоростта на крайбрежните течения и разходът на дънните наноси на подводния склон и изборът на d_b е напълно оправдан от физическа гледна точка.

Движението на водата, възникващо в резултат на разрушаването на вълната между зоната на последното разрушаване и върха на заплеска представлява прибойният поток. При правия прибоен поток мощността и скоростта на потока постепенно намаляват и достигат до нула във върха на заплеска, след което водата се спуска надолу, формирайки обратен поток.

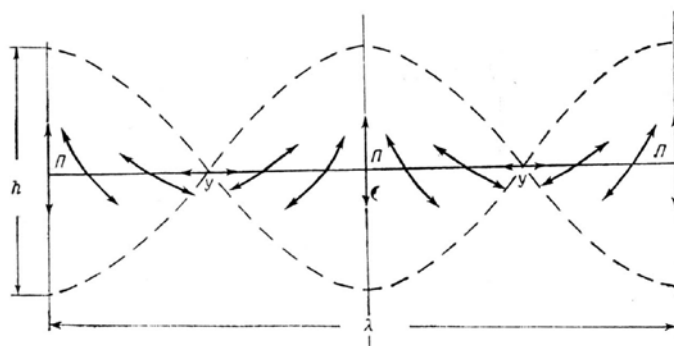
Източник на енергия за движението на правия прибоен поток е остатъчната енергия на разрушаващата се вълна, която се изразходва

за преодоляване силите на тежестта и триенето по повърхността на плажа. Част от водата се филтрира в пясъка и заедно с водната маса се губи и нейната енергия. Обратният поток се движи само под действие на силата на тежестта и в дадена точка неговата скорост винаги е по-малка от скоростта на правия поток в същата точка. Съществува и асиметрия във времето на действие на правия и обратния поток, като обратният винаги има по-продължително действие.

Според действието на образуващата ги сила вълните биват свободни, когато не им действа образуваща сила и принудителни, когато се намират непрекъснато под нейното въздействие.

Според изменението на елементите им с времето морските вълни биват стационарни и нестационарни.

Според характера на действие на профила им морските вълни са постъпателни, когато видимата им форма се премества в определена посока и стоящи, когато не се премества. (фиг. 9.4). При стоящите вълни частиците не се движат по кръгови орбити. В средните най-изпъкнали части на вълната те се движат само вертикално, а във възлите—само хоризонтално.

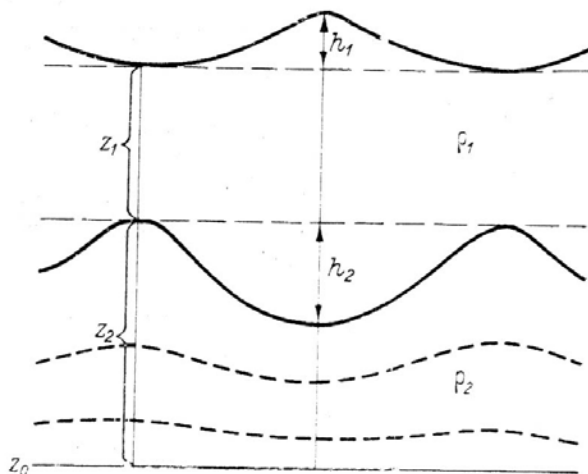


Фиг. 9.4. Схема на стояща вълна

Между слоевете вода с различна плътност в океана има тънка преходна зона, която представлява гранична междинна повърхност. В нея възникват вътрешни вълни на периоди от няколко минути до няколко денонощия и амплитуда от няколко метра до десетки и стотици метри. Причините за възникването им са ветрови вълни, приливни вълни, бързи промени на атмосферното налягане и др.

В дълбочина вълновите движения затихват и вследствие на хидростатичното равновесие под гребените на повърхностните вълни се разполагат падината на вътрешните вълни и обратно. (фиг. 9.5).

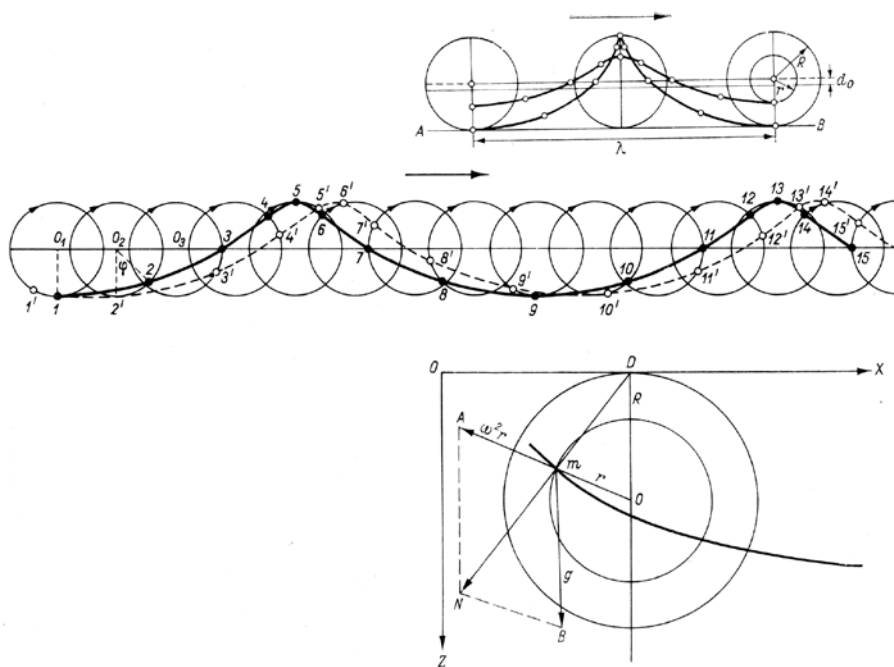
Колкото разликата в плътността на слоевете е по-малка, толкова амплитудата на вътрешните вълни е по-голяма и в дълбочинни слабо стратифицирани слоеве тя може да достигне стотици метри.



Фиг. 9.5. Схема на вътрешна вълна

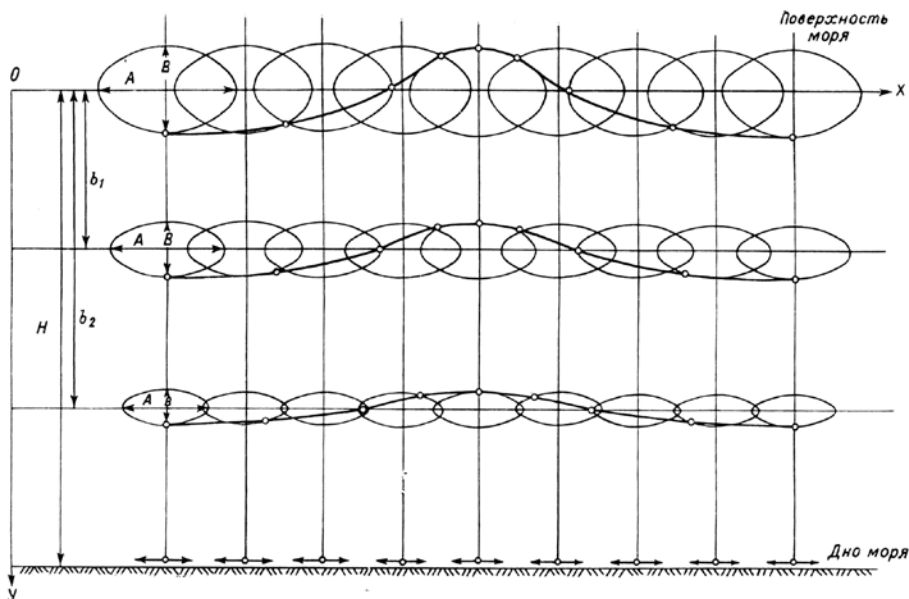
Повърхностните ветрови вълни също могат да се разглеждат като вътрешни вълни, възникващи на граничната повърхност вода/въздух. Поради голямата разлика в плътностите на тези среди, ветровите вълни не могат да достигнат до такива големи височини като вътрешните.

Отношенията между елементите на реалните вълни са твърде разнообразни и затова за изучаването им се използва идеализирана трохоидална вълна (фиг. 9.6), частиците на която описват кръгови траектории като тези от тях, които се намират на една вертикала се движат синфазно. Приема се, че водата е невискозна, с постоянна плътност и дълбочината на океана е неограничена. Трохоидалната теория на вълните е създадена от чешкия математик Ф. Герстнер през 1802 г. и е усъвършенствана от английския математик Д. Стокс през 40-те години на XIX век.



Фиг. 9.6. Движение на водните частици в трохоидална вълна

В дълбочина вълнението бързо затихва, тъй като радиусите на окръжностите, по които се движат частиците намаляват. (фиг. 9.7). По формулата $r = r_0 \cdot \exp\left(-\frac{2\pi z}{H}\right)$, където z е вертикалното разстояние надолу от водната повърхност, а $r_0 = \frac{H}{2}$ намаляват и височините на вълната, а периодите, дължините и скоростите не се изменят с дълбочината.



Фиг. 9.7. Орбити на водните частици в плитководието.

В таблица 9.1 е дадено намаляването на височината на вълната H с увеличаване на дълбочината на морето h .

Таблица 9.1.

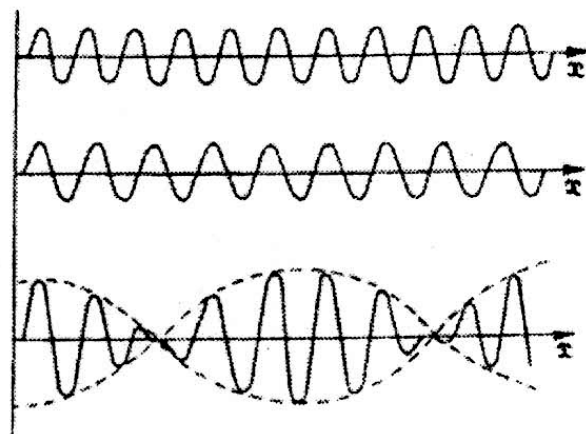
дълбочина на морето h в части от дължината на вълната на повърхността L	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1
височина на вълната H на съответната дълбочина в части от дължината на вълната на повърхността L	1	0,53	0,28	0,15	0,08	0,04	0,02	0,01	0,006	0,003	0,002

Например, ако на повърхността на морето съществува вълна с височина 6,5 м и дължина 90 м (това са максималните стойности за българския сектор на Черно море), то на дълбочина 9 м ($0,1 h$) височината ѝ ще бъде 3,5 м, на дълбочина 45 м ($0,5 h$)—26 см, на дълбочина 90 м ($1 h$)—1 см.

На практика на дълбочина $h=L/2$, влиянието на вълнението е незначително.

Поради различните скорости на разпространение на вълните с различна дължина, те се смесват помежду си в групи като се получава сумарна вълна в резултат на явлението интерференция (фиг. 9.8).

Получената вълна има увеличени гребени и падини в сравнение с изходните вълни. Функцията на разпределение на броя на вълните в групите е дадена в таблица 9.2.



Фиг. 9. 8. Интерференция на вълните

Таблица 9.2.

Брой вълни в група	3	4	5	7	8	9	10	11
Функция на разпределение %	90	70	45	30	20	10	8	5

Половината от групите вълни се състоят от по пет вълни, но тяхната сумарна височина не е висока. Около една десета от групите вълни включват в себе си по 8-10 вълни, чиято сумарна височина е голяма и вероятно оттук е произлязла легендата за най-високата вълна–„деветия вал” (фиг. 9.9).

Височината на екстремално високите вълни е $h > 2H_s$, където H_s е височината на значителните (характерни вълни). Екстремално високите вълни се формират при взаимодействието на линейната интерференция на вълните с нелинейната модулационна неустойчивост (Кузнецов и др. 2011).



Фиг. 9.9. Деветият вал (Иван Айвазовски–1850 г.)

На табл. 9.3 е представена средната височина на вълната в зависимост от скоростта на вятъра и разгона (разстояние по морската повърхност, подложена на ветрово въздействие).

На табл. 9.4 е представена скалата за степента на ветрово вълнение.

Таблица 9.3. Средна височина на вълните

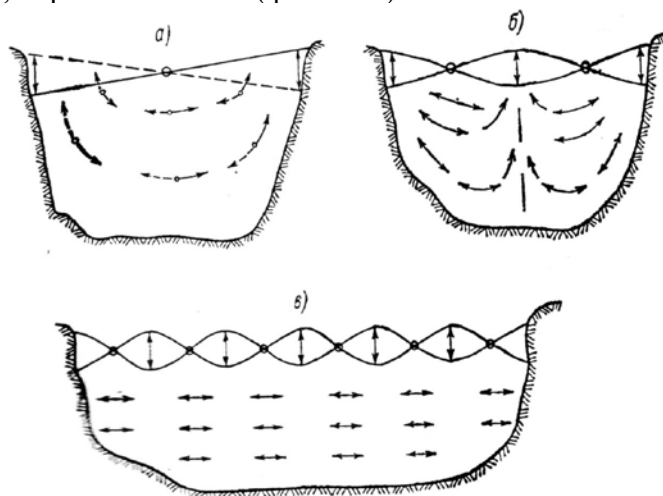
Скорост на вятъра, м/с	Разгон на вятъра, км					
	20	50	100	200	500	1000
5	0,2	0,3	0,4	0,5	0,7	0,9
10	0,4	0,6	0,8	1,1	1,6	2,1
15	0,7	1,0	1,3	1,7	2,5	3,4
20	0,9	1,3	1,8	2,4	3,5	4,8
25	1,2	1,7	2,3	3,1	4,6	6,1

Таблица 9.4. Скала на степента на ветровото вълнение

бал	височина на вълната, м	характеристика
0	0	отсъствие на вълнение
I	0–0,25	слабо вълнение
II	0,25–0,75	умерено вълнение
III	0,75–1,25	значително
IV	1,25–2,0	

V	2,0–3,5	силно
VI	3,5–6,0	
VII	6,0–8,5	много силно
VIII	8,5–11	
IX	> 11	изключително

Изведената от равновесие под действие на някаква сила вода в затворен или полузатворен басейн след прекратяване на силата до възстановяване на своето равновесие извършва свободни затихващи колебания, наречени сейши. (фиг. 9.10)



Фиг. 9.10. Вълни сейши: а) едновъзлова, б) двувъзлова, в) многовъзлова

Те са особено характерни за Женевското езеро, където са били описани за пръв път. Наименованието произлиза от латинската дума “siccus”—сух, с която се отбелязвали осушаванията по брега на Женевското езеро при действието на колебания в нивото. Най-често причината за възникване на сейши са промени в атмосферното налягане при преминаване на циклони над морето. Поради равновесието между атмосферата и хидросферата настъпват колебания на морската (или езерна) повърхност с голям период (фиг. 9.11, 9.12).



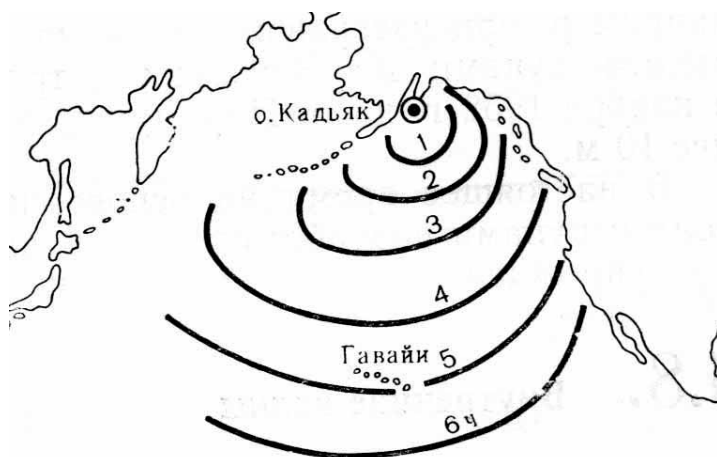
Фиг. 9.11. Вълна сейша на 01.06.1998 г. – гр. Бяла



Фиг. 9.12. Вълна сейша на 07 Май 2007 г. – гр. Балчик

Подводни земетресения (моретресения), вулкански изригвания или огромни свлачища възбуждат в океаните разрушителни вълни, наречени в Япония цунами (вълна в пристанище). Скоростта им на разпространение е от 400 до 800 км/ч, а височината при бреговете

достига до повече от 30 м (табл. 9.5) Например при изригването на вулкана Кракатау на 27 август 1883 г. се образувала вълна цунами с височина 35 м и са загинали 36 000 души. На фиг. фиг. 9.13 е показана карта на разпространението на цунами при земетресение на о. Кадияк в Тихия океан. За 4,5 часа вълната е изминала разстоянието от Аляска до Хавайските о-ви.



Фиг. 9.13. Разпространение на вълна цунами след земетресение на 1.04.1946 г.

Поради голямата дължина на вълната цунами тя не се усеща от корабите в открито море. При приближаване на вълната до бреговете, обаче, тя се трансформира и достига до огромна височина, причинявайки големи разрушения. (табл. 9.6)

Табл. 9.5. Оценка за интензивността на цунами по Имамура–Иида

Магнитуд на цунами	Максимална височина на водния подем на брега, м	Потенциални разрушения
-1	<1	Няма
0	1	Незначителни
1	2	Повреди по сгради по крайбрежието
2	4–6	Разрушаване на сгради по крайбрежието

3	10–20	Съществени разрушения на инженерни съоръжения по протежение на до 400 км по крайбрежието
4	>30	Катастрофални разрушения на инженерни съоръжения по протежение до 500 км по крайбрежието

Таблица 9.6. Катастрофални цунами в Световния океан

Дата	Място	Брой на жертвите
01. 11. 1755	Лисабон, Португалия	60 000
05. 02. 1783	Месина, Италия	30 000
27. 08. 1883	Кракатау, Индонезия	36 000
15. 06. 1896	Санрикоу, Япония	27 122
29. 09. 1899	Банда, Индонезия	2 460
01. 09. 1923	Сагами, Япония	2 144
02. 03. 1933	Санрикоу, Япония	3 022
26. 06. 1941	Андаман, Индия	5 000
16. 06. 1976	Аугусто Моро, Филипини	4 456
12. 12. 1992	Флорес, Индонезия	2 500
17. 07. 1998	Папуа-Нова Гвинея	2 183
26. 12. 2004	Ванда Ачех, Индонезия	228 000
11. 03. 2011	Фукушима, Япония	16 000

Теоретично за българския сектор на Черно море при източно вълнение, когато резгонът е най-голям биха могли да се образуват вълни с височина до 7 м и дължина на вълната 90 м. В действителност максималните размери на вълните са по-малки, поради влияние на крайбрежни плитчини, стратификация на водната маса, наличие на отразени вълни и др. През м. февруари 1979 г. при много силна буря (щорм от изток-североизток, продължил 4 дни) височината на вълната е достигнала 5–6 м, причинявайки разрушения по цялото българско крайбрежие.

В преходните слоеве между водни маси с различна плътност в Черно море се образуват вътрешни вълни. Като се съди по колебанията на температурата, хлорността, кислородното съдържание и някои други показатели тяхната височина в българския сектор на Черно море се оценява на няколко метра.

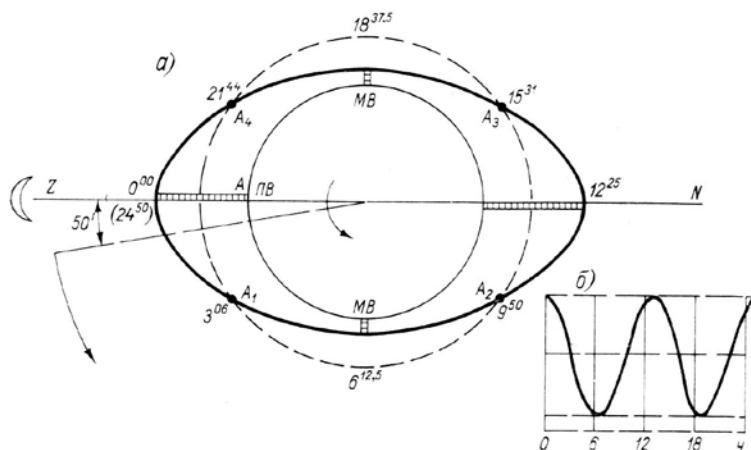
10. Колебания на нивото на Световния океан. Приливи, евстатически колебания, сгонно-нагонни явления

*И вложи във ковчега Ной от всеки земен род,
от този, що лети и дете бяга по земята.
А Бог пък всички извори небесни щом разтвори,
оттука прочее низведе дъждове–моря,
на планини дълбокодолни върхове покри,
покри нивята и забули земното лице.
Тogaва всички във едно се смесиха и сляха.
Стъблата на дърветата заливаше вода,
рибите пък плуваха по върхове планински.
И бързия на суша лъв затвориша водите.
Константин Манаси „Световна хроника”, XII в.*

*Ала кой би повярвал на историите за това,
че светът е полудял? Един свят, в който реките
променят посоката си, където реват
на разяреното морско чудовище
разтърсва земята, където водите се издигат
от дълбините и поглъщат по пътя си всичко живо,
където оцелелите завързват саловете си
сред върховете на дърветата в планината?
Уилям Райън, Уолтър Питман „Ноевият потоп”, 1998 г.*

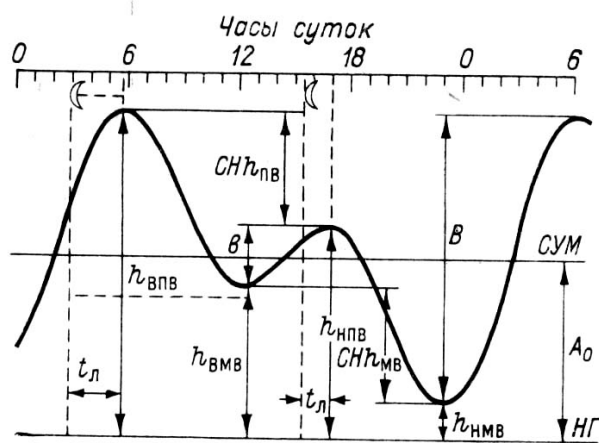
В Световния океан почти повсеместно се наблюдават периодични повишения и понижения на нивото, наречени приливи, които се съпровождат от течения, периодично променящи своята посока и скорост.

Приливите са предизвикани от гравитационното взаимодействие между Земята, Луната и Слънцето (приливообразуващи сили). Периодът на приливите съответства на периода на приливообразуващата сила, но се различава по фаза от нея. Те се наблюдават навсякъде в Световния океан, но най-силно са изразени в океаните и в свързаните с тях периферни морета и особено по техните брегове. Фазите на издигане и спадане на морското ниво в дадено място се наричат прилив и отлив, а съпровождащите ги течения приливни (фиг. 10.1).



Фиг. 10.1. Приливни колебания: а) положение на елипсоида на прилива
б) денонощен ход на нивото в точка А

Най-високото ниво по време на прилив се нарича висока вода (ВВ), а най-ниското—ниска вода (НВ). Ако през денонощието се наблюдават две високи и две ниски нива, те се наричат висока висока вода (ВВВ), ниска висока вода (НВВ), висока ниска вода (ВНВ) и ниска ниска вода (ННВ). (фиг. 10.2)



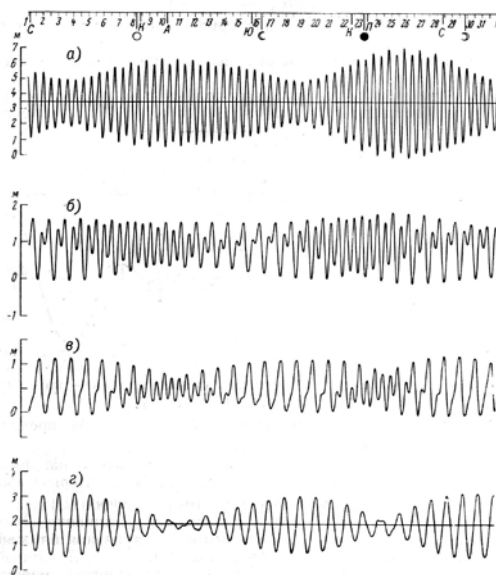
Фиг. 10.2. Елементи на прилива

Големина на прилива е разликата между нивата на съседни висока и ниска вода ($h_{ВВ} - h_{НВ}$). Различават се две големини: $B = h_{ВВВ} - h_{ННВ}$ и $b = h_{НВВ} - h_{ВНВ}$.

Височина на прилива е положението на морското ниво в даден момент спрямо приетия нулев хоризонт в съответната височинна система.

Продължителността на повишаване и спадане на нивото е промеждутъкът от време между ниската и висока вода и обратно. Лунен промеждутък е времето между кулминацията на Луната в меридиана на наблюдение и момента на настъпване на най-близката висока вода. Котидална линия е кривата линия, преминаваща през точки, в които високата вода настъпва едновременно като всяка линия се означава с лунния час по Гринуич.

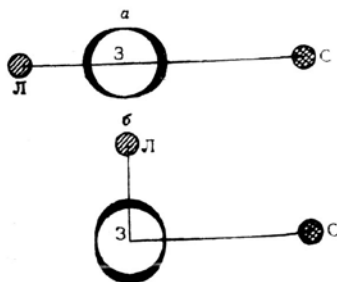
Според своя период приливите биват денонощни, полуденонощни, смесени и аномални. (фиг. 10.3) Съществуват и характерни точки, наречени амфидромични, в които големините на приливите са нулеви и котидалните линии се въртят около тях (обратно на часовниковата стрелка в Северното полукълбо и по часовниковата стрелка в Южното полукълбо под влияние на силата на Кориолис).



Фиг. 10.3. Видове приливи: а) полуденонощен, б) неправилен полуденонощен, в) неправилен денонощен, г) денонощен

При денонощните приливи, периодът на колебания на морското ниво е равен на лунното денонощие—24 ч 50 мин и кривата на издигане и спадане на нивото е близка до синусоида. При полуденонощните

приливи, периодът на колебания на нивото е $\frac{1}{2}$ лунно денонощие—12 ч 25 мин като кривата на издигане и спадане на нивото също е близка по синусоида. Амплитудите на прилива (разликата между височината на високата и ниската вода спрямо средното приливно ниво) през месеца съответстват на фазите на луната (фиг. 10.4) като при пълнолуние и новолуние те са най-големи (сизигиен прилив), а когато луната се намира във фаза първа и трета четвърт — най-малки (квадратурен прилив). Теоретично височината на сизигийните приливи би трябвало да бъде 4 пъти по-голямо от тази на квадратурните.



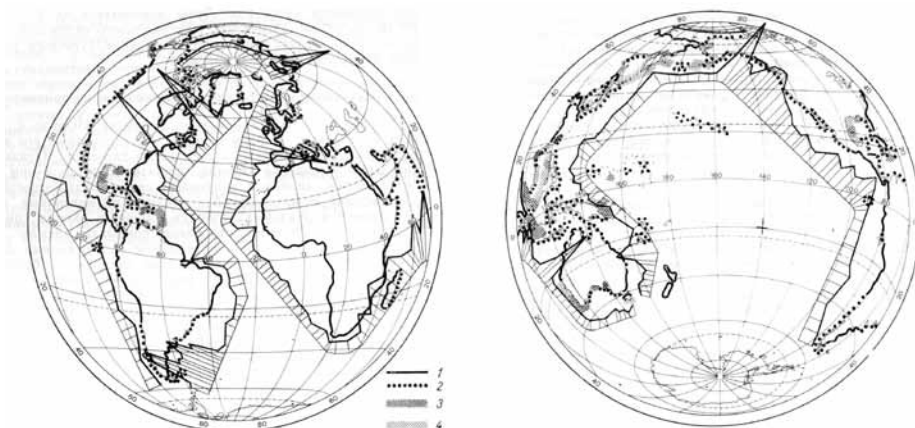
Фиг. 10.4. Положение на Слънцето и Луната спрямо Земята при сизигиен (а) и квадратурен (б) прилив

Смесените приливи биват неправилни полуденонощни и неправилни денонощни. При първите се наблюдават две високи и две ниски вълни за лунно денонощие, но височините на две последователни високи или ниски води имат значителна разлика, наричана денонощно неравенство.

Неправилните денонощни приливи се различават от правилните денонощни, по това че при преминаване на Луната през екватора възниква втора висока вълна в денонощието и в продължение на няколко дни приливите се превръщат в полуденонощни.

Аномалните приливи имат специфични особености и са рядко срещани. При разпространение на приливните вълни на плитководието те губят своята симетрия и полуденонощните приливи могат да се превърнат в четвъртденонощни. Към аномалните приливи спада и явлението бор—издигане на нивото в устията на големите реки (Ганг, Амазонка и др.) във вид на стена с височина до 3 м, която се разпространява нагоре по течението като една или няколко стръмни вълни. Предният склон на тези вълни е много стръмен, а задният—полегат с малък наклон. Разпространението на типовете приливи в Световния океан е посочено на фиг. 10.5.

Първото научно обяснение на приливите и отливите прави през 1687 г. английският физик Исак Нютон. Той анализира статичното равновесие на водните маси, които се намират под действие на силите на привличане и центробежните сили на Земята, Луната, Слънцето и на системата Земя-Луна, чийто център се намира вътре в Земята на $0,73 R$ (R е земният радиус), тъй като масата на Земята е 81,5 пъти по-голяма от масата на Луната. Статичната теория за приливите е усъвършенствана от италианския математик И. Бернули през 1738 г. Съгласно тази теория океанът има навсякъде еднаква дълбочина, покрива изцяло Земята и във всеки момент от време приливообразуващата сила се уравновесява от силата на тежестта. Изчисленията по статичната теория дават средна големина на сизигийния прилив 0,8 м, а на квадратурния 0,3 м. Най-големият прилив от 0,9 м е възможен, когато Слънцето и Луната се намират в сизигий и същевременно в перигей (на минимално разстояние от Земята). Най-малка е големината на прилива—0,2 м, когато Слънцето и Луната се намират в квадратура и същевременно в апогей (на максимално разстояние от Земята). Статичната теория обяснява само качествено приливите и не може да служи за предсказване на техните параметри. Теорията предполага редица опростявания като не отчита инерцията и вискозитета на морската вода, както и влиянието на крайбрежните плитчини. На практика изчисленията съгласно статичната теория средно максимални приливи от 0,80 м се срещат само в централните области на океаните (о. Св. Елена—0,80 м, о. Гуам—0,80 м) докато в останалите части се наблюдават съществени отклонения спрямо теоретичните изчисления.



Фиг. 10.5. Видове приливи в Световния океан: 1) полуденоношен, 2) неправилен полуденоношен, 3) деноношен, 4) неправилен деноношен

Това е стимулирало развитието на динамичната теория на приливите, чието начало е поставено от френския математик П. Лаплас в 1775 г. Динамичната теория се основава на два принципа: периодът на изменение на морското ниво е равен на периода на приливообразуващата сила и при действие на няколко периодични сили, предизвиканите от тях изменения се разглеждат отделно, а общият резултат се получава след сумиране на измененията. Динамичната теория отчита въздействието на дънния релеф, инерцията на водата и влиянието на силата на Кориолис.

Приливообразуващите сили, независимо от тяхното сложно взаимно действие са периодични и пълният цикъл на изменението на морското ниво може да се разложи на хармонични съставлящи от вида:

$h_i = A_i \cdot \cos(q_i \cdot t + \zeta_i)$, където h_i е височина на прилива, A_i – амплитуда на вълната, q_i – ъглова скорост, t – време, ζ_i – фаза на дадената вълна.

Броят на хармоничните съставлящи на наблюдаваните колебания на нивото зависи от продължителността на наблюденията и изискваната точност за прогнозиране на приливите. Анализът на месечна серия от наблюдения дава възможност да се отделят 11 хармонични вълни. За изчисляване на приливите с достатъчна за практиката точност е достатъчно да се използват четири вълни: M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , в които е включено влиянието и на редица други хармонични съставлящи. M_2 е главна лунна полуденоношна вълна, която е най-значителната компонента в полуденоношните приливи, S_2 е главната слънчева

полуденонощна вълна, K_1 е луннослънчева деклинационна денонощна вълна, O_1 е главна лунна деклинационна денонощна вълна.

Зануждите на оперативната навигация на базата на астрономически наблюдения и определяне на хармоничните константи на приливните колебания за многобройните пристанища и брегови пунктове са изготвени таблици за приливите. В тях за години напред по дати са публикувани изчислените височини на високата и ниската вода.

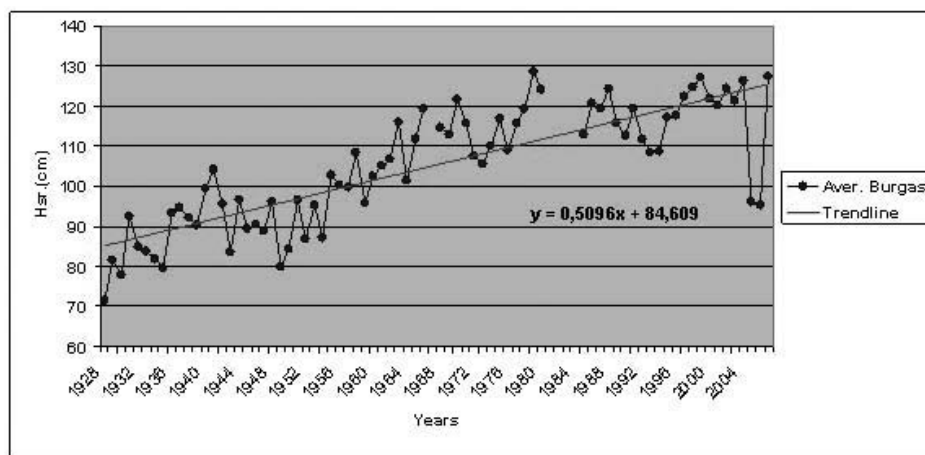
За районите с добре изучени течения се издават и таблици за приливните течения. Атласите на приливите за разлика от таблиците съдържат характеристики за приливите не само в отделни пунктове, но и обобщени данни за значителни райони на океана. Картите за приливите и отливите се съставят за всяка отделна компонента или за сбора от всички компоненти. Обикновено картите се отнасят за главната лунна полуденонощна вълна M_2 . Първата емпирична котидална карта е била съставена през 1883 г. от английския учен У. Уейвъл.

Най-високи приливи са наблюдавани по западния бряг на Атлантическия океан (залив Фънди – 18 м, Магелановия проток – 12,9 м, Бристълския залив – 11,5 м), в Индийския океан (Северния бряг на Австралия – 10,4 м, Арабско море – 9,1 м), в Тихия океан (Охотско море – 11 м, Калифорнийския залив – 9,6 м). В затворените морета, свързани с океаните чрез протоци височината на приливите е много малка или практически отсъства. За Черно море височината на максималния сизигиен прилив е 9 см.

В резултат на цикличните изменения на климата на Земята се променя и нивото на Световния океан – настъпват евстатически колебания, породени от изменения обем на океанските води. От края на XIX в. се наблюдава повишаване на нивото на Световния океан със скорост 1,5 мм/год., което е започнало в северните ширини и постепенно се разпространява на юг. В Черно море то се констатира след 1924 г. (фиг. 10.6, 10.7)



Фиг. 10.6. Многогодишни колебания на морското ниво при мареографна станция Варна



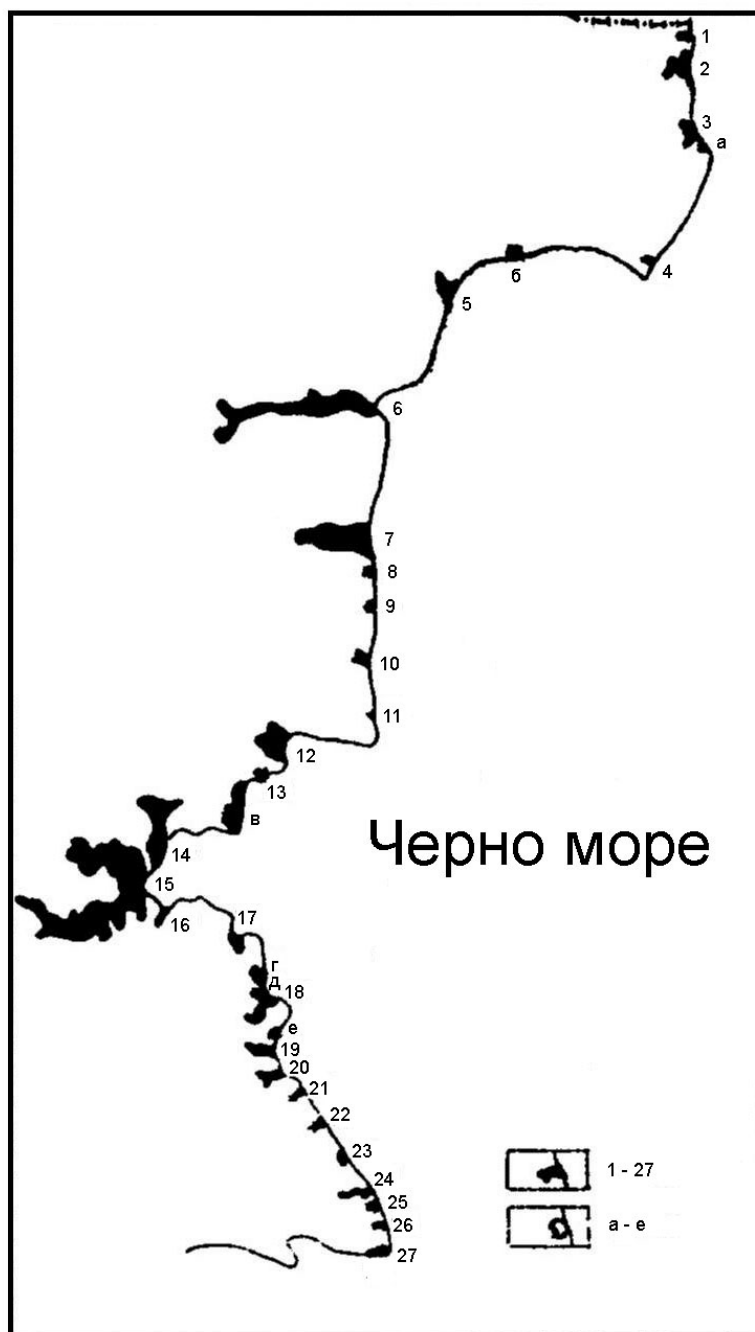
Фиг. 10.7. Многогодишни колебания на морското ниво при мареографна станция Бургас

През кватернера нивото на Черно море многократно се е повишавало или понижавало, при което са се променяли неговите размери и средна дълбочина (табл. 10.1).

Табл. 10.1. Параметри на Черно море през кватернерния период

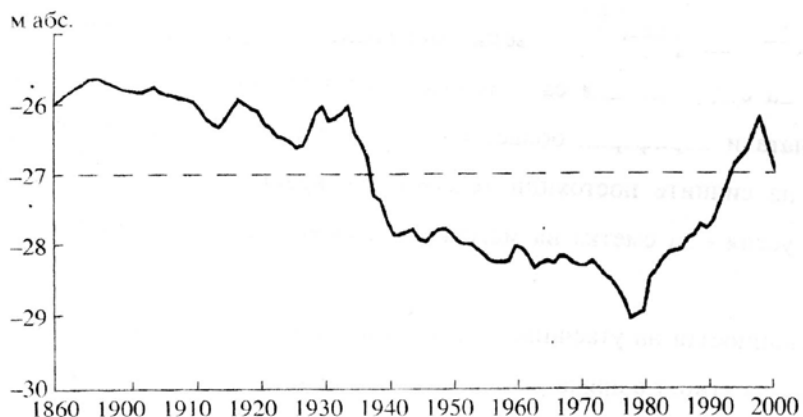
морски басейн		хронологика скала, год. В.Р.	морско ниво, м	площ, км ²	обем, км ³	средна дълбочина, км
черно-морски	съвременен	0	0	422 979	538 046	1,272
	новочерноморска трансгресия	3 500	+ 1,5	424 015	538 680	1,270
	след “потопа”	7 516	- 35	390 683	523 567	1,340
	преди “потопа”	7 518	- 120	341 959	492 322	1,440
новоевксински		20 000	- 120	341 959	492 322	1,440
къснокарангатски		30 000	+ 12	431 266	543 121	1,259
раннокарангатски		100 000	+ 23	438 861	547 774	1,248
древноевксино–узунларски		250 000	- 60	375 115	513 951	1,370
късночаудински		400 000	- 100	354 424	499 363	1,409
плиоценски-плейстоценски (гурийски)		1 810 000	- 170	336 102	475 487	1,415

Повишаването на морското ниво води до образуването на лимани и лагуни по нашето крайбрежие (фиг. 10.8).



Фиг. 10.8. Лимани (1–27) и лагуни (а - е) по Българското черноморско крайбрежие

Съвременен пример за ускорена трансгресия и регресия през последните 150 г.; откакто се провеждат инструментални наблюдения е Каспийско море (10.9).



Фиг. 10.9. Колебания на нивото на Каспийско море.

Силните ветрове, насочени от морето към сушата преместват водните маси към брега. В резултат настъпва нагон на водата и се повишава морското ниво. Обратно, при вятър, който е насочен от сушата към морето морското ниво се понижава и настъпва сгон. За бреговата зона на Българското черноморско крайбрежие максималните стойности на нагона при продължителни източни ветрове се оценяват на 0,8–1,2 м.

11. Морски течения. Циркулация и смесване на водите на Световния океан

*Всичките реки отиват в морето,
И морето никога се не пълни;
Из мястото, дето отиват реките,
Връщат се, тамо пак да идат.
Еклисиаст (1:7)*

*Като изучавай движението на водата,
не забравяй от всяко установено явление
да направиш практически извод,
така, че твоята наука да не бъде безполезна.
Леонардо да Винчи (1452–1519)*

Пренасянето на водни маси на голямо разстояние в Световния океан в резултат на постъпателното им движение се нарича морско течение. Морските течения обхващат огромни водни маси в ширина и дълбочина. Посоката им се измерва в градуси, а скоростта им в м/с или възли (knots).

Първите сведения за морските течения за протоците Керченски, Босфор и Дарданелите са дадени от Аристотел (IV в. пр.Хр.), а за теченията в Гибралтарския проток – от Теофраст (IV–III в. пр.Хр.). През 1678 г. немският естествоизпитател Атанасиус Кирхер издава първата карта на морските течения. През 1770 г. Бенджамен Франклин съставя карта на течението Гълфстрийм (фиг. 11.1), а в средата на XIX в. във Великобритания са издадени подробни атласи на морските течения в Атлантически, Индийски и Тихи океан.



Фиг. 11.1. Карта на течението „Гълфстрийм“ от Бенджамин Франклин

Причините, под действие на които водата в океана започва постъпателно движение се разделят на външни по отношение на океана (вятър, приливообразуващи сили, изменение на атмосферното налягане, речен отток, изпарение, валежи) и вътрешни, възникващи в самия океан, поради хоризонтална нееднородност на полето на плътността вследствие разлики в температурата и солеността на водата. Теченията, наблюдавани в естествени условия са резултат от едновременното действие на външни и вътрешни сили.

Вятърът предизвиква ветрово вълнение по морската повърхност, но същевременно създава напрежение в повърхностния воден слой, което се предава чрез турбулентна дифузия в дълбочина и възникват най-разпространените течения, наречени дрейфови. Неравномерното поле на вятъра и влиянието на бреговете причиняват наклон на свободната повърхност на океана и хоризонтални градиенти на налягането, поради което възникват градиентни течения.

Приливообразуващите сили са свързани с гравитационното въздействие на Луната и Слънцето. Те причиняват приливни течения с периодично действие. Приливните течения не пренасят съществени водни маси в определена посока, но те поддържат турбулизацията на водите в Световния океан.

Измененията на атмосферното налягане предизвикват хоризонтални градиенти на налягане и съответни на тях бароградиентни течения.

Процесите на водообмен и топлообмен в океана създават хоризонтални градиенти на налягането, свързани с разлика в температурата и солеността на водите, които причиняват термохалинни (плътностни) течения.

На табл. 11.1 са представени характеристиките на главните течения на Световния океан.

Табл. 11.1. Главни течения в Световния океан

Атлантически океан

течение	посока	температура С° (зима-лято)	соленост %	скорост км/ч	термична характеристика
Антилско	З-СЗ	24-28	35-36	0,8-1,9	неутрално
Бенгалско	С-СЗ	15-25	35-36	0,8-1,9	студено
Бразилско	ЮЗ	18-28	35-37	1,2-1,9	топло
Гвианско	СЗ	25-27	35-36	0,9-2,8	неутрално
Гвинейско	И-ЮИ	23-28	34-36	1,9-3,2	неутрално
Гълфстрийм	С-СИ	10-22	34-36	3-9	топло
Западноветрово	И-СИ	0-15	33-35	0,5-1	студено
Екваториално	И-ЮИ	24-27	34-36	0,9-2,8	топло
противотечение	(лятно)				
Западногренландско	С-СЗ	0-2	33-33,5	0,4-0,6	топло
Иглено	ЮЗ-Ю	16-27	35	2,7-3,7	топло
Източногренландско	ЮЗ	(-2)-4	31-33	0,5-1	студено
Източноисландско	ЮИ	0-2	33-35	0,9-1,9	студено
Ирмингерово	З-ЮЗ	5-12	33-35	под 0,9	студено
Канарско	ЮЗ	12-25	36-36,8	под 0,5	студено
Капхорново	И-СИ	5-10	33-34	до 0,9	студено
Карибско	З	26-29	36-36,3	1-3,2	неутрално
Лабрадорско	ЮИ-Ю	(-2)-10	30-34	1-2	студено
Норвежко	СИ	4-13	33-35	0,9-1,9	топло
Норкапско	СИ	4-8	35	0,2-0,4	топло

Индийски океан

течение	посока	температура С° (зима-лято)	соленост %	скорост км/ч	термична характеристика
Агуляско	ЮЗ	24-27	35	1,9- 2,0	неутрално
Екваториално	СЗ	26-28	35-35,5	0,8-1,0	топло
противотечение	ЮЗ	25-28	35	1,8-1,9	неутрално
Мусонно	ЮЗ	25-28	35	1,8-1,9	неутрално
Северно	З	25-28	35-36	2,0-2,3	неутрално
екваториално	ЮЗ	22-25	35	2,3-2,5	студено
Сомалийско	ЮЗ	22-25	35	2,3-2,5	студено
Южно полярно	З-СЗ	-1 - 2	34-35,5	0,8-1,6	студено

Тихи океан

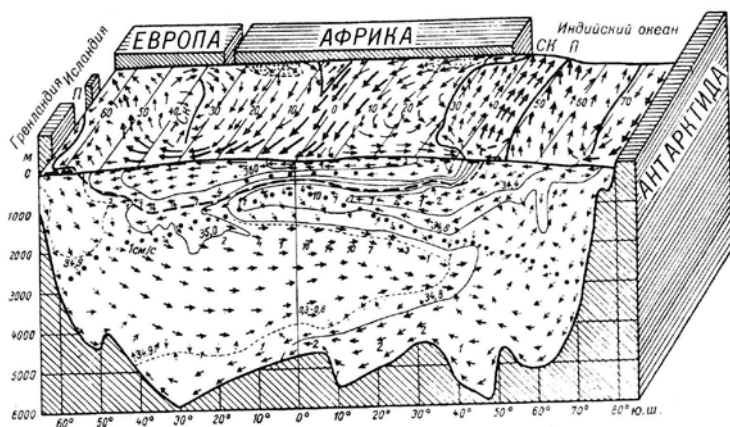
течение	посока	температура С° (зима-лято)	соленост %	скорост км/ч	термична характеристика
Аляско	ЮЗ	2-3	32-33	1,0-1,5	студено
Екваториално противотечение	С	25-28	34-34,5	1,7-2,5	неутрално
Източно Австралийско	Ю	10-20	35-35,5	0,8-0,9	студено
Калифорнийско	Ю-ЮЗ	10-15	32,5-34	1,8-2,3	студено
Курушио	СЗ	17-20	33-34,5	1,8-2,3	неутрално
Перуанско	С-З	20-25	35-35,5	1,8-2,8	топло
Севернотихоокеанско	З	10-20	33-35	1,8-2,5	неутрално
Южно полярно	СЗ	-2 - 2	32-33,5	0,7-0,9	студено

Чрез измерване на посоката на скоростта на морските течения се получава представа за траекторията на водните частици. Измерванията се извършват с автономни буйкови станции или като върху морската повърхност се поставят плаващи предмети. Чрез оцветяване на повърхностния слой може да се проследи водния поток. Системата на морските течения в голяма степен оказва влияние на процесите в атмосферата и формирането на метеорологичните условия. Пренасянните от теченията водни маси обуславят разпределението на биологичните ресурси в Световния океан, което е от първостепенно значение за риболова. На фиг. 11.2 е представена схема на основните повърхностни течения в Световния океан.

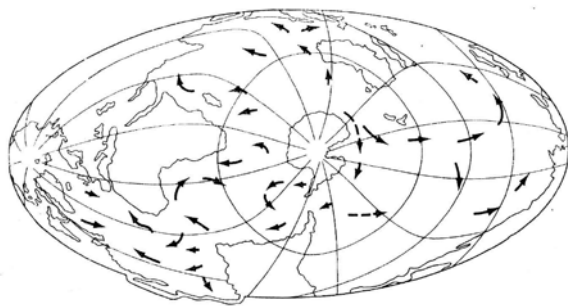


Фиг. 11.2. Схема на основните повърхностни течения в Световния океан

В дълбоките слоеве на океаните поради нееднородното поле на плътността съществуват течения особено между полярните и екваториалните области (фиг. 11.3). В антарктическата област води с голяма плътност се спускат в дълбочина и се разпространяват в дълбоководните райони на Атлантическия, Индийския и Тихия океан. Тези придънни течения имат висока скорост (0,4–0,5 м/с) (фиг. 11.4).



Фиг.11.3. Обща схема на дълбочинната циркулация и повърхностните течения



Фиг. 11.4. Разпространение на придънните Антарктически води в дълбоководните райони (>4 км) на Световния океан

В Атлантическия океан дълбочинната циркулация е изразена особено добре между островите Гренландия и Исландия. Северноатлантическите води се движат на юг на дълбочина 1,5–4,0 км. В тяхната горна част се добавят и средиземноморски води с висока соленост, които изтичат от Гибралтарския проток и се

разпространяват на дълбочина около 1 км. Северноатлантическите води се проследяват на юг до южна ширина 50–70°, където те се издигат и смесват с водите от горния слой на океана.

В северната част на Тихия океан няма условия за образуване на големи количества дълбочинни води. Затова в северната половина на океана се разпространяват еднородни по структура антарктически придънни води.

В северната част на Индийския океан е добре изразено образуването и разпространението на юг на дълбочинните води. Над тях се разполагат високосолени води от Червено море и Персийския залив подобно на притока на средиземноморски води в Атлантическия океан.

Теченията в бреговата зона по своя генезис се разделят на невълнови (приливни, дрейфови, сгонно–нагонни, термохалинни) и вълнови, които имат най-голямо значение за динамиката на брега и морското дъно. Вълновите течения възникват частично вследствие стоксовия пренос на маса, но основно в резултат на дисипацията на енергията при подхода на вълните към брега. По отношение на изобатите теченията биват напречни и надлъжно–брегови. Напречни са потоците, свързани със стоксовия пренос, които са насочени към брега, както и компенсационните противотечения, насочени в противоположна посока. Към тях се отнасят и разливните течения, отдалечаващи се от брега във вид на тесни струи. Надлъжно–бреговите течения се разделят на енергетични, генерирани при кос подход на вълнението и градиентни, обусловени от образуването на наклони по свободната повърхност на морето.

При извеждане на уравненията, описващи теченията в бреговата зона, които се генерират от вълнението се изхожда от уравненията за запазване на масата, скоростта и енергията на вълната:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial u_i (h + \xi)}{\partial x_i} &= 0 \\ \frac{\partial [\rho(\xi + h)u_i]}{\partial t} + \frac{\partial [\rho(\xi + h)u_i u_j]}{\partial x_j} + \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} &= -\rho g(h + \xi) \frac{\partial \xi}{\partial x_i} + \frac{\partial T}{\partial x_j} - \tau_b - \tau_s \\ \frac{\partial}{\partial t} E + \frac{\partial [(u_j + c_g)E]}{\partial x_j} + S_{ij} \frac{\partial u_i}{\partial u_j} &= -E_D\end{aligned}$$

където енергията $E = \frac{1}{8} \rho g H^2$; c_g - груповата скорост на вълната; ξ - ординатата на развълнуваната морска повърхност; T - период на вълната; τ_b и τ_s - напрежения на дънно триене; H - височина на вълната; h - дълбочина на водата.

На фиг. 11.5 са представени силите, свързани с радиалните напрежения в бреговата зона. От действието на силите следва:

$$-\frac{dS_{xy}}{dx} dx = S_{xy} dy - (S_{xy} + \frac{dS_{xy}}{dx} dx) dy - \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} =$$

$$= -\frac{\partial(\frac{1}{8} \rho g H^2 \sin \varphi \cos \varphi)}{\partial x} \approx -\frac{5}{16} \rho \gamma_z^2 \left[g(h + \xi)^{\frac{3}{2}} \cdot \frac{d(h + \xi)}{dx} \right] \frac{\sin \varphi_0}{c_0}$$

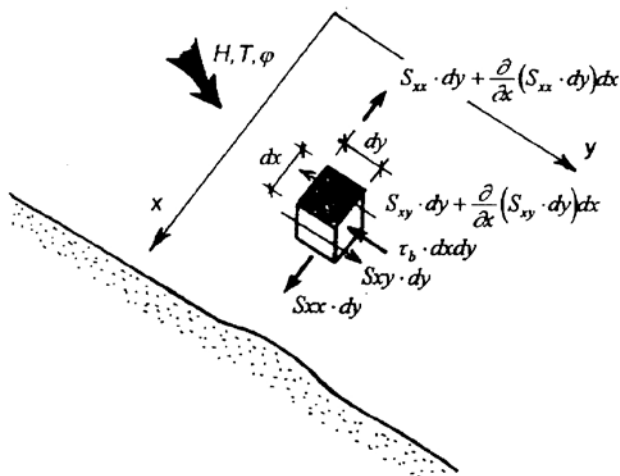
където c_0 е вълновата скорост на дълбоководието, $\gamma_z = \frac{H}{h + \xi} \approx 0,8$ е индекс на разрушаване на вълната, вариращ от 0,5 до 1.

За надлъжно бреговата скорост на течението се получава:

$$v = \frac{5\pi\gamma_z}{8f_p} \sqrt{g(h + \xi)} \operatorname{tg} \beta \sin \varphi, \text{ където } \operatorname{tg} \beta = \frac{d(h + \xi)}{dx}$$

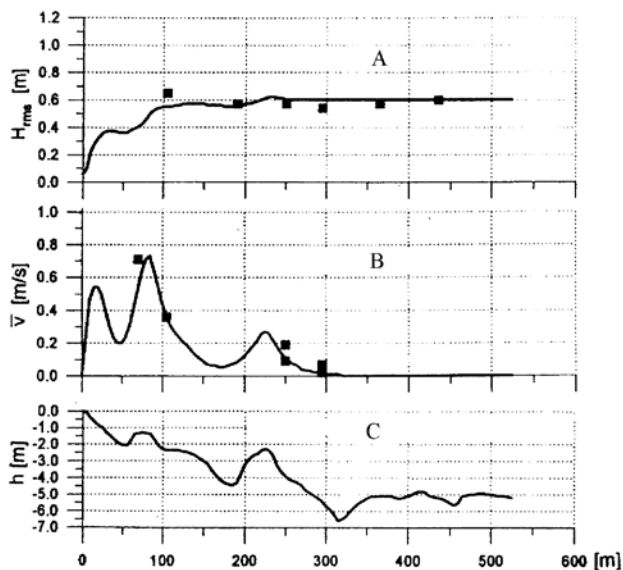
f_p - коефициент на триене

φ - ъгъл на подхода на вълните към брега



Фиг. 11.5. Схема на силите, свързани с радиалните напрежения в бреговата зона

На фиг. 11.6 е представено прогнозиране на скоростта на надлъжно бреговото течение и височината на вълната в зависимост от профила на подводния брегови склон.



Фиг. 11.6. Прогнозиране на височината на вълната (А) и скоростта на надлъжно бреговото течение (В) в зависимост от профила на подводния брегови склон (С)

Средният хоризонтален импулс на вълната на единица площ е:

$$M_w = \int_{-h}^{\xi} \rho u dz = \frac{1}{2} \rho u_{m_0} a,$$

където u_{m_0} е амплитуда на хоризонталната скорост при развълнувана морска повърхност ξ .

Импулсът на вълната се формира от повърхностния воден слой в границите от $-a$ до $+a$ или от $-\frac{H}{2}$ до $+\frac{H}{2}$. Импулсът е еквивалентен на масовия пренос по посока на разпространението на вълните и е резултат на разликата в разхода на водата във фазите на прав и обратен поток в повърхностния слой.

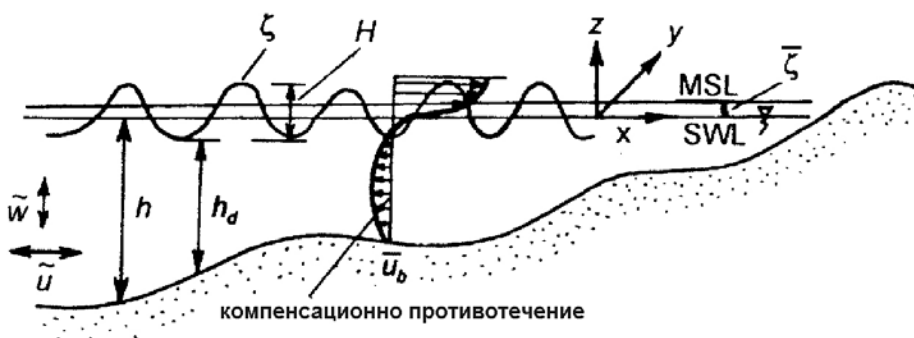
Стокс обяснява масовия пренос с това, че реалните вълнови орбити са незатворени. Скоростта u на масовия пренос е определена от Longuet-Higgins (1953):

$$u = \frac{\pi^2 H^2}{4TL \sinh^2(kh)} \left\{ 3 + 2 \cosh \left[2kh \left(\frac{z}{h} - 1 \right) \right] + kh \sinh(2kh) \left[3 \left(\frac{z}{h} \right)^2 - 4 \left(\frac{z}{h} \right) + 1 \right] + 3 \left[\frac{\sinh(2kh)}{2kh} + \frac{3}{2} \right] \left[\left(\frac{z}{h} \right)^2 - 1 \right] \right\}$$

Стоксовият масов пренос M_w в съответствие със закона за запазване на масата се уравновесява от противоположен поток $-M$, наречен компенсационно противотечение (фиг. 11.7). То се разполага в средния слой на мощността на водния поток и неговата скорост е:

$$u^- = \frac{-M_w}{\rho \cdot d_M}, \text{ където } d_M = h - \frac{H}{2} \text{ е дебелината на средния слой.}$$

Ако височината на вълните е много малка в сравнение с дълбочината $\frac{H}{h} \ll 1$, то следва че скоростта на противотечението u^- ще бъде пренебрежимо малка в сравнение с орбиталната скорост.



Фиг. 11.7. Схема на формиране на прав и обратен поток (компенсационно противотечение)

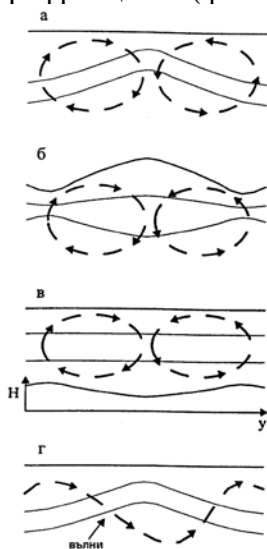
Разривните течения възникват най-често при действието на вълни с голям период и малък тъгъл на подход към брега. Често разривното течение обхваща цялата мощност на вълновия поток като максималната му скорост е в придънния слой и достига до няколко м/с.

Началната скорост на разривното течение V_p може да се изчисли по формулата:

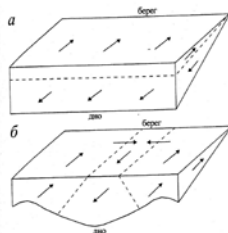
$$V_p = \sqrt{\frac{V_1^2 L_1 + V_2^2 L_2}{L_1 + L_2}},$$

където V_1 , V_2 са скоростите на надлъжно–бреговите градиентни течения, подхранващи разривното течение, L_1 , L_2 са разстоянията, изминати от надлъжно–бреговите течения до тяхната среща.

В план крайбрежните течения се разделят на циркулация във вертикална равнина и хоризонтална циркулация. При вертикалната циркулация основни елементи са потокът, насочен към брега в слоя разположен над падините на вълните и компенсационното течение, разположено в средния слой на водния стълб. Такава стратификация на водните маси е особено добре изразена при относително еднородни условия, когато изобатите на дъното и бреговата линия са близки до правите паралелни линии. При нееднородни условия се развива хоризонтална циркулация – потоците към брега се насочват към поплитките участъци, а оттокът често под формата на разривни течения се концентрира над пониженията в релефа, към които са насочени и градиентните надлъжно–брегови течения. В план това движение има вид на циркулационни вихри. Освен в резултат на влиянието на релефа и контура на бреговата линия циркулационни вихри могат да се образуват и поради надлъжно–бреговите изменения във височината на вълните, породени от рефракцията (фиг. 11.8, 11.9).



Фиг. 11.8. Циркулационни вихри, обусловени от: а–топографията на дъното; б–контура на бреговата линия; в–височините на вълните; г–меандриращото течение при кос подход на вълнението (Леонтьев, 2001)



Фиг. 11.9. Циркулация на водата в бреговата зона при еднородно (а) и нееднородно (б) дъно

При кос подход на вълните се поражда меандрираща надлъжно на брега циркулация. На участъците, където съвпадат скоростите на енергетичното и градиентно течение нейната скорост е максимална, а там където те са противоположни—минимална. Скоростите на крайбрежната циркулация зависят от силата на вълнението и наклоните на дъното. При силен щорм в бреговата зона скоростта на надлъжно—бреговите течения е от порядъка на 1 м/с.

Количествено описание на крайбрежната циркулация е осъществено от Филлипс (1980) посредством уравнения на динамиката, получени на базата на Ойлеровите уравнения на движението с отчитане на специфичните условия на бреговата зона:

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial Q_x^2/h}{\partial x} + \frac{\partial Q_x Q_y/h}{\partial y} + gh \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{F_x}{\rho} + \frac{\tau_{b_x}}{\rho} - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \tau_1}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial Q_y^2/h}{\partial y} + \frac{\partial Q_x Q_y/h}{\partial x} + gh \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{F_y}{\rho} + \frac{\tau_{b_y}}{\rho} - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \tau_1}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 ,$$

където τ_{b_x} и τ_{b_y} са напреженията на дънното триене; τ_1 — турбулентното напрежение на Рейнолдс, обусловено от хоризонталния обмен на импулса; F_x , F_y — сили на въздействие на вълновото поле; $Q_x = u \cdot h$ и $Q_y = v \cdot h$ са напречният и надлъжният разход на вода, които включват и масовия пренос.

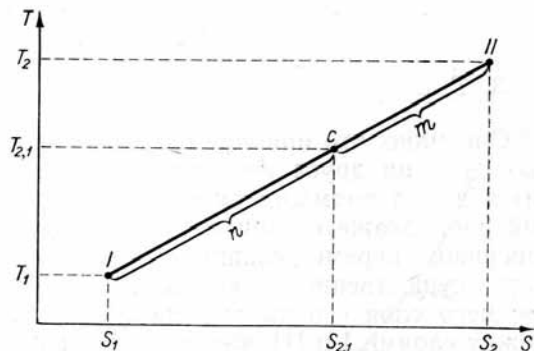
Главен фактор за формиране на надлъжно—бреговия наносен поток е надлъжно—бреговото енергетично течение, възникващо

при кос подход на вълните спрямо брега. Дължината на течението зависи от контура на бреговата линия и може да достигне десетки км. Ширината на течението при силен щорм е от порядъка на 1 км като при нерегулярно вълнение и монотонно повишаващо се дъно надлъжно–бреговото течение се концентрира основно между брега и дълбочината на разрушаване на вълните с 1 % обезпеченост. При наличие на подводен вал течението достига своя максимум близо до върха на вала. Нееднородностите в дънния релеф предизвикват надлъжни градиенти на средното морско ниво и в резултат се проявяват градиентни течения, оказващи забележимо влияние върху разпределението на надлъжно–бреговите скорости.

Крайбрежната циркулация зависи основно от релефа на дъното и контура на бреговата линия, които в отделни участъци могат да бъдат твърде нееднородни и усложнени от различни морфоложки структури. В реални условия вълновите течения включват както надлъжна, така и напречна съставляща.

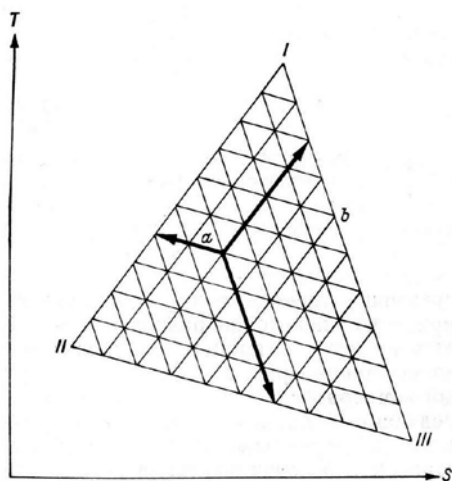
Сложните модели на крайбрежната циркулация изискват огромни обеми изчисления и са скъпоструващи. Опростените схеми от своя страна са по-икономични, но могат да се окажат недостатъчно информативни. Необходим е оптимален подход в зависимост от поставените цели на изследването.

Смесването представлява хаотично движение на водни маси, протичащо по всички направления, при което всеки обем вода пренася своите свойства–температура, соленост, плътност и др. Сливането настъпва под действие на вятъра (турбулентно смесване), поради разлика в плътността на водата (конвективно смесване) или при хаотично топлинно движение на молекулите (молекулярно смесване). При среща на значително различаващи се по характеристики води в резултат на всички типове смесване между тях се образува гранична смесена зона, в която произтича едновременно обмен на всички свойства, най-важни от които са температурата и солеността. При смесване в съотношение $m:n$ на две водни маси с различна температура и соленост (T_1S_1 и T_2S_2) характеристиките на смесената вода ($T_{2,1}S_{2,1}$) се изобразяват чрез точка, лежаща на правата $I(T_1S_1)-(T_2S_2)$ (фиг. 11.10).



Фиг. 11.10. T, S-сътношение при смесване на две водни маси

При смесване на три различни водни маси (I, II, III) се образува триъгълник на смесване, състоящ се от три смесвания (фиг. 11.11). Така например т. А изобразява смес, състояща се от 40% вода I, 40% вода II и 20% вода III, т. В изобразява смес от 60% вода I, 0% вода II и 40% вода III и т.н.



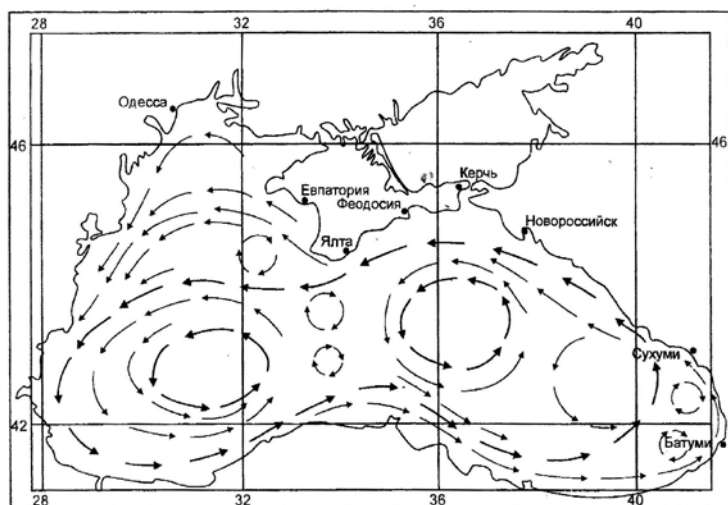
Фиг. 11.11. Триъгълник на смесване на три водни маси

Черно море

Повърхностните течения в Черно море се зараждат в устията на големите реки и Керченския проток. Голямо значение за посоките на теченията имат ветровете и конфигурацията на бреговата линия.

Основната маса речни води постъпва в северозападната част на морето. Тук започва мощно крайбрежно течение. Събирайки водите

на Днeпър, Южeн Буг и Днeстър, то придобива истинските си размери след поемането на дунавските води. Това течение се насочва на юг край румънския и българския бряг. Източно от Варна в него се влива Кримското течение и се образува Южното течение, което се насочва към Босфора (фиг. 11.12).

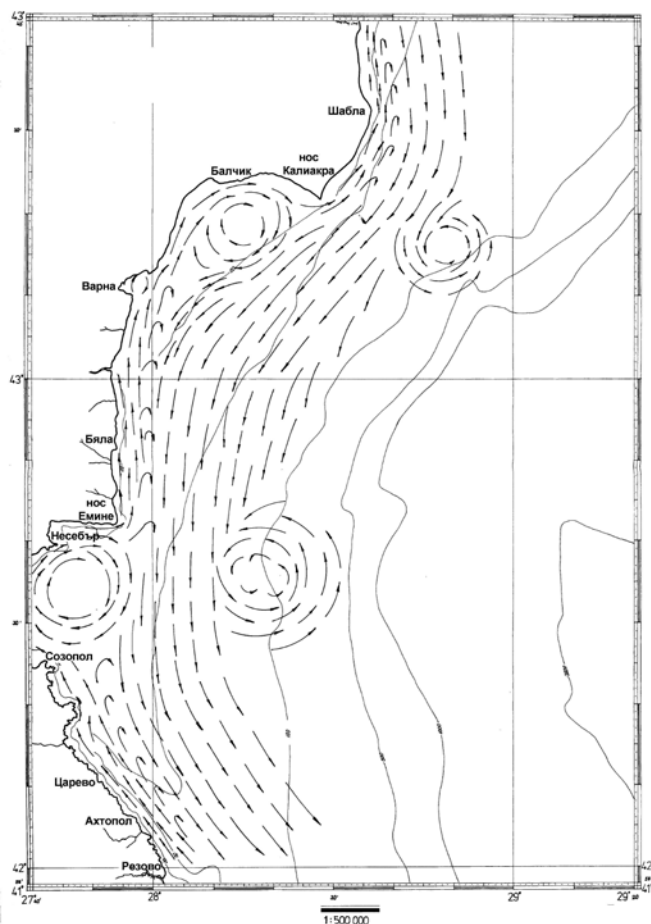


Фиг. 11. 12. Схема на повърхностните течения в Черно море

Оста на течението отстои на няколко мили от брега—там то е най-силно и солеността на водата е най-малка. Във връзка със сезонната динамика на ветровете и прииждането на реките през зимата и пролетта Южното течение е най-силно. През лятото то отслабва и Северното междинно противотечение е изразено по-забележимо. Същото се забелязва и през есента, понякога даже в по-значителна степен. В Българската шелфова зона основното Черноморско течение със средна скорост 0,2–0,4 м/с е насочено в посока от север към юг (фиг. 11.13).

След Босфора основната маса на водите на крайбрежното течение продължава движението си покрай Анадола. Доминиращите ветрове благоприятстват източната посока на течението. От нос Керемпе една струя на течението се отклонява на север в посока към Крим, а другата продължава да се движи в източна посока, поемайки водите на турските реки в този район. Завихряне на повърхностното течение се забелязва обикновено в югозападната част на морето, главно под влияние на югоизточните средиземноморски ветрове и северните ветрове от районите на Азовско море и Предкавказието.

Край кавказкия бряг доминира течение със северозападна посока. Пред Керченския проток то се слива с Азовското течение. От югоизточния бряг на Крим течението се разделя на две—единият клон се спуска на юг, разминавайки се с течението идващо от Керемпе, и в района на Синоп се влива в Анадолското течение. По този начин се затваря кръгът на Източночерноморското циклонично течение. Вторият клон на Азовското течение се насочва от Крим на запад и се разделя на течение със северозападна посока (към Тендра и Одеса) и течение с югозападна посока (към Варна). Последното се нарича Кримско течение и при сливането му с течението, създадено от водите на Днепър, Южен Буг, Днестър и Дунав, се затваря кръгът на Западночерноморското циклонично течение.



Фиг. 11.13. Течения в Българската шелфова зона

Под кръговите течения на дълбочина 150–200 м често се констатира компенсационни антициклонични течения. Такива течения се наблюдават при устията на големите реки.

