

WITOLD TUBIELEWICZ

ZJAWISKA BRZEGOWE NA PÓŁWYSPIE HELSKIM

(Tabl. XXXV, XXXVI, i 4 fig.)

Phénomènes du changement de l'appareil littoral de la péninsule de Hel

(Pl. XXXV, XXXVI, et 4 fig.)

1. KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA HELU

Historia powstania Półwyspu Helskiego związana jest z historią całego basenu Morza Bałtyckiego i na ogół dostatecznie naświetlona w szeregu prac (3, 7, 10, 14, 21), a pewne różnice w poglądach nie mają wpływu na analizę zjawisk brzegowych występujących obecnie. Zjawiska te specjalnie silnie zaznaczyły się u nasady Półwyspu Helskiego po wybudowaniu portu we Władysławowie, gdzie przez wysunięcie w morze falochronów stworzono sztuczną przeszkodę dla stałego ruchu rumowiska przebiegającego wzdłuż wybrzeża z zachodu na wschód i zasilającego odmorski brzeg półwyspu.

Należy przypuszczać, że potoki rumowiska, które utworzyły Półwysep Helski, a następnie utrzymywały go w stanie względnej równowagi, rozpoczynają się już gdzieś w Zatoce Koszalińskiej, gdzie występuje strefa mniej więcej neutralna, rozdzielająca kierunki przeważającego ruchu rumowiska na zachód i wschód. Rumowisko wędrujące na zachód przyczyniło się do narastania wyspy Wolin, zaś wędrujące na wschód do budowy Półwyspu Helskiego (23).

Za dostarczaniem materiału do budowy Helu z zachodniej części naszego wybrzeża przemawia i skąpy zapas rumowiska stanowiącego wierzchnią warstwę dna strefy przybrzeżnej rozpatrywanego wybrzeża. W tych warunkach odłożone na dnie rumowisko nie może stanowić rezerwy, z której prądy falowe mogłyby czerpać materiał dla budowy półwyspu lub brzegu w ogóle.

Nie można przy analizie procesów brzegowych na Półwyspie Helskim ograniczać się tylko do samego półwyspu. Właściwie na zjawiska tu występujące ma wpływ całe wybrzeże od Zatoki Koszalińskiej do Helu.

Nie mogąc analizować tak długiego odcinka, co miałyby większe uzasadnienie przy opracowywaniu jego monografii, ograniczymy się do odcinków przylegających do półwyspu, tj. od mniej więcej Karwi do Władysławowa. Interesujące byłoby tu określenie ilości rumcwiska dochodzącego z zachodu, lecz niestety danych takich nie mamy.

Na odcinku od Karwi do Helu występują trzy charakterystyczne ukształtowania brzegu: brzeg klifowy o stromych urwiskach wysoczyzn dyluwialnych, brzeg nizinny tam, gdzie znajdują się zatopione pradoliny, oraz brzeg wydmy występujący na kosie helskiej (9, 19). Formy brzegu uzależnione były od czynników, które je tworzyły i kształtowały. Rzuca na nie światło historia powstania Bałtyku i przebieg procesów tu występujących.

Od Karwi do Jastrzębiej Góry mamy wybrzeże niskie, zatorfione, częściowo zasypane piaskiem. Plaża osiąga tu szerokość do 40 m i oddzielona jest od zaplecza kilkometrowymi wydmi i lasem nadmorskim. Poza nimi rozciągają się torfiaste łąki. Koło Ostrowa wpada do morza mała rzeczka Czarna. Między Ostrowem a Jastrzębią Górą brzeg się podnosi, tworząc stromy klif o maksymalnym wzniesieniu około 68 m. Klif jest pocięty szeregiem jarów. Plaża zęża się tu do szerokości 18—25 m. Przy Rozewiu plaża właściwie zupełnie zanika i morze podchodzi do samego klifu, zabezpieczonego opaską.

Dalej w stronę Władysławowa brzeg opada, zniżając się u nasady Półwyspu Helskiego prawie do poziomu morza. Na odcinku Władysławowo — Hel występuje typowy brzeg akumulacyjny, wydmy z wydmi zatrawionymi i zalesionymi. Najwyższe wydmy znajdują się przy samym cyplu półwyspu, gdzie ich wysokość osiąga około 25 m.

Podany opis brzegu jest opisem orientacyjnym, wizualnym. Ścisłej jego klasyfikacja mogłaby być przeprowadzona na podstawie jednej ze znanych klasyfikacji brzegów morskich (6, 7, 9, 12, 22).

2. WPŁYW PORTU WŁADYSŁAWOWO NA DYNAMIKĘ BRZEGU HELSKIEGO

Stan względnej równowagi, jaki panował na półwyspie, został zakłócony przez wybudowanie portu Władysławowo.

