

Do użytku służbowego N^o 000163

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 6

GENEZA PÓŁWYSPU HELSKIEGO na TLE ROZWOJU ZATOKI GDAŃSKIEJ

Opracował: J. Bączyk

WARSZAWA
1 9 6 3

WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1961

- 1 Zagadnienia wodne, 6 art., s. 249, zł 10.—
- 2 Nowe kierunki badań osadnictwa wiejskiego, 7 art., s. 149, zł 10.—
- 3 Problemy współczesnej biogeografii, 9 art. — Część I, zł 10.—
- 4 Problemy współczesnej biogeografii, 8 art. — Część II, zł 10.—

1962

- 1 Geografia stosowana — 10 art. — Część I, zł 10.—
- 2 „ „ — 10 „ — Część II, zł 10.—
- 3 „ regionalna, 8 art., s. 219, zł 10.—
- 4 Zagadnienia teoretyczne geografii, 4 art., s. 180, zł 10.—

1963

- 1 Teoria ośrodków centralnych, art. 3, s. 160, zł 10.—
- 2 Metody statystyczno-matematyczne w geografii ekonomicznej, art. 5, s. 180, zł 10.—

WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1945—1951, 1956, s. 219, zł 29.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1952—1953, 1957, s. 90,
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej, 1954, s. 67, zł 15.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1—168, 1956, s. 88, zł 13.50
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 169—468, 1956, s. 105, zł 16.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 469—876, s. 127, zł 24.—
- Z. KACZOROWSKA — Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o Ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1958, s. 400, zł 100.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1936—1954, 1959, s. 315, zł 78.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 877—1209, s. 94, zł 20.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1210—1686, s. 151, zł 20.—
- Red. S. LESZCZYCKI — Bibliografia Geografii Polskiej — 1960, s. 320, zł 7. — (3 zes. Dokumentacji Geograficznej)

OLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 6

GENEZA PÓŁWYSPU HELSKIEGO na TLE ROZWOJU ZATOKI GDAŃSKIEJ

Opracował: J. Bączyk

KOMITET REDAKCJI:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński
Członkowie Redakcji: J. Kobendzina, L. Ratajski, Fr. Uhorczak
Sekretarz Redakcji: Ł. Górecka
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński, J. Dylik, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kiełczewska-Zaleska, S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, J. Wąsowicz, A. Zierhoffer

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

Nakład 380 egz.

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa,
Krakowskie Przedmieście 30

Okładkę drukowano w Warszawskiej Drukarni Naukowej. Zam. 102/64.

Józef Bączyk

Geneza Półwyspu Helskiego
na
tle rozwoju Zatoki Gdańskiej

Pamięci
Profesora Stanisława Pawłowskiego
poświęcam

S p i s t r e ś c i :

	str.
I. Cel pracy	5
II. Metody opracowania	8
III. Starsze poglądy na genezę Półwyspu Hel- skiego	14
IV. Charakterystyka geologiczno-morfolo- giczna zachodniej części Zatoki Gdań- skiej i Półwyspu Helskiego	18
a. Profil geologiczny przez Półwysep Helski	18
b. Morfologia dna zatoki i osady den- ne	28
c. Formy powierzchniowe i charaktery- tyka mineralna osadów	34
V. Elementy geologiczne i paleogeogra- ficzne tworzącej się Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego	50
a. Głębsze podłoże i wpływ zlodowaceń	51
b. Warunki klimatyczne po ustąpieniu zlodowaceń	56
c. Transgresja atlantycka i jej wpływ na rozwój wybrzeży zatoki i po- wstawanie półwyspu	60
d. Kompakcja osadów litoralnych	76
VI. Oceanograficzne czynniki kształtujące Zatokę Gdańską i Półwysep Helski	80
a. Wahania poziomu morza i jego stany	81
b. Ruch rumowiska przybrzeżnego	88
c. Zmiany linii brzegowej	96

	str.
VII. Wpływ Półwyspu Helskiego na przebieg procesów oceanograficznych w Zatoce Gdańskiej	101
VIII. Wpływy antropogeniczne na ukształtowanie współczesnego półwyspu	109
IX. Przebieg powstania Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego /tezy/.	115
X. Literatura	120
XI. Spis rycin	145
XII. Spis fotografii	147
XIII. Spis tabel	151
XIV. Streszczenie francuskie	152
XV. Streszczenie rosyjskie	165

I. CEL PRACY

Powstanie Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego nie jest jednoznacznie wyjaśnione. Sprzeczne zdania badaczy dają się ująć generalnie w dwie oddzielne grupy poglądów. Pierwsza grupa autorów widzi powstanie Zatoki Gdańskiej i razem z nią Półwyspu Helskiego w procesach geologicznych, zasadniczo jednak w ruchach pionowych ładu /18/. Druga, mniej liczna, uważa zlodowacenia czwartorzędowe, szczególnie ostatnie zlodowacenie bałtyckie /69/, jako główną przyczynę powstania zatoki.

Pogląd o tektonicznych predyspozycjach na obszarze Zatoki Gdańskiej był prawie powszechny /49, 100, 141, 147/. U jego podstaw znajdowały się fakty: istnienia depresji peribałtyckiej, oraz możliwość późniejszego odnawiania się ruchów skorupy ziemskiej w zapadlisku tektonicznym, jakie stanowi Zatoka Gdańska /135/. Torfy litorynowe w podłożu Półwyspu Helskiego /161/ zawsze stwarzały sugestię o obniżaniu się ładu w okresie politorynowym. Ogólnie przyjmowano wyższy poziom Morza Litorynowego od współczesnego Morza Bałtyckiego, lecz ile ta wartość wynosiła w Zatoce Gdańskiej, tego dokładnie nie określano /141, 165/. Z powyższych założeń wynikało, że jeśli torfy z okresu Morza Litorynowego na obszarze półwyspu znajdują się pod poziomem współczesnego morza, powstawały zaś w poziomie wyższym, to znalazły się w dzisiejszym poziomie dzięki ruchom zanurzającym ład. Przyjmowana wartość zanurzenia ładu w holocenie, równała się poziomowi odnajdywanych torfów, z dodatkiem wartości wyższego zwierciadła wody Morza Litorynowego /18, 158/. W sumie wynosiło to

około 20 m. Tak znaczne ruchy pionowe ładu zróżnicowane na niewielkim obszarze nie były przyjmowane bezkrytycznie /161/, niemniej pogląd ten utrzymuje się do dziś /159/. Epejrogeniczne wynurzanie Płyty Bałtyckiej /131, 156/ uwolnionej od ciężaru łądolodu jest faktem, który zaciąży na kształtowaniu się poglądów /100/. W nowszych badaniach stwierdza się, że ruchy związane z tym procesem nie zachodzą już na linii polskiego wybrzeża /183/.

Czynniki oceanograficzne wpływające na rozwój linii brzegowych /71, 72, 103, 126/ były w niedostatecznym stopniu respektowane. Problem wahań eustatycznych poziomów oceanów /43, 214/ i ich wpływy na poziomy starszych faz bałtyckich /57, 60, 62/, mimo wielu badań /78, 164/ pozostał do lat ostatnich niewyjaśniony.

Formy mierzejowe powstają w stadium dojrzałej rzeźby wybrzeży. Proces powstawania jest cykliczny /179/: abrazja brzegów przez morze, transport materiału pochodzącego z abrazji, budowa w miejscach akumulacji podwodnych ławic piaszczystych i rew, powstanie mierzeji, która odcina akwen przybrzeżny od otwartego morza. Przy postępującej transgresji mierzeja ginie tworząc poziom abrazyjny, a cykl jej powstawania powtarza się od początku na linii, nawiązującej do nowych cofniętych wybrzeży. Półwysep Helski występuje na odcinku cofającego się wybrzeża zbudowanego z osadów plejstocenijskich i z nich jest zbudowany /45, 161/, nie zamyka jednak w pełni akwenu. Kształt wydłużony w postaci kosi, spowodował nadanie mu takiej nazwy przez S. Pawłowskiego /141/. Nie przyjęła się ona w nazewnictwie geograficznym mimo, że oddaje treść obrazu jaki sobą przedstawia półwysep. Kwestie narastania powierzchni i wydłużania były wielokrot-

nie rozpatrywane /199, 212/. Otrzymywane wyniki nie odpowiadały wskaźnikom przyrostu innych form mierzejowych, na wybrzeżach bałtyckich. Mierzeje Kurońska /206/ i Wiślana wykazują cechy dużej stabilności, podczas gdy na zachodzie wyspa Fehmarn, Półwysep Darss i Zingst wykazują znacznie większą dynamikę /168/. "Półwysep Helski" jest za tym nazwą jak najbardziej właściwą dla tej formy lądu, zawiera bowiem treść geograficzną, którą rozumie się pod tym pojęciem.

Liczne głębokie wiercenia wykonane w ostatnich latach na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej i Półwyspie Helskim, dawały możliwość dokładniejszego rozpoznania stratygraficznego głębszego podłoża, osadów plejstocenijskich i holocenijskich.

Współcześnie stosowane badania, polegające na dokładnym rozpoznawaniu śladów transgresji i regresji mórz /34, 72/, połączone z dokładnym określeniem wieku bezwzględnych osadów organicznych za pomocą izotopów węgla C₁₄ są już bardzo precyzyjne. Badania tą metodą pozwoliły na wyznaczenie poziomów wód oceanicznych na wybrzeżach holenderskich /97, 98, 104/ i wyznaczenie starszych faz Bałtyku w Skandynawii i Finlandii /165/. Wykorzystano je również do badań osadów na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, głównie w celu udokumentowania genetycznej przeszłości jej wybrzeży. Analizy mineralne osadów budujących formy litoralne stanowią cenną metodę pomocniczą. Zebrane przez autora materiały obserwacyjne w rejsach oceanograficznych, uzupełnione materiałami instytutów naukowo-badawczych w Polsce informują o stosunkach hydrograficznych południowego Bałtyku. Prace te zarysowały realne możliwości poddania rewizji niektórych poglądów oraz zbadania genezy Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego, w oparciu o nowe, bardziej uzasadnione podstawy.

II. METODY OPRACOWANIA

Przyjęta zasada kompleksowych badań nad genezą Półwyspu Helskiego, wymagała doboru najwłaściwszych metod. Zmiany elementów środowiska geograficznego były oczywiste, należało jednak poddać analizie ich intensywność. Na pierwszy plan, jako motor wszystkich procesów, wysuwał się czynnik zmian klimatycznych. Zmiany te wpływały bowiem na środowisko wodne i rządzący nim reżim starszych faz Bałtyku na obszarze Zatoki Gdańskiej.

Użycie nowoczesnych metod badawczych wymagało pomocy specjalistów. Prof.dr W. Mościcki z Pracowni Datowań Bezwzględnych PAN w Gdańsku, wykonał datowania dostarczonych prób torfu i drewna metodą C_{14} . Analizy paleobotaniczne zawdzięcza się życzliwości doc.dr K. Lubliner-Mianowskiej z PIHM w Gdyni, oraz prof.dr J. Zabłockiego w Toruniu. Mgr B. Nowak z PIHM w Gdyni, wykonał niezbędne analizy mineralne dostarczonych prób¹.

Budowa geologiczna części zachodniej Zatoki Gdańskiej opracowana została w oparciu o cytowaną literaturę, a uzupełniona materiałami dotyczącymi głębokich wierceń, wykonanych na Półwyspie Helskim w ostatnich latach. Przystudiowane prace i przeprowadzone własne badania pozwoliły na konstrukcję profili i przekrojów geologicznych półwyspu. Budowę geologiczną krawędzi kępy Swarzewskiej rozpoznano na podstawie wier-

¹ Za pomoc okazaną w realizacji opracowywanego problemu tą drogą serdecznie dziękuję.

ceń wykonanych pod budowę "Domu Rybaka" we Władysławowie, uzupełnionych wierceniami wykonanymi ręcznym świdrem. Ślady transgresji atlantyckiej, wyznaczone zostały w oparciu o materiały zebrane dla hydrogeologicznych poszukiwań przez dr Thiema. Zachodni stok Wysoczyzny Elbląskiej przebadany i udokumentowany został na podstawie odkrywek głębokości około 2,5 m wykonanych w związku z przeprowadzaniem przewodów ogrzewniczych dla miasta Elbląga. Ponadto wykonano w celu skontrolowania osadów na obszarze półwyspu i wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, około 200 otworów wiertniczych ręcznym świdrem, do głębokości ca 4 m.

Studia nad transgresją litorynową na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej oparte zostały o obserwacje i rozpoznawanie form litoralnych w terenie, analizy mineralne materiału budującego formy, studia literatury dotyczącej problemu transgresji atlantyckiej i datowania osadów organicznych odnalezionych w formach brzegowych. W celu odnalezienia korelatywnych związków dla poziomów Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego w południowej Skandynawii i na polskich wybrzeżach, zastosowano metodę użytą dla tego samego celu przez R. Sandegrena /162/. Dla ściślejszego powiązania punktów, poprowadzono linię profilu dokładnie po południku, zmniejszając jednocześnie błąd konstrukcyjny.

Badania terenowe ograniczono do zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Nowe dowody w postaci rozpoznanych form brzegowych, przedstawiają załączone do pracy ryciny i zestaw fotografii. Dla pełniejszego dowodu naukowego nowo rozpoznanych form, pomnożono je o datowania organogenicznych osadów występujących w formach, za pomocą izotopów węgla C_{14} . Przed datowaniem wykonano nie-

zbędne analizy paleobotaniczne resztek organicznych. W celu zaklasyfikowania ich do właściwego im okresu klimatycznego. Dane dotyczące wieku torfów z Fradoliny Płutnicy otrzymano od B. Rosy, z tym że ich datowanie wykonał prof. dr H. Mienich z Heidelbergu.

Celem wykonanych analiz mineralnych osadów było uzasadnienie zmian w liniach brzegowych i wykazanie ruchu rumowiska. Pobieranie prób następowało według z góry ustalonego planu, a poprzedzone zostało rozpoznaniem morfologicznym wybrzeży półwyspu i Zatoki Gdańskiej. Próby z dna zatoki w strefie przybrzeżnej, pobrano po dokładnym sondażu głębokościowym i rozpoznaniu morfologicznym dna¹.

W badaniach geologicznych ważnym problemem okazało się przebadanie procesu kompaktacji, jaka zachodzi w osadach złożonych na Półwyspie Helskim. Otrzymane w tej drodze wyniki są zadowalające.

Oceanograficzne czynniki kształtujące Półwysp Helski były analizowane zarówno na podstawie bezpośrednich obserwacji autora w czasie wykonywanych rejsów hydrograficznych na obszarze południowego Bałtyku, jak i danych długookresowych z materiałów obserwacyjnych zebranych przez różne instytuty naukowe. Stosunki batymetryczne Zatoki Gdańskiej opracowano na podstawie analizy mapy morskiej Nr 102, wydanie 1957, Biura Hydrograficznego Marynarki Wojennej w Gdyni. Z Biura Prognoz PIHM w Gdyni, Zakładu Oceanografii

¹ Ze względu na ograniczoną możliwość druku, materiały nie mogły zostać zamieszczone. Zainteresowanym poleca się pracę na ten temat /8/.