С отдалечаването от оста на кръговите течения в посока към централните части на морето скоростта на теченията намалява.

В централните области практически няма определени течения, а само дрейфови придвижвания на водните маси по посока на вятъра.

Обобщените данни от инструменталните наблюдения свидетелстват, че схемата на дълбочинните течения съответства на схемата на повърхностните течения. На хоризонти 200, 300, 500 м средната скорост на теченията е равна съответно на 10, 8, 3,2 cm/s (Еремеев и др. 2004). Минималната скорост 2,8 cm/s се наблюдава на хоризонт 750 м, след което нараства до 3,2 cm/s на хоризонт 1600 м. Вероятно нарастването на скоростта на големи дълбочини е свързано с разпространението на води от Долнобосфорското течение.

Съвременният воден баланс на Черно море представлява сложна съвкупност от многобройни фактори. Досега са известни многобройни опити за неговото определяне (табл. 11.2), като данните представени от отделните автори се различават съществено помежду си.

Най-общо водният баланс може да се изрази чрез формулата:

$$\pm V = (Q_{po} + Q_v + Q_{bp} + Q_{ap} + Q_{pv}) - (Q_{iz} + Q_{bo} + Q_{ao}),$$

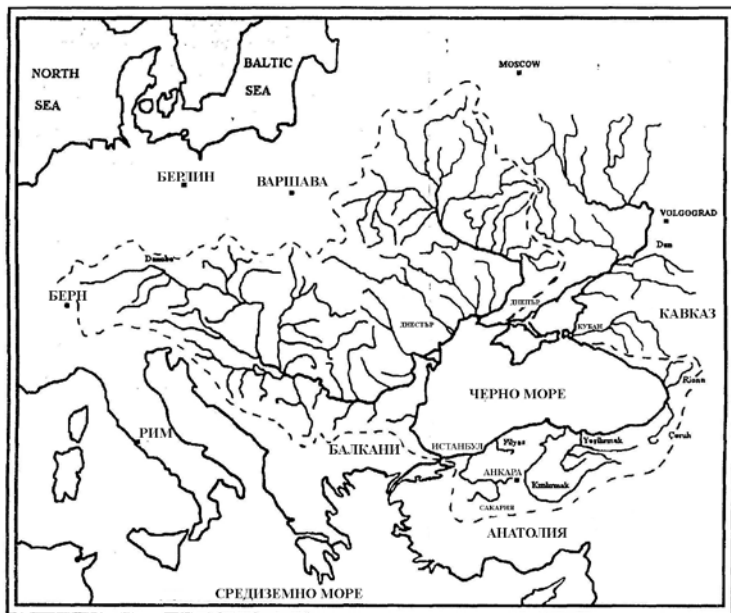
където V са промените в обема на морето, Q_{po} – речен отток, Q_v – атмосферни валежи, Q_{bp} – приток на мраморноморски води, Q_{ap} – приток на води от Азовско море, Q_{pv} – отток на подземни води, Q_{iz} – изпарение, Q_{bo} – отток чрез горно босфорско течение, Q_{ao} – отток в Азовско море.

Автор, година	Валежи	Речен отток	Изва- рение	Пресни води	Босфорски приток	Азовски приток	Общо приток	Босфорски отток	Азовски отток	Общо отток
Shpindler - 1896	220	474	232	462	-	-	462	416	-	416
Merz - 1928	231	328	354	205	193	-	398	398	-	398
Sverdrup - 1942	240	328	363	205	192	-	397	397	-	397
Зенкевич - 1947	145	320	319	146	202	-	348	348	-	348
Бруевич - 1960	225	350	350	225	175	-	400	400	-	400
Леонов - 1960	230	309	365	174	193	95	462	392	70	462
Беренбейн - 1960	120	340	280	180	193	59	432	398	59	457
Солянкин - 1963	118	346	332	132	176	53	361	340	32	372
Ozturgut - 1971	300	352	353	299	249	-	548	548	-	548
Рождественский 1971	254	294	301	247	229	38	514	485	29	514
Serpoianu - 1973	120	336	340	116	123	53	292	260	32	292
Розенгурт - 1973	212	406	381	237	-	-	237	241	-	241
Ситников Pora, Oros - 1974	254	294	301	247	229	38	514	485	29	514
Fonselius - 1974	230	320	350	200	200	-	400	400	-	400
Альтман - 1984	238	338	395	181	176	50	407	371	33	404
Bondar - 1986	119	364	332	151	203	50	404	371	31	402
Unluata - 1990	300	352	353	299	312	-	611	612	-	612
Решетников 1992	225	353	370	208	-	22	230	227	-	227

Табл. 11. 2. Воден баланс на Черно море, км³/год.

Сумарният речен вток представлява сбор от речния отток от реките на Румъния (Q_{pm}), Украйна (Q_y), Русия (Q_{pc}), Грузия (Q_r), Турция (Q_t) и България (Q_b) (фиг. 11.14).

$$Q_{po} = Q_{pm} + Q_y + Q_{pc} + Q_r + Q_t + Q_b$$



Фиг. 11.14. Водосборна област на Черно море

Река Дунав е една от най-големите европейски реки с дължина 2857 км и водосборна площ 817000 км², протичаща през 15 държави. За периода 1840–1995 г. средният воден отток на р. Дунав се оценява на 197 км³/у, а наносният отток – на 54 mln t/y. Река Дунав се дели на 3 ръкава, от които най-северният Килия има дължина 115 км, средният Сулина – 69 км и южният Св. Георги – 109 км. През Килийския ръкав преминава около 59 % от общия отток на реката. След построяването на язовирните стени Железни врата I (1970 г.) и Железни врата II (1983 г.) значително се понижава наносният отток на р. Дунав в Черно море, който понастоящем се оценява на 25–35 mln t/y, от които 4–6 mln t/y е пясъчният материал.

Средногодишното водно количество на реката се изменя в границите от 313 км³ (1941 г.) до 136 км³ (1949 г.). Около 60 % от речният отток преминава през пролетно–летния период, а през зимния–средно 17 %.

Водосборната площ на румънските черноморски реки (без Дунав) е 4590 км². Общото им водно количество се оценява на 0,1 км³/уг, а наносният отток—на 100000 t/уг.

Между р. Дунав и Кримският полуостров протичат 63 реки, от които най-големи са Днестър, Днепър и Южен Буг. Останалите реки имат незначителен отток, като голяма част от него се изразходва за стопански цели.

Река Днестър има водосборна площ 72100 км² и дължина 1328 км. Важна роля при формиране на режима на нейния отток играе планинската област на северните склонове на Карпатите. През пролетта преминава около 41 % от общия годишен отток, а през лятно—есенния период—44 %. Средногодишното водно количество на реката се изменя в граници от 19,3 км³ (1980 г.) до 5,36 км³ (1946 г.).

Река Днепър има водосборна площ 505810 км² и дължина 2285 км. Основен източник за подхранване на реката са водите, постъпващи от снеготопене, поради което преобладава оттокът през пролетта. Най-голямо е било средногодишното водно количество през 1933 г.—83,2 км³, а най-малко през 1960 г.—23,0 км³.

Река Южен Буг има водосборна площ 63700 км² и дължина 857 км. Подхранването на реката е смесено: през пролетта от снеготопене, през лятото и есента от дъждове, а през зимата—основно от подземни води. През март—април протича около 45 % от обема на годишния отток. Най-голямо е било водното количество през 1980 г. — 6,25 км³, а най-малко през 1959 г. — 1,22 км³.

Най-големите реки на Кримския полуостров са Алма, Чорная, Белбек, Кача и Кокозка. Общата им водосборна площ е 2730 км². Основната част от оттока преминава през зимата и пролетта (70—80 %), докато през лятото е под 10 %. Кримските реки са маловодни, с общ воден отток 0,3 км³/уг.

По-големи реки поруското крайбрежие между Анапа и Туапсе са Суко, Пшада, Вулан и Шапсухо. Между Туапсе и Адлер неголеми планински реки (Туапсе, Аше, Шахе, Сочи, Мзимта и др.) изнасят едрозърнести наноси и формират надлъжно—брегови поток. Наносният отток на реките в участъка се оценява на 336000 t/уг. Общото водно количество на руските черноморски реки е 6,5 км³/уг. Във вътрешногодишния ход речният отток се разпределя относително равномерно между топлите и студените сезони (зимата и есента преминават 50 % от общия отток; през пролетта—32 %, през лятото—18 %).

В морето по грузинското крайбрежие се вливат 150 реки, най-големи от които са Риони, Чорохи, Ингури, Бзиби. Големите реки водят началото си от ледниците на Голям Кавказ с изключение на Чорохи, която извира от планината Окус–Бадацаг в Турция. Реките са пълноводни през пролетта, в горното си течение носят валуни и едър чакъл, в низината се разливат в широки русла.

Водосборната площ на р. Риони е 13400 км^2 , а дължината 228 км. В горната част на долината и подхранването е в резултат на топене на ледници и сняг, а в долната част – от обилни дъждове. Водният отток е максимален през м. май и минимален през м. септември. Максималното водно количество е било през 1963 г. – $17,3 \text{ км}^3$, а минималното през 1955 г. – $9,01 \text{ км}^3$.

Река Чорохи има водосборна площ 22100 км^2 и дължина 500 км, от които в Турция 480 км и в Грузия – 20 км. През април–юни преминава повече от 50 % от годишния отток, като максимумът е през м. май. Минималният отток е през м. август. Най-голямото водно количество е било през 1940 г. – $13,0 \text{ км}^3$, а най-малкото през 1955 г. – $5,04 \text{ км}^3$.

Река Ингури има водосборна площ 4060 км^2 и дължина 221 км. 8 % от водосборната площ на реката са заети от ледници. През лятото преминава 47 % от годишния отток. Най-голям е оттокът през юни–юли, а най-малък през февруари. Средногодишното водно количество е било максимално през 1941 г. – $7,75 \text{ км}^3$ и минимално през 1985 г. – $0,36 \text{ км}^3$.

Река Кодори има водосборна площ 2030 км^2 и дължина 84 км. Реката е със смесено подхранване: от дъждове – 32 %, от снегове – 21 % и от ледници – 18 %. През пролетта и лятото преминава 79 % от водния отток, който е най-голям през м. май. Минималният воден отток е през януари–февруари. Максималното водно количество е било през 1941 г. – $5,67 \text{ км}^3$, а минималното през 1935 г. – $2,73 \text{ км}^3$.

Река Бзиби има водосборна площ 1460 км^2 , в която са разположени 10 ледника. Във вътрегодишния ход преобладават пролетният (38 %) и летният (33 %) отток. Най-големият отток е през м. май, а най-малкият – през м. февруари. Максималното водно количество е било през 1945 г. – $4,94 \text{ км}^3$, а минималното през 1969 г. – $1,94 \text{ км}^3$.

Най-големите турски черноморски реки са Къзьлирмак, Йешилирмак, Сакария, Филиос и Харшит.

Къзьлирмак има водосборна площ 78646 км^2 и дължина 1355 км.

Реката извира от планинската област Къзълдаг и се влива в Черно море при гр. Самсун. Главните и притоци са Делиджеирмак, Гекирмак, Деверечай. Преобладават пролетният (40 % от годишния) и зимният отток на реката (28 %). Летният и есенният отток общо представляват 32 % от годишния.

Йешилирмак има водосборна площ 36129 км² и дължина 519 км. Реката извира от планината Тозанлъ. Нейни главни притоци са Чекерекчай и Чарумсу.

Река Сакария има водосборна площ 58200 км² и дължина 824 км. Извира от планината Емирдаг. Главните и притоци са Парсукчай, Анкарачай, Чубукчай и Гексу. През зимата и пролетта преминава 72 % от годишния отток на реката.

Река Филиос извира от планината Къороглу. Водосборната и площ е 13156 км², а дължината 228 км.

Река Харшит е най-голямата река в Източно–Понтийските планини с водосборна площ 3500 км².

Черноморската водосборна област на България обхваща площ от 16930 км² и се дели на три подхранващи провинции: южна, централна и северна. Водното количество на българските черноморски реки се оценява на 1,8 км³/уг, а наносният отток – на 781000 t/уг (Пейчев 2004).

Според Jaoshvili (2003) водното количество на черноморските реки в естествени условия е било 381 км³/уг. В резултат на регулирането на реките и използването им за стопански цели то се намалява.

Оттокът на черноморските реки се формира от повърхностни и подземни води, които имат предимно дъждовен произход. Снежните валежи заемат малко участие в сумарния речен отток – едва 10–15 % за по-голямата част от Черноморското крайбрежие. Само в по-високите части на Източна Стара планина и Странджа снеговалежите формират над 15 % от него. Поради мекия климат снегозадържането е неустойчиво и оттичането на валежите е почти незабавно. Преобладаващото дъждовно подхранване, както и относително побързото оттичане на валежните води дори през зимата обуславят формирането на един значителен повърхностен отток на реките в по-голямата част от крайбрежието. С повърхностни води се формира около 70–80 % от сумарния отток на почти всички реки, като подземното подхранване съставлява около 20–30 %.

Сумарният речен отток на Черно море

$$Q_{po} = 197,1 + 66,1 + 6,5 + 46,0 + 35,8 + 1,8 = 353,3 \text{ км}^3/\text{уг}$$

В посока северозапад–югоизток годишната сума на валежите над Черно море се увеличава от по-малко от 400 до над 2500 мм/уг.

Очевидно на юг валежите са повече в сравнение със север и запад, а най-съществени валежи падат по Източното крайбрежие, което е следствие от влиянието на Кавказкия хребет върху траекторията на средиземноморските циклони. Максималните значения като правило са през есента, станцията с най-големи количества за цялото Черно море е тази в Батуми, която рязко се откроява даже и от съседните и, най-близки според географското им разположение пунктове.

Средната стойност на валежите е $225 \text{ км}^3/\text{уг} = 585 \text{ мм}$.

Стойностите на изпарението са определени в редица брегови пунктове: Одеса–600 мм/уг, Севастопол – 840 мм/уг, Поті – 940 мм/уг. За Черно море като цяло средната стойност на изпарението е определена на $370 \text{ км}^3/\text{уг}$ (около 960 мм/уг).

Термохалинните аномалии на морската вода в шелфа се причиняват от дренирането на пресни студени и термални подземни води от естествени източници. Възходяща миграция на флуиди от дълбочина се осъществява по разломи и предизвиква аномалии в придънния воден слой вследствие различия във физикохимичните параметри на подземните води и морската вода.

По някои данни подземният отток по различни оценки варира от 0,5–3,3 до $130 \text{ км}^3/\text{уг}$. Подводните (субмаринни) източници на прясна вода са известни на много места в Черно море. На българския шелф и горната част на континенталния склон в района на Резовския каньон на дълбочина 159 м е открита аномалия на солеността, която възлиза на 13,33 ‰ при фонова соленост 20,995 ‰. Подобни аномалии са открити и в Балчишкия залив.

Най-мощните водоносни хоризонти, установени в крайбрежната суша на Мизийския хидрогеоложки регион, които са разпространени и на шелфа, са сарматският, еоценският и валанж–горноюрският.

Сарматският водоносен хоризонт е безнапорен и е разположен на малка дълбочина (50–100 м). Формиран е в пясъците на Франгенската свита (волински и бесарабски подетаж на сармата) и в лежащите над тях варовици на Одърската (бесарабски подетаж) и Карвунска свита (херсонски подетаж). Водите му са пресни с обща минерализация 0,4–0,8 g/l и температура 15–18°C. Сарматският водоносен хоризонт

се дренира на морското дъно между Дуранкулак и Балчик.

Напорен водоносен хоризонт се е формирал в песъчливите и варовикови седименти на долния (ипрес) и средния еоцен (лютес) на Варненската депресия и Провадийското плато. Водите му са пресни с обща минерализация 0,38–1,0 g/l и температура 20–30 °C. Поради наличието на блоково–разломни структури водоносният хоризонт заляга при гр. Варна на сълбочина 450 м, при курортен комплекс “Златни пясъци” – на 700 м, и в Добруджанското плато – на 250 м под морското ниво.

Най-дълбоко (от 1 км в Мизийската плоча до 7 км в обсега на Долнокамчийското понижение) заляга валанж – горноюрският напорен водоносен хоризонт. Дебелината на вместващия карбонатен комплекс на сушата е от 532 до 1240 м (средно 810 м), като той заляга под целия шелф и достигайки дълбоководната падина, стръмно се огъва и образува флексура. Водите на валанж–горноюрския водоносен хоризонт са термални с температура до 52 °C и имат обща минерализация под 0,72 g/l.

Разгледаните водоносни хоризонти са силно водообилни. Сарматският водоносен хоризонт на територията на сушата на Добруджа заема площ от 5020 км² с разход на потока 9,1 м³/s. Еоценският водоносен хоризонт във Варненската депресия е разположен на площ от 550 км² с разход на потока 0,2 м³/s. Площта на валанж–горноюрския водоносен хоризонт е 16870 км³, а разходът му – 9,75 м³/s.

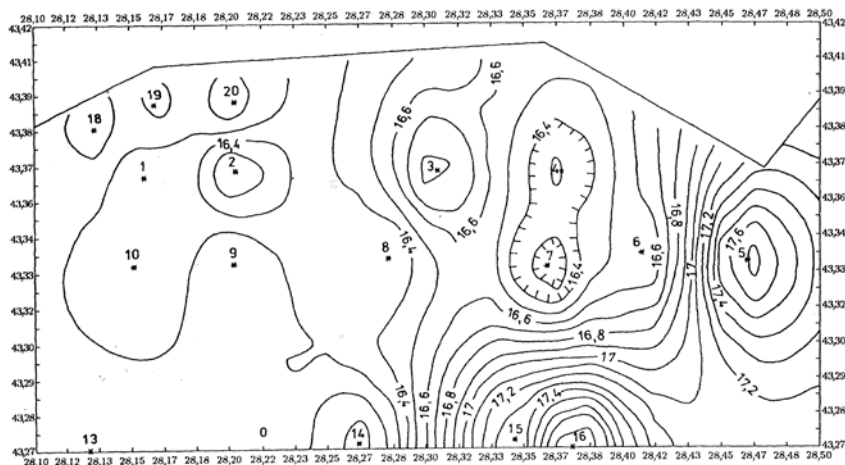
Подземните води от водоносните хоризонти се подхранват на сушата, а се разтоварват на шелфа. При термопрофилиране, проведено през 1986 и 1988 г., е установено, че по отношение на подводното дрениране на подземни води най-интересна е зоната между курорт “Златни пясъци” и н. Калиакра. Положителните температурни аномалии са много показателни за дълбочинното подводно дрениране на валанж–горноюрските подземни води. В района между гр. Каварна и н. Калиакра се фиксират три резки температурни аномалии с абсолютна температура на придънния воден слой 20–23 °C (при фоновы стойности 16–18 °C), разположени над субмеридионални тектонски нарушения. Освен температурни, в крайбрежната зона с широчина 2 км са констатирани и аномалии в солеността от 15–16 ‰ (при фоновы стойности 16,5 ‰). Най-голямо е опресняването

на морска вода (13–14 ‰) в зоните, където преминават множество разломи или големи единични такива, предимно със субмеридионално направление. Аномалното опресняване на придънен воден слой в крайбрежните води между гр. Каварна и н. Калиакра е констатирано и при измерване разпределението на солеността с ник “Академик” през 1992 г. на хидродинамичния полигон “Зеленка” (фиг. 11.15).

Подземните води, които се дренират в морето от Българското черноморско крайбрежие се оценяват на $0,6 \text{ км}^3/\text{уг}$. Екстраполирани за цялото Черно море тези данни означават $8 \text{ км}^3/\text{уг}$ приход във водния баланс от подземните води, който досега не е отчитан.

Същевременно нивото на Черно море се повишава със скорост около $1,5 \text{ мм/год.}$, което прави около $1 \text{ км}^3/\text{год.}$ за цялата площ на Черно море.

Черно море се свързва с Азовско посредством Керченския пролив (Босфор Кимерийски). Бреговата линия на Азовско море е силно изрязана. Най-значителните полуострови са Казантип на Керченския бряг и косите Бирючий остров, Обиточна, Бердянска, Белосарайска, Крива, Дълга и Арабатска стрелка, която достига до 110 км. Косите са акумулационни тела, възникнали в резултат на надлъжно–брегово преместване на пясъчните наноси.



към потопените устия на едноименните реки. Дъното на Азовско море е равнинно.

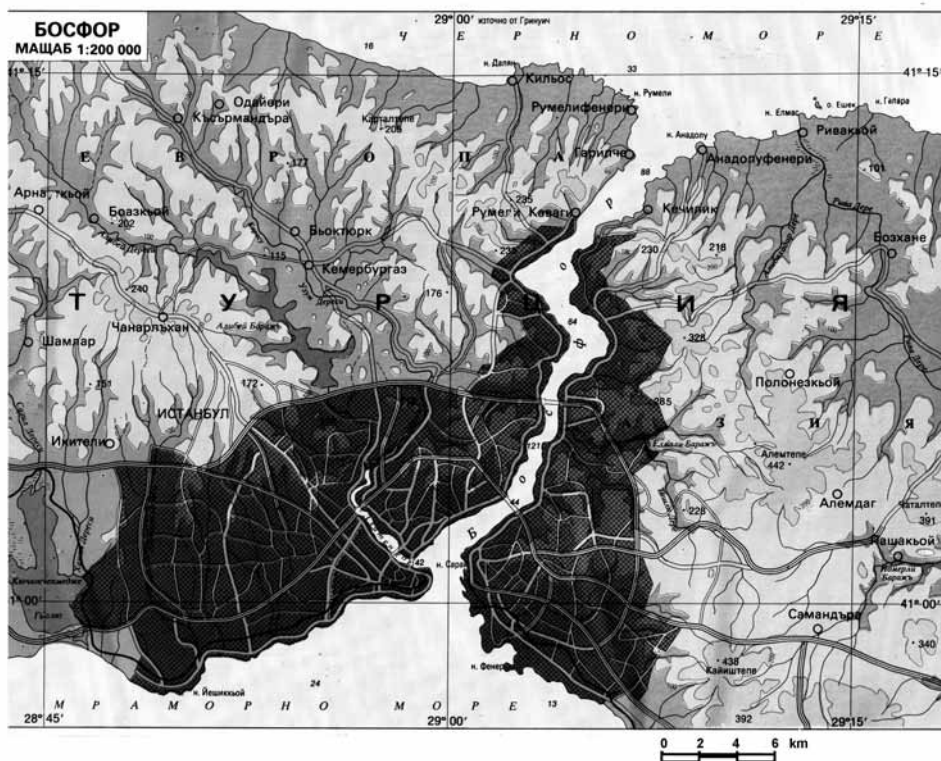
Теченията в Азовско море възникват под действието на вятъра и достигат скорост до 1 м/с. При щормови условия максималната дължина на вълната достига 26 м, височината 2,5 м, а вълнението 3–4 бала. Понякога се създават катастрофални сгонно–нагонни явления с амплитуда до 6 м, обусловени от силни ветрове.

Максималната температура на водата в Азовско море през лятото достига 30 °С, а през зимата е 1 °С. През суровите зими цялото море за продължително време се покрива с лед. Солеността на морето е 10–11 ‰, а в Таганрогския залив, където се влива р. Дон е 6,5 ‰. Керченският проток (древногръцкият “Боспор Кимерийски”) е проток между полуостровите Керч на запад и Таман на изток. Той съединява Черно с Азовско море. Дължина около 41 км, ширина 4–15 км. Бреговете са ниски, песъчливи, с много пясъчни коси, на места скалисти и стръмни. Морето през зимата се покрива от плаващ лед.

Притокът на води от Азовско към Черно море се оценява на около 52 км³/уг, а оттокът–на около 30 км³/уг. Разликата между притока и оттока е 22 км³/уг.

Мраморно море (на турски език *marmara denisi*) е междуконтинентално море на Атлантическия океан, разположено между Европа и Азия, на територията на Турция. Чрез протока Босфор (фиг. 11.16) се съединява с Черно море, а чрез протока Дарданели–с Егейско море. Дълбочините са до 1335 м. Има високи, стръмни, силно разчленени брегове на изток и юг, а край северните брегове–много рифове. Мраморно море има тектонски произход–образувано е от дълбоко разломяване на земната кора. Най-големи са о. Мармара и Принцовите острови. Температурата на повърхностните води през зимата е около 9 °С, през лятото до 29 °С. Солеността на повърхностните води е до 26 ‰. Хидроложкият режим на Мраморно море е обусловен основно от водния обмен между Черно и Егейско море, които имат различна термохалинна структура. Много солените и плътни подповърхностни води на Егейско море проникват придънно в Мраморно море. В повърхностния слой има интензивен пренос на опреснени черноморски води. Флората и фауната на Мраморно море са сходни с тези на Средиземно море. През Мраморно море минават важни морски пътища. По-големи пристанища са: Истанбул,

Коджаели, Текирдаг, Гелиболу (Галиполи). В древността морето е било наричано Пропонтида.



Фиг. 11.16. Босфорски проток

Босфор (Karadeniz bogazi–Боспор Тракийски)–е проток в Турция, между Европа и Азия, който свързва Черно и Мраморно море. Дължината му е 31,7 км, ширината – 0,75–3,7 км. Минимална дълбочина във фарватера 27,5 м, а максимална – 121 м. Бреговете на Босфора са високи, стръмни, с многобройни заливи, от които най-голям е Златният рог. Има ерозионен произход, представлява стара речна долина, потопена от морските води през кватернера. В Босфора има две течения–повърхностно от север на юг и придънно в обратна посока. Повърхностното течение е със скорост 5,4–7,2 км/ч и внася в Мраморно море средно около 437 км³ вода със соленост 17–18 ‰; през зимата температурата на водата е 5–8 °С, а през лятото 23–26 °С. Причината за възникването му е положителният воден баланс на Черно море. Придънното течение има скорост 3,2–3,6 км/ч и внася в

Черно море средно годишно около 200 km^3 вода със соленост $37\text{--}38 \text{ ‰}$. През зимата температурата на водата му е $10\text{--}11 \text{ }^\circ\text{C}$, а през лятото $19\text{--}20 \text{ }^\circ\text{C}$. То възниква от разликата в плътността на черноморските и мраморноморски води. В южния край и на двата бряга на Босфора е разположен гр. Истанбул. Над Босфора минават два висящи автомобилни моста, първият от които е открит през 1973 г. Босфорът има голямо политическо, икономическо и военно–стратегическо значение не само за Турция, но и за всички черноморски държави. Теченията в Босфора за пръв път са изследвани от Марсили през 1657 г. впоследствие количествено са измерени от Макаров през 1882 г. и от мерз през 1917–18 г.

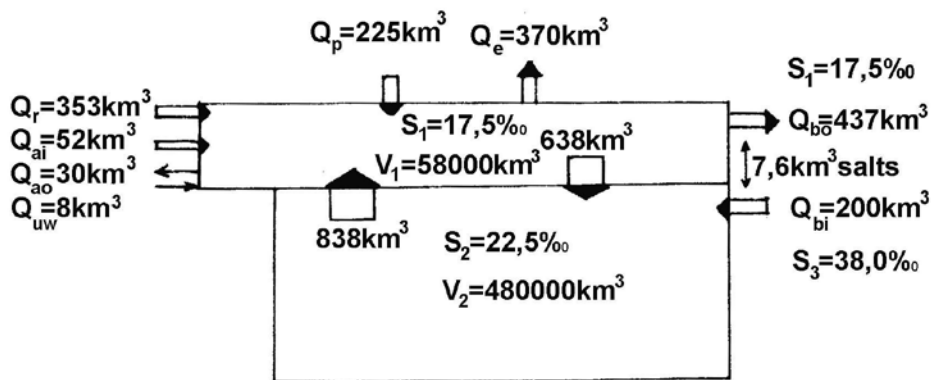
Уравнението за изменението на обема на морето придобива вида:

$$\pm V = (Q_{\text{po}} + Q_{\text{в}} + Q_{\text{бп}} + Q_{\text{ап}} + Q_{\text{пв}}) - (Q_{\text{из}} + Q_{\text{оо}} + Q_{\text{ао}})$$

$$1 = (353 + 225 + 200 + 52 + 8) - (370 + 437 + 30)$$

$$1 = 838 - 837$$

В Черно море годишно постъпват 838 km^3 води, което означава, че неговите води изцяло се обновяват за $538000 : 838 = 642$ години (фиг. 11. 17).



Фиг. 11.17 Воден баланс на Черно море

12. Влияние на океана върху климата на Земята. Топлообмен и водообмен между океана и атмосферата

*Властта на климата е по-силна
от всяка друга власт.
Шарл дьо Монтескьо (1689–1755)*

*В моите задължения не влиза ликвидирането
на невежеството на някого
и аз никого не принуждавам
да признава моята теория.
Милутин Миланкович (1879–1958)*

Климатът на планетата Земя е статистическа съвкупност от физически състояния на климатичната система за период от 3 десетилетия. За този период физическите състояния се характеризират с относително стабилни представителни средни параметри – температура, атмосферно налягане, валежи, облачност и др.

Океанът играе огромна роля при формирането на климата на Земята. Под действие на слънчевата радиация водата се изпарява и се пренася на континентите, където пада във вид на валежи (табл. 12.1).

Табл. 12.1. Баланс на пресните води в океаните.

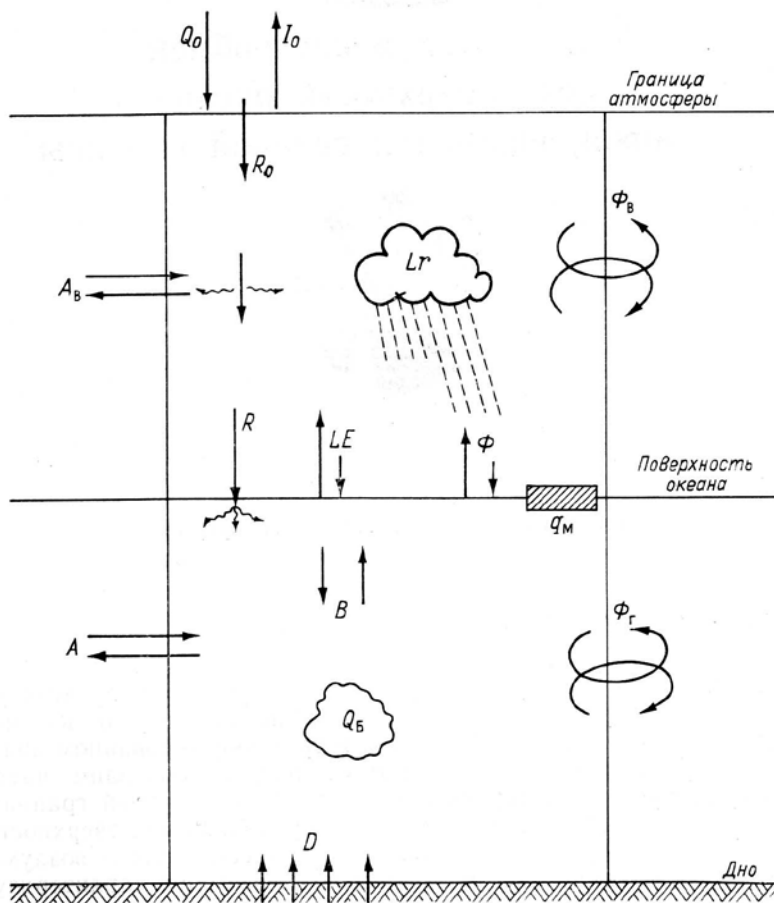
Океан	Площ, млн. км ²	Валежи, хил. км ³	Изпарение, хил. км ³	Речен отток, хил. км ³
Тихи	178,7	200,0	269,7	14,8
Атлантически	91,7	92,7	124,4	20,8
Индийски	76,2	100,4	108,0	6,1
Сев. ледовит	14,7	5,3	3,2	5,2
Световен	361,3	458,4	505,0	46,9

Водата притежава огромна топлемост, поради което температурата на океана се изменя значително по-бавно от тази на сушата или въздуха. Районите, разположени в близост до океана имат малки дневни и сезонни колебания на температурата. Океанските течения пренасят нагретите или охладени води в други географски ширини и преразпределят топлината по планетата.

На горната граница на атмосферата постъпва поток от слънчева енергия Q_0 (фиг. 12.1). В космическото пространство се излъчва

дълговълновата радиация I_0 . Резултантният поток лъчиста енергия $R_0 = Q_0 - I_0$ като частта от него, достигаща до повърхността на океана е R . Останалата част се разсейва в атмосферата и я нагрява. На повърхността на океана слънчевите лъчи се пречупват и отразяват като проникналата под повърхността радиация се поглъща и разсейва от водата. Това се осъществява основно в горния слой на океана до 10–20 м дълбочина. За Черно море е установено, че до дълбочина 5 м се поглъща до 92% от слънчевата радиация.

Тъй като водата и въздуха имат различна температура на границата между тях възниква турбулентен водообмен Φ . При изпарение или кондензация океанът губи или получава топлина равна на $L.E$ (L –топлина на парообразуване, E –маса на изпарената или кондензирана вода).



Фиг. 12.1. Схема на потоците на топлина към океана

Топлообмен в атмосферата се осъществява чрез пренос на въздух с различна температура–адвекция A_B , а също чрез хоризонтален турбулентен обмен Φ_B . По аналогия в океана има адвекция на топлина чрез теченията A и турбулентен водообмен Φ_r .

В атмосферата се кондензира пара, при която се отделя топлина $L.g$ (g е масата на кондензирана вода в атмосферата). В океана се поглъща и топлина Q_6 в резултат на биохимични процеси.

На повърхността на океана при фазовите превръщания на водата в лед и обратно се отделя и съответно поглъща топлина $q_M = L_K.M$ (L_K – топлина на кристализация, M – маса на образувания или разтопен лед).

В крайна сметка съдържанието на топлина в океана е $B = R + L.E + \Phi + L_K.M$. За продължителен период от време съдържанието на топлина $B = 0$, а също така количеството на леда не се изменя $L_K.M = 0$ и уравнението за топлинния баланс на повърхността на океана придобива вида $R = L.E + \Phi$ т. е. количеството на слънчевата радиация, която достига повърхността на океана е равна на сумата от отдадената топлина при изпарението (което превишава валежите) и турбулентния топлообмен, резултатът от който е отдаване на топлина от океана към атмосферата.

Средногодишната температура на повърхностните води на Световния океан е $17,54^\circ \text{C}$, като за отделните океани тя е:

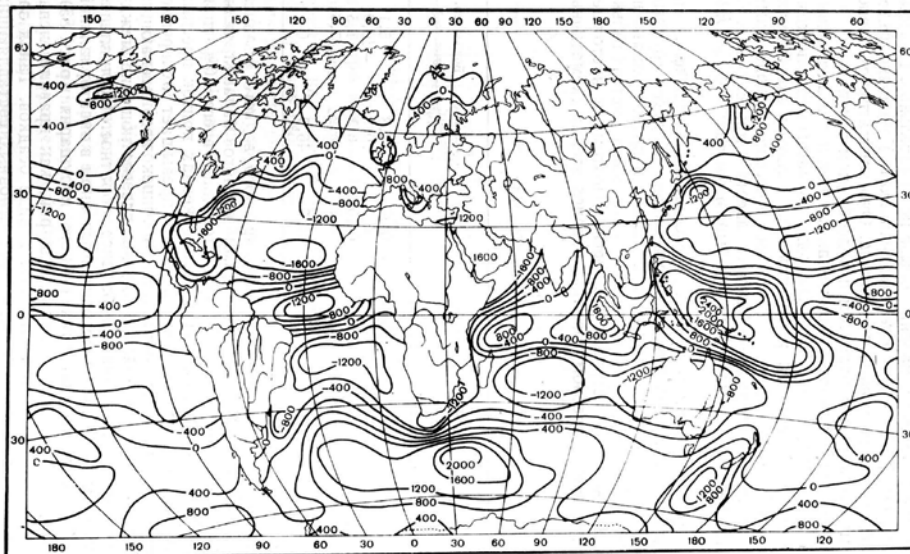
Атлантически океан – $16,53^\circ \text{C}$

Индийски океан – $17,27^\circ \text{C}$

Тихи океан – $19,37^\circ \text{C}$

Северен ледовит океан – $0,75^\circ \text{C}$

Морската вода отразява 7 % от падащата слънчева енергия. Останалата част от енергията прониква във водата като половината от нея (инфрачервените и ултравиолетовите лъчи) се поглъща от първите 5 м воден стълб. Видимата част на спектъра достига до няколко десетки метра и водата се нагрива много по-силно от атмосферата. За година се изпарява еднометров слой вода. На фиг. 12.2 е представена разликата между валежите и изпарението в Световния океан. Водните пари се издигат и кондензират, отдавайки топлина и това е причина за образуване на ветрове и урагани поради възникналите температурни разлики между сушата и океана.



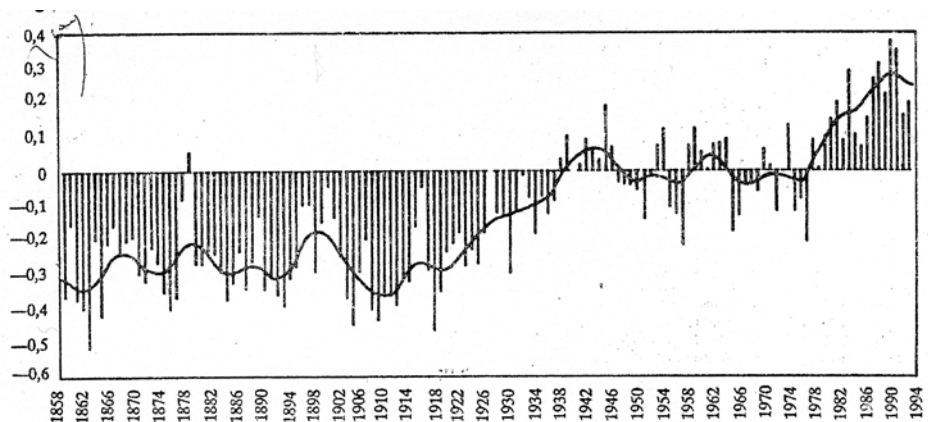
Фиг. 12.2. Разлика между валежите и изпаренията в Световния океан, мм/год.

Благодарение на наличието на магнитно поле на Земята и на атмосферата средната температура на земната повърхност е 15°C . Ако те не съществуваха, средната температура би трябвало да е -16°C . Магнитното поле улавя и разделя плазмения поток от частици с положителен и отрицателен заряд и ги транспортира към магнитните полюси по спирали около силовите линии на полето. Електроните се насочват към северния магнитен полюс, а протоните – към южния. Електронният поток прониква в атмосферата в зоната на Северното сияние. Протоните навлизат в озоновата дупка в Антарктида.

Мощността на енергийния източник от земните недра е $0,24 \cdot 10^{13}\text{ kW}$, а слънчевата енергия, абсорбирана от земната повърхност е от същия порядък – $0,87 \cdot 10^{13}\text{ kW}$. Същевременно сумарната мощност на енергийните източници на цялата световна икономика е около 10^9 kW .

Съществуват редица хипотези, опитващи се да обяснят измененията в климата като резултат от колебанията на слънчевата радиация при астрономическите цикли; автоколебанията вследствие разпространението на ледниците; автоколебанията вследствие увеличаване и намаляване на растителната биомаса; миграцията на географските и магнитни полюси; измененията в състава на атмосферата.

За последните 100 години средногодишната температура на атмосферата на повърхността на сушата и океана се е повишила с $0,74^{\circ}\text{C}$ (фиг. 12.3) и това причинява повишаване на нивото на Световния океан със скорост $1,5\text{ мм/год.}$, поради разтопяване на ледници и термално разширяване на морската вода. Дискусионен е въпросът дали процесът на затопляне скоро ще се прекрати. Според някои учени ситуацията в началото на XXI в. напомня “малкия климатичен оптимум”, предизвикан от естествени причини между IX и XI в. в Европа и известен от историята като епоха на викингите. След XII в. климатът на Европейския континент става по-студен.

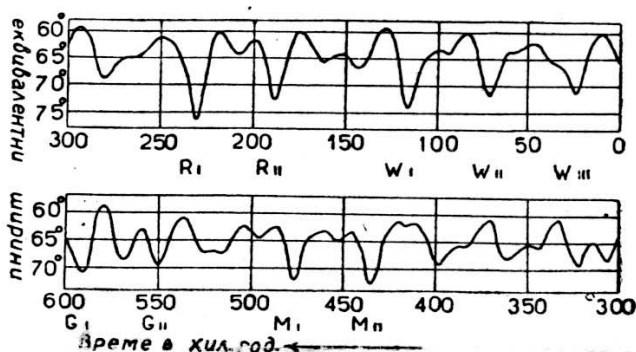


Фиг. 12.3. Средна глобална температура на въздуха на повърхността на сушата и океана

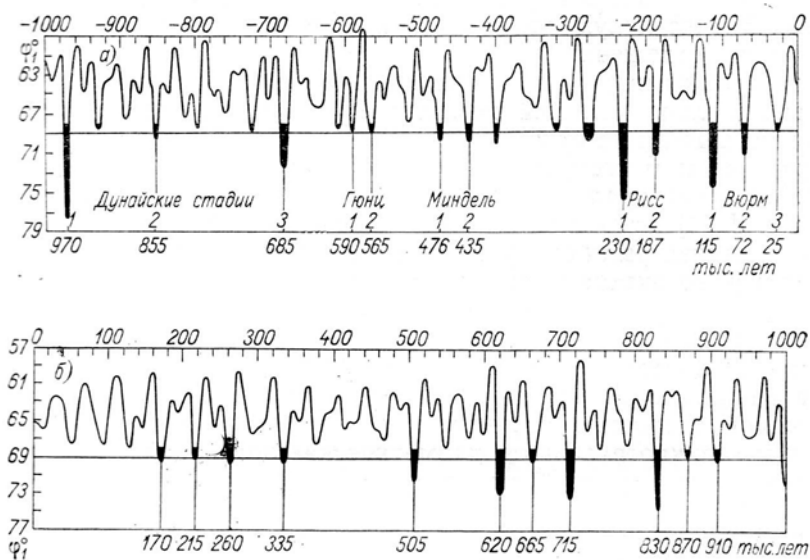
През 20-те години на XX в. сръбският учен Милутин Миланкович разработва теория, според която основните климатични промени се дължат на слънчевото лъчение, което достига до Земята и зависи от орбиталните фактори:

- ексцентрицитет на земната орбита ($0,0167$) с период на изменение $92\ 000$ г.;
- наклон на земната ос ($23,45^{\circ}$) с период $41\ 000$ г.;
- прецесия (преместване на пролетната равноденствена точка) с период $21\ 000$ г.

Тези фактори предизвикват ледниковите периоди, както и затоплянето на климата на Земята. За демонстрация на съчетаването на тези фактори Миланкович изчислява колебанията на слънчевото лъчение на еквивалентна географска ширина 65° N (фиг. 12.4 и 12.5).



Фиг. 12.4. Крива на Миланкович



Фиг. 12.5. Уточнена крива на Миланкович за последните 1 млн. г. (горе) и за следващите 1 млн. г. (долу), (Шараф, Будникова, 1969)

Съществува представа, че настоящите промени в климата се дължат не само на природни причини, но и на човека. И действително съвременната антропогенна дейност е съизмерима с дейността на стихийните природни процеси. В настоящия момент е изкривена естествената отражателна способност на Земята вследствие изсичане на гори, разораване на земеделски земи, създаване на изкуствени водни площи, изгаряне на нефт, газ, въглища, изхвърляне в атмосферата на

техногенен прах, въглероден двуокис, метан, фреони и др. В крайна сметка “парниковият ефект” нараства и климатът се затопля, което води до повишаване на морското ниво.

За последните 200 год. концентрацията на CO_2 във въздуха е нараснала от 275 на 379 частици на всеки един милион въздушни частици. В доклада на Международния проект за изменения на климата (IPCC) за Южна Европа до 2030 г. се прогнозира повишаване на температурата с 2°C и понижаване на летните валежи с 5–15 %. Дори при осъществяване на най-ефективен контрол върху изхвърлянето на парникови газове в атмосферата (Международната Конвенция за климата–Киото 1997, изисква намаляване на вредните газови емисии до 2008–12 г. с повече от 5 % под нивото от 1990г.), морското ниво ще продължи да се покачва в продължение на десетилетия, докато се установи равновесно състояние в системата атмосфера–океан.

Анализът показва, че вследствие на затоплянето обемът на ледниците на Земята годишно намалява с около 250 км^3 . По данни от сателитни снимки през последните 25 г. от леда са освободени значителни крайбрежни територии на о. Гренландия. Съществуват и разчети за максималното възможно повишение на нивото на Световния океан при разтопяване на всички ледници (табл. 12.2).

Табл. 12.2. Разпространение на съвременните ледници и възможно максимално повишаване на нивото на Световния океан

Географски район	Площ на ледниците, км^2	Обем, км^3	Повишване на морското ниво, м
Всички ледници без Антарктида и Гренландия	680000	180000	0,45
Гренландия, централен щит	1736095	2600000	6,50
Гренландия, периферни ледници	48599	20000	0,05
Антарктида, ледников купол	13586400	30109800	73,44
Антарктически полуостров	446690	227100	0,46
Шелфов ледник на море Рос	536070	229600	0,01
Други шелфови ледници на Антарктида	532200	351900	0,11

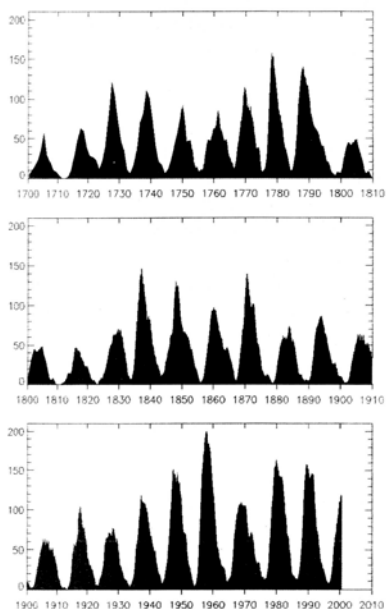
Прогнозирането на възможните климатични промени се реализира посредством числени модели, поради което някои учени наричат колегите си “алармисти” и изказват резерви по отношение точността на дългосрочните прогнози със следните аргументи:

- изходната информация е неравномерно разпределена за цялата повърхност на Земята, като е съсредоточена основно в индустриално развитите държави. В същото време слабо са обхванати значителни зони от Световния океан.

- трудно е да се оцени в каква степен климатичните изменения се дължат на естествени фактори и в каква степен са резултат на антропогенно въздействие.

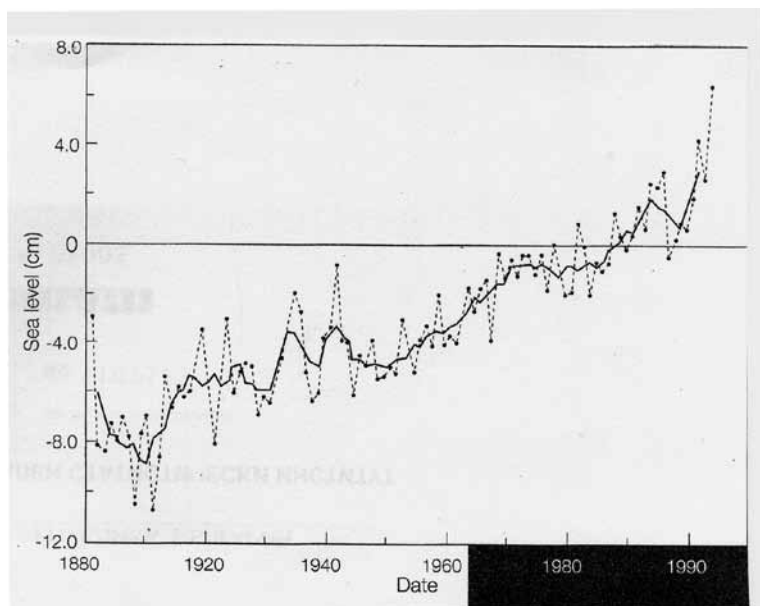
- числените компютърни модели неизбежно са ограничени при представяне на сложните физически процеси, оформящи климата. Тези процеси, действащи при променливите мащаби на времето и пространството са изключително сложни, дори когато се проявяват самостоятелно. Проблемът се усложнява при тяхното едновременно действие, което води до ограничения и несъвършенства при моделирането.

Редица учени отбелязват предстоящ цикъл на намалена слънчева активност (12.6), което ще причини глобално захлаждане на климата на Земята. През 2012 г. бе установено, че процесът е започнал—след пика през 2005 г. средната глобална температура на приземната атмосфера е намаляла с $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и се върнала на нивото от 1996–1997 г. Очаква се слънчевото излъчване да достигне своя минимум към 2035–2045 г.



Фиг. 12.6. 11-годишни цикли на слънчевата активност

Независимо от тези съображения преобладава мнението, че нарастващата антропогенна роля води до повишаване на температурата и оттам до повишаване на средното морско ниво (12,7), което се очаква да се издигне по максимални изчисления със 117 см към 2050 г. и с 345 см към 2100 г., а по минимални—съответно с 24 см и 56 см.



Фиг. 12.7. Повишаване на нивото на Световния океан

Реализирането на тези прогнози може да доведе до катастрофални негативни последици—увеличаване честотата на нагонните явления с последващо засоляване на естуари, делти и подземни води; гибел на крайбрежните екосистеми; разрушаване и преформиране на бреговия релеф. Дори при сегашната скорост на повишаване на морското ниво с 1,5 мм/год. 70 % от съществуващите в света акумулационни зони са подложени на размиване, като в бъдеще ще бъдат застрашени ниските атоли в Тихи и Индийски океан, както и делтите на Мисисипи, Нил, Ла Плата, Ганг и др. реки (фиг. 12.8).



Фиг. 12.8. Заливане на морските брегове на Андаманските острови, Бенгалския залив, Тайланд и провинция Гуандун, Китай

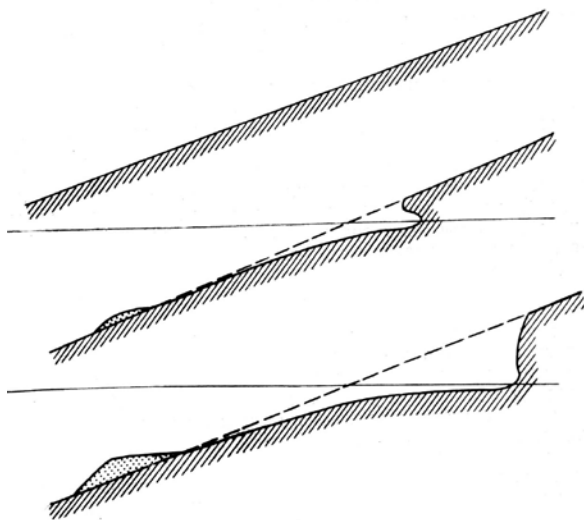
Въпросът влияе ли човешката дейност върху измененията на климата и дали в бъдеще ни очаква затопляне или захлаждане на настоящия етап все още остава дискуссионен.

13. Абразия, акумулация, транспорт и баланс на наносите

*Особеностите на релефа се обясняват
с въздействието на водата,
земетресенията
и вулканичните изригвания
Аристотел (384–322 пр.Хр.)*

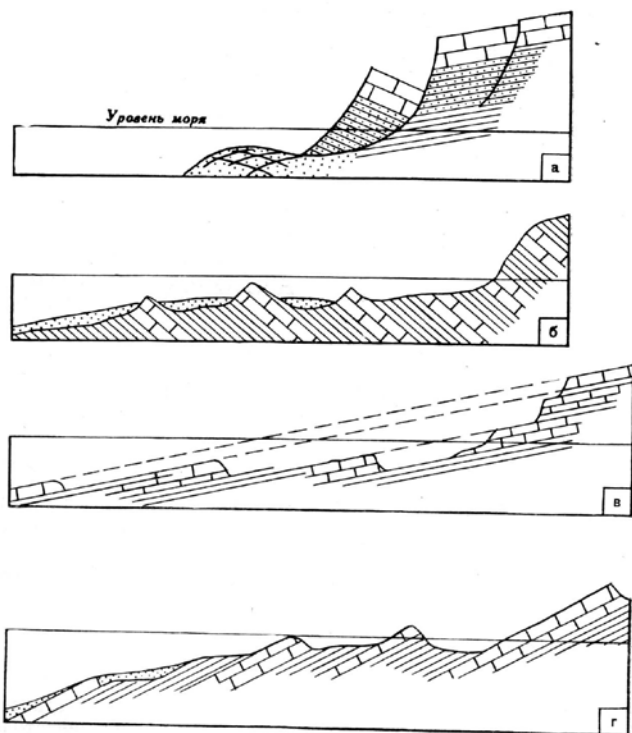
*Стоя насреца като самотна скала сред морето:
не престава да я шиба всяка,
дори най-малката надигнала се вълна,
но нито я помръдват от мястото и,
нито я разрушават многовековните им набези
Сенека (4 г. пр.Хр.–65 г.)*

Абразия е разрушаването на брега и подводния брегови склон под действие на морските вълни и прибой. Тя бива три вида: механическа, химична и термична. Механическата абразия е разрушаване на брега, свързано с разсейване на вълновата кинетична енергия. Химичната абразия се осъществява в резултат на химическото въздействие на морската вода върху отложенията, а термичната обхваща замръзващи брегове, където се разсейва топлинна енергия и се осъществява водообмен между водата и скалите, изграждащи брега. В слабосвързаните разтворими или замръзващи скали скоростта на абразия може да достигне десетки метри годишно. Освен от ударното действие на водата скалите се разрушават и изстъргват и от абразивното действие на наносите, които се съдържат в морската вода. В резултат на абразията произтича преработка на профила на изходния слабонаклонен откос, който е залят от морските води. (фиг. 13.1). В скалите се изработва вълноприбойна ниша, над която се образува вертикална стена, наречена клиф. Пред подножието на отстъпващия клиф се образува обширна площадка, наречена бенч или абразионна тераса (фиг. 13.2). Изработката на профил на равновесие в хода на абразия е създаването на такава форма на повърхността на дъното, която най-пълно да обезпечава дисипацията на енергията на вълновия поток.



Фиг. 13.1. Схема на изработване на абразионен профил на равновесие

Наносите в морската брегова зона обхващат съвкупността от отломъчен материал с различен произход и размер, който под въздействие на вълнението и течението се придвижва в нейните граници. Голяма част от морските наноси има теригенен произход – образувана е от продуктите от разрушаване на скалите и от твърдия речен отток, част от наносите има биогенен произход и се състои от останки от черупки и скелети на дънни организми, а малка част има химически произход. Процесът на движение и преместване на морските наноси определя комплекса от морфодинамични изменения на брега и дъното. При определени условия наносите могат да прекратят своето движение и да се превърнат в морски седименти и обратно, създадените по-рано форми на релефа при размиване да преминат в движение.

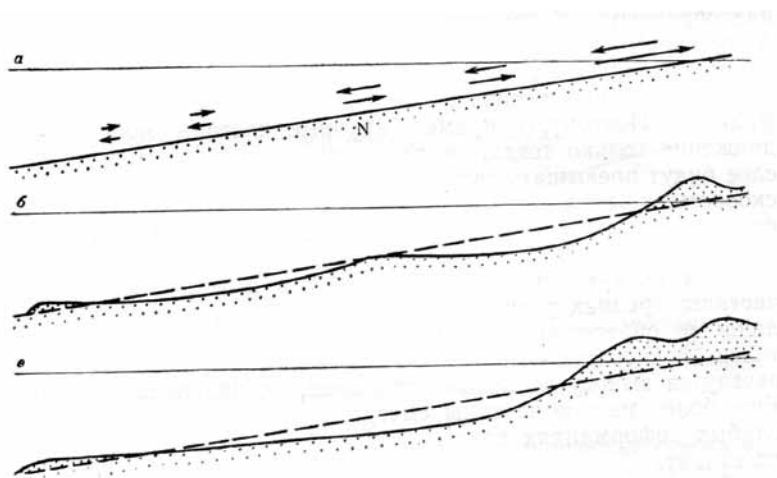


Фиг. 13.2. Абразионен профил в зависимост от залягането на скалите:
а–свлачищен бряг; б–гредови бенч (абразионна тераса); в–стъпаловиден
бенч; г–плоскостна абразия

В резултат на вълновото въздействие се изработва профил на равновесие, както в абразионните, така и в акумулационните участъци на бреговата зона. При разпространение на вълните под прав ъгъл спрямо бреговата линия и в зависимост от наклона на подводния склон акумулационните участъци са подложени на напречни движения. Основните закономерности на напречно движение на наносите са резултат от асиметрията на вътрешните свойства на вълновия поток. Правите (насочени към брега) и обратните (насочени към морето) импулси на вълновите колебания са неравни по скорост на движение и време на действие. Преобладаването на правите скорости над обратните нараства с приближаването към брега. В определена точка, наречена неутрална, това преобладаване компенсира силата на тежестта и в тази точка частиците няма да изпитват преместване нито нагоре, нито надолу по склона. Под неутралната точка частиците

се преместват и отлагат надолу по склона, а над нея се придвижват нагоре и формират плаж. Този процес продължава до достигане на равновесие между вълновите скорости и наклона на дъното по протежение на целия профил, т.е. до формиране на динамичен профил на равновесие на подводния брегови склон (фиг. 13.3).

Предложената схема се отнася за подводен склон, съставен от достатъчно едри частици, които не преминават в плаващо състояние. За анализ на преместването на по-дребни частици под въздействието на вълновото движение е предложен метод на условните сумарни импулси, които се основават на допускането, че преместването на наноси в придънния слой е свързано с хоризонтално насочени вълнови налягания, които могат да се регистрират с датчици. Счита се, че средната скорост на преместване на наноси е пропорционална на средния сумарен импулс на вълновото налягане в придънния слой.



Фиг. 13.3. Схема на изработване на акумулационен профил на равновесие

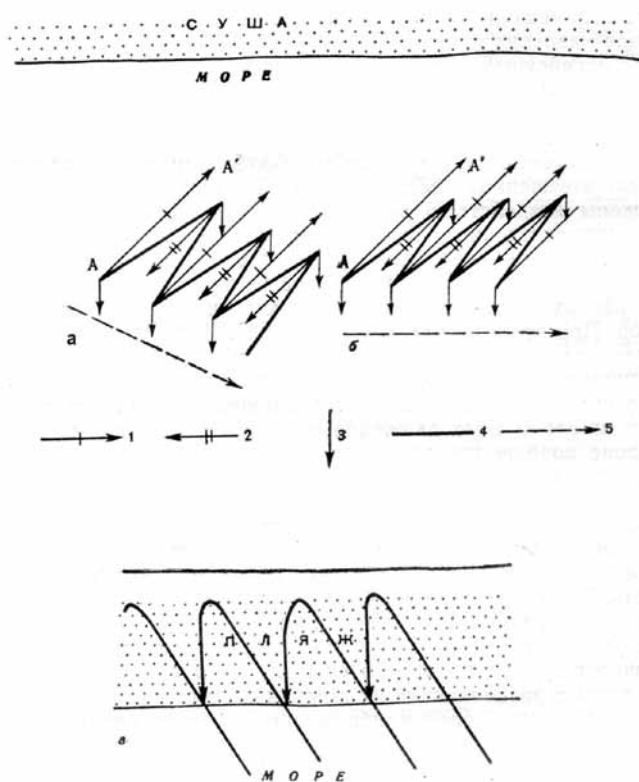
При достатъчно дълга еволюция подводният пясъчен склон достига до профил на равновесие, на който наносите са сортирани по зърнометричен и минерален състав.

Установени са сезонни изменения в напречните акумулационни профили, които са тясно свързани със сезонните изменения на вълновия режим. За зимните (щормови) профили са характерни малки наклони в плажната зона и наличие на подводни пясъчни валове,

а за летните (нормални) профили—по-големи наклони на плажа и отсъствие на подводни валове.

Редуването на зимни и летни профили е свързано със сезонните изменения на стръмността на вълната. Зимните щормови вълни са по-стръмни и имат тенденция да размиват плажа, а летните вълни имат по-малка стръмност и го възстановяват. За граница между формирането на зимни и летни профили се приема стръмност на вълната $h/\lambda = 0,025$, където h е височината, а λ —дължината на вълната.

При кос подход на вълните спрямо бреговата линия се осъществява надлъжно—брегово преместване на наносите (фиг. 13.4).



Фиг. 13.4. Схема на надлъжно—брегово преместване на наносите

Предсказването на вида на профила в зависимост от вълновите параметри и свойствата на отложенията е недостатъчно за количественото определяне на преместването на наносите, а именно то е особено важно за решаването на инженерните задачи.

Общият транспорт на наносите $q_t = q_b + q_s$, където q_b е дънен транспорт, q_s – транспорт на плаващи наноси.

Дънният транспорт на наносите е сложен физически процес, който в настояще време е недостатъчно изучен. Същевременно болшинството от изследователите отчитат, че дънното преместване представлява важен компонент от общия разход на наносите и неговото определяне е абсолютно необходимо за решаване на инженерните задачи. Невъзможността от строг подход при пресмятане на дънния транспорт налага необходимостта да се търси пропорционалност между дънния разход на наноси и един или повече параметри на постъпателния поток–разход на вода, средна скорост, наклон на свободната повърхност, дънно налягане. Получаваните по този начин формули са в сила само за тесен диапазон от стойности на параметрите на частиците и потока.

Малкият брой съществуващи изчислителни модели за дънния транспорт свидетелства за неговата недостатъчна изученост особено в сравнение с транспорта на плаващите наноси. Трудността се заключава в малкото известни натурни данни и в липсата на ефективни прибори за получаване на информация за динамиката на дънния транспорт на наносите.

По време на щорм значителна част от пясъчните и алевритовите наноси се преместват в плаващо състояние, при което основната част от плаващите частици е съсредоточена в близост до дъното.

За описание на движението на твърди частици в поток от течност са създадени редица схеми, основани на различни принципи. В настояще време за общопризната се смята турбулентната концепция за движението на плаващите наноси, въз основа на която са разработени редица модели, разделени на пет групи в зависимост от теоретичните предпоставки, използвани за тяхното построяване:

- модели, описващи движението на отделна плаваща твърда частица в турбулентен течен поток;
- модели, описващи двуфазния поток като движение на система от много тела;
- модели на двуфазни потоци, основани на уравненията на механиката на непрекъснатите среди;
- модели, представящи наносния поток във вид на двуфазен

дисперсоид;

- модели, основани на дифузионната теория.

Теоретичното изучаване движението на плаващи наноси в турбулентен поток започва с изучаване закономерностите на движението на отделна частица с последващо разпространение на получените резултати за група частици. Поведението на частицата в турбулентен поток в голяма степен зависи от нейния размер в сравнение с мащаба на турбулентност. Относително едра частица ще следва само едромасштабните турбулентни движения на течността, докато относително малка частица (в сравнение с най-малкия мащаб на турбулентност) напълно ще следва всички компоненти на турбулентното движение в потока.

За практиката е особено важно изясняването на основните характеристики на масовото преместване на наносите и преди всичко установяването на закономерностите на вертикалното разпространение на осредненото съдържание на плаващи наноси в потока в зависимост от хидродинамичните параметри и характеристиките на твърдите частици и течността.

Невъзможността досега да се построи единна физически строга теория за движението на съвкупност от частици налага създаването на различни модели с по-ограничена област на приложение при отделни конкретни случаи.

Моделите, основани на представата за движението на твърдата фаза като система от много тела засега представляват само теоретичен интерес, но в бъдеще могат да послужат като основа за строги физически обосновани решения.

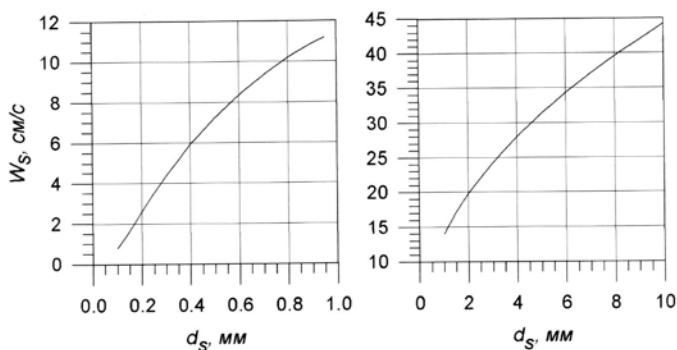
При моделите на двуфазни потоци, основани на уравненията на механиката на непрекъснатите среди се преминава от поток с дискретни твърди частици към поток с фиктивен континуум. В резултат на осредняване характеристиките на фазите по време, локален обем или вероятност в моделите се съставят уравнения като за потоци на непрекъсната среда.

Характеристиките на фазите се осредняват в локална област, заемаща някакъв фиктивен четиримерен цилиндър, за който средното значение на коя да е променлива величина е:

По този начин за функцията $S = S(x, y, z, t)$, която е равна на нула в точките, заети от течност и на единица в точките, заети от твърди

частици може да се получи средното значение $\bar{s}$, което представлява концентрацията на плаващи наноси.

При моделите представлящи наносния поток във вид на двуфазен дисперсоид се изучава динамиката на сместа (дисперсоида), като единно цяло, а двете фази–твърда и течна теоретично присъстват във всяка точка на пространството. Силите на взаимодействие между частиците и течността се пренебрегва. Надлъжната и напречна съставящи на скоростта на отделните фази се приемат за равни, а разликата във вертикалните съставящи е равна на хидравличната едрина на частиците ω , т.е. на скоростта на тяхното утаяване, която зависи от размерите им (фиг. 13.5.).



Фиг. 13.5. Зависимост на хидравличната едрина на кварцови зърна от техния размер при температура на водата 20°C

Дифузията на твърдите частици във воден поток е резултат от колебанията в неговата скорост. В основата на дифузионната теория стои предположението, че при преноса в турбулентен поток на някаква неунищожима субстанция съществува пропорционалност между средното количество пренесена субстанция и градиента на нейното съдържание в потока.

Основните положения на дифузионната теория първоначално са изложени от Schmidt (1925) за описване разпределението на прах в атмосферата и впоследствие са били приложени към движението на наноси във воден поток (Маккавеев, 1931)

Общият вид на уравнението, известно като полуемпирично уравнение на турбулентната дифузия е следният:

където:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + W \frac{\partial S}{\partial y} + V \frac{\partial S}{\partial z} =$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \omega \frac{\partial S}{\partial z}$$

S – концентрация на наноси;

U, W, V – компоненти на вектора на скоростта по координатни оси x, y, z съответно;

t – време;

$\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ – компоненти на коефициента на турбулентна дифузия;

ω – хидравлична едрина.

В случай на стационарен равномерен постъпателен (без течения) поток:

и уравнението приема вида:

$$U \equiv W \equiv \frac{\partial S}{\partial t} \equiv \frac{\partial S}{\partial x} \equiv \frac{\partial S}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\varepsilon_s \frac{\partial S_{(z)}}{\partial z} \right) + \omega \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \varepsilon_s \equiv \varepsilon_t$$

След двойно интегриране по z и като се отчете за гранично условие на водната $S_{(z)} = S_c \cdot \exp \left(-\omega \int_c^z \frac{\partial z}{\varepsilon_s} \right)$ повърхност поток от твърди частици равен на нула се получава израз за вертикалното разпределение на плаващите наноси по оста z с начало на морското дъно $c_0 = 0$.

където:

S_c е концентрация на нормиращ хоризонт $z=c$;

ε_s – коефициент на турбулентна дифузия на частиците;

z – разстояние от дъното;

ω – хидравлична едрина

Формулата се отнася за монофракционен материал. За полифракционен материал е необходимо да се познава и функцията на разпределение на плаващите частици по тяхната хидравлична едрина на хоризонт c :

$$\varphi_c(\omega_*), \quad \text{където } \omega_* = \frac{\omega}{\omega_0(c)}, \quad a$$

$\omega_0(c)$ е средна хидравлична едрина на полифракционния материал на хоризонт c .

Вертикалната концентрация на полифракционен материал се описва с уравнение, получено чрез интегриране по ω_* от 0 до ∞ като се отчита $\varphi_c(\omega_*)$.

$$S_{\Sigma(z)} = S_{\Sigma c} \int_0^{\infty} \varphi_c(\omega)_* \cdot \exp(-\sigma \cdot \omega_*) \cdot \alpha_{\omega_*}$$

където:

$$\sigma = \int_c^z \frac{\omega_0(c)}{\varepsilon_s} \cdot dz$$

Транспортът на плаващи наноси

$$q_s = q_{sc} + q_{sw} = \int_0^z v \cdot c \cdot dz + \int_0^z (V - v)(C - c) \cdot dz,$$

където q_x е транспорт, свързан с теченията, q_{sw} – транспорт, свързан с вълнението, v – средна скорост на водния поток, V – мигновена скорост, c – средна концентрация на плаващите наноси, C – мигновена концентрация.

Свързаният с теченията транспорт на плаващи наноси q_x се дефинира като адвективен (обусловен от хоризонталния градиент на концентрацията) транспорт на седиментите под действие на теченията (надлъжно–брегови, разривни, компенсационни противотечения).

Свързаният с вълнението транспорт на плаващи наноси q_{sw} се дефинира като транспорт на седиментите осъществяван посредством високо – и нискочестотни осцилации на течността, вследствие на нейното орбитално движение. Вълновото въздействие намалява скоростите на теченията близо до дъното, като същевременно повишава концентрацията на наносите.

При гладко пясъчно дъно високи концентрации на наноси се генерират при директния контакт с дъното в слоя 0–1 см. Дънният транспорт доминира в зоната на неразрушените вълни, а транспортът на плаващи наноси – в зоната на разрушаване на вълните.

Съществуващите модели на седиментен транспорт над гладко дъно могат да се поделят на три главни групи:

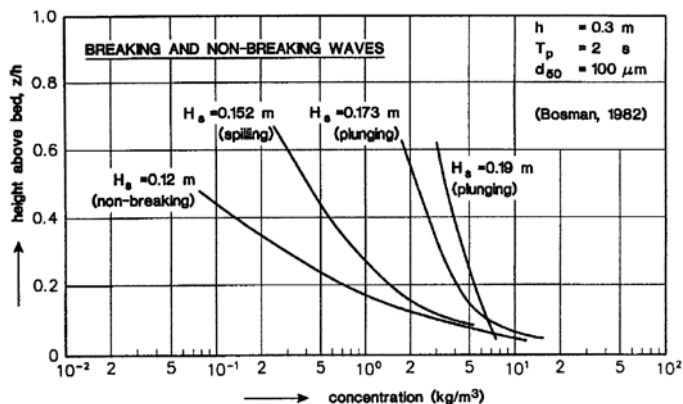
- нестационарни модели, основани на уравненията на

непрекъснатостта на течността в комбинация със седиментния баланс (адвекция–дифузия). Те определят полетата на скоростта и концентрацията като функция на пространството и времето;

- квазистационарни модели, основани на предположението, че мигновеният транспорт на наносите е пропорционален на мигновените орбитални скорости (вълновата енергия) близо до дъното и на дъното налягане;

- полунестационарни модели, основани на квазистационарните модели в комбинация с корекционен фактор, отчитащ ефектите на фазовото изместване между пиковите на скоростта и концентрацията.

За транспорта на наноси над грапаво (рифелно) дъно е установено, че концентрацията на наноси нараства с увеличаване на височината на вълната, като профилите на концентрация стават по-еднородни (с по-малък вертикален градиент) (фиг. 13.6).



Фиг. 13.6. Осреднена по време концентрация на наноси във вълнови поток

Кривите на вертикалното разпределение на масата и средния размер на плаващите наноси се явяват интегрални–в тях са отразени резултатите от натрупване на частиците в различни вълнови режими по време на експозицията, съответстващи на различните фази на развитие, стабилизация и затихване на щорма. Могат да бъдат отделени три зони–на слаба и силна трансформация на вълните и на дисипация на вълновата енергия, която съвпада със зоната на разрушаване.

В зоната на слаба трансформация на вълните при едро- и среднозърнест пясък концентрацията на плаващи наноси забележимо се изменя по вертикала в основната мощност на вълновия поток като твърде значително се увеличава в придънната област на 10–20 см

над дъното. Средният диаметър на наносите съществено нараства с дълбочината;

В зоната на силна трансформация на вълните близо до брега концентрацията на плаващи наноси е почти равномерна по вертикала и значителен градиент на нарастване има само в придънната област, където бързо се увеличава и средният диаметър. Подобно разпределение на концентрацията е характерно и за дъно, покрито с дребнозърнест пясък и алеврит при слаба трансформация на вълните;

За зоната на разрушаване на вълните е характерно експоненциално разпределение на концентрацията на наноси със значителен коефициент на турбулентна дифузия—средният диаметър е практически постоянен по вертикалата.