Port ten został zbudowany w latach 1936—1937. Głębokość portu była przewidziana na około 5 m. Przy badaniach obszarów brzegowych w 1935 r. stwierdzono w tym miejscu stosunkowo słaby ruch rumowiska. W odległości około 150—200 m od ówczesnego brzegu przebiegała równoległe do niego rewa, której grzbiet znajdował się na głębokości około 2,00 m poniżej średniej wody.

Przy budowie portu liczone się z pewnym jego zamulaniem, zwłaszcza przez rumowisko wędrujące wzdłuż brzegu. Zastanawiano się przy tym, czy zakłócenie strumienia rumowiska, spowodowane przez wychodzące w morze falochrony, nie będzie groźne dla półwyspu oraz czy utrzymanie kanału podejściowego nie będzie za trudne. Zdawano też sobie sprawę z tego, że wybudowany port w pierwszym okresie zakłóci niewątpliwie regularność ruchu rumowiska wzdłuż półwyspu, co będzie na pewno miało dość duży wpływ na kształtowanie się linii brzegowej, przypu-

szczano jednak, że zastosowanie budowli ochronnych w znacznym stopniu zapobiegnie przybraniu przez abrazję katastrofalnych rozmiarów. Ponieważ jednak zbudowanie jednej budowli ochronnej w podobnych warunkach pociąga za sobą rozmywanie sąsiednich odcinków brzegu, liczący się nawet z koniecznością ochrony całego półwyspu.

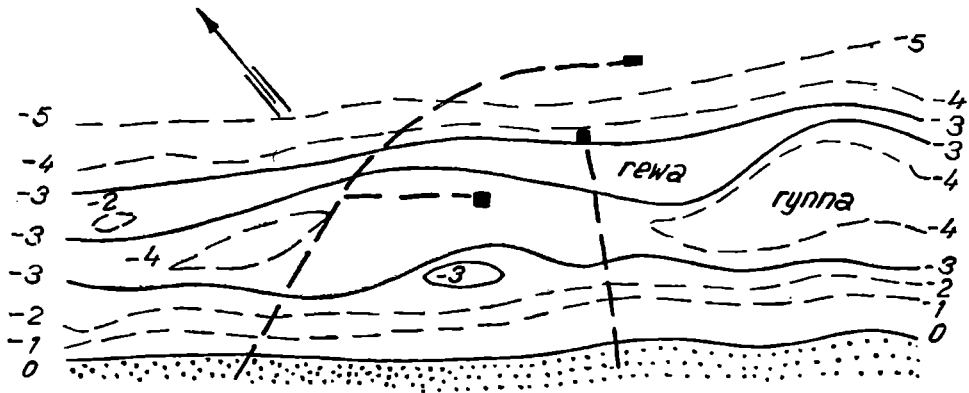


Fig. 1. Sytuacja batymetryczna przed budową portu we Władysławowie (VII. 1935) wg Adamskiego

W rozwiązaniu układu falochronów uwzględniono charakterystykę hydrologiczną w strefie brzegowej, tj. występujący tu przeważnie ruch rumowiska z zachodu i przeważające kierunki wiatrów i falowania.

W czasie dyskusji nad projektem budowy portu prof. Lewiński wysunął przypuszczenie, że nowo zbudowany port może przyczynić się do zniszczenia półwyspu, albowiem może skierować idące z zachodu rumowiska na większe głębokości, na których zostanie ono już dla brzegu stracone, gdy tymczasem fale będą w dalszym ciągu niszczyć półwysep. Oparł się on na teorii powstania półwyspu jako usypiska piasku odkładanego przez morze (Akta Gdańskiego Urzędu Morskiego).

Pogląd ten tylko częściowo się potwierdził. Wysunięte na 400 m w morze falochrony dochodziły do około 5 metrowej izobaty, a więc znajdowały się jeszcze w strefie aktywnej dna morskiego (20) i skierowanie całego rumowiska wyłącznie ku morzu mogłoby nastąpić tylko wówczas, gdyby linia graniczna rozdziału ruchu rumowiska w kierunku morza i brzegu przechodziła zawsze przed głowicą falochronu, licząc od brzegu. Bez bliższej analizy ruchu rumowiska trudno było to określić. Należy jednak przypuszczać, że w początkowym okresie po wybudowaniu portu mogła pewna ilość rumowiska być skierowana przez falochrony ku morzu, lecz przeważająca jego ilość była przez nie zatrzymana, spływając dno i powodując znaczne narastanie brzegu od zachodu portu, a następnie zamulając podejście i wejście do portu.

