

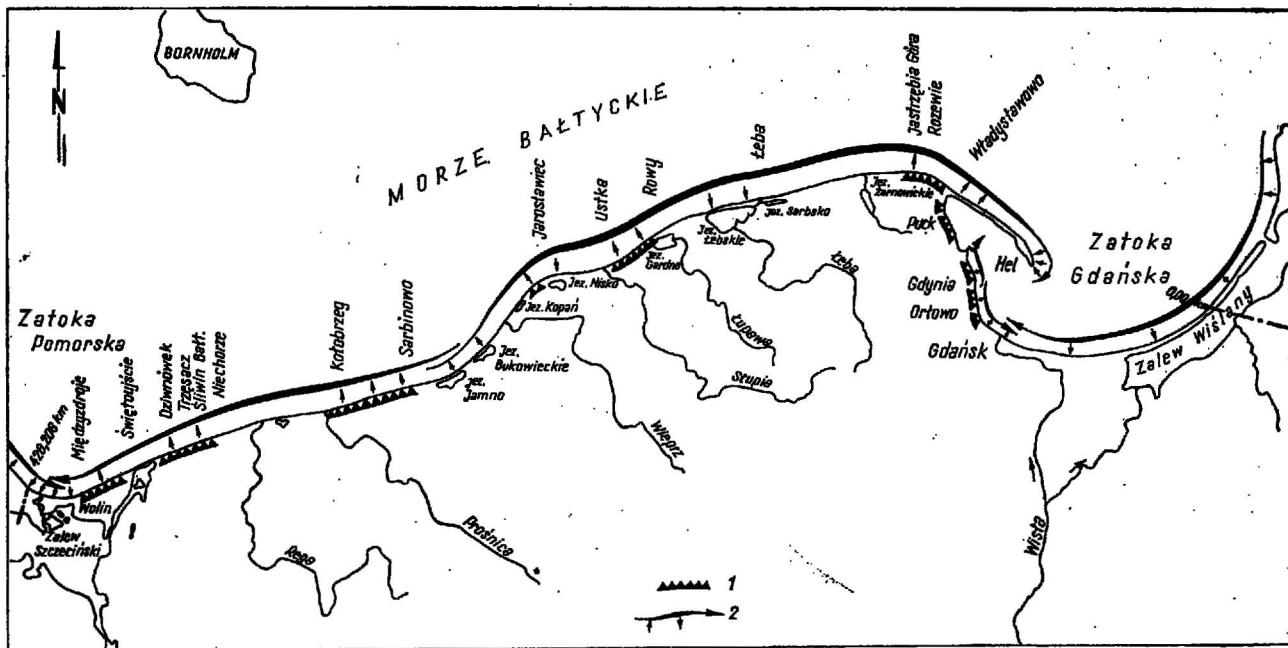
MAKRO- I MIKROFAZY ROZWOJU BRZEGÓW KLIFOWYCH WYBRZEŻA POLSKIEGO

UKD 551.435.334+551.35.061(438—17:261.24)

Rozwój brzegu morskiego jest wypadkową wielu czynników, spośród których jako najważniejsze należy wymienić budowę geologiczną i dynamikę morza, zwłaszcza tzw. wezbrania sztormowe (1). W miarę ustępowania lądolodu powiększał się zbiornik wodny i zmienił rozwój linii brzegowej. Najniższa linia brzegowa południowego Bałtyku znajduje się

obecnie na dnie morskim poniżej izobaty 100 m (4). W poprzecznym profilu dna zaznacza się wiele dawnych linii brzegowych w formie np. progów abrazyjnych i stopni litoralno-akumulacyjnych (3).