Разходът на плаващи наноси в природни условия е определен в научно-изследователската база на Института по океанология в с. Шкорпиловци чрез едновременно измерване на вълновите параметри със струнни вълнографи, скоростите на водата с датчици ВДК и концентрацията на плаващи наноси с наносоуловители от касетъчен тип в няколко пункта, разположени по створа на изследователската естакада.

Скоростите на водата са измервани с датчици ВДК (поставени на лифтове) на 3–4 хоризонта от дъното до повърхността на водата. Продължителността на регистрация е 10 минути като едновременно са измервани нормалната U и надлъжно-бреговата V съставлящи на преносните скорости.

Времето на експозицията на наносоуловителите е един час, а за отделни серии—половин час. Анализът на получените проби включва определяне на сухото тегло на твърдото вещество и неговия зърнометричен състав.

След определянето на концентрацията C и V са изчислени елементарните разходи на плаващи наноси на единица площ от сечението на потока q'_s .

$$q'_s = C.V, \text{ g/cm}^2.\text{s}$$

Интегрирането на елементарните разходи q'_s по височината на водния стълб за дадена вертикала дава специфичният разход на плаващи наноси на единица ширина на надлъжно-бреговия поток q_s .

$$q_s = \int_{z_{\min}}^{z_{\max}} c.v.dz, \quad g/cm.s$$

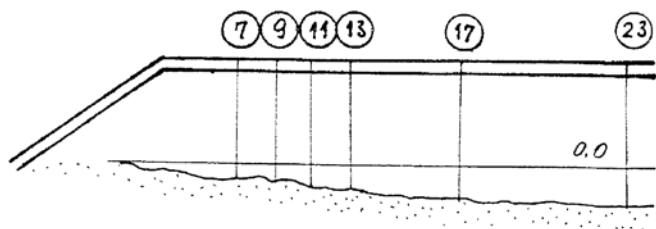
където $z_{\min}=10$ cm, а $z_{\max}=150$ cm (отворите на касетите на наносоуловителите са разположени през 10 cm до 150 cm над дъното). Концентрацията на плаващите наноси над тази височина е много ниска и практически не оказва влияние при изчисляване на разхода.

След интегриране на q_s по дължината на профила се определя пълния разход на плаващи наноси Q_s .

$$Q_s = \int_0^{x_{\max}} q_s.dx, \quad g/s$$

където $x_{\max}$ е ширината на потока (зоната на действие на надлъжно-бреговия пренос в границите на створа).

При всички измервания посоката на надлъжно-бреговия транспорт на плаващи наноси е от север на юг. По време на експеримента са получени 6 серии измервания на надлъжно-бреговия разход, означени от А-4 до А-9. В сериите от А-6 до А-9, които обхващат цялата дължина на створа на естакадата наблюдения са водени в пунктове 5, 9, 13, 17 (или 19) и 23, а в серии А-4 и А-5 – в пунктове 5, 7, 9, 11 и 13 (фиг. 13.7).

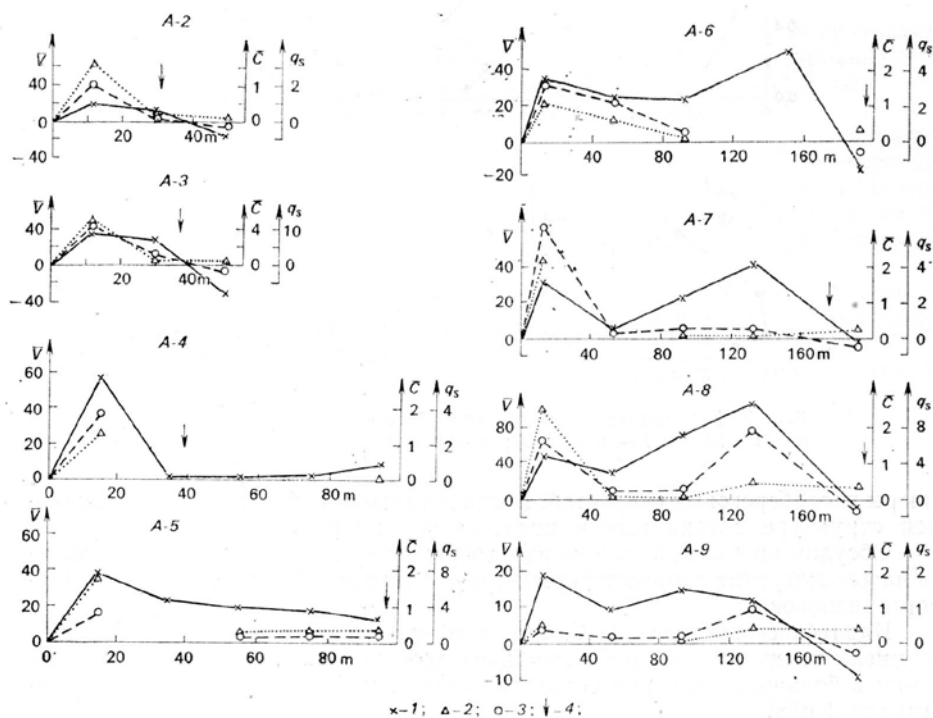


Фиг. 13.7. Разположение на пунктовете по естакадата в ниб „Шкорпиловци”

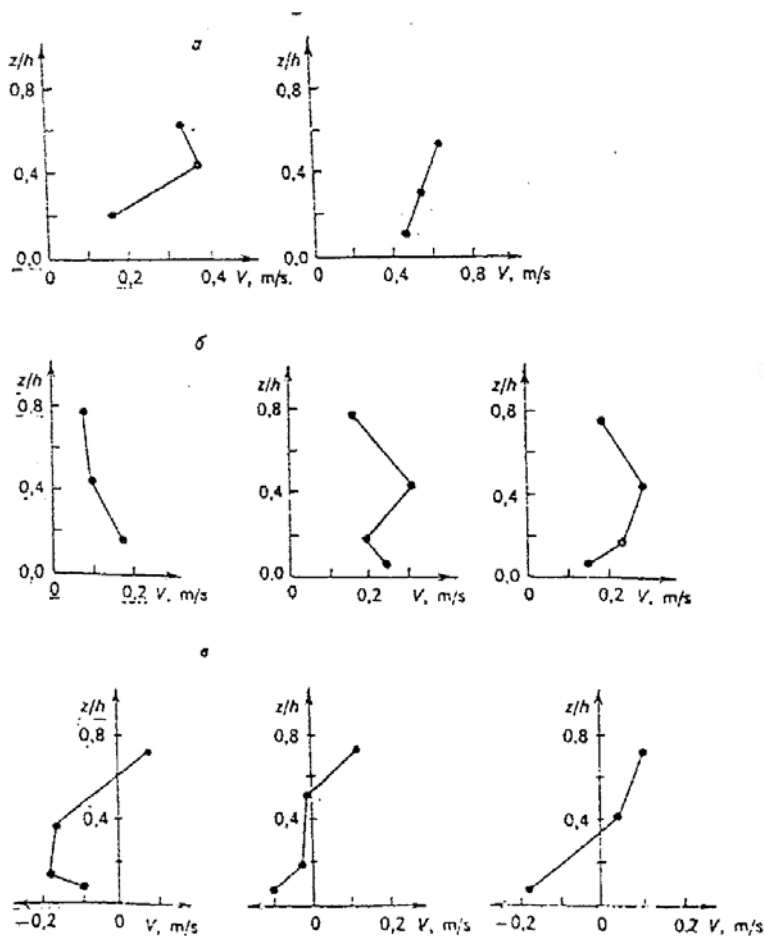
На фиг. 13.8. за всяка серия са представени разпределенията по профила на надлъжно-бреговите скорости ($\bar{V}$) и концентрацията на плаващите наноси ($\bar{c}$), усреднени по дълбочина, както и специфичните разходи на плаващи наноси (q_s). Със стрелки е показано положението на дълбочината на първоначално разрушаване на вълните (h_0). На фиг. 13.9 за някои пунктове са показани типичните вертикални диаграми на надлъжно-бреговите скорости.

Скоростите на теченията обикновено са от порядъка на няколко десетки cm/s. Максималните стойности най-често са около 0,5 m/s, а в серия А-8 те са повече от 1 m/s.

Разпределението на скоростите по профила се характеризира с наличието на един или два пика. Еднопикови разпределения са наблюдавани при по-слабо вълнение (сери А-4, А-5), при което максимума на скоростта се отбелязва на най-близкия до брега пункт, т.е. най-интензивен надлъжно-брегови транспорт се констатира в близост до водната линия. С усилване на вълнението тези скорости се съхраняват, но се появява и втори основен пик, привързан към зоната на обрушване на високите вълни и тук се наблюдават максималните за целия створ скорости на теченията.



Фиг. 13.8. Разпределение на средните по дълбочина надлъжно-брегови скорости на течението



Фиг. 13.9. Вертикални диаграми надлъжно–бреговите скорости на течението

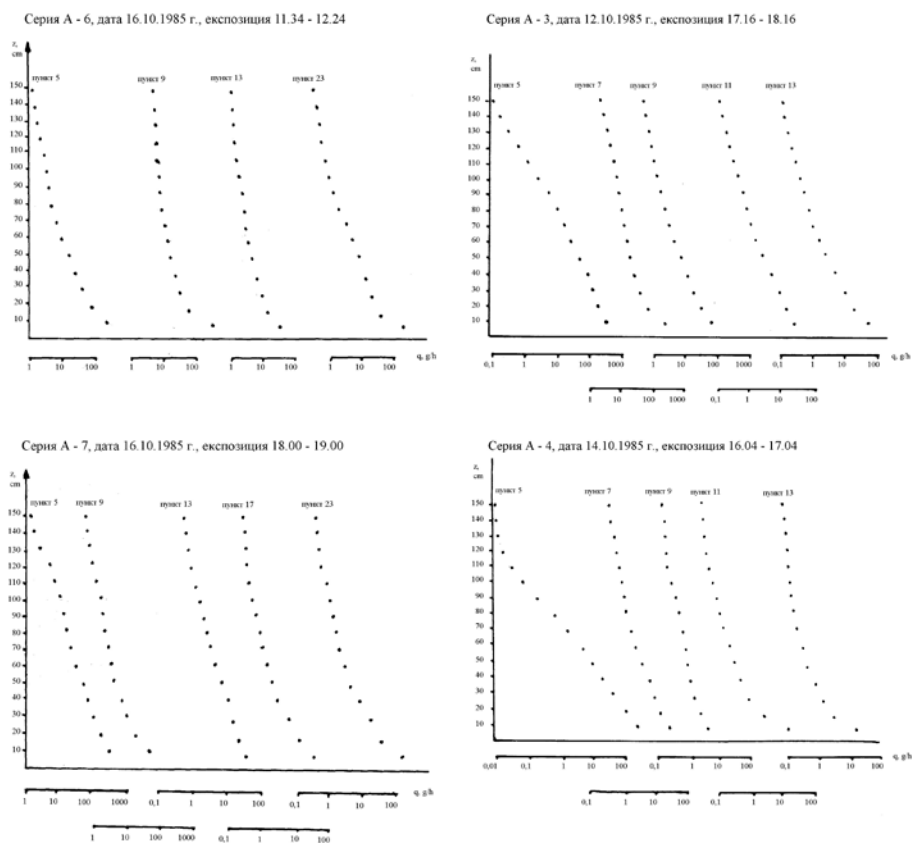
Въз основа на получените данни за скоростите на теченията е оценен пълният разход на енергетическо течение Q_v за отделните серии:

$$Q_v = \int_0^{x_{\max}} \bar{V} \cdot h \cdot dx$$

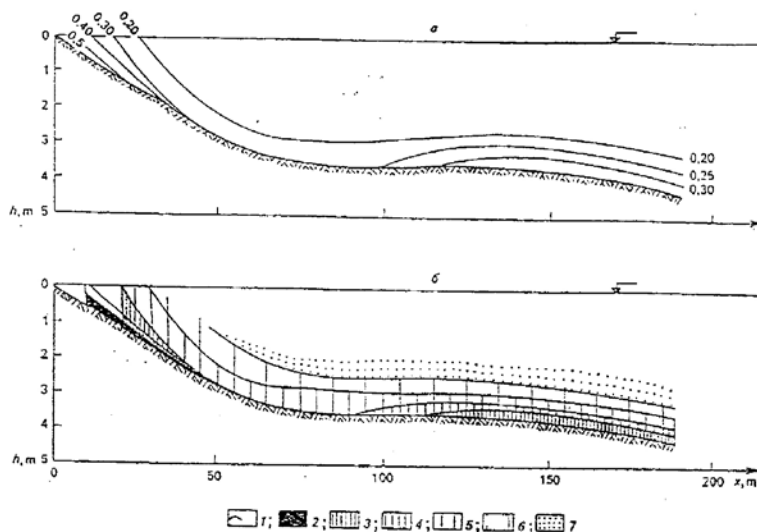
Получените резултати са съизмерими с разхода (водното количество) на голяма река. Наблюдава се тенденция към нарастване на разхода в съответствие с нарастването на вълновата активност при отделните серии:

Серия	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8
$Qv, m^3/s$	14	37	133	103	305

На табл. 13.1. и фиг. 13.10 са представени средните вълнови параметри и концентрацията на наноси при серии А-3, А-4, А-6, А-7. Разпределението на средния размер и концентрацията на плаващи наноси по профила на подводния брегови склон за серия А-8 е представен на фиг. 13.11.



Фиг. 13.10. Концентрация на плаващите наноси в отделните серии

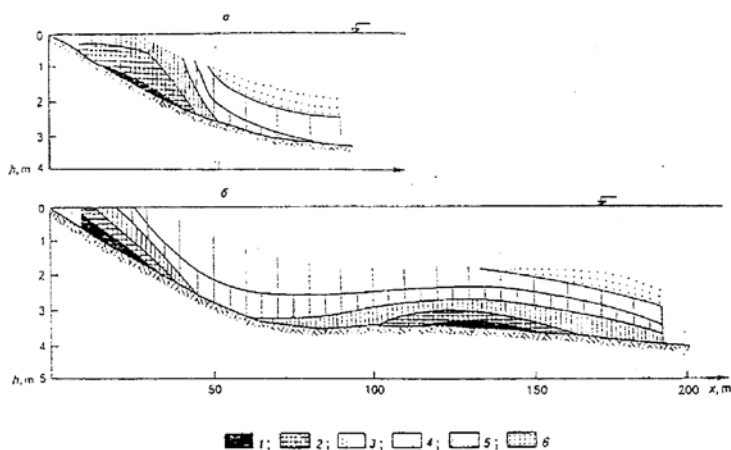


Фиг. 13.11. Разпределение на средния размер (а) и концентрацията на плаващи наноси (б) по профила на подводния склон

На фиг. 13.12 са показани разпределенията по вертикала на елементарните разходи q'_s за серии А-5 и А-8.

Изчислените пълни разходи на плаващите наноси Q_s за отделните серии се характеризират със следните стойности:

Серия	А-4	А-5	А-6	А-7	А-8
Q_s , kg/s	6,1	30,4	20,1	21,2	57,2



Фиг. 13.12. Разпределение на елементарния разход на плаващите наноси

Приведените данни показват значителното количество плаващи наноси, които се преместват по време на щорм. Например при серия А-8 през створа на естакадата с ширина 200 м за 1 час надлъжно-бреговият транспорт възлиза на повече от 200 t пясък, които са преместени в посока от север на юг.

Получените натурни данни за разхода на надлъжно-бреговия поток позволяват да се оцени коефициента на ефективност на транспорта на плаващи наноси в модела на Леонтьев (1985), в който се отчита фактора нерегулярност на вълнението в условията на плитък подводен склон и малки ъгли на кос подход на вълните спрямо бреговата линия. Получените стойности при отделните серии варират в граници от 0,009 до 0,017 и са твърде близки до стойностите, получени за постъпателен поток.

Наносен поток е насоченото движение на наноси надлъжно на брега, представляващо сумарен резултат от многочислените движения на отделните частици за продължителен период от време.

Надлъжно-бреговият наносен поток зависи от редица фактори: вълновия режим, геоложкия строеж на брега и дъното, измененията в контура на бреговата линия и в дънния релеф, условията на постъпване на наноси от реки, абразия и еолов транспорт.

Серия А-3, дата 12.10.1985 г., час 17.16–18.16

Табл. 13.1. Средни вълнови параметри и концентрация на наносите.

пункт	дълбочина h,m	средни вълнови параметри			концентрация на наносите на хоризонт 10 см	
		дължина $\lambda_{\text{чр}}$, м	период T, s	височина H, см	q, g/h	c, g/l
5	0,83	11,1	2,70	26,0	416,58	6,999
7	1,76	13,2	2,59	28,2	268,31	4,508
9	2,42	16,0	2,96	49,6	87,71	1,474
11	2,90	17,1	2,87	42,2	58,72	0,986
13	3,19	20,0	2,64	38,6	71,63	1,203
23	3,96	27,5	2,79	54,8	-	-

Серия А–4, дата 14.10.1985 г., час 16.04–17.04

пункт	дълбочина h,m	средни вълнови параметри			концентрация на наносите на хоризонт 10 см	
		дължина $\lambda_{\text{ц}}$, м	период T, s	височина H, см	q, g/h	c, g/l
5	0,45	14,0	3,06	23,4	221,60	3,723
7	1,75	15,6	3,23	42,0	41,67	0,700
9	2,43	17,5	3,06	53,6	7,02	0,118
11	2,90	19,9	3,39	51,9	12,03	0,202
13	3,20	26,3	3,19	47,6	19,40	0,326

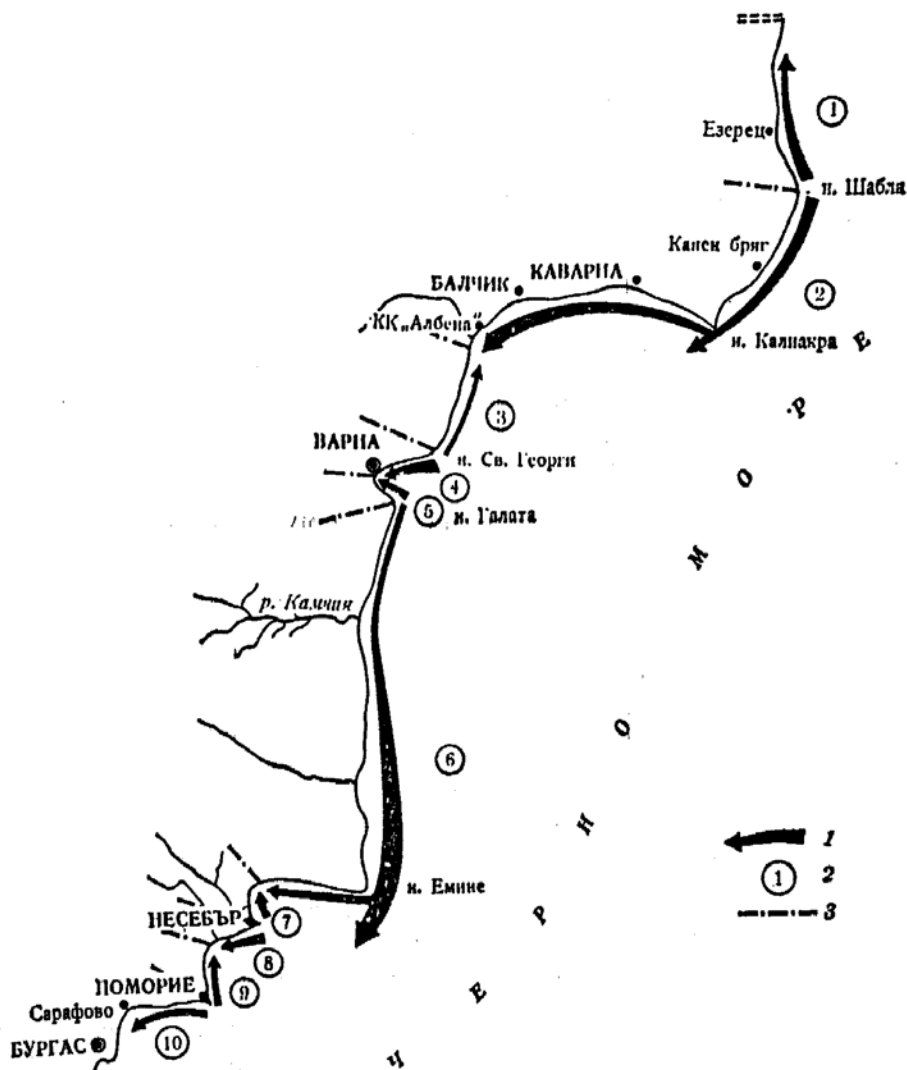
Серия А–6, дата 16.10.1985 г., час 11.34–12.24

пункт	дълбочина h,m	средни вълнови параметри			концентрация на наносите на хоризонт 10 см	
		дължина $\lambda_{\text{ц}}$, м	период T, s	височина H, см	q, g/h	c, g/l
5	0,85	32,1	5,54	42,1	179,21	3,011
9	2,81	39,9	5,87	108,6	233,91	3,930
13	3,23	43,5	4,91	89,4	43,04	0,723
19	3,69	50,2	6,23	127,6	-	-
23	4,21	55,8	6,20	111,1	151,98	2,553

Серия А–7, дата 16.10.1985 г., час 18.00–19.00

пункт	дълбочина h,m	средни вълнови параметри			концентрация на наносите на хоризонт 10 см	
		дължина $\lambda_{\text{ц}}$, м	период T, s	височина H, см	q, g/h	c, g/l
5	0,86	10,2	2,63	33,2	421,91	7,088
9	2,80	21,9	4,32	83,2	66,20	1,112
13	3,27	28,8	3,83	65,1	47,19	0,793
17	3,45	29,5	4,18	80,9	35,87	0,603
23	4,12	31,7	3,03	63,3	140,10	2,354

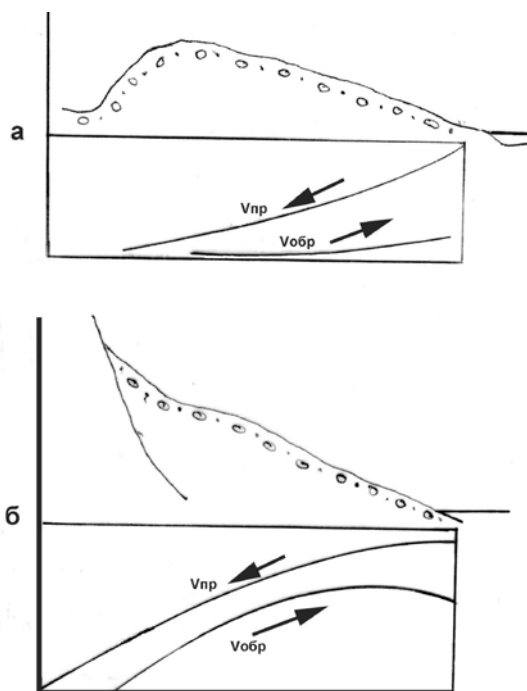
На фиг. 13.13 е представена схема на надлъжно-бреговите енергетични потоци по Българското черноморско крайбрежие.



Фиг. 13.13. Схема на бреговите енергетични потоци (Дачев, Чернева, 1979). 1–брегови енергетичен поток; 2–номер на потока; 3–граници между динамичните райони

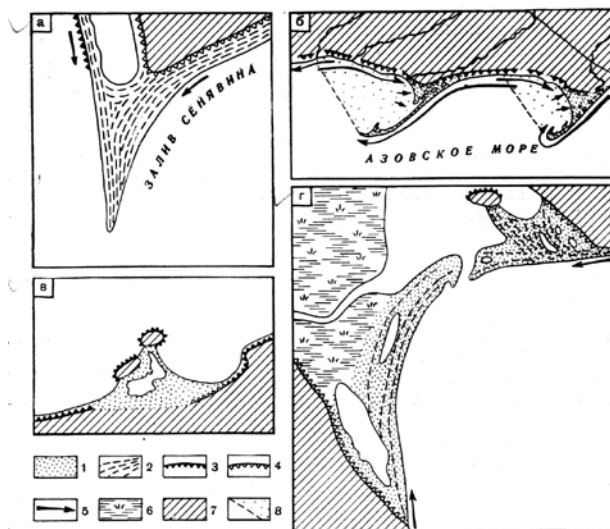
Прекратяването на преместването на наносите и тяхното натрупване в даден локален участък води до образуване на различни акумулационни форми на релефа. Най-простата акумулационна форма, която се образува под действие на прибойния поток е плажът. Плажът има пълен или непълен профил (фиг. 13.14). В тилната му част се образуват брегови валове, а в подводната–подводни валове.

Най-големите брегови акумулационни форми с височина 10–25 м и дължина десетки км се наричат брегови барове. Те са паралелни на протежението на брега и отделят плитководни лагуни от вътрешната брегова линия. На фиг. 13.15 и фиг. 13.16 са представени акумулационните форми на релефа при двустранно подхранване и при надлъжно-брегово преместване на наносите.

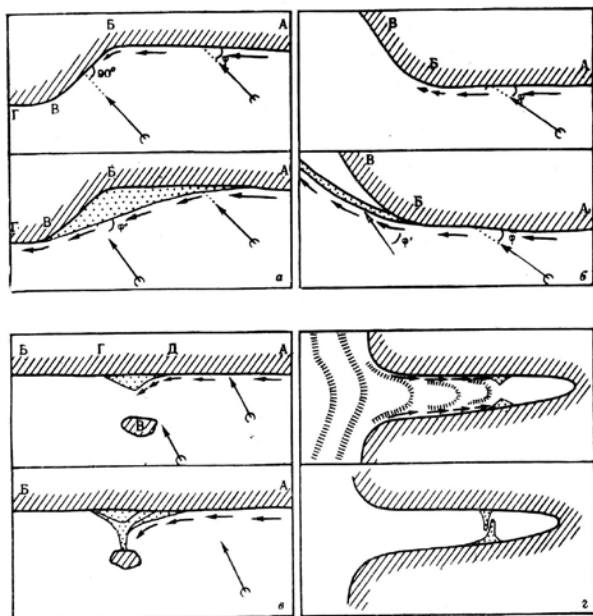


Фиг. 13.14. Типове плажни профили: а–пълен; б–непълен; скорости на прибойния поток: $v_{пр}$ –прав, $v_{обр}$ –обратен

При надлъжно-брегово преместване на наносите се запълва входния ъгъл, изменя се експозицията на брега и се образуват коси, а при двустранно подхранване се проявява томболо-ефект.



Фиг. 13. 15. Акумулационни форми при двустранно подхранване: а - коса-стрелка; б-коса от азовски тип; в-томболо; г-коса с двустранно подхранване



Фиг. 13.16. Образуване на елементарни акумулационни форми при надлъжно-брегово преместване на наноси: а-при запълване на входящия ъгъл; б-при изкривяване на бреговата линия; в-при външно блокиране на брега; г-при спадане на вълновата енергия

Бреговата зона според Зенкович (1962) представлява мощен филтър на седиментите като част от тях се задържат в нея, а останалата част се изнасят извън нейните граници в дълбоководните зони на водните басейни. Постъпващият седиментен материал се преобразува чрез механична дезинтеграция (разтваряне, набъбване, разめкуване) и се подлага на хидрогенна диференциация в зависимост от зърнометричния и минералния му състав.

Общото уравнение на баланса (запазване на масата) е представено от Pruszek (1998) във вида:

$\sum Q + dV/dt = 0$, където $\sum Q$ е сумата от приходните Q^+ и разходните Q^- елементи на баланса (потоците наноси, насочени към и от бреговата зона); V – недостиг или излишък (изменение в количеството на наносите), предизвикващ размиване или акумулация на дъното в бреговата зона; t – време.

Общото уравнение на баланса на наносите, модифицирано за условията на Реп. България има следния вид (Пейчев, 2004):

$$A + d + Q + Q_t + E_a = O_b + O_h + K, \text{ където}$$

A е материал от абразия на активните клифове, d – материал от абразия на подводния брегови склон, Q – твърд речен отток, Q_t – биогенна седиментация, E_a – еолов транспорт, O_b – материал, погребан в акумулационните форми на релефа, O_h – материал, транспортиран извън границите на бреговата зона, K – материал от изтриване на наносите.

Данните от измерванията на параметрите на абразионния процес на активните клифове за периода 1983–2004 г. са представени на табл. 13.2, а промените, настъпили вследствие на антропогенното въздействие на табл. 13.3.

Получените данни дават възможност за класифициране на скалите от Българския Черноморски бряг по степен на абразионна устойчивост (табл. 13.4).

Табл. 13.2. Абрадиран материал от Българското Черноморско крайбрежие

№	Абразионен участък	Дължина, км	Средна скорост на абразия м/уеаг	Абрадирана площ, м ² /уеаг	Абрадиран обем, м ³ /уеаг	Абрадирана маса, x1000 t/уеаг
1	Н. Сиврибурун–н. Шабла	12,0	0,30	3600	39960	57,9
2	Н. Шабла–н. Калиакра	25,8	0,05	1290	22446	56,6
3	Н. Калиакра–гр. Каварна	11,0	0,05	550	9460	23,8
4	Гр. Каварна–КК “Албена”	14,3	0,16	2288	38210	76,4
5	КК “Албена”–н. Св. Георги	6,6	0,13	858	5663	11,0
6	Н. Св. Георги–н. Галата	3,5	0,20	700	11760	24,2
7	Н. Галата–н. Емине	29,2	0,16	4672	66342	136,7
8	Н. Емине–гр. Несебър	12,8	0,07	896	15411	25,0
9	Гр. Несебър–гр. Поморие	7,7	0,09	693	5772	12,1
10	Гр. Поморие–н. Форос	4,5	0,22	990	7821	12,6
11	Н. Форос–р. Резовска	99,0	0,01	990	10989	30,8
Общо		226,4	0,08	17527	235834	467,1

Табл. 13.3. Промени в параметрите на абразионния процес, вследствие на антропогенно въздействие

Автор, година	Период на измерване	Дължина на абразионния бряг, км	Абразионен коефициент	Средна скорост на абразия, м/уеаг	Абрадирана площ, м ² /уеаг	Абрадиран обем, м ³ /уеаг	Абрадирана маса, x10 ³ t/уеаг
Шуйский, Симеонова, 1982	1960–1976	271,0	0,72	0,26	71629	1344100	2540,0
Пейчев, 1998	1983–1997	236,8	0,63	0,11	26635	304423	575,3
Peychev, Stancheva, Stanchev, 2003	1983–2003	226,4	0,59	0,08	17527	235834	467,1

Табл. 13.4. Класификация на скалите по степен на абразионна устойчивост

клас скали	петрографски състав, видове скали	скорост на абразия, т/година	абразионен участък
I–силноабрадируеми	1. слабоспоени, варовито–глинести, хипоалевролити (лъсовидни седименти)	0,10–2,50	1.1 къмп. “Европа” 1.2 н. Лахна 1.3 кв. Сарафово
	2. лъос	0,10–1,70	2.1 н. Сиврибурун 2.2 н. Карталбурун 2.3 с. Дуранкулак - изток 2.4 н. Крапец 2.5 къмп. “Добруджа” 2.6 н. Шабла
II–слабоабрадируеми	3. глини, мергели	0,10–0,30	3.1 гр. Каварна - запад 3.2 н. Иканталък 3.3 гр. Балчик - изток 3.4 м. Почивка 3.5 н. Черни нос 3.6с. Ахелой 3.7 парк “Росенец”
	4. пясъчници, алевролити, аргилити	0,05–0,25	4.1 н. Екрене–н. Св. Георги 4.2 н. Галата 4.3 м. Фичоза 4.4 м. Иракли 4.5 н. Емине–н. Св. Влас
	5. варовици	0,05–0,20	5.1 н. Шабла–н. Калиакра 5.2 н. Калиакра–гр. Каварна 5.3 с. Топола–м. Калкантепе 5.4 гр. Несебър–н. Акротирия–н. Равда 5.5 гр. Приморско–с. Китен–гр. Царево
	6. туфи и тефроиди	0,01–0,10	6.1 н. Коракя 6.2 с. Лозенец–гр. Ахтопол 6.3 н. Синеморец–р. Резовска

III – много слабо абрадируеми	7. трахити	< 0,01	7.1 н. Форос 7.2 н. Чукаля 7.3 н. Таласакра 7.4 гр. Созопол 7.5 н. Св. Агалина 7.6 гр. Ахтопол 7.7 н. Синеморец
	8. латити	< 0,01	8.1 н. Колокита
	9. сиенити	< 0,01	9.1 н. Атия 9.2 н. Акин 9.3 н. Хрисосотира 9.4 н. Маслен нос
	10. силноспоеени пясъчници	< 0,01	10.1 н. Св. Атанас

Абрадираният материал на бенча се оценява на 3580000 t/y, а твърдият речен отток на реките, вливащи се директно в Черно море на 780600 t/y (табл. 13.5).

По аналогия с ежегодното количество биогенно вещество, постъпващо в горната и средна част на шелфа, масата на биогенния материал, постъпваща в бреговата зона се определя на 14600 t/y.

Ако се приеме, че средногодишният износ чрез ветровата дейност на материал от сушата към морето, който е установен за бреговете на Украйна (Vikhovanets, 1998) е в сила и за България за еоловия транспорт се получава $E_a = 15100$ t/y.

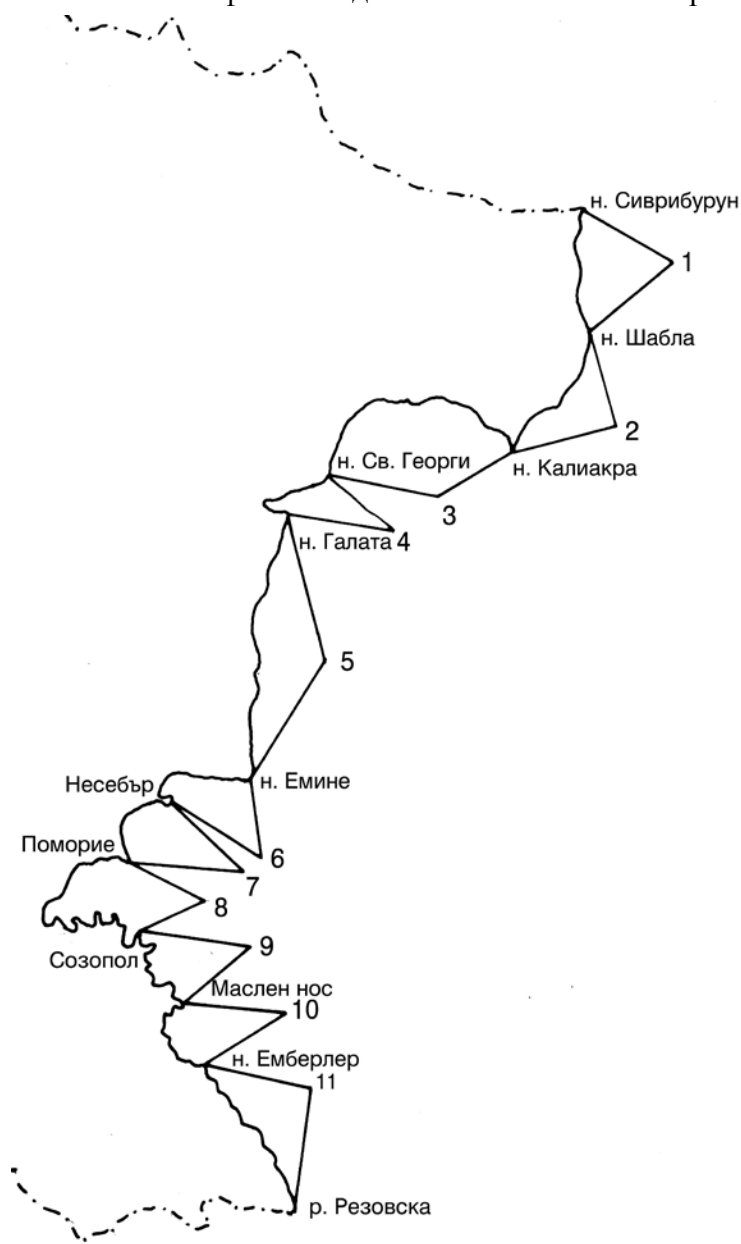
Общата сума на приходните елементи на баланса на наносите в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие е:

$$A + d + Q + Q_t + E_a = 467100 + 3580000 + 780600 + 14600 + 15100 = 4857400 \text{ t/y}$$

На фиг. 13.17. са представени границите на морфодинамичните системи по Българското черноморско крайбрежие, а на табл. 13.6 - приходните елементи на баланса на наносите в тях.

По данни на Шуйский (1989) 17 % от целия първичен материал, постъпващ в бреговата зона от различни източници е с $d > 0,1$ мм и е представен от пясък и чакъл, който активно се изтрива. Плажообразуващата фракция влиза в състава на акумулационните форми в бреговата зона и не се изнася извън нейните граници. Нейното средно количество се оценява на 825 800 t/y. Изтриването на наноси води до загуби от около 9 % (74 300 t/y) и фактически бреговата зона усвоява 751 500 t/y.

Останалите 4 106 900 t/y (главно алевротова и пелитова фракция) като несъответстващи на типичните фациални условия на бреговата зона се отнасят на шелфа и в по-дълбоките области на морското дъно.



Фиг. 13.17. Морфодинамични системи по Българското черноморско крайбрежие

Табл. 13.5. Реки по Българското Черноморско крайбрежие

№	Река	Влива се в:	Дължина, км	Водосборна площ, км ²	Водно количество, м ³ /с	Твърд отток, 10 ³ /ут
1	Нейковско дере	Дуранкул. ез.	72,0	430,8	0,10	5,0
2	Шабленска	Шабленско ез.	30,8	94,6	0,02	1,0
3	Батова	Черно море	38,7	338,8	0,73	35,4
4	Краневска	Черно море	13,9	84,5	0,36	8,0
5	Девня	Белославско ез.	27,0	201,1	2,43	85,1
6	Провадийска	Белославско ез.	119,0	2131,8	2,05	71,0
7	Камчия	Черно море	244,5	5357,6	19,25	462,0
8	Шкорпиловска	Черно море	26,9	78,7	0,34	7,5
9	Панаирдере	Черно море	14,9	58,2	0,25	5,5
10	Двойница	Черно море	52,5	478,8	2,06	45,5
11	Иракли	Черно море	10,3	40,4	0,17	3,8
12	Козлука	Черно море	12,2	38,1	0,16	3,6
13	Хаджийска	Черно море	55,3	355,8	1,53	33,8
14	Ахелой	Черно море	39,9	141,0	0,61	13,4
15	Азмакдере	Атанас. ез.	13,9	78,3	0,17	3,0
16	Дермендере	Атанас. ез.	10,8	29,4	0,07	1,3
17	Курбардере	Атанас. ез.	13,9	72,5	0,17	3,0
18	Айтоска	Бургаско ез.	32,5	304,7	0,55	10,1
19	Съмърдере	Бургаско ез.	18,5	50,3	0,11	2,0
20	Чакърлийска	Бургаско ез.	37,2	129,4	0,23	4,2
21	Русокастренска	Мандренско ез.	65,4	525,0	2,55	20,4
22	Средецка	Мандренско ез.	69,0	985,3	4,77	37,3
23	Факийска	Мандренско ез.	87,3	641,0	4,13	44,6
24	Изворска	Мандренско ез.	35,3	108,9	0,71	7,7
25	Маринка	Черно море	10,5	30,8	0,13	2,9
26	Отманли	Черно море	7,0	19,0	0,08	1,8
27	Ропотамо	Черно море	48,5	248,7	1,17	23,6
28	Дяволска	Черно море	26,9	133,2	0,57	12,7
29	Караагач	Черно море	30,5	224,3	0,96	21,3
30	Лисово дере	Черно море	11,2	25,9	0,11	2,5
31	Велека	Черно море	147,0	994,8	8,76	77,9
32	Силистар	Черно море	12,7	21,2	0,09	2,0
33	Резовска	Черно море	112,0	183,4	0,79	17,4
Общо				14636,3	56,18	1076,3

Табл. 13.6. Приходни елементи на баланса на наноси

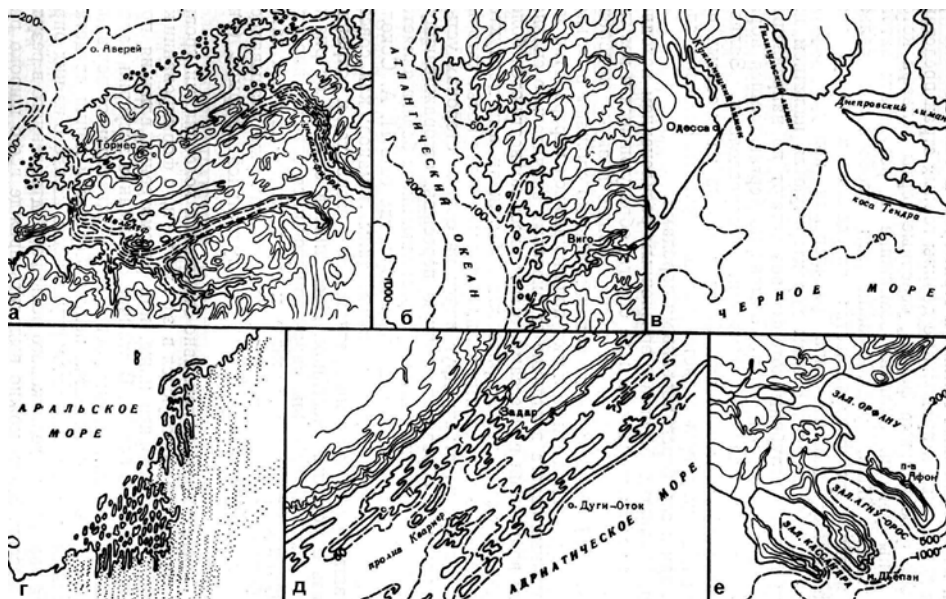
№	Морфодинамична система	Дължина на бреговата линия, км	Среден наклон на подводния брегови склон	Абрадирана маса от клифове x 1000 t/year	Абрадирана маса от дъното, x 1000 t/year	Твърд речен отток, x 1000t/year	Биогенна седиментация, x 1000t/year	Еолов пренос, x 1000t/year	Общо
1	Н. Сиврибурун–н. Шабла	24	0,010	57,9	777	0	1,5	1,6	838
2	Н. Шабла–н. Калиакра	26	0,020	56,6	121	0	0,8	0	178
3	Н. Калиакра–н. Св. Георги	50	0,019	111,2	475	43,4	1,7	1,6	633
4	Н. Св. Георги–н. Галата	15	0,013	24,2	283	0	0,6	0,5	308
5	Н. Галата–н. Емине	61	0,013	136,7	871	524,3	2,4	3,7	1538
6	Н. Емине–Несебър	24	0,014	25,0	141	37,4	1,1	0,9	206
7	Несебър–Поморие	22	0,010	12,1	269	13,4	1,2	1,5	297
8	Поморие - Созопол	60	0,009	20,3	570	4,7	3,1	2,8	601
9	Созопол–Маслен нос	29	0,024	6,9	21	23,6	0,6	0,8	53
10	Маслен нос–н. Емберлер	21	0,017	4,5	21	34,0	0,7	0,7	61
11	Н. Емберлер–р. Резовска	46	0,027	11,7	31	99,8	0,9	1,0	144
Общо		378	0,016	467,1	3580	780,6	14,6	15,1	4857

14. Типове морски брегове и еволюция на бреговата зона и шелфа

*В целия свят няма нищо по-меко
и по-податливо от водата,
но тя надделява
на твърдото и здравото
Лао Дзъ (VI в. пр.Хр.)*

*Древните промени
на повърхността на Земята
аз обяснявам с действащи
и сега на нея процеси.
Чарлз Лайъл (1797–1875)*

Съществуват различни типове морски брегове—риасов, лиманен, фиордов, шхерен, еолов и др. (фиг. 14.1)



Фиг. 14.1. Типове морски брегове: а—фиордов; б—риасов, в—лиманен; г—еолов; д—далмантински; е—абразионно—срутищен

Най-разпространеният тип брегове с ерозионно разчленение са от риасов тип и възникват при потопяване на долините, разчленени

от хълмове и планини. Долините са оформени от планински реки и са превърнати в заливи, чиято дълбочина се увеличава от върха към устието. Бившите водораздели са образували многобройни острови. Типични риасови брегове са северозападната част на Пиренейския п-ов, югозападното крайбрежие на о. Ирландия, брегът на югоизточен Китай и Корейския п-ов.

Лиманни брегове се образуват при потопяването на долините на реки, разчленяващи ниски крайбрежни равнини. Пред устията на заливите се формират пясъчни коси, а дълбочината в началото се увеличава от върха към средната част и отново се понижава в близост с акумулационните форми на релефа. Типични лиманни брегове има по северозападното крайбрежие на Черно море.

Широко разпространение в областите с глациално разчленение на бреговата линия имат фиордовите брегове. Потопени са планински крайбрежия, в които се образуват дълги, тесни и дълбоки заливи сред високи и издадени в морето носове. В устието на фиордите съществува праг, който най-често е потопена крайна морена. Типични фиордови брегове са Скандинавското, Мурманското крайбрежие и Южно Чили.

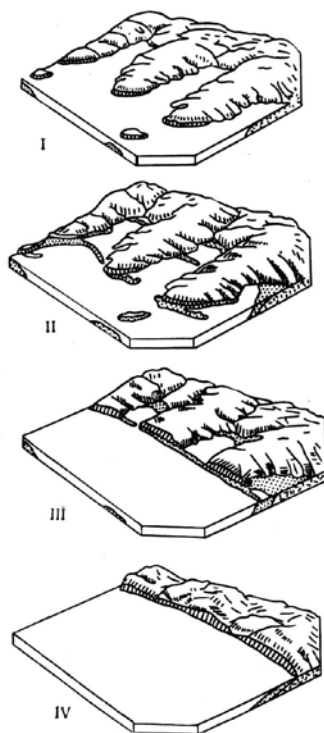
Когато по брега съществуват многобройни острови, образувани при потапяне на ледникови акумулационни форми брегът се нарича шхерен.

Своеобразни очертания придобива брегът при потапяне на планински гънкови структури, простиращи се паралелно на бреговата линия. Потопени са синклиналните понижения, а сводовете на антиклиналите се превръщат в удължени острови. Подобен бряг е особено характерен за източното крайбрежие на Адриатическо море и се нарича далматински.

Бреговете с еолово разчленение на релефа са сравнително рядко разпространени и се характеризират с потопяване на ниските котловини в типично пустинен релеф като дюните образуват лабиринт от острови, полуострови и плитки заливи. Подобен бряг се нарича аралски и е характерен за Аралско море, югоизточната част на Каспийско море и езерото Балхаш.

Съществуват и брегове, изградени от много здрави магмени скали, които остават практически неизменени от вълновото въздействие за продължителни периоди от време. Тези брегове обхващат около 18% от цялата брегова линия.

Според първоначалните представи Johnson (1919) се е смятало, че абразията в продължение на огромни отрязъци от време може да разруши цели континенти (фиг. 14.2). Зенкович (1962) доказва, че сушата може да се абрадира максимално до 10 км при неизменно морско ниво. Морските брегове непрекъснато се изменят като еволюират под въздействието на редица фактори.



Фиг. 14.2. Еволюция на бреговия контур според Johnson (1919)

Черно море

През кватернера Черно море периодично се е свързвало с Каспийско и Средиземно море, което е променяло неговата соленост флора и фауна. Смяната през кватернера на двата типа басейни– каспийски и средиземноморски с характерната за тях молускова фауна дава възможност да се отделят черноморските регионални етажи. На табл. 14.1 е представена обобщената геохронологка (стратиграфска) скала на кватернера в Черно море.

Табл. 14.1

Ера Ератема	Период Система	Епоха Серия	Подепоха Подсерия	Век Етаж	Подвек Подетаж		Индекс	Хронологика скала, млн. Год.
НЕО- ЗОЙ- СКА	кватернер	холоцен		черноморий	новочерноморий	джемете	$Q_{IV\ dj} (Hl_3)$	0,003
					древночерноморий	каламита	$Q_{IV\ kl} Q_{IV\ vt} (Hl_2)$	0,007
						бугаз	$Q_{IV\ bg} (Hl_1)$	0,01
		плейстоцен	горен	новоевксин	горен долен		$Q_{III\ nev}$	0,03
				карангат	горен среден долен		$Q_{III\ krg}$	0,14
			среден	узулар			$Q_{II\ uz}$	0,20
				древноевксин			$Q_{II\ dev}$	0,45
			долен	чауда	горен долен		$Q_{I\ tsch}$	0,73
		ео-плейстоцен		гурий			Q_g	1,81
	неоген	плиоцен	горен	куяльник			$N_{2\ ku}$	3,40
			среден	кимерий			N_k	5,30
			долен	понт			N_p	6,50
		миоцен	горен	меот			N_m	7,25
			среден	сармат			N_s	11,2
			долен	баден			N_b	16,3
	палеоген	олигоцен		майкоп			$Pg_3 + N_1$	33,9
		еоцен					Pg_2	54,8
		палеоцен					Pg_1	65,5
МЕЗО- ЗОЙ- СКА	креда						K	

Господството на каспийска бракична молускова фауна се отбелязва в седиментите на чаудинския, древноевксинския и новоевксинския регионален етаж. Средиземноморският тип фауна господства в седиментите на карангатския етаж и новочерноморския

подетаж. Седиментите на узунларския регионален етаж и на древночерноморския под етаж се характеризират със смесен тип фауна.

Краят на плиоцена и началото на еоплейстоцена се бележи от дълбока регресия и цялостно преобразуване на речно – долинната мрежа. Наличието на плиоценски континентални конгломерати и чакълести отложения по крайбрежието показва, че бреговата линия на басейна се е намирала твърде далеч от съвременния бряг. През 1982 г. по време на драгиране с ник “Изследовател - 2” на континенталния склон на дълбочина 170 м са взети проби от горноплиоценски глинни и грубозърнести прибрежно–морски наслаги с еоплейстоценска (гурийска) възраст. По този начин древната брегова линия на границата плиоцен/еоплейстоцен се разполага на континенталния склон на дълбочина около 170 м.

Към долния плейстоцен се отнасят широк спектър от седименти с чаудинска възраст, които се срещат както по крайбрежните терасни комплекси, така и в акваторията. Морски комплекси с типична за чаудата фосилна молускова фауна са установени в издигнати морски тераси на Керченския п-в (35–40 м) и по Кавказкото крайбрежие (50–100 м).

В периферната зона на българския шелф южно от паралела на нос Емине на дълбочина от 72 до 109 м с грунтови тръби (до 6 м дължина) под тънък слой новоевксински и холоценски утайки са разкрити долноплейстоценски (чаудински) седименти, съдържащи богата фосилна фауна: *Didacna olla* (Liv.), *Didacna tschaudae guriana* (Liv) и др.

Литоложкият разрез е представен от теригенночерупчести и тъмносиви до черни глинести седименти, като биогенната част е 45 - 60% от състава на наслагите и е предимно в непреотложено състояние.

С помощта на непрекъснато сеизмоакустично профилиране (НСП) е установено, че сравнително недълбокото залягане на чаудинските слоеве е тясно свързано с издигнатите тектонски структури на подводното продължение на Стара планина.

На север в централната зона на шелфа долноплейстоценските седименти се разполагат на значително по-голяма дълбочина от 16 до 41 м под повърхността на дъното и са разкрити при сондиране на структурите Елизаветинска, Самотино - Изток, Априлска и Юрий Годин (Геологическая эволюция... 1990).

В сондажните разрези на структурата Самотино – Изток долноплейстоценските наслаги имат двучленен строеж – долната им част е представена от прибрежно – морски черупчесто – пясъчливи седименти с преобладаване на *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr. rostriformis tschoudae* Andrus и др., а горната част се състои от слоести глини, отложени в дълбоководни морски условия. Сходни по състав глини са разкрити в сондажните ядки на структурите Самотино - море, Стефан Богданов и др. В тях преобладават *Didacna tschoudae* Andrus, *D. cf. pseudocrassa* (Pavl), *D.cf. rudis* (Nal.) и др., показващи чаудинската им възраст.

Разкритите отложения от българския шелф са сходни по фаунистичен състав с чаудинските тераси на п-в Керч и Кавказ. На континенталния склон и абисалното дъно мощността на долноплейстоценските отложения достига 200–300 м и те се отделят по данни от сеизмоакустичното профилиране и данните от дълбоководното сондиране. На базата на изучаване на състава на диатомовите водорасли и спорово-поленовия анализ се установява, че чаудинските седименти са формирани в условията на студен климат и дълбока регресия, която отговаря на Минделското заледряване в Алпите, когато черноморското ниво е било на 70–100 м под съвременното.

Чаудинският басейн е заемал почти цялата континентална тераса и откъм сушата се е простирал до дълбочини 80–90 м. Той е бил сладководен басейн без връзка с океана, с каспийски тип фауна.

Към долния плейстоцен се отнасят и валунно–чакълестите и пясъчни флувиални отложения, разположени в старата долина, източно от гр. Средец и в долината на р. Камчия. Съдържащата се в тях фауна от бозайници дава основание те да се приемат за континентални аналози на чаудинските (емонски) слоеве от акваторията. След минделската регресия през средния плейстоцен започва трансгресия и осоляване на водите на Черно море в резултат на осъществена връзка със Средиземно море. На българския шелф е установено присъствието само на горния древноевксино–узунларски регионален подетаж. Вероятно двете регресии, в резултат на минделското и първата фаза на риското заледряване са предизвикали стратиграфски хиатус, съвпадащ с ранния древноевксино–узунларски подвек. За пръв път средноплейстоценски (древноевксиински и узунларски) седименти уверено са датирани по моллюсков комплекси на дълбочина от 50

до 40 м в сондаж 8 на ник „Геохимик“ в Бургаския залив (Хрисчев, Шопов, 1979). В тъмносиви глини със зелен оттенък са отделени типични древноевксински слоеве със соленолюбива фауна и узунларски слоеве с каспийски и средиземноморски видове. По-късно древноевксински слоеве са разкрити повсеместно при инженерно-геоложкото сондиране на шелфа. Повърхността на древноевксинските седименти по данни от НСП се проследява до изобата 95–97 м. Почти аналогично на чаудинския хоризонт в северната част на българския шелф, древноевксинските наслаги също изклинват на разстояние 6 км от брега. В централната зона на шелфа древноевксинските седименти залягат трансгресивно над чаудинските чрез рязка размивна граница. В тях преобладават типично древноевксински форми: *Didacna crassa pontocaspia* (Eichw), *Didacna cr. parvula* (Nal.) и др. Наличието на преотложени раковини с чаудинска възраст и рязката промяна в литоложкия състав показва наличието на стратиграфски хиатус между чаудинските и древноевксинските отложения в сондажните разрези.

Древноевксинските залягат в едни случаи върху морски чаудински отложения, а в други – върху техните континентални аналози, което показва, че морското ниво е било по-високо, отколкото през долния плейстоцен, но без да достига съвременното. Древноевксинският басейн е припокривал чаудинския като границата му откъм сушата е била по-близо до съвременния бряг. В нито една от описаните по нашето крайбрежие староевксински тераси (Попов, Мишев 1974) на височина 50–60 м не е открита фосилна фауна, която да доказва тяхната възраст. Анализът на диатомовите комплекси показва захлаждане на климата през древноевксинското време (риск заледяване) и затопляне през узунларското време. В описаните като евксинско – узунларски тераси, фауна е открита само в тераса на височина 30–40 м при с. Каменар, Бургаско (касае се за фрагменти от *mytilus galloprovincialis* Lmk и *Cardium edule* L.), видове известни от неогена досега, които не са ръководни фосили за кватернера.

При проведените през периода 1988–1990 г. детайлни проучвания на молусковите комплекси в бреговите разрези не са открити по - древни наслаги от карангатските. Засега няма основание да се приеме, че описаните на височина 50–60 и 35–45 м морски тераси имат средноплейстоценска възраст.

На българския шелф средноплейстоценският разрез постепенно

преминава в отложенията на карангата (горен плейстоцен), охарактеризиран добре фаунистически без следи от размив или прекъсване (Хрисчев, Шопов, 1979). В дълбоката черноморска падина към карангата се отнасят тъмносиви пелитови тини с прослойки от диатомити и сапропел. Съставът на диатомовите водорасли е характерен за субтропическите зони и показва широка връзка със Средиземно море. Спорово – Polenovite спектри свидетелстват за значително затопляне на климата. Карангатската трансгресия, която по време отговаря на рис-вюрмското междуледниково време е протичала в условията на топъл климат, близък до аридния. В нея се наблюдават две основни фази, които са формирали морски тераси на височина 20–25 и 8–12 м.

Седименти, характеризиращи максимума на карангатската трансгресия са разкрити в шурфове, дълбоки 6–8 м, разположени на северния бряг на Варненското езеро.

Карангатски отложения са установени и в кариера по десния бряг на р. Фъндъклийска (Шкорпиловска) на височина 7–8 м над заливната тераса. В алевроитов слой са събрани многобройни черупки на *Corbula gibba* Ol и *Gastrana fragilis* L.

Карангатските седименти съдържат най-термофилната халофилна средиземноморска фауна за кватернерната история на Черно море.

Карангатският басейн е имал по-широки размери от съвременния като водите му са навлизали в речните устия и са формирали лимани. При корелацията на сондажните разрези от Наневска и Елизаветинска структури със сеизмоакустичните профили се проследява посткарангатската абразионна повърхност на дълбочини 50–100 м (абсолютна дълбочина 70–105 м). Към периферния ръб на абразионната повърхност се прислонява генетично свързаното с нея клиноморфно акумулативно тяло (прибрежно–морска акумулативна тераса), отделящо се върху сеизмограмите, което свидетелства за латерално нарастване на терасата.

След карангата настъпва новоевксинският етап от геоложката история на Черно море съвпадащ по време с ледниковия период Вюрм III (преди 18–17 хил. години), когато нивото на Световния океан се понижава до 130 м (фиг. 14.3).

м. Разкрити са прибрежно-морски утайки с дебелина от няколко сантиметра до един метър. Черупчестите алевроитови и глинести новоевксински наслаги съдържат характерна молюскова фауна, сред която доминира видът *Dreissena rostriformis distincta* (75%). Възрастта им, определена по радиовъглеродния метод варира от 17190 +/- 300 до 11590 +/- 249 г. Поленът в утайките показва широко разпространение на ксерофитни и халофитни тревисти съобщества.

В централната шелфова зона новоевксинските наслаги съществено се отличават както по дебелина така и по състав. Представени са от сиви мекопластични алевроитови тини с раковини и раковинен детрит. В разрезите е установено съобщество молюски с беден видов състав: *Dreissena polymorpha* Pall (над 50%), *Clesiniola variabilis* Eichw и др. Дебелината им достига 31 м в сондажа на структура Априлска. Разпространението на новоевксинските утайки на шелфа достига до изобати 30–28 м.

Като цяло спорово - поленовите спектри в морските новоевксински утайки се характеризират с увеличаване разпространението на смесено широколистните поленови комплекси в сравнение с предишния етап. Ролята на тревната флора се съкращава, увеличава се количеството полен от дървесните видове: *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Alnus*, *Betula*. Появява се полен от бук.

Новоевксинската регресия обхваща времевия интервал от преди 30 до около 8 хил.години. Нивото на басейна е достигало до 100–120 м под съвременното. Новоевксинската брегова линия е представена от плажове, дюнни образувания, барове и др. Басейнът е от езерен тип, в който последователно са отложени дълбоководни езерни утайки със сулфидни образувания и карбонатни утайки тип „зеекрайде“. Добрата запазеност на новоевксинските брегови образувания на 100–120 м под съвременното равнище, свидетелства за катастрофалното им заливане и извеждане извън зоната на вълновото въздействие. Именно на границата горен плейстоцен холоцен в Черно море през босфорския праг нахлуват средиземноморски води със соленост 35‰. По някои изчисления (Ryan, Pitman 1998) навлизането на средиземноморските води е имало катастрофални последствия, както за крайбрежието така и за организмовия свят. Според цитираните по-горе автори, нивото на морето се е повишавало с около 15 см за денонощие. Този процес продължил до изравняване на равнището на Черно и Мраморно

морета. Това събитие е било пагубно за съществуващата цивилизация по крайбрежието и е намерило отражение в шумерските легенди (епоса на Гилгамеш) и Библията като Всемирен потоп. Основание за достоверност на тази научна хипотеза (Ryan, Pitman 1998; Димитров, Димитров 2003) дават, както реликтовите стари брегови линии, така и органогенно-минералните утайки (сапропели), от катастрофичен тип. Последните представляват отмрял фито- и зоопланктон вследствие на рязката смяна на солеността на басейна. Възрастта на това събитие определено по ^{14}C по долнището на сапропелните слоеве възлиза на около 7600 години В.Р. (преди съвременността, за съвременност се приема 1950 г.). Освен положените по-горе палеоокеаноложки доказателства съществува и богат археологически материал, който е синхронен по време с описаните по-горе събития и дава основание да се счита, че черноморският регион е център на древна цивилизация в човешката история. За това свидетелствуват Варненският енеолитен некропол, некрополът и селищната могила в Дуранкулак и други важни археологически находки.

В морските разреза холоценските утайки се делят на долнохолоценски (бугазки), среднохолоценски (витязевски - каламитски) и горнохолоценски (джеметински).

Получените резултати от изследванията на Българското черноморско крайбрежие дават възможност да се извърши класификация на морските брегове.

Основните изисквания при съставянето на една класификация на морските брегове са следните: да обхваща всички типове и разновидности на бреговите форми; да отчита факторите определящи развитието на брега; да установи връзката между бреговите форми и съвременните динамични процеси, протичащи в бреговата зона. Тя трябва да отчита не само дейността на вълновия фактор, но и на невълновите които имат определящо значение за характера на бреговото развитие. Също така, тя трябва да послужи като теоретична база за съставяне на система от условни обозначения, необходими за геоморфоложкото картиране на морския бряг.

В основата на представената класификация (Керемедчиев, Пейчев 1995) лежи принципа на стадийността на развитие, който се базира на следните представи: първо–първично разчлененият бряг под въздействието на вълновите, флувиално–потамогенните и

денудационните процеси се подлага на изравняване или на още по-голямо разчленяване; второ – в по-късния стадий на развитие може да се достигне до размиване на акумулативните форми или смяна на абразионния бряг с акумулативен; и трето – бреговете в различните части на изследваното крайбрежие в зависимост от местните условия, могат да се намират в различен стадий на развитие. По-голяма част от облика на Българския черноморски бряг се намира в стадий на геоморфоложка зрелост т.е. бреговете контури са подложени на изравняване или развитие на блокиращи (съединяващи) акумулативни форми отделящи лиманните и лагунните заливи от морето.

Основна роля във формирането на “първичния” бряг имат субаералните, тектонските, ингресионно–регресионните процеси и литолого–структурните особености. По генезиса на разчленеността на изходните контури се отделят следните типове: бряг с ингресионно–тектонски и ерозионно–флувиално разчленение (естуарно–лиманен и лагунно–заливовиден бряг); и разчлененост обусловена от геоложките структури и тектонските процеси.

Във втори раздел се класифицират съвременните брегови форми на основата на водещи релефообразуващи процеси. Към групата брегове, обусловени от генетически признаци се отнасят брегови форми, преимуществено оформени от вълновото въздействие. В зависимост от степента на развитие тук са отделени: абразионни брегове със запазена първоначална разчлененост; изравнени абразионно–акумулативни брегове, състоящи се от последователно редуване на абразионни участъци и акумулативни форми; и брегове изпитващи вторично разчленение със затихнал клиф чрез присъединяване на акумулативни форми.

Във втора генетична група са представени типове брегове преимуществено образувани от овражната ерозия и постъпване на наносен материал от малките реки и временните потоци (суходолия), денудационните процеси и вълновата абразия и неговото преразпределение от вълновите процеси. Основна роля за формирането на бреговете представени в трета група имат процесите на субаералната денудация, във връзка с което те са наречени “денудационни”. Те са резултат от едновременното взаимодействие на геолого–литоложкия строеж, денудационните процеси и вълновата абразия. Брегоформиращо значение имат и сеизмичните процеси по крайбрежието.

Към четвърта група се отнасят брегове, образувани от флувиално–потамогенни и вълнови процеси на фона на деференцираните неотектонски движения. Равномерното преразпределение от вълнението на постъпващия наносен материал от реките, временните потоци и вълновата абразия, в съчетание с неотектонските движения създават условия за формиране на изравнен акумулативен бряг. Към тази група принадлежат следните видове брегове: абразионно–акумулативно бухтов, който е генетически свързан с първично абразионно–бухтовия бряг; изравнен акумулативно–лиманен и акумулативно–лагунен бряг образуван при отделяне на потопените речни долини и лагунните заливи от морето чрез пясъчни коси; делтово–лиманен, формиран при устието на малките реки (блокиране на делти, делтови запълвания с присъединени акумулативни форми).

Широко разпространени брегови форми по Българското черноморско крайбрежие са плажово–дюнните образувания. Представени са два типа: дюнно–акумулативен, образуван благодарение на абрадиране на дюните и формиране на съвременна акумулативна форма; акумулативно–дюнен – дюнните образувания не участват във формирането на съвременната акумулативна тераса.

При класифицирането на морските брегове по динамични показатели се взема като основен фактор степента на вълновото въздействие. Като индикатор за определяне на скоростта на преобразуване на изходните контури на абразионния бряг е използвана степента на податливост на скалите на вълнова абразия. Друг важен елемент в съвременната динамика на брега е степента на активност на абразионно–клифовия бряг по отношение на вълновото въздействие: активният клифов бряг – до голяма степен запазва първоначалната разчлененост на бреговата линия; при слабо активен клиф (отмиращ клиф) – бреговата еволюция съвпада със стадия на развиващ се бряг т.е. абразионно–акумулативен бряг с присъединена вълново заливаема акумулативна или абразионна тераса; при затихнал клифов бряг–се присъединява вълново незаливаема акумулативна тераса. В трета група е извършена класификация на акумулативните форми по отношение на тяхната динамика спрямо вълновото въздействие – увеличаване или намаляване на акумулативната площ или състояние на динамично равновесие.

В последния раздел е направена класификация на морските брегове по морфоложки признаци. По степен на разчлененост на

бреговата линия се наблюдават следните типове брегове: неразчленен (праволинеен); слабо разчленен; слабо–бухтово разчленен (назъбено – бухтов). Праволинейният абразионен бряг в значителна степен е предопределен от блоково–тектонските разломни линии, докато бухтово–разчленения бряг се дължи на микроразломната тектоника с решаващо участие на вълновата абразия.

На базата на съотношението между разположението на тектонските структури и общото направление на брега се наблюдават следните видове брегове: неутрален бряг – формиран от хоризонтално залягащи скали; съгласуван (паралелен) бряг – при съгласуване на тектонските структури с направлението на брега; и несъгласуван (напречен) – когато тектонските структури образуват с направлението на бреговата линия ъгъл, близък до правия. В трета група са класифицирани акумулативните форми според начина на свързване с основния бряг. Наблюдават се основно два типа: присъединени акумулативни форми съединени по цялата си дължина с основния бряг; и съединяващи (блокиращи) акумулативни форми–отделящи лагуните и лиманите от морето посредством пясъчна коса, съединяваща два срещуположни първично разчленени бряга или основен бряг с остров.

На табл. 14.2 са представени всички типове брегови форми, които са разпространени по Българското черноморско крайбрежие (Керемедчиев, Пейчев, 1995).

Табл. 14.2. Класификация на типовете брегови форми по Българското черноморско крайбрежие

ПЪРВИЧЕН БРЯГ

А. Обусловен от геоложки структури:

- нагънато (хълмисто) равен бряг
- пластово (блоково - разломен) равен бряг
- тектонски разчленен (бухтов) бряг

Б. Обусловен от ингресионно–тектонски и потамогенни процеси:

- естуарно–лиманен бряг
- лагунно–заливовиден бряг

В. Обусловен от литолого–структурните особености, тектонски и ингресионно–регресионни процеси:

- свлачищен бряг
- свлачищно–срутищен бряг

ВТОРИЧЕН БРЯГ

генетични признаци

А. Бряг формиран от вълнови процеси:

- 8. абразионно–клифов
- 9. абразионно–акумулативен
- 10. акумулативен

Б. Бряг формиран от денудационни, флувиално–потамогенни и вълнови процеси:

- 11. ерозионно–абразионно акумулативен
- 12. акумулативен

В. Бряг формиран от особеностите на геолого–литоложкия строеж, денудационните и вълнови процеси:

- 13. абразионно–свлачищен
- 14. абразионно–срутищен
- 15. абразионно–срутищно сипеен

Г. бряг формиран от флувиално–потамогенни и вълнови процеси и неотектонски движения:

- 16. абразионно–акумулативно бухтов
- 17. лиманен
- 18. лагунен
- 19. делтово–лиманен
- 20. фанделтов

Д. Бряг формиран от еолови и вълнови процеси:

- 21. дюнно–акумулативен
- 22. акумулативно–дюнен

динамични признаци

А. По степен на устойчивост на геоложките структури на вълнова абразия:

- 23. слабоустойчив клиф
- 24. средноустойчив клиф
- 25. силноустойчив клиф

Б. Степен на развитие на абразионния бряг по отношение на вълновото въздействие:

- 26. активен клифов бряг
- 27. слабоактивен (отмиращ) клифов бряг
- 28. затихнал клифов бряг

В. По отношение динамиката на акумулативните форми:

29. нарастващ акумулативен бряг
30. намаляващ акумулативен бряг
31. устойчив акумулативен бряг (динамично равновесен)

морфоложки признаци

А. По степен на разчлененост на бреговата линия:

32. неразчленен (праволинеен)
33. слаборазчленен
34. слабо–бухтово разчленен (дребно - бухтов)
35. силно–бухтово разчленен (назъбено - бухтов)

Б. По отношение на направлението на бреговата линия

36. неутрален бряг
37. съгласуван (паралелен) бряг
38. несъгласуван (напречен) бряг

В. Според начина на свързване на акумулативните форми с основния бряг:

39. присъединени акумулативни форми
40. съединяващи (блокиращи) акумулативни форми

Формирането на морските брегове и на бреговата зона през кватернера протича в няколко последователни стадии: начален (неизменен от морето изходен бряг); младост (последователно абразионен, абразионно–акумулационен и акумулационен бряг); зрелост (изравнен и вторично разчленен бряг); старост (отмиращ бряг, близък до състояние на динамично равновесие или вече достигнал до равновесие). Крайният стадий е стабилизация, при която брегът излиза от въздействието на морето и неговото развитие се прекратява.

Еволюцията на бреговата зона е резултат от взаимодействието на ендегенни и екзогенни фактори. Съвременната брегова линия се явява пресечница на двете динамични повърхнини–литосфера и хидросфера. Върху морфологията и динамиката на бреговете въздействат тектонските движения и колебанията на морското ниво, които са обусловени от естествените и антропогенни изменения в климата. Те предизвикват циклични застудявания и затопляния, при които се понижава или повишава морското ниво. Колебанията в яркостта на слънцето и в топлинното му излъчване могат да достигнат до 1–2%, което е напълно достатъчно да предизвика преустройство на земния климат.

Миграцията на географските и магнитните полюси води до преместване областта на северните сияния и йоносферните процеси, при което се изменя атмосферната циркулация и се променя климата. Измененията в състава на атмосферата също причиняват колебания в климата. Антропогенната дейност предизвиква изхвърляне в атмосферата на милиони тонове техногенен прах, въглероден диоксид, метан, фреони и пр., в резултат на което климатът се затопля и се повишава морското ниво. Измененията на морското ниво зависят и от тектонските движения. Размерите, очертанията и обема на океаните и моретата се определят от преобразуванията на структурата на литосферата (спрединг, движение на литосферните плочи и др.).

Промените в баланса на водните маси, вследствие приток на ювенилни води и дифузия на водни молекули в космическото пространство също влияят върху морското ниво.

От особено значение е гравитационното взаимодействие в системата Земя–Луна–Слънце, ротацията на Земята и свързаното с нея преразпределение на масите и промените във формата на Земята (геоидална евстазия). Взаимното притегляне на телата в Слънчевата система обуславя периодични изменения в наклона на земната ос спрямо орбиталната равнина с амплитуда 2° за период от 41000 г. Изменението на наклона на земната ос се отразява на постъпването на слънчева топлина, особено в полярните области. От друга страна ексцентрицитетът на земната орбита се променя във времето с периодичност 90000 г. В крайна сметка приходът на слънчева радиация се колебае и това оказва влияние на климата и оттам на морското ниво. То зависи и от интензивните седиментационни процеси, които внасят огромно количество теригенни материали и отложения от вулканичната дейност в акумулационните зони на водните басейни.