PIHM w Gdyni i Instytutu Morskiego w Gdańsku, pochodziły materiały dotyczące wiatrów, wahań poziomów wód, stanów morza i falowania. Wpływ prądów morskich na powstanie Półwyspu Helskiego był zasadniczy, jednak ich szczegółowa rola pozostawała niewyjaśniona. Wykorzystano zatem obserwacje prądów w Zatoce Gdańskiej, przeprowadzane w czasie rejsów oceanograficznych odbywanych w ramach badań Międzynarodowego Roku Geofizycznego w latach 1954/58 i innych. Dla sprawdzenia tradycyjnych metod pomiarów prądów /35, 37/, w dniu 10.VIII.1960 r. dokonano za pomocą pływaków pomiaru prądów powierzchniowych przy cyrkulacji cyklonalnej. Pomiarzy nie dały spodziewanego rezultatu, zmusiły do refleksji wykluczających tą metodę jako naukową.

Zamarzanie Zatoki Gdańskiej w zimie stanowiło przedmiot osobnego studium M.Czekańskiej i autora /6, 7/, a otrzymane wyniki wykorzystano dla zilustrowania jego wpływów na linię brzegową i rumowisko.

Zmiany w liniach brzegowych Półwyspu Helskiego stwierdzono na podstawie studiów porównawczych nad starszymi mapami z XVII w. i współczesnymi mapami topograficznymi w podziałce 1:25 000. Zmiany linii brzegowej na półwyspie były przedmiotem specjalnych obserwacji Instytutu Morskiego w Gdańsku i wykorzystano je w pracy. Wnioski dotyczące ilości i masy budującego Półwysp Helski materiału, uzyskano na podstawie dokładnego wyliczenia jego kubatury.

Stosunki hipsometryczne półwyspu stanowiły podstawę wydzielenia odpowiednich form na jego powierzchni. Opracowano je na podkładzie szczegółowej mapy topograficznej /wydanie 1956/, w podziałce 1:25 000. Formy powierzchniowe Półwyspu Helskiego, wyróżniono na podstawie obser-

wacji i analizy wskaźników morfometrycznych z dostępnych map szczegółowych. Szczegółowe badania morfologiczne na powierzchni półwyspu byłyby pożądane, istniały jednak obiektywne trudności, które uniemożliwiały wykonanie kartowań morfologicznych.

Specjalnym badaniom poddano warunki i procesy jakie stwarza panujący na wybrzeżu sztorm. Zagadnienie to jest szczególnie ważne, bowiem procesy jakie zachodzą w tym czasie, nie są rejestrowane przez instrumenty pomiarowe i można polegać tylko na wizualnych obserwacjach. Brak stałych obserwacji w czasie sztormów na polskim wybrzeżu jest najpoważniejszą usterką, którą można usunąć poprzez instalacje zakotwiczonych samopisów i obserwacje prowadzone przez zakotwiczone na stałe statki obserwacyjne.

Ruch rumowiska na dnie pod wpływem prądów i falowania opisywany był w literaturze. Uzupełniczo te wiadomości możliwymi do przeprowadzenia w terenie badaniami nad powstawaniem ripplemarków, rew przybrzeżnych i ruchu rumowiska wzdłuż plaży.

Poglądowe blokdiagramy ilustrują fazy rozwojowe Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego a zestawiona tabela 16 - łącznie z wykresem /obejmują całość zebranych danych dotyczących genezy tych obszarów.

Przyczynami, które ujemnie wpływały na dokładność badań były: zbyt mała jeszcze ilość głębokich wierceń na obszarze Półwyspu Helskiego, szczególnie na odcinku od Wielkiej Wsi do Jastarni, brak fotografii lotniczej, słabe rozpoznanie dna zatoki metodą nurkowań podwodnych, pobieranie prób do analiz mineralogicznych tylko z osadów powierzchniowych i w różnym okresie czasu,

brak sondowań głębszych metodą pobierania rdzeni. Lepsze wyniki analizy mineralnej, dałyby próby pobrane jednocześnie ze wszystkich stanowisk w ustalonym z góry profilu pionowym. Takie postępowanie wymaga jednak dużej koncentracji środków i nie leżało w możliwościach autora. Oparte o doświadczenia radzieckie i niemieckie próby pobierania dłuższych rdzeni podwodnych, stosowane przez Zakład Oceanografii PIHM w Gdyni, rokuja pozytywne wyniki w przyszłości.

Zbieranie i opracowywanie materiałów hydrograficznych pochodzących z rejsów oceanograficznych i stacji obserwacyjnych PIHM w Gdyni, przeprowadzano w latach 1957 do 1962.

Zestawienia materiałów z wierceń geologicznych przeprowadzanych na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej oraz pobrania prób osadów dennych z zatoki i powierzchniowych z Półwyspu Helskiego, dokonano w okresie 1959 do 1961.

W pełnym okresie lat 1959 i 1962, dokonano szczegółowego rozpoznania morfologicznego wybrzeży, części zachodniej Zatoki Gdańskiej. Prace zakończono w roku 1962^x.

^x Mam zaszczyt serdecznie podziękować w związku z wykonaną pracą: Prof.dr R.Galonowi swemu Opiekunowi naukowemu, Prof.dr K.Łomniewskiemu, który uczył mnie stawiania pierwszych kroków na drodze naukowej. Ponadto: Prof.dr Z.Pazdro, Prof.dr J.Kondrackiemu, Prof.dr J.Kobendzinie za życzliwy stosunek i pomoc okazowaną w trakcie pracy.

III. STARSZE POGLĄDY NA GENEZĘ PÓŁWYSPU HELSKIEGO

Nierównomierny rozkład i zasięg wierceń geologicznych, wykonanych na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, uniemożliwił dokładne stratygraficzne przebadanie utworów. Wiercenie z Półwyspu Helskiego /224/, w którym pod poziomem morza po raz pierwszy odkryte wkładki torfów w osadach litoralnych, zmuszało do refleksji. Odnalezione bowiem torfy stanowiły niezwykle silną sugestię zachodzenia ruchów pionowych lądów, zanurzających obszar Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego. Wiadomość o torfach w Jastarni przytacza za O. Zeissem S. Pawłowski /142, 143/, a pisze później o nich również G. Braun /18, 19/, podając wiadomość o takich samych torfach w Kuźnicy, odkrytych jakoby na głębokości 30 m. Do wiadomości o torfach w Jastarni i Kuźnicy, ustosunkowuje się krytycznie J. Samsonowicz /161/. Badając stratygrafię utworów helskich był zdania, że tak głębokie zaleganie torfów w Jastarni - 35 m, jest niemożliwe i że popełniono tu prawdopodobnie pomyłkę w interpretowaniu stratygrafii osadów.

Prace W. Ramsaya /156/, H. Munthego /131/, A. G. Högboma /61/ i innych /10, 192/, o epejrogenicznym podnoszeniu się obszarów Skandynawii, stanowiły niezwykle silną sugestię w prowadzonych badaniach: przypuszczano bowiem jednocześnie z tymi ruchami, obniżanie się południowych wybrzeży bałtyckich. Wyrazicielami tych poglądów byli poza wspomnianym G. Braunem /18, 19/, E. Kraus /100/, E. Geinitz /49/, W. Kranz /99/ i inni. Zakładali oni ruchy zanurzające o największej amplitudzie w Litorynie, uważając, że obszar Zatoki Gdańskiej, jako część starszego synklinorium lwowsko-gdańskiego /135/, musi być

specjalnie podatny na te ruchy, które zdradzają zawsze tendencje do potomnego odnawiania się. Przyjmowanymi dowodami, że ruchy pionowe mają miejsce w zatoce /poza faktami zalegających głęboko w podłożu torfów/, miały być również odnajdywane resztki fauny morskiej w osadach deltowych Wisły /161/ oraz pochylenie stropu kredy od lądu w stronę Głębi Gdańskiej. S.Pawłowski /141/ za wskaźnik predyspozycji tektonicznych przyjmował za innymi /18, 100/, osady miocenu zalegające wysokie w podłożu kęp plejstocenijskich na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, uważając je za złożone na pierwotnym złożu.

A.Jentzsch /69, 70/ stwierdził możliwość erozyjnych założeń obniżenia delty Wisły i Zatoki Gdańskiej, a jako główną siłę dynamiczną w tym działaniu widział egzarację lądolodów, poprzedzoną erozją wód w pliocenie. O tej kwestii piszą R.Galon /41/ i Z.Pazdro /147/, uważając założenia erozyjne za zupełnie możliwe. Nie wykluczali jednak w zupełności czynnika tektonicznego, uważali bowiem, że na predysponowane tektonicznie i erozyjnie podłoże, nasuwał się lądolód i pogłębiał je tym łatwiej. Podobnego zdania byli E.Ostendorf /138/, E.Wunderlich /211/ i P.Sonntag /175, 176/. Szczególnie badania R.Galona /41/ na obszarze dolnej Wisły, podkreślały erozyjny czynnik rzeźbotwórczy ostatniego zlodowacenia bałtyckiego i działalność wód fluwioglacjalnych.

Wyniki większości badań stwarzały możliwość jednoznacznego tłumaczenia faktów pionowymi ruchami lądów, niezależnie od wyrażanych opinii o erozyjnych założeniach rzeźby Zatoki Gdańskiej. Wątpliwości w stosunku do ogólnie przyjętych koncepcji musiały wzbudzać wcześniejsze badania M.Sauramo /165/, który szczegółowo po-

wiązał wszystkie starsze fazy Morza Bałtyckiego z odpowiednimi poziomami abrazyjnymi na wybrzeżach bałtyckich. Podobne zastrzeżenia zrodziły się u S.Pawłowskiego /141/, kiedy na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej stwierdzał możliwość wyższego poziomu wód w Litorynie, od współczesnego poziomu Bałtyku. Dopatrywał się mianowicie form tego morza w wałach piaszczystych złożonych na dnie pradolin Redy i Kaszubskiej.

Pogląd o tektonicznych czynnikach działających na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, mimo tych wątpliwości był prawie powszechny i jeszcze w roku 1958 B.Rosa /158, 159/powtórzył go przy rozpatrywaniu zasięgu Morza Litorynowego na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. Pogląd B.Rosy zbudowany został na jednym znanym poziomie tego morza w Ie-bie i braku takich samych odpowiedników na wybrzeżach zachodnich Zatoki Gdańskiej.

Czynnik eustatycznych wahań poziomu oceanów i Morza Bałtyckiego, nie odgrywał w badaniach poważniejszego znaczenia, a doszedł do głosu dzięki wspomnianym badaniom M.Sauramo. Genetyczne wpływy cyrkulacji wód na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej w okresie postglacjalu i holocenu były rozważane powierzchownie, we wszystkich jednak badaniach podkreślano, że Półwysep Helski jest tworem zbudowanym pracą fal i prądów, lecz nie wskazywano w jaki sposób proces ten przebiegał.

Formy morfologiczne na dnie zatoki były w słabym stopniu tylko rozpoznane przy badaniu na podstawie map w dużej podziałce /84, 179/. Brak na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej odpowiednich poziomów korelacyjnych starszych faz Morza Bałtyckiego, stwarzał liczne możliwości spekulatywnych badań. Na drodze takich właśnie koncepcyjnych założeń W.Hartnack /60/ wyznaczył zasięgi

deglacji subaeralnej i subakwalnej oraz linię wybrzeży Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego w Zatoce Gdańskiej.

Najstarsze opracowanie Półwyspu Helkiego H. Wünschego /212/, oparte było na omówionych wyżej założeniach predyspozycji tektonicznych, a powtórzył je w swej pracy również G. Girth/50/. Dynamikę linii brzegowej i narastanie powierzchni półwyspu H. Wünsche przedstawił na mapie, której fragment jako wyniki tych badań zamieszcza się na rycinie 22. Założenia H. Wünschego odnośnie narastania półwyspu od strony SE cypla, powtarza J. Staśko /180/, podając długość półwyspu na 37.000 m, a więc wartość znacznie przesadzoną. Przedstawiając genezę półwyspu uważał, że Rewa Mew pozostaje w jakimś związku z nim, lecz bliżej tego nie wyjaśnił, przyjmując istnienie na odcinku Bór - Hel zanurzonej wyspy plejstocenijskiej. Poziom abrazyjny tej wyspy stanowić miał podstawę i cokół, dla tworzącego się na jej miejscu półwyspu, który początkowo powstaje jako wyspa i narasta w stronę Kępy Swarzewskiej, a w końcu łączy się z lądem.

Z. Pazdro /145/ wyjaśnia genezę Półwyspu Helkiego przy poważnym założeniu czynnika dynamicznego wody morskiej i prądów, a W. Tubielewicz /199/ w ogólnych zarysach powtarza hipotetyczne koncepcje H. Wünschego, odnośnie narastania półwyspu, dokonując nowych porównań zmian linii brzegowej /ryc.22/.

W tym świetle, wszystkie poglądy na temat genezy Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helkiego, zakładały na początku erozyjno akumulacyjną działalność lądolodu, szczególnie w fazie ostatniego zlodowacenia bałtyckiego i pionowe wahania lądu. Następnie pozostawione w zatoce na powierzchni osady morenowe, miały być na obszarze pół-

wyspu abrazyjnie ścięte, przez transgredujące starsze fazy Morza Bałtyckiego, a na ich miejscu jako wynik działalności prądów, powstał Półwysep Helski. Głęboko w podłożu półwyspu zalegające torfy, stanowią wskaźnik amplitudy ruchu pionowego lądu, a największe jego ujemne wartości przyjmowano w Litorynie. Amplituda tych ruchów sięgać miała 40 m. Powszechnie przyjmowano również, że półwysep narasta tylko na cyplu od strony SE.

IV. CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-MORFOLOGICZNA ZACHODNIEJ CZĘŚCI ZATOKI GDAŃSKIEJ I PÓLWYSEPU HELSKIEGO NA TLE POBLISKIEGO LĄDU

Polodowcowa przeszłość zachodniej części Zatoki Gdańskiej wpłynęła na wytworzenie charakterystycznej rzeźby, której przekształcenie nastąpiło w wyniku wahań poziomów wód starszych faz Morza Bałtyckiego.

