

STANISŁAW MUSIELAK

Uniwersytet Gdański
Zakład Geologii, Instytut Oceanografii, Gdynia

BORYS A. SZULAK

WIECZYŚLAW S. TABACZKOW

Akademia Nauk ZSRR
Zakład Strefy Brzegowej Morza, Instytut Geografii, Moskwa

Z BADAŃ NAD MECHANIZMEM POWSTAWANIA AKUMULACYJNEGO BRZEGU MORSKIEGO

Jednym z najciekawszych zadań w badaniach dynamiki brzegów morskich, jest poznanie mechanizmu powstawania brzegu akumulacyjnego. Zagadnieniu temu poświęcono wiele prac (1—7), jednakże modelu matematycznego wymienionego mechanizmu jeszcze nie stworzono. Istnieje szereg schematów i modeli fizycznych (5.6) wyjaśniających mniej lub bardziej wyczerpująco różnorodne strony tego zjawiska. Wszystkie one są jednak modelami zaledwie jakościowymi, zupełnie nieprzydatnymi nawet dla przybliżonych obliczeń.

W niniejszym artykule przedstawiono wstępne rezultaty badań eksperymentalnych, przeprowadzonych przez autorów w warunkach naturalnych, na jednym z akumulacyjnych odcinków wybrzeża czarnomorskiego. Badania prowadzono na 120-metrowym odcinku wyrównanego, piaszczystego brzegu akumulacyjnego. Celem ich było wydzielenie głównych czynników hydrodynamicznych, określających tempo i kierunek procesów modelujących brzeg podczas falowań sztormowych.

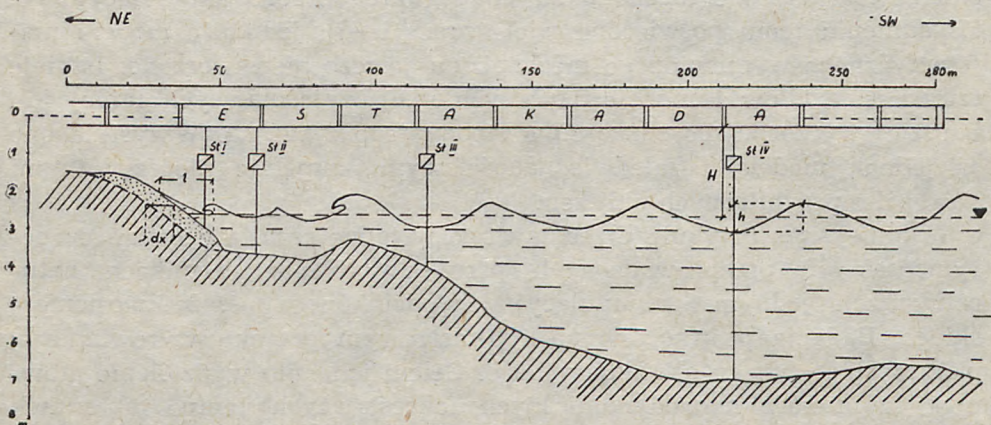
Materiałem budującym nadwodną i podwodną część tego brzegu był stosunkowo gruboziarnisty piasek wapienny. Na plaży i na dnie morskim, do głębokości około 6 metrów, przeważała frakcja 0,5—0,25 mm, a wartość mediany wynosiła około 0,40 mm. W całej tej strefie węglany stanowiły ponad 95% osadów.

Dla uzyskania niezbędnej informacji, równocześnie z rejestracją czynników hydrodynamicznych w różnych fazach sztormu, prowadzono niwelację powierzchni skłonu brzegowego. Parametry fal rejestrowano falografami strunowymi, ustawionymi na profilu kontrolnym wzdłuż mola o długości 280 metrów. Falografy te były połączone poprzez wzmacniacz wielokanałowy z potencjometrem — samopisem EPP. W strefie bezpośredniej działalności napływu ustawiono czujniki rejestrujące ilość

napływów, ich głębokość i rozprzestrzenienie. Wskazania tych czujników były zapisywane na oscylogramach dwóch potencjometrów EPP w przeciągu krótszych lub dłuższych odcinków czasu.

Na pierwszym, jednokanałowym potencjometrze prowadzono rejestrację średnio co 3—6 godz.* w ciągu całej działalności sztormu, uzależniając liczbę pomiarów od charakteru zmian w sile falowania. Poza zapisami wskazań każdego z falografów stojących na profilu kontrolnym, prowadzono również ciągły zapis wskazań jednego z czujników, wybranego dla uzyskania pełnej charakterystyki przebiegu falowania. Równocześnie zmieniano też prędkość przesuwu taśmy oscylogramu z 0,4 cm/s do 0,03 cm/s. Zapisy te pozwalały śledzić zmiany zarówno wysokości fal w przeciągu wszystkich faz sztormu w różnej odległości od brzegu (ryc. 1), jak i zmiany poziomu wzburzonej powierzchni morza (ryc. 2a, b).

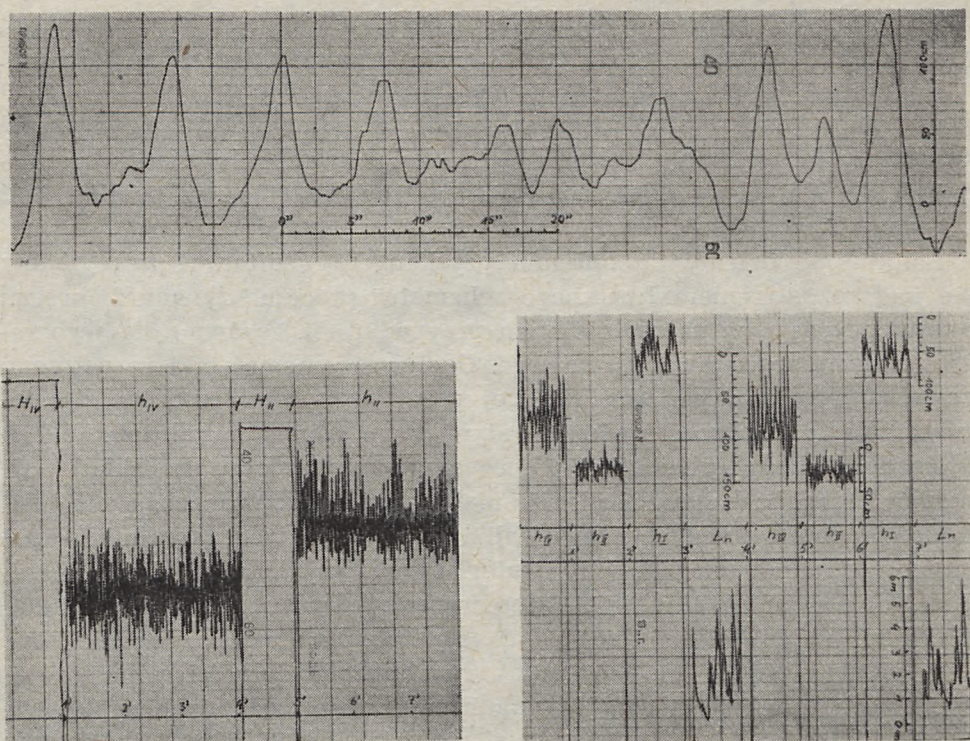
Na drugim 24-kanałowym samopisie EPP prowadzono ciągły zapis wskazań 4 czujników: dwóch falografów strunowych umieszczonych