Nieznaczną ilość rumowiska, która okrążała port lub wędrowała na większych głębokościach (poniżej 4—6 m), nie mogła zapewnić równowagi brzegowi półwyspu i tu nastąpiła intensywna jego abrazja, rozpoczynająca się prawie zaraz na południowy wschód od portu i przesuująca się wzdłuż półwyspu w miarę zabudowywania go ostrogami.

Analiza historyczna brzegu u nasady półwyspu i na samym półwyspie od strony morza otwartego wskazuje na istnienie tam przed wybudowaniem portu stanu względnej równowagi.

Sam cypel półwyspu wykazuje stałe choć powolne narastanie brzegu od strony morza i pewne jego wydłużanie się. Ze względu na znaczne tu głębokości narastanie to jest bardzo powolne, gdyż podbudowa podwodna półwyspu pochłania olbrzymie ilości dostarczanego rumowiska. Sam fakt narastania półwyspu wskazuje na dostarczanie na jego cypel znacznej ilości materiału i dzisiaj. Materiału tego nie może dawać wyłącznie tylko Cypel Rozewski (19).

Zmiany brzegowe, ruch rumowiska, jego nasilenie i kierunek zależne są w pierwszym rzędzie od warunków falowych, wiatrowych i poziomów morza. Te ostatnie związane są głównie ze zjawiskami barycznymi i wiatrowymi, fale zaś w warunkach bałtyckich — głównie z wiatrami.

Zmiany poziomów zwierciadła wody (8) wahają się u południowych wybrzeży Bałtyku od 125 cm do 250 cm, co przy połym nachyleniu plaży sprzyja dość znacznemu przesuwaniu się linii brzegowej, zwiększając przez to bezpośredni zasięg działania morza na ląd (prądy, fale).

Głównym czynnikiem jest tu jednak falowanie wiatrowe, które występuje przeważnie, podobnie jak i wiatry, z kierunków zachodnich i północno-zachodnich, szczególnie jeśli odrzucimy wiatry słabe do 5 m/sek, które minimalnie wpływają na ruch rumowiska. Powoduje ono powstanie przeważających prądów, przenoszących rumowisko z zachodu na wschód.

Silne sztormy niszczące brzeg występują przeważnie od września do kwietnia, najczęściej w listopadzie i lutym. Okres spokojny, sprzyjający budowie brzegu, przypada zasadniczo na maj—sierpień.

Brak właściwych obserwacji tych zjawisk utrudnia przeprowadzenie analizy dynamiki brzegu, a w szczególności określenie aktywnego pasa brzegowego i ilościowego bilansu rumowiska.

Na omawianym odcinku brzegu występuje tak akumulacja, jak i abrazja.

Głównym odcinkiem abrazyjnym był tu brzeg klifowy od Jastrzębiej Góry do Cetniewa, ze specjalnym nasileniem na odcinku Jastrzębia Góra — Rozewie i przy małym stosunkowo cyplu pod Cetniewem, akumulacyjnym zaś — Półwysep Helski. Pozostałe odcinki znajdują się we względnej równowadze stałej. Nie znaczy to, by równowaga ta nie była naruszona w poszczególnych okresach. Do odcinków atakowanych okresowo przez morze należy tu zaliczyć np. brzeg przy Karwieńskich Błotach, do akumulacyjnych zaś — odcinek Cetniewo — Władysławowo. Ten ostatni związany jest bezpośrednio z wybudowaniem portu we Władysławowie.

Na ataki morza narażony był też Półwysep Helski, niejednokrotnie nadgryzany, a nawet przerywany przez sztormy, zasadniczo w okresach jesienno-zimowych jeszcze przed pobudowaniem portu. Po jego wybudowaniu wobec zahamowania dopływu rumowiska z zachodu nastąpiło stopniowe niszczenie plaży, a następnie i samych wydm brzegowych, co w konsekwencji pociągnęło za sobą groźbę zniszczenia półwyspu przez jego trwałe przerwanie. Zmiany brzegowe, spowodowane wybudowaniem portu, wyrażają się w powstaniu znacznego odkładu rumowiska na zachód od portu, oraz jego zmniejszeniu się na wschód od portu. Zmiany te są bardzo wyraźne, gdyż pobudowana plaża stanowi od zachodu trójkąt

o przeszło kilometrowej podstawie, przy dawnej linii brzegowej i wysokości dochodzącej do około $\frac{1}{2}$ kilometra przy falochronie. Głębokości, zasypane przez piasek, wynoszą tu od 0 przy podstawie do około 5 m przy wierzchołku trójkąta. Obecnie zamulanie sięga już wejścia do portu i rumowisko przenika poza wschodni falochron. Straty w rumowisku u nasady półwyspu odczuwane są na długości około 10 km i wyrażają się cofnięciem się plaży i brzegu w granicach od 10 do 40 metrów przy jednoczesnym pogłębianiu się dna.