Периодичните колебания на слънчевата активност водят до цикличност в атмосферните и брегови процеси, но тази връзка се отличава с голяма сложност. Ответните реакции не са еднозначни, поради определена инерция на отделни компоненти на системата. В бреговата зона се наблюдават щормови, сезонни и многогодишни цикли (Пешков, 2005). Захлаждането на климата води до снижаване на вълновата активност в Черно море, а затоплянето засилва повторемостта на силните щормове, повишава водното количество на реките и на техния твърд отток.

Цикличните изменения на вълновия режим водят до редуване на цикли на акумулация и размиване и дори до промяна в посоката на надлъжно–бреговите наносни потоци. Циклите са свързани със стремежа на бреговата зона към установяване на ново динамично равновесие като при изменение на нивото акумулационния бряг може да се превърне в абразионен и обратно.

Редица фактори при своето взаимодействие по изключително сложен начин влияят върху колебанията на морското ниво. Ако се абстрахираме от причините, предизвикващи неговото повишение и приносът на отделните компоненти за това, следва да се съсредоточим върху крайния резултат–повишение на морското ниво за Западния бряг на Черно море със скорост 1,5 мм/уеаг. Възниква изключително важният въпрос за развитието на релефа на съвременната брегова зона в бъдеще и за етапите преминати до сега. Сложното съчетание на евстатическото изменение на морското ниво с тектонските движения на сушата определя историческото развитие на бреговата зона, докато съвременната динамика се обуславя главно от вълновото въздействие.

Върху развитието на бреговата зона определящо влияние оказват следните фактори: характерът на изходната разчлененост на релефа, пространствената нееднородност на скалите, вертикалните тектонски движения на крайбрежието, изходните наклони на подводния брегови склон, измененията на водното ниво.

Обикновено брегът е по-дълбок при носовете и по-плитък в заливите. Вследствие на рефракция вълновите фронтове се раздалечават в дъното на заливите и абразията там се проявява с по-малка скорост. Абрадираният материал от носовете формира надлъжно–брегови потоци към дъното на залива и той става по-плитък. В хода на отстъпване на носовете паралелно се отдръпват и свързаните с тях акумулационни форми. В резултат носовете могат да бъдат силно срязани, а заливите да се превърнат в лимани, лагуни или в участъци акумулирана суша.

Ако крайбрежието е създадено от нееднородни по абразионна устойчивост скали, не се достига до изравняване на бреговата линия, а се формират абразионни брегови дъги като в по-слабите скали се образуват вдадени заливи. Бреговата линия се премества паралелно сама на себе си и във времето се установява динамично равновесие.

При повишаване на морското ниво се усилва абразионният процес, а при акумулационните брегове основната маса наноси се придвижва към долната част на подводния брегови склон. Ако сушата е слабонаклонена равнина с по-малък ъгъл от профила на равновесие, наносният материал ще бъде насочен към брега и ще се образуват подводни и надводни валове.

Еволюцията на акумулационните форми, създадени в резултат на напречното движение на наноси ще зависи от запасите от наноси на дъното. Размиването на морския край на надводния вал се съпровожда с прехвърляне на материал към вътрешната му страна. Лагуната се съкращава и може да се образува преграждаща коса. Ако в лагуната се влива река, тя ще формира устие и ще препятства пълното присъединяване на косата към коренния бряг.

При намаляване на скоростта на трансгресия подводният брегови склон се доближава до равновесния, забавя се скоростта на абразия на клифовете, съкращава се постъпването на наноси и акумулационните форми постепенно отмират.

По Черноморския шелф са установени редица древни брегови образувания (погребани лещи от грубозърнест пясък и чакъл). За разлика от субаералните и морски акумулационни форми на релефа, които се срещат на шелфа сравнително често, то много рядко се откриват подводни абразионни форми. Причината е в протеклата с голяма скорост трансгресия. Основните абразионни и акумулационни форми на релефа, наблюдавани понастоящем в бреговата зона са формирани през последните 5500 години във връзка със забавената скорост на трансгресия.

При решаване на инженерни задачи в бреговата зона основни обекти за изследване са движението на наноси и измененията в релефа, а целта е количествено определяне на преноса на вещество по веригата клиф–плаж–бенч–подводен склон. За постигането на тази цел е необходимо създаването на модели, които възможно най-точно и пълно да отчитат процесите и явленията, протичащи в бреговата зона.

Под дългосрочна прогноза на еволюцията на бреговата зона се разбира прогнозата на морфодинамичните изменения за период от няколко десетки години. Този период е от особена важност за хидротехническото строителство, тъй като съвпада с времето за експлоатация на инженерните съоръжения.

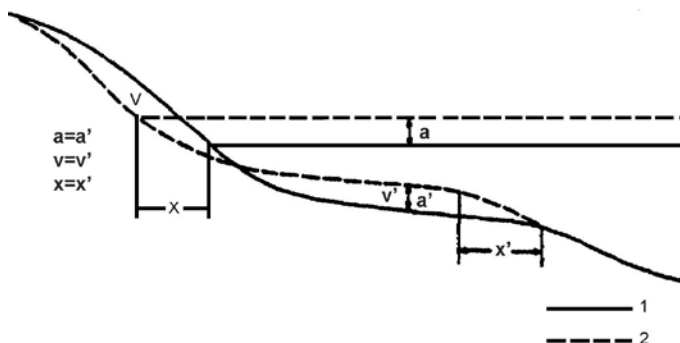
Един от възможните подходи за дългосрочна прогноза е краткосрочните деформации на релефа в рамките на един щорм да бъдат екстраполирани съобразно дългосрочните сценарии за вълновата активност. Това е свързано със значителен обем изчисления, както и с трудното осъществяване на подобни сценарии, поради вероятностният характер на броя, силата и продължителността на щормовете. Освен това се проявяват и големи различия в механизмите на краткосрочните и дългосрочни морфодинамични изменения. Кратковременните интензивни процеси при осредняване за сравнително дълъг период от време в голяма степен взаимно се неутрализират и се открояват фактори, които са почти незабележими при малки времеви мащаби, например наклона на дъното или постепенното повишаване на морското ниво. Поради тези причини се прилагат модели за дългосрочна морфодинамична прогноза, които условно се означават като интегрални, доколкото предполагат осредняване по пространство и време на морфодинамичните процеси.

Редица изменения в релефа на бреговата зона могат да настъпят при повишаване на морското ниво. Съгласно теорията на Bruun (1962), ако се изходи от профил на равновесие в бреговата зона с ширина на подводния брегови склон b и морското ниво се повишава с a , необходимото количество материал за постигане на равновесие при същите дълбочини ще бъде $b \cdot a$. Количеството $b \cdot a$ ще се получи от размиването на брега, което ще доведе до неговото отдръпване с x . Ако височината на брега е e , то количеството абрадиран материал ще бъде $x \cdot e$. За да се възстанови оригиналният профил на равновесие целият профил следва да се премести към брега на разстояние x нагоре до дълбочина d , съответстваща на ширината b . В сила са равенствата:

$$x \cdot e = a(b - x) d$$

или
$$x(e + d) = a \cdot b$$

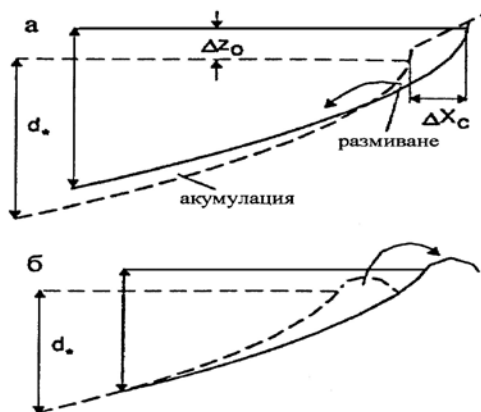
отразяващи баланса между абрадирания и акумулиран материал. Оттук следва, че в случай на трансгресия се ускорява абразията в абразионните участъци и размиването на акумулационните участъци, а в случай на регресия в бреговата зона протича акумулация и отмиране на абразионния клиф (фиг. 14.4).



Фиг. 14.4. Реакция на профила на брега при повишаване на морското ниво (по Bruun, 1962): 1—морско ниво и изходен профил на брега; 2—морско ниво и профил на брега след повишаване на нивото

Съгласно правилото на Бруун при повишаване на морското ниво се наблюдава размиване на горната част на бреговия склон; обемът размити материали от горната част на бреговия склон е равен на обема на акумулираните материали в долната част; общото повишение на дъното вследствие акумулация съответства на повишението на нивото.

Преместването на брега ΔX_c е правопрпорционално на изменението на нивото $\Delta Z_0 = u \cdot \Delta t$, където u е скорост на изменение на нивото и е обратнопропорционално на средния наклон на профила s (фиг. 14.5):



Фиг. 14.5. Еволюция на бреговия профил при повишаване на морското ниво (Леонтьев, 2001): а) надолу по склона по правилото на Бруун; б) нагоре по склона при плитководен бряг

$$\Delta X_c = \frac{u \cdot \Delta t}{s}$$

Леонтьев (2001) оценява обемите на размиване и акумулация на единица дължина от брега $\Delta \omega$, които са свързани с изменението на нивото:

$$\Delta \omega = -0,15 \cdot d \cdot \frac{u \cdot \Delta t}{s}, \text{ където}$$

d е дълбочината, зад границите на която въздействието на вълните не оказва забележимо преместване на наноси.

Повишаването на морското ниво води не само до пасивно потопяване на сушата, но и до активно преоформяне на акумулационните и абразионни брегове.

Въз основа на анализ на холоценовата еволюция на крайбрежията се прогнозира три качествено различни типа еволюция за акумулационните брегове на фона на повишаване на морското ниво:

- при висока скорост на трансгресия протича потопяване и консервиране под вълновата база на бреговия вал и погребването му под отложения;

- при общ дефицит на наноси независимо от скоростта на повишаване на нивото бреговите акумулационни форми се преместват в посока към брега като същевременно се размиват;

- когато обемът на постъпващия седиментен материал е по-голям от обема на материала, потопен в хода на трансгресия се осъществява акумулация на наноси и придвижване на водната линия в посока към морето.

При бързо потъване на сушата, преработването на профила се обуславя от приспособените хидродинамични фактори към изменените дълбочини и подхранването с материал от брега при малки наклони на дъното. Обемът на постъпващия несвързан материал се оказва недостатъчен, поради краткото време на въздействие на вълните при бързо покачване на нивото. Тогава темпът на абразия се оказва значителен само за лесноразмиваеми скали, но абрадираният материал е недостатъчен за нарастване на бреговите акумулационни форми.

Другият възможен път за развитие на плитките крайбрежия в зависимост от повишаването на морското ниво е изместване на акумулационните форми към брега, съпроводено с неговото

чувствително размиване. Този процес протича при различни скорости на издигане на нивото и при подчертан дефицит на наносен материал. Възможни са два начина за еволюция на брега:

- при значителна скорост на повишаване на морското ниво, водещ ще бъде процесът на заливане на крайбрежната суша. Независимо, че темпът на абразия е значителен, подхранването на брега с материал ще намалява. Оказва се, че обемът на материала от абразията е по-малък от обема на материала, размиван по време на заливането.

- при незначителна скорост на повишаване на морското ниво, която е характерна за съвременния етап в условията на дефицит на наносите се влошава подхранването на бреговете акумулационни форми с несвързан материал и те се размиват.

За крайбрежие с малки наклони на подводния склон е характерна продължителна акумулация на наносен материал и придвижване на брега в направление на морето. Това е възможно да се осъществи при достатъчни запаси на несвързан материал и при незначителни издигания на морското ниво. В същото време се наблюдава максимално преустройство на профила на бреговия склон, с интензивно подаване на седиментен материал към брега. Повишаването на нивото води и до проникване на соли в крайбрежните подземни водоносни хоризонти, където сладката вода бива изтласквана нагоре от по-плътната солената морска вода и това води до засоляване на грунтовете води. За Българското черноморско крайбрежие е установена интрузия на морска вода в сарматския водоносен хоризонт в Добруджа в землищата на селата Дуранкулак и Крапец и в местността Болата, северно от н. Калиакра.

От особено значение за брегозащитата е познаването на закономерностите в развитието на подводния брегови склон в условията на съществуващата морска трансгресия.

Кинематиката на абразионния процес, протичащ в условията на относително изменение на морското ниво със скорост u ($u > 0$ при повишаване на нивото) е разгледана в работата на Есин, Савин, Жилиев (1980). Като важна кинематична характеристика от авторите е посочен наклонът на траекторията на точката от уреза $\operatorname{tg} \beta$ (фиг. 14.6).

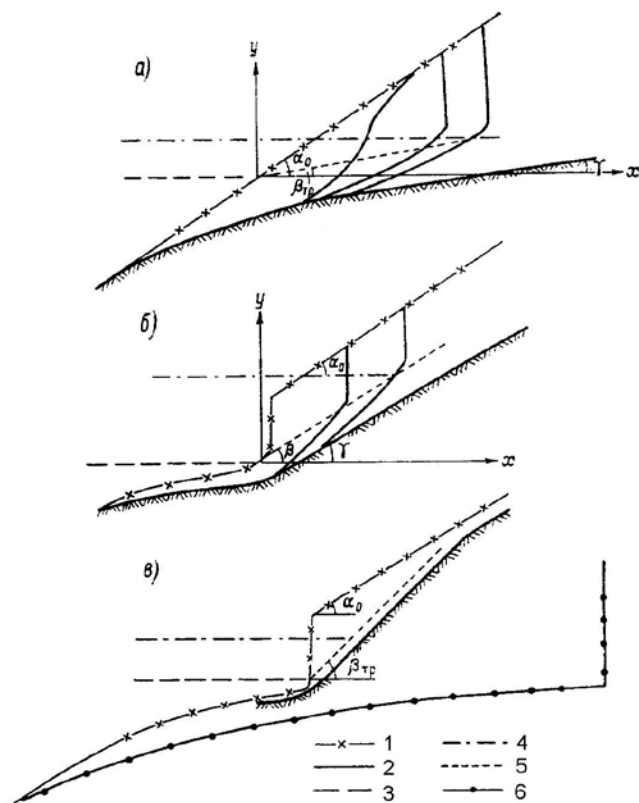
В координатната система x, y профилът на подводния брегови склон се описва от уравнението $y = f(x, t)$, а линията на морското ниво – от уравнението $y = H(t)$, където H е дълбочина, а t – време.

Нарастването на величината y в резултат на изменението на профила от една страна и на морското ниво от друго за време dt е:

$$dy = \frac{\partial f}{\partial x} dx + \frac{\partial f}{\partial t} dt = \frac{dH}{dt} dt$$

Откъдето

$$dx = \frac{\left(\frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial f}{\partial t} \right) dt}{\frac{\partial f}{\partial x}}$$



Фиг. 14.6. Възможни случаи на развитие на бреговия склон в условията на морска трансгресия: 1—профил на началния брегови склон; 2—профил на бреговия склон след преминаване на зоната на вълново въздействие; 3—начално морско ниво; 4—установено морско ниво; 5—траектория на точката на уреза; 6—профил на равновесие при пределно удълбочаване (Есин, Савин, Жилиев, 1980).

Наклонът на траекторията на точката от уреза $tg\beta = \frac{dy}{dx}$ откъдето следва:

$$tg\beta = \frac{\frac{\partial H}{\partial t} \cdot \frac{\partial f}{\partial x}}{\frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial f}{\partial t}} = \frac{tg\alpha}{1 - A}$$

където $tg\alpha = \partial f / \partial x$ е наклонът на подводния брегови склон в настоящия момент, $A = v/u$ е абразионно число, а $v = \partial f / \partial t$ и $u = dH / dt$ са съответно измененията на профила и на морското ниво за време dt .

При равномерно относително повишаване на нивото, каквото се наблюдава понастоящем на Западния бряг на Черно море, точката на уреза се премества винаги към сушата, но е възможно да се отделят три случая в зависимост от наклона на траекторията на тази точка.

Ако наклонът на траекторията $tg\beta$ е по-малък от наклона на началния брегови склон $tg\alpha$ тогава се образува клиф. След време абразионния процес се стабилизира и брегът започва да отстъпва с постоянна скорост. В сила са зависимостите:

$$u + v = v_x \cdot tg\theta$$

$$tg\gamma = \frac{tg\alpha}{1 + |A|} \quad , \text{ където}$$

V_x е скорост на отстъпване на брега, $tg\theta$ – наклон на подводния брегови склон в зоната на разрушаване на вълните; $tg\gamma$ наклон на новосформирания профил.

Ако при повишаване на нивото $tg\beta = tg\alpha$, тогава вълните равномерно разрушават началния склон и той отстъпва паралелно на себе си без образуване на клиф. Такъв процес е възможен при по-висока скорост на трансгресия.

Ако клифът е предварително сформиран, но $tg\beta$ е по-голям от $tg\alpha$, тогава след време клифът се срязва, а на неговото място се образува участък с наклон, по-стръмен от съседните. Такъв процес е възможен, когато в условията на трансгресия урезът достига до основата на тераса, оформена при предишна регресия.

За да се прогнозира развитието на релефа на подводния брегови склон за даден абразионен участък е необходимо да се

познават скоростта на изменение на морското ниво – u , скоростта на удълбочаване на бенча – v , средната многогодишна скорост на отстъпване на брега (клифа) – v_x , началния склон на подводния брегови склон $\text{tg}\alpha$ и наклона на новообразувания профил $\text{tg}\gamma$.

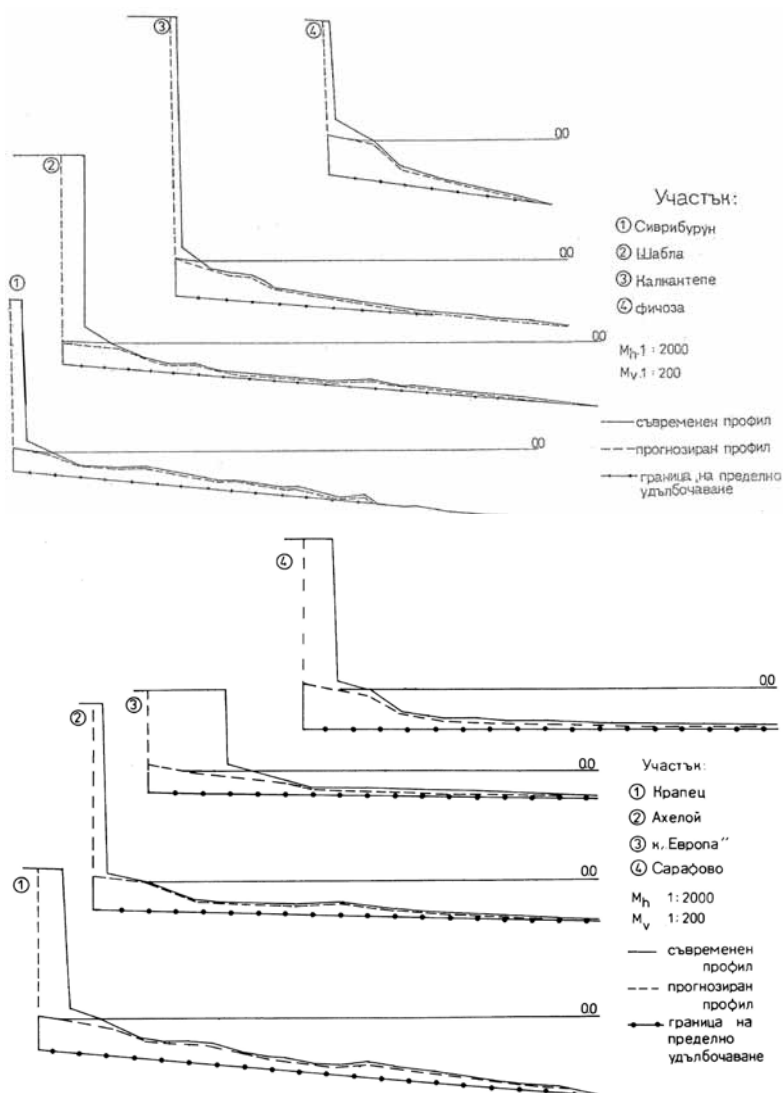
Ако се предположи, че съвременната ситуация ще се запази в течение на T години (например $T=50$), то може да се прогнозира развитието на бреговия склон за този период. За целта на подводния брегови склон от границата на механичното вълново въздействие се нанася права под ъгъл γ спрямо хоризонта, представляваща пределното удълбочаване на повърхността при превръщането и в шелф. Под същия ъгъл се прекарва траекторията на движение на точката на уреза. Прогнозираното положение на клифа се определя по формулата $s=v_x \cdot T$, като неговата основа ще бъде пресечната точка на вертикалната линия с траекторията на точката на уреза. Прогнозираното положение на бенча се определя по неговия среден съвременен наклон, тъй като в стадия на стабилизация бенчът се премества паралелно сам на себе си.

Извършено бе прогнозиране за развитието на клифа и подводния брегови склон за осем типични профила в участъци Сиврибурун, Крапец, Шабла, Калкантепе, Фичоза, Ахелой, Европа, Сарафово. В първите три участъка подводният брегови склон е изграден от варовици, а клифът – от лъос. В участък Калкантепе подводният брегови склон е изграден от алевролити и варовици, а клифът е оформен в алевролити и мергели. В участъка Фичоза подводният брегови склон е изграден от пясъчници, а клифът е оформен в глини. При Ахелой, Европа, Сарафово брегът и подводният брегови склон са изградени от алевролити и глини. На фиг. 14.7 са изобразени съвременните и прогнозираните профили в осемте участъка за период от време $T = 50$ г.

Повишаването на морското ниво води до размиване на морските брегове, заливане на крайбрежната суша и проникване на соли в подземните водоносни хоризонти. Процесите на размиване протичат по различен начин при абразионен и акумулационен бряг, но в крайна сметка те интензифицират поради следните причини: при по-високо морско ниво вълните подхождат по-близо до брега и абразията се ускорява; при създадените по-големи дълбочини отслабва рефракцията и трансформацията на вълнението и вълновата енергия е по-голяма; плажовият профил се преобразува (размива се

в горната част и акумулира в долната); намалява постъпването на наносен материал от подхранващите провинции на сушата поради понижаване на хидравличния наклон на реките, скоростта на речните води и техния твърд наносен отток.

Очаква се трансгресията на Световния океан да продължи още около 3500 години (Пешков, 2005).



Фиг. 14.7. Съвременни и прогнозирани профили

15. Произход, състав и разпространение на морските утайки

*Без морската геология,
геологията не съществува.
Филип Кюнел (1902–1976)*

*Всички пластове последователно са се утаявали
на дъното на морето и всеки от тях съдържа
в себе си останките на организмите,
които са съществували
през време на неговото образуване.
Уилям Смит (1769–1839)*

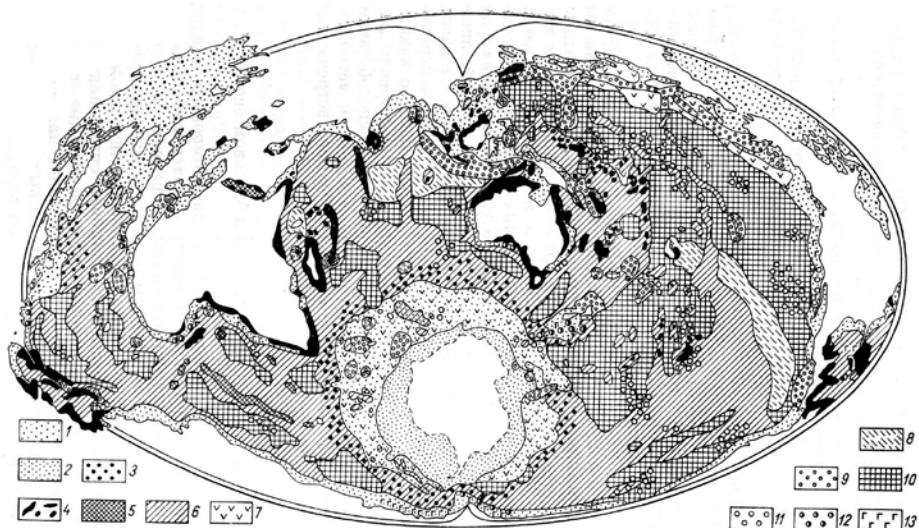
Морски утайки или морски грунт се наричат твърди утаечни образувания, които покриват дъното на Световния океан. Те са съставени от късове или частици с неорганичен и органичен произход. Морските утайки представляват сложна физикохимична система от компоненти с различен състав. Те са рахли, водонаситени с висока порестост.

По произход биват теригенни, биогенни, полигенни, вулканогенни и хемогенни. На фиг. 15.1 е представена схематична карта на дънните седименти на Световния океан.

Теригенни са механично утаени седименти, получени при изветряване и денудация на скалите от сушата и транспортирани от реките и вятъра в океанските басейни. Най-голямата част от морските утайки се внася от наносния отток на реките—18.3 млрд. t/год. твърд отток и 1 млрд. t/год. разтворено вещество. Реките извършват брегова и дънна ерозия в своите долини и разрушените материали под формата на плаващи и дънни наноси и разтворени йони се пренасят към морските басейни.

Еоловият транспорт (дейността на вятъра) внася в Световния океан около 2 млрд. t/год. пясък и прах главно от пустинните области и степите с ариден климат.

Разрушаването на морските брегове под действие на вълнението и теченията (морската абразия) обхваща около 0.3 млрд. t/год. скали с твърде разнообразен зърнометричен състав—от едри блокове, валуни и чакъли до пясък, прах и глина.



Фиг. 15.1. Схематична карта на дънните седименти на Световния океан:

- 1–теригенни; 2–айсбергови; 3–гласиални; 4–коралови; 5–птероподови; 6–фораминиферови; 7–диатомови; 8–радиоларийни; 9–вулканогенни; 10–червена океанска глина; 11–желязо-манганови конкреции (ЖМК); 12–фосфоритови конкреции; 13 – глауконитови

Плаващите ледове и айсбергите донасят в зоните на своето разтопяване около 0,4 млрд. t/год. седиментен материал.

Космогонните компоненти представляват космически прах от дребни сферични частици с метеоритен произход, изградени главно от желязо, никел и силикати. Поради малкото си количество (0,5 млн. t/год.) те присъстват само във вид на примеси и не образуват самостоятелен тип морски утайки.

Основни компоненти на теригенните утайки са скални късове, зърна и агрегати, които по минерален състав включват главните скалообразуващи минерали кварц, фелдшпати (ортоглаз и плагиоклази), слюди (мусковит, биотит, вермикулит), хлорити, глинни (монтморилонит, каолинит, хидрослюди) и др.

Биогенните утайки съдържат главно останки от растения и животни и продуктите на тяхната жизнена дейност. В океаните преобладават утайки, изградени от скелети и черупки на организми. Според минералния си състав те биват карбонатни и силикатни.

Карбонатните утайки в дълбоководната зона са съставени от останки на планктонни организми (глобигеринова, коколитова, птероподова тиня), а на шелфа—от останки на бентосни организми (миди, охлюви, корали, водорасли, кости от гръбначни животни). Силикатните утайки са характерни за дълбоководната зона и са съставени от останки на кремъчни водорасли (диатомова, радиолариева тиня). Морски утайки с високо съдържание на органично вещество (сапропелни тини) се срещат сравнително рядко в Световния океан, но в Черно море са много разпространени на дълбочина от 500 до 2 200 м. Общото количество на биогенната седиментация в океана се оценява на 2 млрд. t/год.

Полигенни са дълбоководните утайки от най-отдалечените от сушата райони на океана. Те са съставени от материали с различен произход—теригенен, биогенен, хемогенен, космогенен, вулканогенен.

Типичен представител е червената дълбоководна глина, която се състои предимно от глинести частици (70–90%), внесени от вятъра във вид на твърди аерозоли или от суспензионни морски течения. В нея има и песъчлива фракция, съставена от желязо-манганови микроконкреции с хемогенен произход и магнетитови кристали и силикати с космически произход. Срещат се и биогенни включения—зъби и кости на гръбначни животни и скелетни останки на морски организми.

Вулканогенните (пирокластични) утайки се образуват в резултат на вулкански късов материал при изригвания на сушата или океанското дъно. Съдържат разнообразни по форма и размери частици (от глини до чакъли и валуни), които са несортирани помежду си. Общото количество на вулканогенните утайки се оценява на 3 млрд. t/год. и е съсредоточено в близост до действащи подводни и надводни вулкани.

Хемогенни (химични) утайки се образуват от кристализация на разтворени в морската вода вещества при химични или биохимични реакции, както и при пресищане на разтвори при промяна в температурата. Към тях спадат евапоритите (лесноразтворими соли—халит, силвин, гипс, мирабилит и др.) и утаените по химичен път карбонатни минерали (арагонит, високомагнезиев калцит). Тези минерали се отлагат в затворените и полузатворени басейни (лагуни в топлите морета с интензивно изпарение на водата—Каспийско море, Аралско море, Персийски залив и др.). По химичен начин се отлагат и минералите глауконит, барит, фосфати и др.

Желязо-мангановите конкреции представляват агрегати с концентрично-слоест строеж, с хомогенен произход, изградени основно от желязни и манганови хидроокиси (лимонит, хидрогъотит, псиломелан, бернесит и др.). Те съдържат манган до 42%, желязо до 21%, както и примеси от кобалт, никел, мед, бор, фосфор, кадмий, калий, барий и др. химични елементи. Сферите на конкрециите имат диаметър до 25 см. Запасите им се оценяват на повече от 1 000 млрд. t. Техният химичен състав зависи от условията в района, където са образувани.

Общото количество на морските утайки, които ежегодно се отлагат на дъното на Световния океан се оценява на около 27 млрд. t. Техният зърнометричен състав е твърде разнообразен и се определя посредством зърнометричен анализ, който може да бъде пресевен, ареометров, оптичен, седиментационен, хидравличен.

Традиционен е пресевният анализ, при който обикновено се използва набор от 16 сита с размер от 0,063 до 2,0 мм (скала $10^{0,1}$ mm). Използва се и по-грубата геоложка скала, която обхваща сита с размер 0,10; 0,25; 0,50; 1,0; 2,0; 3,0 и 5,0 мм. По-дребните от 0,063 мм частици се разделят на фракции, посредством хидравлични методи – пипетиране и ареометров метод.

За редица цели е по удобно да се използват безразмерните логаритмични скали: φ – скала на Krumbein (1934) $d_i = 2^{-\varphi}$ или

$\varphi = -\log_2\left(\frac{d_i}{d_0}\right)$ и ξ – скала на Батулин (1943) $\xi = -10 \cdot \lg\left(\frac{d_i}{d_0}\right)$ (табл. 11), където $d_0 = 1\text{ mm}$, d_i е диаметър на частиците.

За определяне на динамиката на наносите важен параметър е тяхната хидравлична едрина ω . Тя може да бъде определена от средния диаметър по номограмите на Swart (1976) или изчислена по формулите на Онищенко (1978), които отчитат приведения диаметър (диаметъра на еквивалентно кълбо, равно по тегло на частицата), вискозитета и температурата на морската вода.

Непосредствено хидравличната едрина (скоростта на утаяване на частицата) може да бъде определена с помощта на специални уреди – седиментометри и седиментографи.

Табл. 15.1. Скали за определяне на зърнометричния състав

Фракции по БДС 2761-75	метрични скали		логаритмични скали	
	геоложка, мм	10 ^{0,1} mm	ξ	φ
колоидна глина		0,00006	42	14
		0,00012	39	13
		0,00024	36	12
		0,0005	33	11
едра глина	0,001	0,001	30	10
		0,002	27	9
		0,004	24	8
ситен прах	0,005			
едър прах	0,010	0,008	21	7
		0,010	20	6
		0,012	19	
		0,016	18	
		0,020	17	
		0,025	16	5
		0,031	15	
		0,040	14	
		0,050	13	4
		0,063	12	
дребен пясък	0,10	0,080	11	
		0,100	10	3
		0,125	9	
		0,160	8	
среден пясък	0,25	0,200	7	
		0,250	6	2
		0,315	5	
едър пясък	0,50	0,400	4	
		0,500	3	1
		0,630	2	
	1,00	0,800	1	
		1,000	0	0
		1,125	-1	
дребен чакъл	2,00 3,00	1,600	-2	
		2,000	-3	-1
		4,000	-6	-2
среден чакъл	5,00 10,00			
		8,000	-9	-3
		16,000	-12	-4

едър чакъл	20,00	32,000	-15	-5
		64,000	-18	-6
		128,000	-21	-7
валуни	200,00	256,000	-24	-8

Размерните граници на отделните зърнометрични фракции (класове) се определят според зърнометрична скала. (табл. 15.1)

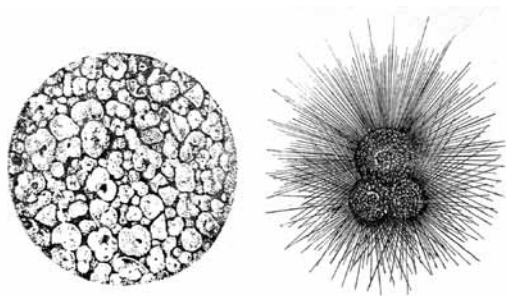
Морските утайки се поделят на шелфови и дълбоководни като факторите, които влияят на съвременната седиментогенеза обуславят сложна циркумконтинентална, климатична и вертикална зоналност в тяхното разпространение.

Циркумконтиненталната зоналност се изразява в намаляване на зърнометричния състав на утайките и прехода от теригенни към биогенни утайки с увеличаване на дълбочината.

На шелфа и горната част на континенталния салон преобладават теригенни утайки и висока скорост на седиментация. Фракциите на зърнометричния им състав намаляват от валуни, чакъли и пясъци в бреговата зона до алевроитови и пелитови тини на континенталния склон. Последователността в механичната диференциация на седиментите не е еднообразна, а се усложнява от подводния релеф, хидродинамичния режим и турбидитните потоци.

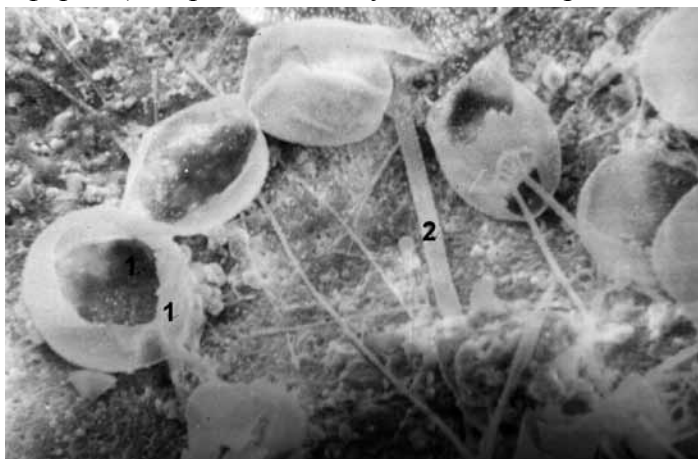
Климатичната зоналност се изразява в закономерна смяна на морските утайки при прехода от едни географски ширини към други. Във високите ширини са разпространени ледникови теригенни утайки. В хумидните зони на океаните постъпват значително повече теригенни утайки, отколкото в аридните зони. Особено ясно се проявява климатичната зоналност при разпределението на биогенните утайки.

Глобигериновата тиня заема площ от 130 млн. км² на дъното на океана и е широко разпространена в умерените и тропични зони на дълбочина 2,5–4,5 км. Представлява бяла или жълтеникава карбонатна утайка от черупки на фораминифери от род *Globigerina* (фиг. 15.2).



Фиг. 15.2. Глобигерина (микроскопски снимки)

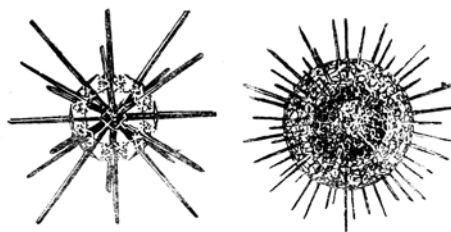
Диатомовата тиня (15,3) заема площ от 32 млн. км² предимно в южното полукълбо между 40° ю. ш. и Полярния кръг. Представява жълтеникавосива утайка от опалови (силикатни) скелети на кремъчните диатомови водорасли. Понякога съдържа примеси от фораминифери (коколито форида), морски гъби и вулкански материали.



Фиг. 15.3. Електронномикроскопски снимки на суспендирано вещество (x530) от Черно мор; 1 – *melosira moniligiformis* (Coccolithophorid phytoplankton) 2 – *Rhizosolenia alata* (Diatoms species)

Кораловите рифове и пясъци се образуват в топлите тропически морета като заемат площ от 12 млн. км². Представяват карбонатни образувания от колонии на корали, циментирани от дребни частици и от хомогенен карбонат.

Радиолариевите тини заемат площ от 6 млн. км² и представляват силикатни останки на черупки от фораминиферите радиолария (фиг. 15.4). Те имат жълтеникаво-кафеникав цвят и са премесени с черупки на диатомови водорасли.



Фиг. 15.4. Радиоларии (микроскопски снимки)

Птероподовите тини заемат площ около 1 млн. км² на дълбочина 3–3,5 км като най-голямо разпространение имат в Атлантическия океан. Представяват карбонатна утайка от черупки на планктонни птероподи с размери 0,3–10 мм.

Вертикалната зоналност на седиментогенезата се изразява в намаляване на интензивността на механичната диференциация на утайките по зърнометричен и минерален състав с увеличаване на дълбочината. Тя се проявява и при разпределението на биогенните карбонатни утайки. Карбонатните минерали са устойчиви до пределна критична дълбочина (около 3,5 км) и под нея карбонатните частици не се натрупват, а се разтварят във водата и на дъното се отлагат силикатни и полигенни безкарбонатни утайки.

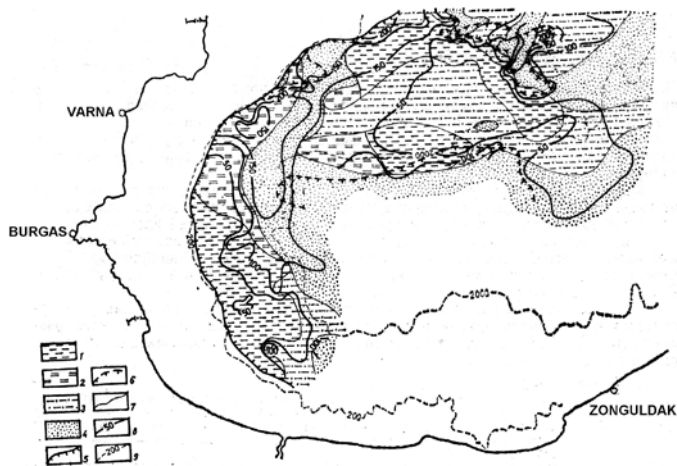
Черно море

Основни фактори, влияещи на формирането на утайките от разкрития геоложки разрез на шелфа на Черно море, се явяват измененията на морското ниво, свързани както с глобалните климатични, изменения, така и с измененията на обема на падината, което отразява хронологичната последователност на седиментацията на теригенните и биогенни компоненти. Механичната диференциация на утайките по разреза отразява влиянието на всички тези фактори и се явява ценен източник на палеогеографска информация.

Изучаването на геоложките разрези на седиментите на западния шелф на Черно море, позволи да се изяснят основните типове и фацисни утайки и да се проследи тяхното площно разпределение (фиг. 15.5) и литостратиграфска подялба (фиг. 15.6). В долните части на разрезите бяха открити грубозърнести, обикновено песъчливо-чакълно-черупчести акумулации, представляващи крайбрежни и плитководни фацисни на Чаудинския басейн. Сред тях се срещат и такива, които могат да се характеризират като плажови, тъй като

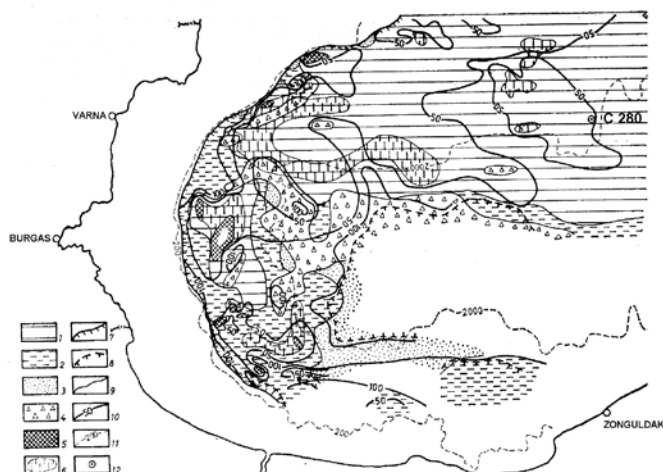
те почти изцяло са изградени от чакълно-черупчест материал и са литифицирани. Литификацията на материала несъмнено говори за продължителни плитководни, плажови или субаерални условия. Тези наслаги са проследени на абсолютни дълбочини– 80–100 м и фиксират несъмнено ниското равнище на басейна. Съдейки по спорово-поленовите спектри, утайките са се сформирали по време на морската регресия – горен миндел (окско заледяване).

Новоевксинските утайки от регресивния цикъл са представени от два фациеса – крайбрежно морски и глинест (дълбоководен). По разпространението на прибрежно-морските утайки е установено ниското ниво на морето през новоевксина на дълбочини на съвременния басейн около 90–120 м.

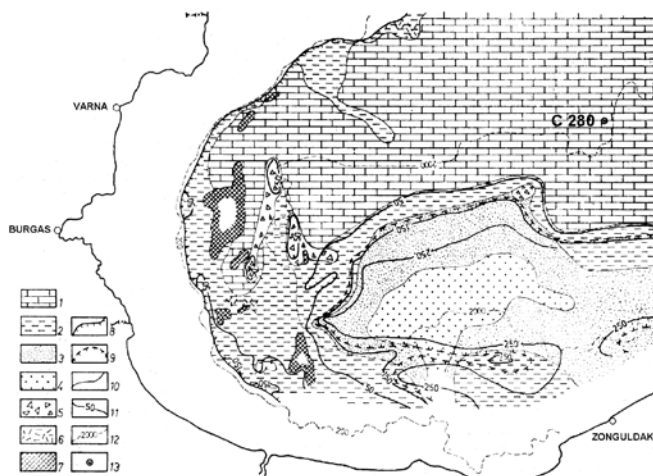


Фиг. 15.5. Литофациални карти на къснокватернерните утайки (Хрисчев и др., 1988) с някои допълнения:

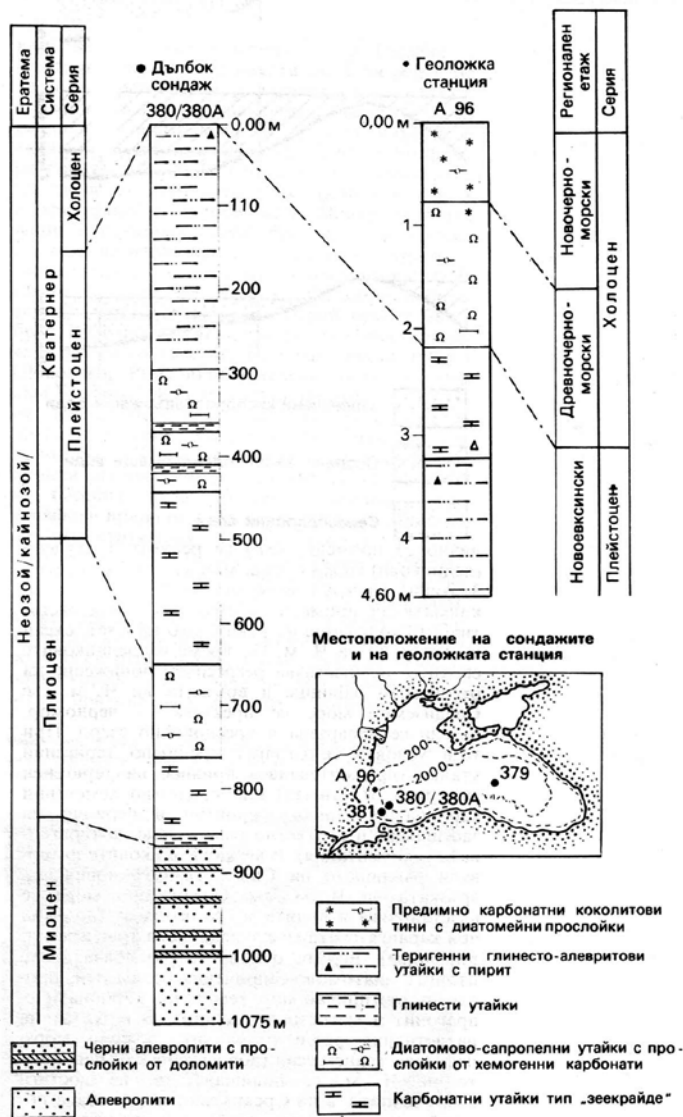
- а) единица Ic–1 – глинести тини; 2 – тини с диспергиран алевроитов материал; 3 – тини с редки песъчливо-алевритови прослойки; 4 – тини с чести песъчливо-алевритови прослойки; 5 – граница шелфови и дълбоководни утайки; 6 – област на развитие на газонаситени тини; 7 – литофациални граници; 8 – дълбочина на залягане на горнище на “хидротроилитова” пачка; 9 – изобати; 10 – окисно-сулфидни конкреции



б) единица Ib-1 – сапропелни тини (Ibc); 2 – глинест литофациес (Ibr); 3 – алевритов фациес (Iba); 4 – брекчи деформации (Ibб); 5 – отсъствие на утайки; 6 – отсъствие на пачка Ibc; 7 – граница между шелфови и дълбоководни утайки; 8 – област на газонаситени тини; 9 – литофациални граници; 10 – изопакити на ед. Ib в см; 11 – изобати; 12 – C 280 стратотипен разрез



в) единица Ia-1 – коколитови тини (Iak); 2 – глинест литофациес (Iar); 3 – алевритов литофациес (Iaa); 4 – пясъчен литофациес (Iap); 5 – интеркластични брекчи; 6 – прослой и полета диатомови тини; 7 – отсъствие на утайки; 8 – граница шелфови и дълбоководни утайки; 9 – газонаситени тини; 10 – литофациални граници; 11 – изопакити на ед. Ia в см; 12 – изобати; 13 – C 280 стратотипен разрез



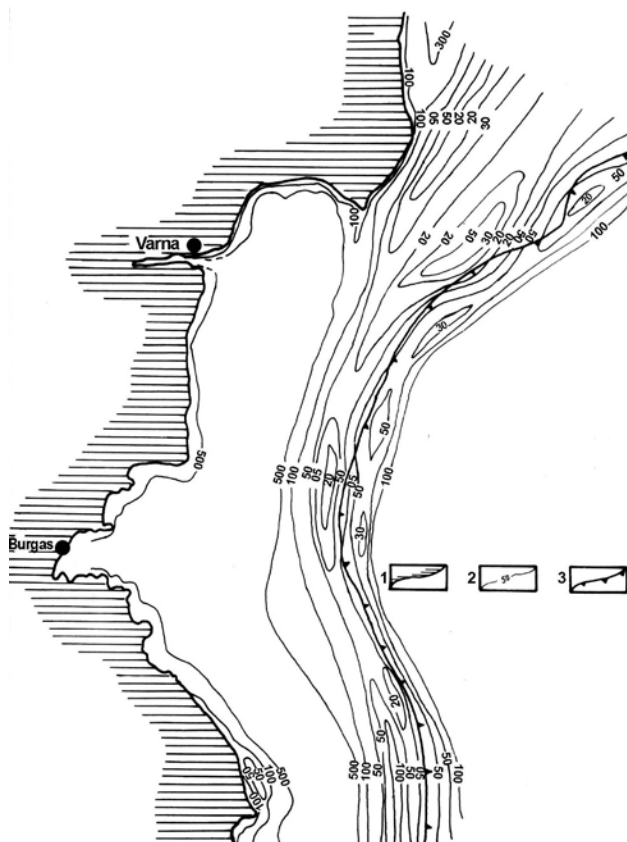
Фиг. 15.6. Литостратиграфска подялба на черноморските седименти. Холоценските утайки на трансгресивните фациса на шелфа са глинести и са се сформирали в условията на въздействие на всички фактори на съвременното утайконатрупване. По такъв начин фацисите на утайките на шелфа отразяват всички особености на климатични, екологични, хидрологични, тектонски и литоложки условия в периода на тяхното формиране.

На картата на мощностите на холоценските утайки на западния шелф на Черно море (фиг. 15.7) са отделени три области:

1. крайбрежна област – област с много изменчиви мощности – от 12 м в заливите и в акумулативните участъци, до 50–10 см на абразионните участъци. По оста на крайбрежната депресия тяхната мощност е по-устойчива, но не превишава 300 см;

2. централната област – област предимно на големи мощности: мощностите на холоцена превишават 10 м;

3. периферна област – област на малки мощности (<100 см).



Фиг. 15.7. Схема на дебелините на холоценските седименти:

1–брегова линия; 2–дебелина на седиментите в см; 3–ръб на шелфа

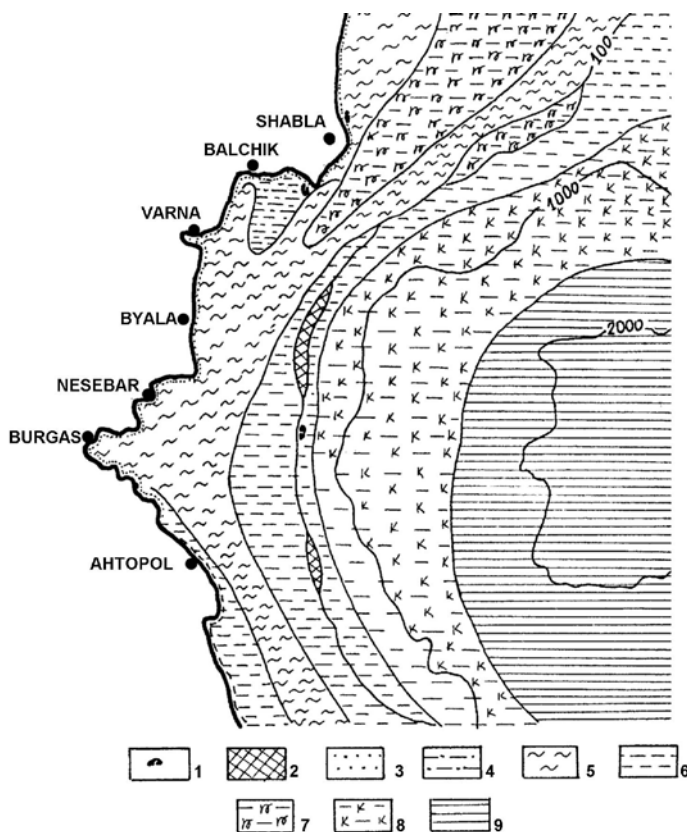
Максималните мощности на утайките и скоростите на утайко-натрупване в холоцена (50–100 см/1000 у и повече) клонят към централната област на западния шелф на Черно море, където се

акумулират главно дребноалевритови и алевритови теригенни тини и в някои случаи дебелините им достигат 32 м (с. 34 – Балчишки залив). В северната част на шелфа мощностите на холоценските утайки са условни и отразяват дълбочината на промиването на залягащите тук реликтови наслаги. Зоната на периферните валове се характеризира с минимални величини на скоростите на утайконатрупване. В някои случаи утайките на холоцена във валове отсъстват.

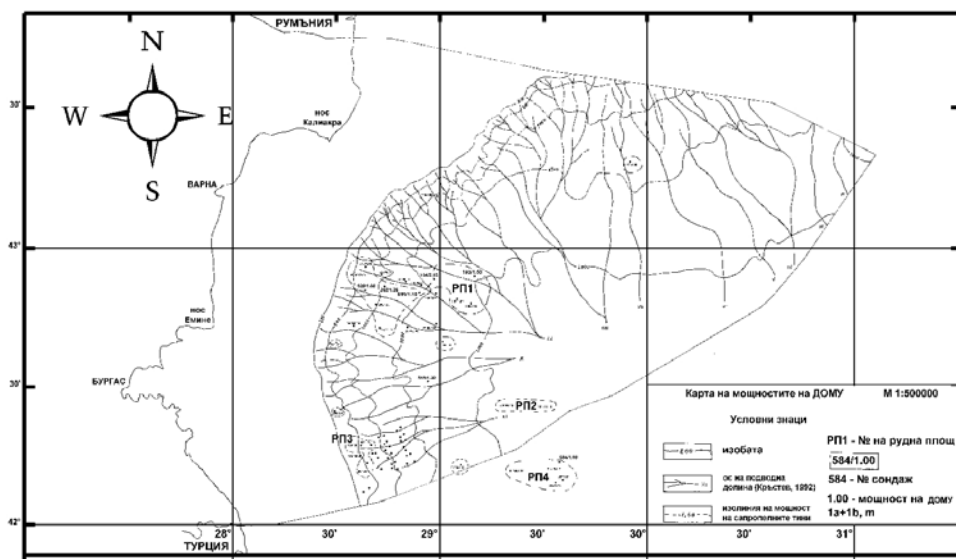
За джеметинските слоеве скоростите на утайконатрупване варират от <10 см/1000 у в периферната област на шелфа до повече от 100 см/1000 у в крайбрежните и централните области. В горната част на континенталния склон скоростите на утайконатрупване се колебаят от 0 до 25 см/1000 у. В древночерноморско време характерът на седиментацията съществено не се е изменял, но областта на максималните дебелини е била значително по-широка.

Механизмът на утайконатрупване и наблюдаващите се стратиграфски прекъсвания, както и особеностите на формиране на утаечния слой в сегашно време, през холоцена, долния и горен плейстоцен, могат да се разшифроват, отчитайки своеобразието на хидродинамичната обстановка.

Съпоставянето на особеностите на фациалния състав и мощностите с данните от минераложкия състав показват, че през холоцена най-големите темпове на седиментация са обусловени от привноса на Дунавски материал в централната и периферна област на шелфа и неговото натрупване встрани от струите на силните постоянни течения а в крайбрежната – в заливите срещу речните устия – за сметка на материала, внасян от вълновата абразия и речния отток. На фиг. 15.8 е представена литоложка схема на разпределението на съвременните дънни утайки в западната част на Черно море.



Фиг. 15.8. Литоложка схема на разпределение на съвременните (джеметински, единица Ia, Unit 1) дънни утайки (Нефтегазогенетические исследования Болгарского сектора Черного моря, 1984): 1—изходища на коренни скали; 2—прибрежно морски (новоевксински) утайки; 3—пясъци; 4—алевритови тини; 5—слабокарбонатни алевритови тини; 6—карбонатни алевритови тини; 7—черупчести наслаги; 8—карбонатни коколитофоридови тини; 9—пелитови (слабокарбонатни) тини



Фиг. 15.9. Карта на мощностите на ДОМУ.

През последните години успешно се експериментира приложението на дълбоководни органогенно–минерални утайки (ДОМУ) от дъното на Черно море в агробиеоземелието (Димитров, 2010). ДОМУ са разпространени на дълбочина от 500 до 2200 м (фиг. 15.9) и са представени от сапропелни коколитови и диатомови тини. Получени са уточнени данни относно веществения състав на ДОМУ, техните свойства и технологично приложение. Тъй-като в повечето случаи сапропелните, коколитовите и диатомовите тини представляват сравнително еднородна смес те се разглеждат като комплексна органогенно-минерална суровина, в която сапропелите съставляват до 80% от общия обем.

Изследванията върху органогенната съставка на сапропелите показват, че нанофосилите с органична обвивка включват Polen, спори и динофлагелатни цисти. В сапропелите са разпространени типично морските еврихалинни видове *Lingulodinium machaerophorum* и акритархите *Cymatiosphaera globulosa* и тяхната поява свидетелства за катастрофална смяна на температурата в Черно море. Тези видове са доминантни и в състава на съвременния фитопланктон. Счита се, че внезапното изчезване на пресноводните видове *Spiniferites cruciformis*, *Testatodinium psilatum* и появата на морски микрофосили се дължи на катастрофалната смяна на солеността на басейна преди 8000 г.

Много често в сапропелните слойчета се наблюдават отпечатащи от листа на дъб (*Quercus*) и габър (*Carpinus betulus*), както и техни масови струпвания, което показва наличие в сапропелите на континентална органика. За това свидетелства и примесът от безструктурно дисперсно автохтонно органично вещество, което се определя като хумусно. За последното са характерни високомолекулярни съединения от кондензирани и частично хидрирани ароматични съединения. Това означава, че органичното вещество в сапропелите е генетически нееднородно и представлява смес от алохтонно и автохтонно органично вещество. То се характеризира с повишено съдържание на лекохидролизуеми вещества (12,7–31,7%), битумоиди (2,3–3%), хуминови киселини и сравнително повишено съдържание на неразтворимо органично вещество (56,3–58,1%). Много често в сапропелите се наблюдават прослойки от струпвания на рибни кости, където съдържанието на P_2O_5 достига 2,15%, като в общата сапропелна маса то е 0,12%.

Установено е, че дълбоководните органогенно - минерални утайки от дъното на Черно море съдържат главните мелиоранти на почвата-хумус и глинести минерали. Последните ограждат минералните агрегати на почвата, слепват ги и образуват дребни агрегати, които задържат влагата, абсорбират канцерогенните елементи и обезпечават проникването на корените на растенията до микроорганизмите, питателните соли и въздуха.

Минералната част на сапропелните тини е представена от поликомпонентна смес от глинести минерали. Преобладават минералите илит и монтморилонит, в подчинено количество се срещат хлорити и каолинит. Сред тях рядко се срещат отделни зърна кварц, фелдшпати, вулканско стъкло и други. Карбонатните минерали са представени главно от нискомагнезиален калцит, доломит, калцит.

Изследванията върху разпределението на тежките минерали във фракцията 0,1–0,05 мм, показва аномални концентрации главно в разпределението на пирит-марказита.

Главният седиментообразуващ продукт в сапропелите са минералите на пелитовата фракция, които по същество унаследяват лютита на новоевксинския басейн. В същото време катастрофалното увеличение на биологическата продуктивност в началото на холоцена води до “разреждане” на лютита със значително количество органично вещество и образуване на нов тип утайки–сапропели.

Химичният състав на сапропелните утайки рязко се отличава от състава на отдолу лежащите новоевксински карбонатни тини (тип зеекрайде) и покриващите ги коколитово-карбонатни джеметински тини. Съдържанието на органично вещество в тях се изменя в доста широки граници - от 2–3% до 18–20% (табл.15.2).

Таблица 15.2. Съдържание на Сорг. в утайките от Западната част на Черно море.

Литостратиграфска единица	Литофациес	Съдържание на Сорг, %			
		мини-мално	макси-мално	средно	Брой анализи
Ia	Коколитови, глинесто-коколитови и глинестотеригенни тини с коколитов материал	1,56	4,95	3,33	31
Ia-b	Коколитово-сапропелни тини	1,70	5,51	3,01	17
	Сапропелно-диатомови тини	3,91	9,61	5,90	10
Ib	Сапропелни тини, Ib ₁	8,31	22,90	14,13	54
	Глинесто-сапропелни и сапропелно-глинести тини, Ib ₂ , Ib _{2,1}	1,95	7,93	4,75	57
	Сапропелна брекча, Ib ^b	2,94	9,42	4,68	7
	Глинесто теригенни сапропелоиди, Ib ₁	1,20	3,00	1,91	6
	Долен интервал с карбонатни прослойки, Ib ^a _{2,1}	2,17	6,23	4,07	10
	Сумарно Ib ₁ +Ib ₂ +Ib _{2,1} +Ib ₁ +Ib ^a _{2,1}	1,20	22,90	8,55	127
	Сумарно Ib ₁ +Ib ₂ +Ib _{2,1} +Ib ^a _{2,1} +Ia-b	1,20	22,90	7,90	144
Ic	Теригенни тини	0,10	1,16	0,68	8

Концентрациите на главните компоненти (без C_{орг.}) варира в широки граници: SiO₂ 20–50%; SiO_{2,аморф.} – 0–10%; Al₂O₃ – 5–16%. За всички типове сапропелни утайки е установено устойчиво съдържание на повече от 20 микроелемента (табл. 15.3). Някои от тях (Mo, U, Cu, Zn, Ni, As, Se, Au, Ag и др.) често превишават техните кларкови съдържания в скалите, утайките и почвите.

Хлороформената фракция на битумоидите е представена в количество от 0,3 до 3% на сухо вещество. Тяхната по-кисела част, която се извлича със смес от метанол, ацетон и бензол, достига

приблизително същите стойности. В битумоидните фракции присъствуват въглеродороди, естери, пигменти, органични киселини, смоли и асфалтени.

Таблица 15.3. Химичен състав на ДОМУ.

Компоненти	Съдържание (%, от-до)	Средна стойност (%)
C _{орг.}	3–20	11,5
SiO ₂ (общ.)	28–35	31,5
SiO ₂ заморф.	0–10	5
CaO	1–8	4,5
MgO	2,3–3,15	2,73
K ₂ O	1,98–2,4	2,19
Na ₂ O	2,05–2,07	2,06
Fe ₂ O ₃	3,55–5,2	4,57
Al ₂ O ₃	10,4–12,5	11,5
P ₂ O ₅	0,12–0,38	0,25
TiO ₂	0,3–0,5	0,4
Хлороформен екстракт при 3% съдържание на C _{орг.}	0,2–0,5	0,35
Метанол-ацетон-бензолов екстракт	0,02–0,04	0,3
Cu	0,01–0,05	0,03
Cr	0,01–0,015	0,0125
Mn	0,026–0,047	0,0365
Zn	0,0076–0,094	0,0085
Mo	0,013–0,022	0,0175
Co	0,013–0,018	0,0155
Ni	0,0065–0,0081	0,0073
Li	0,0021–0,003	0,00255
Sr	0,0027–0,0095	0,0061
V	0,0076–0,01	0,0088
Rb	0,013–0,02	0,0155
Se	0,0082–0,0086	0,0084

Изхождайки от високите съдържания на органично вещество в сапропелите, могат да се очакват повишени съдържания на Zn, Cu, U,

мо, Ti и други. За първите три елемента коефициентът на концентрация варира между 1,2 и 8%. По последни данни от 2009 г. съдържанието на молибден достига 0,035%. За титана концентрациите са 0,3–0,6%. Правят впечатление високите концентрации за молибден, които в различни проби варират от 70 до 200 g/t.

Получени са нови данни относно макро- и микроелементния състав на ДОМУ, които уточняват по-рано установената закономерност за разпределение на елементите в съответствие с типа утайка. Получените данни потвърждават технологичната ценност на ДОМУ като комплексна суровина за използването и в селското стопанство.

Особен интерес предизвиква повишеното съдържание на Mo, което се нуждае от допълнително изучаване.

Изследванията на физикомеханичните показатели на дънните седименти от сондаж №08 (фиг.15.10) с координати 42°41.910' N и 28°38.318' E. дълбочина на морето 1022 м, в Изключителната икономическа зона на Република България в Черно море, прокаран на 19.06.2009 г., дадоха следните резултати: за коколитовите тини (слой 0–50 см): обемна плътност 1,23 g/cm³, специфична плътност 2,55 g/cm³, порестост 81%, коефициент на порите 5,32, естествено водно съдържание 205%, кохезия 0,034 мРа, водно съдържание при максимална лепкавост 136.4%, максимална сила на прилепване 2,34 kPa; зърнометричен състав: прах – (0,1–0,005 мм) 36%, глина (<0,005 мм) 64%.

За сапропелни тини (слой 50–105 см): обемна плътност 1,19 g/cm³, специфична плътност 2,48 g/cm³, порестост 85%, коефициент на порите 5,65, естествено водно съдържание 219%, кохезия 0,036 мРа, водно съдържание при максимална лепкавост 150.2%, максимална сила на прилепване 1.17 kPa; зърнометричен състав: прах – (0,1–0,005 мм) 55%, глина (<0.005 мм) 45%.

За новоевксинските тини (слой 105–380 см): обемна плътност 1,44 g/cm³, специфична плътност 2,76 g/cm³, порестост 73%, коефициент на порите 2,76, естествено водно съдържание 96%, кохезия 0,062 мРа, водно съдържание при максимална лепкавост 69,2%, максимална сила на прилепване 1,98 kPa; зърнометричен състав: прах – (0,1–0,005 мм) 55%, глина (<0,005 мм) 45%.



Фиг. 15.10. Експедиция „Ной 2009” – сондаж № 8, ядка № 17, секция I

Обобщените характеристики на зърнометричния състав на сапропелните тини от Изключителната икономическа зона на Украйна в Черно море са представени в табл. 15.4. През м. юли 2009 г. са изследвани 18 ядки от дънни отложения от дълбоководната зона. В сапропелните тини средното съдържание на пелитова фракция е най-малко в сравнение с останалите типове утайки, а алевритовите фракции са максимални. Този състав не се потвърждава от данните от микроскопските анализи, които свидетелстват за предимно пелитов състав на сапропелите. Това несъответствие се обяснява с природата на органичното вещество в сапропелите, което е склонно да образува микроагрегати, неподдаващи се на разрушаване под действие на диспергатора $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$.

Изучаването на веществения състав на различните типове образци от дълбоководните дънни седименти, в частност съдържанието на CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ потвърждава, че изследваните разновидности се отнасят към теригенно-биогенните генетични типове. Сред тях най-разпространени са карбонатните пелитови коколитови тини, сапропелоидните и сапропелни тини, както и някои преходни разновидности.

Таблица 15.4. Обобщени показатели на зърнометричния състав на сапропелните утайки

Тип утайка	Фракция						
	Псамитова		Алевритова		Пелитова		
	0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,05	0,005-0,002	0,002-0,001	0,001
Финослоестатиня	<u>0,2-2</u> 0,86	<u>1,1-2,4</u> 1,7	<u>10,2-13,3</u> 11,4	<u>6,2-9,3</u> 8,0	<u>8,6-12,1</u> 10,4	<u>9,7-20,6</u> 14,8	<u>44,7-51,2</u> 48,2
Сапропеллоид	<u>0,1-3,7</u> 1,3	<u>1,4-28,8</u> 10,7	<u>7,6-31,5</u> 22,6	<u>5,0-8,8</u> 7,4	<u>6,8-15,4</u> 10,7	<u>5,3-12,1</u> 7,7	<u>21,7-55,0</u> 39,6
Сапропел	<u>0,5-9,3</u> 4,8	<u>0,7-31,7</u> 12,1	<u>22,3-37,1</u> 27,4	<u>4,3-12,8</u> 9,0	<u>5,4-9,1</u> 7,4	<u>3,6-9,1</u> 5,4	<u>25,4-44,7</u> 33,7
Пелитоватиня	0,1	2,3	16,7	13,2	16,5	5,0	46,2

Разрезът обхваща следните литостратиграфски единици:

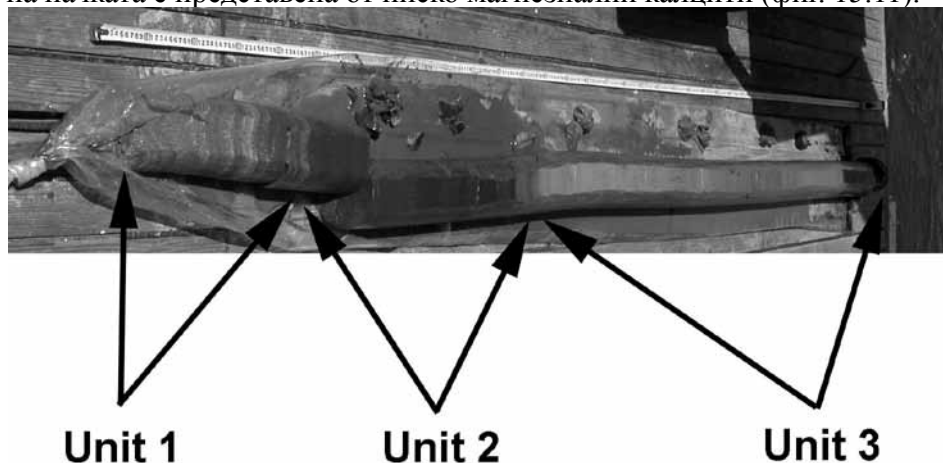
Горен плейстоцен (новоевксин, единица Ic) - езерни утайки.

Degens and Ross (1972), на базата на материалите от американския изследователски кораб “Атлантис II” отделят три литоложки единици в Черно море отгоре надолу: Ia (unit 1) – кокотолитова тиня; Ib (unit 2) – сапропел и Ic (unit 3) – лютит. Тези единици съвпадат с отделените още от Архангелский, Страхов (1938) слоеве, като Ia отговаря на новочерноморските (джеметинските) слоеве, Ib – на древночерноморските (каламитско-витязевските и Ic – на новоевксинските слоеве. През 2009 г. са изследвани 18 ядки от дънни отложения от дълбоководната зона.

В разкрития разрез на новоевксина по литоложки белези могат да се обособят 5 пачки, номерирани последователно от 5 до 1. Интерес за настоящите изследвания представлява Пачка 1.

Пачка 1. Пачката завършва разреза на новоевксинските утайки и има повсеместно развитие. В някои случаи (в осите на стръмните склонове на палеодолините) утайките от пачка 1 са свлечени и на повърхността и на дъното се разкриват черни тини от пачка 2, а в други случаи са размити и върху пачка 2 лежат холоценски сапропели. В основата на пачка 1 често се срещат прослой от диатомови водорасли. Дебелината на пачката варира от 1–2 см до 50–60 см, а в редица случаи и повече. Тините от пачката се отличават с високи съдържания на карбонати (до 70%) и ниско съдържание на органично вещество <1% и са известни в литературата като езерни карбонати–*seekreide*, *lutite*,

unit 3, Ic (Degens, Stoffers. 1980). Карбонатната тиня в най-горната част на пачката е представена от ниско магнезиални калцити (фиг. 15.11).



Фиг. 15.11. Контрастни литоложки разновидности между коколитови тини (Unit 1), сапропелни тини (Unit 2) и лютит (карбонатни тини тип зеекрайде) с автогенни сулфиди (Unit 3)

Холоцен - сапропелни диатомови и коколитови утайки (единици Ib, Ia)

Витязевско-каламитски, древночерноморски, единица (Ib) слоеве в дълбоководната част на морето са представени от т.нар. сапропелни утайки. Литоложки те се отделят много добре по контрастната размивна долна и преходна горна граница с единица 1a. Понякога те прехождат от новоевксина Ic посредством маломощен “междинен” слой, но в повечето случаи лежат върху размивна повърхност на единица Ic – карбонатни тини тип зеекрайде.

Не са редки и случаите, при които размивът е твърде дълбок и сапропелите залягат непосредствено върху пачка 2 – черни пелитови тини с автогенни железни сулфиди. Цветът на утайките е от тъмнозелен до кафяв. Под тях е разположена зоната на стабилност на газохидратите (фиг.15.12).



Фиг. 15.12. Запалване на газохидрати (Vasilev, 2010; Dimitrov, 2010)

Сапропелите образуват единен, издържан по площ хоризонт, типичен за черноморския басейн. Аналози на сапропелите на шелфа и горната част на континенталния склон са зелените алевропелитови тини с натрупвания от растителен детрит и разложени черупки от *mytilus galloprovincialis*. Преходът от алевро-пелитовите тини към сапропелите е фациален. Характерен реперен слой за Черно море са коколитофоридовите водорасли от вида *Braurudosphaera bugelowi*. Същият реперен слой засяга “междинния” слой, образувайки 2–3 прослойки с дебелина 2–5 мм, които фиксират основата на типичния сапропел.

Натрупването на сапропелите свидетелства за една катастрофална по своите мащаби биогенна седиментация.

Палеогеографската картина на изключителното по своите мащаби образуване на биогенни утайки би изглеждала по следния начин:

- След продължителното вюрмско заледряване, фиксирано в интервала 70–10 хил. години, настъпва рязко затопляне.
- Равнището на Световния океан, което преди 18–20 хил.години е било по-ниско с 120–130 м от съвременното се повишава.
- Преди около 8 хил. год през Босфорския праг нахлуват средиземноморски води, чиято соленост е 36–38‰.

По това време Черно море се е намирало в границите на новоевксинския басейн, който се е разполагал на съвременни дълбочини 90–120 м и е представлявал сладководно езеро със соленост около 1 ‰. Нахлулите преди 8 хил. години средиземноморски води като по-солени и по-тежки, богати на биогенни компоненти, запълват дълбоководната котловина и се размесват с черноморските.

Последствията от това явление са катастрофални за флората и фауната, и с това започва отлагането на органогенно-минерални тини с дебелина от 45–50 см до 1–2 м.

