

Развитие на терасния комплекс в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие

Стоян Д. Керемедчиев, Живелина И. Чернева

Институт по океанология, БАН, Варна

Първите научни изследвания и съобщения за наличието на подводни тераси в бреговата зона и шелфа на Българското Черноморско крайбрежие правят Мишев, Попов, Лиленберг (1969), Пърличев, Марков (1971), Гончаров и др. (1972) и Попов, Димитрова (1973). По-детайлни и задълбочени изследвания за морфоложкия строеж, генезис и датировка на подводните тераси, дават Попов, Мишев (1974), Пърличев, Николов (1977), Димитров (1978) и Димитров, Пърличев, Кръстев (1981). Авторите приемат, че терасният комплекс е обусловен от различни по време, колебания на морското ниво, свързани с регресивните фази на Черноморския басейн. Формирането му е в пряка зависимост от стадиално развили се черноморски трансгресии, имащи характер на ингресии, последвали след най-дълбоката черноморска регресия, образувала 60 – 90 – 100 m тераса. Пътнообразният и усложнен релеф на терасния комплекс в активната брегова зона се свързва с различията в генезиса на абразионните и абразионно-аккумулятивните форми в резултат на селективната абразия на различните по степен на вълнова устойчивост скални формации.

На основата на ехолотно профилиране на подводния склон на бреговата зона през периода 1971 - 1987 г. се получи достоверна представа за морфометричните параметри на подводните тераси. Направеният водолазен оглед на

подводния релеф с опробване на дънните наносни отложения и извършеният физико-химичен анализ спомогнаха за определяне на зърнометричния, карбонатен и тежкофракционния им състав.

За морска граница на съвременната брегова зона е приета дълбочината на въздействие на екстремалните щормови вълни на подводния брегови склон. За условията на Българското Черноморско крайбрежие това са дълбочините от 25 m до 30 m. По морфоложки и литоложки признаци границите ѝ варират от 25 m до 30 m на север и до 40 - 45 m на юг.

За по-детайлно разглеждане участието на хидродинамичния фактор в съвременното морфоложко оформление на подводния брегови склон и по-ясен морфо-генетичен анализ на терасния комплекс в зависимост от степента на вълнова деформация, съвременната брегова зона е разделена на подзони: плитководна подзона, с активно изразена вълнова абразионна дейност и дълбоководна подзона, с по-слабо изразена вълнова активност на подводния брегови склон. Мястото на масовото вълново разрушаване разделя плитководната зона на две части: към брега прибойна част, на вълновия прибоен поток и към морето – частта на силно деформираната вълна. Граничните дълбочини между плитководната и дълбоководната подзона са от 11 m до 12 m, а между прибойната част и частта на деформираната вълна – от 3 m до 4 m (фиг.1, табл.1).

За съвременния морфоложки облик на

бреговата зона, съществено значение има и геологично-стратиграфският състав на скалните формации, залягането и тяхното простирание и вълновата им устойчивост на абразия. Наблюдават се следните типове тераси в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие: абразионни, абразионно-аккумулятивни или цокални и акумулативни.

1. Плитководна брегова подзона

а) Прибойна част

Наблюдават се съвременни тераси (бенч), формирани под активното въздействие на вълновите процеси. В зависимост от литостратиграфския им строеж са обособени следните типове:

- изравнен бенч – образуван в горнокредни седиментно-вулканогенни и варовито-мергелни скали с наклон на склона на надводния бенч от 0.02 до 0.03 и подводния, от 0.01 до 0.015;
- стъпаловиден бенч – изграден от разнородни по устойчивост на вълнова абразия, скални формации – варовито-пясъчливи, варовито-мергелни и глинеесто-пясъчливи с посока на затъване на пластовите им към морето. Наклонът на склона на надводния бенч е от 0.025 до 0.05, на подводния бенч от 0.01 до 0.02;
- погребан бенч – терасната повърхност е изцяло или частично покрита с разнородни и разноразмерни пясъчни материали, благодарение на постъпващи по-големи количества наносен материал на подводния брегови склон. Наклонът на терасния склон е значително по-слаб и варира от 0.006 до 0.02.