Linia brzegowa przesunęła się od swego najniższego położenia do miejsca, gdzie obecnie się znajdujemy. Możemy więc mówić o postglacjalnej trans-

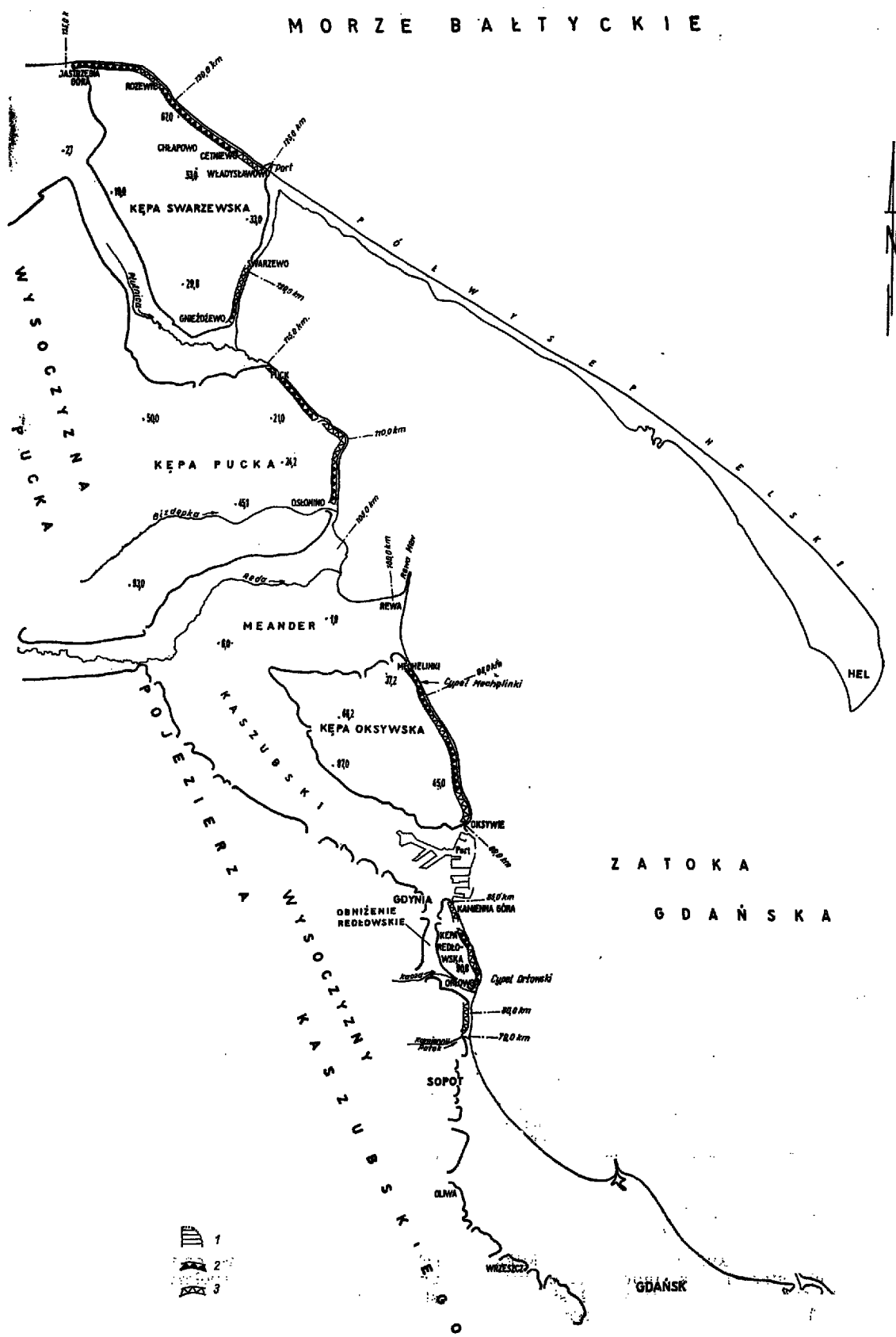


Ryc. 1. Lokalizacja brzegów klifowych oraz kierunki strumieni rumowiska na polskim wybrzeżu (wg W. P. Zenkowicza, 1958; B. Rosy, 1963 i Z. Szopowskiego, 1961 z uzupełnieniem autora).

1 — brzegi klifowe, 2 — strumienie rumowiska brzegowego i kierunki dostarczania materiału.

Fig. 1. Location of cliff shores and directions of debris flows on Polish coast (after W. P. Zenkowicz, 1958; B. Rosa, 1963; and Z. Szopowski, 1961; supplemented with the author's data).

1 — cliff shores, 2 — coastal debris flows and directions of supply of material.