Ryc. 1. Profil dna w rejonie prowadzonych badań i rozmieszczenie stanowisk pomiarowych na estakadzie oraz wyjaśnienie oznaczeń przyjętych we wzorach i w tabelach. St. I, II, III, IV — stanowiska pomiarowe; h — wysokość fali; H — poziom morza mierzony od estakady; 1 — odcinek profilu skłonu brzegowego, na którym przejawiała się aktywna działalność napływu (tzn. abrazja lub akumulacja w przekroju poprzecznym plaży); dx — odległość, o jaką przesunął się brzeg w wyniku procesu abrazji lub akumulacji

Fig. 1. Bottom profile in the area investigation and localization of the measuring points; notations given in formulas and tables are: I, II, III, IV — measuring points; h — wave height; H — sea level; 1 — part of the offshore bottom profile where the swash action occurs (i.e. abrasion or accumulation in transversal section of the beach); dx — migration distance of the shore due to the abrasion or accumulation; ESTAKADA — jetty.

* W późniejszych eksperymentach pomiary prowadzono co 1—2 godz.



Ryc. 2. Fragmenty oscylogramów z zapisami parametrów fal i napływów; a) rozwinięty zapis profili fal przed ich załamaniem się na podwodnym skłonie brzegowym (St. IV na ryc. 1); b) zagęszczony zapis parametrów fal (h_{II} i h_{IV}) i poziomu morza (H_{II} i H_{IV}) przed i po załamaniu fali (St. IV i II na ryc. 1); c) zagęszczony zapis parametrów fal i napływów: h_{IV} i h_{II} — zapis parametrów fal (St. IV i II, ryc. 1), h_I — zapis głębokości potoku napływu (St. I, ryc. 1), L_n — liczba napływów i ich rozprzestrzenienie na brzegu

Fig. 2. Parts of the oscillograms with wave and swash recordings; a) wave profiles before the breaking zone (point IV in Fig. 1); b) compressed wave profiles (h_{II} , h_{IV}) and sea level data (H_{II} , H_{IV}) before and after wave breaking (point IV and II in Fig. 1); c) compressed record of wave and swash parameters: h_{IV} , h_{II} — wave parameters (points IV and II in Fig. 1); h_I — "depths" of swash (point I in Fig. 1), L_n — amount of swashes and their spreading on the shore

w strefach przed i po załamaniu się fali (stanowisko II i IV na ryc. 1), falografu stojącego w strefie napływu (stanowisko I na ryc. 1) i czujników napływu. Każdy z czujników włączany był automatycznie na okres 1 minuty w cyklu czterominutowym. Rejestracja na tym przyrządzie prowadzona była również w ciągu całego sztormu.

Wymieniona wyżej grupa czujników pozwalała na rejestrację zarówno prędkości przemieszczania się frontu napływów w stronę brzegu, pozio-

mu powierzchni wodnej w napływach i poziomym morza w pobliżu brzegu, jak również parametrów fal przed ich ostatecznym załamaniem (ryc. 2c).

Równocześnie prowadzono pomiary profilu brzegu (również co 3—6 godz.) na 4 przekrojach, rozmieszczonych w odległości 30 m jeden od drugiego. Na każdym przekroju było około 30 reperów siatki koordynacyjnej, wbitych w odstępach 1—2 metrowych (1 m w pobliżu linii brzegowej); rozciągłość profilu 30—40 m.

Zanim przejdziemy do opisanego uzyskanych rezultatów, zatrzymamy się nad rozpatrzeniem fizycznego schematu procesu dynamiki brzegu akumulacyjnego w najogólniejszym przypadku, tj. zarówno dla wybrzeża bezpływowego, jak i pływowego. Ponieważ schemat taki rozpatrzony został szczegółowo we wcześniejszej pracy jednego z autorów (6), porzucimy na przedstawieniu jedynie jego głównych założeń.