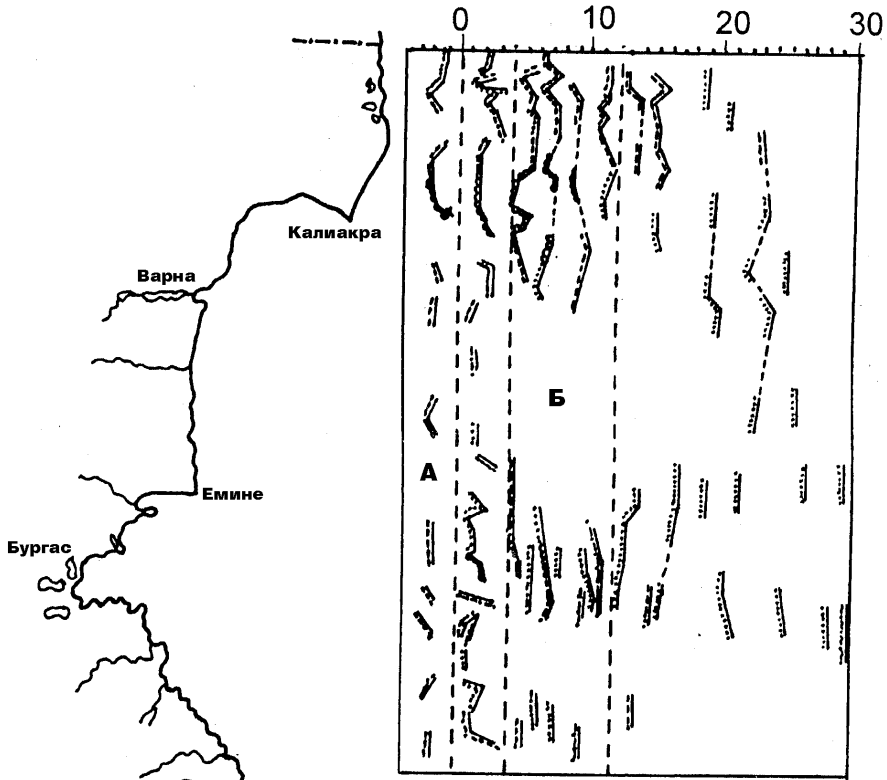
В Добруджанско-Франгенския район се наблюдават и трите типа съвременни тераси. Така например, северно от н. Шабла (подрайон 1), където преобладава абразионно-срутищно-сипейния тип бряг се простират стъпаловидни надводни и подводни тераси със структурно плочесто изразен строеж, опасващи издадените (носиви) брегови участъци с ширина от 25 m до 450 m и наклон на терасния склон от 0.008 до 0.01. Образувани са в следствие на постепенното отстъпване на клифовия бряг, изграден от льосово-глинести скали, лежащи върху горносарматски варовито-мергелен комплекс при средна скорост на

вълнова абразия 0.3 m/y (Пейчев, 1998). Съвременните подводни погребани тераси се разкриват пред акумулативния тип бряг покрити изцяло или частично с маломощни наносни отложения (до 1 m) с размерност от среднозърнести до едрозърнести детритусови пясъци. Ширината им на места достига до 600 m, при дълбочина от 0.5 m до 5 m и наклон на терасния склон, около 0.006 (Фиг. 1, Табл. 1).






Брегът между н. Шабла и гр. Каварна е изграден от устойчиви на вълнова абразия горносарматски кавернозни варовици. В основата на клифовия бряг се наблюдава стъпаловидния бенч, който според Лилиенберг (1966) отговаря по възраст на нимфийската тераса. На места той завършва с абразионно-срутищно-сипейния тип подводен клиф, достигащ до 15 m дълбочина, оформен благодарение на проявилите се през холоценско време меридионални разседа, допринесли за образуване на подводни свлачищно-срутищни стъпала и съвременния необработен (незавършен) вид на склоновете на подводния клиф.

В подрайоните 3, 4 и 5 в подножието на стабилизирани свлачищни брегове и при брегове с добре изразен комплекс от каран-гатски тераси (бреговия участък между н. Каваклар и Варненски плаж) се наблюдават надводен стъпаловиден и изравнен бенч с височина до 1.5 m и ширина до 35 m. Широко разпространени са изравнените свлачищно-структурни подводни стъпала на дълбочина от 1 m до 3 m с ширина до 150 m и наклон на склона 0.017. В участъка между н. Каваклар и н. Галата, свлачищно-структурните стъпала се простират до 3 m дълбочина със средна ширина от 85 m до 210 m и наклон на склона от 0.006 до 0.02. Те са изградени от пясъчливи варовици и мергели, дооформени от вълновата абразия. В участъка между м. Тузла и гр. Балчик свлачищно-структурните подводни тераси завършват със свлачищно-структурни откоси, достигащи до 7.5 m дълбочина. Те маркират челната граница на активно проявили се свлачищни процеси през холоценско време (фиг. 1, табл. 1).