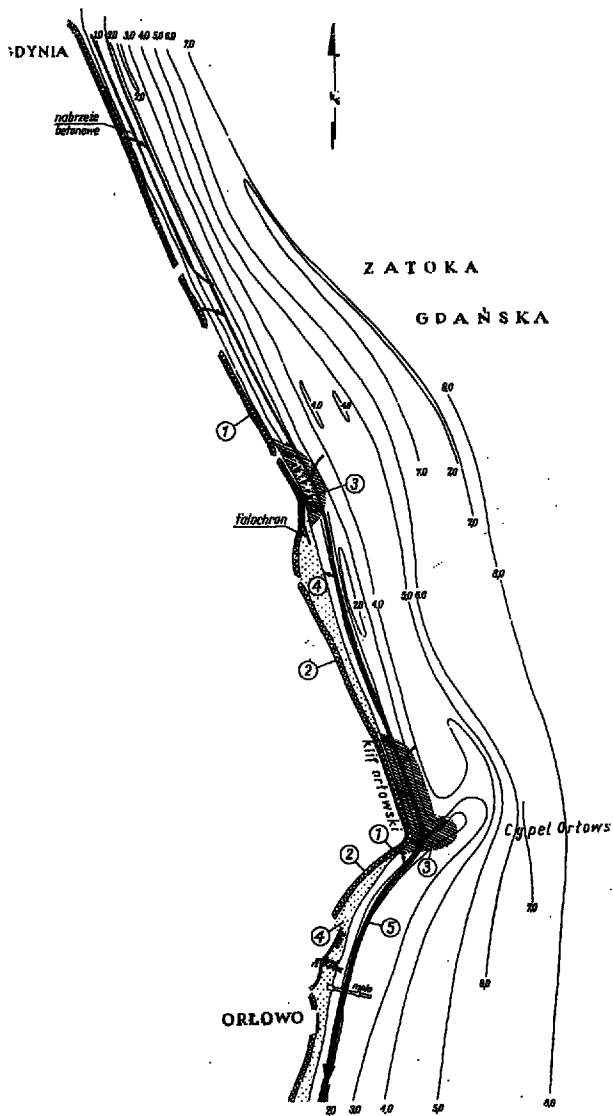


Rycina 2. Szkic geomorfologiczny zachodniego wybrzeża Zatok Gdańskiej.

1 — post-Littorina platformy abrazyjne (wg B. Rosa, 1963 z uzupełnieniem autora); 2 — klify aktywne; 3 — klify martwe.

Fig. 2. Geomorphological sketch of the western coast of Gdańsk Gulf.

1 — post-Littorina abrasional platforms (after B. Rosa, 1963; supplemented with the author's data); 2 — active cliffs; 3 — fossil cliffs.



Ryc. 3. Procesy brzegowe w rejonie Kępy Redłowskiej.

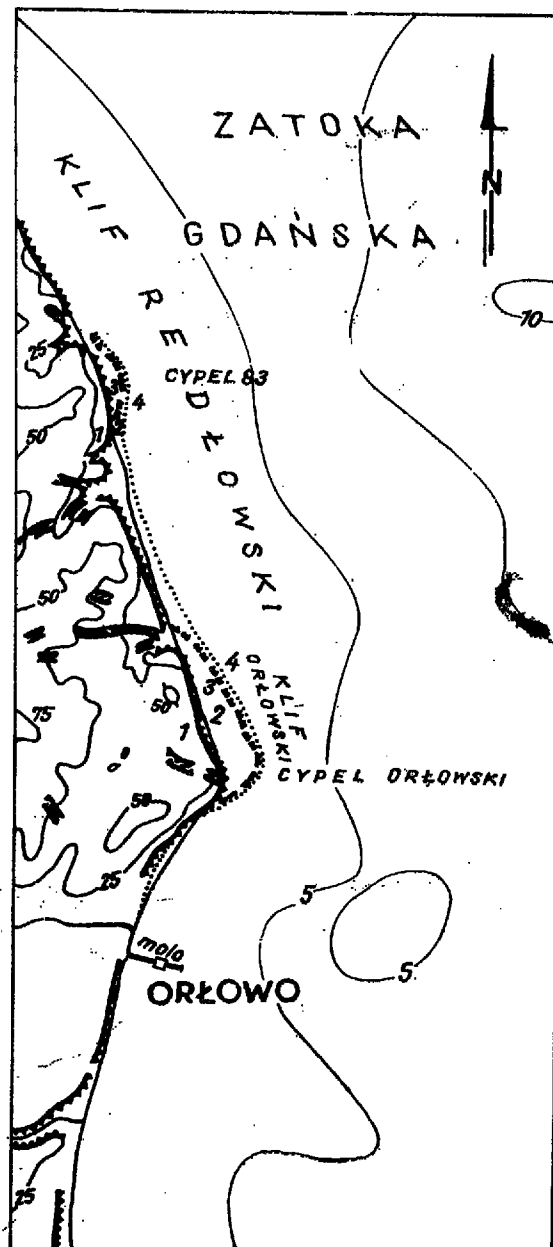
1 — klif aktywny, 2 — klif martwy, 3 — wychodne skał macierzystych, 4 — akumulacyjny taras brzegowy, 5 — strumienie rumowiska i kierunki dostarczania materiału. Izobaty prowadzono co 1,0 m, a ich wartości odniesiono do średniego poziomu morza w dniach 9–24 IX 1960 r., równego 508 cm; 500 cm odpowiada 0,0 m (Amsterdam).