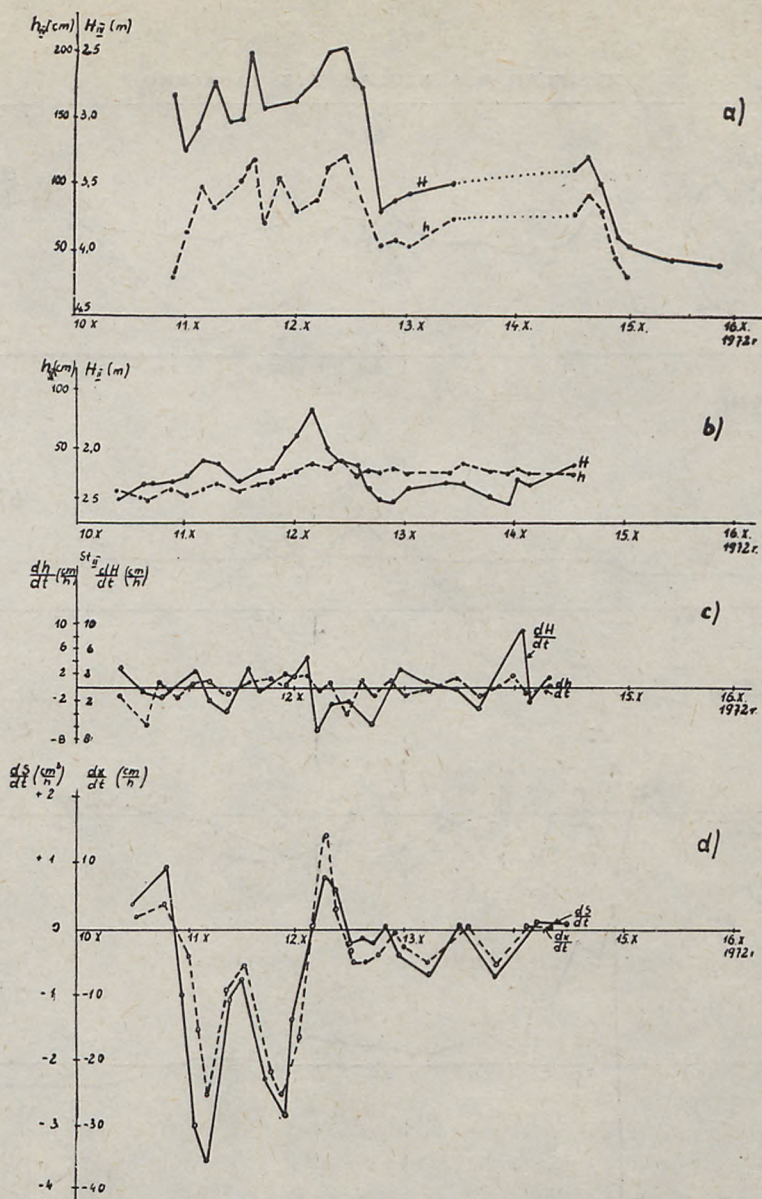
Zgodnie z tym schematem proces akumulacji materiału składa się z dwóch etapów: z etapu osadzania materiału, który związany jest z działalnością pojedynczego napływu fali i zachodzi na jego skraju (w pozostałej strefie nabiegania fali materiał jest zmywany ze skłonu brzegowego) i z „integralnej” działalności następujących po sobie serii napływów. W przypadku przesuwania się kolejnych napływów w stronę brzegu (faza narastania falowania), rezultaty działalności poprzedzających napływów będą neutralizowane działalnością następnych napływów, w wyniku czego brzeg będzie ulegał rozmywaniu. W przypadku cofania się napływów w stronę morza (stadium ucichania falowania) rezultaty działalności następujących po sobie napływów sumują się i brzeg narasta.

Intensywność tego procesu i efekt sumaryczny (końcowy) zależą nie tylko od długotrwałości każdej z faz falowania, ale i od wzajemnego stosunku czasu ich trwania. Przy długotrwałej fazie rozwoju (narastania) falowania brzeg ulega rozmywaniu. W przeciwnym przypadku (tj. przy długotrwałej fazie wygasania falowania), brzeg może zostać nadbudowany w wyniku intensywnej akumulacji.

Jak się okazało, główną rolę w tym schemacie odgrywa nie tylko wysokość fal, ale i zmiany (prędkość zmian) poziomu wzburzonej powierzchni morza.

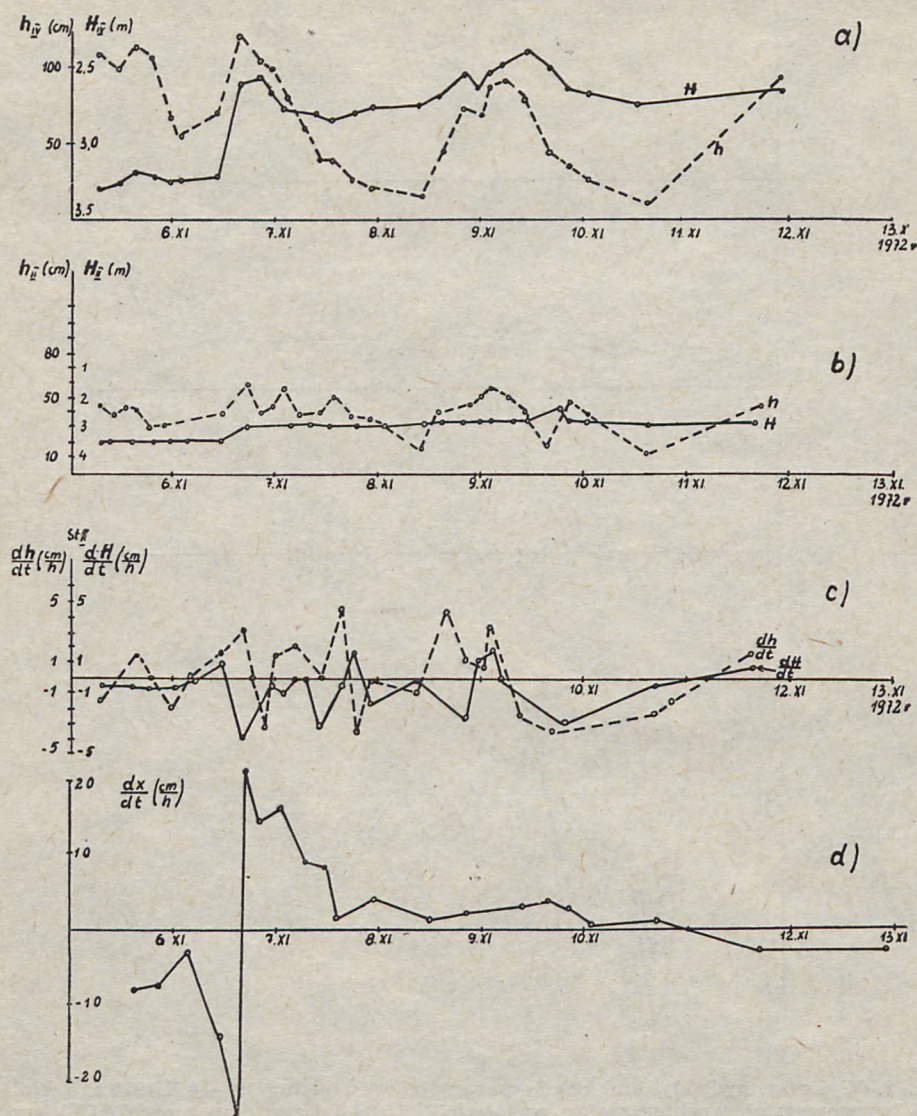
Ponieważ przyczyna zmiany poziomu morza nie gra roli, wpływ pływowych zmian poziomu morza powinien prowadzić do takich samych rezultatów (efektów), jak i wytworzonych spiętrzeniem wiatrowym podczas sztormów. W ten sposób schemat powinien być poprawny (prawdziwy) zarówno dla mórz bezpływowych, jak i pływowych.