Jasne jest, że zmiany występujące na badanym odcinku brzegu spowodowane są wysunięciem na około 400 m w morze falochronów. Stworzyły one przeszkodę, a właściwie przecięły najbardziej aktywny pas brzegowy, podwodny i plażowy, na którym odbywała się migracja rumowiska z decydującą przewagą zachód-wschód, ściślej na danym odcinku z północnego zachodu na południowy wschód.

3. OBSZARY EROZYJNE NA PÓŁWYSPIE I JEGO OCHRONA

Walkę z erozją rozpoczęto zaraz po wojnie przez umacnianie brzegu ostrogami i opaskami; prowadzi się ją do dnia dzisiejszego, posuwając zabudowę brzegu sztucznymi umocnieniami coraz bardziej ku cypłowi półwyspu, dochodząc dziś już — z małymi przerwami — poza Kuźnicę.

Zmiany brzegowe są związane zwykle z występującymi zjawiskami hydrologiczno-meteorologicznymi oraz geomorfologią i geologiczną budową brzegu morskiego. Na brzegach piaszczystych, połogich — zależnie od rozwoju brzegu — obserwuje się przeważnie dość silny, zresztą nierównomiernie przebiegający wzdłuż brzegu ruch rumowiska. Transport rumowiska powodują tu głównie prądy falowe, gdyż wpływ innych prądów jest na ogół bardzo nieznaczny. Już nawet nieznaczne prędkości wody poruszają na dnie cząstki stosunkowo drobnego piasku. W czasie sztormu prawdopodobnie zaciera się granica między dnem a wodą, gdyż olbrzymie prędkości w strefie załamania fali powodują płynięcie pewnej warstwy dna w postaci mieszaniny wodno-piaszczystej. B o z y c z (2) doświadczalnie dowiódł, że pewną charakterystyczną wielkością cząstek piasku są ziarna o średnicy 0,05 mm. Ziarna powyżej tej wielkości — choć stosunkowo łatwo mogą być porywane i unoszone przez prąd — niemniej łatwo opadają na dno przy nawet krótkotrwałym spadku prędkości wody. Odwrotnie ziarna poniżej średnicy 0,05 mm po podniesieniu ich z dna przez prąd pozostają w stanie zawieszenia dość długo, nawet przy małej prędkości prądów, i przez to mogą być przenoszone dość daleko poza strefą czynnego pasa dna (2, 24). Wzdłuż brzegu przemieszcza się zatem szeroki potok rumowiska, przy czym „nurt” tego potoku leży prawdopodobnie w rejonie głębokości krytycznych fal sztormowych.

Z chwilą gdy w jakimś punkcie brzegu zostanie zachwiana równowaga pomiędzy dopływem a odpływem potoku rumowiska, następuje abrazja lub akumulacja brzegu. Takie zachwianie równowagi powodują m. in. ostrogi, które przegradzając, a tym samym częściowo wstrzymując potok rumowiska, powodują niedobór w dopływie materiału wleczonego

po zawietrznej swej stronie, gdy równocześnie odpływ trwa nadal. Powstaje w ten sposób silna erozja brzegu na zakończeniu grupy ostróg (1,2) (fig. 2). Obszar erozyjny ciągnie się do miejsca, w którym potok rumowiska osiągnie nasycenie materiałem, któremu udało się ominąć ostrogi, oraz materiałem z obszaru erozyjnego. Z chwilą nasycenia się