В различните морфолитоложки зони сапропелите имат различна дебелина. На континенталния склон, по склоновете и осите на подводните долини (фиг.15.9) те често отсъстват, поради активни свлачищни процеси. По-добре се запазват в заравнените места, където дебелините им достигат до 45–60 см. Най-значителни са дебелините на сапропелите в подножието на континенталния склон, където те достигат до 2 м и силно са изразени процесите на преотлагане и брекчиране. Брекчиран сапропел често се среща и в абисалната част главно около гърлата на калните вулкани.

По литоложки белези в най-общи черти в разрезите се наблюдават два типа сапропел. Типичните сапропели представляват микрослоисти кафяво-зелени плътни утайки с “каучукоподобен” изглед, с цепителност по слоевете. В много случаи те се проследяват от финодиспергирана пелитова теригенна тиня, с дебелина на слоевете до 5–6 см, което е указание за временна смяна на условията на седиментация. Дебелината на т.нар. типичен сапропел е силно изменчива – от 15–20 см до 1 м. Над типичните сапропели следва безструктурна оводнена сапропелна маса с дебелина 30–70 см. Двучленният строеж на сапропелите свидетелства за смяна в режима на седиментация и за постепенно обедняване на съдържанието на органично вещество отдолу нагоре.

Джеметинските слоеве завършват разреза на седиментите и са отделени като формирани в условия, аналогични на съвременните. Най-важният признак, по който се отделят дълбоководните джеметински утайки, са висококарбонатните коколитофоридови тини. Долнището на съвременните утайки по литоложки белези, се определя по появата на първите прослойки от сапропелни утайки или по появата на вида *Gephyrocapsa carribianika*. На континенталния склон и в дълбоководната депресия дебелините на утайките са от 10–15 до 30–45 см. Само в редки случаи се срещат мощности на коколитови тини до 80–90 см. Много често коколитовите тини се проследяват от тънки (1–2 мм) ивици диатомови водорасли. Коколитовите тини в повечето случаи са висококарбонатни, като карбонатността им намалява вследствие на разреждането с теригенен материал. Площното разпределение на съвременните дълбоководни

утайки се лимитира от съотношението на биогенната и теригенната съставляща, които за различните морфолитогенетични зони са под влияние на местните фактори. Основното, обаче си остава високата биологична продуктивност на коколитовия фитопланктон.

Получени са изключително интересни резултати, които дават основание за задълбочаване и разширяване на изследванията. Охарактеризирана е минерално–биолитна субстанция с изключително ценни качества в областта на агробioземеделието. Това дава основание за създаването на демонстрационни аграрни полигони на които ще се заложат опити с използването на ДОМУ като агромелиорант и биопрепарати.

16. Минерални ресурси на дъното на Световния океан и Черно море

*Човешкото население нараства
в геометрична прогресия,
а неговите средства за съществуване
– в аритметична прогресия.
Този естествен закон на природата
рязко повишава конкуренцията между хората.
Томас Малтус (1766–1834).*

*Тази лодка–космически кораб,
наречена Земя е син скъпоценен камък
сияещ в нощния космос,
светещ и преливащ се и тя е взела
живот от водата на океана,
който огражда всичко
Жак–Ив Кусто (1910–1997)*

На дъното на Световния океан се разполагат огромни залежи на твърди полезни изкопаеми. Те са представени от три генетични типа, привързани към различни области на океанското дъно:

- окисни Fe-Mn образувания;
- дълбоководни сулфидни руди;
- фосфорити, които представляват петвалентни окиси на фосфора (P_2O_5).

Първият тип окисни Fe-Mn образувания имат широко разпространение на океанското дъно. Те представляват комплексни по състав окиси и хидроокиси на Fe и Mn. На повърхността на океанското дъно се срещат като конкреции (нодули) и кори. Други техни разновидности, които са разпространени като прослой, са металоносните тини - „разсоли”.

Най-представителни от този тип образувания са желязо-мангановите конкреции (ЖМК). ЖМК представляват минерални агрегати с концентрично-слоест строеж, образувани от желязни хидроокиси и манганови минерали. ЖМК имат следните размери: от 2–3 до 10–12 см, които обикновено лежат непосредствено на дъното или са покрити от финодисперсна тиня. Формите им варират

от сфероидална, до дискоидална, срастъкова и плочеста (фиг. 16.1). Заедно с конкрециите с макроскопски размери се срещат и многобройни микроконкреции $d \leq 1$ мм, както и често погребани в утайките слоеве с дебелина 0,5–1 м.



Фиг. 16.1. Желязо-манганови конкреции от Тихия океан (снимка авторите)

Съвременните оценки на пространственото разпределение на ЖМК в Световния океан се основават на анализа на критерии в глобален, регионален и локален план. Към глобалните критерии се отнасят т.нар. субпаралелни пояси, които отразяват климатичната зоналност на Земята. Към регионалните критерии се отнасят на първо място положението на абисалните котловини спрямо критичната граница на карбонатонатрупване – КГК. Следва да се отбележи, че натрупванията на ЖМК на дъното винаги се разполагат под КГК, която обикновено се фиксира до дълбочина 4 300–5 200 м. Към другите регионални критерии се отнасят скоростите на седиментонатрупване; състава и строежа на седиментната покривка и характера на източниците на рудно вещество. Локалните критерии, определящи продуктивността на конкрециеност, се контролират преди всичко от особеностите на релефа на дъното, размива на утайките и вулканската активност на района, които определят рудните разсоли на площите на месторожденията.

Най-новите проучвания показват, че огромните залежи на ЖМК се разполагат в пределите на Тихия океан като сумарното количество на ЖМК възлиза на 165 млрд. t. Значително по-скромни са запасите на ЖМК в Атлантическия и Индийския океани, които възлизат съответно на 43 млрд.t. и 9 млрд.t. Освен това в Тихия океан са съсредоточени и най-богатите по съдържание съпътстващи елементи, които се съдържат в ЖМК: Mn , Ni , Cu , Co . Световните запаси от метали на

океанското дъно се оценяват на 350 млрд. t манган, 200 млрд. t желязо, 15 млрд. t никел, 8 млрд. t мед и др.

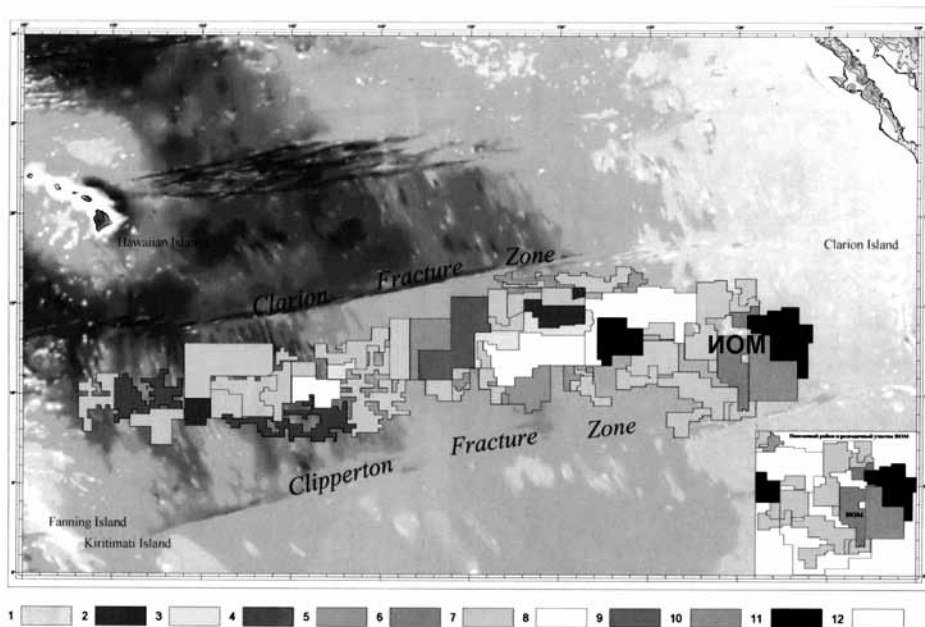
Най-големите рудни полета на ЖМК са следните:

Рудно поле Кларион- Клипертон

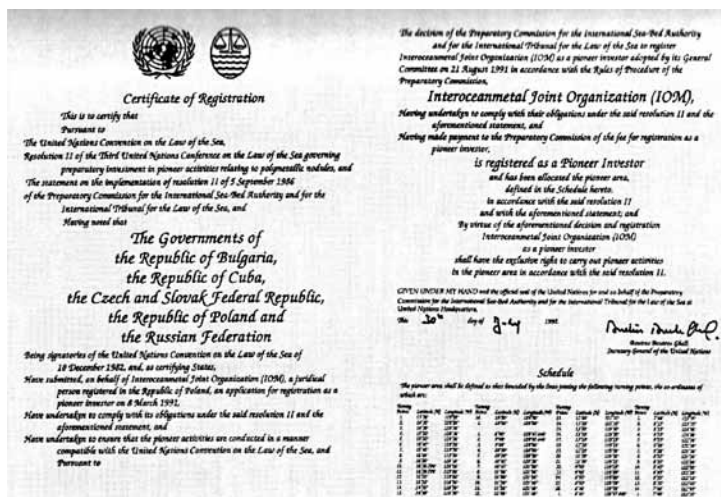
Рудното поле има формата на субпаралелна ивица с ширина 300–700 км и дължина 4000 км и е разположено между трансформните разломи Кларион и Клипертон (фиг. 16.2). За него са характерни еоценски и олигоценски седименти и ЖМК с високи съдържания на Mn (30,2%); Ni (1,39–1,58%); Cu (1,22–1,50%); умерени концентрации на Co (0,15–0,30%); обикновени за ЖМК съдържания на Pb (0,04–0,10 %) и Zn (0,06–0,23%). Конкреционното поле Кларион-Клипертон днес се явява най- изученият участък на дъното на Световния океан. Резултатите от неговото изучаване и проучване дават основание да бъдат обособени огромни площи на дъното на района, разпределени между няколко държави: Франция, Япония, Русия, Индия, Китай, Южна Корея и съвместната организация „Интерокеанметал”. През 2001 г. консорциумът „Интерокеанметал” в състав България, Русия, Куба, Полша, Словакия и Чехия подписват контракт с Международния орган по дъното – МОД. Регулирането на дейностите в МОД на Световния океан се осъществява от ООН, шаб-квартирата на която се намира в Кингстън – Ямайка. МОД при ООН издава на „Интерокеанметал” международен сертификат за изучаване и усвояване на нетрадиционен тип, комплексна минерална суровина - ЖМК, на площ от 75 000 км² в Тихия океан, заключен между разломите Кларион-Клипертон (фиг.16.3). Конкреционните руди от района Кларион-Клипертон, под юрисдикцията на „Интерокеанметал” се отличават с висока рентабилност. В тях се съдържат Mn (27–30 %); Ni (1,17–1,39 %); Cu (1,0–1,29 %); Co (0,18–0,30%). Характерно за конкрециите е високото и устойчиво съдържание на Ni - Cu - $Co \geq 2,5$ % и високата им плътност на разпространение–10–20 kg/m².

На второ място по важност е конкреционното поле на Централната котловина на Тихия океан. Тук ЖМК са привързани към дъното на дълбочина 5000–6500 м. Основната рудна площ, с концентрация повече от 10 kg/m², представлява ивица с ширина 110 км² около Магелановия разлом. Най-големите концентрации на ЖМК (повече от 20 kg/m²) се разполагат на склоновете и върховете на хълмовете,

привързани към големите разломи. На върховете на подводните вулкани се срещат кобалтоносни кори.



Фиг. 16.2. Разпределение на проучвателните участъци в Тихия океан (район Клариян – Клипертон) с участието на Р. България (ИОМ): 1–Япония, 2–Франция, 3–Русия, 4–Китай, 5–Р. Корея, 6–ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ (ИОМ), 7–МОД, 8–ОМА, 9–ОМИ I, 10–ОМИ II, 11–ОМСО



Фиг. 16.3. Международен правен сертификат на ИОМ

Кобалтоносните (до 1,8 % Co) Fe-Mn кори се образуват като наледи върху базалти, варовици и имат дебелина 8–12 см до 24 см. За разлика от ЖМК, които имат концентричен строеж – ядро (скален къс, глина, зъби от акула и др.), около което нарастват, кобалтоносните кори са обикновено еднослойни, двуслойни или трислойни като всеки слой има свой специфичен строеж. Съставът на корите е уникален – освен Co, Mn и Ni в тях присъстват Mo, Pt, La, Ce, Yt. Натрупванията на кори са локализирани на дълбочини от 500–600 м до 3 500 м, като най-продуктивните площи се намират на дълбочини 1 400–2 500 м.

Конкреционното поле на Перуанската котловина е в процес на проучване и детайлизация. В североизточната му част на площ от 400 000 км² се разполага голямо находище на ЖМК. Съдържанието на рудни елементи е: Mn (27,6–44,7%); Fe (2,0–10,1 %); Ni (0,84–1,59 %); Cu (0,49–0,9 %); Co (0,08–0,18 %).

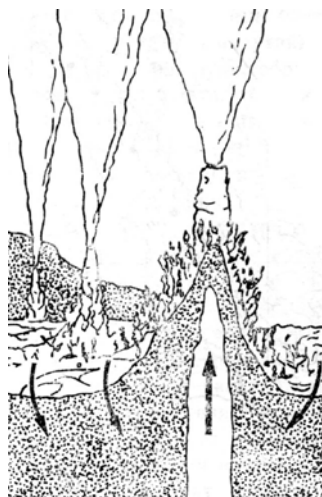
В Индийския океан е известно още конкреционното поле на Централно-Индийската котловина и рудното поле Диамантина, разположено в източната част на океана, между разломите Диамантина и Оби.

Вторият тип, сулфидните образувания в Световния океан, са представени от разнообразни типове руди. Съобразно разработената класификация на базата на средните съдържания на Cu (2,6 %) и Zn (0,7 %) и на съотношението Cu-Fe, са отделени следните типове руди: 1 – медно-цинкови; 2 – цинково-пиритови; 3 – пиритови; 4 – медно-пиритови; 5 – медни руди. Някои от тях се отличават с аномално високи съдържания на Cu – средно до 30 %; Zn – до 20 % и повече; Au – максимално до 230 g/t; Ag – максимално до 10,900 g/t. Най-голям интерес представляват медният тип руди: Cu – 39,9 %; Zn – 0,28 %; Au – 4,88 g/t; Fe – 19,45 %; S – 27,23 %, които изграждат рудното тяло „Логачев-1”, разположено в източния борд на Севроатлантическия хребет (14° 45' N). Този регион е изучен най-подробно и е установено, че дълбоководните сулфидни руди се делят на две групи: едни залягат в осевите части на рифтовите долини, а други – по склоновете.

Пространственото положение на рудопроявленията в структурния план на спрединговите центрове съвпада с неовулканските зони в осевите части на рифтовите долини на срединно-океанските хребети. Съгласно тази схема хидротермалните разтвори, наситени на рудни (Fe, Cu, Zn, Pb) и нерудни (SiO₂) компоненти се формират за сметка на

океанската вода, проникваща по пукнатини в частично изстиващата кора извън пределите на рифтовите долини на дълбочини на горните граници на магмените огнища, разположени под долините, подхранващи неовулканските зони. Загритите под въздействието на вулканските огнища води, придобили висока химическа активност, образуват възходящ хидротермален поток. Попътно, химически агресивните хидротерми се насищат като извличат полезни компоненти от вместващите скали. На участъците от дъното, където се изливат хидротерми, температурата на които може да достига 350° C, съдържащите се в тях метали влизат в реакция със сярата от морската вода, образувайки сулфиди, които се отделят от разтвора и образуват рудни натрупвания. Частиците от сулфидите, които не се утаяват, образуват около изходищата черни, тръбоподобни образувания, известни като „димящи комини” (фиг. 16.4).

Натрупванията на сулфиди на дъното представляват конусообразни съоръжения с диаметър в основата около 40–50 м и височина – 5 до 30 м. Те се разполагат като верига по протежението на рифтовата долина. По минерален състав сулфидните постройки са представени от минералите: пирит, халкопирит, сфалерит, галенит и др. Агрегатите от рудни минерали имат масивна текстура. Общото съдържание на метали в рудната маса достига: Zn – 65 % (хр. Хуан де Фука); Cu – 30% (Срединно-океански хребет 11° N); Au – 7g/t (Калифорнийски залив); Pb – 0,4 %; Ag – 1,5 % (Източно-тихоокеанския хребет 22° N). Ресурсите от сулфидни руди, които имат средни размери, съставляват обикновено 1 000 t. В някои рудоносни райони като Галапагоската зона на спрединг се наблюдава групиране на рудни тела, общите запаси на които възлизат на 25 млн.t.



Фиг. 16.4. „Димящи комини”–дълбоководни хидротермални извори от дъното на вулканична рифтова долина

През последните години са получени нови данни за океанското рудообразуване в условия извън зоните на спрединга за масивни и прожилково-впръснат тип сулфидни орудявания на подводните планини и някои разломни зони (трансформни разломи). Минералният състав на рудите от подводните планини значително се отличава от този на рудите в рифтовите зони, където съдържанието на Zn е значително по-ниско.

Към потенциалните месторождения на масивни сулфидни руди още на сегашния етап могат да бъдат отнесени натрупванията на повърхността на дъното окисни и сулфидни полиметални руди. В по-далечна перспектива ще се разчита и на усвояването на рудни залежи от прожилково-впръснати сулфидни руди. Веществено-генетическите особености на изброените месторождения се определят от структурно-тектонските и фациални условия на тяхната локализация.

Металоносни утайки и рудоносни разсоли

Металоносните утайки, известни още като рудоносни тини, се отличават от обикновените пелагични тини главно по повишените концентрации на Mn и Fe. За металоносни се приемат утайките, чийто сумарни съдържания на тези елементи превишават 10%. Съвременните металоносни утайки имат най-широко разпространение в Тихия

океан и особено в неговата югозападна част, където те покриват площ от 10 млн. км². Аналогични утайки заемат повече от 2 млн. км² от дъното на Индийския океан, в района на тройното съчленяване на зоните на спрединговите хребети.

Съвременните металоносни утайки обикновено покриват дъното и имат дебелина от няколко см, до 2 - 3, по-рядко—5 м. Външно това са тъмнооцветени, кафяви до черни, полигенни тини, съдържащи рентгеноморфни хидроокиси на желязото и мангана, които имат хидротермален произход. Към металоносните утайки се отнасят и т. н. рудни разсоли на Червено море, които запълват подводната планина „Атлантис” и са икономически изгодни за добив.

Океански фосфорити

Океанските фосфорити се делят на две групи:

- Фосфорити на шелфовите зони и континенталния склон;
- Фосфорити на подводните планини и гайоти, разположени в откритите части на океана.

Шелфови фосфоритови провинции са установени в Тихия океан (Калифорнийска, Перуанска, Чилийска, Японска, Новозеландска и платото Чатъм). В Атлантическия океан се отделят Флоридска, Мароканска, Капска провинции, като към последната се отнася и фосфоритоносното плато Агуаяс. В Индийския океан мащабите на фосфоритообразуване са сравнително ограничени. Сред фосфоритите на океана особено място заемат островните натрупвания на птиче гуано (о-в Науру, о-в Оушън в Тихия океан, о-в Рождество в Индийския океан), чиито находища вече са изчерпани.

Фосфоритите представляват биогенни наслаги (кремъци, варовици), глауконитови пясъци, кори, плочи, конкреции. Те се разполагат главно в зоните на ъпуелинг, където се наблюдава висока биогенна продуктивност.

Нефт и газ

По настоящем, в океанските и морски акватории на шелфа, континенталния склон и абисалното дъно са открити повече от 3 400 нефтени и газови находища с огромни залежи, които дават ¼ от световния добив. Първото в света морско находище Кабимас е открито през 1917 г. във венецуелската морска лагуна Маракайбо. Запасите му

възлизат на 227 млн.т. и се намират на дълбочина 671 м в пясъците на горния олигоцен. Първоначално експлоатацията му се провежда от изкуствени острови.

През 1920 г. на калифорнийското крайбрежие на САЩ е открито гигантското нефтено находище Хънтингтън бийч със запаси от 146 млн. т нефт, които се намират на дълбочина 640 м в пясъците на миоцена и палеоцена на басейна Лос Анжелис.

Огромни запаси от нефт са открити през 1945 г. в Каспийско море („Нефтянные камни”) и Персийския залив (Кашиф).

Находището „Нефтянные камни” има запаси от 176 млн. т. нефт, които се намират в пясъците на плиоцена на дълбочина 1650 м. Днес находището дава $\frac{1}{4}$ от добива на нефт в Азербайджан. В Балханската свита на Каспийския басейн са открити гигантски находища на нефт и газ, които превръщат Азербайджан в нефтения „Клондайк”. В акваторията на Каспийско море работят повече от 200 плаващи платформи.

Находището „Кашиф” е разположено в Персийския залив и има запаси 1257 млн. т. нефт на дълбочина 2150 м, залягащи в юрски варовици.

Едни от най-големите успехи на морските проучвания за нефт и газ са постигнати в Персийския залив, в подводните недра на който са проучени 11 158 млн. т. нефт и 35 400 млрд. м³ природен газ, съсредоточени в 75 нефтени и 12 газови морски находища. Те са под юрисдикцията на Абу Даби, Дубай, Иран, Катар, Кувейт и Саудитска Арабия.

Огромни запаси на нефт и газ се експлоатират в Карибския басейн и Мексиканския залив.САЩ имат 1 475 находища в Мексиканския залив, от които ежегодно добиват 85 млн. т. нефт и 140 млрд м³ природен газ, от които 61 % са от дълбоководни находища, разположени на дълбочини от 500 до 2318 м. През 2002 г. в Мексиканския залив са проучени 3 свръхдълбоки находища на нефт – Каскейд, Манса и Таити. Каскейд се намира на дълбочина на водата 2 482 м и дълбочина на недрата 8 514 м в еоцен – палеоценски седименти от серията Уилкокс, в която се включва газонефтодобивен хоризонт с турбидитни пясъци. Находището Таити фонтанира 4 770 t в денонощие нефт в интервала 7 995–8 178 м в пясъчници с колекторски свойства с високо качество.

Нефтегазовият бум в Северно море датира от 1968 г. Разработват

се 450 морски находища на нефт и газ, които се намират под юрисдикцията на Германия, Дания, Холандия, Норвегия и Великобритания. Северно море се превърна в един от най - големите нефтегазодобивни райони, който дава 24 % от световния добив на нефт и газ, което спаси икономиката на северноевропейските страни от финансова криза. Само през периода 1970–2000 г. в британския сектор е добита продукция на стойност 358 млрд. \$ и 747 млрд. \$ в норвежкия сектор.

Като пример – първото нефтено находище „Екофиск” е открито през 1971 г., а през 1990 г. вече се добиват 90 млн. т нефт и 30 млрд. м³ газ годишно. В момента, в британския и норвежкия сектор се наблюдава спад в добива.

Значителни количества нефт и газ от шелфа се добиват от Австралия, Бразилия, Нигерия, и др. страни.

Подводните недра на Тихия океан в района на о. Сахалин в близко бъдеще ще се превърне в гигантска, богата нефтодобивна провинция. „Сахалин енерджи” започва добив на нефт от Билтун – Астахското морско находище. Вече са добити 7 950 млн. т нефт.

На 320 км западно и 480 км северно от о-ви Нова Земя се намира Щокмановското находище със запаси 3,2 млрд м³ газ и 25–30 млн. т газокондензат, които се разполагат на дълбочина на морето 200–3000 м и 4 км под дъното, като залягат в юрски пясъци.

Морското проучване на нефт и газ, добива и транспорта с подводни тръбопроводи включва разработване на подводни буксируеми или самоходни апарати – роботи за работа на дъното на дълбочина до 3 500 м.

За усвояването на свръхдълбоките залежи на нефт и газ на дъното на океана се разработва модерен забоен двигател и сондажни длета с лазерен перфоратор в обсадните колонии. Оказва се, че лазерната технология по програмата „Звездни войни” увеличава скоростта на сондиране 100 пъти в сравнение с класическата технология.

Газохидрати

Газохидратите (ГХ) от дъното на Световния океан са енергиен ресурс – главна алтернатива на нефта и газа. Те представляват съединения от 6–8 молекули вода и една молекула метан, които се намират в кристално състояние, в резултат на което в 1 м³ газохидрат се съдържат 180–200 м³ метанов газ.

Зоните на газохидратообразуване заемат 90% от дъното на Световния океан като сумарните запаси възлизат на 85.10^3 трилиона m^3 .

Практическото значение на газохидратите като енергийна суровина се определя преди всичко от технологичните възможности за техния добив. Предлагат се няколко метода за разработка на газохидратни находища, които се основават на принципа на освобождаване на метановия газ от газохидратите в свободно състояние на място, в самото находище. Единият от методите се основава на дестабилизация на газохидратите чрез снижаване на налягането в газохидратния залеж, а другият – на термично въздействие чрез вкарване на нагрят въздух в залежа или запалване на част от добития газ.

Газохидратите са енергийният източник на бъдещето. Световните запаси на въглеродороди в ГХ е 2–10 пъти повече от тези на традиционните горива – нефт, газ, въглища и торф, а метанът е “най-зеленото” въглеродородно гориво.

Изследванията на ГХ са приоритет не само в Европа, но и в света, тъй като те ще променят геополитическата карта на света. В напреднал стадий на усвояването им са Великобритания, Германия, Индия, Канада, САЩ, Франция, Чили, Япония, Китай и Нова Зеландия. Десетки сондажи са прокарани за детайлно изследване на ГХ и условията за експлоатацията им, проведени са изпитания за добив на метан.

През 2015 г. завършва Националната програма на САЩ, която цели създаването на няколко конкурентни технологии за добив на метан, както и всестранно изучаване на природните ГХ.

През 2013 г. завършва немският проект SUGAR. Основните му цели са създаване на:

- уникална техника за изследване;
- технология за добив чрез заместване на ГХ с хидрат на CO_2 (така едновременно ще се погребва CO_2);
- технология за транспорт на метан във вид на хидратни гранули.

Според достоверни източници румънската компания “Ромгаз” е стартирала добре финансирана програма за добив на ГХ и първа в света притежава концесионни права. Пионерите в черноморския регион ще притежават първоначалния монопол – основа за реализиране на крупни печалби в бъдеще.

Черно море

В Черноморския басейн прогнозните ресурси се оценяват на 1451 млн. т. условно гориво от въглеводороди и $25 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ газохидрати, като около 10% от тях се намират в Българския сектор на Черно море. На фиг. 16.5 е представена схема на минералните ресурси на Черно море.



Фиг. 16.5. Схема на минералните ресурси на Черно море

В Българския сектор на Черно море досега са открити 1 нефтено и 3 газови находища от малък клас.

Шабленското нефтено находище е открито през 1951 г. и е със затихващи функции. Известни са 3 газови находища, от които находище Галата вече е изчерпано. В процес на въвеждане в експлоатация са находищата Калиакра и Каварна. Големи надежди се възлагат на сондирането в дълбоководната част на морето.

До края на 80-те години на XX век България беше суровинен център на ядрената енергетика в първата десетка на страните добиващи уран. Днес опитите за реанимация на уранодобива ще срещнат непреодолимата съпротива на екологичните организации и ядрените монополи, които владеят световните пазари на ядрено гориво. Класическите енергийни източници като нефт, газ и въглища задоволяват едва 1 до 5 % от нуждите на нашия енергиен сектор. С оскъдните си запаси на класически енергийни източници, България е изцяло зависима от конюнктурата на световния пазар на енергийни

суровини. Засега монополисти на суровинния и енергийния пазар за България и ЕС се явяват Русия и арабските страни, поради своето географско разположение.

Принеравномерното географско разпределение на енергоресурсите като нефт и газ на световната географска карта стои проблема за транспортирането им до крайния потребител. Днес въглеводородите се транспортират или с танкери или по тръбопроводи. По редица причини тръбопроводите са за предпочитане. Предимствата им са твърде примамливи и се свеждат до:

- Съкращаване съществено пътя до крайния потребител;
- Избягване на транспортни такси за транзит на продукцията;
- Намаляване значително на екологическия риск при транспорта.

Като естествени енергийни центрове за Европа могат да се разглеждат страни като Русия и страните от Каспийския регион, Близкия изток, Северно море и Средна Азия. При наличието на тези центрове на енергийни суровини, икономическата изгода от тяхното използване се определя преди всичко от начина на транспортирането им до крайния потребител. Като се изхожда от нестабилната икономическа конюнктура в източноевропейските страни с цел да се избегне нова газова криза, като тази от януари 2009 г. се предлагат два конкурентни проекта, като Южен поток и Набуко. След реализацията на проекта „Син поток” (фиг. 16.6), който е прокаран по дъното на Черно море и свързва руската станция Джугба с турското пристанище Самсун, стана ясно, че подводните тръбопроводи са икономически изгоден и екологически безопасен транспортен коридор. Дължината на подводното трасе е 396 км и се разполага на максимална дълбочина до 2150 м. Състои се от две тръби с диаметър 610 мм и към 2013 г. се предвижда количеството на достигащия до Турция природен газ да достигне 16 млрд. м³ годишно.



Фиг. 16.6. Схема на тръбопроводите

Проектите „Набуко“ и „Южен поток“ са скъпоструващи съоръжения и водят своето начало от различни енергийни центрове. Проектът „Набуко“ ще наруши руския газов монопол. Това, разбира се, засяга пряко интересите на Русия, тъй като средноазиатските републики досега реализират своя природен газ чрез газопреносната мрежа на Газпром. Проектът „Набуко“ ще им позволи да бъдат независими износители на природен газ на пазарни цени. Докато тръбата на „Южен поток“ ще премине по дъното на Черно море, то трасето на „Набуко“ преминава през страни с политическа нестабилност, което поставя под въпрос неговата реализация.

Независимо от пасивите и активите на двата проекта, те гарантират на България и останалите европейски страни възможност за избор и енергийна стабилност.

И днес често се чуват прогнози за близкия край на нефто-газовата ера и призови за отказ от използването на нефта и природния газ и преминаването на индустриалното общество на алтернативни енергийни източници и суровини.

Все пак следва да се отчита, че световните запаси на нефт и природен газ непрекъснато нарастват, като само за 2007 г. техният прираст надвишава техния добив. Тези запаси се разработват от 807 172 броя сондажни установки, от които само за 2006 г. са добити около 4000 млн. тона нефт и 2800 млрд. м³ природен газ, като при сегашните темпове на добив човечеството е обезпечено съответно за 45 и 62 години. Друг е въпросът за географското разпределение на тези богатства. Така например, собствените извлекатели запаси на нефт ще стигнат на Ирак за 247 г., на Кувейт за 143 г. и т. н. Аналогично е положението и с географското разпределение на природния газ. Неравномерното (за някои несправедливо) географско разпределение на природните ресурси като нефт и газ поставя мнозинството страни по света, както и България, в крайно неблагоприятно положение.

Единственият изход, който се очертава на хоризонта е търсенето на нетрадиционни (алтернативни) енергийни източници, още повече, че в обозримо бъдеще цените на тези ресурси ще растат непрекъснато. Търсенето на нетрадиционни алтернативни (на нефта и газа) ресурси и перспективите за тяхното използване ще внесе успокоение за бъдещето на човечеството.

Незавидното състояние на проблема с усвояването на нетрадиционните енергийни суровини се дължи на съпротивата на

гигантските петролни и ядрени монополи.

Нестабилното състояние на нашата енергетика се определя от многобройни фактори, като на първо място е липсата на собствени енергийни суровини.

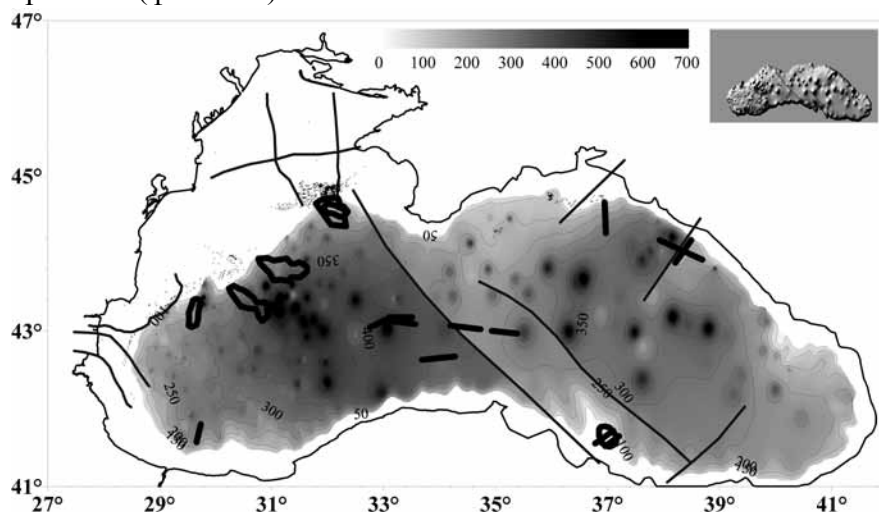
Строителството на АЕЦ „Белене”, рестартирането на III и IV блок на АЕЦ „Козлодуй”, както и реанимирането на уранодобива ще срещнат многобройни обструкции, както от страна на ЕС, така и от страна на екологичните организации.

Превръщането на страната в енергиен кръстопът е изход за временно решаване на енергийните проблеми.

През последните 20 години бяха получени нови резултати в областта на нетрадиционните енергийно-суровинни ресурси на Черно море и авангардните технологии, които позволиха да се структурират няколко пилотни проекта.

На първо място е проектът за проучване и добив на метанов газ от газохидратните залежи на дъното на Черно море.

Газохидратите и подгазохидратният газ в Черно море представляват важен потенциален енергиен източник, който в недалечно бъдеще може да реши много от проблемите на българската и европейската енергетика (фиг. 16.7).



Фиг. 16.7. Дебелина (в м) на зоната на стабилност на газовите хидрати в Черно море (резултат от “оптимистичния” модел) и регистрираните BSR (черни линии и полигони), (Vassilev 2006)

Изучаването на ДОМУ, за приложението им като комплексна суровина показва широки перспективи за използването им в агrobiотехнологиите, нанотехнологиите, строителството, медицината и други области. В условията на хронични енергийни кризи и недостиг на качествени хранителни продукти е необходимо да се обърне особено внимание на нетрадиционните суровинни и енергийни ресурси. Един от важните фактори за екологично земеделие у нас е усвояването на практически неизчерпаемите запаси от естествен екологичен тор в българската икономическа зона на Черно море (Димитров, 2010).

Усвояването на нови възобновяеми източници на енергия и получаването на водород и съпътстващи продукти от сероводорода в морската вода и утайки дава нова перспектива на водородната енергетика.

През 1989 г. в Севастопол беше учредена НПО „Енергетика” с цел усвояване на сероводородното богатство на Черно море. Първите разработки бяха посветени на плазменото и електролизно разлагане на H_2S , а също така и на прилагането на йоннообменни смоли и полимери за получаването на H_2 и S. Плазмената технология притежава редица предимства, тъй като при нея се отделят H_2 и S, докато при електролизата се отделят S и H_2O . Освен това при плазмената технология разходите на енергия са 5 пъти по-малко, отколкото при електролизната, като първата е екологично безвредна.

От досегашните проучвания става ясно, че обработката на морската вода и утайките за получаване на H_2 и S може да се осъществи на място (*in situ*). Установките и необитаемите апарати на които е монтирана полимерна лента, т. нар. полимерен модул, се спускат в сероводородната зона до максималната дълбочина на Черно море неколkokратно, при което се извършва избирателна абсорбция на двете форми на сероводорода. Подводният апарат, след изчерпване на мисията, изплува на повърхността на морето, където се поема от плаващия завод. Полимерният модул (сорбент) се демонтира и преминава през плазмен регенератор, където сорбираните форми на H_2S преминават в разтвор и възстановеният полимерен модул се спуска отново в морето. Разтвореният H_2S преминава през херметически затворена плазмена камера, откъдето се отделят H_2 и S.

Неограничените запаси на H_2S в Черно море се явяват важно предизвикателство към съвременните технологии за получаване на нов тип енергийни суровини, какъвто е H_2 и съпътстващите го продукти (S). Оценката на запасите на H_2S ресурси възлиза между 2.88 до 4.18 млрд. тона, или 169–245 млн. тона H_2 и 2,7–3,9 млрд. т. S.

Нови/нетрадиционни енергийни източници на природен газ се явяват природните газови факели. Предварителните оценки на мащабите на газоотделяне показват, че ежегодно от дъното на Черно море се отделят около 150 млрд. m^3 метанов газ. Отделящият се природен газ от дъното преминава през водния слой и попада в атмосферата, където се явява сериозен замърсител и стимулира разрушаването на озоновия слой. Освен като поисков признак за търсене на нефт и газ, газовите факли могат да се разглеждат и като самостоятелен нискодебитен енергиен ресурс.

Изучаването на мащабите на газоотделяне ще доведе до създаването на нови решения и технически средства за каптиране и транспортиране на природния газ.

Освен за добив на газ, газовите извори могат да служат и за изграждане на геодинамични полигони за ранно оповестяване на земетресения, особено в сеизмоактивните райони като Калиакренско–Шабленската сеизмична зона, където епицентровете на земетресенията се разполагат в морето.

Несъмнено предлаганите енергийни коридори ще допринесат за енергийната обезпеченост и сигурност на Балканите. Следва обаче да се има предвид огромния потенциал на нетрадиционните ресурси на Черно море, чието изучаване и усвояване ще обезпечи енергийното бъдеще на Европа.

17. Биологични процеси в океана. Основни компоненти на биосферата

*Сред останките от хипотези са се запазили
само точно описаните наблюдения
и факти и онези обобщения,
които са добре обосновани от фактите.
Жорж Кювие (1769–1832)*

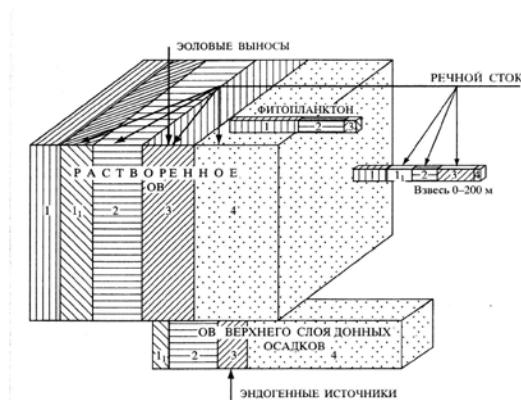
*Вода, ти не си необходимост за живота
– ти си самият живот.
Антоан дьо Сент-Екзюпери (1900–1944)*

Световният океан е най-обширният биотоп на Земята, в който е съсредоточена голяма част от нейната биосфера – съвкупността от всички живи организми. Морската биосфера е възникнала милиарди години преди наземната. Тя включва в себе си растения, животни и бактерии.

Водите на Световния океан са богати на минерални вещества (табл. 17.1), разтворени газове и органично вещество (фиг.17.1), необходими на живите организми и те представляват благоприятна среда за протичане на биологичните процеси поради голямата устойчивост на параметрите на природната среда.

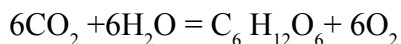
Табл. 17.1. Съдържание на биогенни елементи (N, P, Si), органично вещество ($C_{\text{орг.}}$) и първична продукция (ПП) в някои морета (по Максимова, 2004).

Море	ПП gC/m ² /год	$C_{\text{орг.}}$ mg/l	Азот мин+орг, mg/m ³	N мин, %	Фосфор мин+орг, mg/m ³	P мин, %	Силиций Si, мин, mg/m ³
Азовско	270	6,5	87+1003	8	7,4+65,4	10	640
Аралско	10	2,3	60+320	16	3+20	13	510
Балтийско	100	5,0	30+215	12	18,5+16,5	53	-
Бяло	38	3,5	32+363	8	21,2+13,9	60	622
Каспийско	229	6,0	118+530	18	27,1+25,8	51	1200
Черно	120	2,7	950+210	82	199+29	69	5900
Св. океан	170	1,5	-	78	-	95	-

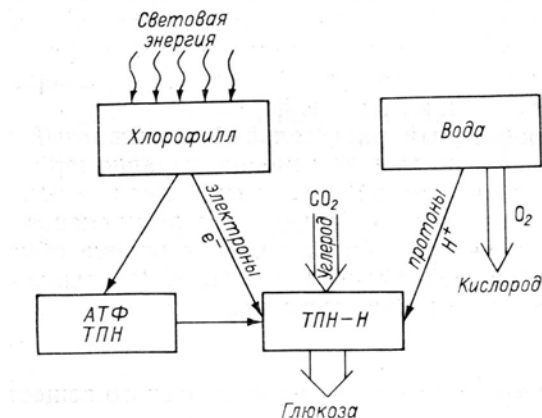


Фиг. 17.1. Съотношение на масите на различните форми на органично вещество (ОВ) в океана: 1–белтъци; 1₁–аминокиселини; 2–въгледороди; 3–липиди; 4–хуминови вещества (Беляева, 2004)

Цялата сложна и разнообразна жизнена дейност на Земята се основава на биохимичния процес фотосинтеза, създаваща в растенията органично вещество от неорганично.



В зърната на хлорофила под действие на слънчевата енергия се образува глюкоза и се отделя кислород. За реакцията е необходима и енергия от слънчевото излъчване, равна на $29 \cdot 10^5 \text{ J}$ (690 ккал). Светлинната слънчева енергия се превръща в химическа, която се използва от клетките, а зеленият пигмент хлорофил служи за катализатор на процеса. Поглъщайки фотони хлорофилът възбужда свободни електрони, които служат за построяване на редица междинни вещества като аденозинтрифосфат (АТФ) и трифосфопиридин (ТПН) (фиг. 17.2). Освен въгледороди и кислород при процеса фотосинтеза се образуват още мастни киселини, аминокиселини и др.



Фиг. 17.2. Схема на процеса фотосинтеза.

Най-пригодна за живота на растенията е евфотичната или осветена зона на океана, която достига до средна дълбочина 200 метра. Дисфотичната или сумрачна зона достига дълбочина до 1000–1500 м и в нея все още се среща най-дребният планктон - нанопланктонът. Афотичната зона, която е разположена на още по-голяма дълбочина е лишена от светлина и растителни организми.

Противоположен процес на фотосинтезата е дишането при животните, при което органичното вещество се окислява и се освобождава въглероден диоксид, вода и енергия.

Отмрелите организми в океана се подлагат на процес на разлагане, при който органичното вещество се връща отново във водата.

Между живите организми и свойствата на морската вода се е установила неразривна връзка като най-важните фактори за живота са солеността и температурата.

Солеността на окръжаващата вода влияе на осмотичното налягане на течностите в живите организми. Морските организми притежаващи органи, които могат да регулират осмотичното налягане са способни да живеят в широк диапазон на изменение на солеността и се наричат еврихалинни, за разлика от стенохалинните, които живеят в условия на малки изменения в солеността.

За голяма част от морските и пресноводни организми съществува критична стойност на солеността от 5–8 ‰. Морските не могат да живеят при по-ниска соленост от тази, а пресноводните – при по-висока.

Някои животни загиват при понижаване на солеността под 28 ‰ – корали, главноноги, бодлокожи, а други загиват, ако солеността е по-голяма от 2 ‰ – земноводни, някои видове риби. Ниската соленост намалява видовото разнообразие, но това не винаги означава намалена биопродуктивност – възможно е малко видове да са представени от множество индивиди. Промените в солеността намаляват и размерите на много организми, поради по-бавен растеж и по-кратък живот в изменените условия на средата.

Температурата на окръжаващата вода оказва голямо влияние на процесите на обмяна на веществата в организмите и на тяхното поведение и разпространение. Областта на високите температури в тропическите и екваториални ширини се отличава с голямо видово разнообразие, което намалява в посока към полюсите. При това някои видове като корали, летящи риби и други се срещат само в тропически води.

В количествено отношение тропическите области са много по-бедни на живи организми в сравнение с умерените и субполярните. Биомасата в горния слой на океана при по-високите ширини в десетки пъти е по-голяма от тази в тропиците. Причината е в подема към повърхността на обогатени с биогенни вещества води от голяма дълбочина (явлението ъпуелинг), докато в тропичните зони водните слоеве са устойчиви почти през цялата година и в тях намаляват биогенните вещества. Повечето тропични видове могат да понасят температурни изменения в много тесен интервал: 34–37 °C. Те са стенотермни, за разлика от евритермните, които могат да оцелеят при температурни разлики от 0 до 50 °C.

Специфична особеност на живота в океанските дълбочини е високото налягане. Дълбоководните животни издържат на огромни налягания, тъй като голяма част от техните тела представляват практически несвиваеми течности.

Морските животни изразходват по-малко енергия от сухоземните за преодоляване на силата на тежестта и могат да достигнат до огромни размери (китове, китови акули, калмари и др.). Същевременно, поради наличието на по-малко количество кислород във водата в сравнение с атмосферата голяма част от обитателите на океана са студенокръвни и жизнените процеси при тях протичат с по-малка интензивност в сравнение с животните на сушата.

В зависимост от характера на разпространение на морските организми, се отделят няколко участъка на морското дъно – литорал, сублиторал, епибатиал, батиал, абисал, ултраабисал.

Литоралната зона съвпада с приливно-отливната, а сублиторалната обхваща шелфа до 200 м дълбочина. Епибатиалът достига до 250–500 м и се разполага на континенталния склон. Тези три зони образуват неритичната област.

Батиалната област обхваща континенталното подножие и абисалните котловини, а ултраабисалът се разполага в дълбоководните падини и е почти лишен от живот.

Количеството органично вещество, създавано от организмите за единица време се нарича обща биологична продуктивност.

Продукцията е общият прираст на биомасата на всички организми за определен период от време. Тя се разделя на първична, вторична и крайна.

Първичната продукция се произвежда от растителните организми и се изразява в тегловна единица усвоен на единица площ въглерод С. Първичната продукция в Световния океан е неравномерно разпределена (фиг. 17.3).



Фиг. 17.3. Разпределение на първичната продукция в Световния океан в $\text{mgC}/\text{m}^2/24\text{h}$: 1 – >250 ; 2 – $250\text{--}100$; 3 – <100

Вторичната продукция се образува от безгръбначните животни, а крайната продукция в океана е прирастът на биомасата на рибите, рептилиите и морските бозайници.

Продукцията на фитопланктона, който фотосинтезира в Световния океан се оценява на 550 млрд. т./год; на зоопланктона, развиващ се на базата на фитопланктона—на 56 млрд. т./год.; а на нектона—риби, китове и други активно придвижващи се животни—на 0,2 млрд. т./год.

Плаващите обитатели на водите и на тяхната повърхност се наричат пелагични организми.

18. Биологични ресурси на Световния океан. Планктон, нектон, бентос, марикултури

*Най-висшето добро е като вода.
Водата дава живот
на десетки хиляди неща
и никога не пресъхва.
Лао Дзъ (VI в. пр.Хр.)*

*Черно море
Там в далечината
морето гали небесата.
Делфини скачат във водата
сякаш слязла е дъгата,
а красиви златоперки
мятат шарени дантелки.
Морски кончета препускат тук-таме,
играят си на криенища те.
Наталия Димитрова IV клас*

Според Аристотел Земята е обитавана от 518 вида животни, 4336 вида животни е описал Карл Линей, а до края на XIX в. са били известни 415 600 вида.

Понастоящем са описани 953 434 животински вида от общо 7,77 млн вида, които обитават планетата Земя. Представителите на растителния свят са около 298 000 вида, от които в каталозите са описани 215 644 вида. Гъбите се оценяват на 611 000 вида, водораслите – на 27 500 вида и 36 400 вида са едноклетъчните организми. Общо нашата планета по данни на Census of marine Life от 2012 г. е населена от около 8,7 млн. биологични вида, от които 6,5 млн. вида обитават сушата и 2,2 млн. вида – водната среда.

Разнообразието, което съществува в животинския и растителния свят се дължи главно на Световния океан, тъй като в него се е зародил живота. Сухоземните видове растения и животни обаче са неколkokратно повече от водните, поради многократно по-разнообразните екологични условия на сушата, създаващи значително по-големи възможности за видообразуване особено при покритосеменните растения и насекомите.

Около 60% от всички отдели и класове растения (главно водорасли синьозелени, червени, златисти, харови, пирофитови, кремъчни), които са общо 12 000 вида живеят във водата. Цветните растения в океана са 30 вида. От 40 типа животни само един на първичнотрахеите (онихофори) няма представители във водна среда, а от 100 класа животни освен единственият клас на първичнотрахеите само още един е изцяло сухоземен – този на многоножките (мириаподи). В Световния океан са установени около 120 000 вида животни.

Биоразнообразието в Световния океан е представено от около 250 000 вида морски организми, обхванати в Световния регистър на морските видове (WORMS). Предполага се, че предстои да бъдат открити още около 750 000 вида морски организми без бактериите и вирусите.

Живи организми се срещат и в екстремни условия 520 вида са ултраабисални животни (на дълбочини по-големи от 7 км) от тях: 5 вида са риби, 17 вида – мещести, 25 вида – погонофори, 26 вида – гъби, 50 вида – червеи, 60 вида – мекотели и бодлокожи, 117 вида – ракообразни, 120 – първаци. Под ледовете на Антрактида са установени: морски таралежи, звезди, паяци, ракообразни, мещести, мекотели, морски краставици, гъби и риби. Под ледения щит на Антарктида с дебелина 1,7–4,3 км са открити отпечатъци от папрати иглолистни и широколистни дървета и каменни въглища.

В зависимост от начина на живот морските организми се разделят на три групи: планктон, нектон и бентос.

Към планктона се отнасят организми, които нямат органи за активно движение във водата. Тук спадат едноклетъчните водорасли (фитопланктон), различни дребни животни (зоопланктон), както и личинките на много видове риби и бързгръбначни.

Групата на активно плаващите животни (риби, китообразни, калмари, морски костенурки и др.) се отнася към нектона.

Обитателите на дъното се наричат бентос. Тук спадат прикрепените към дъното водорасли (фитобентос) и животни – корали, морски гъби (зообентос), както и пълзящите и заравящите се в морските отложения – ракообразни, молуски, иглокожи, червеи и др.

Към морската фауна спадат едноклетъчните зоопланктонни видове, телата на които често са разположени в карбонатни или силикатни скелети–фороминифери, радиоларии и др. Най-

примитивните многоклетъчни животни са морските гъби, които водят неподвижен начин на живот и имат размери от няколко милиметра до метър.

Към мешестите се отнасят медузите, сифонофорите, ктенофорите, актиниите, коралите. Важно звено в хранителната верига са червеите – (5300 вида), и мекотелите – (6200) вида – гастроподи, бивалвии, главоноги. Иглокожите (морски звезди, таралежи и др.) са около 50 000 вида, а висш тип безгръбначни са членестоногите (около 20 000 вида), ракообразните представляват 90% от масата на зоопланктона в Световния океан.

Към морските гръбначни организми спадат рибите, рептилиите и морските бозайници.

От 550 семейства с 20 000 вида риби от промишлен интерес са 9 семейства – селдови, трескови, мерлузови, сафридови, скумриеве, анчоусови, мойва, тунцови, камбалови. Повече от 50% от годишния световен улов, който възлиза на 90 млн. т. се реализира от 20 вида риба.

Към морските рептилии спадат морските костенурки, игуаните, морските змии и някои видове крокодили.

Морските бозайници обхващат китообразните, (китове, делфини), сиреновите (ламантини, дюгони) и ластоногите (тюлени, моржове, морски котки и др.). Предполага се, че китообразните са се преселили от сушата в океана преди около 70 млн. г. Хищническият улов на китове и делфини през втората половина на XIX в. и началото на XX в. (над 2 млн. бр. кита) е наложил вземането на мерки за опазване на техните популации.

За увеличаване на естествената продуктивност на морето се пристъпва към изкуствено култивиране на морски организми – изграждане на марикултури. Досега успешно са отглеждани редица видове организми – черна мида, съомга, калкан, ракообразни и др.

Черно море

Черно море е обитавано от около 2000 вида животни и над 1000 вида растения, свързани със сложни връзки и взаимоотношения. Повечето от животните имат средиземноморски произход, а само малка част от обитателите на Черно море живеят в него от древни геоложки епохи. В Българската акватория на Черно море живеят 2 450

вида и разновидности морски и бракични организми.

Водната маса на Черно море се обитава от пелагични организми: планктон и нектон, а морското дъно е населено от бентосни организми – водорасли, някои висши растения, различни безгръбначни и риби.

Планктонната алгофлора в Черно море се отличава със значително разнообразие, което се дължи на многообразните биотопи, различаващи се по своята соленост, температурен режим, биогенно подхранване, турбулентен водообмен. Преобладават отделите *Bacillariophyta* и *Dinophyta*.

Бактериите (*Bacteriophyta*) в морските басейни се срещат във водната маса до най-големи дълбочини, включително и в дънните утайки. Живеят при наличие на кислород (аероби) и при липса на този газ (анаероби). При нищожните си размери (повечето около 0,001 мм) имат относително много голяма повърхност, поради което обмяната на веществата е интензивна и проявяват висока физиологическа активност.

Едни от бактериите са хетеротрофни (хранят се с готова органична храна). Такива са преди всичко сапрофитните бактерии, които играят много важна роля в природата, като разлагат трупове на мъртвите организми и изобщо органичната материя и ги превръщат в минерални, неорганични вещества, с което ги правят достъпни за ново усвояване от растенията. Други бактерии са автотрофни – получават необходимата им енергия чрез фотосинтеза или хемосинтеза. Към хемосинтетичните спада бактерията микроспира (*Microspira aestuarii*), която разлага сулфатите в черноморската вода, при което в морето се получава отровният газ сероводород.

Бактериалните процеси в Черно море имат огромно значение при формиране на съвременния му режим. Над 90 % от обема на Черно море се намира в границите на анаеробната зона.

Фауната на Черно море видово е приблизително 3 пъти по-бедна от тази на Средиземно море.

От рибите, които са 103 вида промишлено значение имат трифоната, моруната, есетрата, пъстругата, селдата, хамсията, кефалът, сафридът, скумрията, калканът, паламудът и карагьозът.

Бозайниците в Черно море са представени от три вида делфини и единични екземпляри на обикновения тюлен.

Зоопланктонът на Черно море обхваща представители на почти всички групи животни—от едноклетъчните до рибите.

Типът на едноклетъчните е представен с един вид камшични—ноктилука милиарис (*Noctiluca miliaris*)—и с около 20 вида ресничести (*Infusoria*). Ноктилуката е най-обилна в повърхностния слой през лятото, когато се размножава и причинява светене на морската вода. През останалите сезони също е доста многочислена, но се концентрира на дълбочина 15–25 м.

От ресничестите в черноморския планктон се срещат преди всичко представители на тинтиноидите (*Tintinnoidea*)—типични планктери (планктонни организми), чието тяло е скрито в чашковидна къщичка. Най-често срещани са видовете *Tintinnopsis campanula*, *T. beroidea*, *Cytarocilis helix*, *Tintinnus subulatus*.

Много по-редки са някои видове амеби и камшичести.

Копривните мешести животни (*Cnidaria*) са представени сравнително добре, като много обикновени са хидромедузите подокорине (*Podocoryne carnea*), сарзия (*Sarsia tubulosa*) и обелия (*Obelia sp.*). В някои свързани с морето бракични водни басейни през летния сезон се развива масово блакфордията (*Blackfordia virginica*), а понякога мъоризията (*Moerisia maeotica*). Много често в Черно море се среща белодробната (*Pilema pulma*) (фиг. 18.1) и ушатата (*Aurelia aurita*) медуза.



Фиг. 18.1. Медуза—*Rhizostoma pulma* (Клисуров, 2008)

Гребенестите мешести животни са представени от видовете *Pleurobrachia pileus*, *mnemiopsis Laydi* (фиг. 18.2), *Beroe ovata*.



Фиг. 18.2. Ктенофора – *mnemiopsis Laydi* (Клисуров, 2008)

В планктона на Черно море са застъпени и червеите, от една страна, с ротаториите (*Rotatoria*), представени от малко видове, главно бракични обитатели (*Keratella cochlearis*, *Synchaeta baltica* и др.), от друга – от трохофорните ларви на прешленестите червеи (*Annelides*).

Ракообразните (640 вида) са най-важната съставка както на черноморския (фиг. 18.3), така и на океанския планктон. Те съставляват 70–90 % от биомасата му и са представени предимно от веслоноги рачета и водни бълхи. Веслоногите рачета (*Copepoda*) изграждат основната маса на зоопланктона, тъй като поддържат висока плътност почти през цялата година. Едни от тях се срещат постоянно, но други (каланусовите рачета) като по-топлолюбиви обитават само през лятото повърхностния 10–20 метров слой. Сред тях най-обикновен е видът центропагес кръойери (*Centropages kroyeri*), чиято биомаса понякога достига до 30–40 % от зоопланктона. Студенолюбивите видове, разпространени предимно в северния Атлантис и свързаните с него морета, в Черно море се срещат само през зимните месеци.



Фиг. 18.3. Ракообразно—*Callinassa pestai* (Клисуров, 2008)

Дънната флора на Черно море се разделя на макрофитобентос, съставен от макрофити (зелени, кафяви, червени водорасли и морски покритосеменни растения) и микрофитобентос, съставен от микрофити (бактерии, синьозелени и кремъчни водорасли, гъби).

Бентосната растителност в Черно море покрива скалите, подводните съоръжения, тинестото и пясъчно-черупчесто дъно на крайбрежната зона в плътна покривка, която се прекъсва само от неблагоприятни условия за развитие. Представена е от червени (*Rhodophyta*), кафяви (*Phaeophyta*) и зелени (*Chlorophyta*) водорасли.

Долната граница на разпространение на растителната покривка на Черно море (фитал) се спуска до 80–90 м дълбочина.

Голямото натрупване на водораслото филофлора има в северозападната част на Черно море, наречено “филофорно поле на Зернов” (открито е от С. А. Зернов през 1908 г.). През последните години поради замърсяване на морето площта на филофорното поле намалява.

Зообентосът обхваща представители на всички групи животни (650 вида червеи, 200 вида мекотели). Според размерите си бентосните животни се делят на макробентос, мезобентос и микробентос, чиито размери са съответно над 1 мм, от 0,1 до 1 мм и под 0,1 мм.

Разпределението на бентосните животни е подчинено на строга закономерност, която определя разпространението на отделни видове в зависимост най-вече от характера на грунта и дълбочината. Така се стига до обособяването на отделни съобщества биоценози от бентосни животни.

Отличават се биоценози на литоралната зона (супра-и псевдолиторал, инфралиторал), на мидиевата тиня (30–80 м) (*Mythilus galloprovincialis*), на фазеолиновата тиня (60–130 м) (*Modiolus phaseolinus*) и др.

Бентосът обитава дъното до дълбочина 130–160 м, т.е. до горната граница на сероводородната зона и само близо до Босфора долната граница на обитаване се спуска до 175–200 м. Общата площ на дъното на Черно море, населено с бентосна фауна съставлява 23 % (фиг. 18.4).



Фиг. 18.4. Актиния—*Actinia aequina* (Клисуров, 2008)

През последните десетилетия в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие и на шелфа бяха прокарани стотици сондажи и бе получено значително количество ядков материал, което дава представа за разпределението на биогенния материал (главно черупки на мекотели) по площ и по мощност на дънните седименти. Изчислено е ежегодното количество биогенно вещество, което постъпва в средната и горната част на шелфа—448500 т, в това число 404900 т карбонати, 11900 т силикати и 31700 т органичен въглерод. Екстраполирането на тези резултати за целия шелф на Черно море (101500 км²) позволява биогенната седиментация на шелфа да бъде оценена на 5168000 т/год.

Биогенната седиментация в дълбоководието се реализира основно от първичната продукция на фитопланктона в повърхностния слой, където осветлението и наличието на биогенни соли осигуряват процеса фотосинтеза. Годишната първична продукция на фитопланктона

в Черно море се оценява на 129 млн. т. сухо тегло. Една част от първичната продукция се минерализира, а друга част се включва в хранителните вериги на по-висши организми–риби (фиг. 18.5) и бозайници, като в крайна сметка също се минерализира.



Фиг. 18.5. Илария–*Liza saliens* (Клисуров, 2008)

19. Международен правов режим на морските пространства. Исклучителна икономическа зона на Република България в Черно море

*Човекът ще се земе с преригистрирането
на планините и реките и с помощта
на машините ще променя посоката на реките
и ще създава нови правила за океаните.
Лев Троцки (1879–1940)*

*Океанът обединява човечеството
и е неговата единствена надежда.
Както никога досега дълбок смисъл
придобива пословицата:
„Всички ние сме на една лодка”
Жак-Ив Кусто (1910–1997)*

Морската дейност на държавите зависи от съществуващите международни отношения. Световната морска политика определя процеса на експлоатация на природните ресурси и осъществяването на изследователска дейност в Световния океан. През последните десетилетия се засилва необходимостта от правно регламентирани дейности в океана и морските пространства.

Международното морско право включва система от принципи и норми, определящи правовото положение на морските пространства и регламентира междудържавните отношения относно мореплаването, използването на живи и неживи ресурси, научните изследвания и други дейности в мирно и военно време.

В исторически план първоначално суверенитетът на държавите се е простира над морските пространства на разстояние един топовен изстрел от брега. Впоследствие в стремежа си към придобиване на ресурси държавите увеличават териториалното си море до 12 морски мили (nm) 1nm = 1852 м навътре от изходните линии, които представляват линиите на най-големият отлив от брега и правите линии, които съединяват крайните точки на заливите.

През 1982 г. Третата конференция на ООН по морско право е

приела нова конвенция за използване пространствата и ресурсите на Световния океан от всички държави. Съгласно нея главен критерий за правовото разграничаване на морските пространства е границата на разпространение на суверенните права на крайбрежните държави върху морските води. Отделят се крайбрежните води (вътрешни и териториални), върху които се разпространява суверенитетът на държавата и води на открито море, където той не се разпространява.

Вътрешните води включват заливите и са част от територията на крайбрежната държава, в която тя има суверенни права. Териториалното море обхваща морския пояс до вътрешните води, който се простира навътре в морето до 12 морски мили (nm) ширина от изходните линии.

Откритото море е предназначено за всички държави, включително тези, които нямат излаз на море. В него свободно може да се осъществяват риболов мореплаване, научни изследвания, полети, изграждане на изкуствени острови. Никоя държава не може да претендира за суверенитет над открито море. Част от него са прилежащата и изключителната икономическа зона.

Прилежащата зона е зона, в която държавата може да осъществява контрол за предотвратяване нарушенията на митнически, имиграционни и др. закони и правила, действащи на територията на държавата или в териториалното море. Ширината на прилежащата зона е не повече от 24 nm от изходните линии.

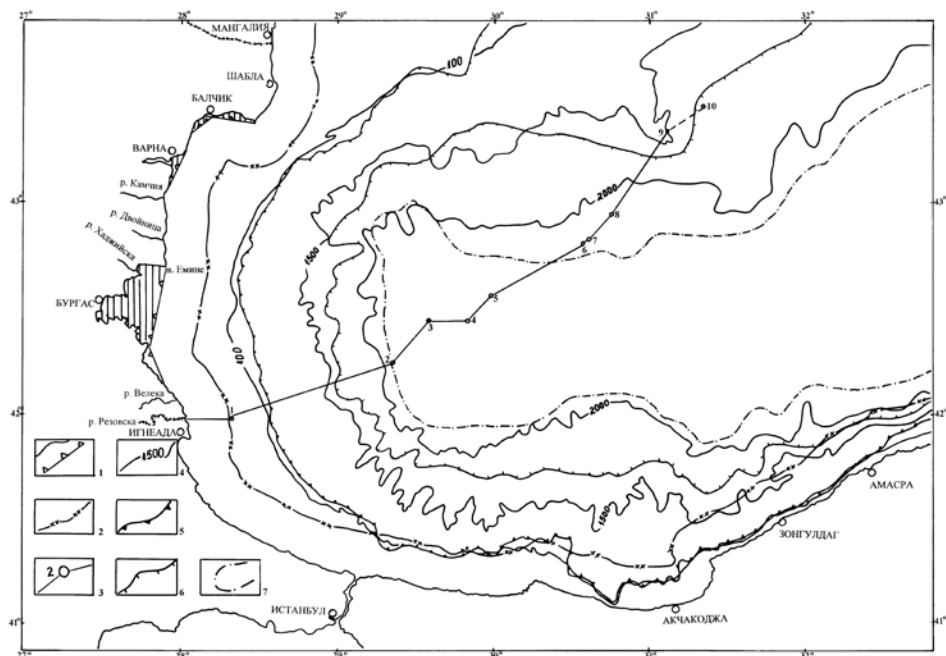
Морското дъно по правов признак се подразделя на дъно на морето под вътрешните и териториални води, континентален шелф и дъно на морето зад пределите на континенталния шелф.

Континенталният шелф включва морското дъно и земните недра, простиращи се от териториалното море до границите на континенталния склон или 200 nm от изходните линии. Той не може да се простира на повече от 350 nm от брега.

Крайбрежните държави осъществяват над континенталния шелф суверенни права при проучване и разработване на минералните и биологичните му ресурси. Никоя държава не може да разработва естествените богатства на континенталния шелф без съгласието на крайбрежните държави.

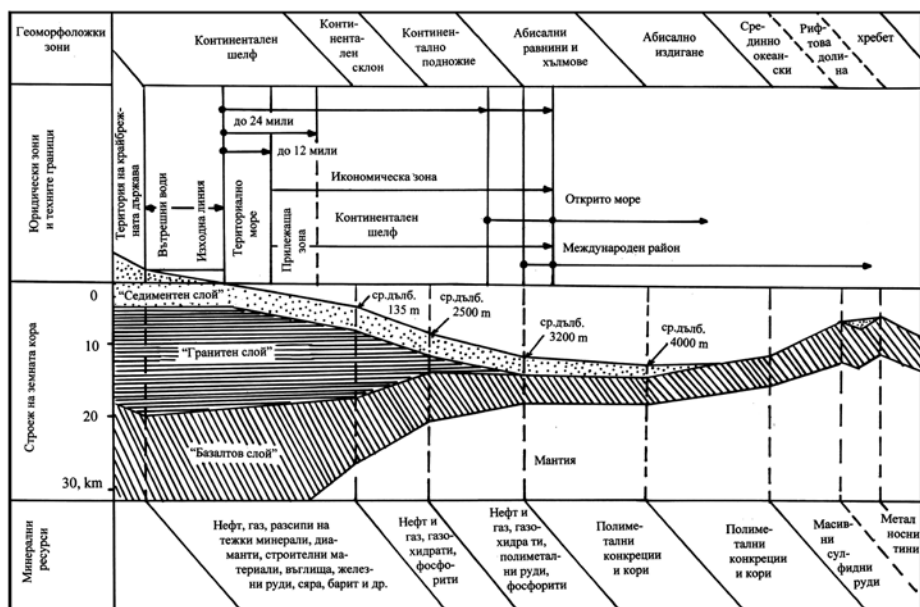
Морското дъно зад континенталния шелф е извън националната юрисдикция. То е общо наследство на човечеството, открито за използване за мирни цели от всички нации.

Изключителната икономическа зона е район с широчина до 200 nm зад териториалното море, който има особен правов режим. Крайбрежните държави имат суверенни права при проучването и експлоатацията на живи и неживи ресурси, а така също при използване на вода, енергия, течения, вятър. Другите държави имат право на мореплаване, полети, прокарване на кабели, тръбопроводи и др. (фиг. 19.1, 19.2), съгласувано с крайбрежните държави.



Фиг. 19.1. Карта на делимитацията на морските пространства между Република България и Република Турция

1—външна граница на вътрешните води; 2—външна граница на териториалното море; 3—морска граница между България и Турция и номера на точките, които я очертават; 4—изобата; морфоложки граници: 5—между шелфа и континенталния склон; 6—между континенталния склон и континенталното подножие; 7—между континенталното подножие и дълбоководното (абисално) дъно



Фиг. 19.2. Принципна схема на делимитацията на морските пространства

Първият Закон за морските пространства на България е приет от Петата сесия на Деветото народно събрание на 08.07.1987 г. (ДВ бр. 55/1987 г.). На 28.01.2000 г. Народното събрание приема Закон за морските пространства, вътрешните водни пътища и пристанища на Р. България (ДВ бр. 12/2000 г.). Съгласно закона вътрешните морски води обхващат водите между бреговата линия и изходните линии, които се прокарват между н. Калиакра, н. Тузлата и н. Екрене; за Варненски залив между н. Св. Константин и н. Иланджик; за Бургаски залив между н. Емине и Маслен нос и между Маслен нос и н. Рохи.

Териториалното море на Р. България се простира на 12 nm в Черно море, върху които тя разпространява суверенитет на площ от около 9 000 km².

Границите на териториалното море с Румъния и Турция преминават по паралела на сухоземните граници.

Прилежащата зона се простира на 24 nm от изходните линии и в нея Република България упражнява контрол срещу нарушаване на митнически, финансови, гранични и санитарни разпоредби.

Исключителната икономическа зона на Република България в Черно море е обявена с указ № 77/07.01.1987 г. на Държавния съвет и се простира на разстояние 200 nm отвъд изходните линии. Външните

й граници трябва да се определят по споразумение със съседните държави. През 1997 г. е сключен договор с Република Турция, предстои сключване на договор и с Румъния.

Понятието „Български сектор на Черно море” е възникнало като следствие от новата политическа география на Световния океан, наложено от конвенцията по морско право от 1982 г. Според този уникален в международните отношения документ всяка крайбрежна държава упражнява изключителен суверенитет или определени суверенни права и юрисдикция върху част от прилежащите и морски пространства, границите на които се определят въз основа на договорите с прилежащите и срещулежащите държави. Изхождайки от тази постановка, Р. България с приетия през 1987 г. Закон за морските пространства упражнява горепосочените права върху част от акваторията на Черно море, която наричаме „Български сектор”. По своя обхват в конкретния случай терминът „сектор” се покрива с юридическите категории, вътрешни морски води, териториално море, прилежаща зона, континентален шелф и Изключителна Икономическа Зона на Р. България в Черно море. Това е така, защото предвид размерите и специфичните очертания на Черно море нито една от прилежащите (Румъния, Турция) и срещулежащите (Украйна, Русия, Грузия) на България държави не би могла изцяло да се възползва от привилегиите дадени и от международното право.

По отношение на континенталния шелф в нашия закон е възприета концепцията за подводно продължение на сухоземната ни територия. Това означава, че континенталния шелф на България включва морското дъно и недрата на подводния район, които са естествено продължение на сухоземната и територия и се разпростират отвъд териториалното море до установените граници с континенталния шелф на другите черноморски държави. По такъв начин юридическата категория „континентален шелф” включва в себе си утвърдените понятия: шелф, континентален склон, континентално подножие.

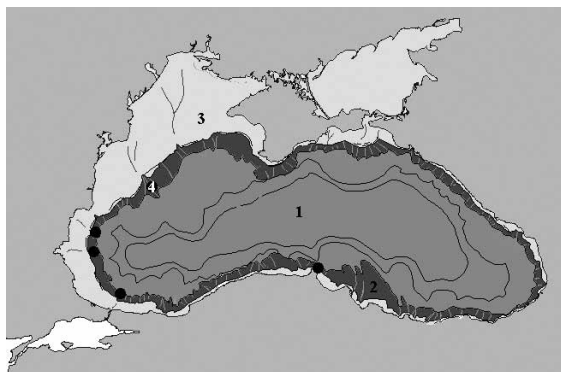
Очаква се при оптимално и взаимно признато договаряне Изключителната икономическа зона на Република България в Черно море да има площ около 35 000 км² или общо подводната територия на България би възлязла на 44 000 км². Площта на отделните морфоложки зони в този български сектор от Черно море се разделя на шелф – 12 380 км², континентален склон – 9 380 км², континентално подножие – 12 970 км² и котловинно дъно – 8 680 км².

20. Древни брегови линии на Черно море и условия за човешко присъствие

*Всеки възприема края на своя кръгзор за край на света...
Цялата истина минава през три етапа.
Първо, смятана е за абсурд.
Второ, тя е насила спирана.
Трето, тя е приета като очевидна.
Артур Шопенхауер (1788–1860)*

*Креативното мислене и технологичните умения се съчетават,
за да родят загадъчната цивилизация
в свещенните земи на днешна България.
Наследството, което ни е оставено от тази уникална култура,
включва най-старото злато на света
и най-древното системно познание.
Еталонните функции на някои от нейните артефакти
разкриват първичната елегантност на зараждащия се научен
подход...
Дали това е зората на Първата истинска цивилизация
или е залез на една велика предшестваша суперкултура?
Христо Смоленов, Христо Михайлов
„Тайното знание на Черноморската Атлантида” (2010)*

През периода 1976–2011 г. по време на национални и съвместни българско–руски експедиционни изследвания с НИК “Академик Орбели” и с НИК „Изследовател”, българско–американски и самостоятелни експедиции с НИК “Академик” и ПОА РС8В беше открита и изследвана древна брегова линия на Черно море с възраст около 8000–9000 г. ВР пред българския бряг, разположена на дълбочини 90–120 м. (фиг. 20.1).