Дискордантно простиращите се старопланински геоморфоструктури спрямо бреговата линия, изградени от



А. Брегови форми
Б. Подводни форми

- | | |
|--|---|
|  Абразионни структурни тераси |  Абразионно - акумулативни структурни тераси |
|  Тераси покрити с пясък |  Структурни тераси покрити с тиня |
|  Свлачищни структурни тераси | |

Фиг. 1. Разпределение на типове брегови форми и структурни тераси в бреговата зона

Таблица 1. Разпространение на терасния комплекс и морфоструктурни форми в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие

РАЙОН	ПОДРАЙОН	НАДВОДНИ ТЕРАСИ (БЕНЧ), в м					
		Изравнен бенч		Стъпаловиден бенч		Погребан бенч	
		Дълбочина	Ширина	Дълбочина	Ширина	Дълбочина	Ширина
А. Добруджанско-Франгенски	1. н. Сиврибурун – н. Шабла			1,0 – 0,0 1,5 – 1,0 2,5 – 1,0	25,0 25 – 30		
	2. н. Шабла – н. Калиакра	2 – 1,0	20 – 50,0	1,0 – 0,0 2,0 – 1,0	25 – 30,0 50 – 150,0		
	3. н. Калиакра – пл. Албена	1,5 – 0,5	20 – 35,0	1,5	30 – 35,0		
	4. пл. Албена – н. Св. Георги	1,5 – 0,5	25 – 30,0				
	5. н. Св. Георги – н. Галата	1,0 – 0,5	15 – 20,0				
Б. Долнокамчийски	6. н. Галата – н. Палеца	1,0 – 0,5	15 – 20,0				
	7. н. Палеца – Черни нос						
В. Старопланински	8. Черни нос – н. Емине	1,5 – 1,0 2,0 – 1,0	25 – 30,0 30 – 35,0				
	9. н. Емине – Несебър						
Г. Бургаски	10. Несебър – Поморие			1,5 – 0,5	25 – 35,0		
	11. н. Поморие – Созопол	2 – 0,5	30 – 40,0				
	12. Созопол – Маслен нос	2,5 – 0,5	30 – 50,0				
Д. Медноридски – Странджански	13. Маслен нос – н. Карагач						
	14. н. Карагач – Царево	2,0 – 0,5	40 – 60,0				
	15. Царево – Ахтопол	2,0 – 0,5	30 – 60,0				
	16. Ахтопол - Синеморец	1,5 – 0,5	25 – 30,0				

Таблица 1. Продължение I

Район	Подрайон	ПОДВОДНИ ТЕРАСИ И МОРФОСТРУКТУРНИ ФОРМИ							
		ПЛИТКОВОДНА (АКТИВНА) БРЕГОВА ПОДЗОНА							
		ПРИБОЙНА ЧАСТ							
		Тераси (бенч), m/						Подводен клиф, m	
Изравнен бенч		Стъпаловиден бенч		Погребан бенч		Дълбочина	Тип		
Дълбочина	Ширина	Дълбочина	Ширина	Дълбочина	Ширина				
А.	1.			1,0 – 2,0 2,0 – 3,0	30,0 – 40,0 100 – 450,0	0,5 – 1,0 1,5 – 2,0 2,0 – 3,0 3,0 – 3,5 2,5 – 5,0	100,0 140,0 50 – 200,0 100,0 600,0		
	2.	0 – 2,0	30 – 70,0	1 – 2,0 2 – 3,0	30 – 40,0 100 – 350,0			5 – 11,5 7 – 15,0	Срутищен - сипейн
	3.	1 – 2,0*	40 – 75,0	1 – 2,0* 2,5 – 3,0*	85 – 120,0 100,0			5 – 7,5*	Свлачищно–срутищно-сипейн
	4.	2 – 3,0*	150,0			2,0*	85,0		
	5.			2,5 – 3,0	165,0	2 – 3,0*	110 – 210,0		
Б.	6.	0 – 1,0	40,0	0 – 2,0	100,0				
	7.					0 – 2,0	100,0		
В.	8.	1 – 2,0	40,0			1,5 – 2,0	50,0		
		2,5 – 3,0	70,0						
Г.	9.					1 – 1,5 2 – 2,5	120,0 70,0		
	10.			1 – 2,0*	100,0	1 – 1,5* 1,5 – 2,0*	40,0 50,0		
	11.	0 – 0,5 3 – 3,5*	120,0 75,0	1 – 1,5* 2 – 3,0*	35,0 100 – 400,0	1 – 2,0* 2,5 – 3,0*	60,0 130,0	6,5 7,0 14,0 16,0	Абразионно - ерозионни
Д.	12.					0,5 1,5 2,0	150,0 40,0 100,0	15,0 17,5	Абразионно - ерозионни
	13.					1,0	50 – 55,0		
	14.					1 – 2,0 2 – 3,0	90,0 80 – 150,0		
	15.					1 – 2,0	150,0	18,0 20,0	Абразионно-срутищен-сипейн
	16.	2 – 3,0	150,0						Абразионно–ерозионно-сипейни; Абразионно - ерозионни