Fig. 3. Coastal processes active in the area of Kępa Redłowska.

1 — active cliff, 2 — fossil cliff, 3 — outcrops of parent rocks, 4 — accumulative coastal terrace, 5 — debris flows and directions of supply of material: Isobath interval — 1.0 m; the values of isobaths referred to medium sea level in September 9–24, 1960, equal 508 cm; 500 cm corresponds to 0.0 m (Amsterdam).

gresji południowego Bałtyku. Wyróżnia się kilka etapów, z których etap morza litorynowego (począwszy od około 5000 lat p.n.e.), zażnaczył się najwyraźniej w strefie brzegowej południowego Bałtyku.

Transgresję litorynową można prześledzić zarówno w strefie podwodnej, jak i lądowej. Zachowane progi abrazyjne są dawnymi zboczami klifowymi, a stopnie litoralno-akumulacyjne są strukturami plażowymi odcinków akumulacyjnych dawnych brzegów. Dawne formy brzegowe spotyka się bądź powyżej, bądź poniżej obecnego poziomu wody. Kon-



Ryc. 4. Rozwój brzegu klifowego Kępy Redłowskiej (opracowano na podstawie map topograficznych 1:25 000).

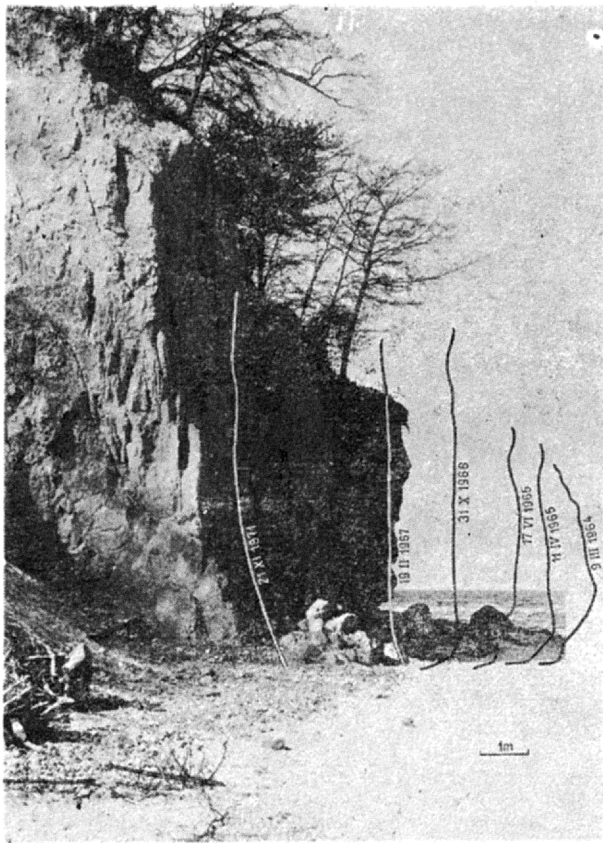
1 i 2 — klif i linia brzegowa z 1959 r., 3 i 4 — klif i linia brzegowa z 1837 r.