Фиг. 20.1. Палеогеографска схема на старите брегове на Черно море (Димитров, Димитров, 2003) 1. Море-езеро; 2. До-Потопни брегове на Черно море; 3. Черно море след Потопа; 4. Предполагаеми селища преди Потопа

В реализацията на проекта през различно време бяха привлечени известните американски изследователи Уилям Райън, Уолтър Питман, Робърт Балард и Марко Кулен. Те споделяха версията, че геокатастрофалните събития в Черно море преди около 8000–9000 г. ВР отразяват събитията свързани с Библейския потоп (Димитров, 1988; Ryan, Pitman, 1999; Dimitrov, Dimitrov, 2004). Тази хипотеза в течение на годините се превърна в теория. Срещу нея се изправи могъща армия от опоненти. Особено ревностни в отричането на теорията за Потопа, бяха някои български, руски и украински изследователи (Yanko-Hombach, 2007). В тяхна подкрепа се обявиха учени от Канада, САЩ, Турция и Румъния, и др., които отричат основните аргументи за Потопа, а те са следните:

- Наличие на древна брегова линия на дъното на Черно море на дълбочини 90–120 м;
- Образуване на дълбоководни органогенно–минерални утайки (сапропели) и рязката смяна на бракичните моллюсковите съобщества със соленоводни (средиземноморски), като следствие от геокатастрофалното събитие;
- Възникването на сероводородното заразяване на басейна;
- Наличие на твърде оспорвани артефакти

В спорово–поленовите спектри на многобройни сондажи на шелфа е открит запазен полен от видовете *Cerealia-type*, *Centaurea cianus*, *Plantago lanceolata*, *Polygonum ariculare* и др., което свидетелства за началото на културно земеделие по това време.

Едно от най-важните достижения на теорията за Потопа е изключителния интерес на международната научна общност към Черно море. Само през последните 10 години са проведени повече от 30 експедиции, по темата са публикувани над 1000 научни статии и 12 монографии.

Изложените геоложки доказателства за Потопа убедително свидетелстват за изключително по своите мащаби и катастрофални последици събитие. Значителна част от сушата била погълната от бушуващите вълни. Под водата останали старите брегове, които били център на цветуща цивилизация, съществувала до Потопа. Останки от нея днес са намерени по цялото черноморско крайбрежие и са гордост за нашите археологически музеи. Варненският некропол е безспорно най-значителното и сензационно откритие на нашите археолози.

Той е открит през октомври 1972 г. при прокопаване на канал за полагане на кабел в индустриалната зона на Варна. Интересна е историята на това откритие, разказана от покойния вече Иван Иванов, който ръководил тогава разкопките: „Багеристът Райчо Маринов от квартал Аспарухово забелязал закачен за зъбите на кофата предмет. Слиза да почисти кофата и вижда, че е изровил и други предмети. Разбира, че е попаднал на археологически находки. Намерените предмети той предава на уредника на музея в Дългопол Димитър Златарски, който от своя страна алармира варненските археолози и на 3 ноември 1972 г. те са вече на обекта”.

Първоначалният шок от срещата с най-старото обработено злато в света, с най-древната цивилизация, възникнала много преди тези в Месопотамия и Египет, постепенно отшумява. Предстоял къртовски труд – разкопки, класификация, анализи... Варненският некропол дава нови ценни находки за най-старата протоцивилизация. Проучена е площ от 7 500 m², на която са намерени 294 гроба с богат и разнообразен инвентар. Огромното количество златни предмети – над 3 000 броя с общо тегло над 6 kg, озадачава учените. Само в един гроб е открито повече злато, отколкото цялото количество, намерено по света от тази епоха. Намерени са и много медни, кремъчни, каменни сечива, накити от метал, кост, минерали и черупки на средиземноморските мекотели *Dentalium* и *Spondilus* – всичко около 22 хиляди предмета.

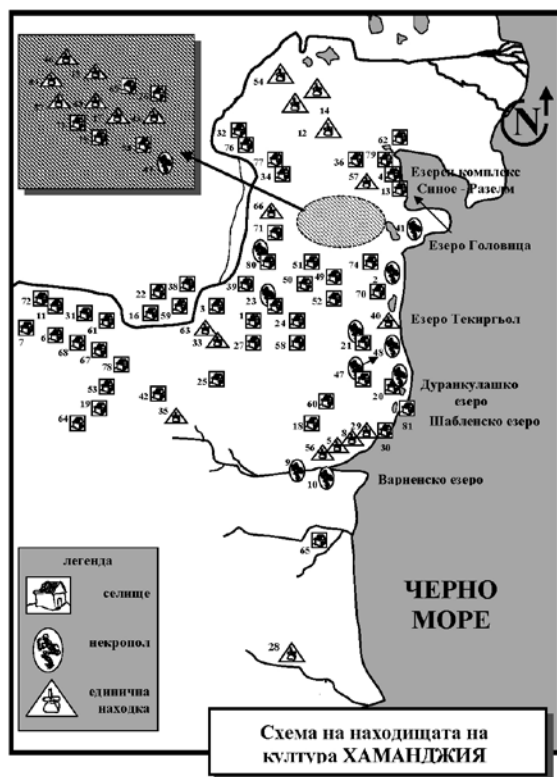
Едва ли тогава, преди повече от 30 години, нашите млади учени са си представяли значението на Варненския некропол за световната

историческа наука. А той е неопровержимо доказателство за съществуващата протоцивилизация по нашите земи, която се датира като допотопна. Следва да се изтъкне, че Варненският некропол не е изолиран случай на подобни находки. Един от най-ревностните защитници на тезата, че нашите земи, и по-точно черноморското крайбрежие, са били център на най-ранната цивилизация в човешката история, е проф. Хенриета Тодорова. Тя изследва праисторията на Североизточна България, ръководи археологически разкопки в районите на Шабла, Дуранкулак, Девня и други места. Резултатите от нейните проучвания са отразени в множество публикации: “Каменно-медната епоха в България”, “Дуранкулак” т. 1, “Новокаменна епоха в България” и др.

Ето какво казва проф. Тодорова в интервю под надслов “Черноморието е най-ранният център на цивилизация в човешката история”: “На много хора не им се ще да повярват, но действително е така. Това личи от социалната структура от V хил. пр.Хр, която отговаря на изискванията на науката, за да бъде формирана една цивилизация, а именно: социална диференциация на населението на бедни и богати, монументална архитектура, царска власт, диференцирано производство и търговски връзки. Праисториците откриват тези елементи най-рано именно по черноморското крайбрежие през последната четвърт на V хилядолетие, т.е. по-рано от Месопотамия, по-рано от всичко, което беше влязло в съзнанието на хората като най-ранна цивилизация. Получи се така, че някъде след 1975–1976 г. противно на възприетите дотогава схващания за ранно и най-ранно ние, българите, представихме още по-ранно. Разбира се, появиха се и опоненти. Обаче разкопките, проведени на няколко много важни обекта—на Варненския енеолитен некропол и селищната могила в Дуранкулак, дадоха възможност по убедителен начин да бъде проследено образуването и развитието на тази праисторическа цивилизация.” Тази култура, наречена култура “Варна”, свидетелства за съществуването на типично морска цивилизация. Тя наистина не би могла да възникне без морето, с което е свързана генетично. От една страна, по крайбрежието се разполагали центрове на рудодобив и металургия на мед и злато (около днешните мини Меден рид, Росен, Сърнешко кладенче и Варна), а от друга страна, около големите административни центрове процъфтяват занаятите. Наред с

обработката на злато и мед значителна роля в развитието на местното общество имали и постоянните търговски връзки в черноморския регион и със Средиземноморието. Само във Варненския некропол са намерени над 12000 черупки от *Dentalium* и стотици от *Spondylus*. По всяка вероятност става дума за най-старите домонетни форми на енеолитното общество. Старите брегове, потопени днес под вода, и бреговете на Варненските езера вероятно са били център на производството на медни и каменни сечива, златни украшения и др.

Тук са преминавали и главните пътища за търговия със северното причерноморие и другите черноморски пристанища. За това свидетелстват находките от 443 медни сечива от Карбуна, на брега на Среден Днестър, и находките от метал на брега на Волга, близо до Саратов. Подобни са и находките от Велке Рашковице в Словакия, където освен близките по форма медни сечива има и златни антропоморфни амулети, подобни на тези от Варна и другаде по българските земи. Многобройни други факти и находки дават възможност да се твърди, че значителна част от Балканския полуостров и Черноморския регион са били обхванати от единна материална и духовна култура (фиг. 20.2).



Фиг. 20.2. Схема на разпространение на култура Хаманджия в Добруджа (VI–V хил. пр.Хр.; автор Т. Димов)

За съжаление изследването на духовната култура през енеолита, както и през другите праисторически епохи, е затруднено от липсата на писменост, която би дала по-голяма информация за изясняване на основните култово-религиозни и битови характеристики на обществото. Почти всички изследователи са единодушни, че между Варненския и Дуранкулашкия некропол съществуват общи белези, които дават сведения за общата духовна култура през тази епоха, а разбира се, и за нивото на материалната култура, за социалното и икономическото развитие.

Вече повече от 30 години въпросите около възрастта на Дуранкулашкия (фиг. 20.3) и Варненския (фиг.20.4) некрополи смущават нашите изследователи.

датировки са 5270 г. пр.Хр.). Струва ни се обаче, че датировките за възрастта на Варненския некропол са значително занижени. По наши данни календарната възраст на находките от Варна следва да бъдат отнесени към VI–V хил. пр.Хр.

Възрастта на откритите досега осем потънали селища във Варненското езеро съвпада с възрастта на некропола. Те показват значителна концентрация на население по тогавашните брегове – вероятно са били групирани около голям административен култов и търговски център, за който може да се предполага, че се е намирал на тогавашните брегове на морето. Находките от злато, мед, кремък, керамика, скални сечива и други, големият им брой, начин на изработка, форма и други белези предполагат наличието на голям център за производство на изделия от мед и злато. Съгласни сме, че става дума за добре организирана общност, стояща високо над родовообщинното общество, която е била на прага на държавната формация, позната като робовладелско общество.

В духа на лансираната теория за Всемирния потоп в Черно море наличието на Варненския и Дуранкулашкия некропол е важна предпоставка за изграждането на цялостна концепция за съществуването на високоразвита цивилизация до Потопа и нейната по-късна миграция.

Дългогодишните изследвания на старите потопени брегове на Черно море и дълбоководните сапропелни утайки, които са резултат на геологическа катастрофа, позволиха да се получат данни за абсолютната възраст на събитието. От контурите на старите брегове и съпоставката им със съвременните, се вижда, че те отстоят от находищата на Варненския и Дуранкулашкия некропол на 50–70 км източно. Очевидно е, че останките върху по-голямата част от територията на съществувалата по онова време цивилизация днес се намират на шелфа погребани под дебел слой тиня. Естествено е да се приеме, че както днес, така и в миналото по-голяма част от населението се е концентрирало покрай бреговете на моретата и океаните. Това му е осигурявало поминък, транспорт, търговски връзки и икономически разцвет.

Основният въпрос е за възрастта на събитието, довело до катастрофални последици за крайбрежието и за съдбата на съществувалата дотогава цивилизация. Многобройните абсолютни датировки, провеждани върху утайки и организмови останки по

радиовъглеродния метод (^{14}C), а те са повече от 100, показват, че Потопът е станал преди 7600 години, считано от днес. С най-висока степен на достоверност следва да се приемат анализите върху долнището на сапропелните утайки.

Върху карбонатните утайки, формирани в условията на сладководно море-езеро, залягат органогенни планктонни утайки–сапропелите. Именно на този контакт, който фиксира началото на Потопа, е определена възраст 8000–7600 години. Тя до голяма степен съвпада с датировките на праисторическата цивилизация от крайбрежието – 5270 г. пр.Хр. Близки по стойности са и определенията за абсолютна възраст по ^{14}C върху молюскови съобщества от *mytilus galloprovincialis* и *monodacna caspia*, които проникват в Черно море след Потопа и са на възраст 8000–6800 г. На шелфа, който е бил арена на драматични събития вследствие на Потопа, определенията по ^{14}C върху черупките на *Dreissena rostriformis distincta*, варират в границите от 11000 до 9000 години. Последните данни вероятно са завишени поради размиването на утайките на шелфа, което ни дава основание да приемем като по-достоверни за начало на Потопа определенията върху долнището на сапропелите, а именно – 8000–7600 г.

Вече стана дума за мащабите на събитието, наречено Потоп, и за последствията от него върху крайбрежието и съществуващата по онова време цивилизация. Пасторалната картина на спокойно плискащите се вълни и ежедневния трудов ритъм е нарушена. Върху тогавашното крайбрежие с неотразима сила се стоварва “божия гняв”. През босфорския праг нахлуват океанските води. Само за едно денонощие нивото на Черно море се повишава с 10–15 см, а брегът отстъпва към сушата с 1 км. Настъпващите вълни помитат всичко по своя път. За около месец старите брегове са изцяло потопени, а оцелялото население търси спасение навътре към сушата. Потопът продължава до изравняване на равнищата на Черно и Средиземно море, след което Черно море бавно напредва към сушата, за да получи днес съвременните си очертания.

За съжаление подводните археологически проучвания се провеждат най-вече в прибрежната част на шелфа, където се разкриват главно останки от Античността.

Съвременният шелф, както вече беше изтъкнато, е разделен на три области, които се отличават по характера на релефа и темповете

на съвременна седиментация, а именно: прибрежна, централна и периферна. Прибрежната област се разполага непосредствено от брега до дълбочини 20–50 м. Именно тук с методите на подводната археология се провеждат проучвания на цивилизациите главно от римско време. Възможно е в бъдеще, с прилагането на нови методи, да се стигне до дешифриране и на по-древни цивилизации. Централната област на шелфа се отличава с изключително високи темпове на седиментация и дебелината на утайките достига до 30–40 м. Това затруднява извънредно много подводната работа на археолозите. Външната, или периферна област на шелфа, където се фиксират древните брегове на Черно море, е изключително благоприятен обект за подводни археологически работи. Тук дебелината на утайките е 10–15 см, в някои случаи те изобщо липсват и на дъното се разкриват плажови пясъци. На сеизмоакустичните записи на периферната шелфова област се фиксират 2–3 вала, които представляват потопени дюнни образувания или брегови барове. Още в края на 80-те години на миналия век, след като бяха диагностирани старите брегове на басейна, допускахме, че именно тук са живели нашите предци. От това време са и нашите усилия за намиране на останки от древни селища в района на старите брегове на Черно море.

От времето на Потопа са изминали почти осем хилядолетия. Или иначе казано, изминали са жизнения си път около 320 поколения при средна продължителност на живота 40–50 години. Преди Потопа хората от неолита са обитавали не само днешното крайбрежие, но и онази част от дъното на морето, наречена шелф, която по онова време била суша. Тя представлявала низина, прорязвана от многобройни реки, които се вливали в тогавашното черноморско езеро. Не само благоприятните климатични условия са били фактори за културен разцвет. Този район е бил богат на полезни изкопаеми, особено на медни руди–суровина за изработка на медни сечива и златни украшения. Изследванията на металите показват, че те имат местен произход.

Далеч от арената на големите климатични трусове черноморското езеро е било оазис на благоденствието. Благоприятният климат, плодородните долини, богатите на риба езерни и речни води са били важна предпоставка за разцвета на човешката цивилизация, т.е. човекът не е бил само търсач на храна, а е опитомявал животни

и е облагородявал растения. Разглеждайки останките от неолитни селища и гробници по днешното крайбрежие, неволно изпадаме във възторг от строителните умения на древните майстори.

Само един поглед върху картата на култура Хаманджия най-важните неолитни и енеолитни селища е достатъчен да ни убеди в значителната концентрация на населението по нашите земи.

Експедиционни изследвания с НИК „Академик”

За илюстрация на изложеното ще приведем резултатите от проведените през периода 15.06.2009–24.06.2009 г. и 27.06–03.07.2011 (фиг. 20.5, 20.6, 20.7). Обхванати са полигоните:

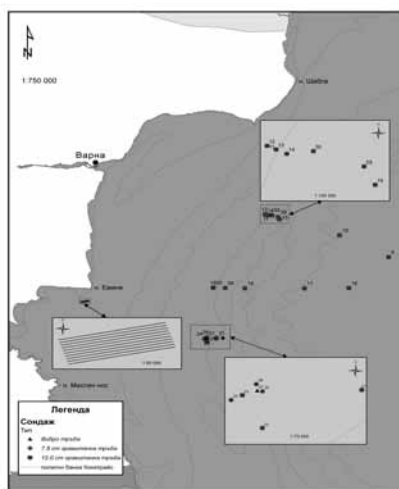
- Полигон „Палеопровадийска”;
- Полигон „Емине”;
- Полигон „Кокетрайс”;

Извършени са следните видове работи:

- Сондиране с гравитационни тръби и вибросонда
- Отбор на проби за датиране на потопените брегови линии на Черно море посредством Оптично Стимулирано Луминисцентно Датиране (ОСЛД);

- Пробоотбор за спорово–поленов анализ и за датиране на потопени брегови линии на Черно море посредством радиовъглероден анализ (^{14}C);

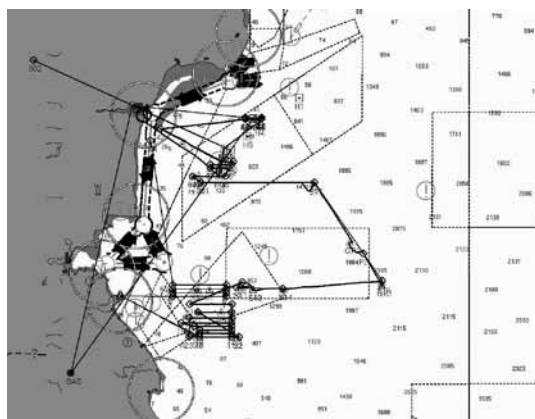
- Изследване на физико-механичните свойства на дънните седименти;



Фиг. 20.5. Схема на изследователските полигони и геоложки станции – 2009 г.

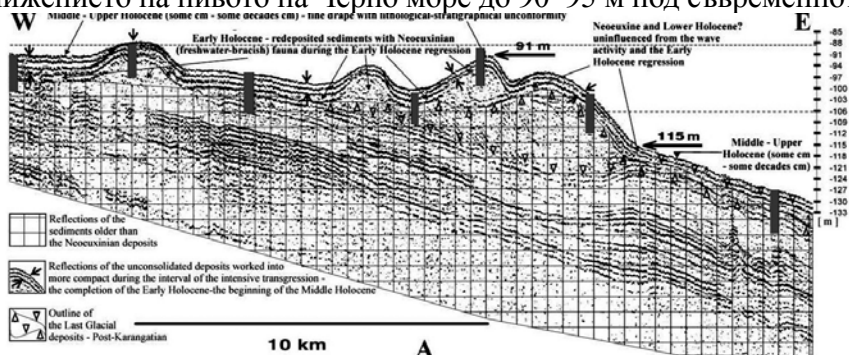


Фиг. 20.6. Схема на изследователските полигони и геоложки станции 2011 г.



Фиг. 20.7. Навигационна карта на изследователски полигони и геоложки станции 2011 г.

- Съставени са карти и разреза, които изобразяват потопени брегови валове и дюни разположени косо до паралелно на бреговата линия (фиг. 20.8). Тези дюни и брегови линии са били създадени вследствие понижението на нивото на Черно море до 90–95 м под съвременното.



Фиг. 20.8. Фрагмент от сеизмоакустичен запис в района на старите брегове и проектни сондажи (профил н. Емине).

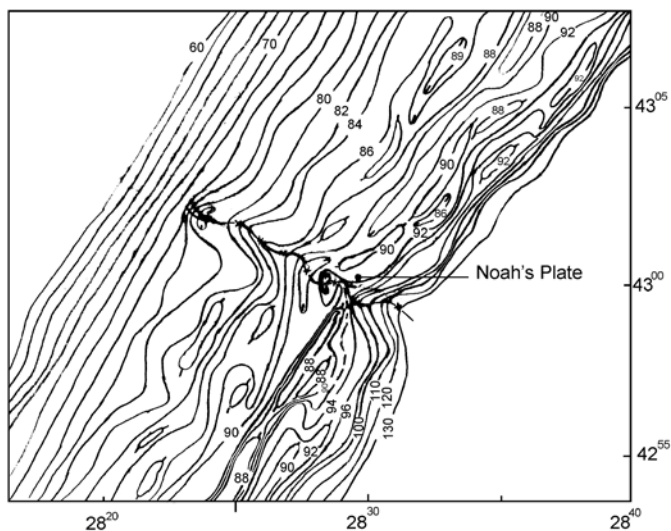
Проби от бреговите дюни бяха получени посредством сондиране с две гравитационни сонди с различен диаметър, както и с вибросонда. Получената ядка се нарязва в геоложката лаборатория на 1-метрови секции.

По време на експедициите с НИК „Академик” бяха получени 39 ядки.

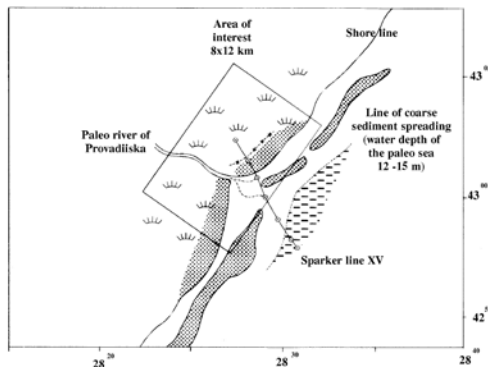
Полигон „Палеопровадийска”

Полигонът „Палеопровадийска” е разположен на периферията на шелфа и горната част на континенталния склон на дълбочини от 80 до 150 м (фиг. 20.9, 20.10) в района на древните брегове на Черно море. Обхваща подводното продължение на устието на р. Палеопровадийска фиксирано по данни от сеизмоакустични проучвания.

През юли 1985 г. тук са осъществени дълбоководни спускания с руския подводен обитаем апарат „Аргус” и са открити предполагаеми следи от човешко присъствие. По време на спускането с ПОА „Аргус” на 16 юли 1985 г. в района на дълбочина 93 м бяха открити следи от селище и некропол.



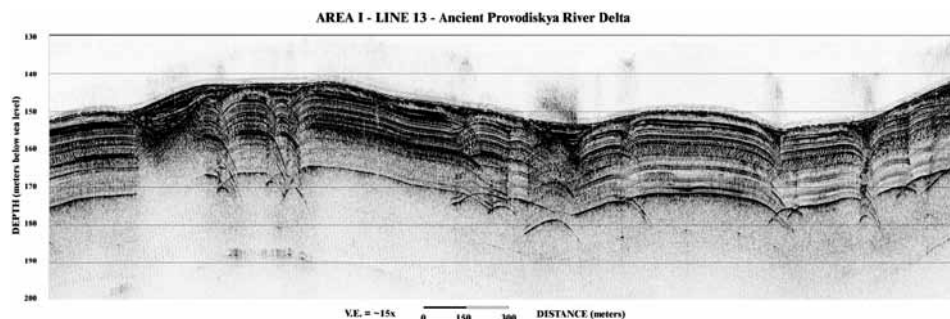
Фиг. 20.9. Полигон „Палеопровадийска” – батиметрична карта.



Фиг. 20.10. Полигон “Палеопровадийска”—схема на древните брегове.

По време на съвместни българско–американски изследвания с НИК „Академик“ през 2001 и 2002 г. в района беше извършена сонарна снимка и профилиране, при които успешно беше проследена палеодолината на р. Провадийска (фиг. 20.9, 20.10, 20.11). В резултат на сонарната снимка са открити 5 аномални обекта, разположени на дълбочини 90–170 м, които ще бъдат обект на диагностика с ПОА „РС-8”.

През юни 2009 г. с НИК „Академик“ на полигона бяха извършени ехолотни и акустични изследвания върху древните акумулативни образувания (валове и дюни). Прокарани са 17 броя сондажи с цел изучаването на дълбоководните и шелфовите утайки за определяне на химичния състав, спорово–поленови спектри, изотопни и радиовъглеродни анализи. Подготвени са литоложки колонки, които характеризират отделните фациални разновидности.

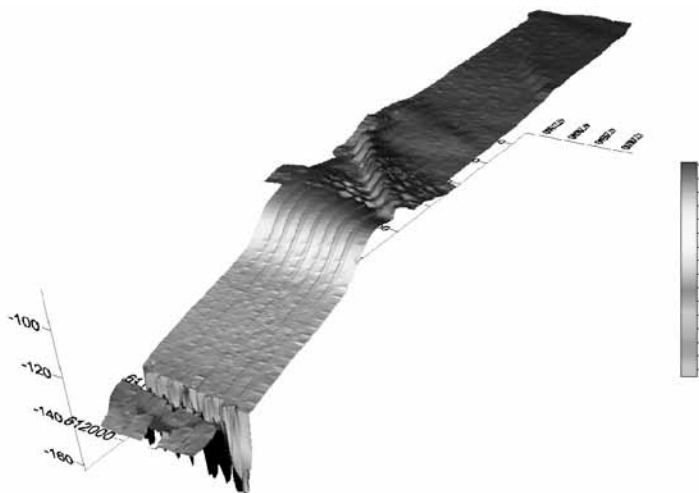


Фиг. 20.11. Полигон “Палеопровадийска” - газови фонтани на дъното.
(Българско-Американска експедиция, м. август 2001 г.)

Полигон „Емине”

Полигон Емине е разположен срещу едноименния нос по профил запад–изток на дълбочини от 70 до 1500 м (фиг. 20.12). Профилът се характеризира с ярко изразена древна брегова линия със серия от брегови валове и дюнни образувания. Целта на изследването беше да се изясни релефа на дъното и да се получат сондажни колонки от плажовите пясъци на акумулативните валове и дюни. Получените ехолотни и сонарни записи свидетелстват за сложна конфигурация на древните брегове на Черно море. В резултат на обработка със софтуер “Sonar Pro 11” беше създадена триизмерна блок–диаграма на древните валове и дюни (фиг. 20.12).

Общо на полигона са прокарани 10 броя сондажи с помощта на гравитачни тръби. Седиментите в тези сондажите са силно уплътнени и примесени със съвременна молюскова фауна. Изключение прави единствено сондаж 27, който попадна в плажови пясъци и е обект на специализирани изследвания.



Фиг. 20.12. Триизмерна блок–диаграма на древните брегове (полигон “Емине”, НИК “Академик 2009”)

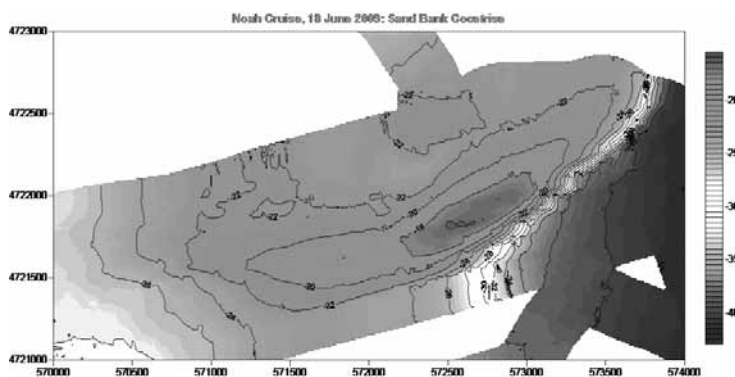
Полигон „Кокетрайс”

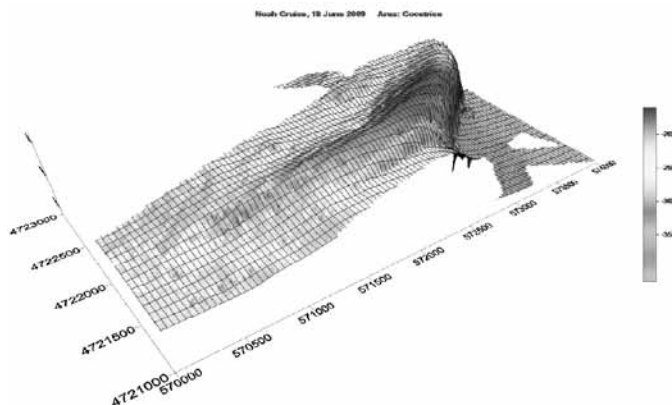
Първоначално интересът към банката се определя преди всичко от огромните обеми пясъчен материал. Детайлните изследвания

върху генезиса на пясъчното тяло, проведени през юни 2009 г. ни дадоха основание да приемем, че банката е формирана в хода на холоценската трансгресия около вероятно неолитно селище.

Пясъчна банка Кокетрайс се намира в североизточната част на акваторията на големия Бургаски залив и отстои на 5,5 км южно от нос Емине и на 15 км източно от Несебърския полуостров (фиг. 20.13, 20.14). В литературата плитчината е получила известност като банка, но в случая става дума за подводна пясъчна коса. Открита е през 1887 г. от английския хидрографски кораб „Кокетрайс“, откъдето е получила наименованието си. През 1887 г. пясъчното тяло е отбелязано като опасно за корабоплаването (минимална дълбочина 9 сажена) и оттогава фигурира във всички карти и лоции. През 1962 г. Хидрографна служба на ВМФ извършва промер и дънно тралене, като отбелязва минимална дълбочина 16,2 м. Системните изследвания върху геоложкия строеж на банката датират от 1975 г., когато специалисти от Геологическия институт на БАН и Комитета по геология провеждат геоложко опробване. По 9 профила са взети 35 геоложки станции, 9 броя технологични проби и е съставена литоложка карта. Изчислени са ориентировъчни запаси от пясъци.

През периода 1980–2009 г. специалисти от Института по океанология при БАН, гр. Варна с научно–изследователските кораби „Изследовател“ и „Академик“ провеждат задълбочени изследвания върху релефа, геоложкия строеж и генезиса на банката. Извършен е детайлен промер по мрежа 150x150 м, геоложко опробване с ударни тръби и дъночерпатели, драгиране, огледи от водолази и хидрофизични измервания.





Фиг. 20.14. 3-D карта на банка “Кокетрайс”

Проведените през м. юни 2009 г. комплексни експедиционни изследвания на банка Кокетрайс позволиха да се получи пълна картина на релефа, геоложкия строеж и произхода на пясъчното тяло.

През 1980 г. в интервала 28,40–28,50 м беше взета проба от *mytilus galloproincialis* за радиовъглероден анализ, която показва възраст около 8 хил. год.

Равнището на Черно море, което по това време „подпира” теригения вток от р. Хаджийска, в резултат на което започва формиране на пясъчни коси. Като допълнителен стимул за образуване на ядрото на банката вероятно е послужило и древно неолитно селище.

Проведените комплексни изследвания върху релефа, геоложкия строеж и генезиса на банка Кокетрайс позволяват да се направят следните изводи:

- Пясъчната банка Кокетрайс представлява система от реликтови пясъчни коси, формирани поетапно в хода на холоценската трансгресия.

- Подхранването с теригенен материал се е извършвало главно от алувия на р. Хаджийска и частично от отлагането на материала от разтоварването на надлъжно бреговия наносен поток.

- Хидродинамичните изследвания показват високи скорости на надлъжно–бреговия поток (до 35 см/s), което води до акумулация, размиване и преформиране на пясъчното тяло.

В заключение следва да се изтъкне, че пясъчното тяло е формирано след геокатастрофалните събития довели до намирането на морското ниво на 40 м под съвременното.

В резултат на проведените проучвания пясъчна банка Кокетрайс беше обявена от МОСВ за защитена местност с цел съхраняване на богатите дънни биоценози и погребаното културно–историческо наследство.

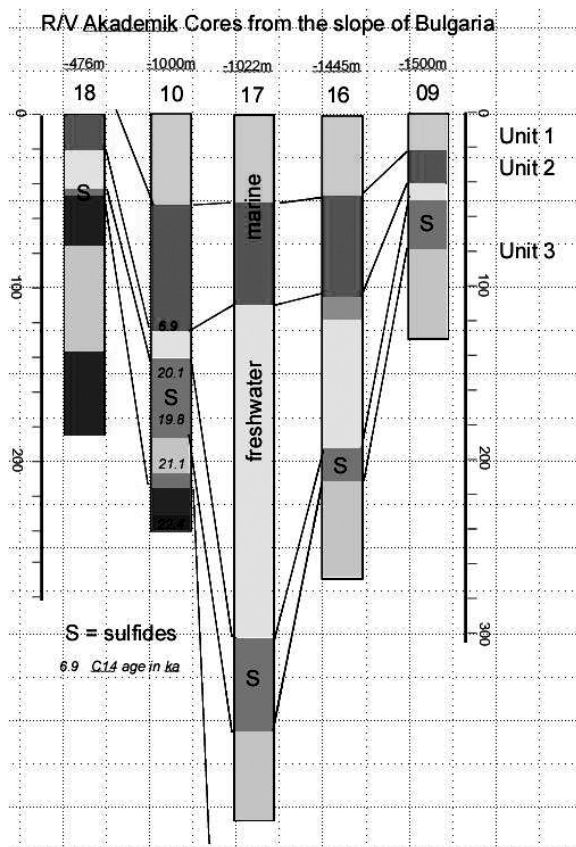
Пробоотбор за спорово-поленов анализ и датиране на потопени брегови линии на Черно море чрез радиовъглероден анализ.

Първите определения на възрастта по ^{14}C са извършени чрез извличане на $\text{C}_{\text{орг}}$ от черупки на черноморска молюскова фауна и $\text{C}_{\text{орг}}$ извлечено от утайки в лабораториите на Института по океанология в Москва и Уудсхолския океанографски институт. Досега са извършени повече от 200 абсолютни датировки, които датират катастрофата в интервала 7,5–9 хил. години ВР.

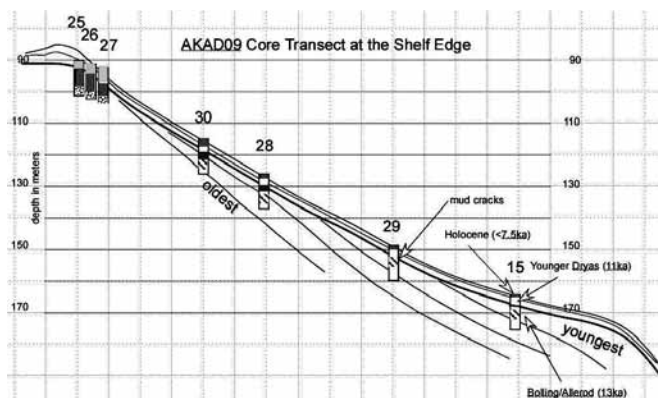
Особен интерес представляват резултатите от ^{14}C , извършени в лабораторията „Маклийн” от Глен Джоунс. Той заложи на новите криогенно–вакуумни методи, които позволяват да се датират 4 хил. проби годишно. Благодарение на разработения от него маспектрометричен ускорител (МСУ), който измерва съотношението устойчив ^{12}C към неустойчив ^{14}C , които се съдържат в пробата. В МСУ въглеродните атоми на пробата се превръщат в плазма. Лишени от електроните си, ядрата им се ускоряват в тунел от 2,5 млн. волта ток, докато достигнат скорост 30 000 км/с. Мощни магнити, настроени на атомни маси 12 и 14 насочват потока към свръхчувствителни детектори, които отчитат тяхната наличност в двете ядра. Този метод позволява да се изследват малки количества проби (до 0,1 mg) за съвсем кратко време. МСУ позволи да се повиши значително точността на метода, както и неговата производителност.

Лабораторията „Маклийн” обработва проби за радиовъглероден анализ ^{14}C взети по време на експедицията Академик 2009. Пробите са взети под ръководството на проф. Уилям Райън. Съдържащите въглерод черупки от *Dreissena* ще бъдат почистени със серия от киселинни промивки, за да е сигурно, че няма никакво органично съдържание, което да изопачи датировките. След това черупките ще бъдат стрити на прах. Тази прах ще премине серия от химични процеси, които да отделят въглерода от пробата. След това въглеродът от пробата ще бъде поставен в ускорителен маспектрометър. Радиовъглеродната датировка се извършва чрез получаване на отношението между ^{12}C и ^{14}C .

Първите резултати получени от радиовъглеродни датировки на Core-10 дадоха възможност да бъде изработен дълбоководен разрез на утайките. Убедително са отделени пресноводни (новоевксински) и морски (холоценски) утайки (фиг. 20.15, 20.16).



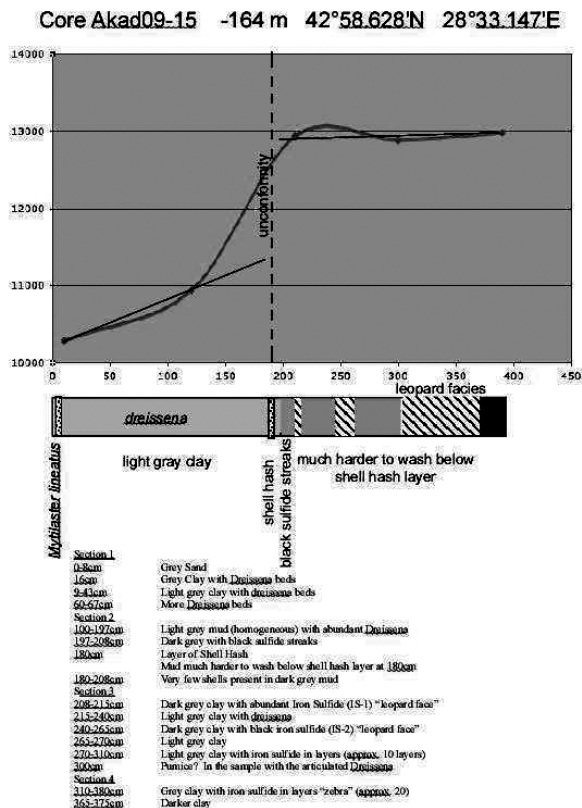
Фиг. 20.15. Геоложки разрез по данни от ^{14}C (НИК “Академик” 2009)



Фиг. 20.16. Обобщен геоложки разрез на шелфа и континенталния склон по данни от ^{14}C (НИК “Академик” 2009)

Очевидно е, че се наблюдава ерозионна повърхност по горната граница на слой III (новоевксин), която свидетелства за значителен размив, в рамките на който се наблюдава и стратиграфски хиатус.

Особен интерес предизвикаха резултатите от радиовъглеродните датировки на Core-15 (фиг. 20.17), откъдето са взети 5 проби. В повърхностния слой 0–9 см с морска фауна представена от *mytiluster lineatus*, *mytilus galloprovincialis* и *Cardium edule*. Анализът по ^{14}C извършен върху черупка от *mytiluster lineatus* показва възраст от 6800 год., докато анализът върху черупки от *Dreissena polymorpha* показва 8600 год. Вероятно повърхностната граница е размивна и отразява катастрофалните събития (фиг. 20.12). Графиката на фиг. 20.17 показва абсолютната възраст, като на оста x е нанесена дължината на сондажната ядка, а на оста y е нанесена възрастта на басейна в хил. години. Инвазията на морски води е настъпила през късния дриас, когато равнището на езерото е било 120 м. Именно тогава в езерото нахлуват средиземноморски води. В потвърждение в това бяха получени уникални резултати, които убедително потвърждават теорията за потопя.



Фиг. 20.17. Графика на радиовъглеродни датировки по сондаж 15 (некоригирани)

По време на експедицията с НИК „Академик“ през юли 2011 г. в сондаж №19 разположен на дюнни образувания на древните брегове на дълбочина 85 м бяха разкрити континентална глина с корени от растения, на 60 см под дъното. Възрастта на двусантиметровата находка определена по ^{14}C (фиг. 20.6) извършен в лабораторията на Колумбийския университет възлиза на 11400 г. ВР. Това на практика означава, че преди близо 12 000 г. на това място е имало суша покрита с растителност. Същевременно датировката на миди (*Cardium edule*) взети над глината (интервал 55–60 см) показват възраст от 7580 г. По този начин категорично се установява, че сушата е била залята с морска вода.

В резултат на проведените експедиционни изследвания с НИК „Академик“ и извършващите се анализи за ^{14}C и ОСЛД в американски

лаборатории са получени следните по-важни резултати:

- Потвърдено е съществуването на древна брегова линия на черноморския басейн, разположена на съвременни дълбочини 90–120 м;

- Изяснен е релефът и характерът на древните брегови форми (валове, дюни), посредством ехолотна и сонарна снимка. Определени са обекти за проучване с подводен обитаем апарат РС-8 и дълбоководни водолазни спускания.

- Установено е, че преди около 12000 г. днешния шелф е представлял суша, която е била залята преди 7580 г. от средиземноморски води.

- В района на древните брегове са съществували благоприятни условия за човешко присъствие

Потопът в Черно море и миграцията на коренното население

Известно е, че потомците на първите хора тръгват от Източна Африка и постепенно заселват цялата земя—в Европа проникват преди 40000 г. през Мала Азия и Балканския полуостров. Кроманьонският човек (*Homo sapiens fossilis*), който почти не се различавал от съвременния, измества и унищожава неандерталския човек (*Homo neanderthalensis*). Последните неандерталци, които се намирили на по-ниско ниво на социална организация са живели до преди 26–28000 г. на територията на днешни Южна Испания и Южна Португалия.

Преди около 30000 г. започва последният ледников период Вюрм III, чийто максимум е преди 18000 г., а преди 10000 г. ледниците започват да се топят и се повишава нивото на Световния океан. Черно море по това време е представлявало сладководно езеро с ниво на 90–120 м под съвременното, за което съдим от съхранените древни брегови линии на тази дълбочина. На мястото на Босфора е протичала река, която се вливала в морето. Анализът на цветния пращец (поленовите спектри), попаднал в черноморските утайки показва, че на границата плейстоцен–холоцен преди 10000 г. климатът се затопля—дотогава преобладава полен от степни треви и бор, а след това се появява полен от широколистни дървета. В седиментационния процес обаче не настана промяна—чак до границата долен–среден холоцен в дълбоководието се утаяват езерни карбонатни утайки (тип зеекрайде, единица III), което доказва, че Черно море е било сладководно езеро. Преди около 8000–9000 г. съгласно хипотезата на българския професор Петко Димитров и на американските

професори Уйлям Райън и Уолтър Питман настъпва геокатастрофа – Босфорският праг се скъсва и солени средиземноморски води като водопад нахлуват в Черно море: започва Всемирният Потоп. По изчисления на изследователи от Института по океанология морското ниво се е покачило от 120 на 35 м под съвременното, нахлули са води с общ обем 31000 км³ и е залята равнинна територия с площ 49000 км². Потопът е продължил няколко години.

На морското дъно вече се отлагат сапропелни тини (единица II), съставени от планктонни организми с високо съдържание на органичен въглерод, достигащо до 18–20 %. Сапропелните тини са свидетелство за масово измиране на организми, поради промяна в солеността на морската вода. Над тях залягат съвременни наслаги – висококарбонатни коколитофоридови тини (единица I), изградени главно от фитопланктон. По време на съвместна българо–американска експедиция, проведена през лятото на 2006 г. бяха взети 13 проби от сондаж №5, разположен на дълбочина на морето 1000 м за радиовъглеродно определяне на възрастта на утайките. За единица I, коколитофоридови тини бяха получени възрасти 1060–3150 г.; за единица II, сапропелни тини – 6420–6910 г. и за единица III, езерни карбонатни утайки – 8650–9170 г. Потопът е протекъл на границата между единици II и III, т.е. границата плейстоцен–холоцен.

Какво се е случило с жителите на потопените крайбрежни равнини, които по това време са били създали център на развита цивилизация, за която съдим от Дуранкулашкия и Варненския некрополи с най-старото обработено злато и не е ли бил потопът момент на пасионарен тласък съгласно теорията на Лев Гумилев за етногенезиса?

Според нас една част от местното население остава на Балканския полуостров, а друга част мигрира през Мала Азия в Месопотамия, отнасяйки спомена за “Морето на смъртта” (Черно море) и създавайки легендата за Потопа. Тя е написана около 1000 г. пр.Хр. на иврит и е широко известна от първата книга на Мойсеевото Петокнижие (Ветхий завет) – “Битие”, гл. 6–9.

На 3.XII.1872 г. сътрудникът на Британския музей Джордж Смит оповестява пред Дружеството по библейска археология в Лондон разчетения от него върху глинени плочки от библиотеката на цар Ашурбанипал в Ниневия “Епос за Гилгамеш”. Епосът е бил написан на акадски език (един от семитските езици) и е представлявал препис на

по-стар оригинал от времето на цар Саргон, датиран на 1750 г. пр.Хр. В епоса се разказва за потопа, но в по-разширена версия, отколкото в Библията. Библейският Ной се среща под две имена: Утнапищи и Атрахазис. Героят Гилгамеш съобщава, че неговата родина е далеч на северозапад. На вавилонска карта върху глинена плочка от VI в. пр.Хр. със стрелка, сочеща на северозапад от Месопотамия е указана родината на прадедите.

Впоследствие са открити още по-стари версии на легендата за потопа на шумерски (несемитски) език. Най-старата е върху глинени плочки от Нипур (2478–2441 г. пр.Хр.), град в Шумер, владян от кутиите. На шумерски език Ной е представен с името Зиудзуду (Зиусудра).

Кои са кутиите и кой е Зиудзуду? Д-р Явор Шопов идентифицира кутиите с народа кути (кутигури, кутригури) – един от основните племенни съюзи на българите. Наставката – гури означава народ, кути е индоарийска форма на думата “куче”, а кутта на хинди също означава “куче”. Вероятно се касае за древен народ с тотем куче.

Милош Сидоров идентифицира името на Зиудзуду с това на митичния родоначалник на българите Зиези, който е записан в Анонимния латински хронограф от 354 г., където се изброяват синовете на Ноевия син Сим - Ким, основатели на народи: “Ziezi ex quo vulgares” – “Зиези, от когото са (произлезли) българите”.

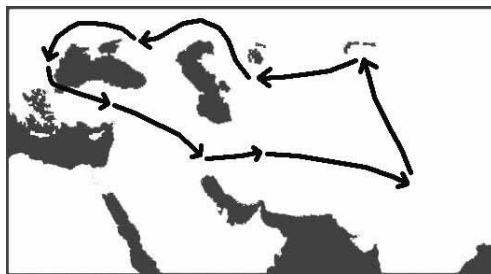
Интерес представлява и вавилонското предание за потопа, съхранено в трудовете на халдейския жрец Берос от III в. пр.Хр. и достигнало до нас във фрагменти на гръцки език. В него библейският Ной е представен като десетият цар на Вавилон под името Ксисутрус. Явно Ксисутрус е гръцкото произношение на Зиусудра (Зиудзуду), т.е. на Зиези.

От Кутия в Месопотамия кутите (древните българи?) мигрират на изток към иранското плато Ариана, откъдето в състава на ведическите арийци около 1500 г. пр.Хр. нахлуват в днешен Пакистан и Северна Индия (Shopov et al., 2009). От XII в. пр.Хр. там съществуват писмени сведения за династия Балхара и държава Балхара, наричана Булгхар от персите и Бактрия от елините. Бактрия е описана от Страбон като “перлата на Ариана” и е обхващала части от днешен Пакистан, Узбекистан и Северен Афганистан. В 529 г. пр.Хр. Бактрия е завладяна от персите. След похода на Александър Велики Бактрия се преобразува в Гръко–Бактрийско царство (306–140 г. пр.Хр.).

В индоарийската традиция оцелелият от потопа Ной се нарича Ману. Съгласно “Риг Веда” Бригу е основател на род свещенници, а Ману е неговият баща. Според чудесната идея на д-р Петър Добрев Бригу е всъщност Бългу, тъй като в санскрит и в други древни индоевропейски езици вместо “л” се е произнасял звук, среден между “л” и “р”. Например вълк на санскрит е врика, дълъг–дрику и т.н. Според Херодот бригите (българите) са най-старият народ на земята–сведение, което той е почерпил от египетските жреци. Забележителни са прозренията на Георги Раковски, който вероятно използвайки неизвестни за нас извори пише: “Български пръв законодавец е бил в Индия Ману, кога закони са си пренесли българи в преселение си оттам в Европа” и още: “... защо ние сме първите и най-стари жители на Европа и най-чистите потомци на ариите... кои са били зели онова направление още от хиндустанското си преселение от бабилонските страни, дето се задържаха много време”.

През I в. пр.Хр.–II в. сл.Хр. българите са в състава на Кушанската империя в Пакистан и Северна Индия (куше е индоарийски вариант на думата “куче”). След разпадането на империята те мигрират на запад през Памир, Хиндукуш, езерото Балхаш (Бългхаш), Бухара (Бългхара) покрай Аралско море и в 165 г. според “Именника на българските канове” (кан=канас ювиги=княз), съставен от самите тях, между Черно и Каспийско море кан Авитохол основава държава, отбелязана от летописците като “Стара Велика България”.

Синовете на петия кан на Стара Велика България Кубрат основават редица нови държави: кан Котраг–Волжка България, съществувала до края на XVI в.; кан Кубер–държава в Панония и впоследствие около гр. Битоля (Македония); кан Алцек–в Италия; кан Аспарух–в Дунавска България–Малка Скития (Добруджа) и Мизия (фиг. 20.18).



Фиг. 20.18. Пътят на българите–5568 г. пр.Хр.–681 г. сл.Хр. (Пейчев, 2007)

На фиг. 20.19 е показано разселването на индоевропейците след Потопа в Черно море.



Фиг. 20.19. Разселване на индоевропейците след Потопа в Черно море
(по Уилям Райън)

21. Дистанционни методи за изследване на шелфа и древните брегови линии на Черно море

инж. Константин Щерев

*Науката е бездна,
по-дълбока от океана.*

Шарл дьо Монтескьо (1689–1755)

*Ние сме много стар народ
и един ден това ще разберат всички.
Вангелия Гущерова (1911–1996)*

Човечеството е започнало да използва подводните ресурси на океаните и моретата от дълбока древност. Освен за храна, морското дъно е било претърсвано и за ценни раковини, от които древните майстори са изработвали удивителни украшения. Във Варненския Некропол са намерени украшения от черупки на мидата *Spondylus*, направени преди повече от 6000 години. Гмуркачи е трябвало да достигат до 10 метра дълбочина за да събират безценните молюски, за които се смята че са били валутата на древните неолитни общества. И до днес търсачи на бисери изкарват прехраната си с гмуркане без всякаква специална екипировка на дълбочини до 25 метра.

За съжаление, човешкото тяло не е пригодно за продължителен престой под вода. Дори след разработката на тежко- и леководолазните екипировки, за човека тази дейност все още е свързана с големи рискове.

Развитието на технологиите в края на XIX-и век дава възможност за построяване на пилотируеми подводни апарати. Тласък на тези разработки дават и двете световни войни. В следвоенно време се разработват и много подводници за мирни цели, които разширяват неимоверно зоната на човешката дейност под вода. С батискаф на 26 март 2012 г. Джеймс Камерън достигна най-дълбоката точка на Световния океан – Марианската падина. За съжаление, тези апарати са изключително скъпи, изискват специално подготвен екипаж и са по възможностите само на големи организации.

Един от най-привлекателните методи за изследване на морските дълбини е използването на безпилотни роботи. Опити за това са

правени още от началото на XX век, но първият успешен робот за дистанционно наблюдение на подводни обекти е бил разработен през 1953г. от френския подводен фотограф Димитри Ребиков. Апаратът се е казвал POODLE и се е използвал основно за подводни археологически проучвания и подводна фотография.

ROV (Remotely Operated Vehicle) или Робот с Дистанционно Управление – РДУ, е подводен безпилотен апарат, управляван по кабел, който позволява операторът да работи в безопасност и комфорт, а апаратът да извършва различни дейности под вода.

I. Класификация

РДУ са подразделение на по-общият клас от подводни апарати



Фиг. 21.1. Класификация на подводните апарати

Трите основни вида РДУ са

1. За визуално наблюдение

Използват се за инспекция и видеонаблюдение на подводни обекти. Понастоящем се счита че повече от 1000 робота са в постоянна експлоатация. Този тип РДУ са с електрическо захранване и са снабдени като минимум с една камера, чрез която се предава видеоизображение от подводни обекти към екран, намиращ се на плавателният съд спуснал робота. В някои случаи РДУ могат да се спуснат във водата и от брега на водния басейн.

Работната дълбочина не е ограничена, но обикновено за този тип РДУ тя е от около 300 метра. Теглото на един такъв робот е не повече от 100 кг, което дава възможност за опериране от 1-2 човека. С поевтиняването на електронните технологии цената на тези апарати постоянно намалява и в момента тя е между \$10 000 и \$100 000.

2. Подводни работни станции

Този тип РДУ са предназначени за извършване на различни дейности, като например полагане на подводни кабели или тръбопроводи на големи дълбочини. Типични характеристики са – максимална дълбочина на работа 3000-6000 метра, тегло до 10 тона и подемна способност от около 500 кг. Счита се че в момента около 500 РДУ от този тип са в експлоатация, на обща стойност около 2 млрд долара.

3. Със Специално предназначение

В много случаи се налага проектиране и изработка на РДУ за извършване на много специфични дейности, където използването на първите два типа не е приложимо. Един такъв пример е РДУ за дистанционно детониране на подводни мини. Очевидно, апаратът е за еднократна употреба.

II. Конструкция

РДУ се различават значително по своята конструкция, но всички споделят няколко основни компонента (фиг. 21.2):



Фиг. 21.2. Основни компоненти на РДУ:

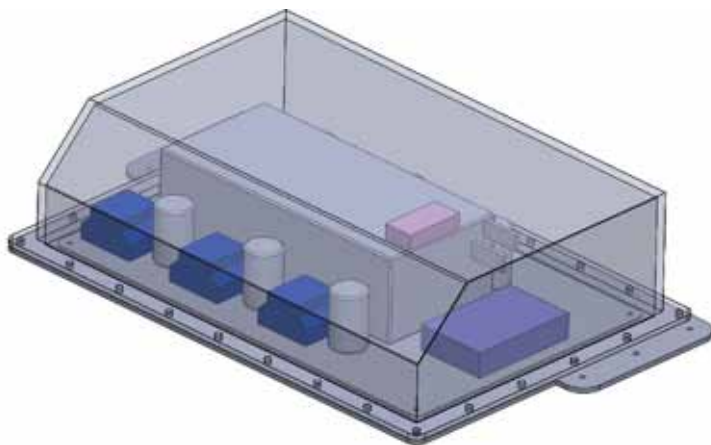
1. Херметически затворен обем за управляващата електроника
2. Носеща конструкция
3. Хоризонтални тръстери
4. Вертикални тръстери
5. Поплавък
6. Баласт
7. Полезен товар
8. Светлини
9. Свързващ кабел - тетер

1. Херметично затвореният обем служи за предпазване на управляващата електроника от съприкосновение с морската вода. Този компонент е може би най-критичният при разработка на РДУ и трябва да отговаря на редица изисквания:

- Издръжливост на високи налягания без да се нарушава херметичността;
- Възможност за монтаж и демонтаж с цел профилактика и ремонт на управляващата електроника;
- Малко тегло

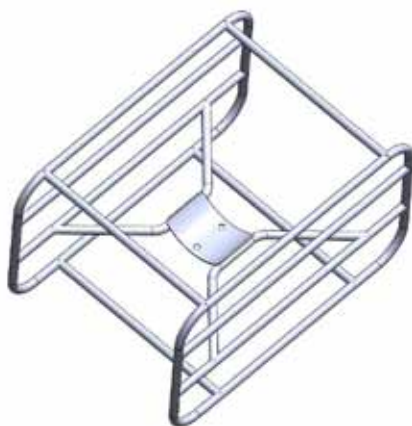
Материалите които се използват за изработка са обикновено неръждаеми стомани или алуминиеви сплави.

Херметичният обем трябва да бъде проектиран така, че да дава възможност управляващата електроника да се свързва чрез подходящи конектори към изпълнителните механизми и сензори извън обема (фиг. 21.3).



Фиг. 21. 3. Херметичен обем с електроника. Горният капак е показан прозрачен за по-голяма яснота

2. Носещата конструкция (фиг. 21.4) е скелетът, на който се закрепват всички компоненти на РДУ. Основните изисквания са лекота и здравина, като в много РДУ тази конструкция играе и защитна роля при сблъсък с подводен обект или плавателния съд от който е спуснат робота. Използват се различни материали като неръждаема стомана, алуминиеви сплави и напоследък полимери.



Фиг. 21.4. Носеща конструкция от метални пръти

3. Хоризонталните и вертикални тръстери се състоят от двигатели и пропелери които дават тяга по различните оси на движение на робота. Максималният брой на тръстерите не е ограничен, но един РДУ има поне 2 хоризонтални и 1 вертикален тръстер за да се постигне задоволителен контрол и скорост. Двигателите обикновено са електрически и трябва да бъдат херметизирани за да се избегне съприкосновение на електрическите вериги на мотора с водата. По подробно различните тръстерни кинематични схеми са разгледани в раздел III (фиг. 21.5).



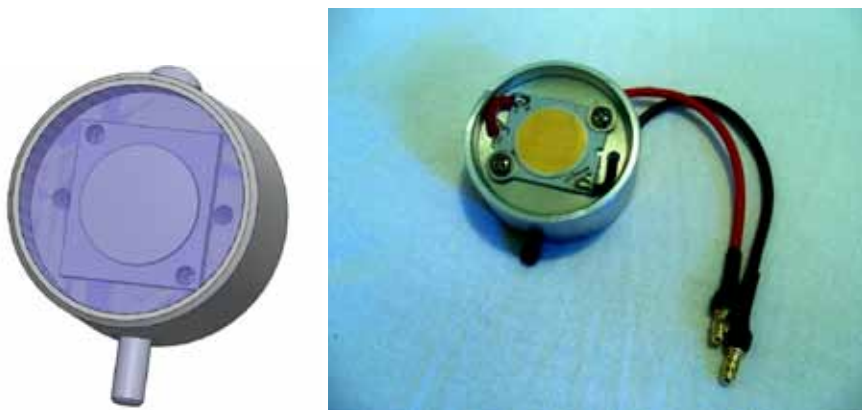
Фиг. 21.5. Проект и реализация на тръстер

4. Поплавък и баласт. Служат за регулиране на статичната хидроустойчивост на робота. В най-добрият случай РДУ трябва да е с неутрална или леко положителна плаваемост, т.е. без коригиране на позицията с вертикалните тръстери, роботът трябва да остава в устойчиво равновесие. Баластът се изработва от стомана или олово, а поплавокът - от различни пенополимери.

5. Полезният товар са всички компоненти и устройства които извършват дейността, за която е проектиран робота. Това са обикновено камери, механични ръце – манипулатори и сензори. В РДУ със специално предназначение за дистанционно детониране на мини, полезният товар е също и експлозивът с който се извършва детонацията.

6. Светлините са задължителен компонент на всички РДУ. Водата поглъща светлината и на дълбочина под 25 метра на практика е невъзможно да се работи без изкуствено осветление. Първоначално са

се използвали обикновени крушки с нажежаема жичка в херметизиран корпус. Съвременните разработки включват халогенни крушки с директно охлаждане от околната вода и светодиодни матрици – LED Arrays – които са икономични и имат много дълъг живот (фиг. 21.6).



Фиг. 21.6. Проект и изпълнение на LED Аггау светлини за РДУ

7. Кабелът който свързва РДУ с пулта на оператора се нарича тетер. По този кабел се подава от пулта към робота захранване и управление, а от робота към пулта видео и данни от различните сензори, които могат да бъдат за температура, налягане, разтворени във водата газове и много други. Тетерът е също един от критичните компоненти и трябва да отговаря на много изисквания:

- неутрална плаваемост. Ако тетерът не е неутрално плаваем, той ще упражнява сила чрез теглото си върху РДУ и ще създава проблеми с хидростатичната устойчивост. Тъй като обикновено медта и другите проводящи метали използвани в кабела са по-тежки от водата се налага външната обвивка на кабела да е от пенополимер с висока положителна плаваемост.

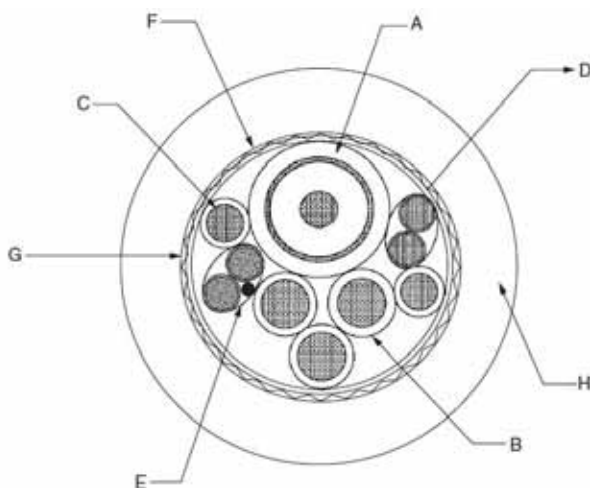
- здравина. При липсата на каквато и да е видимост под водата, има голяма вероятност тетерът да се закачи в подводен обект. Също така при повреда е добре да може РДУ да бъде изтеглен чрез тетера. За укрепване най-често се използва оплетка от синтетични влакна, например кевлар, с които се осигурява висока устойчивост на опън.

- висока информационна пропускателна способност. Видеоизображението е с голяма информационна плътност и изисква специални кабели за предаване. Най-широко употребяваните методи

са коаксиален кабел, етернет и напоследък – оптични влакна. Едно от ограниченията, които дефинират максималната работна дълбочина на РДУ е именно загубата на информация, което се изразява във влошаване на качеството на видеоизображението при много дълги тетери. За етернет максималната дължина на кабела в зависимост от типа е от 100 до 500 м. С оптически кабел може да се постигне дължина до 1-2 км.

- малък диаметър. Тъй като РДУ практически „влачи“ зад себе си тетера, той създава нежелана обратна тяга. Тази тяга е пропорционална на диаметъра на тетера и една от задачите на конструкторите е минимизирането му.

- гъвкавост. За по лесно пренасяне и по-малко влияние върху движението на РДУ, тетерът трябва да е достатъчно гъвкав. Гъвкавостта се дефинира като способност на кабела да се прегъне под определен радиус без да се повреди. Добре е за РДУ този радиус да е не по-голям от 0.25 м (фиг. 21.7).



Фиг. 21.7. Сечение на типичен тетер

A – коаксиален кабел 75 ома

B – силови жила за захранване на тръстерите

C – силови жила за захранване на контролната електроника

D, E – усукани двойки за мрежова комуникация

F, G – защитен кожух с кевларна оплетка

H – пенополимерна обвивка

За всички изброени досега компоненти има и общи изисквания-корозинна устойчивост. Водата, особено морската, е силно корозивна. Задължително е използването на материали, с гарантирана от производителя устойчивост на морска вода.

Устойчивост на високото хидростатично налягане в максималната работна дълбочина. С увеличаване на дълбочината, хидростатичното налягане се увеличава с приблизително 10 бара/1 МПа на всеки 100 м. Ако избраната работна дълбочина е 300 метра, всички компоненти на РДУ трябва да са проектирани за нормална работа при 30 бара/3МПа.

III. Проектиране на РДУ

Независимо от типа на работа, конструкторите на РДУ се стремят към постигане на:

1. Максимална работна дълбочина
2. Минимално тегло (Максимално отношение тяга/тегло)
3. Минимална консумация на енергия
4. Максимална вертикална подемна сила
5. Хидростатична и хидродинамична устойчивост
6. Лесно управление
7. Ниска цена

Очевидно, много от горепосочните цели са взаимно противоречиви и при проектирането на РДУ винаги се налага компромис и приоритетизиране на основните изисквания.

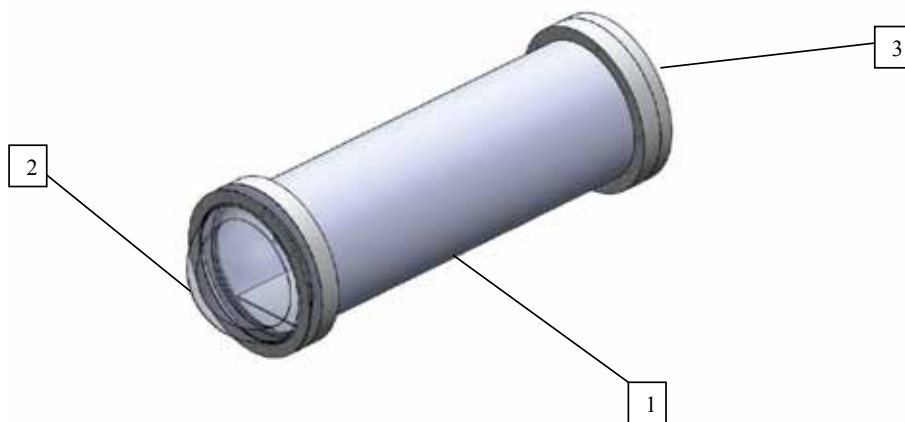
Примерен проект на РДУ за визуално наблюдение на шелфа и древните брегови линии на Черно Море

Основните изисквания поставени пред конструкторите са:

- Работна дълбочина ≤ 250 метра
- Ниска цена.

Основният подход за постигане на ниска цена е използването на готови компоненти с общо предназначение. Масовото производство е много по-евтино от изработка на специфични детайли в малки количества.

1. Херметичен обем. За целта е избрана конструкцията показана на фиг. 21.8



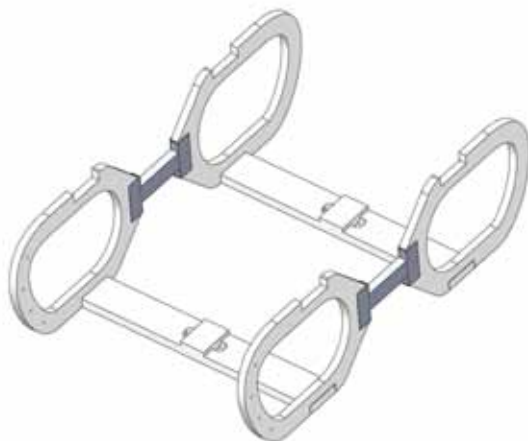
Фиг. 21.8. 1. Цилиндър 2. Илюминатор 3. Капак

Херметичният обем трябва да издържа налягане от минимум 25бара/2.5МРа при нормална работа. Някои от материалите, които могат да се използват за целта са неръждаема стомана тип 316 или алуминиева сплав 6082Т6 за цилиндъра и задния капак. Илюминаторът може да се изработи от полиакрилно стъкло (фиг. 21.9).



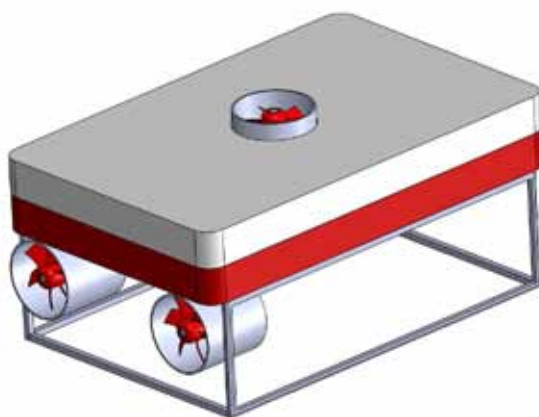
Фиг. 21.9. Полиакрилен илюминатор

2. Носеща конструкция. Един от материалите използван често в РДУ е полипропилен. Този полимер е здрав, лек, положително плаваем и лесен за машинна обработка (фиг. 21.10).



Фиг. 21.10. Носеща конструкция от полипропилен

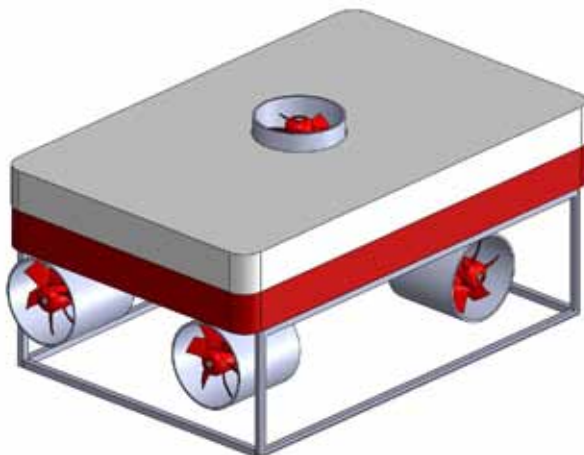
3. Тръстери. Има няколко основни тръстерни кинематични схеми. Минималният вариант, който позволява управление по 3 координати е показан на фиг. 21.11.



Фиг. 21.11. РДУ с 2 паралелни хоризонтални и един вертикален тръстер

Този вариант е най-евтин, но с най-много компромиси при управлението. Практически е невъзможно РДУ да се движи перпендикулярно на хоризонталните тръстери. Използва се обикновено при малки РДУ, където е необходима по-висока тяга/скорост по основното направление на движение.

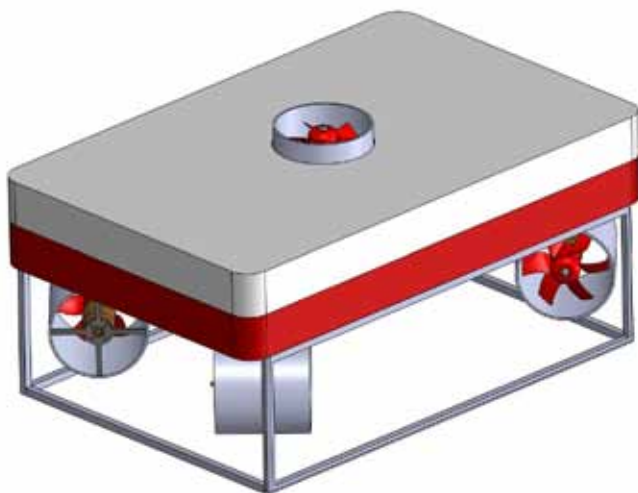
Подобрен вариант е показан на фиг. 21.12



Фиг. 21.12. РДУ с 3 хоризонтални (2 паралелни и един перпендикулярен на движението) и 1 вертикален тръстер.

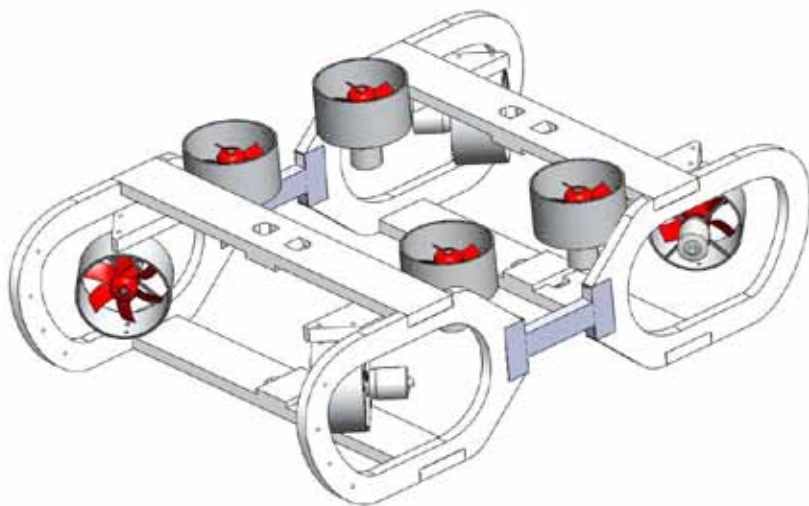
Този вариант е много популярен. Той дава по-голяма маневреност, но също има ограничения в управлението като например ротация на място или движение под ъгъл спрямо хоризонталните тръстери.

На фиг.21.13 е показан вариант с векторни хоризонтални тръстери. Може би най-добрата кинематична схема. Позволява движение в произволна посока в хоризонтална равнина както и ротация. Управлението е интуитивно за оператора. Като недостатъци може да се посочат по-високата цена и тегло.



Фиг.21.13. РДУ с 4 хоризонтални векторни и 1 вертикален тръстер.