Таблица 1. Продължение II

Район	Подрайон	ПОДВОДНИ ТЕРАСИ И МОРФОСТРУКТУРНИ ФОРМИ											
		ПЛИТКОВОЛНА (АКТИВНА) БРЕГОВА ПОЛЗОНА											
		ЧАСТ НА ДЕФОРМИРАНА ВЪЛНА											
		Тераси, m				Подводен клиф, m		Морфоструктурни депресии, m		Морфоструктурни Форми, m			
абразионни		абразионно-аккумулятивни		аккумулятивни									
дълбочина	Ширина	дълбочина	ширина	дълбочина	ширина	Дълбочина	тип	дълбочина	ширина	Дълбочин	ширина		
А.	1.	4,0 – 5,0	150,0	5,0 – 6,0	200 – 300				2,0	200 – 300,0			
		5,0 – 6,0	200 – 250						3,0	250 – 400,0			
		6,0 – 7,0	200 – 650						4,0 – 5,0	250 – 600,0			
		7,0 – 8,0	200,0						5,0	400 – 600,0			
		8,0 – 10,0	250 – 600										
		10 – 12,0	300 – 480										
	2.	4 – 5,0*	100,0										
		5 – 8,0*	100 – 450										
		8 – 9,0*	150 – 200										
		11 – 12,0*	200 – 400										
	3.	3 – 6,0*	250 – 450			10 – 12,0	900,0						
	4.	3 – 5,0*	150,0			5 – 8,0	650,0						
		7,0*	850,0										
		10,0*	400,0										
	5.	4 – 6,0	160,0	5 – 7,0 9 – 10,0	150,0 200,0			1,5 – 2,0 4,0	абразионно- ерозионни	2,5	280,0		
	Б.	6.	8,5 – 9,0	200,0									
7.											4,5 – 5,0	450,0	
В.	8.	3 – 4,0	180,0								3,0 – 5,0	400,0	
Г.	9.												
	10.			3 – 4,0 10 – 12,0*	100 – 230 1000,0	6 – 7,0	300,0			4,0 8,0	380,0 600,0	5,0 6 – 9,0	150,0 250-600
		11.					5 – 7,0* 10 – 12,0*	800,0 750-1700					7,0
Д.	12.					4 – 5,0	100,0					6,0 - 7,0 12,0	300-600 350-700
		13.								5 – 6,0	530,0	2 – 4,0 7,6	150-300 750,0
	14.											2,5 – 5,0 15,0 – 17,0	400,0 300-500
	15.					6,5 7,5 – 8,0	150,0 200,0			5,0 10,0	400,0 300,0	5,0 10,0	300,0 500,0
		16.	5 – 6,0	100,0			10,0	120,0					

Таблица 1. Продължение III

Район	Подрайон	ПОДВОДНИ ТЕРАСИ И МОРФОСТРУКТУРНИ ФОРМИ									
		ДЪЛБОКОВОДНА (СЛАБОАКТИВНА) БРЕГОВА ПОДЗОНА									
		Тераси, m				Подводен клиф, m		морфоструктурни депресии, m		Морфоструктурни Форми, m/	
		абразионни		аккумулятивни		дълбочина	Тип	дълбочина	ширина	Височина	ширина
дълбочина	ширина	дълбочина	ширина								
А.	1.	12 – 13,0	450 – 550,0	17 – 20,0	450 – 700,0		Абразионно - ерозионен				
		13 – 14,0	200 – 300,0								
	14 – 16,0	300 – 700,0									
	18 – 19,0	400,0									
	20 – 21,0	250,0									
2.	13 – 14,0	100 – 125,0	15,0	140,0							
	15 – 17,0	75 – 150,0	19 – 20,0	430,0							
	23	150 – 200,0	23 – 24,0	350 – 400,0							
3.											
4.				13 – 15,0	1150 – 1300						
				18 – 23,0	1200,0						
5.				25,0	800,0						
				15 – 18,0	800,0						
Б.	6.			19 – 21,0	600,0						
				23 – 24,0	500,0						
7.				22 – 24,0	900,0						
				26,0	600,0						
В.	8.			16 – 18,0	400,0						
				23,0	300,0						
				26 – 27,0	300 – 400,0						
				29 – 30,0	450,0						
Г.	9.			12,5 – 15,0	1200,0						
				15 – 17,5	1600,0						
				17 – 20,0	1200,0						
				20 – 23,0	1000,0						
	10.			13 – 14,0	900,0						
11.	15,0	150,0		10 – 15,0	500 – 1100						
				14 – 16,0	950,0						
				15 – 18,0	1000,0						
				20 – 21,0	700,0						
				23 – 27,0	1750,0						
				27 – 30,0	850 – 1350						
Д.	12.			19,0	400,0						
				42,0	100,0						
	13.								2,5	100,0	
	14.								10,0	550 – 600,0	
	15.	12 – 15,0	1200,0								
	16.	30 – 35,0	400 – 500,0								