Półwysep Helski jest zbudowany z akumulowanych w Zatoce Gdańskiej materiałów, pochodzących z abrazyj, a przemodelowanie tego materiału nastąpiło pod wpływem procesów eolicznych.

a. Profil geologiczny Półwyspu Helskiego

Profil geologiczny przez Półwysep Helski został skonstruowany na podstawie najnowszych wierceń, lecz wykorzystano w nim również starsze, które służyły do ilustracji stratygrafii półwyspu J. Samsonowiczowi /161/ i Z. Pazdro /147/ /rycina 1 i 2/. W profilu wykorzystano między innymi wiercenie z Cetniewa, w którym przebito w osadach plejstocenijskich trzy porwaki miocenijskie. Wiercenie z Władysławowa u nasady półwyspu, które osiągnęło strop kredy, poza wierceniem z Jastrzębiej

Góry, stanowi podstawę do skonstruowanego profilu przez Z.Pazdro /149/, na VI Zjazd INQUA. Nowe wiercenia z Półwyspu Helskiego, pozwalają na lepszą interpretację stratygraficzną osadów. Tradycyjny obraz stratygraficzny półwyspu, zaczerpnięty z prac J.Samsonowicza /161/ i Z. Pazdro /145/, jest tylko nieznacznie zmodyfikowany /ryc.1/. W rycinie 2, ilustruje się stratygrafię półwyspu w oparciu o nowsze wiercenia. Nie przytacza się opisów stratygraficznych znanych wierceń z Jastarni /163/, Juraty i Helu /161, 224/, lecz podaje się opisy stratygraficzne tych wierceń, które już to potwierdzają wcześniejsze obrazy, lub też zmieniają go, wpływając na kształtowanie się poglądu.

Wiercenia z Władysławowa - Cetniewa
1 km na zachód od stacji kolejowej. Wykonane
przez "Hydrogeo" w roku 1956/57. Rzędna terenu
34,4 m.

Głębokość	Rodzaj osadu	Okres geologiczny
0,0 - 0,3	gleba	holocen
0,3 - 2,0	piasek zwałowy	plejstocen
2,0 - 8,3	glina zwałowa	"
8,3 - 14,8	ił czarno-szary	"
14,8 - 25,0	piasek pylasty z mułkami	"
25,0 - 33,5	piasek różnoziarnisty	"
33,5 - 36,3	żwir z otoczkami	"
36,3 - 37,2	glina piaszczysta	"
37,2 - 47,6	piasek różnoziarnisty, na dole żwir	"

47,6 - 49,6	piasek pylasty	plajstocen
49,6 - 56,4	piaski żwirowate	"
56,4 - 57,0	ił brązowy	"
57,0 - 74,8	piaski żwir.prze- grodzone gliną, iłami i mułkami	
74,8 - 79,1	mułek szary i bru- natny z węglem	miocen /kra/
79,1 - 81,7	otoczaki przemie- szane z piaskiem	plejstocen
81,7 - 82,1	ił brunatny szary	miocen /kra/
82,1 - 83,9	otoczaki i żwir	plajstocen
83,9 - 85,1	mułek brunatny	miocen /kra/
85,1 -104,1	piaski średnie i gruboziarniste	plajstocen
104,1 - 107,1	żwirek kwarcowy	miocen
107,1 - 112,5	piasek zielono- szary drobnoziar- nisty	oligocen
112,5 - 115,5	żwirek drobnoziar- nisty zielonawo- szary	"
115,5 - 135,0	iły i mułki ciem- no-zielonk.szare	kreda - cenoman

Wiercenie jest niezwykle ciekawe ze względu na przebicie porwaków miocenijskich. Jednocześnie ukazuje stanowisko miocenu na pierwotnym złożu, położone na osadach oligocenijskich, pod którymi znajduje się cenoman. Jak wynika z wiercenia, miocen "in situ", nawiercony został na głębokości 104,1 /-73,7/, podczas gdy znane stanowisko

miocemu na klifie Chłapowskim /140/, w odległości około 1 km na północ, znajduje się w poziomie morza i zapewne reprezentuje, podobnie jak wyższe poziomy miocenu w Cetniewie, wyegzarowany porwak. Trudno bowiem przypuszczać, aby na krótkim odcinku mogły mieć miejsce tak znaczne deniwelacje w stropie kredy i miocenu. Stawowisko porwaków miocenijskich potwierdza inne wiercenie z Władysławowa, lecz tu przebity został jeden, wyższy z nich, w poziomie - 42,20, a miocen "in situ" nawiercony został na głębokości -56,60 sięgając do -70,60, jego miąższość jest tu większa jak w Cetniewie, lecz spąg trzyma się w tym samym poziomie.

Nawiercony strop kredy nie wykazuje deniwelacji, bowiem w wierceniu w Cetniewie osiągnięty został również na -81,1. Czwartorzęd jest reprezentowany w trzech poziomach gliny morenowej, podczas gdy w Cetniewie nie wykazano górnej gliny morenowej.

W Juracie poza znanym wierceniem opisanym przez J. Samsonowicza /163/, w roku 1956 wykonano wiercenie w którym strop kredy osiągnięto już na głębokości 107 m, a nawiercony tu cenoman, nie wykazuje cech porwaka.

Jurata

Wiercenie wykonało Zjednoczenie Robót Wiertniczych i Fundamentowych w Gdyni. Rzędna terenu 2,0 m

Głębokość	Rodzaj osadu	Okres geologiczny
0,00 - 19,00	piaski drobnoziarniste żółto-szare	holocen

19,00 - 96,00	piaski szare drobno- ziarniste z licznymi odłamkami muszli	holocen
96,00 - 98,40	ił brunatno-czer- wony	plejstocen
98,00 - 100,00	glina z otoczkami szara	"
100,00 - 107,00	piaski i żwiry sza- ro-zielonkawe	"
107,00 - 128,00	piaski i pyły sza- rozielonkawe	kreda- cenoman

Serie holocenijskie są reprezentowane podobnie jak w poprzednim wierceniu od 0,0 do 96,0 m, podobnie i osady polodowcowe, lecz kreda w wierceniu z roku 1936 nawiercona została dopiero na głębokości - 143,0 m. Warstwa piasków szaro-zielonkawych powyżej stropu kredy jest - podobnie jak w poprzednim wierceniu - osadem oligocenu prawdopodobnie złożonym na wtórnym złożu. Na podobnej głębokości odnalezione zostały osady kredowe w Helu w roku 1959,

Wiercenie z Helu

Wykonane przez "Hydrogeo" w Gdańsku. Rzędna terenu 3,0 m

Głębokość	Rodzaj osadu	Okres geologiczny
0,00 - 78,3	piaski, iły z przewarstwieniami piasków	holocen
78,3 - 99,6	iły z nieznacznymi przewarstwieniami piasków	plejstocen

99,6 - 108,9	margle krzemieniste z przewarstwieniami piasków	kreda- senon
108,9 - 226,5	piaski drobnoziar- niste ilaste, a na- stępnie iły czyste z wkładkami marglis- tymi	kreda- cenoman

Strop cenomanu jest prawie identyczny jak w Juracie, lecz w Helu nadbudowuje go 7,0 m warstwa senonu. którego w Juracie brakuje. Deniwelacje w stropie kredy potwierdzone zostały zatem dwukrotnie w wierceniach na obszarze, co do którego przypuszczano dotychczas, że kreda znajduje się znacznie głębiej - 170,0 do -180,0 m n.p.m. Wiercenie z Helu zaprzecza również możliwości aby to mógł być porwak kredowy, na co wskazuje znaczna miąższość kredy i jej regularna stratyfikacja.

Na podstawie innych wierceń z Helu zauważamy, że znaczne deniwelacje w stropie kredy w rejonie półwyspu są powszechne. Wykonany otwór studzienny w Helu w roku 1954, ukazuje obraz stratygraficzny do złudzenia podobny do opisywanego przez J.Samsonowicza /161/.

Wiercenie z Helu /wykorzystano w ryc.1/
Nowa studnia kolejowa. Rzędna teremu 3,0 m.

Głębokość	Rodzaj osadu	Okres geologiczny
0,00 - 104,0	piaski różnoziar- niste żółte i jas- no-szare w dolnej części przewars- twione mułkami	holocen

104,0 - 112,0	piaski średnio-ziarniste z głązami prawdopodobnie rozmyta morena - uwaga opis.otwór/	plejstocen
112,0 - 143,0	glina morenowa	"
143,0 - 152,0	żwiry z otoczkami, głązami i piaskiem	"
152,0 - 154,0	glina morenowa z głązami	"
154,0 - 174,0	żwiry piaszczyste z głązami, szare	"
174,0 - 179,0	piaski glaukonitowe średnio-ziarniste	kreda-cenoman

Serie holocenijskie są tu wykształcone podobnie jak i w poprzednich wierceniach. Plejstocen budują dwa poziomy gliny morenowej z tym, że żwiry piaszczyste z głązami szare, leżące na kredzie, mogą być śladem po rozmytej morenie starszej /174,0 do 179,0/. Kreda nie jest podbudowana osadami oligocenijskimi; być może, że tylko nie zostały one wyróżnione w wierceniach. Za erozyjnym charakterem tego obniżenia w kredzie, przemawiałyby silnie przemyte serie nadbudowujące jej strop oraz brak osadów oligocenijskich i senońskich, które mogły zostać przemieszane z residuum pomorenowym, leżącym bezpośrednio na cenomanie.

Inne jeszcze wiercenie wykonane wewnątrz cypla hejskiego, w roku 1958, ujawniło strop kredy na głębokości 156 m, lecz w odróżnieniu od poprzednio opisanego, glina morenowa jest reprezentowana w trzech seriach, z których najwyższa, podobnie jak w wierceniach z roku 1935 /161/, leży powyżej iłów brunatno-czekoladowych.

Wiercenie z Helu - rzędna 4 m

Głębokość	Rodzaj osadu	Okres geologiczny
0,0 - 69,20	piaski różnoziarniste z muszlami	holocen
69,20- 79,2	ił piaszczysty z muszlami	"
79,20- 91,0	glina szara	plejstocen
91,0 - 102,0	ił szary i brunatny	"
102,0 - 106,0	piasek pylasty szary z otoczkami	"
106,0 - 149,0	glina piaszczysta, niżej bardziej ilasta z otoczkami	"
149,0 - 156,0	piaski i żwiry z dużymi otoczkami	"
156,0 - 174,0	pyły piaszczyste z domieszkami miki	kreda-cenoman

Wiercenie uzasadnia genetyczne związki iłów czekoladowych z fazą stadialną ostatniego zlodowacenia. Jest to fakt niezmiernie ważny, który nie był dotychczas jednoznacznie tłumaczony /41, 42, 58, 88, 147, 151, 210/, bowiem iły przewarstwiają dwie gliny tego samego zlodowacenia.

Na podstawie opisanych wierceń sporządzono profil geologiczny przez Półwysep Helski /ryc.1/,

a cechy szczególne dotyczące deniwelacji w stropie kredy i zróżnicowania stratygraficznego osadów na cyplu helskim, przedstawia rycina 2. Odcinek półwyspu od Jastarni do Helu jest dosyć szczegółowo rozpoznany geologicznie, część zachodnia profilu oparta jest na analizach mapy batymetrycznej /ryc.3/ i morfologii dna zatoki /ryc.4/. Brak tu bowiem zupełnie głębszych wierceń, które ilustrowałyby budowę geologiczną tego odcinka.

J. Samsonowicz /161, 163/ klasyfikował zarówno glinę górną jak i dolną z wiercenia w Helu jako gotiglacialną, a rozwarstwiające je iły uważał za powstałe u czoła lądolodu, lub nawet w jego wnętrzu. Serie fluwioglacialne podścielające glinę morenową i spoczywające na kredzie, uważał za ślad po rozmytej starszej morenie. Z. Pazdro /227/ klasyfikuje dolną glinę morenową jako przynależną do zlodowacenia środkowo-polskiego a górną do bałtyckiego.

Zdaniem autora bardziej prawdopodobne jest że wszystkie serie gliniaste należą do gotiglacialu, a tylko dolny fluwioglacial byłby śladem po rozmytej starszej morenie. Bruk morenowy spoczywający na kredzie powtarza się w każdym z wierceń, a w jednym z wierceń wewnątrz cypla helskiego nie ujawniono żadnego poziomu gliny morenowej. W sąsiadującym i bliskim obszarze Helu wykazano za to aż trzy gliny morenowe podskłane brukiem. Deniwelacje w stropie kredy i wypełnienie obniżeń w kredzie materiałem fluwioglacialnym bez gliny, stanowi dowód silnego przemycia obszarów i przemawia za erozyjną genezą obniżeń. Iły brunatno-czekoladowe na głębokości 100 m w dwóch przypadkach nawiercono pod glinę morenową, w trzech innych stwierdzono spoczywające na nich utwory mułkowate, niewątpliwie już

postglacjalne i holocenijskie. W tym świetle geneza łąk czekoladowych wiązała by się z młodszym interstadiąem ostatniego zlodowacenia /210, 151/; ich przynależność do Skaerumhede /58/ czy Eemu /41/ byłaby problematyczna. Serie postglacjalne i holocenijskie nie posiadają jednakowej miąższości we wszystkich profilach i ~~zawarta jest ona~~ w granicach od 100 do 80 m; różnica miąższości zawsze jest uzależniona od tego, czy nad łąkami znajduje się glina morenowa najmłodszego glacjału. Najwyższej gliny, która pokrywa łąki w Helu, nie stwierdzono w żadnym wierceniu z Juraty i Jastarni; zastępują ją podobnie jak górną powierzchnię łąk czekoladowych - osady wiślane, leżące bezpośrednio na seriach ilastych i fluwioglacjalnych. Zdaniem autora obraz stratygraficzny Helu i Juraty dowodzi pokrycia lodem części zatoki w czasie, kiedy Wisła zaczyna uchodzić do niej. Śladem tego jest najwyższa glina morenowa pokrywająca łąki czekoladowe Helu. Okres ochłodzenia przypadałby na Młodszy Dryas. Ochłodzenie w tym czasie nie musiało być długotrwałe, a lód mógł wypełniać tylko nieckę Głębi Gdańskiej. Pod koniec Młodszego Dryasu, z ociepleniem klimatu, wody Wisły znajdują sobie ujście do bliższej bazy erozyjnej, jaką w tym czasie stanowi w części zachodniej opuszczana przez wytapiający się lądolód, niecka Głębi i z tego okresu pochodzą osady Wisły w Juracie oraz pozostawiony w Helu najwyższy poziom gliny.

Serie holocenijskie w Juracie i Helu zostały rozpoznane szczegółowo przez R. Sandegrena /162/. Serie morskie kończą się na głębokości około 19 m. Powyżej zalegają piaski wydmy, oddzielone od serii morskich warstwą torfów litoralnych występujących na głębokości -16 m w Helu. Fakt ten został ponownie <http://tom.org.pl> stwierdzony w

nowszych wierceniach wykonanych w porcie helskim. Osady holocenijskie w spągu reprezentowane są przez regularnie ułożone mułki nadbudowane utworami piaszczystymi, których miąższość wzrasta ku wschodowi, zależnie od konfiguracji dna zatoki.

b. Morfologia dna zatoki i osady denne

Badania stratygraficzne półwyspu stanowiły podstawę do przebadania morfologii dna Zatoki Gdańskiej. Ilustracją tych badań są ryciny 3 i 4, których konstrukcję oparto na podkładzie wysondowanych głębokości Zatoki Gdańskiej, zawartych w mapie morskiej nr 102, wydanie 1957, w podziałce 1:75 000.