Przejdziemy teraz do analizy rezultatów badań terenowych, których wyniki przedstawiono na ryc. 3, 4, 5 i w tab. 1, 2. Dane te uzyskano z serii pomiarów obejmujących 150 zapisów parametrów fal na oscylo-



Ryc. 3. Wykresy hydrodynamicznych parametrów sztormu 10—14 X 1972 r. i zmian linii brzegowej: a) przebieg zmian wysokości fal (h_{IV}) i poziomu morza (H_{IV}) przed załamaniem się fal na podwodnym skłonie brzegowym (St. IV na ryc. 1); b) h_{II} i H_{II} jw., ale po załamaniu się fali (St. II, ryc. 1); c) przebieg pochodnych $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ i $\left(\frac{dh}{dt}\right)$ obliczonych dla danych ze stanowiska II; d) przebieg prędkości cofania się brzegu $\left(\frac{dx}{dt}\right)$ i zmian objętości przemieszczanego materiału $\left(\frac{dS}{dt}\right)$

Fig. 3. Curves of the hydrodynamical parameters of the storm (10—14 October 1972) and shoreline changes: a) changes of the waves height (h_{IV}) and sea level (H_{IV}) before the waves break (point IV in Fig. 1); b) h_{II} , H_{II} as before but after wave breaking (point II in Fig. 1); c) differentials $\frac{dH}{dt}$ and $\frac{dh}{dt}$ for the data from point II; d) velocity of the shore migration $\frac{dx}{dt}$ and changes of the volume of the moving materials $\frac{dS}{dt}$

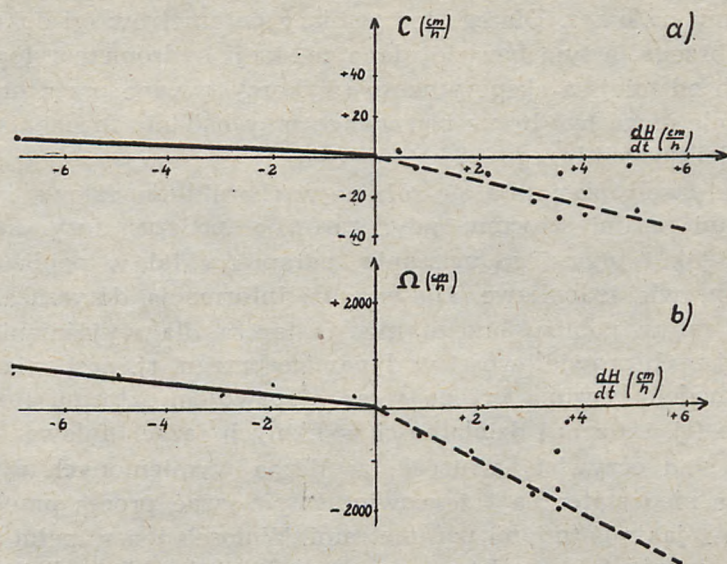


Rys. 4. Wykresy hydrodynamicznych parametrów sztormu 5—13 XI 1972 r. i zmiany linii brzegowej. Oznaczenia jak na ryc. 3.

Fig. 4. Curves of the hydrodynamical parameters of the storm (5—13 november 1972) and shoreline changes. Explanation see Fig. 3

gramach i profili pasa przybrzeżnego na wszystkich czterech przekrojach za okres dwóch sztormów (10—14 X i 5—13 XI 1972 r.).

Podczas wymienionych wyżej sztormów wiatry wiały początkowo z zachodu, następnie z południowego zachodu i z południa. Przeważały



Ryc. 5. Wykres zależności prędkości cofania się brzegu $\left(\frac{dx}{dt}\right)$

i objętości przemieszczanego materiału $\left(\frac{dS}{dt}\right)$ jako funkcji pochodnej od zmian poziomu morza $\left(\frac{dH}{dt}\right)$

Fig. 5. Graph showing the dependence of the shore migration and the volume of the migrating material $\left(\frac{dS}{dt}\right)$ as a function of changes in water level $\left(\frac{dH}{dt}\right)$

wiatry południowo-zachodnie, osiągające maksymalne (dla całego sztormu) prędkości do 17 m/s.

Linia brzegowa w rejonie przeprowadzanych eksperymentów (zachodnie wybrzeża Krymu) ma ogólny przebieg z południowego wschodu na północny zachód (azymut brzegu wynosi około 135°), toteż kąt podejścia fali do brzegu podczas omawianych sztormów był równy lub bliski 90° .

Zarejestrowane parametry fal przed i po ich załamaniu na podwodnym skłonie brzegowym (stanowisko II i IV na ryc. 1) oraz zmiany poziomu morza przedstawiono na ryc. 3, 4 (wykresy a, b). Wynika z nich, że podwodny skłon, transformując fale, odgrywa rolę pewnego, automatycznie regulującego mechanizmu, który przepuszcza do brzegu fale tylko w bardzo wąskim przedziale wysokości (niezależnie od ich początkowych wielkości).

Tym samym, z jednej strony znacznie zmniejsza się niszcząca działal-

ność sztormu na brzeg. Dlatego też pomiary parametrów fal dokonywane z dala od brzegu, a tym bardziej dane ze stacji hydrometeorologicznych, oddalonych od miejsca eksperymentu (wykorzystywane przez niektórych autorów), nie mogą być brane pod uwagę przy badaniu mechanizmu procesów modelujących brzeg.

Z drugiej strony zacierają się różnice w charakterze falowania pomiędzy różnymi fazami sztormu, gdyż zarówno podczas fazy narastania falowania, jak i przy jego uciszaniu, parametry fal w pobliżu brzegu pozostają prawie jednakowe. Dlatego też informacja dotycząca jedynie wysokości fal w pobliżu brzegu nie wystarcza dla wyjaśnienia nawet najogólniejszych prawidłowości w dynamice brzegu, tj. nasilania się procesu przemodelowywania brzegu wraz z rozwojem sztormu i zróżnicowania jego (tj. sztormu) działalności w różnych fazach falowania.