Забележка: * свлачищно-структурни стъпала (тераси)

устойчиви на вълнова абразия сенонски мергелно-варовит комплекс са причина за оформяне на надводен изравнен бенч с ширина до 35 m и височина от 1 m до 2 m. Абразионно изравнени тераси се простират до 2 - 3 m дълбочина с ширина от 40 m до 70 m и наклон на склона от 0.014 до 0.02. Погребани структурни тераси, припокрити с маломощни едрозърнести пясъци, се наблюдават пред абразионно-аккумулятивни и аккумулятивни брегове, на дълбочина до 2 m с ширина от 50 m до 100 m и наклон на склона от 0.01 до 0.02 (фиг. 1, табл. 1).

В Бургаския и Медноридско-Странджанския район надводните изравнени тераси опасват носовите участъци с ширина от 25 m до 60 m и височина от 0.5 m до 2 m. По-големият наклон на терасния склон (0.03) се дължи на устойчивите на вълнова абразия горнокредни вулканогенни скали и горносарматски мергелно-варовит комплекс при скорост на абразия, съответно 0.01 m/y и 0.08 m/y (П е й ч е в, 1998). Изравненият подводен бенч завършва с рязка чупка и стръмен склон, достигащ до 16 - 20 m дълбочина. По тип той е абразионно-срутищно-сипеен, като в подножието му се наблюдава натрупан абрадиран чакълесто-валунен материал. Водещ фактор за формирането му има проявената локална блоково-тектонска разломна дейност (фиг. 1, табл. 1).

Пред абразионно-свлачищния и срутищен тип брегове, изградени от плиоценски глини и пясъци (подрайоните 10 и 11), се простират свлачищно-структурни стъпала на дълбочина от 1 m до 3.5 m. Скоростта на отстъпване на абразионно-свлачищния клиф е 1.24 m/y (П е й ч е в, 1998), което спомага за формиране на широка подводна тераса със слаб наклон на склона от 0.005 до 0.01. Погребаните тераси с глинеста основа покрити с маломощни (до 0.5 m мощност) среднозърнести пясъци са също със свлачищно-структурен генезис, дооформени от вълновата дейност. Повърхнината им е силно навълнена с денивелация от 1 m до 2 m, завършващи с аккумулятивно-свлачищни валове, които маркират челната граница на съвременните свлачищни процеси. На места се наблюдават свлачищни валове на

дълбочина от 3.5 m до 6.5 m с височина от 3 m до 6 m и денивелация на свлачищната повърхност от 2 m до 4 m, маркиращи челната граница на подводните свлачищни езици, проявили се през холоценско време. Такива свлачищни валове се простират на подводния брегови склон между м. Тузла и гр. Балчик, н. Екрине – кк Златни пясъци и н. Лахна – кв. Сарафово.

б) Част на деформираната вълна

Благодарение на различната степен на податливост на вълнова абразия на горносарматския пясъчливо-глинест варовит комплекс в Добруджанско-Франгенския район и ъгъла на залягането му на югоизток под наклон от 3 до 5°, се дължи стъпаловидната абразионна и абразионно-свлачищна морфоложка изразеност на подводния релеф. Батиметричните разлики между терасните нива са от порядъка на няколко метра и е трудно да се установи дали тези заравнености маркират етапи на стационаране на морските нива през горната плейстоценска-холоценска трансгресия, или представяват абразионно-структурно оформяни стъпала.

В подрайоните 1 и 2 се наблюдават шест абразионни и абразионно-свлачищни терасни нива на дълбочина от 3 m до 12 m със средна ширина от 150 m до 600 m и усреднен наклон на терасния комплекс от 0.004 до 0.01. Оформената меридионална разломно-тектонска структурна депресия с ширина от 200 m до 600 m с дълбочина от 3 m до 5 m е денивелирала от 2 m до 4 m терасния комплекс, разположен от двете й страни.