Obszar badań zamknięto w granicach $18^{\circ}18'00''$ $19^{\circ}10'00''$ E i $54^{\circ}51'00''$ N, na południu ograniczały go wybrzeża zatoki. Wskazówką w badaniach były przestudiowane opracowania /41, 64, 108, 141, 149, 169 i 222/ oraz podjęta przez O.Kolpa próba kartowania dna zachodniego Bałtyku /83/. Stosunki batymetryczne zatoki nie były nigdy przedmiotem szczegółowych studiów, a wykonywane mapy w dużej podziałce uniemożliwiały gruntowną analizę /84, 106, 179/. Konieczność analizy morfologicznej dna zatoki, dla wyjaśnienia genezy półwyspu znalazła swe uzasadnienie po wykonaniu map. Wykazują one, że centralną formą morfologiczną tej części zatoki jest Półwysep Helski, będący tworem późniejszym, nie związanym z jej genezą. Zajmuje on część rozległego zagłębienia Zatoki Gdańskiej, które wokół półwyspu wypełnione jest ilami szarymi i ilami piaszczystymi. Część wschodnia półwyspu /holocenijska/ jest wyraźnie włożona do tej części zatoki /ilustruje to porównanie profilu geologicznego - ryc.1, z mapą morfologii dna - ryc.4/, podczas gdy część zachodnia nawiązuje do poziomu plejstocenijskiego płytkich akwenów Za-

toki Puckiej. Dwudzielność półwyspu, o której wspomina R.Galon /45/, znajduje tu najlepsze potwierdzenie. Na tej podstawie podjęto próby obliczenia masy półwyspu /tabela 3/. Poziom plejstoceniński załamuje się w zatoce nagłą krawędzią podwodnego klifu na głębokości od 40 m do 70 m i od tego miejsca zaczyna się właściwa niecka zatoki. Powyżej tej głębokości występują poziomy abrazyjne, związane z transgresjami starszych faz bałtyckich, od ancylusowej począwszy. Podwodny klif należeć może tylko do młodszej fazy Yoldii i w świetle nowych wiadomości jego geneza ancylusowa na co wskazywał W.Hartnack /60/, jest problematyczna /78/. Niecka Głębi Gdańskiej, jak to wynika z analizy ryciny 1 i mapy batymetrycznej i morfologicznej dna /ryc.3, 4/, wykazuje na krawędziach wyraźne ślady deglacjacji subaeralnej. Są nimi otaczające nieckę wieńce prawdopodobnych moren, stanowiące współczesny poziom abrazyjny, wyniesiony nieznacznie w stosunku do otaczającego go dna. Na wysokości Gdyni, moreny są ścięte razem z krawędzią podwodnego klifu tworząc charakterystyczny długi stok. Powstanie stoku należałoby wiązać z odpływem wód wiślanych do zatoki po Młodszym Dryasie, czego śladem są osady w Juracie. Ta część zatoki zachowała zatem ślady starszej doliny Wiśły, o której przypuszczano, że nie istnieje /141/. Cała zachodnia część zatoki powyżej izobaty 40 m, stanowi współczesny i starszy poziom abrazyjny. Na przeciw ujść Wiśły, ku północy jest on pokryty stożkami ujściowymi, które współcześnie wykazują wyraźne ślady przemycia od zachodu. Bardzo niedawny jeszcze zasięg kęp plejstoceniških w zatoce wyznaczają ułożone na poziomie abrazyjnym głazowiska.

Klif podwodny w południowej części zatoki nie wykazuje zupełnie destrukcji, podczas gdy na peryferiach traci swe charakterystyczne cechy. Ku zachodowi przechodzi we wspomniany już długi stok a następnie pokryty jest osadami półwyspu, ukazując się ponownie na powierzchni dna, za północnymi granicami piaszczystej ławicy helskiej. Ku wschodowi, na wprost ujść Wisły, klif traci swe cechy morfologiczne, złagodzony zalegającym u jego podnóży rumowiskiem rzeki. Podnóże klifu występuje na stałej głębokości 70 m, a górna krawędź na 40 m; w całości stanowi on granicę sedymentologiczną, oddzielającą osady piaszczyste od ilastych.

Wschodnie stoki Półwyspu Helskiego, nawiązują do podnóża klifu, do linii Jastarni, gdzie klif jest pogrzebany. Górna krawędź ławicy helskiej nie przypomina już klifu i bierze początek na zewnętrznych wybrzeżach, na głębokości -20 m a na wewnętrznych - na -6 m. Stoki ławicy, podobnie jak i formy powierzchniowe występujące na półwyspie, zbudowane są z piasków. Część zachodnia półwyspu nawiązuje - jak o tym wspomniano, do plejstocenijskich odcinków lądowych i mierzeja, która się tu wytworzyła, jest na pewno tworem późniejszym od wschodniej "kosy", jednocześnie osady piaszczyste tu złożone nie mają tak znacznej miąższości. Mierzeja pokrywa odcinki ujściowe pradolin: Kaszubskiej, Redy i Płutnicy, których dna wysłane torfami, wychodzą na zewnątrz półwyspu. Torfy w Zatoce Puckiej są tylko nieznacznie pokryte piaskami. Rewa Mew, która dzieli Zatokę Pucką na dwie części, jednocześnie izoluje głębokości Jamy Kuźnickiej i Chałupskiej od otwartego morza. Dowodem wcześniejszej łączności głęboczków z przepływem rzeki poza morfologią dna, może być przetrwały organizm zwierzęcy, żyjący na dnie tych akwenów.

Ośliczka /*Asellus aquaticus* Lin./, żyje ona w warunkach gładowych na większych głębokościach na dnie piaszczystym, podczas gdy w jamach skazana została na byt w płylicznach o dnie mułkowatym, w związku z tym jest mocno skarłała¹.

Złożony na dnie zatoki materiał popleystocieński, w wyniku pokrycia go wodą, ulegał przemieszczeniom i procesom fizyczno-chemicznym. Od czasu kiedy nastąpił zalew zatoki przez transgredujące wody ancylusowe i litorynowe, abrazja brzegów dostarczała bez przerwy nowego materiału osadowego, który po selekcji był osadzony w akwenach Zatoki Gdańskiej.

Badania oceanograficzne Zatoki Gdańskiej w latach/1958-60/, umożliwiły zebranie większej ilości prób. Ponadto dla wykonania analiz mineralogicznych, pobrano 25 prób osadów w strefie przybrzeżnej równoległe do wybrzeży Półwyspu Helskiego w profilach prostopadłych do brzegu. Zaleganie osadów powierzchniowych na dnie zatoki wykazuje regularność zależną od morfologii dna i dynamiki morza. Naczelnym jednak regulatorem rozkładu poszczególnych rodzajów osadów, a nawet składów mineralogicznych i petrograficznych na dnie jest głębokość akwenów. Zasadniczym rodzajem osadów w strefie przybrzeżnej, do izobaty 40 m, są piaski drobno, średnio i gruboziarniste oraz żwiry. Zasięg gładzowisk nie wyznacza dokładnie granicy lądu i najprawdopodobniej występują one jeszcze dalej ku północy, lecz przysypane zostały w partiach oddalonych od wybrzeży materiałem piaszczystym.

¹ Informacje o ośliczce uzyskano od p. mgr Krzysztofa Jażdżewskiego, za które tą drogą dziękuję.

czystym. Żwirry pozostawione w tym poziomie, reprezentują podmorski poziom abrazyjny, z reguły wyniesiony powyżej powierzchni w głównej platformie. Geneza żwirowisk wiąże się ściśle z selekcją dokonywaną przez prądy morskie i wpływem falowania na dno. Żwirowiska występują również na krawędziach stoków podwodnych, genetycznie związanych ze współcześnie działającą erozją podwodną. Obserwujemy je na krawędziach ławicy helskiej; u cypla pokrywają one długi stok w Zatoce Puckiej i przemyte partie starszych stożków ujściowych Wisły. Regułą jest sukcesywny wzrost frakcji piaszczystych w miarę narastania głębokości, gdzie żwirry prawie powszechnie kontaktują ze strefą mułków. Mułki wypełniają obniżenia na przedpolu stożków ujściowych Wisły. W Zatoce Puckiej spoczywają na dnie Jamy Kuźnickiej i Chałupskiej oraz Depki. Obra-
mowują na dnie zatoki krawędzie podwodnego kłifu i głębiej przechodzą w łąki piaszczyste. Na tej głębokości zauważamy odwrócenie prawidłowości osadzania: od brzegu w miarę narastania głębokości, frakcje przybierają na wielkości. Żwirry na dnie kontaktują z mułkami piaszczystymi; na głębokości 40 m i dalej w stronę Głębi Gdańskiej, następnie frakcje maleją do ilastych. Najprawdopodobniej strefa kontaktu żwirów z mułkami piaszczystymi jest jednocześnie granicą ruchów materiałów piaszczystych, poza którą obowiązuje już inny reżim osadzania.

W płytszych akwenach proces osadzania jest przede wszystkim zależny od działalności prądów przybrzeżnych i impulsów związanych z falowaniem. Wypełnienie mułkami obniżen na mniejszych głębokościach, nie jest stałe, lecz zmienia się w warunkach sztormowych. Genezę powstawania mułków należałoby widzieć w działaniu Wisły na wody Zatoki Gdańskiej. Zawierające bo-

gata zawieszinę, po zetknięciu się ze słonąwą wodą morską, stracają ją w procesie koagulacji /13/ na przedpolu stożków ujściowych Wisły i w strefach, na które nie oddziałują prawa dynamiki przybrzeżnej, lecz głębinowej. Zaleganie mułków na wyższych poziomach, do których sięga działanie dynamiczne prądów powierzchniowych, potwierdza przejściowość sedymentacji. Ich wysady w tym poziomie są okresowe, po czym zostają przetransportowane w okresie sztormów do ich właściwej strefy, poza żwirowiska. Kolor mułków jest zależny od domieszek piaszczystych i miejsca osadzania. Ich barwa w stanie świeżym jest zielonkawo-szara, po wyschnięciu brunatna. Domieszki piasku w mułkach sięgają do 30%. Przeważającym rodzajem ziarna piaszczystego w mułkach, to frakcje 0,55 do 0,25 mm, lecz spotyka się również sporadycznie do 2 mm.

U podnóża podwodnego klifu zalegają równomiernie ily piaszczyste, które głębiej przechodzą w ily szare o małej zawartości piasków. Geneza ików jest związana z procesem selekcji, jaki następuje po procesie abrazji i przemywania materiałów morenowych z części ilastych. Plejstoceni osad w postaci glin, zawiera w sobie około 2/3 części ilastych, które po przemyciu podlegają innym prawom osadzania, niż wymyte frakcje piaszczyste. Wędrują one bardzo długo niesione prądami zanim dotrą do miejsca akumulacji. Odnajdujemy je tylko w najgłębszych akwenach Zatoki Gdańskiej. Miąższość ich nie jest dotychczas dokładnie zbadana; w Zatoce Botnickiej osiagają do 10 m, w Środkowym Bałtyku do 15 m, podczas gdy miąższość osadów plejstocenijskich w tych akwenach sięga 40 do 50 m /64/. W Zatoce Gdańskiej miąższość ich, ze względu na bliskość bazy abrazyjnej, powinna być znaczna. Pobrana próba ików

szarych z głębokości 102 m /54°47'00" N, 19°09'20" E/ o miąższości 32 cm, wykazała w próbie liczne ślady bardzo drobnego piasku, przy czym części ilaste skoncentrowane były w spagu próby, frakcje piaszczyste - odwrotnie. W próbie stwierdzono - pojedyncze ziarenka muskowitu oraz brak węglanów. Frakcje mułkowe w odróżnieniu od iłów reagują bardzo żywo z HCl i dają zapach siarkowodoru.

Głównym składnikiem frakcji piaszczystych w strefie przybrzeżnej jest kwarc /około 90% zawartości próby/ z nielicznymi domieszkami skaleni, biotyту, cyrkonu i innych minerałów /8/. Minerale ciężkie w tych frakcjach, wykazują ścisłą zależność od głębokości akwenów i głębinowej zdolności selekcyjnej wody. Koncentracje minerałów ciężkich zwiększają się zawsze w stronę malejących głębokości. Głazowiska i żwirowiska zbudowane są przeważnie z okruchów skał krystalicznych i rzadziej wapiennych.

Miąższość torfów, na przedłużeniu pradolin Kaszubskiej, Redy i Płutnicy w Zatoce Puckiej, nie jest dotychczas znana, lecz prawdopodobnie nie jest mniejsza od torfów w pradolinach, czyli że osiągałyby od 5 do 8 m. Pokrywa je cienka warstwa piasków, porośnięta łakami podwodnymi z *Zostera marina* i licznymi okazami *Fucus*, *Potamogeton pectinatus* oraz butwiejącymi glonami rodzaju *aegrophila* /36/.

c. Formy powierzchniowe i charakterystyka mineralna osadów

Dojrzałym wiekiem wybrzeża określa się stadium, w którym posiada ono słabo rozwinięte linie brzegowe a procesy akumulacji równoważą się z procesami abrazji. Jedną z cech krajobrazowych

takiego wybrzeża są mierzeje, które odcinają płytsze zatoczki od głębszych akwenów i stanowią element rozwoju, który wyrównuje linię brzegową /141, 56/. Półwysep Helski nie zamyka akwenów Zatoki Puckiej /fot.12/, a przejawiane tendencje do jej izolowania nie wykazują znacznej dynamiki, gdyż są ograniczone dużymi głębokościami akwenów Głębi Gdańskiej; jest nawet bardzo wątpliwe czy odetną Zatokę Pucką w ogóle, bo przy postępującej abrazji ładu na zachodzie, wcześniej ulegnie zniszczeniu sam półwysep.

Morfometria Półwyspu Helskiego

Tabela 1

Rodzaj pomiaru	Wartość liczbowa
Powierzchnia w km ²	32,275
Największa długość w m:	
a. w linii prostej od nasady do cypla	34,050
b. w linii krzywej mierzonej na osi półwyspu	34,825
Największa szerokość w m	2,925
Najmniejsza szerokość w m	150
Długość linii brzegowej w m	73,925
Rozwinięcie linii brzegowej	1.15

Wartości liczbowe ilustrują zwartość półwyspu jako formy mierzejowej. W rachunku za podstawę przyjęto nasadę półwyspu we Władysławowie /fot.10/ na wprost "Domu Rybaka". Na mapie nasadę przedstawiono jako prostą, w rzeczy-

wistości nawiązuje ona do poziomicowego obrazu jaki przedstawia rycina 5. Wysokość nasady nad poziomem morza wynosi 6-7 m /fot.21/ i w całości zbudowana jest z piasków plażowych, położonych na jądrze plejstocenijskim /fot.9/. Od nasady półwysp wyciągnięty jest w kierunku Jastarni, dokładnie na linii NW-SE, tworząc mierzję położoną na platformie abrazyjnej, porozińskiej w tym miejscu pradolinami nadmorskimi. Miąższość osadów holocenijskich na powierzchni jest nieznaczna, nadbudowują one platformę sięgając maksymalnie wysokości nieco powyżej 10 m n.p.m. w Kuźnicy i Jastarni. W całości odcinek mierzjowy jest bardzo wąski, nie podbudowany szerszą ławicą piaszczystą. Na tym odcinku obserwuje się nieciągłość najmłodszych wydm białych, co jest dowodem stałych przelewów otwartego morza do Zatoki Puckiej jeszcze do końca XIX w. Ta część wybrzeża jest najsilniej narażona na abrazję i w związku z tym chroniona sztucznie /fot.23/. Linia brzegowa otwartego morza jest wyrównana, podczas gdy od Zatoki Puckiej tworzy liczne zatoczki /fot.27/. Na zewnętrznych wybrzeżach jest zachowana względna równowaga w bilansie lądowym, na wewnętrznych wybrzeżach procesy abrazji przeważają nad akumulacją.