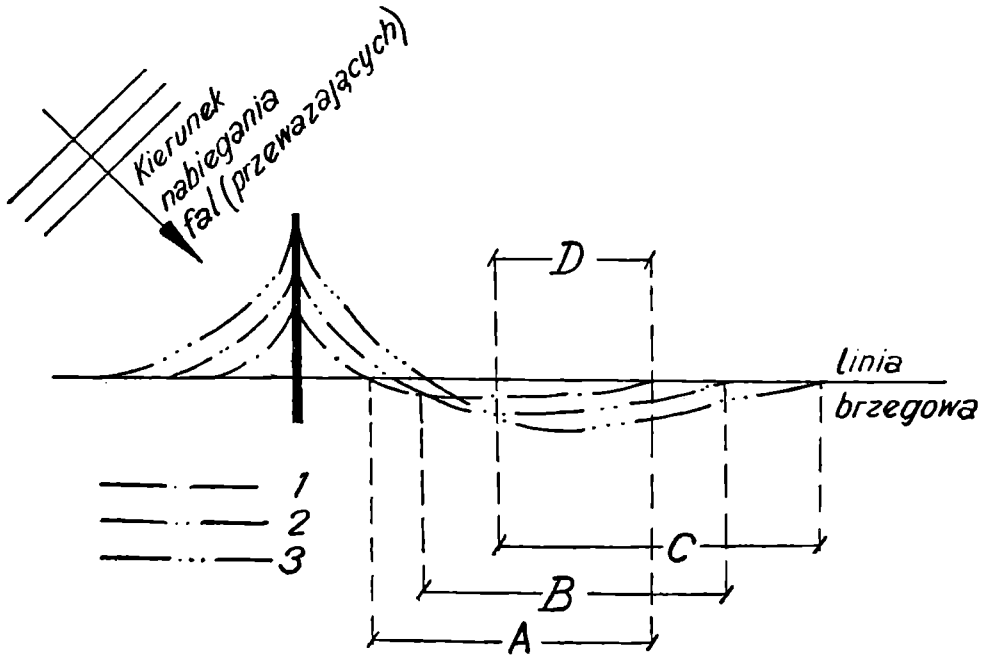


Fig. 2. Kształtowanie się linii brzegowej po zbudowaniu ostróg. Wg Bożycza. 1 — linia brzegowa po 1 roku; 2 — linia brzegowa po 2 roku; 3 — linia brzegowa po 3 roku; A,B,C — zasięg rozmycia w poszczególnych latach; D — odcinek największego rozmycia

obszaru chronionego przez ostrogi ilość rumowiska przenoszonego poza nie zwiększa się i abrazja poza nimi może się zakończyć. Następuje nowy okres równowagi.

Nie jest to rozwiązanie zadowalające i problem zapobiegania erozji brzegu na zakończeniach grup ostróg nie doczekał się jeszcze właściwego rozwiązania, a próby robione w tym kierunku przynoszą tylko efekty częściowe (15). (fig. 3)

Zmiany ukształtowania dna przy ostrodze w zależności od kąta podchodzenia fali ku brzegowi, jak stwierdzono za pomocą analizy badań laboratoryjnych (4), kształtują się jak na fig. 4.

Pokazane na rysunku 4 strugi prądu tłumaczą w pewnym stopniu zjawisko zmian brzegu i dna wokół tej przeszkody.

Obszary erozyjne występujące poza grupami ostróg na Półwyspie Helskim, którego szerokość miejscami nie przekracza 500 m, mogą się stać niebezpieczne w poszczególnych wypadkach nawet dla jego całości.

Walka z niszczącą działalnością morza jest tu prowadzona metodami klasycznymi przez zabezpieczenie brzegu grupami ostróg i opasek.

Grupy ostróg sytuowano na najbardziej zagrożonych odcinkach, zabezpieczając je dodatkowo, szczególnie na zakończeniach grup ostróg, opaskami z bloków betonowych układanych na faszynie. Pomimo to

poza umocnieniami w kierunku ku cyplowi występowała zawsze dość intensywna abrazja brzegu (tabl. XXXV, fig. 1,2).

Ilość rumowiska zabieranego przez morze w tych obszarach w ciągu pierwszych dwu lat wynosiła około 50 000 do 100 000 m³ na rok i na kilometr.