Абразионно-аккумулятивните тераси, оформени върху горноеоценски льосово-глинести материали, покрити с маломощни среднозърнести детритусови пясъци, се наблюдават пред аккумулятивните участъци на дълбочина от 5 m до 6 m с ширина от 200 m до 300 m (фиг. 1, табл. 1).

Проявилите се през холоцена активни меридионални разломно-разседни процеси на юг от н. Шабла са допринесли за оформянето на свлачищно-стъпаловидния релеф на подводния брегови склон. Свлачищните стъпала на дълбочина от 5 m до 6 m и от 11 m до 12 m, достигащи до 450 m ширина, са дооформени от вълновата дейност като абразионно-структурни тераси.

Основни причини за морфоложкото разнообразие на абразионния и абразионно-аккумулятивния релеф на подводния брегови склон от н. Калиакра до н. Галата (подрайоните 3, 4 и 5) са локалните различия във времето на проява и интензивността на свлачищните процеси, количеството и състава на свлечените материали. Наблюдават се седем абразионно-структурни и абразионно-свлачищно-структурни нива на дълбочина от 3 m до 12 m и с ширина от 150 m до 650 m и усреднен наклон на терасните склонове от 0.003 до 0.004. Свлачищно-структурните тераси на дълбочина 7 m и 10 m пред кк Златни пясъци фиксират челната граница на холоценско свлачище. Във Варненския залив е добре изразена абразионно-структурна тераса на дълбочина от 4 m до 6 m, като в тилната ѝ част на дълбочина 4 m се наблюдава потопен клиф с вълнопробойни ниши (фиг. 1, табл.1).

Абразионно-аккумулятивните и аккумулятивните тераси се простират на дълбочина от 5 m до 12 m, с ширина от 150 m до 900 m и наклон на терасния склон от 0.0025 до 0.01. Повърхността им е покрита със среднозърнести и едрозърнести пясъчни материали с мощност до 1 m. Най-добре морфоложки изразени са терасите във Варненския залив, простиращи се на дълбочина от 5 m до 10 m. В тилните им части се наблюдават подводни клифове с височина от 1.5 m до 2 m. Разположената на 9 - 10 m дълбочина тераса във Варненския залив се явява про-дължение на започващата северно от н. Каваклар аккумулятивна тераса на дълбочина 5 - 8 m. Денивелацията ѝ от 2 m до 4 m в посока към Варненския залив, вероятно се дължи на разседно-тектонски процес, морфоложки изразен чрез структурна депресия с дълбочина 2.5 m или на различията в етапите на проявените свлачища в холоценско време (фиг. 1, табл. 1).

В Долнокамчийския район добре е изразена абразионно-структурната тераса на дълбочина 8 - 9 m, простираща се след широко плоскостно понижение, запълнено изключително от дребнозърнести пясъци. Наблюдават се и остатъчни твърдици, изградени от горноеоценски мергели и

пясъчници с височина от 4 m до 5 m над морското дъно с ширина до 450 m.

В Старопланинския район е слабо изразен терасният комплекс поради косата посока на простиране на геоложките структури спрямо бреговата линия. Устойчивите на вълнова абразия горнокредни мергели и варовити пясъчници образуват абразионно-структурни форми с височина от 3 m до 5 m и ширина от 350 m до 400 m.

Литостратиграфският строеж на подводния брегови склон на подрайоните 10 и 11 създава условия за доминиране на абразионно-аккумулятивната и абразионно-свлачищна стъпаловидна морфология. Добре изразени са абразионно-аккумулятивните и аккумулятивни свлачищно-структурни тераси на дълбочина от 3 m до 12 m. Свлачищно-структурните тераси фиксират челната граница на стари свлачища, извършени през холоценско време (Попов, Мишев, 1974). Най-добре изразени са абразионно-аккумулятивните и аккумулятивните тераси на дълбочина от 10 m до 12 m, широко разпространени в Бургаския и Созополския залив. Благодарение на тектонски проявените разседи са образувани структурни депресии на дълбочина от 4 m до 8 m, а устойчивите на вълнова абразия горноеоценски варовити пясъчници са оформили остатъчни твърдици с височина до 9 m над морското дъно и ширина до 1000 m (фиг. 1, табл.1).

В Медноридски-Странджанския район благодарение на силно проявените блоково-тектонски разседни процеси и устойчивите на вълнова абразия горнокредни вулканогенни скали, терасният комплекс не е добре изразен. Геоструктурно-тектонските особености на подводния релеф са спомогнали за формирането на обширни структурни депресии с дълбочина до 10 m и ширина от 400 m до 500 m. Наблюдаваните абразионно-структурни твърдици с височина от 2 m до 17 m и ширина от 100 m до 700 m се дължат както на разломно-тектонските процеси, така и на устойчивите на вълнова абразия средномеоценски пясъчници и горнокредни пирокластични.