Część półwyspu od Jastarni do cypla wykazuje inną genezę. Jest ona położona na podwodnej platformie, którą tworzy wyrównana i rozległa ławica piaszczysta biorąca początek na zachód od Jastarni a sięgająca cypla. Jej szerokość w stropie wynosi około 4 km, natomiast u podstawy, w części wschodniej dochodzi do 6 km, a w części zachodniej - do 10 km. Wyciągnięta jest już w kierunku NNW-SSE. Ławica od strony zewnętrznej rozszerza się ku północy, przechodząc poza Jastarnią w platformę abrazyjną. Cała ta

część wschodnia półwyspu, jest włożona w starszą nieckę Morza Yoldiowego. Jej spagowe założenia sięgają 70 m, strop na zewnętrznych wybrzeżach znajduje się na głębokości 20 m, na wybrzeżach wewnętrznych - 6 m. Część ławicy wewnętrznej od Starego Helu do Jastarni wykazuje dowody żywej abrazji, jaka miała miejsce w ostatnim tysiącleciu. Potwierdza ją przylegający ściśle do wybrzeży Zatoki Puckiej wał wydm nadmorskich, który w części wschodniej jest ścięty przez morze, a ginie zupełnie w Juracie. Dalej ku zachodowi występują już tylko nieliczne fragmenty tych wydm, również poddane abrazji. Na wybrzeżach zewnętrznych wał nadbrzeżny białej wydmy jest rozwinięty regularnie, wykazując jednak zmiany lokalne /fot.25/. Jądro półwyspu tworzą południkowe wały wydm żółtych, występujące od Jastarni do Helu. Śladami po przelewach morskich są przerwy w pasie wydm na półwyspie na odcinku od Wielkiej Wsi do Juraty /fot.30/. Silne sztormy, które powodowały przelewy wód przez niski poziom Helu, rozmywały wały nadbrzeżne, które następnie rekonstruowane były przez działalność akumulacyjną morza, lecz resztki wałów, które się oparły abrazji sztormowej, budują wał odleglejszy od brzegu. Wewnętrzne linie brzegowe w tej części są wyrównane, lecz na cyplu wykazują ślady abrazji. Linie brzegowe wewnętrzne, podobnie jak na zachodnim odcinku, są silnie rozwinięte i wykazują zmiany po każdym sztormie i w licznych odcinkach muszą być chronione sztucznie. Stosunki hipsometryczne na półwyspie, są zatem wytworem cyrkulacji atmosferycznej i związanymi z nią warunkami hydrograficznymi. Uwagi na ten temat poczynili S.Pawłowski /141/, B. Zaborski /220/ i J.Łodziejowski /126/. Szczególnie zasługujące na uwagę są poglądy Z.Pazdro /145/.

dotyczące powstawania południkowych wałów wydym na cyplu helskim. Wały te są zbudowane z żółtych piasków wydymowych silnie zorsztynizowanych na powierzchni i ich geneza wiąże się z mierzejowym rozwojem półwyspu w *Atlanticum*.

Obraz morfologiczny półwyspu /ryc.5/ otrzymano z mapy topograficznej 1:25 000, wydanie 1956, po zastosowaniu odpowiedniego cięcia poziomicowego. Poziomica od 0 do 2,5 m, obejmuje wszystkie plaże i wyznacza zniwelowane zalewaniami morskimi obszary. Poziom od 2,5 do 5,0 m zawiera w sobie koronę starszych wałów południkowych na cyplu helskim oraz wyznacza ciągi wałów nadmorskich, na odcinku od Wielkiej Wsi do Jastarni. Poziom od 5,0 do 10,0 m i 10,0 do 20,0 m, reprezentuje najwyższe wały nadbrzeżne wydym biących. Sumy poszczególnych powierzchni uzyskano po zliczeniach planimetrem i kalką milimetrową. Wysokości poniżej 2,5 m zawierają ogółem 45,4% całej powierzchni półwyspu. Obejmują wszystkie plaże, obniżenia międzywałowe i miejsca w półwyspie, stanowiące ślady przelewów wód otwartego morza do Zatoki Puckiej. Poziom od 2,5 do 5,0 m obejmuje 28,6%, najliczniej występuje w części centralnej półwyspu i na cyplu, w części zachodniej zawiera wały wydym nadbrzeżnych odcinka od Wielkiej Wsi do Jastarni /fot.28 i 29/. Poziom od 5,0 do 10,0 m /16,4 %/, buduje małe odcinki wałów od Kuźnicy w kierunku Helu, a osiąga maksimum występowania na cyplu. Wysokość od 10 do 20 m i maksimum 23,2 m /18°45'40" E, 54°40'10" E/, występują na cyplu i budują najwyższe wały na wybrzeżach otwartego morza i Zatoki Puckiej. Jezioro nadbrzeżne zajmują 470 m², ich zwierciadło wody jest zmienne i zależne od wahań poziomów morza. Powierzchnia wałów równoleżnikowych nadmorskich zajmuje od strony otwartego morza 16,1% całkowitej powierzchni pół-

wyspu a od strony Zatoki Puckiej tylko 2,4%. Procentowe stosunki powierzchni podaje tabela 2, a ilustrują je diagramy na rycinie 5. Zachodzące pod wpływem dynamiki morza i cyrkulacji atmosfery zmiany morfologiczne w strefie wałów nadmorskich, ilustruje stosunek powierzchni tych wałów na zewnętrznych wybrzeżach i od strony Zatoki Puckiej. Osiągają one nad otwartym morzem 500 m szerokości, a od strony Zatoki Puckiej do 270 m. Stosunek 1:2 na korzyść się działających po stronie otwartego morza, ma swoją wymowę.

Obliczona kubatura Półwyspu Helskiego, na podstawie rycin 1, 3 i 4 wykazuje ogólną sumę masy osadowej, której wartość uzyskano na podstawie zliczeń powierzchni zawartych między poszczególnymi izobatami /ryc. 3 i 4/. Porównanie liczb określających masę półwyspu z wcześniejszymi wyliczeniami wskazuje, że największy udział w budowie półwyspu zdobywają sobie poziomy, które w wyliczeniach wcześniejszych były pominięte. Zawarte one są między izobatami od 40 do 70 m, wyrażone 47,1% całej masy półwyspu /tab.3/. Stosunek ilościowy masy osadów budujących Półwysep Helski do masy zabradowanego lądu na odcinku Kępy Swarzewskiej, wynosi z rachunku W. Tubielewicza 3:1 na niekorzyść Kępy, a wzrasta według wyliczeń autora do 8,5 : 1. Stosunek ten ulegnie jeszcze zmianie jeśli uwzględni się, że Półwysep Helski jest zbudowany z osadów piaszczystych, pochodzących z przemycia glin morenowych. Stosunek piasków do części ilastych w glinach morenowych ma się jak 1:3 o czym już wspomniano wyżej. Na tej podstawie licząc, masa Półwyspu Helskiego w przewadze reprezentowana przez osady piaszczyste, daje tylko 1/3 masy zniszczonego lądu. Wartość zatem materiałów osadowych i ich ilość pochodząca z Kępy Swarzewskiej, według założeń

Hipsometria Półwyspu Helskiego

Tabela 2

Powierzchnia	I l o ś ć	
	m ²	%
Największa wysokość	23.2	-
Powierzchnia - ogółem	32.275	100
Powierzchnie poszczególnych wysokości:		
Jeziorka nadbrzeżne	470	1,5
od 0.0 do 2.5 m	14.985	45,4
od 2.5 do 5.0 m	8.880	28,6
od 5.0 do 10.0 m	5.420	16,4
od 10.0 do 20.0 m	1.800	9,8
od 20.0 do max.23.2 m	720	2,3
Razem:	32.275	100,0
Powierzchnie wałów wyd- mowych nadmorskich od 5.0 do 23.2 m		
a/ otwarte morze	5.000	16,1
b/ Zatoka Pucka	750	2,4
Stosunek powierzchni wa- łów wydmych nadmorskich do powierzchni półwyspu:	$\frac{32.275 \times 5.750}{100}$	18,5
Największa szerokość wa- łów wydmych nadmorskich:		
a/ otwarte morze	500 m	-
b/ Zatoka Pucka	275 m	-

S.Pawłowskiego i W.Tubielewicza zmalowałyby jeszcze o 1/3, co stanowi poza wcześniejszymi sugestiami niektórych autorów, niewątpliwy dowód, że Półwysep Helski jest zbudowany nie tylko z materiałów, które pochodzą z najbliższej mu bazy abrazyjnej, jaką niewątpliwie stanowi Kępa Swarzewska, lecz materiały osadowe wędrują z dalszych partii zachodnich wybrzeży bałtyckich. W masie tak pojętego zniszczonego ładu zawarta jest liczba 33 miliardów m^3 osadów, z czego większość jest rozesłana w postaci materiałów ilastych na dnie Zatoki Gdańskiej a tylko 1/3 /ok. 11 miliardów m^3 / bierze udział w budowie półwyspu.

Współczesne formy powierzchniowe na Półwyspie Helskim mają zatem zmienną eoliczno-hydrograficzną genezę, a do jego najbardziej charakterystycznych cech morfologicznych należą:

- a/ wały o przebiegu południkowym,
- b/ wały wydmore równoleżnikowe,
- c/ niski poziom abrazyjny fali sztormowej,
- d/ plaże morskie.

Do najstarszych form lądowych na półwyspie jak o tym wspomniano, należą wały z żółtym piaskiem wydmorem o przebiegu południkowym, występujące na cyplu od Jastarni do Helu. Są one mocno zniszczone i w strefach nadmorskich pokrywają je białe współczesne wydmy /ryc.8/. Piaski budujące te wydmy, poza demonstrowaną odkrywką w Jastarni, napotkano w wierceniu wykonanym w porcie tej samej miejscowości poniżej poziomu morza, podczas gdy strop wydmy w odkrywce sięga 1 m n.p.m. i jest przykryty wydumą białą. Odkrywka z wydumą żółtą jest oddalona od miejsca wierceń 250 m w głąb półwyspu, w kierunku SE i to tłumaczy jej wyższe zaleganie. Najprawdopodobniej stanowiła ona koronę wału,

Kubatura Półwyspu Helskiego

Tabela 3

Izobaty - poziomice	O b j ę t o ś ć	
	m ³	%
od - 70 do - 60 m	2.150.000.000	19,1
" - 60 " - 50 "	1.710.000.000	15,2
" - 50 " - 40 "	1.430.000.000	12,8
" - 40 " - 30 "	1.240.000.000	11,0
" - 30 " - 20 "	1.120.000.000	9,9
" - 20 " - 10 "	2.035.000.000	18,2
" - 10 " 0 "	1.230.000.000	10,9
" 0 " 10 "	270.000.000	2,4
" 10 " 20 "	50.000.000	0,5
R a z e m :	11.235.000.000	100,0

<http://rcin.org.pl>

Izobaty - poziomico	Objętość w m ³		Stosunek a : b
	Masa Półwyspu Helskiego	Masa zniszczonej Kępy Swarzewskiej	
	a	b	
od -20 do 20 ujęty profil do -40 wg W. Tubielewicza	3.945.000.000	1.353.000.000	3 : 1
Wartości rzeczywiste			
od -20 do 20	3.585.000.000	1.353.000.000	3 : 1
od -40 do 20	5.945.000.000	1.353.000.000	4,2 : 1
od -70 do 20	11.235.000.000	1.353.000.000	8,5 : 1

podczas gdy napotkane piaski wydmy w wierceniach pochodziły ze stoku. Żółta wydma w Jastarni, podobnie jak w innych stanowiskach, na powierzchni jest silnie zorsztylizowana i wykazuje dostrzegalne warstwowanie. Fragmenty tej wydmy napotkano jeszcze w rejonach Szwedzkiej Góry. Granicą wschodnią występowania tej wydmy na półwyspie jest południk portu helskiego.

Wiek żółtych wydym może być związany z regresją subborealną. K. Keilhack /76/ uważał, że żółte wydmy powstawały przez około 1400 lat, podczas gdy wydmy brunatne tworzyły się przez około 5200 lat. Wydma żółta w naszym przypadku jest doskonałym wyznacznikiem wiekowym form i towarzyszy nierozdzielnie wszystkim starszym formom litoralnym na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. We wszystkich dotychczasowych opracowaniach nie znajdowano wzmianki o występowaniu żółtej wydmy na Półwyspie Helskim /76, 174/. Nie wydziela jej na swej mapie R. Klautzsch /77/, który klasyfikuje wszystkie wydmy jakie znalazł na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. Podobnie nie stwierdzał tego B. Załobski /220/. Pogląd Z. Pazdro /145/ o związkach genetycznych wałów południkowych z poszczególnymi fazami narastania Półwyspu Helskiego, jest jak najbardziej uzasadniony. Należałoby jednak przyjąć, że wały wydym żółtych powstawały po atlantyckiej kulminacji transgresyjnej, jako tworzy eoliczne, które pokrywają zalegające w podłożu wały brzegowe morskie i rewy piaszczyste, czego dowodem jest otaczający je materiał.