Fig. 4. Development of cliff coast of Kępa Redłowska (elaborated on the basis of topographic maps in the scale 1:25 000).

1 and 2 — cliff and coastal line from 1959, 3 and 4 — cliff and coastal line from 1837.

sekwentne prześledzenie dawnych form brzegowych umożliwia poznanie współczesnych ruchów lądu w strefie wybrzeża (5).

Wielka postglacjalna transgresja u wybrzeża południowego Bałtyku i postglacjalna ewolucja jego linii brzegowej były uwarunkowane zarówno wspomnianymi wyżej ruchami neotektonicznymi, jak i eustatycznymi wahaniami poziomu mórz w postglacjale. Brak jest zgodności poglądów co do tego, w jakim stopniu obydwa te czynniki wpływały na paleogeografię regionu.



Ryc. 5. Dynamika Cypla Orłowskiego 17 V 1974 r.
Fot. autor.

Fig. 5. Dynamics of Cypel Orłowski promontory;
May 17, 1974; photo by the author.

Postglacjalna transgresja właściwie trwa do dziś poprzez etap morza litorynowego oraz stadia Limnea i Mya (3). Obecność brzegów klifowych* (ryc. 1), w większości współcześnie aktywnych, jest dowodem tendencji transgresywnych. Linia brzegowa naszego wybrzeża nie ma ostatecznie wyrównanego przebiegu i jest niestabilizowana (8).

Etapowy rozwój linii brzegowej zaznaczył się zarówno w makro-, jak i mikrofazach. Makrofazy uwarunkowane są ukształtowaniem geomorfologicznym całego wybrzeża, na które transgredowało morze. Napotykało ono wyniesione formy wysoczyznowe, zbudowane głównie z odpornych na abrazję utworów gliniastych wieku plejstoceniowego i na obniżenia terenu, najczęściej o charakterze pradolin, wypełnione przeważnie osadami piaszczystymi podatnymi na abrazję. Tę pierwszą fazę cechowała niewyrównana linia brzegowa.

W drugiej makrofazie procesowi abrazji towarzyszyło narastanie mierzei na akumulacyjnych odcinkach brzegu, sąsiadujących z abrazyjnymi. Doprowadziło to do wyrównania zakłębłości dawnej linii brzegowej.

W czasie trzeciej makrofazy nastąpiło również wyrównanie poprzecznego profilu równowagi dynamicznej i powstanie strumieni rumowiska brzegowego (ryc. 1).

Podczas ostatniej fazy, trwającej do dziś, ożywiły się procesy niszczenia brzegu. Proces ten objął zarówno klify, jak i mierzeje. Różna odporność brzegu na abrazję sprawiła, że wysunięte w morze odcinki brzegu są wsparte na formach wysoczyznowych. Są nimi od strony otwartego morza: klify

* W warunkach polskiego wybrzeża zbcza klifowe zbudowane są przeważnie ze skał wieku plejstoceniowego i tworzą połodowcowe formy wysoczyznowe. W tym znaczeniu podcięte przez morze zbcza wydmy nie są klifami.

Klipy Swarzewskiej i okolic Jarosławca oraz brzegi klifowe na odcinku Niechorze — Dziwnówek i dalej na zachodzie brzegi wyspy Wolin (ryc. 1). Od strony Zatoki Gdańskiej są to brzegi klifowe poszczególnych kęp, z których najsilniej atakowany jest klif w rejonie Orłowa (7), (ryc. 2).

Funkcjonujące wzdłuż brzegu, od strony otwartego morza, dwa wielkie strumienie rumowiska brzegowego (ryc. 1), biorą początek w zatoce koszańskiej i stąd są skierowane w obu przeciwnych kierunkach. Częściowo podtrzymują one jeszcze proces akumulacji brzegowej przy ujściu Świny, na Mierzei Łebskiej i na cyplu Półwyspu Helskiego, na ogół jednak na całym wybrzeżu przeważa obecnie niszczenie brzegu nad akumulacją.

Równoległe do makrofazowego rozwoju linii brzegowej, określającego makrorelief brzegu morskiego, costrzec można nierównomierny rozwój poszczególnych odcinków brzegu klifowego. Zaznacza się to w tzw. mikrofazach. Rozwój brzegów klifowych ma bardzo zróżnicowany przebieg i okresowo nawet może całkowicie zanikać.