Полегатият, почти равен наклон на

аккумулятивните тераси, наблюдавани на дълбочина от 6.5 m до 10 m пред аккумулятивния тип бряг, се дължи главно на плоско полегатата шелфова зона на Странджанското Черноморско крайбрежие, ситуирани при относителното потъване на лиманно-лагунните участъци. Те повтарят приустиевите части на стари удавени през холоцена речни долини, запълнени с пясъчни материали (фиг. 1, табл. 1).

2. Дълбоководна подзона

Най-широко разпространени са аккумулятивно-структурните тераси на дълбочина от 12 m до 30 m, наблюдавани в Долнокамчийския, Старопланинския и Бургаския район. Абразионните тераси се простират на дълбочина от 12 m до 23 m за Добруджанско-Франгенския район (подрайони 1 и 2) и от 12 m до 35 m в Медноридско-Странджанския район (подрайоните 15 и 16). В подрайон 12 се наблюдава най-дълбоко разположената аккумулятивна тераса по Българското Черноморско крайбрежие на дълбочина от 39 m до 42 m (фиг. 1, табл. 1).

В морфоложко отношение абразионно-структурните тераси представляват остатъчни абразионно-структурни нива изградени от горнокредни пирокластити. Характерна особеност за морфологията на подводния брегови склон в подрайон 13 е наличието на абразионно-структурни форми (банки) с височина от 2.5 m до 10 m и ширина от 100 m до 600 m. Изградени са устойчиви на вълнова абразия средноморски пясъчници и горнокредни пирокластити (фиг. 1, табл. 1). Аккумулятивните тип тераси, разпространени в Долнокамчийския, Старопланинския и Бургаския район (подрайоните 6, 7, 8, 9 и 11), се простират пред лиманно-лагунния аккумулятивен тип бряг. Разположени са на дълбочина от 13 m до 42 m с ширина от 150 m до 2000 m. Те имат слабо изразен наклон на терасните склонове – от 0.0025 до 0.004. Наносните отложения по зърнометричен състав са среднозърнести и едрозърнести с теригенен произход, на места обогатени с цели и натрошени мидени черупки.

Между н. Каваклар и Варненския залив се простират аккумулятивно-структурни нива на дълбочина от 13 m до 25 m с ширина от 800 m до 1200 m, покрити със

среднозърнести и едрозърнести теригенни наносни отложения. Денивелацията на 13 m - 15 m тераса южно от плаж Албена до 23 - 25 m срещу н. Св. Георги се дължи на паралелния дълбочинен разлом, формирал Варненската грабенова долина. Тилните части на аккумулятивно-структурните тераси пред устията на р. Камчия и р. Вая лежат на дълбочина, съответно на 26 m и 29 m, а пред н. Емине - на 17 m и 20 m. Денивелацията на терасите от юг на север се дължи на слабо изразено понижение, разположено северно от Черни нос, вероятно маркиращо старо морфоложко понижение от субаералния период на развитие на Долнокамчийския район. Характерно за терасите на дълбочина 19 - 20 m и 29 m - 30 m пред н. Калиакра и н. Емине е, че са дооформени от два мощни реликтни аккумулятивни вала, Калиакренски и Емински (П о п о в, М и ш е в, 1974).

В Бургаския и Медноридски-Странджанския район най-добре са развити и представени 10 m - 15 m, 20 m - 25 m, 27 m - 30 m и 39 m - 42 m аккумулятивно-структурни тераси, като последната е датирана като новоевксинска, свързана с така наречената новоевксинска регресия. По време на образуване съвпада с края на последното (вюрмско) заледяване и началото на холоцена (П о п о в, М и ш е в, 1974). Д и м и т р о в (1978) също датира 30 - 40 m тераса като новоевксинска чрез разкрита фауна, оформена в седиментно-вулканогенен скален комплекс. Като новоевксинска Д и м и т р о в (1978) определя и 20 - 25 m тераса простираща се в заливите пред устията на по-големите черноморски реки. Съществуват указания, че те са денивелирани от неотектонски движения, но все още не са достатъчно проучени (П о п о в, М и ш е в, 1974). Липсват данни за наличието на тектонски нарушения, предопределящи посоката на конфигурацията на депресията южно от н. Калиакра и гр. Созопол, имащи значение за денивелацията на терасния комплекс (Д и м и т р о в, П ъ р л и ч е в, К р ъ с т е в, 1981). П ъ р л и ч е в, Н и к о л о в (1977) констатират понижение до 2.5 m дълбочина, паралелно на клифа в южната част на 17 - 25 m тераса, като предполагат, че са

предопределени от локални разломи. Авторите констатират млади диференцирани денивилации, като ги свързват с по-късни неотектонски движения, изразени в увеличаване на дълбочините им от заливите към носовите участъци.