Wały nadmorskich wydym białych zbudowane są z piasków, o ziarnie, które powszechnie buduje plaże nadmorskie /fot.19/. Czas powstawania tych wydym jest bardzo różny, jednak już 30 do 40 lat wystarczy, by osiągnęły w dogodnych warunkach klimatycznych 20 do 30 m wysokości /76/. Wydmy hel-

skie są bardzo młode jak to wynika z wiadomości zawartych w literaturze /101/. Jeszcze w XIX w. wykazywały znaczne zdenudowanie i deflację. Występują wyłącznie w strefie nadmorskiej, ich kulminacja 23,2 m znajduje się po stronie otwartego morza w pobliżu Góry Szwedów. Wysokości wydmy od strony Zatoki Puckiej są mniejsze i strefa ich zasięgu, jak o tym wspomniano, ograniczona jest do wąskiego pasa wzdłuż brzegu na odcinku Bór - Hel, poddanego intensywnym procesom abrazji /fot.31/. Na odcinku Władysławowo - Jastarnia wały wydmy na zewnętrznych wybrzeżach nie osiągają już dużych wysokości, tworzą wzdłuż brzegu jednolity ciąg o wysokościach od 5 do 10 m, wyjątkowo tylko przekraczając 10 m. Poddane są żywej abrazji, a zachowanie wałów na tym odcinku jest możliwe przy intensywnej ingerencji człowieka /fot. 20, 34, 26/. W miejscach niezaburzonych struktur, gdzie wały wykazują ciągłość, zauważa się co najmniej dwa ciągi wałów zbudowanych z tego samego materiału. Wały nie wykazują ścisłego powiązania na powierzchni półwyspu, dostrzegalne są w miejscach starych przelewów. Genezę podwójnego ciągu tych wydmy należałoby widzieć, naszym zdaniem, nie w zmianach linii brzegowej lub jej przesunięciach, lecz w lokalnych procesach abrazji, a następnie wyrównywania linii brzegowej. Wydmy białe wykazują warstwowanie horyzontalne w osi równoległej do linii wybrzeża /ryc.6/, a kopulaste w profilu poprzecznym wydmy. O abrazji wałów dowodzą przesunięte jądra wydmy ku morzu i urywające się warstwy na krawędzi. Wyrażone to jest mniejszymi kątami warstwowania odniesionego do poziomu morza. W żadnym wypadku nie spotkano na wybrzeżu w odcinku Kuźnica - Jurata, wydmy wyższej od 10 m, która przedstawiałaby struktury

nienaruszone przez abrazję. Wykazują je również wszystkie wydmy niższe na odcinku Wielka Wieś - Kuźnica. Najmłodsze wały wydmore są umacniane sztucznie przez budowane na nich palisady i roślinność wydmore /fot.23, 29/, z której najwybitniejszym przedstawicielem jest Mikołajek nadmorski /*Eryngium maritimum* /fot.35/. Niezależnie od doraźnych zarządzeń administracyjnych, sezon kąpielowy na wybrzeżu jest jednocześnie dniem kłęski dla wydmy, bowiem jak mawia prof.dr K.v.Btlow "Eine Badesaison wertet an der Ostsee mehr Schaden an als eine mittlere Sturmflut", dlatego ich ochrona jest niezwykle ważna w tym okresie /fot. 33/.

Niskie zwierciadło wody wpływa na konserwację form powierzchniowych. Osady plejstocieńskie u nasady półwyspu we Władysławowie, na krawędzi Kępy Swarzewskiej występują w poziomie morza, a pierwszy poziom wodonośny stabilizuje się w poziomie o 3 m niższym od stropu tych osadów, spoczywając na ilach, które tworzą warstwę nieprzepuszczalną. Poziom wodonośny na półwyspie stabilizuje się w poziomie morza, a nawet nieco powyżej niego. Zjawisko to związane jest z infiltracją kapilarną wód gruntowych w piaskach wydmorewych i różnicą gęstości oraz ciężaru wód opadowych, jakie zalegają na powierzchni. Podniesienie poziomu wód w piaskach wydmorewych na powierzchni półwyspu, jest wyrażone stosunkiem około 1 cm na każdy metr wysokości wydmy w strefie przymorskiej, lecz proporcja ta zmienia się wewnątrz półwyspu, gdzie zwierciadło podnosi się do 25 cm n.p.m. Wody tego poziomu są wyraźnie zasolone i mocno żelaziste, wydajność jest zależna od zdolności infiltracyjnej gruntu. Podniesiony poziom wód gruntowych w centralnych partiach półwyspu jest zależny od miąższości soczewki słodkich wód opadowych, zalegających na ugiętym pod

ich ciężarem zwierciadła wód słonawych, związanych z poziomem wód bałtyckich. Grubość soczewki wód opadowych jest znaczniejsza wzdłuż osi półwyspu i tam obserwuje się największe podniesienie poziomu zwierciadła tych wód. W peryferycznych partiach stanowiących wybrzeża półwyspu, na kontakcie wód morskich z lądem, soczewka jest najcieńsza. Woda opadowa, która nasyca pierwszy poziom wodonośny, jest lżejsza od wód słonawych morskich i to pozwala jej na utrzymywanie się na powierzchni zwierciadła wód słonawych, w poziomie proporcjonalnym do wysokości wydm, oraz odległości badanego punktu od styku wody morskiej z lądem. Miejscowa ludność kopiąc studnie napotyka zawsze na pierwszy poziom wody względnie mało zasolonej i unika kopania głębiej niż do około 1 m n.p.m. W podłożu znajdują się bowiem osady torfiaste, a z pod nich wydobywają się wody mocno żelaziste i zasolone o charakterystycznym rdzawym zabarwieniu, z silnym zapachem rozkładających się części organicznych.

Wysokość pierwszego poziomu jest ważna w odniesieniu do procesów morfogenetycznych wydm, gdyż nawodnienie piasków wydmowych powyżej strefy średniego horyzontu powoduje ich rozpływanie. Ma ono miejsce przy dużej ilości opadów i wysokich stanach morza. Temu procesowi, poza przelewami wód otwartego morza do Zatoki Puckiej, zawdzięcza swe powstanie na półwyspie rozległe obniżenie określane przez nas niskim poziomem. Niski poziom Półwyspu Helskiego, zawarty w wysokościach od 0 do 2,5 m n.p.m. zajmuje największy obszar półwyspu /powyżej 45%. Miejsca najczęstszych przepływów wód morskich do Zatoki Puckiej, to odcinek od Wielkiej Wsi do Jastarni. Tą genezę wykazują rozległe spłaszczenia zawarte między Jastarnią a Juratą i wyrów-

nany poziom w miejscowości Hel. Spłaszczenia te nie wykazują prawie żadnych deniwelacji, tylko fragmentarycznie występują na nich resztki wydmy pozostałych po zalewach. W podłożu tego poziomu znajdują się cienkie warstewki torfów o miąższości nie przekraczających 0,30 m, ze stropem na poziomie morza, pokryte piaskami na powierzchni. Zbiorniczki wodne w Jastarni i Kuźnicy w strefie przybrzeżnej Zatoki Puckiej są wyrobiskami potorfowymi, w których woda ginie w czasie niskich stanów Zatoki Puckiej. W obowiązujących przepisach administracyjnych na Półwyspie Helskim jest klauzula zabraniająca wkopów, lecz jeśli się je dokonuje, to trzeba je zasypywać taką samą ilością innego materiału. Nie zawsze jednak okazuje się była przestrzegana. Najliczniejsze zagłębienia od 0,20 do 0,30 m w niskim poziomie półwyspu pochodzą z wyeksploatowanych darniowisk, użytych dla umacniania wydmy przed deflacją. Podczas wyższych stanów morza z reguły w wyrobiskach ukazuje się woda. Niski poziom na odcinku Wielkiej Wsi jest tworem najmłodszym /fot.21/. Miejscowi rybacy pamiętają czas, kiedy przy nasadzie półwyspu zalegała normalna biała wydma wysoka do 10 m, zniszczona po wybudowaniu portu rybackiego we Władysławowie.

Nasada półwyspu na południu przechodzi w lekko podniesiony poziom abrazyjny /od 0 do 3 m n.p.m./; miejsce to, w cieniu Kępy /fot.11/, stanowiło obszar gromadzenia się bogatych wysadów bursztynowych, które były przedmiotem eksploatacji przemysłowej w Wielkiej Wsi, przed rokiem 1914, a jeszcze w roku 1960, jej mieszkaniec odnalazł kawał bursztynu wielkości "połowy końskiej głowy".

Plaże otwartego morza są lepiej wykształcone od plaż Zatoki Puckiej i buduje je większa ilość

materiałów piaszczystych. Plaże Zatoki Puckiej są zbudowane z piasków z licznymi dodatkami mułków i części organicznych; w niektórych miejscach są one zatorfione. Od Władysławowa do Kuźnicy, na zewnętrznych wybrzeżach, plaża jest sztucznie poszerzana przez wybudowane ostrogi. Przed Władysławowem następuje przyrost plaży, powodowany przesłoną jaką jest port. Na pozostałych odcinkach plaża wykazuje zmienną szerokość, zależną od fali sztormowej. Wysokie stany morza przeważają w zimie. W lecie, przy niskich stanach i poziomach morza, proces eolicznego transportu potęgowany jest łatwiejszym wysychaniem materiału piaszczystego na dużych powierzchniach; w tym czasie obserwuje się przyrosty plaży. Piaski są przenoszone z plaży na wały wydymowe w dużych ilościach. W dniu 20 marca 1961 obserwowano przenoszenie na wał wydymowy mokrych piasków w czasie sztormu /fot. 36/. Szerokość plaży w badanym odcinku wynosiła do 25 m, wał brzegowy chroniony był przed abrazją palisadą wiklinową, która jednocześnie powodowała akumulację piasków. Wiatr o prędkości do 8⁰B niósł poza palisadę wilgotny piasek i akumulacja w ciągu 5-ciu godzin wyniosła 3 cm.

Maksymalna szerokość plaży Zatoki Puckiej w miejscach akumulacji nie przekracza 5 m. Do plaży przylegają bezpośrednio wały wydymowe i one alimentują plażę w czasie wysokich poziomów morza materiałem piaszczystym /fot. 25, 26/.

Półwysep Helski na powierzchni budują piaski głównie kwarcowe, pochodzące z osadów plejstocenских budujących wybrzeża na zachodzie /8/. Istnieje ścisła zależność ilościowa i jakościowa występowania minerałów w poszczególnych formach na powierzchni. Materiał jest re-

gularnie pod względem mineralnym zróżnicowany. Podstawowym minerałem jest kwarc, występujący w ilości od 85 do 95%, drugi co do ilości - skalenie nie przekracza 5%, pozostałe minerały tworzą tylko nieznaczne domieszki. Obtoczenie kwarcu jest zależne od drogi jaką ziarno przebywa. Minerały ciężkie są skoncentrowane w osadzie w ścisłej zależności od aktualnie notowanego procesu na brzegu i od formy w jakiej są zawarte. Analiza mineralna okazała się niezwykle przydatną w badaniach morfologicznych, ponadto dostarczyła dowodu wskazującego na mechanikę ruchu rumowiska na wybrzeżu i wokół półwyspu /fot.3/.

V. ELEMENTY GEOLOGICZNE I PALEOGEOGRAFICZNE TWORZĄCEJ SIĘ ZATOKI GDAŃSKIEJ I PÓŁWYSPU HELSKIEGO

Badania powierzchniowych struktur geologicznych i morfologicznych składających się na budowę Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego okazały się niedostateczne. W celu dalszego wyjaśnienia jego zmian w postglacjale i holocenie zachodziła konieczność przebadania głębszego podłoża geologicznego. Odmienne od dotychczasowych założenia, wynikające z badań geologicznych nad strukturami półwyspu i zatoki oraz morfologicznych badań nad wybrzeżami Zatoki Gdańskiej, wymagały szczegółowych studiów nad sedimentacją osadów Półwyspu Helskiego. Badania nad stabilnością podłoża, nawiązanie wynikami do zmian klimatycznych i eustatycznych wahań wód oceanicznych oraz ich wpływ na poziomy wód bałtyckich stanowiły bowiem zagadnienia podstawowe.

a/ Głębsze podłoże i wpływ zlodowaceń

Podłoże podczwartorzędowe w rejonie Zatoki Gdańskiej, wykazuje znaczne zróżnicowanie. Z. Pazdro /147/ jest zdania, że obszar zawarty pomiędzy Półwyspem Helskim, a Łebą jest wyniesiony w osadach sylurskich. W Łebie zostały one osiągnięte na głębokości 662 m n.p.m. Natomiast zalegające na sylurze warstwy mezozoiczne ulegały znacznemu zredukowaniu. Zaznaczająca się na wschodzie zakłębłość w kredzie obejmuje dolne Powiśle, znaczną część Mazur i Warmii. Założenia obniżenia należy szukać w zakłębłości tektonicznej podłoża krystalicznego, zawartej między płytą tarczy bałtyckiej i płytą rosyjską. Zakłębłość ta znana jest w literaturze jako depresja peribałtycka /135/. Podłoże podczwartorzędowe nie jest jednolite. W wielu miejscach stwierdzono brak osadów trzeciorzędowych, a osady plejstocenijskie spoczywają bezpośrednio na kredzie.

Najgłębsze wiercenie w regionie gdańskim, w Gdańsku Suchoninie, opracowane przez O. Zeisseggo /224/ osiągnęło 295 m /268 m p.p.m./. Inne wiercenia sięgnęły również kredy i wykazały jej zmienną głębokość: w Juracie 252 m, w Karwi do 242,2 m, w Gdańsku-Wrzeszczu do 234 m /226 m p.p.m./, w Helu 226 /223 m p.p.m./, we Władysławowie 140 m /105 m p.p.m./, w Cetniewie 135 /100,5 m p.p.m./, w Sopocie 193 m /190,4 m p.p.m./. Do lat ostatnich około 30 wierceń w obrębie wybrzeży Zatoki Gdańskiej doszło do kredy, lecz żadne z nich nie przekroczyło głębokości wiercenia z Suchonina. Wykonane wiercenia dały możliwość stwierdzenia wyraźnej granicy osadów kredowych. Na północ od równoleżnika Helu kreda występuje w utworach cenomanu, na południe od tej granicy spotykany jest se-

non i emszer. Badania J. Samsonowicza /161, 163/ i Z. Pazdro /147/ na Półwyspie Helskim wykazały, że utwory cenomanu w Juracie i Karwi występują w facji Arnager-Grönsand i są wykształcone w drobnoziarnistych glaukonitowych piaskach, mułkach i zielonych iłach. Jednak już w ostatnich latach odnaleziono kredę w wierceniu w Helu i Juracie płycej; w Helu występuje ona na głębokości 99,6 do 108,9 m p.p.m. w postaci krzemienistych margli senońskich a poniżej, do głębokości 226,5 m są już utwory cenomanu. W Juracie cenoman nawiercono już na głębokości 104 m i nie przebito go na głębokości 128 m.

Miąszość senonu wynosi od 50 do 70 m, natomiast cenomanu nie przewiercono w całości. Cenoman znany z Półwyspu Helskiego i Karwi, reprezentowany jest przez utwory płytkowodne morskie; stwierdzony został wszędzie na linii od Kaliningradu, przez Bornholm, do Skanii.