Wynika stąd oczywisty wniosek, że liczba wymienionych czynników jest jeszcze niedostateczna i że powinniśmy wiązać proces przekształcenia brzegu z jakimiś innymi parametrami. Wniosek ten w pełni potwierdzają dane pomiarów przedstawione na wykresach „b” i „d” (ryc. 3, 4) wykazujące brak jakiegoś ściślejszego związku procesu przemodelowywania brzegu z takimi parametrami hydrodynamicznymi, jak wysokość fal i poziom morza.

Na kolejnych wykresach „c” (ryc. 3, 4) przedstawiono rezultaty opracowania danych uzyskanych podczas wyżej wymienionych sztormów. Z materiału tego wynika, że dla scharakteryzowania efektów falowania konieczne jest rozpatrzenie nie tylko samych czynników hydrodynamicznych, ale i ich pochodnych w czasie $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ i $\left(\frac{dh}{dt}\right)$, a szczególnie pochodnej zmiany poziomu morza na jednostkę czasu $\left(\frac{dH}{dt}\right)$.

Rzeczywiście, z zestawienia wykresów „c” i „d” widać, że maksimum pochodnej $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ odpowiada maksymalne rozmywanie brzegu i odwrotnie, minimum $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ — maksymalna intensywność procesu akumulacji materiału. Jeszcze bardziej czytelnie zależność tę można prześledzić w przypadku, gdy przebieg pochodnej $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ pokrywa się z przebiegiem pochodnej $\left(\frac{dh}{dt}\right)$ (wykresy „c” i „d” na ryc. 3, 4).

Aby uzyskać ilościową ocenę intensywności procesu przemodelowania brzegu w zależności od czynników hydrodynamicznych, należy przedsta-

Tabela 1

Wyniki badań terenowych i kameralnego opracowania materiałów zebranych podczas sztormu 10—14 X 1972 r.

Results of the field measurements collected during the storm of 10—14 October 1972

Data Date	Godzi- na po- mia- rów Time of mea- sure- ment	Średnia wysokość fal h_{II} Average height of wave (cm)	Poziom morza H_{II} Sea level (cm)	Zmiany wysokości fal (h) i poziomu morza (H) w cza- sie Changes of waves height (h) and water level (H)		Zmiany objętości materiału plażowego Changes of the volume of beach material $\frac{dS}{dt}$ cm ³ /h	Przemiesz- czanie się linii brze- gowej Shoreline migration $\frac{dx}{dt}$ cm/h	Godzi- na po- mia- rów Time of mea- sure- ment	Data Date
				$\frac{dh}{dt}$ cm/h	$\frac{dH}{dt}$ cm/h				
10.X.	8 ⁰⁰	25,8	245	-0,4	+4,2			8 ¹⁰	10.X.
	13 ⁰⁰	24	236	-0,4	0	+0,42	+ 3,67	16 ²⁰	
	16 ⁰⁰	22,7	236	+0,5	-0,3	+1,02	+ 1,62	22 ³⁰	
	22 ⁰⁰	22,3	238	-1,5	+4,0	-1,06	-11,9		
11.X.	0 ⁰⁰	22,6	229	+0,2	+3,0	-3,56	-32,0	0 ¹⁰	11.X.
	3 ⁰⁰	23,2	222	+1,7	-1,7	-4,34	-33,3	3 ¹⁰	
	6 ⁰⁰	28,4	227	-0,4	-3,0	-1,27	-10,1	6 ¹⁰	
	11 ⁰⁵	26,4	242	+1,2	+3,5	-0,92	- 7,8	10 ³⁰	
	15 ⁰⁰	31,2	227	+1,0	0	-2,57	-30,0	15 ⁰⁰	
	21 ⁰⁰	34,5	212	+0,23	+2,3	-2,91	-30,0	21 ³⁰	
12.X.	0 ⁰⁰	41,0	205	+2,3	+2,3	-1,41	-10,0	0 ⁰⁰	12.X.
	3 ⁰⁰	48,0	190	+2,3	+5,0	-0,68	- 6,44	3 ²⁰	
	6 ⁰⁰	46,6	212	-0,66	-7,3	+0,80	+ 8,99	6 ⁰⁰	
	9 ⁰⁰	49,0	221	+1,0	-3,0	+0,50	+ 5,0	9 ⁰⁰	
	12 ⁰⁰	36,4	227	-4,3	-2,0	+0,40 -0,99	+ 5,72 -10,0	12 ³⁰	
	15 ⁰⁰	41,2	242	+1,7	-5,0	+0,37 -0,50	+ 1,67 - 6,67	15 ³⁰	
	18 ⁰⁰	40,0	253	-0,3	-3,67	+0,41 -0,68	+ 3,54 - 8,84	18 ²⁰	
	21 ⁰⁰	42,2	253	+0,6	0	+0,21 -0,27	+ 1,87 - 3,75	21 ⁰⁰	
13.X.	0 ⁰⁰	39,5	242	-1,0	+3,65	-0,50	- 0,91	0 ²⁰	13.X.
	8 ³⁵	39,0	237	0	+0,67	-0,92	-10,0	9 ²⁰	
	13 ⁰⁰	46,0	236	+1,55	+0,22	+0,22 -0,37	+ 0,50 - 0,50	13 ²⁰	
	18 ⁰⁰	39,5	250	-1,4	-2,8	-0,40	- 0,52	15 ¹⁵	
	21 ⁴⁵	39,0	254	-	-	-0,84	- 8,88	22 ⁰⁰	
14.X.	0 ⁰⁰	42,2	233	+1,2	+8,4	+0,26 -0,37	+ 2,54 - 2,83		14.X.
	3 ²⁰	38,5	238	-1,3	-1,67			9 ⁰⁰	
	12 ⁰⁵	39,5	226	0	+1,33	-0,97	-15,17	12 ¹⁰	
						+1,42 -0,34	+15,6 - 3,0	15 ³⁰	

Tabela 2

Wyniki badań terenowych i kameralnego opracowania materiałów zebranych podczas sztormu 5—11 XI 1972 r.