Заклучение

В заключение трябва да се отбележи, че в бреговата зона на Българското Черноморско крайбрежие преобладава абразионно-изравнената и стъпаловидна брегова и подводна терасна морфология. Литостратиграфският и морфоструктурен строеж на бреговата зона, силно проявените разломно-тектонски процеси, устойчивостта на вълнова абразия скални формации, дискордантният и неутралният характер на простиране на геоструктурите спрямо бреговата линия и посоката на затъване на скалните пластове към морето са основните фактори за оформяне и доминиране на абразионната и абразионно-свлачищно-стъпаловидна морфоложка изразеност на терасния комплекс.

Липсата на достатъчна фаунистична индикация определя генезиса на повечето от терасите в бреговата зона като геоморфоструктурни форми. Наблюдаваните маломощни разнозърнести и разнородни наносни отложения, несъобразен с реда на дълбочинното им зърнометрично разпределение, показва съществуването на бърз процес на формиране и морфостратиграфско стационариране на терасните нива с недооформени абразионно-структурни форми. Това се наблюдава особено добре при необработения (незавършен) вид на склоновете на подводните клифове, за което значение има и силно проявените паралелни и блоково-тектонски процеси, активно проявили се през холоценско време.

За изясняване етапите на стационариране на терасните нива са необходими допълнителни и детайлни фаунистични проучвания и изследвания на дънните наносни отложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гончаров, В., Ю. Непрочнов, А. Непрочнова, 1972. Релеф дна в глубинно строение Черноморской впадины. М., стр. 27 - 50.
- Димитров, П., 1978. Нови данни за строежа и възрастта на някои морфоложки форми по Българския черноморски шелф. "Проблеми на географията", С., кн.2, стр. 42 - 50.
- Димитров, П., Д. Пърличев, Т. Кръстев, 1981. Морфолитогенетични и морфоструктурни особености на Българския черноморски шелф. "Изв. на Бълг. географ. д-во", С., том XVIII (XXVIII), изд. "Наука и изкуство", стр. 3 - 12.
- Лилиенберг, Д. А., 1966. Опит за морфолошко райониране на Българското Черноморско крайбрежие. "Изв. на Бълг. географ. д-во", С., том VI (XVI), стр. 23 - 44.
- Мишев, К., В. Попов, Д. Лилиенберг, 1969. Досегашни резултати от геоморфоложките изследвания на Българското Черноморско крайбрежие. "Изв. на Бълг. географ. д-во", С., том IX (XIX), стр. 37 - 61.
- Пейчев, В., 1998. Абразионният процес на Българския черноморски бряг. "Брегоукрепване и дълготрайно стабилизиране на склоновете на Черноморското крайбрежие", С., Акад.изд. проф.М.Дринов, стр. 139 - 142.
- Попов, В., В. Димитрова, 1973. Върху някои въпроси от геоморфологията на Черноморския шелф. "Изв. на геогр.инст.", С., том XVI, стр. 5 - 13.
- Попов, В., К. Мишев, 1974. Геоморфология на Българското черноморско крайбрежие. С., с. 245.

- Пърличев, Д., Х. Марков, 1971. Депресия на дъното край българския бряг на Черно море. "Природа", С., кн.2, стр. 31 - 34.
- Пърличев, Д., Х. Николов, 1977. Подводни тераси пред Странджанския бряг. "Океанология", С., кн.2, изд.БАН, стр. 95 - 99.

Development of the terrace complex of the coastal zone of the Bulgarian Black Sea shore

(Summary)

Stoyan Keremedchiev, Zhivelina Cherneva

The authors' attempt to clarify the geo-morphological and genetic peculiarities of the terrace complex is based on ample morphographic and lithologic material. The origin of the various terrace types has been highlighted as well as their distribution and positioning along the profile of the coastal zone. An attempt has been made to outline the corresponding dating of the terrace levelling and their morphological dependence of the lythostratigraphic and tectonic decomposing processes. Because of the insufficient data on the fauna distribution, as well as the lack of clear morpho-stratigraphic levelling of the terraces in the coastal zone under observation, the prevailing conclusions are towards their predominantly geo-morphological origin.

Постъпила 04.05.2000 г.