Na zachodnich wybrzeżach Zatoki Gdańskiej pochylenie stropu kredy z kierunku NW ku SE, widoczne jest na podstawie wierceń. Strop kredy osiągnięty został na głębokościach: w Karwi - 78,9 m w Cetniewie -73,7 m we Władysławowie -81,0 m, w Jastarni -97, w Juracie -143, oraz -104 m, w Helu -171 m i -152 m, lecz ostatnio również na -105 m. Na południowych wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, nawiercono kredę w Gdyni na głębokości -90,0 m, w Sopocie -100 m, w Gdańsku -92 m, w Gdańsku Wrzeszczu -110 m. Na obszarach delty Wisły w Nowym Dworze -98 m, w Bogatce -83 m, w Cedrach -91 m i -82,5 m, w Przegalinie -90 m, w Tczewie -91 m i -84 m, w Tujsku -106 m, w Żuławkach -94 m a w Krynicy Morskiej -98 m. Deniwelacje w stropie kredy, jak wynika z wierceń, sięgają 80 m, lecz strop jej w świetle nowoodkrytych poziomów na półwyspie, na wybrzeżach za-

toki i w delcie Wisły nie pochyła się wcale tak znacznie, jak to przedstawiano w dotychczasowych publikacjach /191, 224/. Wypełnienie wszystkich obniżen w stropie kredy przez osady czwartorzędowe przemawia za ich erozyjną i egzaracyjną genezą. Za wyżej podaną genezą zakłęśności w kredzie na obszarze Zatoki Gdańskiej i dolnej Wisły wypowiedali się P. Sonntag /175 i 176/, A.Jentzsch /69/ i Z.Pazdro /147/. Początku założeń erozyjnych, zdaniem tych autorów, należy szukać pod koniec pliocenu i w początkach plejstocenu. Erozja pliocenka zdaniem Z.Pazdro /144, 147, 148/ pogłębiona została przez działalność egzaracyjną lądolodów. Za egzaracją lodowcową przemawiają zdarte pokrywy z dna Zatoki Gdańskiej, występujące w postaci kier glacialnych kredowych, oligocenckich i miocenckich w osadach morenowych na wybrzeżach zatoki i krawędziach wysoczyznowych wokół delty Wisły. Znane są kry kredowe z obszarów Dzierzgonia i Pasiek koło Bogaczewa.

J.Samsonowicz był zdania, że przyczyn obniżenia kredy należy szukać w procesach tektonicznych. Podobnie stwierdzali to przed nim E.Geinitz /49/, G.Braun /19/ i E.Kraus /100/, lecz nie uważa by te procesy miały miejsce w okresach późniejszych /161/.

Trzeciorząd stwierdzony w wierceniach reprezentowany jest przez osady formacji burowęglowej. Są to utwory słodkowodne, limniczne i bagienne /147/, które tworzyły się w ciągu helvetu, tortonu i sarmatu. W regionie gdańskim budują je od dołu piaski gruboziarniste, wyżej iły i iły piaszczyste, mułki i piaski pylaste, węgiel brunatny, a wszystko pokryte niewielkiej miąższości warstwą piasków kwarcowych.

W Chłapowie w klifie Kępy Swarzewskiej, występuje jedno z najbogatszych stanowisk flory miocenńskiej, opisane przez W. Passendorfera i J. Zabłockiego /140/. Miocen w klifie reprezentowany przez wyżej opisane facje zalega w poziomie morza. Tamże złoża węgla brunatnego występujące w pokładach miocenńskich były na początku XX w. przedmiotem eksploatacji /175/. Miąższość miocenu w regionie gdańskim nie przekracza 80 m, lecz w całości jest zachowany tylko w zwartym obszarze wysoczyznowym, gdzie nie stwierdza się zaburzeń glacytektonicznych. Jego obecność jako porwaków lodowcowych, osadzonych w glinie morenowej jest powszechna.

Pliocenu nigdzie w wierceniach nie stwierdzono. Jak już wspomniano, A. Jentzsch /69/ uważał go na obszarze delty Wisły za erozyjnie zniszczony. Podobnego zdania byli R. Galon /41/ i Z. Pazdro /147/. Preglacialna erozja zdaniem tych autorów dotknęła również obszarów Zatoki Gdańskiej, a pogłębiona została w okresie zlodowaceń, egzaracją lodowcową. W miejscach zaznaczonej erozji, lądolód znalazł się najwcześniej i w nich jego miąższość była największa.

Czwartorzęd reprezentowany jest na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej według R. Galona /41, 42/, Z. Pazdro /147/, B. Halickiego /58/ i Z. Kotarńskiego /88/ w trzech poziomach gliny morenowej, najlepiej widocznych w krawędziach wysoczyznowych na linii Tczew - Malbork - Sztum - Kwidzyn i Elbląg. Obok utworów fluwioglacialnych, przewarstwiających poziomy liniaste, spotykane są osady ilasto-margliste, pochodzenia morskiego, z fauną eemską. Utwory z fauną nadbudowują górną glinę morenową; Z. Pazdro przypuszcza, że ich osadzenie związane jest z okresem Skaerumhede, podobnie i B. Halicki. Najwyższy pokład gliny morenowej pokryty jest we fragmentach przez ily

z *Yoldia arctica*, które A.Jentzsch, R.Galon i P.Sonntag zaliczają do interglacjału eemskiego, B.Halicki do Skaerumhede, a P.Woldstedt /210/ uważa je za utwory interstadialne, ostatniego zlodowacenia. Pogląd ten w odniesieniu do Półwyspu Helskiego, wydaje się najbardziej uzasadniony.

W.Ramsay /156/ i H.Munthe /131/ stwierdzili niemożność istnienia preborealnego Morza Yoldiowego na obszarze Zatoki Gdańskiej, w wyniku izolowania jej barierą lądolodu wycofującego się na moreny fińskie. M.Sauramo /164/ możliwość jego istnienia dopuszczał.

Dowodem morfologicznym rzeczywistego istnienia Morza Yoldiowego jest klif podwodny, położony na dnie Zatoki Gdańskiej, na głębokości od 40 do 70 m. Próby W.Hartnacka /60/, powiązania klifu z fazą Jeziora Ancylusowego, są mało przekonujące. Okres trwania jeziora obliczony na 700 lat był zbyt krótki, a jego poziom w końcowej fazie znacznie przekraczał podwodny klif. W tych warunkach niezniszczenie go przez falowanie jakie istniało w jeziorze jest jeszcze jednym dowodem przemawiającym przeciw tej koncepcji. Zasadniczym dowodem jest fakt, że w wierceniu w Helu mułki Jeziora Ancylusowego pochodzą z końcowej fazy jeziora. Odpływ wód jeziora do Oceanu Atlantyckiego Rynną Kadet nastąpił w poziomie o 10 m niższym od współczesnego Bałtyku /78/, przybór wody w jeziorze w końcowej fazie był bardzo szybki, a w tym stanie wytworzenie klifu niemożliwe. Osady Yoldii Preborealnej na wybrzeżach N.R.D. odnaleziono w poziomie -40 m. Zatem należy założyć istnienie tej fazy Bałtyku w Zatoce Gdańskiej.

Szybkie niknięcie lądolodu w Skandynawii musiało powodować epejrogeniczne wymurzenie tar-

czy bałtyckiej i ono powoduje przerwanie łączności Morza Yoldiowego z oceanem w poziomie odpowiadającym dolnej podstawie klifu -60 do -70 m. Wytapianie lodów powoduje szybki przybór wód Jeziora Ancylusowego a w końcowej fazie jego przelew przez cieśniny duńskie. W tym czasie zdaniem autora ma miejsce krótki okres stagnacji poziomu wód na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej spowodowany odpływem wód ku zachodowi a nawet prawdopodobnym obniżeniem ich poziomu do około -17 m to jest o wartość odpreparowanej Rynny Kadet.

Odnalezione starsze formy litoralne na wybrzeżach zatoki, o których pisze się niżej, wyznaczają maksymalny poziom morza w Atlantikum na około +6 m. Formy te poza horyzontalnymi poziomami stropu kredy i erozyjnymi założeniami jej obniżen, jak również poziomo zalegającymi na obszarze półwyspu iłami plejstoceniowymi i dowodami silnej egzaracji lodowcowej, pogłębionej erozyjnym działaniem wód roztopowych w części zachodniej Zatoki Gdańskiej nie stanowią argumentów przemawiających za ruchami tektonicznymi zanurzającymi jej obszar, nie tylko w Liturynie jak to widział G.Braun /19/, ale i w okresie politorynowym, o których pisał ostatnio B.Rosa /158, 159/. Poglądy o wpływie erozyjnych założeń w pliocenie i egzaracyjnych procesów związanych ze zlodowaceniami plejstoceniowymi w czwartorzędzie, na wykształcenie dna Zatoki Gdańskiej i obszarów delty Wisły, reprezentowane przez A.Jentzscha /70/, P.Sonntaga /176/, R.Galona /41/ i Z.Pazdro /147/ znalazły w badaniach autora swe potwierdzenie.

b. Warunki klimatyczne po ustąpieniu zlodowaceń

Rzeźba i morfologia dna części zachodniej Zatoki Gdańskiej są wynikiem określonych zmian klimatycznych, jakie miały miejsce w okresie fi-

ni i postglacjalnym. W szczególności cyrkulacja atmosferyczna i związana z nią cyrkulacja wód w zbiorniku bałtyckim wywarła swe żywe piętno na jej akwenach. Główne cechy rzeźby pozostawił ostatni lądolód bałtycki, lecz przemodelowanie dna zatoki i powstanie Półwyspu Helskiego, zawdzięcza się cyrkulacji wodnej, która nastąpiła w wyniku określonego ruchu atmosfery.

Najnowsze poglądy na temat stosunków klimatycznych tego okresu H.C.Willeta /208/, J. Büdela /26/, H.Flohna /40/ i innych /79, 152, 217/ uwzględniają, że glacialna cyrkulacja atmosferyczna nacechowana była przesunięciem w kierunku niższych szerokości geograficznych strefowego układu ciśnień, frontu aktycznego i polarnego, a z nimi głównych szlaków cyklonalnych. W takim układzie zaznaczała się wzmożona działalność wiatrów o składowej W, w szerokościach geograficznych 35-45°N. H.C.Willet uważa, że nad obszarem lądolodu panował silny antycyklon, zasilany masami powietrza arktycznego i polarnego z ośrodków Azji Środkowej. Postglacjalny schemat krążenia atmosfery, w porównaniu do glacialnego układu, charakteryzuje się cofnięciem ku wyższym szerokościom geograficznym ~~głównych~~ szlaków cyklonalnych i podzwrotnikowego pasa podwyższonych ciśnień. Równoległe z przesunięciem ośrodków cyrkulacji ku północy, w średnich szerokościach geograficznych działalność cyklonów i opady maleją. Na temat tak pojętej cyrkulacji atmosferycznej w okresie glacialnym i postglacjalnym wypowiada się S. Majdanowski /117, 118/, uważając pogląd H.C. Willeta za uzasadniony.

W świetle tych poglądów ciekawa jest analiza stosunków, jakie panować musiały na obszarze Południowego Bałtyku a w Zatoce Gdańskiej

w szczególności w okresach wcześniejszych faz Morza Bałtyckiego. Jednocześnie z ustępowaniem lądolodu na obszary Skandynawii, aż do jego zupełnego zaniku, ulegała zmianom cyrkulacja atmosfery dając podstawę określonym stosunkom hydrograficznym. Ośrodki cyklonalne przesuwają się stopniowo od równika, w kierunku dzisiejszego ich źródła, Islandii. Główny ośrodek antycyklonalny wędrował powoli ku północy z centrum, nad istniejącym jeszcze lądolodem, w ostatecznej fazie osiągając rejony północnej i środkowej Azji kontynentalnej. Pierwotna glacialna cyrkulacja musiała powodować w rejonach Zatoki Gdańskiej istnienie zdecydowanej przewagi wiatrów z kierunku N. W chwili zanikania lądolodu udział wiatrów N powoli maleje, a zwiększa się udział kierunków zachodnich. Z przesunięciem układów krążenia ku północy, powoli maleją wpływy zdecydowanego kontynentalizmu związane z antycyklonem, a zwiększa się udział oceanizmu połączony z napływem mas polarno oceanicznych, które biorą udział w krążeniu cyklonalnym. Cyklonalny charakter krążenia zmienił stosunki hydrograficzne w Zatoce Gdańskiej, jakie panowały przed tym okresem, bowiem klif podwodny o przebiegu N-S na dnie zatoki, przynależny naszym zdaniem do Yoldii Preborealnej swą genezę zawdzięcza antycyklonalnym układom krążenia. Podobnie o zmianach świadczą ubogie mułkowate osady z okresu Jeziora Ancylusowego, odkryte w wierceniu w Helu, u stóp wyżej wspomnianego klifu. Przy cyklonalnej cyrkulacji miejsca odnalezionych mułków wypełnione byłyby osadem o znaczniejszej miąższości, tak jak stało się to w Litorynie.

Po wytopieniu resztek lądolodu rośnie poziom morza, udział wiatrów zachodnich wybitnie wzrasta, osiągając maksimum w okresie atlantyckim. Okres ten zaznaczony został potężną serią

osadów piaszczystych, przetransportowanych ze zniszczonych abrazją na zachodzie wybrzeży morenowych. We wschodniej części półwyspu osady piaszczyste pokrywają mułki ancylusowe i wspomniany podwodny klif. W końcowej fazie okresu atlantyckiego wpływ oceanizmu słabnie do wartości mniejszej od dziś obserwowanej, w fazie Limnea. Osłabienie wpływów oceanicznych i regresja pod koniec Litoryny powoduje powstawanie na wybrzeżu wydm. Zawarte w nich "żółte" piaski wydmore stanowią dowód pogorszenia warunków klimatycznych w późnym okresie atlantyckim i na początku subborealnego. Zgodność stratygraficzna odnalezionych stanowisk z żółtą wydumą, pozwala na stwierdzenie, że czas ich powstania wiąże się z morską regresją subborealną. Złożone piaski wydmore na krawędzi Wysoczyzny Elbląskiej nie posiadały obszarów alimentacyjnych od zachodu. Krawędź wysoczyzny posiada przebieg N-S. Od strony zachodniej, obszar jest wypełniony mułkami i torfami podesłanymi łąkami z gliną. Podobne warunki istniały dla wydm w Wielkiej Wsi, gdzie obszarem alimentacyjnym mogła być powierzchnia Kępy Swarzewskiej. Tracą one na miąższości ku jej zachodniej krawędzi, gdyby przyjąć cyrkulację zachodnią jako dającą początek wydmom w tym miejscu, miąższość ich ku krawędzi na W winna wzrastać. Wykonane analizy mineralne piasków wydmy, wykazują ich tożsamość we wszystkich spotykanych formach niezależnie od znacznych przekształceń powierzchniowych i destrukcji antropogenicznej.

W tym świetle okres późnego glacjału zaznaczał się na obszarze Zatoki Gdańskiej antycyklonalną cyrkulacją atmosferyczną. Zanikający ładolód bałtycki powodował powolną zmianę cyrkulacji w cyklonalną oceaniczną, która osiągnęła swe maksimum w okresie atlantyckim. Mułki ancylusowe

lusowe leżące na glinach Półwyspu Helskiego powstawały jeszcze w cyrkulacji antycyklonalnej przedatlantyckiej. Wyrazem tego układu krążenia jest również podwodny klif yoldiowy. Potężna seria utworów litorynowych nadbudowująca młki złożona została w wyniku cyrkulacji atmosferycznej, zdecydowanie oceanicznej. Osłabienie wpływów oceanu w okresie subborealnym zaznaczone zostało na wybrzeżach zatoki krótkotrwałym okresem wydmowym.

c/ **Transgresja atlantycka i jej wpływ na rozwój wybrzeży zatoki i powstanie półwyspu**

Wydarzeniem, które pozostawiło niezatarte piętno na zbiorniku Morza Bałtyckiego, była jego wcześniejsza faza, Morze Litorynowe, związane z transgresją, która w literaturze nosi nazwę atlantyckiej. T.Hurtig /62/ zaproponował, by współczesne sobie transgresje oceaniczne: flandryjską, znaną również pod nazwą Corbula, oraz litorynową, objąć jednym określeniem - transgresji atlantyckiej. Propozycja jest tym bardziej usprawiedliwiona, że szczegółowe badania nad nimi ujawniły ścisłą zależność fazy bałtyckiej od fazy oceanicznej.