За проекта е избран подобрен векторен вариант с 4 хоризонтални векторни и 4 вертикални паралелни тръстера – фиг 21.14



Фиг. 21.14. Кинематична схема на проектираният РДУ

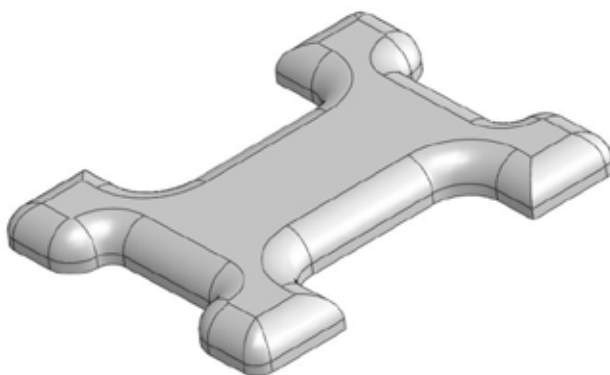
Четерите вертикални тръстера дават възможност за компенсация на крен и диферент, което дава възможност за стабилизация на РДУ спрямо наблюдавания обект и съответно по-добро изображение.

Двигателите на тръстерите са безчеткови трифазни. Използвани са двигатели с общо предназначение Turnigy Aerodrive с модификация – подмяна на лагерите с неръждаеми. Така двигателят може да работи в морска вода без да се налага херметизирането му. Пропелерът е производство на фирмата Vetus и е от тръстер за моторна лодка (фиг. 21.15).



Фиг. 21.15. Двигател Turnigy Aerodrive и пропелер Vetus

4. Поплавък. Едни от най-често използваните материали за поплавок са пено полимери. За проекта е избран Flotec™, които е издържлив на високо налягане и предпочитан материал в морската индустрия (фиг. 21.16).



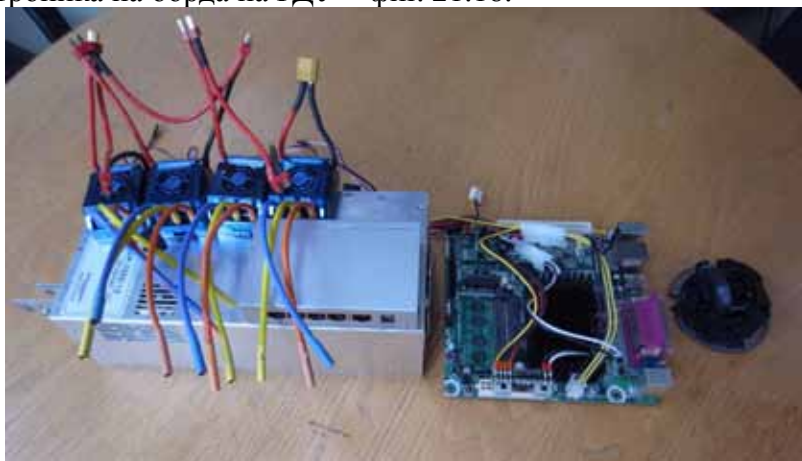
Фиг. 21.16. Поплавък от Flotec™

5. Баласт. Баластът в настоящия проект е избран като част от носещата конструкция – 2 паралелни шини в долната част на конструкцията – фиг. 21.17. Финалният материал и размери на баластните шини ще бъде избран след като се измери плаваемостта на РДУ.



Фиг. 21.17. Баластни шини като част от носещата конструкция

6. Полезен товар. Проектираният РДУ е за визуално наблюдени и предполага наличието на поне една камера за предаване на видеоизображение. Най-удачен вариант е използването на IP Network камера, защото картината се предава директно от камерата към операторския екран без да се налага междинна обработка на изображението. Като полезен товар можем да считаме и управляващата електроника на борда на РДУ – фиг. 21.18.



Фиг. 21.18. Полезен товар на борда на РДУ - захранващ блок, контролери за двигателите, Ethernet switch, процесорна платка и IP камера.

7. Светлини. Избраният източник на светлина е LED Array с мощност 20W. Еквивалентният източник с нажежаема жичка би бил с мощност около 250W. LED е монтиран на алуминиева подложка за по-добро топлоотделяне и залят с прозрачна епоксидна смола за херметизация – фиг. 21.19.



Фиг. 21.19. Източник на светлина - LED Array с мощност 20W

Общо 4 модула са източника са разположени от двете страни на камерата даващи общо светлина от 2400 лумена.

8. Тетер. За съжаление, изискването за неутрална плаваемост прави невъзможно използването на стандартен кабел за тетер. За настоящият проект тетерът е поръчково изработен и има следните характеристики:

Cable 2 x 2.5 HDPE/PUR 600V BS 250KG NEUTRALLY BOUYANT

2 x 2.5mm²:

Bare copper conductors, stranded 48 x 0.25mm

Polyethylene insulation

Conductors laid up with solid fillers

Protective polyester tape

Vectran fibre braid, breaking strain >250kg

Polyethylene inner sheath

Foamed polyolefin sheath

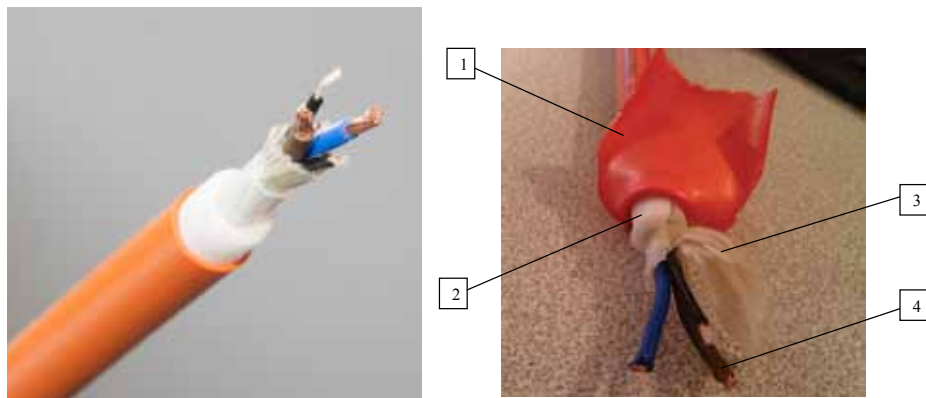
Hydrolysis-resistant PUR outer sheath

Nominal overall diameter 13.95mm

Weight in air 152kg/km

Weight in sea water -5kg/km

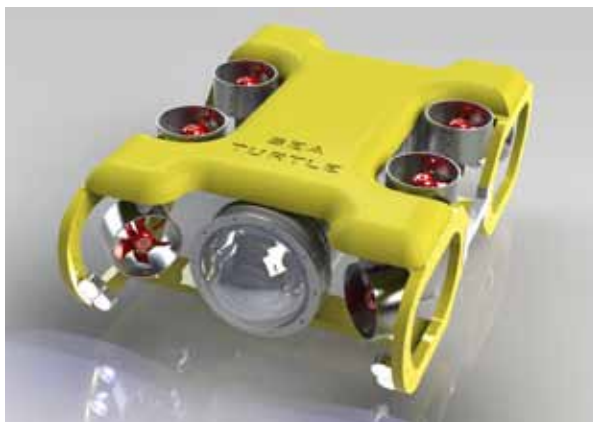
В проекта е използван метод за пренасяне на Ethernet пакети по захранващи линии. Това опростява и поевтинява тетера - фиг. 21.20.



Фиг. 21.20 – 1. Изолация от PVC, 2. Пенополимер, 3. Кевларни влакна, 4. 2x2.5 мм медни многожилни медни проводници.

Само 2 проводника са необходими за захранване на робота, за управление и за пренасяне на видеоизображението към пулта на оператора.

На фиг. 21.21 е представен окончателеният проект на РДУ.



Фиг. 21.21. Проект на РДУ за изучаване на шелфа и древните брегови линии на Черно море.

Заклучение

*Нашата цивилизация прилича
на едно великолепно дърво,
върховете на което са обвиснали с плодове
и се стремят към облаците,
а корена му е опасала змия.
Кръстьо Раковски (1873–1941)*

*Аз спях, дълбоко спях
и се пробудих от съня.
Светът дълбок е
и по-дълбок от туй,
което е прозрял денят.
Фридрих Ницше (1844–1900)*

Огромно е значението за човешката цивилизация на разнородните минерални и биологични ресурси на Световния океан и на сложните комплексни процеси, които протичат в него. През последните десетилетия се проявява и обратната връзка – нарасналото до 7 млрд. души население на планетата оказва въздействие върху процесите в Световния океан при неговото взаимодействие с атмосферата и литосферата.

Разгледаните в учебника основни въпроси от областта на морската физика, химия, биология и геология показват незадоволителното ниво на човешкото познание за океана към настоящия момент. Все още съществуват редица „бели петна“, противоречиви хипотези и несъвършени модели, разминаващи се с установените факти. За сега океанологията не се числи към точните науки и може би няма да сгрешим, като към понятието „ignorabimus (не ще узнаем)“, предложено от Емил Дюбоа-Раймон и отнасящо се до еволюцията на Вселената и живота и до произхода на Земята и човешкото съзнание, добавиме и процесите и явленията в Световния океан.

Независимо от това съвременното развитие на науката и технологиите ни изпълва с оптимизъм и надежди за постигане на ново знание, което подлагайки на изпитание нашето усърдие, ще доведе до нови успехи – някъде в непреодолимите пространства на Световния

океан и някога в необозримото бъдеще. И нека не забравяме мисълта на философа Френсис Бейкън: „Природата се управлява само тогава, когато и се подчиняваме”.

Приложение 1

Речник на топонимите по Българското Черноморско крайбрежие

Авлеутейхос – Древно тракийско селище, разположено в близост до днешния гр. Ахтопол

Авренско (Момино, Девненско) плато – Плато в Мизийската хълмисто–платовидна равнина между реките Провадийска и Камчия и Черно море. Площта му е 450 км², а максималната височина – 322 м. В състава му са включени палеогенски и неогенски седименти–мергели, песъчливи варовици, пясъци.

Агатополис – (грц. град на щастието, на богатствата). Древногръцка колония, основана на мястото на днешния гр. Ахтопол. Отбелязан е като център на епископия от края на IX до началото на XIX в. Според легендата богиня Агата е била дъщеря на син на Зевс и на земна жена.

Адабахче – (тур. остров - градина) Местност на 3 км южно от н. Галата, между плажовете Фичоза и Сакъма дере. В нея е разположено линейно–блоково свлачище в миоценски пясъчници, мергели и пясъци.

Акин (Св. Никола, Ативоло) – Нос в южната част на Бургаски залив, на 6.5 км западно от гр. Созопол. Разположен е на п-ов Акра, висок е 10–20 м. Изграден е от сиенити. Акинак е гръцкото название на къс персийски меч, акънджия е разбойник на турски език, а Ативоло на гръцки означава земя отсреща.

Акра – (грц. нос, морски бряг, връх) Полуостров в южната част на Бургаски залив, северозападно от гр. Черноморец. Вдаден е на 1.5 км в морето. Неговата най-северна част е н. Акин.

Акротирия – (грц. крайност, морски нос) Нос на 3 км югозападно от гр. Несебър. Висок е 8–10 м. Северно от него са разположени несебърските дюни. Носът е изграден от сарматски варовици, в които скоростта на абразия е 10 см/год.

Аладжа банка – (тур. пъстра) Подводна плитчина, изградена от сарматски песъчливи варовици и мергели, разположена на 0.4 км източно от курорт “Златни пясъци”. Банката е остатък от старо свлачище с дължина 3 км и широчина до 1,5 км.

Албена – (лат. албус – бял, тур. – албени – съблазън) Курорт на 9 км югозападно от гр. Балчик и на 10 км северно от с. Кранево. Разположен е до устието на р. Батова, в близост с горския масив Балтата. Строителството на комплекса започва през 1968 г. Разполага с 49 хотела.

Албена–Кранево (Батовско - Краневски) плаж – Плажът на курорт “Албена” с дължина 5.1 км и ширина до 100 м. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание около 20%.

Алепу – (грц. лисица). Лагуна, разположена на 6,5 км южно от гр. Созопол. Площ 0,14 км², дълбочина до 1 м. Бреговете и са обрасли с блатна растителност. Районът е бил обитаван от много лисици.

Анхиало – (грц. крайморски). Старото име на гр. Поморие до 1934 г. Древногръцка колония, основана до гр. Поморие в края на V-и в. пр.Хр. като търговско поселище предимно за добив на сол на Аполония. След края на III в. става център на епископия.

Аполония – Първата древногръцка колония на Българското черноморско крайбрежие, основана от преселници от малоазийския гр. Милет в 610 г. пр.Хр. при гр. Созопол. Наречена е на бог Аполон, чиято 13-метрова бронзова статуя се е намирала в неговия храм. До III в. пр.Хр. Аполония е най-богатият гръцки черноморски град, център на оживена търговия и високо развито изкуство.

Арапя, нос – (тур. чернокожи). Нос на 2,5 км северозападно от гр. Царево, висок 10–14 км. Изграден е от горнокредни вулкански туфи. Източно от носа са разположени два малки острова.

Арапя, плаж – Плаж, южно от нос Арапя с дължина 0,4 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание около 40 %.

Аркутино, езеро – (грц. Мече езеро). Лагуна, разположена на 2,5 км северозападно от устието на р. Ропотамо. Площ 0,03 км³, дълбочина до 0,5 м. Бреговете и са обрасли с тръстика, папур и водни лилии. Край езерото гнездят водоплаващи птици. В миналото се срещали мечки. От 1940 г. е обявено за резерват.

Аркутино, плаж – Плаж с дюни, който отделя езеро Аркутино от морето. Дължина 1,3 км, максимална широчина 540 м. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 35 %.

Аспарухово, квартал – Квартал на гр. Варна от 1918 г., разположен в южната част на Варненски залив. Основан е в началото на XX в. под името Сес Севмес (тур. който не обича шум), през 1927 г. е преименуван на Тихина. Наречен е на името на владетеля на Дунавска България кан Аспарух, който след победата над византийците през 680 г. укрепва с крайбрежието с вал, дълъг 3,5 км и разположен в парка на квартала.

Аспарухово, плаж – Плаж в южната част на Варненски залив с дължина 1 км и широчина до 110 м. Пясъкът на плажа е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6%. След прокарването на стария (1909 г.) и новия (1975 г.) канал за свързване на Варненското езеро с морето дължината на плажа намалява два пъти.

Атанасовска коса–Бургас, плаж – Плаж, който отделя Атанасовското езеро от морето. Дължина 5,2 км. Пясъкът е среднозърнест, магнетитово–кварцов, с карбонатно съдържание 14 %.

Атанасовско езеро – Лагунно свръхсолено езеро, разположено в източната част на Бургаската низина. Площ 17 км², дълбочина до 0,8 м. Старите му имена са Караюнуз и Атанаскьойско.

Атия – (трак. полуостров) Нос в южната част на Бургаски залив, разположен на п-ов Буджака, на 5 км западно от с. Черноморец. Висок е 20 м. Изграден е от сиенити. На носа е било разположено античното селище Антея (грц. блестя).

Атлиман (Конник), нос – (тур. конски залив) Нос, разположен на 0,5 км, северозападно от гр. Китен. Изграден е от сарматски варовици. Съгласно легендата при носа е паднал и умрял конят, с който Урдовиза обиколила и очертала Хасекията (привилегирована област, която била освободена от данъци по време на османската власт).

Атлиман, плаж – Северният плаж на гр. Китен с дължина 0,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 25 %.

Ахелой, река – (грц. змиорка) Река в Бургаска област, която протича

в алувиална долина и се влива в Черно море при с. Ахелой, където образува лиман. Дължина 39,9 км, водосборна площ–141 км², водно количество 0,6 м³/сек, наносен отток 13400 т/год. На 20.VIII.917 г. при устието на реката българските войски, предвождани от цар Симеон I нанасят поражение на византийския военначалник Лъв Фока, след което България придобива решаващо надмощие в Югоизточна Европа.

Ахелой, село – (до 1934 г. Чимос, до 1960 г. Чимово) Село в община Поморие, основано в началото на XX в. Морски курорт с 2269 жители. Развито лозарство, овощарство и свиневъдство.

Ахтопол, град – Най-южният град на Българското черноморски крайбрежие, община Царево. Население 1306 жители. Разположен е на 15-метрова тераса на скалист полуостров между носовете Св. Георги и Св. Яни. Морски курортен център с пристанище. Развито лозарство, овощарство, зърнопроизводство и риболов. Градът възниква на мястото на тракийското селище Авлеутейхос и древногръцката колония Агатополис (град на щастието, на богатствата). На италианските средновековни морски карти е отбелязан като Гатаполи. През османския период е пристанище за износ на дърва и дървени въглища от Странджа. Присъединен е към България съгласно Цариградския договор от 1913 г.

Ахтопол, нос – Северният нос на залива, където е разположен гр. Ахтопол. Изграден е от горнокредни вулкански скали, калиево–алкални трахити.

Ахтопол, плаж – Плаж в залива на гр. Ахтопол, с дължина 1,4 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 33 %, тежки минерали 10 %.

Ахтото – (грц. тежест) Нос, разположен на 1,5 км северно от устието на р. Велека. Изграден е от горнокреден вулкански тефроиден флиш.

Балтата (Батова гора) – (рум. балта–мочурище) Местност в лимана на р. Батова, Добричка област. Балтата е най-северната лонгозна гора в Европа с площ 198 ха. Притежава разнообразна и характерна флора: ясен, бряст, елша, тръстика, папур, лиани. От 1962 г. е обявена за природен резерват.

Балчик, град – (тур. кал, тиня) Град в Добричка област на 37 км

югоизточно от гр. Добрич, център на община. Възниква през V в. пр.Хр. като древногръцка колония Круни (грц. извор), по-късно преименувана на Дионисопол. През XIV в. става владение на болярина Балик. По Букурещкия договор от 1913 г. е предаден на Румъния (с прекъсване през 1916–18 г.). По Крайовския договор от 1940 г. е върнат на България. Население 12509 жители. Балчик е третото по значение черноморско пристанище след Бургас и Варна. Разположен е терасовидно по стръмните свлачищни склонове на Добруджанското плато. Развита зърнопроизводство, зеленчукопроизводство, лозарство, овощарство, животновъдство, промишленост, туризъм.

Балчик, плаж – Плаж, разположен източно от пристанищния вълнолом на гр. Балчик. Дължина 270 м, широчина до 60 м. Пясъкът е едрозърнест, карбонатен с карбонатно съдържание 88 %.

Балчишки залив – Слабо вдаден в сушата, отворен към морето залив в Северното Българско черноморско крайбрежие при гр. Балчик.

Батова – (тур. потъващо, заливано място) Река, извираща от Франгенското плато и вливаща се в Черно море при курорт “Албена”. Дължина 38,7 км, водосборна площ 339 км², водно количество 0,73 м³/сек, наносен отток 35000 т/год. Античното име на реката е Зирас.

Бегликташ – (тур. камък, на който се е плащал данъка върху дребния добитък беглик) Нос на 2 км източно от устието на р. Ропотамо между н. Св. Параскева и Маслен нос. Изграден е от сиенити. В местността Бегликташ е открито древно тракийско светилище.

Белия нос (Акбурун) – Нос, разположен североизточно от гр. Бяла, северно от н. Св. Атанас. Висок е 25 м, изграден е от бели миоценски пясъчници и варовици.

Белославско (Гебедженско) езеро – Лиман западно от Варненското езеро с дължина 8 км и широчина 0,5–3,5 км. Бреговете му са ниски и заблатени. През 1923 г. чрез канал е свързано с Варненското езеро. На северния му бряг е построено пристанище Варна–запад.

Бизоне – (трак. биза–град) Древногръцка колония на н. Чиракман

до пристанище Каварна, основана през V в. пр.Хр. от Месамбрия на мястото на тракийско селище. Разрушен е от земетресение през I в. пр.Хр. Съществува до края на VI в.

Близнаци – Село в община Аврен, образувано през 1959 г. от селата Горен Близнак (до 1934 г. Яйла) и Долен Близнак (до 1934 г. Петре). Разположено е на височина 200 м в южното подножие на Авренското плато на 2 км западно от морския бряг. Население 764 жители. Развито лозарство и овощарство.

Божака (Буджака) – (тур. ъгъл, кът) Полуостров на 3 км югоизточно от гр. Созопол. Дължина 1,5 км, височина около 60 м. Изграден е от горнокредни вулкански скали, латити и трахити. В най-източната му част са разположени носовете Колокита, Св. Стефан и Христос (Чаюка).

Божурец – (до 1942 г. Михал бей) Село в Добричка област на 2,5 км западно от гр. Каварна. Население 64 жители. Развито зърнопроизводство. В околността растат божури.

Болата – (грц. рибарска мрежа) Каньоновидна долина на 2,5 км северно от н. Калиакра. Устието и представлява лиман, запълнен от холоценски седименти с дебелина 35 м. В лимана извира два карстови извора. Старото му име е Мухулиман – грц. закътано пристанище.

Буджака – (тур. ъгъл, кът) Полуостров в южната част на Бургаски залив, на 5 км западно от с. Черноморец. Вдаден на 2 км в морето, най-северната му част е н. Атия. Изграден е от сиенити.

Бункера (Южен) – Нос, разположен на 1 км южно от с. Ахелой. Висок е 11 м. Изграден е от глини и сарматски варовици, в които средната скорост на абразия е 9 см/год. Тук през Втората световна война е бил изграден бункер за отбрана на брега.

Бургас – (грц. пиргос – кула). Отбелязан е в регистри от XVII в. като Пиргос и Боргос. Град в югоизточна България, областен център. Разположен е в Бургаската низина на височина около 20 м. Население 192390 жители. Развито корабостроене, машиностроене, нефтохимическа и хранително – вкусова промишленост, дървопреработване, зърнопроизводство и животновъдство. Голям курортен център.

Бургаски залив – Най-големият залив на Българското Черноморско

крайбрежие, дълбоко вдаден в сушата с морски граници н. Емине и гр. Созопол. Площ около 500 км², максимална дълбочина 36 м. Брегът на залива е силно разчленен.

Бургаски риф – Подводна скална банка, разположена на 1 км източно от пристанище Бургас. Минималната дълбочина над банката е 6 м.

Бургаско езеро (Вая) – Най-голямото от Бургаските езера. Лиман на Айтоска река с площ 28 км и средна дълбочина 1 м. Вая на гръцки означава Връбница (Цветница).

Буруна – (тур. нос) Нос на 0,5 км източно от с. Варвара. Изграден е от вулкански тефроиден флиш.

Бутамята – (грц. потънало място). Плаж, разположен източно от с. Синеморец при едноименния лиман. Дължина 0,4 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 40 %.

Българево – (до 1942 г. Гявур суютчук). Село в Добричка област на 7 км югоизточно от гр. Каварна. Население 1636 жители. Разположено е на височина 90 м в равнинен релеф. Развито зърнопроизводство, лозарство и овощарство.

Бяла, град – (до 1878 г. Акдере и Аспра; на средновековните морски карти е отбелязан с името Аспро). Град на 56 км южно от гр. Варна, център на община. Население 2108 жители. Разположен е в най-източните разклонения на Стара планина на височина 100 м и на 1 км западно от морския бряг. Развито лозарство, овощарство, животновъдство, риболов и аквакултури. Пристанище.

Бяла, плаж ж – Плаж, разположен източно от гр. Бяла. Дължина 2,2 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 8 %.

Варвара, плаж – Плаж на 0,5 км източно от с. Варвара. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 35 %.

Варвара, село – Село на 3 км северозападно от гр. Ахтопол, община Царево. Население 230 жители. Развито лозарство, риболов и туризъм. Жителите на Агатополис наричали варвари тракийското население на селището.

Варна – (от 1949 до 1956 г. Сталин). Град в Североизточна България, трети по големина в страната с население 332000 жители.

Градът е разположен на западния бряг на Варненския залив и е едно от най-древните селища у нас. В града и околностите са намерени археологически находки от средния и късен палеолит, от мезолита, енеолита (Варненският некропол е с най-старото обработено злато в света) и от бронзовата епоха. Днешният град възниква през VI в. пр.Хр. в съседство с древно тракийско селище като древногръцка колония под името Одесос (място до вода) основана от малоазийския град Милет. Варна е международен черноморски курорт с голямо пристанище и аерогара. Развито корабостроене и кораборемонт, приборостроене, текстилна и хранително-вкусова промишленост, лозарство и овощарство. Според някои изследователи името на Варна произлиза от старото име на Провадийска река – Врана. В редица селища в Мизия ниските заблатени местности се наричат Шаварна. Вероятно Варна означава място до вода, т. е. превод на името Одесос. На езика санскрит Варна означава първично начало, основа.

Варна–буните – Изкуствен плаж, създаден по метода на байпас между буни 101 и 102Б до гр. Варна с дължина 1,5 км и широчина до 50 м. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 12 %.

Варна–централен – Плаж, образуван след построяване на Варненския вълнолом през 1906 г., разположен северно от него. Дължина 1,5 км, широчина до 100 м. пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 9 %.

Варненски залив – (от 1949 до 1956 г. Сталински залив). Вторият по големина залив по Българското Черноморско крайбрежие с морски граници н. Св. Георги (Франгенско плато) и н. Галата (Авренско плато). Площ 20 км², максимална дълбочина 18 м. Северният бряг е висок, свлачищен и срутищен, а западният и южният са ниски и акумулационни. Заливът е свързан с Варненското езеро чрез два канала, прокопани през 1909 и 1975 г.

Варненско езеро – Най-големият по обем (170 млн. м³) и най-дълбокият (до 19 м) лиман по Българското черноморско крайбрежие, разположен западно от гр. Варна. Площ 1,7 км², дължина 15 км, средна широчина 1,3 км. До прокопаването

през 1909 г. на първия канал, който го свързва с морето, езерото е било сладководно. През 1975 г. е прокопан втори плавателен канал. През 1923 г. Варненското езеро е свързано чрез канал с Белославското.

Василико – (грц. василикос–царски, василико–босилек). Име на гр. Царево до 1934 г., сега е квартал на гр. Царево.

Ватерахи (Ватарухи, Ватрохи) – (грц. жаба). Нос на 1,5 км източно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокредни вулкански туфи. До носа се намира дълбок залив.

Велека, плаж–Пясъчна коса, която отделя лимана на р. Велека от морето. Дължина 0,9 км. Пясъкът е едрозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 37 %.

Велека (Велика), река – Река в югоизточна България, която извира от планината Странджа в Турция и се влива в Черно море на 4,5 км южно от гр. Ахтопол, където образува лиман. Дължина 147 км, водосборна площ 995 км², водно количество 8,7 м³/сек., наносен отток 78000 т/год.

Верготи – (грц. пръчка) нос на 2 км югоизточно от с. Лозенец. Изграден е от горнокредни вулкански туфи.

Виза – (трак. биза–град). Антично селище, съществувало при н. Св. Атанас на 2,5 км югоизточно от гр. Бяла.

Виница – (до 1934 г. Кестрич, до 1947 г. Царево; средновековно име Кастрици). Квартал на гр. Варна от 1975 г., разположен на 5 км североизточно от града.

Вромос (Врамос) – (грц. мирис, трясък). Плаж, разположен между н. Атия и н. Акин в южната част на Бургаски залив. Дължина 2,2 км. Пясъкът е дребнозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 10 %.

Галата, квартал – (грц. галати–келти, гали). Бивше село на 12 км югоизточно от Варна, от 1975 г. квартал на града. Развито лозарство и туризъм. През Второто българско царство е важна крепост и пристанище. В началото на XIV в. е владение на генуезците. Според някои изследователи името на старобългарски означава хълм, а на гръцки–млекар.

Галата, нос – Висок скалист нос, най-южна точка на Варненския залив. Изграден е от миоценски черупчести варовици, пясъчници и мергели. На носа е разположен фар.

Галата–изток, плаж – Плаж, разположен южно от н. Галата. Дължина 0,6 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5 %.

Галата–фара, плаж – Плаж, разположен западно от н. Галата. Дължина 0,2 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 10 %.

Гларомите – (грц. гларусова човка). Нос на 2 км източно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокредни вулкански туфи.

Двойница – (до 1942 г. Чифте дере, средновековно име Козя река). Река, извираща от Еминска планина, която се влива в Черно море на 0,5 км северно от с. Обзор. Дължина 52,5 км, водосборна площ 479 км², водно количество 2 м³/сек., наносен отток 45500 т/год. Реката е образувана от сливането на две по-малки реки.

Дионисопол – древногръцка колония на мястото на днешния гр. Балчик. Възниква през V в. пр.Хр. под името Круни, от края на III в. пр.Хр. се нарича Дионисопол (грц. град на бог Дионис). Градът е разрушен в края на VI, началото на VII в.

Дуранкулак – (от 1942 до 1963 г. Блатница). Село в община Шабла на 5 км южно от границата с Румъния. Разположено е на височина 25 м. Население 572 жители. Бивш граничен пункт. Развито зърнопроизводство и животновъдство. В превод от турски името означава долина със застояла вода.

Дуранкулак–Крапец, плаж – Плаж, разположен между н. Карталбурун и н. Крапец. Дължина 6,9 км. Пясъкът на плажа е среднозърнест, карбонатен, с карбонатно съдържание 88 %.

Дуранкулак–север (Граничарски), плаж – Най-северният плаж по Българското черноморско крайбрежие, разположен между н. Сиврибурун и н. Карталбурун. Дължина 2,4 км. Пясъкът е едрозърнест, с карбонатно съдържание 84 %.

Дуранкулашко езеро – Лиман, разположен в близост до границата с Румъния. Площ 0,35 км², дължина 3 км, широчина до 1 км, максимална дълбочина 3,8 м. Подхранва се от карстови извори и валежни води. На остров с площ 17 дка в езерото се намира праисторическо селище, обитавано през неолита, енеолита, бронзовата и ранножелязната епоха. През IX–X в. на острова съществува прабългарско селище. През по-

късни епохи то продължава да съществува северозападно от езерото под името Кулакбаш.

Дюни, ваканционно селище – Курорт, разположен на 7 км южно от гр. Созопол и на 2 км северно от езерото Алепу. Строителството му започва през 1983 г.

Дюни, плаж – Плаж, отделящ езерото Алепу от морето. Дължина 3,4 км, широчина до 300 м, дюни с височина до 10 м. Пясъкът е едрозърнест, карбонатно–кварцов с карбонатно съдържание 38 %, тежки минерали 7 %.

Дяволска (Яснополянска) река – Река, извираща от планината Странджа, която се влива в Черно море, югозападно от гр. Приморско. Дължина 26,9 км, водосборна площ 133 км², водно количество 0,57 м³/сек, наносен отток 12700 т/год.

Дяволско блато – Лиман в устието на Дяволска река на 2 км югозападно от гр. Приморско. Площ 0,8 км², дълбочина до 1 м. Обрасло е с тръстика и папур.

Евксиноград, местност – (грц. гостоприемнен град или град на Евксинския понт). Местност на 5 км североизточно от гр. Варна, където е разположена правителствена резиденция. Строителството и започва през 1881 г. като лятна резиденция на княз Александър I Батемберг под името Сандрово. През 1893 г. името е променено по предложение на княгиня Мария Луиза.

Езерец – (до 1942 г. Сатълмъш, тур. продадено село). Село в община Шабла на 3 км югозападно от с. Крапец. Население 162 жители. Развито зърнопроизводство.

Езерецко езеро – Лиман, образуван в карстова долина, разположена северно от Шабленското езеро. Площ 0,72 км², обем 2,5 млн. м³, максимална дълбочина 9 м.

Екрене – нос на 1,5 км югоизточно от с. Кранево. Изграден е от сарматски варовици и пясъчници. На него се намира най-високият фар по нашето крайбрежие – 94 м. Името произлиза от средновековната българска крепост Кранея (Крън).

Елените, ваканционно селище – Курорт, разположен на 7 км западно от н. Емине и на 12 км северно от курорт “Слънчев бряг”. Строителството му започва през 1985 г.

Елените, плаж – Плаж при н. Козлука на 7 км западно от н. Емине.

Дължина 0,6 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5 %.

Емберлер – (грц. лозя през тур.). Нос на 0,5 км северозападно от с. Лозенец. Изграден е от горнокредни вулкански туфи.

Емин – Скален нос в най-югоизточния край на Стара планина с височина 60 м. Изграден е от горнокредни флишки седименти–варовици, мергели, пясъчници. Емине е турското произношение на Емона. Емине е майката на пророка Мохамед.

Емона – (до 1884 г. Емон, до 1934 г. Емине; лат. Хеми Промонторум–нос Хемус). Село в община Несебър на 2 км северозападно от н. Емине. Население 25 жители. През XII–XIV в. е крепост на Второто българско царство. Името произлиза от Аймон (Хемус)–тракийското име на Стара планина. Според някои изследователи името е гръцко и означава студ, мраз, лошо време.

Журналист (Кабакум) – (тур. кабакум–едър, дебел пясък). Плаж, разположен на 2 км южно от курорт “Златни пясъци”, северно от н. Каваклар. Дължина 1,3 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6 %. След построяване на буна в южната част на плажа там широчината му се увеличава за сметка на северната му част.

Зеленка (Йешила) – Местност на северозапад от н. Калиакра, където изворна вода напоява зелената растителност.

Зирас – Античното име на Батова река.

Златни пясъци – Курорт, разположен на 17 км североизточно от гр. Варна в източното подножие на Франгенското плато. Братя Шкорпил през 1937 г. наричат местността Узункум “Златни пясъци”. Строителството на курорта започва през 1956 г. Разполага с 89 хотела.

Златни пясъци, плаж – (до 1942 г. Узункум–тур. дълги пясъци). Плаж на 17 км североизточно от гр. Варна. Дължина 2,6 км, широчина до 70 м. Пясъкът на плажа е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 10 %.

Змийски остров (о. Св. Тома, Фидониси) – Скалист остров, разположен в морето на 0,2 км пред езерото Алепу и на 2 км северозападно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от вулкански скали. Висок е 13 м. От 1962 г. е част от резерват

“Ропотамо”. Храстова растителност, кактуси, водоплаващи птици, сиви змии.

Зонарита (Зунарита) – Средновековното име на гр. Приморско грц. пояс; място, оградено със стена).

Икантълък, нос – (тур. йъкънтълък–разрушаване). Нос на 6,5 км източно от гр. Балчик. Изграден е от сарматски варовици, които активно се рушат със средна скорост на абразия 15 см/год.

Икантълък, плаж – Плаж западно от н. Икантълък. Дължина 150 м, широчина 35 м. Пясъкът е среднозърнест, карбонатен, с карбонатно съдържание 73 %.

Иланджик – (тур. Яланджък–Лъжегалата; йъланджик–змийче). Нос на 4 км северно от устието на р. Камчия. Изграден е от карагански пясъчници и мергели. Покрит е с гора.

Иракли, плаж – Плаж при устието на р. Иракли. Дължина 2,5 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5 %. Името произлиза от древногръцкия герой Херакъл–прославен от Хера.

Иракли (Вая), река – Река, вливаща се на 6 км северно от н. Емине. Дължина 10 км, водосборна площ 40 км², водно количество 0,17 м³/сек., наносен отток 3800 т/год.

Каварна, град – (индоевр. хубава вода, антично име Бизоне, средновековни имена Карвуна, Карбона, Карнава). Град в Добричка област на 18 км източно от гр. Балчик. Център на община с 20 съставни села. Население 11520 жители. Разположен е на 2 км северно от морския бряг, където при н. Чиракман до пристанище Каварна сарматските варовици достигат височина 125 м. Голям селскостопански център с развито зърнопроизводство, зеленчукопроизводство, лозарство, говедовъдство, риболов. По Букурещкия договор от 1913 г. градът е предаден на Румъния (с прекъсване през Първата световна война 1916–18 г.). Върнат е на България по Крайовския договор от 1940 г.

Каварна, плаж – Изкуствен плаж от насипан кариерен пясък на пристанище Каварна с дължина 0,5 км.

Каваклар – (тур. тополи). Нос, разположен между плаж “Журналист” (Кабакум) и курорт “Св. Св. Константин и Елена”. Изграден е от сарматски варовици и пясъчници.

Каваците – (тур. тополи). Плаж на 2 км южно от гр. Созопол между н. Христос и н. Св. Агалина. Дължина 2,1 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 39 %. Малки дюни с пясъчни лилии.

Калиакра – (грц. красив нос; антично име Тиризис Акра–нос на теризите, тракийско племе). Скалист нос на 12 км югоизточно от гр. Каварна, вдаден на 2 км в морето, висок 70 м. Изграден е от червено обагчени сарматски варовици. Обявен е за природен резерват през 1941 г. с площ 687 ха. Запазени са останки от древна крепост. Туристически обект.

Калкантепе – (тур. калкан–щит, тепе–връх, хълм). Местност на брега на община Каварна, между селата Топола и Божурец. Брегът е изграден от сарматски варовици с височина до 38 м, в които средната скорост на абразия е 14 см/год.

Камен бряг – (до 1942 г. Кая бейкьой). Село в община Каварна на 12 км северно от н. Калиакра. Население 87 жители. Развито зърнопроизводство и животновъдство.

Камчия, курорт – Курорт в близост до устието на р. Камчия, в местност Лонгоз. Строителството му започва през 1971 г.

Камчия, река – (стбълг. Камчии–лодкар; антично име Панисос, средновековни имена Тича и Камчи сую). Най-голямата българска черноморска река- дължина 244,5 км, водосборна площ 5358 км², водно количество 20 м³/сек. По-големи притоци Луда Камчия, Елешница, Комлудере и др. След построяване на 4 язовира наносният и отток намалява от 2,1 млн. т/год. на 0,5 млн. т/год. В долното си течение преминава през местността Лонгоз, покрита с ясенови и брестови гори и увивна растителност. През 1951 г. 842 ха в устието на реката са обявени за природен резерват.

Камчия–Шкорпиловци – Най-големият плаж по Българското черноморско крайбрежие с дължина 12,7 км, широчина до 300 м и площ 2 км². Пясъкът е среднозърнест, кварцов с ниско карбонатно съдържание 3–8 % и съдържание на тежки минерали до 10 %. Дюните на плажа достигат височина 8,5 м.

Караагач – (тур. бряст). Нос на 1 км южно от гр. Китен. Изграден е от горнокредни вулкански туфи.

Карантината – (итал. четиридесет дни). Местност между плаж

Аспарухово и н. Галата в южната част на Варненски залив, където в миналото корабите са били изолирани за известно време за избягване на заразни болести.

Карвуна (Карбона) – Средновековно име на гр. Каварна.

Карон Лимен – (грц. пристанище на карите). Антично селище при н. Шабла, съществувало до VI в.

Карталбурун – (тур. орлов нос). Нос на 3,5 км източно от с. Дуранкулак. Изграден е от лъос с височина 13 м, в който средната скорост на абразия е 11 см/год. Наименованието е свързано с морските орли, обитавали в миналото района.

Карталийско (Орлово, Балтата) блато – Най-северният лиман по Българското черноморско крайбрежие, разположен югозападно от н. Карталбурун. Оформен е в карстова долина. Подхранва се от подземни води и валежи.

Кастрици – (грц. крепост). Средновековното име на варненския квартал Виница.

Кастро – (грц. крепост). Нос на южния бряг на залива на Царево, където е разположена старата част на града. Изграден е от сарматски варовици.

Кая – (тур. скала). Нос северно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокреден вулкански тефроиден флиш.

Китен, град – (до 1937 г. Урдовиза). Град на 4 км южно от гр. Приморско. Население 867 жители. Разположен е на височина 20 м върху малък полуостров. Морски курорт. Развито овощарство, лозарство, риболов.

Китен, плаж – Южният плаж на гр. Китен. Дължина 1,2 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 30 %.

Китенска река (р. Караагач) – Река, вливаща се на 1 км южно от гр. Китен. Дължина 30,5 км, водосборна площ 224 км², водно количество 1 м³/сек., наносен отток 21300 т/год.

Козлука – (тур. козлук–място с орехи, означава още преграда за добитък). Нос на 7,5 км западно от н. Емине. Изграден е от пясъчници и мергели, в които средната скорост на абразия е 8 см/год.

Козяк – Средновековното име на с. Обзор.

Кокетрайс – Подводна пясъчна банка на разстояние 5 км южно

от н. Емине, открита от английския хидрографен кораб “Кокетрайс” през 1897 г. Връхната и част е на дълбочина 16 м. Изграден е от едро–и среднозърнести кварцово–фелдшпатови пясъци, примесени с мидени черупки с обща дебелина 26 м, като под тях е отложена тиня. Банката представлява система от реликтови пясъчни коси, образувани от наносите на р. Палеоухаджийска.

Кокодива – (трак. град на Коокос). Местност южно от н. Каваклар, където се намират останки от антично селище.

Колокита – (грц. тиква, кратуна). Нос на 3 км югоизточно от гр. Созопол, най-северният нос на п-ов Божака. Изграден е от горнокредни вулкански скали, латити и трахити.

Коракя (Коритория) – (грц. гарвани). Нос на 3 км северно от Маслен нос. Висок 44 м. Изграден е от горнокредни вулкански туфи. Обрасъл е с храсти и широколистни дървета.

Кочан, нос – (грц. скрит). Нос на 7,5 км северно от н. Емине. Изграден е от палеоценски пясъчници и мергели. Покрит е от широколистна гора.

Кочан, плаж – Плаж, южно от н. Кочан. Дължина 0,5 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6 %.

Крайморие, квартал – Квартал на гр. Бургас, разположен в южната част на Бургаския залив, на 2 км югоизточно от н. Форос. Морски курорт.

Крайморие, плаж – Плаж източно от кв. Крайморие. Дължина 1,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 26 % и съдържание на тежки минерали 36 %.

Крайморие–юг, плаж – Плаж на 1 км югоизточно от кв. Крайморие. Дължина 0,6 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 25 % и съдържание на тежки минерали 20 %.

Кранево – (до 1942 г. Екрене). Село в община Балчик на 24 км североизточно от гр. Варна. Разположено е на височина 20 м в най-североизточните разклонения на Франгенското плато. Население 971 жители. Морски курорт. Развито лозарство, овощарство, зеленчукопроизводство. Името произлиза от крепостта Кранея (Крън; стбълг. отчупен, изрязан).

Краневска река (р. Екрене) – Река, вливаща се в Черно море при с.

Краново. Дължина 14 км, водосборна област 84,5 км², водно количество 0,36 м³/сек., наносен отток 8000 т/год.

Крапец, нос – Нос на 1,5 км североизточно от с. Крапец, висок 11 м. Изграден е от льос, в който средната скорост на абразия е 11 см/год.

Крапец, село – (до 1942 г. Карапча, стбълг. карп–шаран). Село в община Шабла на 12 км южно от границата с Румъния. Разположено е на височина 6 м. Население 330 жители. Развито зърнопроизводство, зеленчукопроизводство, овцевъдство, риболов. Морски курорт.

Кротирия (Червеният нос) – (грц. шум, грохот). Нос на 4 км западно от гр. Поморие. Висок е 6 м. Изграден е от сарматски варовици.

Кръстова банка (Кресцент) – Банка на 2 км югоизточно от гр. Поморие. Връхната и част е на дълбочина 8 м. Изградена е от сарматски варовици и пясъчници. Открита е от английския хидрографен кораб “Спитфайър” през 1854 г.

Къмпинг Градина, плаж – Плаж на 3 км западно от гр. Созопол. Дължина 4 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 20 % и съдържание на тежки минерали 5 %.

Къмпинг Делфин, плаж – Плаж между с. Варвара и гр. Ахтопол. Дължина 0,2 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 25 % и съдържание на тежки минерали 8 %.

Къмпинг Европа, плаж – Плаж на 5 км западно от гр. Поморие, между н. Лахна и н. Кротирия. Дължина 2,5 км. Пясъкът е среднозърнест, магнетитов с карбонатно съдържание 14 % и съдържание на тежки минерали 75 %.

Къмпинг Корал, плаж – Плаж на 2,5 км южно от гр. Китен. Дължина 0,8 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 42 % и съдържание на тежки минерали 18 %.

Къмпинг Оазис, (Потурнашки) плаж – Плаж при устието на р. Потурнашка на 1 км югоизточно от с. Лозенец. Дължина 0,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 35 %.

- Къмпинг Черноморец, плаж** – Източният плаж на с. Черноморец. Дължина 0,4 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 20 % и съдържание на тежки минерали 36 %.
- Къмпинг Юг, плаж** – Плаж на 1,5 км южно от гр. Китен. Дължина 0,3 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 42 %.
- Кюприя** – (тур. мост). Нос, на който е разположен гр. Приморско. Изграден е от сарматски варовици с височина до 20 м. Според някои изследователи името произлиза от старогръцки и означава кошара, обор.
- Лафински камъни** – (грц. скрити, незабелязани). Плитчина на 4 км югоизточно от гр. Царево, разположена между н. Рохи и н. Манастирич на дълбочина по-голяма от 10 м.
- Лакна** – (грц. зеле, зеленчуци). Нос на 7 км западно от гр. Поморие, висок 30 м. Изграден е от миоценски пясъчници и алевролити, в които средната скорост на абразия е 29 см/год. Името произлиза от голямото количество водорасли, морска трева.
- Лимнос** – (грц. пристанище). Северният нос на залива, на който е разположен гр. Царево. Изграден е от сарматски варовици. При югоизточния му край е построен вълнолом.
- Листи** – (грц. разбойник, пират). Нос на 3,5 км югоизточно от с. Синеморец. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш. Заливът до носа е бил скривалище на пирати.
- Лозенец, плаж** – Плаж северно от с. Лозенец. Дължина 0,6 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 44 %.
- Лозенец, село** – (до 1931 г. Ембелец, грц. лозя през тур.). Село в Бургаска област, на 6 км северозападно от гр. Царево. Население 467 жители. Морски курорт. Развито лозарство и овощарство.
- Манастирич** – Нос на 2,5 км северно от с. Варвара. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш. На носа в миналото е имало манастир.
- Мандренско езеро** – Най-южното от Бургаските езера. Лиман с площ 10 км², обем 11 млн. м³, дълбочина до 5 м. Бреговете му са ниски и обрасли с тръстика.

- Малка Тузла** – Плаж в местността Тузлата на 4 км източно от гр. Балчик. Дължина 0,3 км, широчина до 25 м. Пясъкът е среднозърнест, карбонатен, с карбонатно съдържание 70 %.
- Маслен нос (Зейтинбурун, Еля)** – Стръмен, скалист нос на 5 км североизточно от гр. Приморско. Изграден е от сиенити. От южната страна на носа е имало маслинова горичка. Поточният превод на името е Маслинов нос.
- Месамбрия (Месемврия)** – (трак. град на Мелса, легендарен тракийски цар). Антично селище на мястото на гр. Несебър. Основано е в края на бронзовата епоха като укрепен тракийски град с две пристанища–северно и южно. Около 510 г. пр.Хр. е образувана древногръцка колония от преселници от градовете Мегара, Бизантион и Калхедон. По това време територията на Несебърския полуостров е била два пъти по-голяма в сравнение с днешната.
- Момчил** – Квартал на гр. Балчик на 3 км югозападно от града. В близост е разположено свлачище, възникнало след земетресението през 1901 г.
- Навлохос** – Колония на Месемврия при днешното с. Обзор. Крепостта е съществувала до V–VI в.
- Наневска (Къшлаярска) тузла** – Малка лагуна на около 5 км североизточно от н. Калиакра, разположена в землището на с. Св. Никола. Площ 0,1 км², дълбочина 0,3 м. Обрасла е с тръстика, папур, цветни и блатни растения.
- Несебър** – (до 1934 г. Месемврия). Град в Бургаска област на 38 км североизточно от Бургас, център на община. Население 11000 жители. Морски курорт със 140 хотела, обявен през 1956 г. за архитектурен резерват. Старата част на града е разположена на Несебърския полуостров и е свързана със сушата чрез тесен провлак дълъг 400 м. Пристанище, развито растениевъдство и риболов. От 510 г. пр.Хр. е древногръцка колония на мястото на тракийското селище Месамбрия (град на Мелса). През 812 г. е присъединен към България от кан Крум. Най-голям разцвет през Средновековието достига през XIV в. при цар Иван Александър.
- Несебърски дюни** – Плаж между гр. Несебър и н. Акротирия. Дължина 1,3 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно

съдържание 17 %. Западно от плажа са разположени дюни с височина до 10 м.

Несебърски залив – Залив, северно от Несебърския полуостров, отворен широко към морето.

Несебърски полуостров – Полуостров на 3 км североизточно от н. Акротирия, разположен в южния край на курорт “Слънчев бряг”. Изграден е от сарматски варовици. Свързан е със сушата чрез тесен провлак. Площта му е около 0,2 км², като археологическите данни показват, че в древността е била два пъти по-голяма и е намаляла в резултат на абразията и повишаването на морското ниво.

Нестинарка – Плаж на 2 км югоизточно от гр. Царево. Дължина 0,6 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 32 % и съдържание на тежки минерали 4 %.

Обзор, плаж – Плаж при устието на р. Двойница. Дължина 4,3 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5 %.

Обзор, село – (до 1934 г. Гъзекен, до 1935 г. Козякград). Село в Бургаска област на 5 км южно от гр. Бяла. Население 1970 жители. Морски курорт, разположен южно от устието на р. Двойница в най-източните разклонения на Еминската планина на височина до 65 м. Развито зърнопроизводство, овощарство и лозарство. В района на с. Обзор е била разположена колонията на Месемврия Навлохос, през римското владичество тук се е намирала станцията Темплум Йовис с голям храм на Юпитер. Крепостта е съществувала до V–VI в. На 3 км западно от селото се намират останките на средновековната българска крепост Козяк.

Обзор–юг – Плаж южно от с. Обзор. Дължина 2,7 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6 %.

Одесос – (трак. място до вода). Древногръцка колония, основана през втората четвърт на VI в. пр.Хр. от преселници от гр. Милет при едноименното тракийско селище на мястото на днешния гр. Варна. От средата на IV в. пр.Хр. е голям търговски център с пристанище, което сече бронзови, сребърни и златни монети. Завладян е от римляните през 29–28 г. пр.Хр. и присъединен към провинция Мизия. Най-значителен

архитектурен паметник от този период са Римските терми. През късната античност (IV в.) градът е разширен и ограден с крепостна стена. В началото на VII в. е завладян от славяните и наречен Варна.

Осеново – (до 1934 г. Дишбудак). Село на 3 км западно от с. Кранево, община Аксаково. Население 389 жители. Развито зърнопроизводство и животновъдство.

Панисос – Античното име на р. Камчия.

Палеца (Палица) – Нос на 3 км северно от устието на р. Камчия. Изграден е от миоценски пясъчници. Палица на старобългарски означава тояга.

Папия – (грц. патица). Най-високият (501 м) връх на рид Босна, разположен на 4 км западно от с. Варвара. Изграден е от горнокредни вулкански андезитни туфи и туфобрекчи, издигнати над староплиоценска денудационна повърхнина.

Парк Росен (Отманли) – Плаж в южната част на Бургаски залив между н. Чукаля и н. Атия. Дължина 2,7 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 13 %. Наименованието Отманли произлиза от немска дума през турски език и означава надзирател на леярите, които са топели медна руда.

Паша дере – Плаж на 8 км южно от н. Галата. Дължина 1,3 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 13 %. По време на руско–турската война през 1828 г. при потока до плажа е бил убит турски паша.

Перла–Приморско – Северният плаж на гр. Приморско. Дължина 2,7 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 46 %.

Пода – Местност в южната част на Бургаски залив, югозападно от н. Форос, където Мандренското езеро се свързва с морето. Под се е наричал дървеният сал, с който се е преминавало устието, чрез изтеглянето му с въже.

Поморие – (до 1934 г. Анхиало). Град в Бургаска област на 22 км североизточно от гр. Бургас. Население 13629 жители, център на община. Разположен е на полуостров с височина 6–7 м. Морски курорт, солодобив, риболов, калолечение. Развито лозарство, винарство, зеленчукопроизводство. През

V в. пр.Хр. е основана древногръцката колония Анхиало, като търговско поселище на Аполония. След края на III в. е епископски център. Градът е разрушен от аварите в края на VI в. Известен е със старобългарското име Тутхом (четвърти). През средновековието пристанището на Анхиало се разраства значително. През 1453 г. пада под властта на османските турци.

Поморие–север – Източният плаж на гр. Поморие. Дължина 1,9 км. Пясъкът е среднозърнест, магнетитов с карбонатно съдържание 17 % и съдържание на тежки минерали 62 %.

Поморие–юг – Западният плаж на гр. Поморие. Дължина 1,3 км. Пясъкът е среднозърнест, магнетитов с карбонатно съдържание 24 % и съдържание на тежки минерали 75 %.

Поморийска банка – Скална банка на 3 км южно от гр. Поморие. Върхът и е на дълбочина 6 м. Изградена е от сарматски варовици.

Поморийска коса – Плаж, отделящ Поморийското езеро от морето. Дължина 8,3 км, широчина 100–200 м. Пясъкът е среднозърнест, магнетитов с карбонатно съдържание 12 % и съдържание на тежки минерали 73 %.

Поморийски риф – Скална банка на 1 км източно от гр. Поморие. Върхът и е на дълбочина 1 м. Изградена е от сарматски варовици.

Поморийско (Анхиалско) езеро – Най-голямата лагуна по Българското черноморско крайбрежие, разположена на 2 км северно от гр. Поморие. Площ 8,5 км², дължина 6,7 км, обем 3,5 млн. м³, дълбочина до 1,4 м. В езерото са създадени солници с добив около 35000 тона морска сол годишно.

Приморско – (до 1934 г. Кюприя, средновековно име Зонарита). Град в Бургаска област на 15 км северозападно от гр. Царево, център на община. Население 2428 жители. Разположен е на н. Кюприя на височина 20 м. Морски курорт. Развито зърнопроизводство, овцевъдство и птицевъдство.

Приморско – ММЦ–Южният плаж на гр. Приморско при международния младежки център. Дължина 2,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 34 % и съдържание на тежки минерали 8 %.

- Провадийска река** – (грц. проват–овца, превод на името на българската крепост Овеч). Река, вливаща се в Белославското езеро. Дължина 119 км, водосборна площ 2132 км², водно количество 2 м³/сек., наносен отток 71000 т/год.
- Равда–изток** – Плаж източно от с. Равда. Дължина 1,9 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 14 % и съдържание на тежки минерали 10 %.
- Равда, нос** – (грц. прът, тояга). Нос на 0,5 км южно от с. Равда. Изграден е от сарматски варовици, в които средната скорост на абразия е 8 см/год.
- Равда, село** – Село в Бургаска област на 5 км югозападно от гр. Несебър, известно от средновековието под същото име. Население 1645 жители. Морски курорт. Развито лозарство и зеленчукопроизводство.
- Равда–юг** – Южният плаж на с. Равда- дължина 0,6 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 15 %.
- Равденски риф** – Скална банка на 2 км южно от с. Равда. Върхът и е на дълбочина 5 м. Изградена е от сарматски варовици.
- Резово, нос** – Висок нос северно от устието на р. Резовска, изграден от горнокредни вулкански пирокластити.
- Резово, село** – Най-южното селище по Българското черноморско крайбрежие, община Царево. Население 64 жители. Развито животновъдство. Името му произлиза от името на цар Рез, известен от “Илиада” на Омир.
- Резовска река (Резвая)** – Гранична река между България и Турция. Дължина 112 км, водосборна площ 183 км², водно количество 0,8 м³/сек, наносен отток 17400 т/год.
- Ривиера** – Плаж южно от курорт “Златни пясъци”. Дължина 1,8 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 12 %.
- Родни балкани** – Плаж на 10 км южно от н. Галата. Дължина 2,4 км. Пясъкът на плажа е среднозърнест, кварцов.
- Ропотамо, плаж** – Плаж в устието на р. Ропотамо- дължина 0,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 34 %.
- Ропотамо, река** – (грц. орос потамос–гранична река; според някои изследователи името произли от калогеропотамос, тъй като

е имало средновековен манастир близо до устието на реката). Река, вливаща се в Черно море на 4 км северозападно от Маслен нос. Дължина 48,5 км, водосборна площ 249 км², водно количество 1,2 м³/сек., наносен отток 23600 т/год. Голяма част от долината на реката е лонгоз със заливни гори, увивна растителност и водни лилии. От 1940 г. устието на реката включително и езерото Аркутино са обявени за природен резерват с площ от 847 ха.

Русалка – Курорт на 16 км североизточно от н. Калиакра в местността Тауклиман. Строителството му започва през 1967 г.

Русокастренска река – Река, вливаща се в Мандренското езеро. Дължина 65,4 км, водосборна площ 525 км², водно количество 2,5 м³/сек., наносен отток 20400 т/год.

Сакъма дера – (тур. дол, задържащ вода и пясък). Плаж на 6 км южно от н. Галата. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 5 %.

Сарафово, квартал – (до 1931 г. Папарос). Квартал на гр. Бургас на 10 км североизточно от града. В близост е разположено голямо циркусообразно свлачище с дължина 3 км и широчина до 280 м. Развито е зърнопроизводството и птицевъдството. Морски курорт.

Сарафово, плаж – Плажът на Бургаския квартал Сарафово. Дължина 3,3 км. Пясъкът е среднозърнест, магнетитов, с карбонатно съдържание 8 % и съдържание на тежки минерали 75 %.

Св. Агалина (Ая Галина) – Нос на 6 км югоизточно от гр. Созопол, висок 20–40 м. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Св. Анастасия – (от 1945 до 1991 г. о. Болшевик). Остров в Бургаски залив на 6,5 км югоизточно от гр. Бургас, на 1,8 км североизточно от н. Чукаля. Площ 22 дка, височина 12 м. Изграден е от вулкански скали. На острова има фар и се е намирал женски манастир.

Св. Атанас – Нос на 1,5 км югоизточно от гр. Бяла, висок 30 м. Изграден е от светли палеоценски варовици и пясъчници. При носа е било разположено древното тракийско селище Виза. Гръцкото название на носа е Локса–крив.

Св. Влас, град – Град в Бургаска област на 10 км северно от гр.

Несебър. Разположен е по южните склонове на Еминската планина на височина 30–100 м. Население 1895 жители. Морски курорт с 85 хотела. Развито лозарство и овощарство. Св. Влас е покровител на животните.

Св. Влас, плаж – Плаж южно от гр. Св. Влас. Дължина 1,5 км. Пясъкът е дребнозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 7 %.

Св. Георги (Варненски залив) – Най-северният нос на Варненски залив. Изграден е от сарматски пясъчници.

Св. Георги (Ахтопол) – Най-северният нос на полуострова, на който е разположен гр. Ахтопол. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш.

Св. Димитър (Варненски залив) – Най-западният нос на местността Евксиноград на 5 км североизточно от гр. Варна. Изграден е от сарматски пясъчници и мергели. На носа през 30-те години на XIX в. е бил построен манастирът “Св. Димитър”.

Св. Димитър (Ропотамо) – Нос източно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Св. Иван (Мегалонизи) – Най-големият български черноморски остров, разположен на 1 км северно от гр. Созопол. Площ 260 дка, височина 33 м. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити. Името Мегалонизи на гръцки език означава голям остров.

Св. Кирик (Св. Кирил, Микронизи) – Вторият по големина български черноморски остров, който е свързан чрез вълнолом с гр. Созопол през 1926 г. Площ 83 дка, височина 15 м. Островът е застроен. Изграден е от трахити. Името Микронизи на гръцки език означава малък остров.

Св. Константин – Нос в южната част на курорт “Св. Св. Константин и Елена”, разположен северно от н. Св. Георги. Изграден е от сарматски пясъчници и варовици.

Св. Константин–север, плаж – Северният плаж на курорт “Св. Св. Константин и Елена”. Дължина 1,3 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 9 %.

Св. Константин–юг, плаж – Южният плаж на курорт “Св. Св. Константин и Елена”. Дължина 0,3 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 8 %.

Св. Параскева – Нос на 2 км северно от Маслен нос. Изграден е от

сиенити. Заливът до носа в древността е бил скривалище на пирати.

Св. Петър – Остров на 3 км северно от гр. Созопол, разположен източно от н. Св. Иван. Площ 15 дка, височина 9 м. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Св. Св. Константин и Елена – (от 1948 до 1991 г. Дружба). Курорт на 9 км северно от гр. Варна, разположен на височина 10–15 м. Строителството му започва през 1948 г. Разполага с 46 хотела.

Св. Стефан – Средният от трите носа на п-ов Божака на 3 км югоизточно от гр. Созопол. Изграден е от вулкански скали, латити и трахити.

Св. Яни (Варненски залив) – Нос в местността Евксиноград на 5 км североизточно от гр. Варна, разположен източно от н. Св. Димитър. На носа се е намирала средновековната крепост Кастрици (Чаталташ калеси). Изграден е от сарматски пясъчници и мергели. Ай Яни е гръцкото название на Св. Иван Кръстител.

Св. Яни (Ахтопол) – Южният нос на залива, на който е разположен гр. Ахтопол. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш.

Сиврибурун – (тур. остър нос). Най-северният нос на Българското черноморско крайбрежие, висок 14 км. Изграден е от лъос, в който средната скорост на абразия е 15 см/год.

Силистар, нос – (грц. място до разбойническото). Нос на 4 км северозападно от с. Резово. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш. Намира се в близост до залива Листи, където са се укривали пирати.

Силистар, плаж – Плаж в устието на р. Силистар. Дължина 0,4 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов.

Силистар, река – Река вливаща с на 4 км северозападно от с. Резово. Дължина 12,7 км, водосборна площ 21 км², водно количество 0,1 м³/сек., наносен отток 2000 т/год. Устието и е превърнато в лиман.

Синеморец, нос – Нос южно от устието на р. Велека. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш.

Синеморец, село – (до 1934 г. Каланджа, тур. дебел; гръцко име Галазьо–небесносин). Село в Бургаска област на 20 км

югоизточно от гр. Царево. Население 264 жители. Морски курорт. Развито зърнопроизводство и животновъдство.

Скомболиорош (Скомболито) – (грц.–броеница от камъни). Нос на 0,5 км северно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Слънчев бряг, курорт – Курорт на 6 км северно от гр. Несебър. От север е ограден от Еминската планина, от запад–от крайбрежна гора, на юг достига до Несебърския полуостров. Строителството му започва през 1957 г. Разполага със 273 хотела.

Слънчев бряг, плаж – Плажът на курорт “Слънчев бряг”. Дължина 5,3 км, ширина 50 м. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 8 %.

Созопол – (грц. град на спасението). Град в Бургаска област на 32 км югоизточно от гр. Бургас, център на община с 19 съставни селища. Население 4358 жители. Градът е разположен на полуостров с височина 10 м и чрез вълнолом е свързан с о. Св. Кирик. Морски курорт с 234 хотела. Развито лозарство, овощарство, зеленчукопроизводство, риболов. Созопол е основан през VII в. пр.Хр. като колония на милетски гърци под името Аполония. След приемане на християнството през IV в. сл.Хр. е преименуван на Созопол. Включен е в пределите на Българската държава през 812 г. от кан Крум. През средновековието е важен търговски център за износ на дървени въглища и кожи. През Възраждането изживява икономически и културен подъем като 194 сгради в града са обявени за паметници на културата. Според някои изследователи Созопол означава град на лечителя (спасителя) и е превод на името Аполония, тъй като бог Аполон има прозвище лекар.

Созополски залив – Залив, разположен западно от гр. Созопол до н. Харисосотира. Широко е отворен към морето.

Созопол–централен, плаж – Плаж между полуострова на гр. Созопол и н. Харманите. Дължина 0,5 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 32 %.

Сока – (тур. вкарвам, втиквам). Скална банка в Бургаски залив на 4 км южно от квартал Сарафово. Върхът и е на дълбочина 4 м.

Изградена е от миоценски пясъчници и варовици.

Средецка река—Река, вливаща се в Мандренското езеро. Дължина 69 км, водосборна площ 985 км², водно количество 4,8 м³/сек., наносен отток 37300 т/год.

Ставро банка—(грц. кръст). Скална банка на 4 км южно от гр. Поморие. Върхът и е на 4 м дълбочина. Изградена е от сарматски варовици.

Стомопло—(грц. устица). Лагуна в близост до гр. Приморско. Площ 0,06 км², дълбочина до 0,5 м. Обрасла е с блатна растителност. Свързана е с морето посредством канал.

Таласакра—(грц. морски нос). Нос на 0,5 км източно от с. Черноморец. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити. Според някои изследователи името произлиза от тюлените, обитавали в миналото залива до носа.

Тарха (Тарфа)—(грц. храсталак). Нос на 1 км източно от с. Лозенец. Изграден е от горнокредни вулкански туфи.

Тауклиман—(тур. птичи залив). Местност на 16 км североизточно от н. Калиакра, в която е разположено голямо линейно—блоково свлачище в сарматски варовици. В залива намират подслон много водоплаващи морски кокошки.

Тиризис Акра—(грц. нос на теризите, тракийско племе). Античното име на н. Калиакра.

Топола—(до 1942 г. Татар суютчук—тур. татарска върба). Село на 6 км западно от гр. Каварна. Население 63 жители. Развито зърнопроизводство и животновъдство.

Траката - (грц. пляскане). Местност в северната част на Варненски залив западно от Евксиноград. Брегът е висок, свлачищен и срутищен. Изграден е от сарматски мергели и пясъчници, в които скоростта на абразия е 20 см/год.

Тузлата—(тур. сол). Местност на 5 км източно от гр. Балчик, където край малко свлачищно езеро—лагуна е разположен калолечебен център.

Тюленово—(до 1942 г. Калъчкьой, тур. село Сърп, средновековно име Кълъч бег). Село на 12 км югоизточно от гр. Шабла, разположено на височина 30 м. Население 84 жители. Развито зърнопроизводство, овцевъдство и добив на нефт (от 1952 г.). Пещерите в скалите около селото са били обитавани в

миналото от тюлени.

Узунгерен–(тур. дългият герен–напукана земя). Североизточният бряг на Мандренското езеро, където тинята се напуква при спадане на нивото на езерото.

Урдовиза–(трак. град–пристанище). Нос на 0,5 км източно от гр. Китен. Изграден е от горнокредни вулкански псефитни туфи. На носа е разположена антична крепост, която съгласно легендата е основана от Виза–дъщеря на син на Зевс и земна жена.

Факийска, река–Река, вливаща се в Мандренското езеро. Дължина 87,3 км, водосборна площ 641 км², водно количество 4 м³/сек., наносен отток 44600 м³/год.

Фичоза, местност–(грц. водорасли през тур.). Местност на 2 км южно от н. Галата с надморска височина 5–10 м. Изградена е от миоценови варовици, пясъчници, глин и пясъци, в които скоростта на абразия е 22 см/год.

Фичоза, плаж–Плаж на 2 км южно от н. Галата. Дължина 1,1 км. Пясъкът е едрозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6 %.

Форос (Порос)–(грц. форос–данък; порос–брод). Нос в южната част на Бургаски залив на 1,5 км северно от кв. Крайморие. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Франгенско плато–(тур. френги–западноевропейец; стбълг. фригениезци). Плато между долината на р. Батова и северното Варненско крайбрежие. Височина до 350 м. Изградено е от сарматски варовици и пясъчници. Съществуват многобройни свлачища по неговите северни, източни и южни склонове.

Хаджийска река–(до 1942 г. Хаджидере, тур. аджъ–горчиво). Река, вливаща се в Черно море при курорт “Слънчев бряг”. Дължина 55,3 км, водосборна площ 356 км², водно количество 1,5 м³/сек., наносен отток 33800 т/год.

Харманите, нос–(тур. вършитба). Нос, на който е разположена южната част на гр. Созопол. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Харманите, плаж–Плаж на гр. Созопол, разположен южно от н. Харманите. Дължина 1,2 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 47 % и

съдържание на тежки метали 4 %. На плажа се провеждат археологически разкопки на елинистичния некропол на Аполония.

Хасекията–(тур. поземлено владение). Местност западно от н. Атлиман в поречието на реките Китенска (Караагач) и Велека (Велика). Дължина 50 км, широчина 20 км. През османското владичество е била привилегирована територия, освободена от данъци.

Хрисосотира (Червенка)–(грц. златно спасение). Нос на 3 км северозападно от гр. Созопол в северния край на Созополския залив. Изграден е от сиенити.

Христос (Чаюка)–(грц. помазаник божи). Най-южният нос на полуостров Божака на 3 км югоизточно от гр. Созопол. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити.

Хумата–(грц. пръст, могила). Нос на 1,5 км северозападно от устието на р. Ропотамо. Изграден е от горнокреден тефроиден флиш.

Царево–(до 1934 г. Василико, от 1950 до 1991 г. Мичурин). Град в Бургаска област на 70 км югозападно от гр. Бургас. Основан е от гърци през XII в. Население 5877 жители. Център на община, разположен на полуостров с височина 10 м. Развито лозарство, овощарство, животновъдство, дървообработване, лодкостроене. Пристанище. Присъединен към България съгласно Цариградския договор от 1913 г.

Царево–Попски, плаж–Плаж на 1,5 км северно от гр. Царево. Дължина 0,2 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 46 %. Плажът е бил посещаван от свещениците на Василико.

Царево–централен, плаж–Плажът на гр. Царево. Дължина 0,4 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно–кварцов, с карбонатно съдържание 30 % и съдържание на тежки минерали 10 %.

Черни нос (Карабурун, Мавро моло)–Нос на 5 км северно от гр. Бяла. Изграден е от сарматски пясъчници, в които скоростта на абразия е 16 см/год.

Черни нос–Белия нос, плаж–Плаж в устията на реките Карадере и Акдере (Бяла река) на 1,5 км северно от гр. Бяла. Дължина 3 км. Пясъкът е среднозърнест, кварцов, с карбонатно съдържание 6 %.

- Черноморец, плаж**—Северният плаж на с. Черноморец. Дължина 0,7 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатно-кварцов, с карбонатно съдържание 25 % и съдържание на тежки минерали 36 %.
- Черноморец, град**—(до 1951 г. Св. Никола, средновековно име Ая Никола). Град в Бургаска област на 9 км северозападно от гр. Созопол, разположено на н. Таласакра на височина 20 м. Население 2044 жители. Морски курорт. Развито лозарство, животновъдство, зърнопроизводство.
- Чимово (Чимос)**—(грц. гняв). Подводна банка на 1,5 км източно от Поморийска коса. Съставена е от литифициран детритусов материал, под който залягат чакъли и глини. Върхът и достига 3–4 м дълбочина. Банката е дълга 3 км в посока север–юг и широка 100–150 м.
- Чиракман**—(перс. фенер през тур.). Нос западно от пристанище Каварна, висок 125 м. Изграден е от сарматски варовици. До носа е съществувало тракийско селище, превърнато през V в. пр.Хр. в древногръцката колония Бизоне. Бизоне е разрушен от земетресение през I в. пр.Хр. През VIII в. на негово място възниква българското средновековно селище Карвуна.
- Чукаля (Св. Анастасия)**—(грц. гърне; тур. могила). Нос в южната част на Бургаски залив на 8 км югоизточно от гр. Бургас. Изграден е от горнокредни вулкански скали, трахити. Името вероятно произлиза от множеството керамични отломки, които се срещат около носа.
- Шабла, град**—(лат. песъчлив). Град в Добричка област на 72 км източно от гр. Добрич. Център на община с 16 съставни селища. Разположен е на 6 км западно от морския бряг на височина 20 м. Население 4008 жители. Развито зърнопроизводство, зеленчукопроизводство, говедовъдство. Под това име градът е известен от XVI в. По Букурещкия договор от 1913 г. е предаден на Румъния (с изключение на периода на Първата световна война 1916–18 г.). през 1940 г. по Крайовския договор е върнат на България. Според някои изследователи Шабла на старобългарски означава място, залято от вода, а според други името произлиза от *sabulosus*—лат. песъчлив залив.

Шабла, нос—Нос на Добруджанското крайбрежие на 6 км източно от гр. Шабла, най-източната точка на Република България. Височина 8–10 м. Изграден е от горносарматски варовици, покрити от льос, в който скоростта на абразия е 44 см/год. На н. Шабла се намира най-старият български морски фар, построен в 1856 год. Около него са разкрити останките на античното селище Карон Лимен.

Шабла, плаж—Плаж северно от н. Шабла. Дължина 5,6 км. Пясъкът е среднозърнест, карбонатен, с карбонатно съдържание 92 %. Дюни с височина до 5 м.

Шабленска тузла—Най-северната лагуна по Българското черноморско крайбрежие, разположена на 2,5 км северозападно от н. Шабла. Площ 20 ха, дълбочина до 0,6 м. Бреговете и са обрасли с тръстика.

Шабленско езеро—Лиман разположен на около 5 км северозападно от н. Шабла. Площ 80 ха, дълбочина до 10 м. Представлява удавено суходолие на Шабленска река. Отделено е от морето с пясъчна коса. Подхранва се от подводни карстови извори. През 1979 г. Шабленското езеро и площ от 403 ха около него са обявени за защитена местност.