Szczegółową analizę rozwoju brzegu klifowego przeprowadzono dla Kępy Redłowskiej (ryc. 2). Od powstania strumienia rumowiska brzegowego, którego dziełem jest m. in. Półwysp Helski, rozwinął się strumień wzdłuż Kępy Oksywskiej o kierunku północnym, a wzdłuż Kępy Redłowskiej — południowym (6), (ryc. 1, 3).

Istnienie strumienia rumowiska na wysokości Kępy Redłowskiej przyczynia się głównie do jej niszczenia. Nie wszystkie jednak, jak wspomniano, odcinki brzegu są jednakowo atakowane. Można tu wyróżnić klify aktywne i martwe (ryc. 3). Zwraca przy tym uwagę zróżnicowany przebieg linii korony klifu. Na wysokości klifów martwych występują charakterystyczne zatoczki, a u ich podnóży rozciągają się akumulacyjne tarasy brzegowe. Obserwujemy to na S i na N od klifu orłowskiego.

Taki stan jest uwarunkowany głównie budową geologiczną Kępy Redłowskiej. Wklęsnięcia linii brzegowej martwych klifów są związane z występującymi tu fluwioglacjalnymi mniej odpornymi na abrazję piaskami i żwirami, natomiast wysunięte w morze odcinki klifów aktywnych tworzące cyple wskazują na obecność odpornych glin zwałowych.

Przeprowadzona analiza dynamiki brzegów klifowych w regionie gdańskim, a szczególnie dla Kępy Redłowskiej (6, 7), wskazuje na to, że współczesny stan nie jest trwały. Intensywność rozwoju brzegów klifowych jest zmienna, co wyraża się ich mikrofazowym rozwojem.

W pierwszej mikrofazie rozwoju klifu Kępy Redłowskiej powstały wklęsnięte formy uwarunkowane różną odpornością skał na abrazję. Formy zatokowe tworzą się do momentu wystąpienia sprzyjających warunków akumulacji materiału wleczonego strumieniem rumowiska. Tu już rozpoczyna się następna mikrofaza. Tworzą się wówczas akumulacyjne tarasy brzegowe, przy równoczesnym zamieraniu procesów abrazji klifu. Mikrofazie tej towarzyszy proces ciągłego niszczenia sąsiednich odcinków bardziej wysuniętych w morze. U klifu Kępy Redłowskiej doprowadza to do częściowego wyrównania linii brzegowej w trzecim etapie.

Ostatniej, już nam współczesnej, mikrofazie towarzyszy dalsze wyrównywanie i cofanie się linii brzegowej. Cechuje ją niszczenie nie tylko aktywnych odcinków klifowych, ale również abrazja tarasów akumulacyjnych rozciągających się u stóp klifów martwych. Ten etap można prześledzić dla ostatniego stulecia (ryc. 4). W przebiegu linii brzegowej z 1837 r. zaznaczają się dwa jej wybrzuszenia: najbardziej wysunięty w morze Cypel Orłowski oraz wybrzuszenie centralnego odcinka rozpatrywanego klifu na 83 km odcinku wybrzeża.

Od 1837 do 1959 r. klif orłowski cofnął się na wysokości cypla o 150 m, malejąc stopniowo w kierunku północnym. W podobnym tempie niszczone jest odcinek klifu na 83 km, lecz wskaźnik jego niszczenia w tym samym czasie był mniejszy, a mianowicie wyniósł około 60 m.



Ryc. 6. Klif orłowski. Na pierwszym planie abradowany akumulacyjny taras brzegowy u stóp martwego klifu, dalej uaktywniający się brzeg klifowy i w głębi aktywny Cypel Orłowski 22 IV 1972 r. Fot. autor.

Wraz ze zmianami szybkości niszczenia dalej wysuniętych w morze odcinków klifu ulega zmianie intensywność rozwoju tarasów akumulacyjnych. W czasie niszczenia tarasu brzegowego na północ od klifu orłowskiego podobna forma akumulacyjna jest nadbudowywana na południe od aktywnego klifu. W obu przypadkach zależy to od ekspozycji danego odcinka brzegu w stosunku do dynamicznych czynników morza kształtujących linię brzegową.