Results of the field measurements collected during the storm of 5—11 november 1972

Date	Godzina pomiarów Time of measurement	Średnia wysokość fal H_{II} Average height of wave (cm)	Poziom morza H_{II} Sea level (cm)	Zmiany wysokości fal (h) i poziomu morza (H) w czasie Changes of waves height (h) and water level (H)		Zmiany objętości materiału plażowego Changes of the volume of beach material $\frac{dS}{dt}$ cm ³ /h	Przemieszczenie się linii brzegowej Shoreline migration $\frac{dx}{dt}$ cm/h	Godzina pomiarów Time of measurement	Date
				$\frac{dh}{dt}$ cm/h	$\frac{dH}{dt}$ cm/h				
5.XI.	6 ¹⁵	48	355	-1,7	-0,5	+0,25	+ 3,33	5.XI.	
	10 ¹⁰	41	357	+1,5	-0,2	-0,39	- 6,66		
	13 ¹⁵	46	358	0	-0,5	+0,50 -0,54	+ 3,33 - 6,66		
	17 ⁰⁰	46	360	-3,0	-0,4	+0,26	+ 4,45		
	22 ⁰⁰	33	362	0	+0,8	-0,11	- 1,11		
6.XI.	0 ³⁸	33	360	+1,3	+0,59	-0,27	- 4,28	6.XI.	
	9 ¹⁵	45	355	+2,8	+3,4	-2,05	-23,40		
	14 ⁰⁰	59	272			+0,87 -2,69	+10,0 -30,0		
				-4,5	+0,5	+0,42 -0,37	+7,14 -2,86		
	18 ³⁰	41	270	+1,2	-12,5	+0,40	+ 5,36		
	22 ¹⁵	46	285	+2,2	+0,25	+0,74	+ 6,66		
7.XI.	2 ⁰⁰	55	284	-2,2	-1,0	+1,19	+13,3	7.XI.	
	5 ⁰⁰	48	287	0	-1,0	+0,75	+10,0		
	8 ⁰⁰	48	290	+1,7	+2,3	+0,42	+ 4,6		
	11 ¹⁵	53	283	-4,5	-2,0	+0,30	+ 1,33		
	15 ²⁵	35	291	0	-0,25				
	19 ³⁰	35	292	-1,2	0	+0,08	+ 0,71		
8.XI.	8 ⁴⁰	19	292	+4,0	+4,1	+0,23	+ 4,7	8.XI.	
	14 ⁰⁰	42	267	+1,2	-2,0	-0,42	- 5,88		
	18 ²⁵	47	275	+0,8	0	+0,32 -0,73	+ 5,44 - 9,10		
	22 ⁰⁰	50	275	+3,0	+2,5	+0,13 -0,37	+ 2,26 - 3,34		
9.XI.	0 ³⁰	58	270	-1,2	0			9.XI.	
	4 ⁰⁰	53	270	-2,9	+1,7	+0,46	+ 6,47		
	8 ²⁰	42	263	-3,3	+1,7	+0,37	+ 7,50		
	15 ¹⁰	19	-	+7,6					
	18 ⁰⁰	48	280	-2,8	-1,25	+0,32 -0,44	+ 3,34 - 4,44		
	22 ¹⁵	37	285	-1,5	-0,35	+0,24	+ 3,45		
10.XI.	12 ³⁰	15	290	+6,0	+1,25	+0,23	+ 2,68	10.XI.	
11.XI.	16 ³⁰	39	280					11.XI.	

wić zależność prędkości przemieszczenia linii brzegowej $C \equiv \frac{dx}{dt}$ od pochodnej zmian poziomu na jednostkę czasu:

$$C \equiv \frac{dx}{dt} = f \left(\frac{dH}{dt} \right). \quad (1)$$

Wyrażenie to, przedstawione na ryc. 5a, pokazuje, że tak dla procesu akumulacji, jak i dla procesu rozmywania funkcja (1) jest liniowa i może być zapisana w następującej postaci:

$$C \equiv \frac{dx}{dt} = -\mu \frac{dH}{dt}, \quad (2)$$

gdzie μ — stały współczynnik.

Z tego samego wykresu wynika, że proces rozmywania przebiega znacznie efektywniej niż proces akumulacji. Dla procesu rozmywania współczynnik $\mu = 5$ i odpowiada cotangensowi kąta nachylenia brzegu *, co wynika z czysto geometrycznych współzależności; dla procesu akumulacji $\mu = 1$, tj. 5 razy mniej.

Przechodząc od charakterystyki liniowej procesu przemodelowania brzegu (tj. prędkości jego cofania się czy narastania) do objętości materiału (Ω), przemieszczanego w jednostce czasu na jednostkę szerokości frontu i długości stoku brzegowego (ryc. 4b), z dokładnością do przetłumaczalnego współczynnika liczbowego uzyskamy tę samą zależność funkcyjną:

$$\Omega \equiv \frac{dS}{dt} = -10\mu \frac{dH}{dt}. \quad (3)$$

Pozwala nam to połączyć uzyskane rezultaty i przedstawić przytoczone wyrażenie w postaci ogólnej. Wprowadzając oznaczenia symetryczne dla μ^+ i μ^- , odpowiednio dla procesów akumulacji i rozmywania, można zapisać ustalone prawidłowości następująco:

$$\frac{dS}{dt} = 10 \frac{dx}{dt} = -10\mu \pm \frac{dH}{dt}, \quad (4)$$

gdzie $\mu^+ = 1$ i $\mu^- = 5$.

Uzyskane zależności mają zupełnie prosty sens fizyczny. Pokazują one, że profil brzegu przemieszcza się w ślad za zmianą poziomu morza, a sama zmiana wysokości fal odgrywa w wiadomym sensie drugorzędną rolę.

* Nie chodzi tu o geometryczne przesunięcie punktu przecięcia powierzchni napływu z linią profilu skłonu brzegowego, a o rozmywanie brzegu (abrazyjne cofanie się plaży).

Na zakończenie należy podkreślić, że uzyskane prawidłowości powinny mieć miejsce jedynie w przypadku niezbyt szybkich zmian parametrów sztormu. Jeśli absolutne wielkości pochodnych $\left(\frac{dH}{dt}\right)$ i $\left(\frac{dh}{dt}\right)$ są bardzo duże, to współczynniki μ nie mogą pozostawać stałe. Wiąże się to z faktem, że proces przemodelowywania brzegu posiada znaczną inercję i przy szybkiej zmianie intensywności sztormu nie nadąża za pełnym przekształceniem swego profilu.

STRESZCZENIE

W pracy przedstawiono rezultaty badań przeprowadzonych w warunkach naturalnych dla ustalenia mechanizmu przemodelowywania brzegu akumulacyjnego przez fale sztormowe.