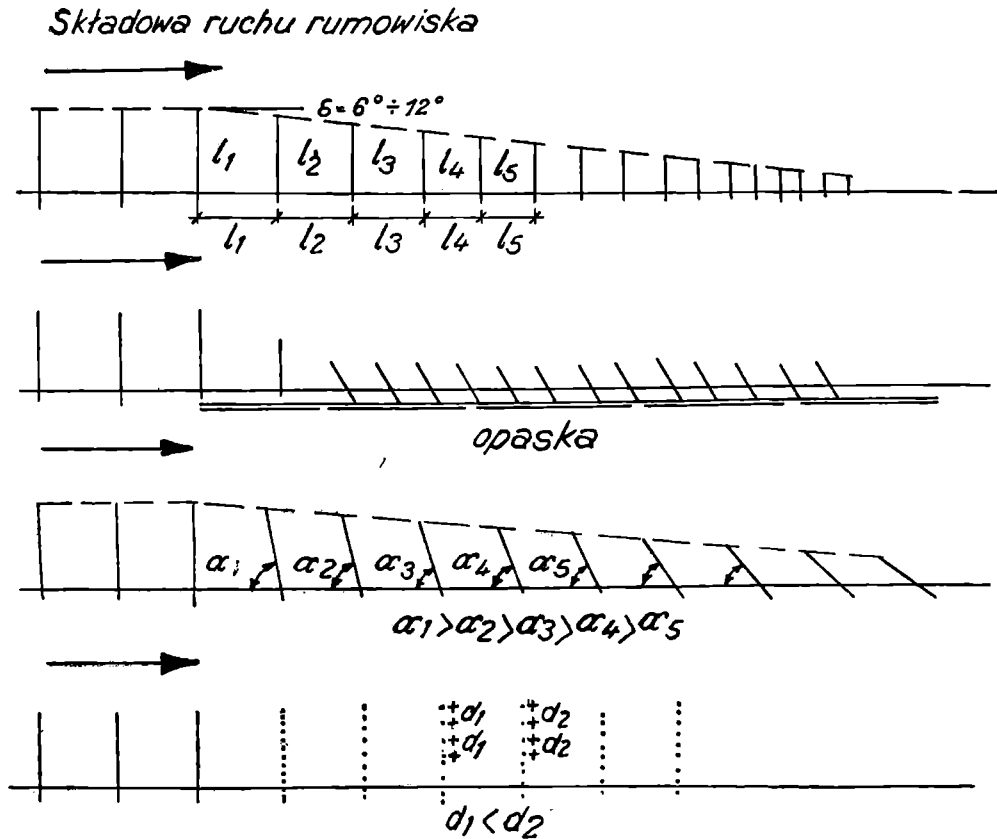


Fig. 3. Stosowane zakończenia grup ostróg

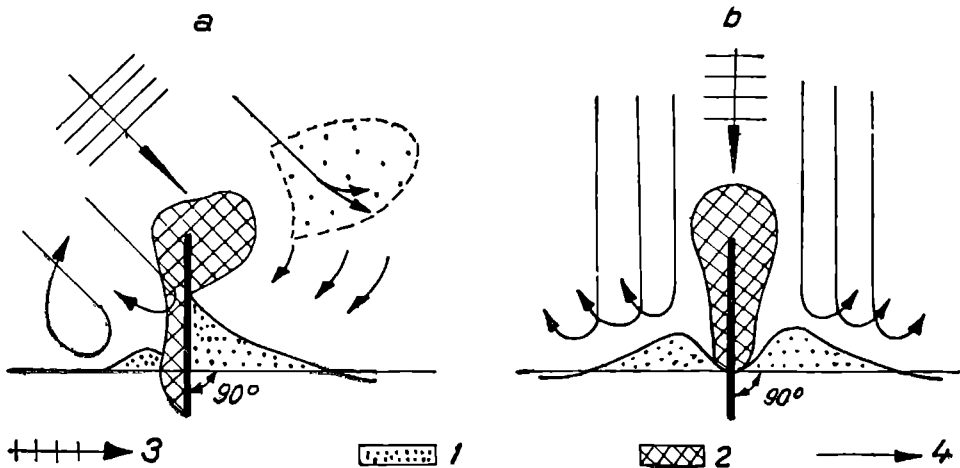


Fig. 4. Zmiany przy ostrodze podczas falowania z rozmaitych kierunków. 1 — akumulacja; 2 — erozja; 3 — wypadkowa falowania; 4 — strugi prądu

Powoduje to stałe rozszerzanie obszarów chronionych przez umocnienia, szczególnie że ostrogi na ogół zdają tu egzamin, sprzyjając zahamowaniu abrazji, a nawet powodują pewną akumulację. Ta droga mogłaby doprowadzić ostatecznie do obudowy nimi całego odmorskiego brzegu półwyspu, co ze względu na nakład inwestycyjny i następnie konserwacyjny byłoby bardzo kosztowne. Dlatego też badanie i poznanie dynamiki brzegu na tym odcinku jest tak ważne i powinno w końcowym efekcie dać wskazówki co do wyboru metod walki z jego abrazją. Dotychczasowe prace w tym kierunku dają dopiero pierwsze i bardzo jeszcze niepełne wyniki, tym bardziej że prowadzone były przez stosunkowo krótki okres czasu (1955 — 1957), a materiały dostępne były bardzo niepełne.

4. KSZTAŁTOWANIE SIĘ OBSZARÓW EROZYJNYCH NA HELU

Na powstanie i kształtowanie się obszaru erozyjnego ma wpływ przebudowa profilu dna. Z chwilą zbudowania grupy ostróg następuje w ich rejonie w pierwszej fazie płycenie dna pomiędzy linią brzegową a linią głowic, a główna rewa przesuwana się w kierunku brzegu, powodując powstanie głębokiej (5 m) rynny. Rynna ta zostaje następnie zasypana do głębokości 4 m. Stara rewa zanika, a nowa zaczyna kształtować się w odległości 250 — 300 m od brzegu. (16)

W obszarze erozyjnym natomiast w pobliżu brzegu kształtuje się szereg rew. (Tabl. XXXV fig. 3). W rejonie ostróg i brzegu nie niszczonej główna rewa znajduje się w odległości 150 — 350 m od brzegu, powodując na tej odległości załamywanie się fali, w obszarze erozyjnym zaś fala łamie się później, wyładowując tym samym większą ilość energii w rejonie brzegu (tabl. XXXV).