Znając tempo cofania się klifu orłowskiego, a zwłaszcza najbardziej wystawionego na abrazję Cypla Orłowskiego — wynoszące 1,2 m rocznie (9), (ryc. 5), możemy nakreślić prognozę jego rozwoju.

W najbliższym stuleciu może nastąpić całkowite ścięcie Cypla Orłowskiego, co pociągnie za sobą dalszą, bardziej intensywną abrazję tarasu akumulacyjnego rozciągającego się na północ od klifu orłowskiego oraz zanik akumulacji i abrazję tarasu występującego na południe od Cypla.

Procesowi abrazji tarasów akumulacyjnych, szczególnie w końcowej fazie, towarzyszyć będzie, co już na niektórych odcinkach stwierdzono, uaktywnienie dotychczas martwych klifów (ryc. 6). Potwierdza to wcześniej wysuniętą tezę o zmiennym rozwoju brzegów klifowych.

Zaobserwowano prawidłowość mikrofazowego rozwoju brzegów klifowych w rejonie Zatoki Gdańskiej, która potwierdza się również na innych brzegach klifowych otwartego morza. Jest to przedmiotem dalszych, obecnie prowadzonych, szczegółowych badań. Dla przeciwdziałania niszczącemu pro-

SUMMARY

The paper presents a hypothesis of macro- and micro-phaseous development of cliffs on Polish coast. Four macrophases, determined by geomorphological predisposition and the transgressive nature of the Baltic Sea, are differentiated in the development of the seacoast.

The detailed analysis of the dynamic of particular sections of cliff coasts made it possible to assume that their development is characterized by the cyclicity varying in space and time. The cyclicity is here termed as the microphaseous development. This problem is here discussed on the example of a section of western coast of Gdańsk Gulf.

In connection with the process of retreat of cliff shores the necessity of protection of some section of the coasts is indicated.

Fig. 6. Orłowo cliff; abraded accumulative coastal terrace from the foot of fossil cliff in the front; cliff shore being activated at present and the active Cypel Orłowski promontory visible in the background; April 11, 1972; photo by the author.

cesowi cofania się brzegu, należy przedsięwziąć odpowiednie środki zabezpieczające niektóre jego odcinki. Powinny one ukierunkować następną fazę rozwoju brzegów, zwłaszcza klifowych, zgodnie z wolą człowieka.

LITERATURA

1. Laska M. — Zagadnienie prognoz wczesnych sztormowych południowego Bałtyku w świetle numerycznych metod obliczeń. Archiwum Hydrotechniki, 1966, t. 13, z. 2.
2. Rosa B. — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Sci. Torunensis. 1963, vol. 5, sectio C.
3. Rosa B. — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. Toruń, 1967.
4. Sauramo M. — Die Geschichte der Ostsee. Helsinki, 1958.
5. Schoeneich K. — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szczecin, 1962.
6. Subotowicz W. — Dynamika strefy brzegowej w rejonie Klifu Orłowskiego, część I i II. Arch. Hydrotechniki, 1971, z. 2 i 3.
7. Subotowicz W. — Współczesne tendencje rozwoju brzegów klifowych regionu gdańskiego. Przew. XLIV Zjazdu PTG w Cetniewie, 1972.
8. Subotowicz W. — Czy cofa się polski brzeg morski? Technika i Gosp. Morska, 1973, nr 2.
9. Subotowicz W. — Wstępna ocena dynamiki brzegów klifowych regionu gdańskiego w świetle interpretacji zdjęć naziemnych (w druku). 1974.

РЕЗЮМЕ

Автор выдвигает взгляд о макро- и микрофазовом формировании клифа на польском побережье Балтийского моря. Определяются четыре макрофазы, обусловленные геоморфологической обстановкой и трансгрессивным характером моря.

Рассматривая динамику отдельных участков клифовой берега, автор приходит к выводу, что в их эволюции также проявляется изменяющаяся во времени и пространстве цикличность, названная микрофазовой эволюцией. Упомянутые проблемы рассматриваются на примере одного из участков западного побережья Гданьской бухты.

В соответствии с описанным процессом отступления клифовой берега автор отмечает необходимость охраны некоторых участков.