Wykryto czynniki określające kierunek i intensywność tego procesu. Są nimi pochodne hydrodynamicznych parametrów fal sztormowych. Ustalono związek pomiędzy prędkością cofania się (lub narastania) brzegu $\left(\frac{dx}{dt}\right)$ i pochodną w czasie od zmian poziomu morza, która ma prostą postać:

$$\frac{dx}{dt} = -\mu \frac{dH}{dt}.$$

Uzyskane rezultaty potwierdzają fizyczny model przekształcania brzegu akumulacyjnego przez fale, skonstruowany przez jednego z autorów.

STANISŁAW MUSIELAK

Uniwersity of Gdańsk
Oceanography Institute, Gdynia

BORYS A. SZULAK
WIECZYŚLAW S. TABACZKOW

Academy of Sciences of USRR, Moskau

FROM STUDIES ON THE PROCESSES OF FORMATION OF ACCUMULATIVE SEA-SHORE BEACHES

One of the most interesting problems in the study of sea-shore dynamics is the process governing the formation of accumulative beaches or strands. Numerous papers have been devoted to this problem (1—7), but as yet, no mathematical model has been found for the process.

There are several patterns and physical models (5, 6), which explain the various aspects of this phenomenon more or less comprehensively. These are, however, barely qualitative models, and as such are of no use at all even for approximate calculations.

The present paper illustrates the preliminary results of experimental studies and investigations, carried out by the authors under natural conditions along the Black Sea coast. The studies were made along a 120 meter-long section of the sandy and uniform accumulative beach.

The object of the studies was to separate the main hydrodynamic factors, in order to determine the rate and direction of the beach modeling process during wave processes in heavy seas.

The material of which the foreshore and submerged portion of this beach consisted was mainly a coarse, limy driftsand. A fraction of 0.5—0.25 mm was found to be predominant on the beach and on the sea-bottom to a depth of 6 m. below the surface, the average value being approximately 0.40 mm. Carbonates accounted for 95% of the deposits throughout the whole zone.

In order to obtain the necessary data, the surface of the coastal slope was levelled simultaneous with the recording of the hydrodynamic factors during various phases of storms. Wave ratings were obtained by means of stringed wave-recorders placed along a 280 m-jetty monitoring section. These wave-recorders were connected via a multi-channel amplifier to the EPP type potentiometer controlled self-recording unit.

The necessary sensors were set up in the immediate vicinity of the

insurge, to register the influx volume, depth and distribution. The indications from these sensors were then recorded on the oscillograms of two EPP-type potentiometers over shorter or longer periods of time.

On the average, recordings on the first single-channel potentiometer were made every 3 to 6 hours (and every 1—2 hours in later experiments) throughout the whole of the storm and the number of measurements depended on the character of changes in the strength of wave processes. Apart from the recordings from each of the wave-recorders set up along the monitoring section, continuous recordings were taken from one of the sensors. The sensor was chosen to obtain a full characteristic of the wave motion cycle curve. Simultaneously the feed-rate of the oscillograph recording tape was changed from 0.4 to 0.03 cm per second. These recordings enabled the changes in wave height at various distances from the shore, during the different phases of the storm (Fig. 1, page 154), and the changes in level of a rough sea surface, to be followed (Figs. 2a and 2b, page 155).

On the second 24-channel EPP-type self-recorder, continuous recordings of the indications from the 4 sensors were made. These were obtained from two stringed wave recorders placed in the zones before and after the wavecrest breaking (stations II and IV, Fig. 1), from the wave recorder placed in the influx-zone (station I, Fig. 1) and from the influx sensors. Each such sensor was automatically switched on for a period of 1 minute in a 4 minute cycle. Recordings were also continued on this instrument throughout the whole of the storm.

The sensors described allowed recordings to be made of the surge velocity towards the shore, the influx water level, the sea level close to the shore and the wave ratings before their imminent breakdown. Simultaneous measurements of shore contours were made every 3—6 hours along 4 sections spaced 30 metres apart. Each section contained 30 bench-marks of the coordinate system, driven in every 1—2 metres and one metre in the vicinity of the shore line. The contours extended some 30—40 m.

Before describing the data obtained, let us reconsider the physical pattern of the dynamics of the accumulative beach process in general, i.e. both for tidal and non-tidal coasts. As such a pattern was discussed in detail in an earlier paper by one of the authors (6), only its main outlines will be presented here.

According to the pattern, the material build-up process consists of two stages:

I stage: Deposit of the material. This is combined with the activity of a single wave surge and occurs at the extreme ends of the surge wave.

in the remaining zone of the incoming surge the material is washed away from the shore slope.

II stage: "Integral" activity of consecutive series of surges (influx).

In the case of consecutive surge movements towards the shore (in the phase of wave motion accretion) the effects of the activity preceding influx will be neutralized by the following influx surges, as the result of which the beaches will be washed off. On recession of the influx out to sea (the calming down stage) the effects of each consecutive influx accumulate and a build-up of beaches takes place.

The intensity of this process and the accumulative (final) effect not only depend on the long duration of each undulation phase, but also on their duration ratio. The beach is subject to washing away during a prolonged phase of wave accretion. In the reserve case i.e. during a prolonged phase of calming down, a build-up of the beach may occur due to heavy accumulation.

As it turned out, not only the wave heights, but also the changes (or) rates of changes) in the rough sea surface level play the greatest role in this pattern.

As the cause governing the changes in sea-level is not responsible for any sand-shifting, it can then be assumed that tidal effect should lead to the same results as those obtained by the wind-force accumulation during storms. Thus the pattern should be the same for both tidal and non-tidal seas.

The following is an analysis of the results of site investigations, as presented in Figs. 3, 4, 5 and Tables 1 and 2 (page 157—159 and 161).

These data were obtained from a series of measurements, comprising 150 recordings of wave ratings from the wave recorders and from the contours of the shore line strip on all four sections for the period of two storms (10—13 Oct. and 5—13 Nov. 1972).

The winds during these gales were Westerly in the first place, backing later to South-west and finally to South. The prevailing winds were South-Westerly, reaching a maximum force of 17 m/sec for the whole storm. The shore line in the experimental area (Western Crimea) runs in general from South-East to North-West (or vice versa) which means that the bearing of the coast line is 135° . Thus the incidence angle of the high seas was 90° or there about 0.