Шкорпиловска (Фъндъклийска) река—(тур. фъндък—лешник). Река, вливаща се в Черно море при с. Шкорпиловци на 7,5 км южно от устието на р. Камчия. Дължина 27 км, водосборна площ 79 км², водно количество 0,3 м³/сек., наносен отток 7500 т/год.

Шкорпиловци—(до 1934 г. Фъндъкли). Село във Варненска област на 18 км източно от гр. Долни Чифлик. Население 600 жители. Наречено е на братя Шкорпил, които през 1916 г. при археологически разкопки откриват антична крепост на левия бряг на Фъндъклийска река. Развито лозарство, овощарство, зеленчукопроизводство.

Яйлата—(тур. яйла—варовикова, обезлесена, карстова повърхност; лятно пасище). Местност на 1 км южно от с. Камен бряг, която на юг граничи с местността Тауклиман. Яйлата е изградена от сарматски варовици и представлява линейно—блоково свлачище с дължина 2 км и максимална широчина 250 м. През 1989 г. е обявена за археологически резерват с площ

90 х. При археологически разкопки са открити находки от бронзовата, желязната, елинистичната, ранновизантийската епоха и от Дунавска България. Разкрита е запазена крепост от времето на византийския император Анастасий I от началото на VI в.

Приложение 2

Речник по геоморфология на морските брегове

Абразионен коефициент—отношението между дължината на абрадирания бряг и общата дължина на брега. За Българското черноморско крайбрежие абразионният коефициент е 0,59.

Абразионна тераса—абразионна форма на релефа, слабо наклонена полегата повърхност на коренните скали, образувана пред отстъпващия клиф.

Абразия—процес на механично разрушаване на скалите на брега и дъното от морското вълнение. Средната скорост на абразия за Българския черноморски бряг се оценява на 8 см/год.

Аванделта—подводна част на делта, формирана при взаимодействие на течението на реката с морското вълнение. Отличава се с висока скоростта на седиментация.

Авандюна—елементарна еолова форма на релефа, предшестваща образуването на дюна, от която се отличава по своята неподвижност.

Акватория—участък от водната повърхност на океан, море, езеро или пристанище в определени естествени, изкуствени или условно приети граници.

Акреция—нарастване на природни обекти за сметка на естествено прибавяне на нов материал.

Аксински понт—“негостоприемно море”. Първото известно име на Черно море от второто хилядолетие пр.Хр. По сведения на Ератостен и Страбон морето е наречено така, поради трудните условия на плаване, липсата на удобни пристанища и острови и наличието по бреговете на “варварски” племена.

Активен слой—слой от наноси, премествани по време на действие на вълнение или течение. Мощността му зависи от хидравлическата едрина на частиците и от интензивността на движение на водата.

Акумулация—натрупване на наноси на брега или подводния брегови склон, когато количеството на постъпващите наноси перобладва над това, което може да бъде изнесено при дадени хидродинамични условия.

Алеврит (прах)—неспоена теригенна или биогенна седиментна скала с размери на частиците от 0,1 до 0,01 мм в диаметър.

Алевролит—споена с карбонатно или силикатно вещество седиментна скала с алевритов размер на частиците, които я изграждат.

Алувий—седименти, отложени от постоянно течащите води на реките.

Антибриз—горната част на бризовата циркулация, насочена в противоположна посока на долното течение—бриз.

Антропогенен релеф—релеф, изменен или създаден от дейността на хората през вековете на домашинния етап преди началото на XVIII в.

Апвелинг (ъпуелинг)—издигане на водни маси от дълбочина 300–500 м към водната повърхност, вследствие продължително действие на вятър с посока от брега към морето. Предизвиква понижения на температурата на водата, увеличаване на солеността, разтворения кислород и биогенните елементи.

Арагонит—минерал, калциев карбонат, който кристализира под формата на призматични или иглести кристали. Изгражда черупките на много морски животни и е главна съставна част на перлите.

Ариден климат—климат на области с незначителни валежи (10–100 мм), голямо изпарение и оскъдна растителност. Характерен е за пустинни и полупустинни области.

Аргилит—вид седиментна скала, съставена главно от глинести частици, образувани обикновено чрез литификация на тини, които все още не са придобили характерната за шистите слоеста структура. Химичният състав на аргилитите може да бъде различен, но най-често те имат високо съдържание на алуминий и силициев диоксид, както и различно количество алкални и алкалоземни катиони. Не поглъща вода и не изменя обема си.

Асиметрия на вълновия поток—неравенство в големината и продължителността на действие на правите и обратни орбитални вълнови придънни скорости, предизвикано от трансформация на вълнението и преноса на води от вълновия поток.

Атол—пръстеновиден коралов остров във вътрешността на който съществува лагуна.

Байпас—метод на създаване на изкуствен плаж посредством прехвърляне на определен обем наноси от източник на подводния брегови склон към брегови участък с дефицит на плажообразуващ материал. По този начин във Варненския залив е създаден плаж “Варна–буните”.

Баланс на наносите—съотношение между прихода и разхода на наноси за даден участък от бреговата зона. За Българското черноморско крайбрежие приходните елементи на баланса на наносите се оценяват на 4857000 т/год. и се формират от абрадирания материал, твърдия речен отток, еоловия пренос и биогенната седиментация. Разходните елементи включват материал, погребан в акумулационните форми на релефа, загуби от изтриване на наносите и материал, транспортиран извън бреговата зона.

Банка—локално издигане на морското дъно близо до водната повърхност, съставено обикновено от наноси. Типичен пример е разположената на 5 км южно от н. Емине на дълбочина 17 м пясъчна банка “Кокетрайс”. Максималната мощност на пясъците в нея е 26 м.

Бар—надводна акумулационна форма, представляваща ивица наноси, разположена паралелно на брега на разстояние километри от него и съставена обикновено от материал с дънен произход. Образува се при напречно движение на наносите.

Барьерен риф—система от дълги и тесни коралови рифове, успоредни на брега и отделени от него с лагуна.

Батиграфска крива—интегрална графика разстояние/разпределение на дълбочините в бреговата зона. Служи за изучаване на релефа на подводния брегови склон.

Бенч—вж. абразионна тераса.

Берма на плажа—слабо наклонено по посока на морето стъпало на плажа, което разделя по-стръмните зони.

Бийч–рок (литификация)—литифицирани слоеве сред наносите на плажа и подводния брегови склон. Образува се в резултат на карбонатна или желязно–хидроокисна циментация. Превръщане на утайките в скали.

Биогенна седиментация—процес и форма на отлагане в бреговата зона на наноси, образувани от жизнената дейност на морските организми: черупки от миди, охлюви, останки от водорасли, риби и др. Най-широко е разпространена в тропическата зона.

Биомаса—общата маса на живите организми в даден момент на единица дънна площ, под единица водна повърхност или в единица обем.

Биоценоза—съвкупност от живи организми, които населяват определен район от водата или сушата с почти еднородни условия за

съществуване.

Бора—силен и поривист вятър, насочен надолу по планински склон. Наблюдава се в местности, където невисок хребет граничи с морето.

Брегова дъга—открит залив, с отношение между разстоянието на навлизане на морето в сушата и разстоянието между ограничаващите носове по-малко от едница. Образува се при селективна абразия, когато между два устойчиви участъка на брега залягат по-неустойчиви скали. На акумулационните брегове представляват ритмични форми с неголям размер, образувани от вълнението.

Брегова зона—зона, в която морското вълнение оказва въздействие на дъното. Включва в себе си брега и подводния брегови склон. Долната граница на бреговата зона е динамична, тъй като зависи от началото на трансформацията на вълните с различни параметри. За условията на Българския сектор на Черно море тя преминава на дълбочина 20–30 м. Горната граница е линията на заплеска. Бреговата зона се разделя на зона на трансформация на вълните, вълноприбойна зона, в която те се разрушават и зона на заплеска, където вълновите колебания преминават във възвратно—постъпателно движение на водата по повърхността на плажа.

Брегова линия—средномногогодишното положение на уреза на водата; линията на пресичане на морската повърхност със сушата.

Брегови (прибрежно—морски) наноси—пласт наноси, разположени под активния слой, който при съвременните динамични условия не преминава в движение.

Брегозащитни съоръжения—хидротехнически съоръжения за защита на морския бряг от разрушаване и размиване. Поделят се на надлъжни на брега (вълнозащитни стени, дамби, откосни облицовки, подводни вълноломи, изкуствени плажове и острови) и напречни (вълноломи, буни, шпори). Те са пасивни, когато отразяват и разрушават вълните (вълнозащитни стени, дамби) и активни, когато служат за задържане и натрупване на плажови и дънни наноси (буни, подводни и надводни вълноломи, изкуствени острови).

Брекча—кластична скала изградена от незаоблени минерални късове или костни фрагменти.

Бризи—ветрове с денонощна периодичност по бреговете на моретата и големите езера и реки. Дневният (морски) бриз духа от

морето към нагрятото крайбрежие, а нощният (брегови) бриз—от охладеното крайбрежие към морето.

Бряг—ивица суша, на която формите на релефа и натрупването на наноси са създадени от морето при неговото средномногогодишно морско ниво. Долната граница на брега е началото на възвратно—постъпателния прибоен поток, образуван при разрушаването на вълните. Горната граница е подножието на клифа в абразионните участъци и линията на заплеска (горната граница на прибойния поток) в акумулационните участъци.

Бугаз—най-долният слой на древночерноморския подетаж на холоценската серия в Черно море. Бугазките седименти имат възраст 7000—10000 г. и се характеризират със смесен комплекс каспийски и средиземноморски молюски.

Буй—плаващ обект, закотвен на дъното, който маркира плавателен канал, плитчина и др.

Буна—напречно активно брегозащитно съоръжение, предназначено за натрупване на плажови наноси и за предпазване на брега от размиване. Представлява пилотна, железобетонна или гравитационна конструкция. Дължината на буната се определя в зависимост от релефа на подводния брегови склон и условията за постъпване на наноси в защитавания участък. Строителството на буни е най-разпространеният метод за укрепване на Българския черноморски бряг.

Буря—много силен вятър, предизвикващ високи вълни в морето и разрушения на сушата.

Бухта—неголям залив, значително отчленен от основния воден басейн чрез носове или острови. Притежава специфични черти на вътрешен хидрологичен режим и във връхната му част се формира плаж. Типични бухти са малките заливи, разположени южно от гр. Бургас.

Вадозни води—плитки подземни води с атмосферен произход.

Вал брегови—форма на релефа, разположена в тилната част на плажа и образувана под действието на прибойния поток.

Вал подводен—форма на релефа, съставена от пясък, разположена паралелно на разстояние десетки или стотици метри пред акумулационния бряг. Дължината на вала е от порядъка на километри, ширината до 100 м, а височината—1—4 м.

Валуни—неспоени седиментни скали с размер на частиците, по-голям от 20 мм в диаметър.

Варви—ивици от финопесъчливи или глинести седименти с тъмен или светъл цвят, които се редуват. Образуват се под влияние на сезонни климатични изменения и отразяват пълен едногодишен цикъл.

Варовик—споена седиментна скала, изградена главно от калциев карбонат (калцит) и примеси от доломит. Широко е разпространена по Добруджанското крайбрежие.

Ветрово вълнение—вълнение, предизвикано от ветровото действие; през цялото време се намира под неговото влияние и се разпространява в посоката, в която вятърът духа.

Ветрово течение—течение, обусловено от наклона на морската повърхност или разпределение в плътността на водата, предизвикани от действието на вятъра.

Вискозитет—свойство на течностите и газовете да оказват съпротивление при деформация, т. е. при преместване на едни частици спрямо други под действие на външни сили.

Висящи долини—ерозионни долини, врязани в горната част на интензивно абрадиран клифове. Образуват се при резки промени на ерозионния базис или при тектонски движения.

Витяз—слой на древночерноморския подетаж на холоценската серия в Черно море, залягащ над бугазкия. Витязките седименти имат възраст 5500–7000 г. и се отличават с отсъствие на каспийски молюски.

Воден баланс—съотношение между прихода и разхода на вода във Световния океан, в отделните морета, на сушата, на отделни континенти, водосборни области и др.

Вулкански скали—магмени скали, образувани при изливане, изстиване и изкристализиране на лавата на повърхността на земята или на морското дъно. По Българското черноморско крайбрежие са разпространени южно от гр. Бургас.

Входящ ъгъл—участък, в който естествено или изкуствено се изменя експозицията на брега спрямо енергетичната равнодействаща на вълновия режим.

Вълна—движение на течност, притежаваща свободна повърхност, съпровождано от отклонение на тази повърхност от равновесното

положение.

Вълнение—разпространение на вълните по повърхността на морето. Различават се три типа: ветрово, мъртво и смесено.

Вълнова база—дълбочина, на която и най-големите океански вълни не могат да окажат влияние на дъното (около 200 м).

Вълнова сянка—силно отслабване на вълнението при екраниране на брега от остров, нос, подводно препятствие или хидротехническо съоръжение.

Вълнови (стоксов) пренос—пренос на водни маси в посоката на разпространение на вълните.

Вълново течение—течение, образувано вследствие трансформацията на вълновата енергия в бреговата зона.

Вълнолом—външно хидротехническо съоръжение, ограждащо пристанищната акватория от вятър, вълнение и наноси. Вълноломите създават преграда в цялата мощност на водния поток, от морското дъно до височината на щормовите вълни.

Вълноотбойна стена—пасивно съоръжение за брегозащита от масивни бетонни елементи, обикновено с криволинеен профил за отразяване на вълните.

Вълноприбойна ниша—абразионна форма на релефа, изработвана в основата на активен клиф, под действието на прибойния поток.

Вюрм—епохата на последното късноплейстоценско заледряване преди 11000–115000 г.

Географска (морска) миля—единица за дължина, равна на 1 минута от дъгата на меридиана или 1852,2 м.

Геоид—математическото тяло на Земята, ограничено от повърхност, съвпадаща със средното ниво на Световния океан и мислено продължена под континентите, така че да пресича под прав ъгъл направлението на отвесните линии.

Геоидална евстазия—колебания на нивото на Световния океан, обусловени от измененията във формата на геоида. Водната повърхност на океана има неравности с амплитуда до 200 м, причинени от нееднородния дълбочинен строеж на Земята, който води до изменения в силата на тежестта на нейната повърхност.

Геоложка възраст—времето, изминало от момента на образуване на минералите, скалите или геоложките тела.

Геоморфология—наука, която изучава релефа на земната

повърхност с цел да установи произхода, етапите и механизма на развитието му, както и пространствено–времевата му структура с оглед на стопанското му усвояване и рационалното му използване.

Геохронология–последователност (относителна геохронология) или продължителност (абсолютна геохронология) на процесите на образуване на скалните формации, изграждащи земната кора.

Глациоевстатически колебания на нивото–колебания на нивото на Световния океан, предизвикани от увеличаване или съкращаване на континенталните ледници.

Глина–пластична седиментна скала с частици с пелитови размери по-малки от 0,01 мм. Изградена е от водни алуминиеви силикати–каолинит, монтморилонит, хидроslюди и др.

Грабен–ограничен от разломи блок, който е понижен по отношение на съседните блокове.

Гравий–неспоена, теригенна или биогенна седиментна скала с размери на частиците 1–10 мм.

Градиентно течение–течение, възникващо в бреговата зона, вследствие на хидростатичен градиент, обусловен от неравномерността на вълновия или ветрови нагон, въздействието на приливи или на дънния релеф.

Гранулометричен (зърнометричен) състав на наносите–процентно съдържание в общата маса на фракциите от наносни частици с различен диаметър.

Гребен на вълната–точка от вълната с максимално положително отклонение от равновесното състояние.

Грунт–скала или наноси на повърхността на морското дъно, техният състав и физикомеханичните свойства.

Групова скорост на вълните–скорост на движение на формата на вълновата повърхност, възникваща в резултат на сумирането на няколко вълни, близки по своята дължина и с еднаква амплитуда.

Гурий–вж. еоплейстоцен.

Гюнц–епохата на най-древното плейстоценско заледряване преди 565000–590000 г.

Дамба (дига)–надлъжно насипно хидротехническо съоръжение, създавано за защита на крайбрежни територии от заливане или за предпазване на пристанищни акватории от затлачване. Едно от най-широко използваните брегоукрепителни съоръжения по Българското

черноморско крайбрежие.

Делта—аккумуляционна ветрилоподобна брегова форма, образувана главно от алувиален материал в речно устие и прорязана от разклонена мрежа речни ръкави.

Делувий—седименти, образувачи склоновата покривка и формирани от изветрянето, водите от снеготопене и при проливни дъждове.

Денудация—оголване на скалите, свързано с преместване на вещество вследствие на гравитацията при наклони над $35\text{--}45^\circ$ или под действие на водата, леда или вятъра. В резултат се понижава земната повърхност.

Депресия—понижение на земната повърхност, участващо във формирането на сушевия или подводен релеф.

Детритус—дребни частици от органична или частично минерализирана материя (остатъци от растения и животни), които плават във водата или се натрупват на дъното на водния басейн.

Дефицит на наноси—недостиг на наноси в бреговата зона, когато загубите преобладават над постъпването им. Често се предизвиква от техногенно въздействие и се съпровожда с размиване на бреговете.

Дефлация—процес на издухване и отнасяне от вятъра на пясъчния и алевритов материал, при който по морските и езерни крайбрежия се формира ветроустойчива повърхност.

Джемете—най-горният слой на холоценската серия в Черно море (новочерноморски подетаж). Джеметинските седименти имат възраст до 3000 г. и се характеризират със съвременни видове молюски.

Диагенеза—съвкупност от физикомеханични процеси, под действието на които утайките се видоизменят и превръщат в седиментни скали.

Дивергенция на наносните потоци—разпределение на надлъжно-бреговите потоци в противоположни посоки в изпъкнали локални брегови участъци (най-често носове).

Дига—вж. дамба.

Дилатация—процес на деструкция, напукване и разрушаване на скалите, вследствие разширяване при декомпресия от разтоварване на натиска на отгоре лежащите скални или водни маси.

Динамика на бреговата зона—съвкупност от процесите и явленията, обуславящи развитието на бреговата зона.

Дисипация–разсейване на вълновата енергия при взаимодействие с дъното.

Диференциация на наноси–разпределение на наносите по форма, зърнометричен и минерален състав в процеса на тяхното движение под действието на вълнение и течения.

Дифракция на вълната–изкривяване на фронта на вълната при обхождане на надводно препятствие (например края на вълнолом) или при преминаване през тесен проток.

Древни брегови линии–комплекс от древни седименти и форми на релефа, фиксиращи положението на морския бряг в миналото.

Древноевксин–долният етаж на средния плейстоцен в Черно море. Древноевксинските седименти имат възраст 200000–350000 г. и се характеризират с каспийска молюскова фауна.

Дрейф на континентите–съвременна хипотеза за непрекъснатото движение на континентите един спрямо друг и спрямо земната ос. Предложена е през 1912 г. от немския геофизик А. Вегенер.

Дънен транспорт на наноси–преместване на наноси под влияние на вълнението и теченията чрез влачене (без откъсване от дъното).

Дънно триене–съпротивление на дънните наноси или на грапав грунт на морските течения.

Дюна–акумулационна форма на релефа с еолов произход, образувана на морския или езерен бряг с височина до 100 м, обикновено 10–30 м.

Евапорити–химични седиментни скали и минерали, образувани в морета, езера и лагуни в резултат на изпарение на висококонцентрирани природни разтвори.

Евксински понт–“гостоприемно море”. Име на Черно море между VII в. пр.Хр. и III в. сл.Хр. Дадено е след основаването по черноморските брегове на древногръцките колонии и е известно от произведенията на Херодот, Пиндар, Тукидид и др.

Еволюция на бреговата зона–развитие на бреговата зона във времето като формирането и протича в няколко последователни стадии: начален (неизменен от морето изходен бряг); младост (последователно абразионен, абразионно–акумулационен и акумулационен бряг); зрелост (изравнен и вторично разчленен бряг); старост (отмиращ бряг, близък до състояние на динамично равновесие). Крайният стадий е стабилизация, при която брегът излиза от въздействието на морето и

неговото развитие се прекратява.

Евстатични колебания—глобални колебания на морското ниво, поради изменение в обема на океанската вода, вследствие климатични промени, движение на литосферните плочи или интензивна седиментация.

Единична вълна—непериодична, прогресивна вълна, имаща само гребен и безкрайна дължина. Пресмятането на вълновите параметри по теорията за единичната вълна дава добри резултати в близост със зоната на разрушаване на вълната.

Експозиция на брега—разположение на брега спрямо вълноопасните напращения.

Елувий—останали на мястото на изветрянето скални частици, които образуват изветрителна покривка.

Енеолит—каменно—медна епоха, праисторически период, обхващащ V—IV хилядолетие пр.Хр. Характеризира се с най-ранната обработка на метали, вкл. злато (Варненски некропол), мотично и поливно земеделие.

Еолов пренос на наноси—транспорт на наноси под действието на вятъра.

Еоплейстоцен—серия на неогена, обхващаща в Черно море гурийския етаж. Възрастта на гурийските седименти е 0,73—1,81 млн. г.

Епидот—минерал, калциево—алуминиев силикат, съставна част на тежката фракция на плажовите пясъци.

Епиконтинентално море—море, разположено на шелфа или континента и свързано с океана чрез тесен проток.

Ерозия—механично разрушаване на скалите под действие на временно или постоянно течащи повърхностни води.

Естуар—разширено фуниеобразно устие на река, представляващо тесен и дълъг залив.

Еутрофикация на морската вода—увеличаване на количеството на хранителните вещества в морските води поради изобилие на биогенни елементи. Често се получава при замърсяване на водите, когато масово се развива фитопланктон (цъфтеж на морето).

Ефект на Бруун—обяснение на съвременното размиване на бреговете акумулационни форми с бавното евстатическо повишаване на морското ниво.

Ефузивни скали—вж. вулкански скали.

Заледяване на морето—покриване с лед на повърхността на морето в бреговата зона при силни продължителни студове и слаб вятър. По Българското черноморско крайбрежие се отбелязва сравнително рядко—през 1929, 1942 и 1954 г.

Залив—част от океан, море или езеро, която се вдава в сушата, но има свободен водообмен с водоема, към който принадлежи.

Замърсяване на морската вода—промени на естествените свойства на морската вода чрез внасяне на чужди за морето вещества; увеличаване на естествените компоненти над пределно допустимата концентрация; изпускане на горещи води; разпространение на вредни организми и др.

Заплеск—линията, до която достига правият прибоен поток.

Запълване на входящ ъгъл—запълване с наноси на изкривен вдлъбнат контур от брега, при което се образуват акумулационни форми.

Земетресение (моретресение)—еластични вълнови колебания, които обикновено възникват в литосферата и предизвикват деформация на земната кора на сушата и в Световния океан (моретресение). Моретресенията причиняват подводни свличания на седименти и гигантски вълни цунами.

Зиб (мъртво вълнение)—остатъчни ветрови вълни, продължаващи да се разпространяват в даден район по посоката, в която е духал вятърът и след неговото затихване.

Зърнометричен състав на наносите—вж. гранулометричен състав.

Изветряне на скали—повърхностно разрушаване на скалите под действието на атмосферни агенти (механично), химични агенти (химично) или живи организми (биогенно), в резултат на което скалите и минералите се превръщат в нови по-устойчиви продукти при изменените физикомеханични условия.

Изкуствен плаж—съоръжение за защита на бреговете от размиване или за разширяване на съществуващи плажове чрез насипване или намяване на пясъци или чакъли.

Изобати—линии върху карта, съединяващи точки от морското дъно с еднаква дълбочина спрямо средното морско ниво.

Изостазия—теория, според която земната кора плува в подковория

субстрат по законите на хидростатиката.

Изохипси—линии върху карта, съединяващи точки от сушата с еднаква надморска височина.

Изтриване на наноси—загуби в масата на наносите в бреговата зона, в резултат на ударите помежду им, в брега и в морското дъно.

Ингресия—заливане на понижени крайбрежни участъци от морето при евстатично повишаване на нивото или при тектонско потъване на сушата. В резултат се образуват лиманни, фьордови и риасови морски брегове.

Интергласиал—периодът, разделящ две ледникови епохи. Характеризира се със затопляне на климата и топене на ледници.

Инфилтрация—проникване на водите от земната повърхност в почвата.

Каламит—слой на древночерноморския подетаж на холоценската серия в Черно море, залягащ над витязкия. Каламитските седименти имат възраст 3000–5000 г.

Кален вулкан—хълм с конична форма, образуван от кален материал и скални отломки, изхвърлени заедно с вулканските газове.

Калцит—безцветен или бял минерал, калциев карбонат, изграждащ варовици, доломити, мрамори и др. скали.

Канал подходен—изкуствено удълбочаване на дъното на водоема, обезпечавашо влизането на кораби с голямо водоизместване в пристанището.

Каньон—тясна и дълбока долина със стръмни или отвесни склонове.

Капацитет на наносния поток—максимално количество наноси, което надлъжно—бреговият поток може да пренесе за единица време при дадена хидрометеорологична обстановка.

Караджол—западен вятър по Българското черноморско крайбрежие. Времето, когато духа този вятър, е облачно и дъждовно.

Карангат—долният етаж на горния плейстоцен в Черно море. Карангатските седименти имат възраст 30000–120000 г. Карангатският басейн се характеризира с по-висока температура и соленост на водите в сравнение със съвременния.

Карбонати—седименти, съдържащи над 70 % калциев карбонат. Обикновено имат биогенен или химически произход.

Карст—комплекс от брегови или подводни форми на релефа,

образувани под действието на химическата абразия.

Кварц—един от най-разпространените в природата минерали, силициев диоксид, изграждащ пясъци, пясъчници, кварцити, конгломерати, гранити, риолити, и др. скали.

Кватернер—последният период от неозойската ера, който има продължителност 1,81 млн. г. Препоръчва се замяната на термина с неговите подразделения: плейстоцен и холоцен.

Кекур—изолирана в морето скала, устойчива на абразия.

Класификация на бреговете—морфоложка, динамична, структурна, еволюционна или генетична подялба на морските брегове.

Климат—характерен за дадена местност многогодишен режим на времето.

Клиф—абразионна вертикална плоскост, изработена от вълнението в коренни скали, в чието подножие е формиран бенч.

Коефициент на разчлененост—понятие, характеризиращо увеличената дължина на бреговата линия, поради вдлъбване и изпъкване. Представява отношението между дължината на даден участък и дължината на отсечката, съединяваща двата му края.

Колебания на морското ниво—изменения на взаимното положение на повърхността на морето и сушата по вертикала.

Колувий—откъсната, преместена под действие на гравитацията и натрупана в основата на стръмните склонове и сипеи разнокъсова груба скална маса.

Конвергенция на наносните потоци—сближаване на наносни потоци с противоположни посоки във вдлъбнати брегови участъци (най-често заливи).

Конгломерат—споена скала, съставена от заоблени късове.

Коса—тясна надводна пясъчна ивица, която се вдава в морето и с единия си край е свързана със сушата.

Крайбрежие—бреговата зона и ивицата от сушата, на която са се съхранили брегови форми на релефа, създадени при морско ниво, по-високо от съвременното.

Критична скорост—скорост на течението, при която се преминава от ламинарно в турбулентно състояние.

Лагуна—плитък крайбрежен воден басейн, отделен напълно от морето чрез пясъчна коса или брегови валове (например Поморийското езеро, Шабленската тузла и др.).

Ламинарно движение—движение на течности и газове без турбулентност, което се характеризира с еднаква скорост на частиците в достатъчно тънък слой, който се хлъзга върху друг слой.

Ландшафт—участък от земната повърхност, който качествено се отличава от другите участъци и притежава естествени граници.

Левант—източен вятър по Българското черноморие. Наблюдава се през месеците януари и февруари. Поради високата влажност на въздуха влияе дискомфортно на хората, като потиска нервната им система.

Лиман—залието от морски води речно устие или долина в потъващи крайбрежия, често отделено от морето с пясъчна коса (например Варненско—Белославско, Бургаско—Мандренско езеро и др.).

Литификация—вж. бийч—рок.

Литодинамика на бреговата зона—движение на наносите под въздействие на гравитацията и екзогенните процеси—вълнение и течения.

Литорал—крайбрежна зона на морското дъно, която се залива от водата по време на прилив и изсъхва при отлив. Отличава се с висока биологична продуктивност.

Литосфера—външният твърд слой на Земята, включващ земната кора и горната твърда част на мантията.

Лонгоз—гори с увивна растителност, периодично наводнявани при речни разливи (например долината на р. Камчия).

Лъос—макропореста, прахова, слабо споена седиментна скала, която има глацио—еолов произход и плейстоценска възраст.

Магмени скали—скали, образувани при охлаждане и втвърдяване на огнетечната силикатна топилка (магма). По Българското черноморско крайбрежие са разпространени южно от гр. Бургас.

Магнетит—железен окис, черен на цвят минерал, с изразени магнитни свойства, съставна част на тежките минерали в плажовата ивица.

Масов транспорт—вж. вълнови пренос.

Мелтем—внезапно задухващ през лятото североизточен вятър по българското и турско крайбрежие и в Босфорския пролив. Вятърът започва да духа сутрин, усилюва се през деня понякога до 20 м/сек. и утихва вечерта. Предизвиква изпарение на водата от откритите солници.

Мергели–споени глинесто–варовити скали с пелитова структура.

Метаморфни скали–скали, образувани в резултат на високи температури, налягания или тектонски движения, при което настъпва прекристализация и промяна в минералния им състав. Пример Варовици → Мрамори. Поделят се на ортометаморфни (от магмени скали), параметаморфни (от седиментни скали) и метаметаморфни (от метаморфни скали).

Миграция на наноси–преместване на наноси в противоположни посоки с нулев краен резултат за продължителен интервал от време.

Миндел–епохата на ранноплейстоценско заледряване, настъпило след гюнц–минделската епоха на затопляне преди 435000–476000 г.

Минерални ресурси–течни, твърди или газообразни полезни изкопаеми, които се намират в скалите под морското дъно и в морската вода.

Мол–вж. вълнолом.

Монохроматични вълни–последователност от вълни с еднакви параметри.

Море–обособена част от акваторията на Световния океан, отделена от него с полуострови, острови, носове или подводни възвишения и отличаваща се със специфичен хидрологичен режим. Известни са 68 морета, от които 20 спадат към Атлантическия океан, 26–към Тихия, 11–към Индийския, 9 –към Северния ледовит и 2 са вътрешни, разположени на континенти.

Моретресение–вж. земетресение.

Морска миля–вж. географска миля.

Морски карти–специални карти, които изобразяват акватории на океани и морета във връзка с навигационните условия. Съставят се обикновено в Меркаторова проекция, при която земната повърхност се поректира върху цилиндър, допирателен до екватора. Мрежата от паралели и меридиани е правоъгълна, с което се улеснява прокарването на курса на корабите, изчисляването на пътя и местоположението им.

Морски течения–постъпателно движение на водните маси в океаните и моретата, обусловено от приливи, вятър или разлики в температурата и солеността.

Морско ниво–височината на свободната водна повърхност на океаните и моретата, измерена по отвесна линия спрямо условен хоризонт.

Морфодинамика—динамика на релефа, обусловена от екзогенни фактори: вятър, води, вълнение, течения и др.

Морфодинамична система—участък от бреговата зона, в който съществува относително единство на морфоложки, литоложки, хидродинамични, литодинамични и инженерно-геоложки характеристики, чието изменение практически не влияе на съседните участъци. Притежава собствени източници на подхранване с наноси и независим баланс на наносите.

Мощност на седиментите—разстояние между долнището и горнището на пласта, измерено перпендикулярно на тези повърхнини.

Мъртво вълнение—вж. зиб.

Мътност—концентрация на плаващо твърдо вещество във водата.

Надветрена страна—страна на нос, остров или съоръжение, обърната срещу преобладаващата посока на вятъра.

Нагон—повишаване на нивото в бреговата зона в резултат на пренос на води от открито море под действие на вятъра и вълнението.

Надлъжно-брегови наносен поток—еднопосочно резултатно движение на наносите, надлъжно на брега под действието на преобладаващи, косо насочени спрямо бреговата линия вълнения или течения за достатъчно продължителен период от време.

Наклон на подводния брегови склон—наклон на повърхността на морското дъно спрямо равнината на хоризонта, който се характеризира с тангенса на ъгъла на наклона.

Напречно движение на наносите—движение на наносите по нормалата спрямо бреговата линия под действието на придънните вълнови скорости.

Невълнови динамични процеси—различни процеси на развитие на брега, несвързани с вълнението, напр. седиментация, еолова и биогенна дейност, сипеи, свлачища и др.

Неоген—период от неозойската ера, обхващащ последните 23,8 млн. години.

Неутрална линия—линия на надводния брегови склон с постоянен наклон, на която при дадени вълнови условия се концентрират наноси с определен размер и където не се осъществява нито размиване, нито акумулация.

Новоевксин—етаж от горния плейстоцен в Черно море преди 10000–30000 г. Черно море тогава е представлявало затворено

сладководно езеро с каспийска фауна и с ниво по-ниско от съвременното с 90–120 м.

Нос—участък от суша, който се вдава в море, езеро или река. Може да бъде изграден от коренни скали или наноси.

Океан—част от Световния океан, ограничена от континенти, която притежава повече или по-малко самостоятелна атмосферна циркулация, система на повърхностни и дълбочинни течения и вследствие на това независими хоризонтални и вертикални разпределения на температурата и солеността на водата. Океаните са четири: Атлантически, Индийски, Тихи и Северен ледовит.

Остров—част от сушата в Световния океан, езерата и реките, заобиколена от всички страни с вода. Общо островите заемат около 2 % от повърхността на Земята.

Осцилация на бреговата линия—временно и обратимо преместване на бреговата линия в акумулационни участъци под въздействие на вълнението и подхранването с наноси.

Открит бряг—бряг, незащитен от вълновото въздействие от острови, носове, подводни банки и други препятствия.

Открито море—море, извън границите на бреговата зона.

Относителни вертикални движения на брега—преместване на бреговата зона нагоре или надолу в края на континента в резултат на тектонски движения на сушата или изменения на морското ниво.

Парников ефект—защитно действие на атмосферата в процеса на топлообмена на Земята с космическото пространство. В отсъствието на атмосфера средната температура на земната повърхност би била не + 15 °С, колкото е понастоящем, а –23 °С.

Пенеплен—заравнен земен релеф в резултат на продължителна денудация

Пелитови частици—минерални зърна с диаметър по-малък от 0,001 мм.

Перлувий—струпвания на едрокъсов материал от валуни и чакъли, които запълват долинното дъно.

Плаж—елементарна акумулационна форма в зоната на бреговата линия, образувана в резултат на активното въздействие на прибойния поток. Изградена е от пясък или чакъл.

Плажообразуващи наноси—наноси (пясъци и чакъли), формиращи плажа в даден участък. Диаметърът на частиците им е

по-голям от 0,1 мм.

Плейстоцен—долна серия на кватернера, обхващаща в Черно море седименти с възраст 0,01–0,73 млн. г.

Подветрена страна—страна на нос, остров или съоръжение, противоположна на тази, откъдето духа вятъра.

Подводен брегови склон—част от бреговата зона с долна граница началото на трансформация на вълнението под въздействие на морското дъно и горна граница—зоната на разрушаване на вълните.

Подводен ландшафт—съвкупността от физикогеографските условия, обхващащи геоложкия строеж на дъното, наносите, релефа, флората, фауната, свойствата и динамиката на водната среда.

Подходен канал—изкуствено удълбочаване на водоема, позволяващо влизането в пристанище на съдове с голяма водоизместимост.

Полуостров—част от сушата, окръжена от три страни с вода, а от едната страна съединена с континент или остров и вдадена в океан, море или езеро.

Потамогенен бряг—бряг, съставен главно от алувиален материал и формиран от речни фактори.

Прах—вж. алеврит.

Прибоен поток—движение на водата, обусловено от вълновата енергия и възникващо в зоната между последното до брега разрушаване на вълната и линията на заплеска.

Пристанище—крайбрежна акватория, естествено или изкуствено защитена от вятър, вълнение, лед и нежелана акумулация.

Пролив (проток)—сравнително тясно водно пространство, което разделя части от сушата (континенти, острови, полуострови) и съединява съседни водни басейни.

Пролувий—съвременни слабоспоени седименти, отложени от временно течащи потоци, които участват в изграждането на наносните конуси на долините и овразите.

Промерни работи—изследвания, провеждани за съставяне на карти и планове на дълбочините и за описване на релефа на подводния брегови склон.

Проток—вж. пролив.

Профил на равновесие на подводния склон—профил, изработен при продължително въздействие върху дъното на вълни с близки

параметри при сравнително постоянен вълнови режим.

Пясък—неспоена теригенна или биогенна седиментна скала с размери на частиците от 2,0 до 0,1 мм в диаметър.

Пясъчник—споена със силикатно или карбонатно вещество седиментна скала с пясъчен (псамитов) размер на частиците, които я изграждат.

Размах на миграцията на наноси—сумарно преместване на наноси в двете посоки надлъжно на брега под действие на вълнението.

Размиване—процес на разрушаване на наносни (акумулационни) брегове.

Разривно течение—компенсационно на вълновия пренос на вода към брега течение, което под формата на струи се насочва към морето, нормално на бреговата линия.

Разрушаване на вълните—краен стадий на трансформация на вълните в плитководието, характеризираща се с пълно или частично преустановяване на колебателните движения и намаляване на вълновата енергия.

Разсипи—неспоени кластични (късови) седименти с повишено съдържание на тежки минерали. В бреговата зона се сортират по размери и плътност под действие на хидродинамичните фактори.

Разход—количество енергия или вещество (наноси), пренасяни за единица време през перпендикулярно на тяхното движение сечение на водния поток.

Регресия на морето—отстъпване на морето от сушата, поради нейното издигане или поради намаляване на водните маси на Световния океан, например през ледниковите периоди.

Релеф—съвкупност от формите на хоризонтално и вертикално разчленение на земната повърхност и морското дъно.

Реликтови брегови форми—форми на релефа, които по своите морфоложки особености не съответстват на съвременната динамика на бреговата зона и представляват остатък от минали епохи.

Рефракция на вълните—изменение в посоката на разпространение на вълната при достигане на плитководен участък с повишаващо се дъно под остър ъгъл спрямо изобатите.

Речен отток—водно количество на река, което се влива във воден басейн. Наносният отток на реките се означава и като твърд речен отток.

Рис–епохата на средноплейстоценско заледряване, настъпило след миндел–риската епоха на затопляне преди 187000–230000 г.

Риф–надводно или подводно възвишение на океанското дъно.

Рифели–форма на микрорелефа на пясъчно дъно, представляваща редуване на малки гребени и разделящи ги понижения.

Румб–направление спрямо посоките на света. Окръжността на хоризонта се разделя на 16 румба през 22,5°.

Сапропел–биогенно–теригенна утайка, образувана на дъното на езера и морета в резултат на разлагане на растителни и животински организми в безкислородна среда.

Свлачище–физикогеолошко явление, характеризиращо се с гравитационно хлъзгане без прекъсване на контакта с основния масив на част от склона по слаби глинести слоеве или зони.

Световен океан–съвкупност от океански и морски басейни, които заемат 71 % от площта на Земята.

Сгон–понижение на морското ниво в бреговата зона под действие на вятър, духащ откъм брега.

Седиментация–съвкупност от физически, химически и биологични процеси, които протичат в континентални и морски басейни и водят до образуване на различни видове утайки.

Седиментни скали–скали, образувани в резултат на седиментация. По произход биват теригенни (механично утаени от късов материал), хемогенни (химично утаени от разтворени в морската вода съединения) и биогенни (останки от скелети и черупки на различни растения и животни).

Серокос–югоизточен вятър по бреговете на България и Кримския полуостров.

Сиенит–интрузивна магмена скала с повишена алкалност. Изгражда носове в южната част на Бургаски залив.

Сипей–струпване, често безразборно на разнокъсови неогладени материали в основата на склоновете.

Скорост на абразия–темът на разрушаване на коренните скали под действието на вълнение и течения. За Българското черноморско крайбрежие средната скорост на брегова абразия е 8 см/год.

Смерч–гигантски въздушен вихър над океана във вид на тръба. Въздухът в него се издига спираловидно и увлича вода, прах или дребни водни животни. Над сушата се нарича торнадо.

Спектър на вълните—сума от елементарни вълни с различна честота, амплитуда, с несъвпадащи посоки на разпространение и със случайни фази.

Срутище—физикогеоложко явление, характеризиращо се с откъсване на отделни блокове от стръмни скални откоси с прекъсване на контакта с основния масив.

Стоксов пренос—вж. вълнови пренос.

Структура на морските утайки—свкупност от белези, които се определят от големината, формата, повърхността на зърната на морските утайки, от взаимното им разположение и от наличието и характера на спойката им.

Суфозия—процес на изнасяне на вещество чрез инфилтрационните и подземни води.

Таласогенен бряг—бряг, развиващ се предимно при въздействие на вълнови процеси.

Танатоценоза—натрупвания на измрели организми или техни останки в определени участъци на даден воден басейн.

Твърд речен отток—наносите, които реките внасят във водните басейни. Нарича се още наносен отток.

Текстура на морските утайки—свкупност от белези, които отразяват измененията на състава, вътрешния строеж и начина на разположение на материала в морските утайки.

Тектоника на плочите—хипотеза за движението на литосферните плочи, свързано с образуването и развитието на океанската земна кора и релефа на океанското дъно.

Тераси морски—комплекс от древни брегови форми на релефа, разположени по-високо или по-ниско от съвременното морско ниво и фиксиращи положението на бреговата зона в минали епохи.

Теригенни утайки—механично отложени късови морски утайки, продукти на ерозията на сушата и морската абразия. Внасят се в Световния океан чрез твърдия речен отток, ледовете и ветровете.

Термохалинен анализ—метод за определяне на разположението, произхода и трансформацията на водните маси чрез диаграми за съответствията между температурата и солеността на водата.

Техногенен релеф—свкупност от форми на земната повърхност, създадени от целенасочената дейност на хората с решаващата роля на техниката от началото на XVIII в.

Тиня–силно оводнена морска или езерна утайка, съставена от частици с големина на алевроити и глини.

Титанит–титанов диоксид, един от най-разпространените тежки минерали в плажовите пясъци.

Томболо–брегова акумулационна форма, пясъчна коса съединяваща бивш остров с брега или два острова помежду им. Типичен пример е Поморийската коса.

Трамонтана–северен вятър по бреговете на България и Кримския полуостров.

Трансгресия на морето–настъпване на морето в сушата, поради потъването и при тектонски процеси или поради повишаване на нивото на Световния океан, например през междуледниковите епохи.

Трансформация на вълните–промени в параметрите на вълните при взаимодействието им с подводния брегови склон.

Трахит–вулканска (ефузивна) скала с повишена алкалност. Широко са разпространени по Българското черноморско крайбрежие южно от гр. Бургас.

Тренд–постепенно изменение на случайна променлива величина в течение на определено време, получено чрез изключване на краткопериодичните флуктуации.

Турбидити–морски утайки, отложени от суспензионни потоци при подводно свличане под действие на гравитацията или моретресенията.

Турбулентност в морето–режим на морските течения, при който хидродинамичните и термодинамичните им параметри (скорост, плътност, температура и др.) пулсират безредно и се изменят неравномерно във времето и пространството.

Узунлар–горният етаж на средния плейстоцен в Черно море. Узунларските седименти имат възраст 120000–200000 г. и се характеризират със смесен тип фауна–каспийска и средиземноморска.

Ураган–вятър с разрушителна сила и голяма продължителност.

Урез на водата–линия на пресичане на подводния брегови склон с повърхността на морето при отсъствие на вълнение.

Устие–участък от долното течение на воден поток при вливането му в море или езеро.

Фазова скорост–скорост на разпространение на вълната, равна на отношението на нейната дължина към периода.

Фарватер—достатъчно дълбок воден път за безопасно плаване на корабите между подводни и надводни препятствия в море, езеро, река, проток или фиорд.

Фациес—единство на средата на седиментация и образуваните утайки, като белезите на утайките отговарят на седиментационните условия.

Флиш—морски седименти с ритмично редуване на слоеве с различен литоложки състав и якост. Обикновено съдържат мергели, аргилити, пясъчници и др. Разпространени са по Старопланинското крайбрежие (н. Емине).

Флувиален релеф—комплекс от характерни форми на земната повърхност, създадени от временно и постоянно течащи води. Включва косослоисти пясъци с валуни, чакъли и глинести частици.

Характерна височина на вълната—средната от една трета от най-високите вълни. Има обезпеченост около 13 % и съответства на височината, която се фиксира при визуална оценка.

Хидравлична едрина—скорост на утаяване на частиците, която зависи от техния размер, състав и форма.

Холоцен—най-горната серия на кватернера, обхващаща седименти от последните 10 000 г. от геоложката история на Земята.

Хорст—издигнат участък от земната кора ограничен от вертикални или стръмни разседи.

Цокъл—скалната и гънкова основа на планините, която се разкрива на повърхността в резултат на продължителна денудация и относителен тектонски покой.

Цунами—огромни разрушителни вълни, които възникват при подводни или близки до брега земетресения или подводни вулкански изригвания. В плитководието увеличават своята височина и предизвикват катастрофални разрушения.

Цъфтеж на морето—промяна в цвета н морската вода, вследствие масовото размножаване на едноклетъчни планктонни водорасли (динофлагелати).

Чакъли—несвързани седиментни скали с диаметър на късовете 2–200 мм.

Чауда—етаж на долния плейстоцен в Черно море. Седиментите му имат възраст 350000–730000 г. и се характеризират с каспийска фауна.

Черно море–междуконтинентално море между Европа и Азия, част от Атлантическия океан. Площта на морето е около 423000 км², от които 100000 км² е шелф; обемът–538000 км³, средната дълбочина–1271 м, най-голямата дълбочина–2245 м. Дължината на бреговата линия на Черно море е 4869 км. Край него са разположени държавите България, Румъния, Украйна, Русия, Грузия и Турция.

Шисти–дребнозърнести, слоести, метаморфни скали, характеризиращи се с почти паралелно разположение на скалообразуващите минерали

Шпора–съоръжение от бетон или каменен насип, построено под прав ъгъл спрямо брега. Изменя направлението на теченията и предпазва брега от размиване.

Щил–безветрие (бунаца) или слаб вятър със скорост под 0,5 м/с.

Щорм–продължителен и много силен вятър със скорост над 20 м/сек., който причинява значителни разрушения на сушата и силно вълнение в морето.

Ъпуелинг–вж. апвелинг.

Ъгъл на подхода–ъгъл между вълновия лъч и бреговата линия.

Литература

Айбулатов Н. А. 1990. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л. Гидрометеиздат. 271 с.

Айбулатов Н. А. 2005. Деятельность России в прибрежной зоны моря и проблемы экологии. М., Наука, 363 с.

Айбулатов Н. А., Ю. В. Артюхин. 1993. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. С. П. Гидрометеиздат. 304 с.

Аксенов А. 1972. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., Наука. 156 с.

Алексиев Г. 2009. Морфотектоника на Балканския полуостров. Автореф. на дис. за н. ст. дгн. С. 69 с.

Анцыферов С. М. 1987. Методика определения концентрации взвешенных наносов в верхней части шельфа. М. Наука. 64 с.

Анцыферов С. М., Р. Д. Косьян. 1986. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М. Наука. 224 с.

Батурич Г., И. Волков, А. Розанов. 1985. Литолого-геохимические исследования “Витязь” в Черном море в 1984 г. - Океанология, 16, 42–55.

Безбородов А. А., В. Н. Еремеев. 1993. Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод. МГИ НАНУ. Севастополь. 297 с.

Белов Б. П., Н. Г. Белова. 1990. Физические основы океанографии, Л.

Блатов А. С., В. А. Иванов. 1992. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. Киев. Изд. Наукова думка. 244 с.

Бончев Е. 1975. Понто-Каспийская плита и ее геотектоническое положение. *Geologica Balcanica*, 5.1., 3–24.

Бончев Е. и др. 1992. Енциклопедичен речник по океанология. Галактика. Варна, 368 с.

Брегоукрепване и дълготрайно стабилизиране на склоновете на Черноморското крайбрежие. 1998. АИ „Проф. М. Дринов”, С., 198 с.

Бреховских Л. М. 1987. Океан и человек. Настоящее и будущее. М. „Наука”, 304 с.

Бручев Ил. 1994. Геоложката опасност в България. изд. На БАН С. 143 с.

Бяков Ю., Р. Круглякова. 2001. Газогидраты осадочной толщи

Черного моря–углеводородное сырье будущего. Разведка и охрана недр, № 8, 14–19.

Виноградов М., С. Лаппо. 2004. Новые идеи в океанологии. М. Наука, т. 1 352 с., т. 2 407 с.

Волков И. 1984. Геохимия серы в осадках океана. М., Наука, 272 с.

Вълканов А. и др. 1978. Черно море. Изд. Г. Бакалов, Варна, 635 с.

Генов И., К. Славова. 2004. Хроностратиграфска скала за корелация на новоевксинските и холоценските седименти от дълбоководното и шельфа на Черно море. - *Сп. Бълг. геол. д-во*. 65, кн. 1–3, с. 25–35.

Географический энциклопедический словарь 1986, М.

География на България. 2002. Изд. Форком, С., 760 с.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. 1980. М., Наука. 200 с.

Геология и гидрология западной части Черного моря. 1979. Изд. БАН София, 292 с.

Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. 1980. Изд. БАН София 318 с.

Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. 1990. Изд. БАН София, 666 с.

Геоморфология и палеогеография шельфа. 1978. М., Наука, 233 с.

Георгиев И. 2011. Проникване в земните недра. Варна. Изд. Колор принт. 216 с. ISBN 978-954-760-223-6.

Геохимия позднекайнозойских отложений Черного моря. 1982. М., Наука. 241 с.

Гилл А. 1986. Динамика атмосферы и океана. Т. 2 Л., Гидрометиздат. 216 с.

Глебов А., Р. Круглякова, С. Шельтинг. 2001. Естественное выделение газов в Черном море. Разведка и охрана недр, № 8, 19–23.

Глумов И. Ф., А. И. Глумов, Ю. Б. Казмин, В. М. Юбко. 2005. Газовые гидраты Мирового океана. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2. Киев, 30-41

Гожик П. Ф., В. А. Краюшкин, В. П. Ключко. 2007. Успехи мировой морской нефтеразведки. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2. Киев, 19-34

Гусев А. М. 1983. Основы океанологии. М., изд. МГУ, 246 с.

Дачев В., Ж. Чернева. 1979. Надлъжнобрегово преместване на

наносите в бреговата зона на Българското Черноморие между нос Сиврибурун и Бургаски залив. Океанология. № 4. С. 30–41

Демин Ю. Л., Д. И. Трухчев. 1987. О вихревой структуре течений в Западной части Черного моря. Мор. геофиз. журн. №3, 40–43.

Демиров Е., Д. Солаков, П. Димитров, А. Стоянов. 1988. О явлении апвеллинг в Западной части Черного моря. Бълг. геофиз. списание, БАН, т. XIV, 1, 109–115.

Димитров Д. 2010. Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море. Издателство “Онгъл”, Варна. ISBN 978-954-8279-25-3. 269 с.

Димитров П. 1982. Радиовъглеродни датировки на дънни утайки от българския черноморски шелф. Океанология, 9, БАН, С., 45–53.

Димитров П., А. Стоянов. 1984. Железомарганцевые конкреции западной части шельфа Черного моря. В: Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей, 2; Киев, Наукова думка; 2–6.

Димитров П. 1988. Далеч от брегове и фарватери. Варна. Изд. ”Галактика”. Библиотека “Нептун”, 161 с.

Димитров П., Д. Димитров. 2003. Черно море, потопът и древните митове. “Славена”, Варна, 91 с.

Дроздовская С. 2009. Жизнь: происхождение и эволюция в энерговзаимодествиях земли с космоса. Киев, Символ–т, 334 с.

Ейдън С. 2007. История на човечеството. Сиела, 430 с.

Еремеев В., Е. Совга. 1999. Черноморский сероводород - геохимические особенности поведения, источники, формы нахождения и тенденции изменчивости. В Геология и полезные ископаемые Черного моря, К, 54–66.

Еремеев В. Н. и др. 2004. Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет. Севастополь, 704 с.

Ерлов Н. Г. 1980. Оптика моря. Л. Гидрометеиздат. 248 с.

Есин Н. В., М. Т. Савин, А.П. Жиляев. 1980. Абразионный процесс на морском берегу. Л. Гидрометеиздат. 200 с.

Жуков Л. А. 1976. Общая океанография Л., Гидрометеиздат. 455 с.

Зенкович В. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. М, АН СССР, 710 с.

Зенкович В. П., Б. А. Попов–ред. 1980. Морская геоморфология. Терминологический справочник. М., “Мысль”, 280 с.

Зиборов А. П. 2008. Перспективы и задачи усвоения морских

месторождении минерального сырья. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 3. Киев, 5-18

Иванов Ж. 1978. Основи на геологията. изд. „Наука и изкуство“, С., 504 с.

Иванов С. 1926. Океанография. Варна, Български морски сговор.

Измайлов Я. А. 2005. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Сочи, 174 с.

Казанский Ю. П. 1983. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск. Наука

Канев Д. 1990. Геоморфология на България. С., УИ “Св. Кл. Охридски”, 322 с.

Керемедчиев С., В. Пейчев. 1995. Класификация на Българския черноморски бряг. В. География, С., 142–148.

Клиге Р. К., И. Д. Данилов, В. Н. Конищев. 1998. История гидросферы. М. Научный мир. 568 с.

Клисуrow Л. 2008. Черно море под водата. Сталкерхолдинг. Варна, 231 с.

Коболев В. П. 2003. Геодинамическая модель Черноморской мегавпадины. Геофиз. журн. т. 25, № 2, 15–35

Колев Б. 2008. Националното географско пространство на Реп. България. Херон прес. С. 194 с.

Комитов Б. 2008. Въздействието на слънчевата активност върху климата в миналото и съвременността: следствия за България. Ст. Загора, Алфамаркет, 53 с.

Косьян Р. Д., Н. В. Пыхов. 1991. Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря. М. Наука. 280 с.

Косьян Р. Д., И. С. Подымов, Н. В. Пыхов (ред.). 2002. Исследования динамических процессов береговой зоны моря. Геленджик. 453 с.

Краюшкин В. А. 2008. Природа сверхгигантских скопления нефти и газа. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 1. Киев, 19–54.

Кръстев Т., Св. Станкова. 2008. Природна география на България и Черно море. Част I–Обща характеристика на националното географско пространство, Шумен, Унив. изд-во “Еп. К. Преславски”, 240 с.

Кръстев Т., Св. Станкова. 2011. Природна география на България и Черно море. Част II–Регионална характеристика–природни области,

В. Търново, Фабер, 306 с.

Кузнецов С. Ю. 2011. Экстремально опасные штормовые условия в Черном море. Севастополь, 66 с.

Куприн П. 1980. Структурная характеристика верхней части осадочной толщи по профилю скважин 381–380/380А “Гломар Челенджер”. Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. Изд. БАН, София, 40–50.

Кънев Г. 1999. Кратък терминологичен речник по геоморфология. С. ИПК “Родина”, 41 с.

Кънева-Абаджиева В. 1962. Разпределение на моллюските на Черно море пред българския бряг. Изв. ЦНИРР, II, 68–75.

Кюркчиева Д. 2006. Океанология: Физика на океаните. УИ „Еп. К. Преславски”, Шумен. 177 с.

Лаппо Д. Д., С. С. Стрекалов, В. К. Завьялов. 1990. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Л. 432.

Леонтьев И. О. 1985. Вдольбереговой транспорт наносов при нерегулярном волнении у отлогового берега. Океанология. М. т. 25. вып. 2. 638–644.

Леонтьев И. О. 2001. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. ГЕОС. 272 с.

Леонтьев О. К., Л. Г. Никифоров, Г. А. Сафьянов. 1975. Геоморфология морских берегов. Изд. МГУ. 336 с.

Лилиенберг Д. А. 1998. Феномен Каспия и новая тектоногидроклиматическая концепция колебаний уровня внутренних водоемов. Проблемы на геогр. № 3. С. 11–25.

Лисицын А. П. 1988. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., “Наука”, 309 с.

Маккавеев В. М. 1931. К теории турбулентного режима взвешивания наносов. Изв. ГГИ. вып. 32

Месхетели А., С. Гашаров, В. Спасов. 1992. Исследования субмаринной разгрузки подземных вод на болгарском шельфе Черного моря. Водные ресурсы, № 6, 155–162.

Миков В. 1943. Происход и значение на имената на нашите градове, села, реки, планини и места. С.

Наумов Д. 1982. Мир океана. Молодая гвардия. М. 351 с.

Наумов Д. 1985. Светът на океана. Изд. „Г. Бакалов” Варна, 254 с.
Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора

Черного моря”. 1984. Изд. БАН София, 290 с.

Николов Т. 1991. Континенти и океани–вечното движение. Изд. СУ „Св. Климент Охридски”, 222 с.

Николов Т. 2009. Основи на палеонтологията и историчната геология. Изд. СУ „Св. Климент Охридски”, 218 с.

Николов Т. 2011. Глобални изменения на климатите в историята на Земята. АИ „Проф. Марин Дринов” С., 391 с.

Новая глобальная тектоника 1974. М. „Мир”.

Океанология. Геофизика океанского дна. 1979. М. Наука. 470 с.

Океанология. Геодинамика. 1979. М. Наука. 416 с.

Океанология. Физика моря. 1978. М. Наука. 455 с.

Океанология. Химия моря. 1979. М. Наука. 518 с.

Океанология. Биология океана. 1977. М. Наука. 388 с.

Ольштынская А. 1996. Диатомовая флора донных осадков Черного моря. Геол.журн. № 1-2, 193–198.

Павлидис Ю.А. 2003. Возможные изменения уровня океана в начале третьего тысячелетия. Океанология. Том 43. № 3. М. 441-446

Павлов А. 1968. Взаимосвязь вод суши и моря. Сов.геология № 12, 67–78.

Палий А., П. С. Димитров, Л. Брюкнер, И. Генов. 1994. Оценка на ефузиите на въгледороден газ от дъното на Черно море. Геология и минерални ресурси. 3–4, С., 35–37.

Пейчев В. 2004. Морфодинамични и литодинамични процеси в бреговата зона. Варна, Славена. 231 с.

Пейчев В. 2007. Миграция на населението от Западното Черноморие след Потопа. Морски свят, Варна, бр. 11.

Пейчев В., П. Пеев 2006. Еволюция на българското Черноморско крайбрежие след ранния холоцен. Варна, Славена, 123 с.

Пешков В. М. 2003. Береговая зона моря. Краснодар, “Лаконт”, 350 с.

Пешков В. М. 2005. Цикличность в динамике морских берегов. Геология и полезные ископаемые Мирового океана № 1, Киев, 111-122.

Петков О. 2003. 15 години участие на Република България в Международната съвместна организация “Интерокеанметал”. Сп. „Минно дело и геология”, бр.3, 18–21.

Пимпирев Хр. 2005. История на Земята, Унив. изд. „Св. Кл.

Охридски”.

Попов Вл., К. Мишев. 1974. Геоморфология на Българското черноморско крайбрежие и шелф. С., БАН, 267 с.

Попов Св. 2011. Цивилизация Варна–Морска цивилизация. Известия СУБ–Варна, 28–37.

Порва А. 2009. В предверието на глобалната катастрофа. Варна, Колор принт, 136 с.

Пърличев Д. 1976. Неотектонски проблеми на българския черноморски шелф. Океанология, С., 81–92.

Пърличев Д. 1984. Террасы Болгарского Черноморского шельфа. Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразование Черного и Балтийского морей, ч. 2., 25–28, Киев, Наукова думка.

Рождественски А. 1963. Черно море и крайбрежните езера. Варна, Държ. изд., 115 с.

Рождественский А. 1986. Хидрохимия на Българския сектор на Черно море. Изд БАН 189 с.

Розанов А. и др. 1987. Редукционные процессы в донных отложениях прибрежной шельфовой зоны. В: биогеохим. Иссл. Болг. Шельфа. ИОАН, М. 95–107.

Сафьянов Г. А. 1987. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. Изд. МГУ

Смирнов Г. и др. 2005. Океанология. М. Наука, 795 с.

Смоленов Хр., Хр. Михайлов. 2010. Тайното знание на Черноморската Атлантида. MAGOART. С. 155 с.

Сокольников Ю. Н. 1976. Инженерная морфодинамика берегов и ее приложения. Изд. Наукова думка. Киев

Сорокин Ю. 1982. Черное море. М., Наука, 216 с.

Станев Е. 1988. Физика на океана. Изд. Г. Бакалов, Варна, 254 с.

Степанов В., В. Андреев. 1981. Черное море (Ресурси и проблеми). Л., Гидрометиздат, 155 с.

Страхов Н. 1978. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука. 245–283.

Султанов А. 2005. Седиментология. С., 276 с.

Трифонов Тр. 2003 Седемстотин наименования от българското Черноморие Варна, 161 с.

Туголесов Д., А. Горшков, Л. Мейснер, В. Соловьев, Е. Хахалев.

1985. Тектоника мезокаинозойских отложений Черноморской впадины. М. Недра, 215 с.

Федоров П. В. 1982. Моллюски Понто-Каспия. В: Шанцер, Е. В. (отв. ред.) Четвертичная система, 1. М., Недра, 208–216.

Федоров П. В. 1996. Плейстоцен Понто-Каспия. Стратиграфия. Геологическая корреляция. т. 4. № 6. 92–97.

Филлипс О. М. 1980. Динамика верхнего слоя океана. Л. Гидрометеиздат. 318 с.

Хенкок Г. 2008. Потънал свят. Залетите царства от Ледниковия период. С., Бард, 830 с.

Хокинг С. 1999. Кратка история на времето. УИ “Св. Климент Охридски”. С. 166 с.

Хрисчев Х. Г., В. Л. Шопов. 1979. Морской плейстоцен бургаского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев. Geol. Balc. 9, 2, 69–94.

Хрисчев Х. Г., Чочов, С. Д., В. Шопов, Д. Янкова. 1988. Литостратиграфия литофациальные особенности верхнечетвертичных глубоководных осадков Западночерноморской депрессии. Geol. Balc., 18.2, 3–17.

Чочов С., Е. Мандова. 1991. Електронномикроскопски изследвания на суспендираното вещество от Черно море с приложение на метода на рентгенов микроанализ. Сп. на БГД, кн. 1, 27–31.

Шадрин И. Ф. 1972. Течения береговой зоны бесприливного моря. М. Наука, 128 с.

Шамраев Ю., Л. А. Шишкина. 1980. Океанология. Гидрометеиздат. Л. 382 с.

Шепард Ф. П. 1969. Морская геология. Л. Недра. 488 с.

Шимкус К. М. 1981. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М., Наука, 239 с.

Шкодров Б. 2006. Писмените знаци на българите–ретроспекция на цивилизацията, Славена, Варна, 304 с. – цитира се на с.253.

Шнюков Е. Ф., Р. М. Белодед, В. П. Цемко. 1974. Полезные ископаемые Мирового океана. Киев, „Наукова думка” 205 с.

Шнюков Е., А. Зиборов. 2004. Минеральные богатства Черного моря. НАНУ, Киев, 278 с.

Шнюков Е. Ф. 2005. Газогидраты метана в Черном море, 2, Киев, 41–53.

Шопов В. 1993. Стратиграфия на кватернерните седименти в Българския черноморски шелф. – *Сп. Бълг. геол. д-во*. 54, 1, 83–97.

Шопов Я., П. Димитров, Д. Димитров, Б. Шкодров. 2011. Българската държавност и пренасянето и в Европа (ПОТОПЪТ най-стари писмени свидетелства и миграциите на българите). АВИ-ТОХОЛ, кн. 32, 69–89

Шуйский Ю. Д. 1986. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л. Гидрометеиздат. 240 с.

Щербаков Ф. А. и др., 1978. Осадконакопления на континентальной окраине Черного моря. М., Наука, 210 с.

Aksu A. E., Hiscott R.N., Yaşar D., İşler F.I., Marsh, S. 2002. Seismic stratigraphy of late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: Evidence for non-catastrophic variations in sea level during the last 10,000 years: *marine Geology*, v.190, Iss.1–2, p. 61–94.

Aydan C. 2007. The Story of man. Constable and Robinson Ltd UK, 430 p.

Ballard R.D., D. F. Coleman, G. D. Rosenberg. 2000. Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geol.*, 170, 253–261.

Benjamin J., et al. 2011. Submerged Prehistory. Oxbow Books Oxford, 338 p.

Bombard A. 1970. *Nautrage volontaire*. Arthand edit., Paris, 302.

Bruun, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journ. of the Waterways and Harbourn Division*. vol. 16. 5. 117-130

Cağatay N., M. Görür, A. Algan, C. Estoe, A. Tchapalyga, D. Ongan, T. Kuhn, İ. Kuşcu. 2000. Glacial-Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and Black Seas. *Marine Geology* 167, 191–206.

Calvert, S., H. Thode, D. Yeung, R. Karlin. 1996. A stable isotope study of pyrite formation in the Late Pleistocene and Holocene sediments of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1261–1270.

Chepalyga A. 2005. Influence of the Late Glacial Eurasian water flow on the Black Sea–Mediterranean corridor. In: *Black Sea–Mediterranean corridor during last 30 ky (abstracts)*. Istanbul, 29-31

Coolen MJL; Saenz, JP; Giosan, L; Trowbridge, NY; Dimitrov, P; Dimitrov, D; Eglinton, TI. 2009. DNA and lipid molecular stratigraphic

records of haptophyte succession in the Black Sea during the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*. 284 (3-4) : 610-621. 10.1016/j.epsl.2009.05.029

Degens E. T. and Ross, D. A. 1972. Chronology of the Black Sea over the last 25,000 years. *Chem. Geol.*, 10: 1–16.

Degens E. T., Stoffers P. 1980. Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. *Journal of the Geological Society*, Volume 137, Number 2, 1980, pp. 131–138(8)

Demirbağ E., E. Gökaşan, F. Oktay, M. Simsek, H. Yüce. 1999. The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology* 157, 249–265.

Deuser W. 1974. Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene. In: E.T. Ross (Eds.). *Black Sea–Geology, Chemistry and Biology*, American Association of Petroleum Geologist memoir, Vol. 20, Tulsa, Oklahoma, USA, 133–136.

Dimitrov D. 2010. *Geology and Non-traditional resources of the Black Sea*. Saarbrücken, LAP, ISBN: 978-3838386393, 330 p.

Dimitrov D., P. Dimitrov, V. Peychev, K. Slavova. 2007. Application of natural nanosized materials (nanofossils) from the Black Sea to agriculture, nanotechnologies and new materials. *Geology and mineral resources of world ocean*. Kiev, 4, 22–34.

Dimitrov P., D. Solakov, V. Peychev, D. Dimitrov. 2003. The source provinces in the Black Sea. *Prog. of IO-BAS*, vol.4, 29–35.

Dimitrov P, D. Dimitrov. 2004. The Black Sea THE FLOOD and the ancient myths. “Slavena”. Varna. 91. <http://www.io-bas.bg/noahproject/index.html>

Ehrhard G.P., G. Seguin. 1978. *Le plankton, composition, ecologie, pollution*, Paris, 256.

Emelyanov, E. M. 2005. *Barrier zones in the ocean*. Springer, 636.

Filipova–Marinova, M., R. Hristova. 2001. Sea level fluctuations in the Western part of the Black Sea during the Holocene. *Comptes rendus de l’Académie Bulgare des Sciences*. tome 52, № 5, p. 59–64.

Google earth. 2012. kh.google.com.

Hiscott R., A. Aksu. 2002. Late Quaternary history of Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. *Marine Geology*, Vol.190, Iss.(1–2), 261–282.

Hsu K. J. 1978. When The Black Sea was Drained. *Scientific*

American. 258, 52–63.

Jaoshvili S. 2003. The rivers of the Black Sea. Tbilisi, 183 p.

Jones G., A. Gagnon. 1994. Radiocarbon Chronology of Black Sea sediments. Deep-Sea Research I, Vol.41, No.3, 531–557.

Kostov R. (editor). 2008. Geoarchaeology and Archaeomineralogy. Sofia. 390 p.

Lericolais G., and Assemblage partners. 2004. Assemblage deliverable 9a: mD139-Assemblage1 cruise report: European Community, Energy, Environment and Sustainable Development, Deliverables of the EVK3-CT-2002-00090 European project; Lericolais, G.; 97. (<http://www.ifremer.fr/assemblage/d9a-assemblage1-report.htm>)

Longuet-Higgins M. S. 1953. Transport in water waves. Trans. Roy. Soc., London, vol. 345, 515–581.

Major C., W. Ryan, G. Lericolais, I. Hajdas. 2002. Constrains on Black Sea outflow to the Sea of marmara during the last glacial-interglacial transition. Marine Geology, v.190, Iss.1-2, p.19-34.

Moncheva S. 1992. Cysts of blooming dinoflagellates from Black Sea. Rapp. Comm. Int mer medit, 33, 261.

Moncheva S., V. Velikova. 1999. Phithoplankton blooms—a key ecological problem of the Bulgarian Black Sea and possibilities for management. 46 p. (in Bulgarian and English).

Murray J. 1989. Unexpected Changes in the Oxic/Anoxic Interface in the Black Sea. Nature, 337.

Neretin L. (editor). 2006. Past and Present Water Column Anoxia. NATO Scienc Series IV Earth Environmental Sciences, Vol.64, Springer, 540.

Panin N., D. Jipa. 1998. Danube river sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. Geoeconomia, 3, 23–35.

Pruszek Z. 1998. Dynamika brzegu i dna morskiego. Gdansk. Wyd. IBW PAN. 463p.

Ross D. A., E. T. Degens. 1974. Recent sediments of Black Sea. In: The Black Sea—Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oklahoma, USA, Am. Assoc. Petrol. Geol., 183–199.

Ross D. A., Y. P. Neprochnov. 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2.

Ruddiman W. F. 2001. Earth's climate. Past and future. N. Y., Freeman and CO., 465 p.

Ryan W., W. Pitman, C. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G.

Jones, P. Dimitrov, N. Görür, H. Yüce. 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geol.*, 138, 119–126.

Ryan W., W. Pitman. 1998. Noah's Flood, SIMON&SHUSTER, New York, 319

Schmid W. 1925. Der massenaus tausch in freier Luft verwandte Erscheinungen. *Probl. der Kosz. Physik.* Hamburg. Bd 7

Shopov Y.Y., T. Yalamov, P. Dimitrov, D. Dimitrov, B. Shkodrov. 2009. Initiation of the migration of Vedic Aryans to India by a catastrophic flooding of the fresh water Black Sea by Mediterranean Sea during the Holocene. 3rd LIMPACS (IGBP, PAGES): HOLOCENE LAKE RECORDS. 5–8 march, 2009, Panjab University, Chandigarh, India. p 126–127.

Stanchev H., et al. 2011. Determination of the Black Sea area and coastline length using GIS methods and LANDSAT 7 satellite images. *Geo-Eco-Marina*. Bucharest, 17, 27 - 31

Valiela I. 2008. Global coastal change Blackwell, Hong Kong. 368 p.

Vasilev A. 2006. Optimistic and Pessimistic model Assessments of the Black Sea Gas Hydrates. *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare de Sciences*, vol. 59, № 5, 543-550

Vasilev A. 2010. First Bulgarian Gas Hydrates: Assessment from Probable BSRs. *Geology and mineral Resources of the World Ocean (Геология и полезни ископаемые Мирового океана)*, ISSN 1999-7566, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, No. 2, 22-26.

Vikhovanets G. V. 1999. Aeolian processes and forms development on coasts of Ukraine. *Geogr. Fisica e Dinam. Quat.* Torino. vol. 22. 99-105

Virtual Ocean, GeoMapApp. 2012. Marine Geoscience Data System at Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University. <http://www.virtualocean.org/>, <http://www.geomapapp.org/>.

Voigt B. 1998. Glossary of coastal terminology. State Dept. of Ecology, Washington, 83 p.

Wilson J. Tuzo. (24 July 1965). „A new Class of Faults and their Bearing on Continental Drift“. *Nature* 207 (4995): 343–347

Yanko-Hombach V.; Gilbert A. S.; Panin N.; Dolukhanov P. 2007. The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. Springer. 971 p. ISBN 978-1-4020-4774-9

ОКЕАНОЛОГИЯ

Българска
Първо издание

Автори: **проф. дн Веселин Димитров Пейчев**
доц. д-р Димитър Петков Димитров
Научен редактор **проф. д-р Петко Стоянов Димитров**
Технически редактор **Гергана Тодорова Георгиева**
Предпечат издателство „ОНГЪЛ“
Варна, 2012

ISBN 978-954-8279-82-6