W pierwszej fazie erozji fale średniej wielkości rozmywają plażę, powodując jej zwięźlenie. Przesuwana się za tym linia brzegowa w kierunku lądu, a za nią cały system rew. W czasie sztormów okresu zimy, przy dużych spiętrzeniach wody, fale nie zdołają się już wygasić na wąskiej plaży i docierają do podnóża wydmy, podmywając ją i powodując jej obsuwanie się (Tabl. XXXV, fig. 4). Zmiany linii brzegowej są ustawiczne i w zależności od warunków hydrologicznych danej pory roku plaża staje się płaska i szeroka, lub też częściowo jest rozmywana. Zmiany te mają więc swój cykl i stale się powtarzają. Ostatecznie o kształcie obszaru erozyjnego decydują zmiany w ukształtowaniu dna i widoczne rozmycia wydmy, której przekształcenia w tym rejonie są nieodwracalne. Rozmywanie wydmy na całym obszarze występuje tylko podczas silnych sztormów, co świadczy o tym, że ani plaża, ani przybrzeżne dno nie jest już w stanie wygaszać fal sztormowych i dochodzą one do podnóża wydmy. Zbudowane opaski faszynowo-błokowe nie spełniają swego zadania. Budowano je zaraz po zakończeniu budowy ostróg, a więc w okresie, kiedy erozja wywołana przez ostrogi nie dotknęła jeszcze w pełni odcinka brzegu położonego za nimi.

W tym też okresie, kiedy przed opaską istniała jeszcze plaża, energia fali wyładowywała się już wcześniej i jeśli docierała do podnóża budowli, to nie miała już dostatecznej siły dla zniszczenia opaski.

Potem jednak na skutek rozmycia plaży przez prądy falowe, opaski zostały narażone na bezpośrednie uderzenie fali (Tabl. XXXVI, fig. 1), i stopniowe zniszczenie. Zniszczenie opaski na pewnym odcinku powoduje silną erozję zaplecza (Tabl. XXXVI, fig. 2).

Obserwacje te nasuwają następujące uwagi:

1. Poza ostrogami w kierunku przeważających prądów powstaje zawsze obszar erozyjny.
2. Na linii głowic na zakończeniu grupy ostróg powstaje duża płycizna.
3. Największa erozja brzegu występuje nieco poza zakończeniem ostróg lub na końcu opaski za grupą ostróg.
4. Na powstawanie i kształtowanie się obszaru erozyjnego ma wpływ przebudowa profilu dna, która pociąga za sobą zmianę linii brzegowej.
5. Zmiany linii brzegowej przy cofaniu się brzegu nie są stałe. Kształt obszaru określają zmiany linii wydm. Wydma cofa się przy falach silnych.
6. Przy większych grupach ostróg abrazja może obejmować i ostatnie ostrogi i ostatnie grupy ostróg.

Jak widać z tego, stosowane zabezpieczenia nie dają dostatecznie dobrych rezultatów. Nadal należy stwierdzić, że dogłębne poznanie praw rządzących dynamiką brzegu może wskazać właściwe drogi dla zwalczania szkodliwych zjawisk brzegowych. Ostatnio prof. Shositiro N a g a i (Osaka) wysunął nowe poglądy na ruch rumowiska i wytyczne do budowy ostróg na piaszczystych brzegach abrazyjnych (13). Z przeprowadzonych badań laboratoryjnych wyprowadził on m. in. następujące wnioski:

- a) Istnieje związek między stromością fali a transportem piasku;
- b) długość ostróg powinna być uzależniona od nachylenia plaży, głębokości wody i charakterystyki fal;
- c) kąt nachylenia ostróg do linii brzegowej zależy od kierunku podchodzenia fali do brzegu i może się wahać od 90° do 120° .

Bezwzględnie ostrogi nie mogą zatrzymywać przeważającej ilości rumowiska w strefie aktywnego pasa brzegowego, gdyż to m. in. powoduje niszczenie brzegu poza nimi. Dostosowanie ostróg do warunków panujących w ten sposób, by przepuszczały one dostateczną ilość rumowiska dla zabezpieczenia brzegu poza nimi, oraz uniknięcie szkodliwych prądów w tej strefie, staje się głównym dążeniem dzisiejszych rozwiązań tych umocnień brzegowych.

Wspomniany Shositiro N a g a i uzależnia długość ostróg od szerokości pasa aktywnego i prawdopodobnie dla uniknięcia zatrzymania całego potoku rumowiska daje je tylko na jego części.