The recorded wave ratings before and following their breakdown over the submerged beach slope (Station II and IV, Fig. 1) and the changes in sea-level are presented in Figs. 3 and 4 (diagrams a and b).

These elements show that the submerged slope when reshaping the waves, acts as a kind of automatic control gear, allowing only such waves to pass through to the shore, which are contained in a narrow

band of amplitude (height) irrespective of their initial size. This undoubtedly substantially decreases the destructive force of the storm.

Hence, wave measurements made off-shore, and also those obtained from the hydrometeorological stations some distance away from the experimental area (which were applied by some authors) cannot be taken into consideration for the investigation of the beach modelling processes and their causes.

On the other hand, the variations in the nature of waves during different storm phases become negligible, as the wave parameters close to the shore remain more or less the same both at the time of wave set-up and during the set-down. Hence, any data on the wave heights close to the shore line alone, are insufficient to provide explanation even for general regularities governing the shore dynamics i.e. intensification of coast line transformations with developing storm and differentiation of the storm intensity during different phases of wave processes.

Obviously, it can now be inferred that the quantity of the given factors is still insufficient to assess the process and that the shore-line reshaping process should also be combined with some other parameters. This conclusion can be supported by the field data presented in diagrams "b" and "d" (Fig. 3 and 4), which show that there is no close relation between the shoreline modelling process and such hydrodynamic data as the wave height and sea level.

Consecutive "c" diagrams (Fig. 3 and 4) present the results of the processed data obtained at the time of the storms mentioned. The material obtained shows that in order to describe wave conditions it is not enough to evaluate hydrodynamic factors only, but also their time derivatives

$\frac{dH}{dt}$ and $\frac{dh}{dt}$ must also be accounted for. The more important

is the time derivative of the sea-level $\frac{dH}{dt}$. Indeed, a comparison of

diagrams "c" and "d" shows clearly that the maximum derivative $\frac{dH}{dt}$

corresponds to a maximum wash-out of beaches and the minimum $\frac{dH}{dt}$

brings the maximum intensity of the material build-up process. This

relation can be seen more clearly while tracing the derivative $\frac{dH}{dt}$

coinciding with the $\frac{dh}{dt}$ curve (diagrams "c" and "d", Fig. 3 and 4).

In order to obtain a quantitative assessment of the shoreline re-shap-

ing process intensity due to hydrodynamic factors, it is necessary to show the dependence of the shore-line displacement rate $C = \frac{dx}{dt}$ versus the time derivative of sea-level variations:

$$C \equiv \frac{dx}{dt} = f\left(\frac{dH}{dt}\right). \quad (1)$$

This formula, illustrated in Fig. 5a, shows that both for the building-up process and wash-out process, function (1) is a linear one, which can be written in the following form:

$$C \equiv \frac{dx}{dt} = -\mu \frac{dH}{dt}, \quad (2)$$

where: μ = coefficient (const.).

The same diagram shows that the wash-out process is more effective than the built-up (accumulation) process. For the wash-out process (erosion) the constant coefficient $\mu = 5$ corresponds to the cotangent of the beach slope angle. This must not be confused with the displacement of the point of intersection of the run-up surface with the beach slope contour line, but is deemed as beach wash-out (its abrasive regression), which results from purely geometrical relationships.

For the build-up (accumulation) process, the coefficient μ is equal to 1, that is 5 times less.

When considering the linear characteristic of the shoreline remodelling process (i.e. the rate of its regress or build up) the volume of material (Ω) displaced during time unit per front width unit (head) and slope length unit (Fig. 4b), with an accuracy to a translatable numerical coefficient, one obtains the same functional relationship:

$$\Omega \equiv \frac{dS}{dt} = -10\mu \frac{dH}{dt} \quad (3)$$

This permits us to combine the results obtained and to present the named expression in a general form. By introducing symmetrical signs μ^+ and μ^- for build up and wash-off processes respectively, one can put down the determined regularities in the following way: —

$$\frac{dS}{dt} = 10 \frac{dx}{dt} = -10\mu \pm \frac{dH}{dt}, \quad (4)$$

where $\mu^+ = 1$ and $\mu^- = 5$.

The relations obtained are quite simple in their physical sense. They show that the shore-line contour moves along with the sea-level variation and the variation of the wave height itself is of secondary importance in that sense.

Finally it must be emphasized that the regularities obtained should only take place in cases of less rapid changes in the storm process.

If, however, the absolute magnitudes of derivatives $\frac{dH}{dt}$ and $\frac{dh}{dt}$ are

very large, then the coefficients μ cannot remain constant. This can be explained by the fact, that the coastal remodelling process is highly inertial and that the beach lags behind in fully reshaping its contours with a rapid change in the storm intensity.

SUMMARY

This work presents the results of studies carried out under field conditions in order to determine the shaping process of accumulative beaches as caused by storm waves.

Certain factors have been exposed that are responsible for the direction and intensity of this process, viz. derivatives of the hydrodynamic parameters of storm waves. A relationship has been found for the beach regression (or build-up) rate of $\frac{dx}{dt}$ versus the time derivative of sea

level variations, which can be put down in the following simple form:

$$\frac{dx}{dt} = -\mu \frac{dH}{dt}.$$

The obtained data confirm the physical model of the wave-induced transformation of accumulative beaches, derived by one of the authors.

LITERATURA

REFERENCES

1. Bacsom W., *Waves and Beaches*, New York 1964.
2. Bożicz P.K., Dżunkowski N.N., *Morskoje wołnienije i jego diejstwije na sooruzenije i bierega*, 1949.
3. Zenkiewicz W.P., *Osnovy uczenija o razwitii morskich bieregow*, Moskwa 1962.
4. King C.A.M., *Beaches and Coasts*, London 1959.
5. Łonginow W.W., *Dinamika bieregowej zony bezpriliwnych moriej*, Moskwa 1963.
6. Szulak B.A., Boldriew W.L., *K woprosu o procesach formirowanija bieregowego wala*, Okieanologija, t. VI, wyp. 1, 1966.

7. Kirlyš V., *K woprosu o popierecznim pieremieszczenii nanosow w potokie zapleska na plaże otmielogo pieszczanego morskogo bierega*, Trudy Akad. Nauk Litowskoj SSR, 1965.
8. Szulak B.A., Musielak S., Tabaczko W.S., *O mechanizmie otłożenija pieszczanego materiała s potoka zapleska* (in print).