Jest to dalszy krok do walki z abrazją brzegu morskiego, lecz nie ostateczny. Ciągłe wysuwa się w strefie brzegowej problem poznania dynamiki morza i dynamiki samego brzegu i zawsze stawiania sobie zadania określenia prognoz zmian brzegowych, które chcemy zmienić lub które zaistnieją po wprowadzeniu ubezpieczeń brzegowych.

WYKAZ LITERATURY

1. Bożycz P. K., Domaniewskij (1948), Regulowanie morskich pobe-
rieżij i ustijew riek, Wyd. Morskoj Transport. Moskwa.
2. Bożycz P. K., Dżunkowski N. N. (1949), Morskoje wołnienije i jego
diejstwije na sooruženija i bieriega, Wyd. Maszstrojizdat. Moskwa.
3. Bzowski K., Paszkowicz J. K. (1950), Morze Bałtyckie, wyd. Czytelnik.
4. Fulscher (1905), Ueber Schutzbauten zur Erhaltung der ost- und nord-
friesischen Inseln, *Zeitschrift für Bauwesen*, Berlin.
5. Girth C. (1900), Geschichte und Beschreibung der Halbinsel Hela, Gdańsk.
6. Johnson W. J. (1938), Shore processes and shoreline development, Wiley
and Sons, New York.
7. Klenowa S. (1948), Geologija moria, Wyd. Min. Oświaty ZSRR, Moskwa.
8. Łomniewski K. (1954), Z zagadnień hydrologii południowego Bałtyku, *Wia-
domości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, t. IV. 5, Warszawa.
9. Pawłowski S. (1922), Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego,
Prace Poznańskiego Tow. Przyjaciół Nauk. Seria A, t. I, 3, Poznań.
10. Pazdro Z. (1948), Półwysep Hel i jego geneza, *Technika Morza i Wybrzeża*
1-2, Gdańsk.
11. Piasecki D. (1950), Brzeg i jego pochodne (Przyczynek do słownictwa topo-
grafii brzegu, wybrzeża i przybrzeża), *Technika Morza i Wybrzeża* 4, Gdańsk.
12. Pazdro Z. (1956), Próba dynamicznej klasyfikacji wybrzeży, *Zeszyty Nauko-
we Politechniki Gdańskiej Budownictwo Wodne* Nr 1, Poznań.
13. Shositiro Nagai (1956), Arrangement of Groms on a Sandy Beach —
Journal of the Waterways and Harbours Division 82 nr W. W. 4, September.
14. Stachanow N. M. (1948), Osnovy istoriczeskoj geologii, Gieolizdat, Mos-
kwa-Leningrad.
15. Szopowski Z. (1956), Tablice inżynierskie t. IV, *Bud. Morskie (pod redak-
cją Bryła)*, Poznań-Szczecin.
16. Szopowski Z. (1956), Zmiany batymetryczne w rejonie portu Władysławo-
wo w latach 1949 — 1956, *Rozprawy Hydrotechniczne* nr 4.
17. Tubielewicz W. (1954), Wytyczne do poszukiwań technicznych dla potrzeb
ochrony brzegu morskiego. Komitet Gospodarki Wodnej PAN (maszynopis).
18. Tubielewicz W. (1951), Falowanie i wpływ jego na procesy brzegowe,
Technika Morza i Wybrzeża 4, Gdańsk.
19. Tubielewicz W. (1957), Zmiany brzegowe u nasady Półwyspu Helskiego,
Rozprawy Hydrotechniczne nr 2, Warszawa.
20. Tuszek A. (1951), Obszary erozyjne w strefie przybrzeżnej i ich granice,
Technika Morza i Wybrzeża nr 4, Gdańsk.
21. Vallaux C. (1948), Obszczaje geografija moriej (tłumaczenie ros.) Wyd. Min.
Oświaty ZSRR, Moskwa-Leningrad 1948 (*Geographie Generale des Mers*,
Paris 1923).
22. Zienkowicz W. P. (1954), Dinamiczeskaja klasyfikacija morskich bie-
riegow, *Trudy Instytutu Okieanologii*, t. X, Moskwa.
23. Zienkowicz W. P. (1955), Niektóre zagadnienia brzegów polskiego Bałtyku,
Technika i Gospodarka Morska, nr 9, Gdańsk.
24. Zienkowicz W. P. (1958), Morfologija i dynamika sow. bieriegow Czor-
nogo moria, Moskwa.

OBJASNIENIA TABLIC

Tablica XXXV

Fig. 1,2,4. Zmiany linii brzegowej w obszarze erozyjnym

Fig. 3. Rewy przybrzeżne załamujące fale

Tablica XXXVI

Fig. 1. Uderzenie fali sztormowej o opaskę

Fig. 2. Zniszczenie opaski

*Fotografie Instytutu Budownictwa Wodnego
Polskiej Akademii Nauk, Gdańsk.*