Szczegółowe badania nad lokalnym bałtyckim zasięgiem transgresji prowadzili E.Geinitz /49/, G.Braun /18/, W.Dechend /34/, W.Hartnack /60/, H.Lunthe /131/, W.Ramsay /156/, M.Sauramo /165/, K.v.Bülow /27, 28/ i inni. Badania rozwijały się pod wpływem szczegółowych prac przeprowadzanych przez badaczy skandynawskich. Podnoszenie epejrogeniczne obszarów Skandynawii po uwolnieniu jej od nacisku lądolodu, stanowiło sugestię wpływającą na prace wielu badaczy. Pewien zwrot od przyjętych koncepcji zanurzania i wynoszenia wybrzeży w rejonach południowego Bałtyku, zauważa

się z chwilą przypisywania większego znaczenia czynnikom klimatycznym. Zmiany klimatyczne po- ciągały za sobą eustatyczne wahania poziomów oceanów w okresie zlodowaceń i po ich ustąpieniu i były przedmiotem studiów R.Galona /43/, E.Tapfera /196/, L.van Straatena /183/, V.Tanne- ra /195/, G.Jacoby /67/, J.van Kuenena /104/, H.Valentina /215/, a ostatnio H.Kliewego i H. Reinharda /78/. Ślady transgresji i regresji pozostawione w osadach na wybrzeżach, były szczegółowo badane przez W.Dechenda /34/, któ- ry wypracował doskonałą metodę ich rozpoznawa- nia, polegającą na sedymentologicznych wydzie- leniach osadów. Nowsze badania M.Sauramo /165/ nad fazami Morza Bałtyckiego i G.de Geera /47/ nad łożami warwowymi złożonymi na dnie Bałtyku, które badał również I.Ignatius /64/, wzbogaciły wiadomości o zbiorniku bałtyckim. Ponadto lepsze rezultaty osiągnięto w badaniach nad eustatycz- nymi wahaniami poziomów wód po zastosowaniu ja- ko metody badawczej datowania osadów organicz- nych izotopem węgla C₁₄. Powyższe fakty nie zmieniały jednak stanu, że wiadomości o zasię- gu transgresji atlantyckiej na polskich wybrze- żach były stosunkowo ubogie i pochodzą z lat trzydziestych. W.Hartnack /60/ wyznaczając w Zatoce Gdańskiej zasięgi Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego, poprowadził ich wybrzeża wzduż współczesnych wybrzeży Zatoki Gdańskiej, nieznacznie je przekraczając na odcinkach nis- kiego wybrzeża. Wielokrotnie odnajdywane resztki fauny morskiej tego okresu w wierceniach na wybrzeżach i w delcie Wisły skłoniły J.Samsono- wicza /161/, do przebadania tego problemu. Zna- leziska fauny na obszarze delty Wisły łączył on z transgresją litorynową, która według niego sięgnęła tylko do 8 km poza linię brzegu. W. Hartnack, poprowadził zasięg starszych wybrzeży na obszarze delty Wisły dalej ku południowi, co

- jak wykazano niżej - jest bardziej uzasadnione, podczas gdy J.Samsonowicz za granicę starszego morza przyjął miejsca najdalej odsunięte od współczesnego brzegu, w których odkryto faunę litorynową. Takie potraktowanie sprawy musiało być niedokładne, ze względu zarówno na nierównomierny zasięg wierceń w delcie, jak również na różnorodność poziomów z odnajdywaną fauną morską. W niektórych wypadkach odnajdywano faunę morską starszą od litorynowej na wyższych wysokościach bezwzględnych, co już stanowiło pretekst do przyjmowania ruchów pionowych lądu w delcie. Zdaniem autora takie rozmieszczenie fauny jest jaknajbardziej uzasadnione, jeśli tylko brać pod uwagę profil abrazji i wcale o ruchach pionowych lądu nie świadczy.

Obraz zasięgu linii brzegowej W.Hartnacka, z nieznacznymi poprawkami, powtarza w swej pracy B.Rosa /158, 159/^x, przyjmując również koncepcyjne założenia tektonicznych ruchów w Zatoce Gdańskiej. K.v.Bulow /28/ wyznacza zasięg Morza Litorynowego na odcinku środkowym polskiego wybrzeża, włączając do tego zbiornika jeziora nadbrzeżne, których genezę łączy z wyrównaniem linii brzegowej w okresie subborealnym i czasie nam współczesnym.

Transgresja nie miała wyrównanego przebiegu, lecz zdradzała impulsy, z których ostatni - jak

^x Już w trakcie druku niniejszej pracy ukazała się nowa rozprawa B.Rosy pt. "O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych". Studia Soc. Sc. Toruniensis 1963, w której nie zmienia poglądów odnośnie wybrzeży Zatoki Gdańskiej, dlatego polemikę z poglądem o tektonicznych ruchach w obrębie zatoki w czasach postlitorynowych ograniczono do wcześniejszych publikacji.

m.in.sądzi L.M.J.U.van Straaten był najsilniejszy. Badając stratygraficznie przebieg transgresji zauważamy, że w Helu osady ancyclusowe wyznaczają końcowe stadium Jeziora Ancylusowego i strop ich znajduje się 70 m pod poziomem dzisiejszego Bałtyku. Nieco wcześniejsze i im współczesne są osady Wisły znalezione w Juracie. Wskazują one, że okres Jeziora Ancylusowego zakończył się przelewem jego wód przez rynnę Kadet w poziomie o 10 do 17 m niższym od współczesnego morza. Poziom oceanu w chwili przelewu był jeszcze nieco niższy od poziomu Jeziora i okres Ancylusowy był oddzielony od fazy Morza Litorynowego krótkim czasem stagnacji wód w Zatoce Gdańskiej, w poziomie o około 10 do 17 m niższym od współczesnego morza. Poziom Jeziora Ancylusowego niewątpliwie jednak przekraczał strop klifu podwodnego w Jastarni i jego wybrzeża znajdować się mogły w rejonie Kuźnicy, lub nawet trochę dalej na zachód. Wschodnia część Półwyspu Helskiego w tym czasie nie istnieje, zaczyna powstawać w chwili zalewu litorynowego, który następuje po stagnacji wód po przelewie ancyclusowym. Spowodowany zalew eustatycznym wahaniem, pozostawia jako ślad abrazję brzegów, formy brzegowe i osady piaszczyste złożone w dnie pradolin na torfach w rejonie Zatoki Gdańskiej.

Ryc.10 przedstawia osad piaszczysty bez pyłków złożony na torfach w depresji jeziora Drużno, w poziomie 450 do 500 cm, poniżej dzisiejszej powierzchni torfowiska i jak to wykazuje analiza pyłkowa /82/ już niewątpliwie wieku poatlantyckiego. Piaski złożone na torfach występują we wszystkich odcinkach ujściowych pradolin nadmorskich jako dowód transgresji. Ślad jej w postaci starego wału brzegowego, pokrytego żółtą wyumą subborealną, odnalazł na Błotach Karwieńskich L.Sawicki /166/. Jej początek wy-

znaczą torfy z odcinka ujściowego Pradoliny Płutnicy, pobrane w poziomie 195 cm p.p.m., znad piasków stanowiących ślad transgresji, torfy te są wczesno-atlantyckie o wieku bezwzględnym 8000 lat^x.

Przeprowadzone przez autora szczegółowe badania na odcinku od Pradoliny Płutnicy do Wielkiej Wsi wzdłuż wybrzeża Zatoki Puckiej ujawniły fragmenty starego wału morskiego na południe od Wielkiej Wsi /fot.9/. Krawędź Kępy Swarzewskiej, zbadana za pomocą wierceń, przesądziła sprawę, że niski poziom "terasowy" S.Pawłowskiego /141/ i J.Zaborskiego /220/, przylegający od zachodu do Zatoki Puckiej jest poziomem abrazyjnym starszego morza. Fragmenty wałów starszych brzegów dają się prześledzić wzdłuż całej krawędzi od Wielkiej Wsi do Swarzewa, a urywają się na odcinku martwego klifu w Swarzewie. Poziomem abrazyjnym przebiega droga polna, łącząca obie te wsie /fot.11/. We Władysławowie poziom abrazyjny ginie na współczesnym wybrzeżu otwartego morza. Wybrzeże starszego morza od Władysławowa do Swarzewa wykazuje cechy zaawansowanych przekształceń, nie nastrocza jednak trudności w rozpoznaniu. Brzeg morski został zbudowany na materiale morenowym i fluwioglacjalnym, który występuje na powierzchni Kępy Swarzewskiej. Na osadach plejstocenijskich złożone są osady morskie w postaci piasków drobno i średnioziarnistych białych, które na powierzchni pokrywają żółte piaski przewiane, podobnie jak w innych stanowiskach /ryc.7 i 8/. Dowodem działalności trans-

^x Za wyniki tej analizy C-14, której dokonał prof.dr Mennich z Heidelbergu, serdecznie dziękuję p. dr B.Rosie z UMK w Toruniu.

gresji na plejstocieńskie osady jest ponadto pozostawiony bruk. Zbudowany z materiału skalnego polodowcowego doskonale obtoczonego o kształtach dysku lub kuli, przewarstwiający w dolnej partii poziomy piasku plażowego a w górnym poziomie leżący na materiale glacialnym. Pełny profil abrazyjny tego odcinka wybrzeża ukazuje ryc.8. Zamieszczony na niej dodatkowo profil z Jastarni przedstawia różnice w poziomie wałów tego samego wieku co informuje o ewolucji jaka nastąpiła w okresie poatlantyckim. Zamieszczone na niej diagramy analiz mineralogicznych udawadniają identyczność materiału budującego starsze wybrzeże z materiałem współcześnie odnajdywanym na brzegu. Kontakt osadów litoralnych z osadami plejstocieńskimi jest wyraźny stratygraficznie, różnica w materiale budującym formy brzegowe i Kępę Swarzewską jest podstawowa imie nastrocza dwuznacznych wątpliwości.

Dalszy fragment podobnych starszych wałów odnaleziono również w Pucku, w odcinku krawędziowym przylegającym do Pradoliny Płutnicy od strony miasta. Jest on mocno rozkopany i pozostała z niego tylko resztką. Piaski z tego wału brzegowego w okresie międzywojennym zostały użyte dla wykonania nasypu kolejowego prowadzącego od stacji Puck, do byłego portu wojennego w Pucku. Zbadane piaski z resztki wału i wykonanego nasypu wykazują rzeczywiście identyczny materiał.

Podobne formy brzegowe odnaleziono w Różnuch i po przeciwnej - wschodniej stronie dęłty Wisły - w Pasiękach koło Bogaczewa, gdzie w budowie wału bierze udział materiał z senońskiego porwaka. Pomija się je w opisie jako odrębny temat nie wiążący się zasadniczo z podjętym opracowaniem.

Rozpoznanie geomorfologiczne zachodniego stoku Wysoczyzny Elbląskiej przyniosło podobne rezultaty. Wyniki tych badań przedstawia ryc.9. Stok w swoim jądrze zbudowany jest z glin żwa-
łowych, pokrytych na powierzchni iłami szaro-
zielonkawymi, na których zalegają osady piasz-
czyste morskie, tworzące plaże starszego morza,
na powierzchni pokryte żółtymi piaskami wydmowy-
mi. Kontakt maksymalnego poziomu transgresji wy-
znaczony został w tym miejscu za pomocą odnale-
zionych przewarstwień torfowych, oddzielających
piaski plażowe od wydmowych. Przewarstwienia tor-
fowe do 30 cm zawierają resztki flory w której
rozpoznano drzewo dębu, olchy i topoli. Analiza
pyłkowa torfów wykazała ich wiek subborealny.
Robotnicy zatrudnieni przy wkopach informowali,
że z obszaru przylegającego do krawędzi, w roku
1960 wyciągano za pomocą ciągników potężne kłody
drzewa kopalnego /fot.13/, przy czym odnajdy-
wano również liczne muszle. Wyniki analizy pył-
kowej torfów z Elblągu są następujące:

Analiza pyłkowa torfów z Elbląga

Tabela 4

Rodzaj	Próba 1	Próba 2	Σ totalna
Pinus	17	15	14
Betula	22	18	17,2
Salix	=	0,5	0,2
Picea	1	-	0,4
Corylus	4	3,5	3,2
Ulmus	=	0,5	0,4
Quercus	13,5	19,0	14,4
Tilia	0,5	0,5	0,5
Alnus	36,0	35	32
Carpinus	4,5	6	4,2
Fagus	1,5	2	1,4
S u m a	100 %	100 %	100 %

N.A.P.			
Gramineae	4,5	3	3,6
Pelices	2	1	1,2
Ericaceae	0,5	2	1
Compositae	1	0,5	0,6
Garyophyllaceae	0,5	-	0,2
Rhamnus	0,5	1,5	0,8
Filipendula	1	1,5	1
Ranunculaceae	1	1	1
Umbelliferae	0,5	0,5	0,4
Lycopodium	0,5	0,5	0,2
Plantago	-	-	0,2
Varia	2	2,5	1,8
S u m a	13,5 %	14,0 %	12,0 %

Dość wysoki procent dębu i olchy przy niskim procencie sosny, wskazuje na młodszy okres atlantycki, pod koniec którego może się pojawiać buk i grab. Pełna interpretacja na podstawie dwóch pobranych prób nie jest możliwa, dlatego konieczne było potwierdzenie analizy metodą C¹⁴. Datowane drzewo i torf wykazuje bezwzględny wiek - około 1470-210 w odniesieniu do torfów i 1800 ±220 jeśli chodzi o drzewo. Datowanie dowodzi więc rozwoju torfów w okresie postatlantyckim, być może subatlantyckim, w zagłębieniach na starszej plaży lub w miejscach międzywydmowych. Torf rozwijał się krótko o czym świadczy nieznaczna miąższość i w tym czasie dostały się do niego resztki wspomnianych drzew młodsze nieco od torfów i razem te utwory przysypane zostały 26-tym przewianym piaskiem.

Pełny profil torfowy pobrany z torfowiska przy jeziorze Druzno daje lepsze możliwości interpretacji zmian klimatycznych i związanych z nią transgresji ze względu na liczniejsze analizy i rozwarstwienie torfów piaskami morskimi /82/.

Seria osadów torfowych w tym profilu jest tu rozdzielona wyraźnie w poziomie 450-500 cm osadem piaszczystym, najprawdopodobniej morskim, bez flory. Piaski te mogą doskonale odpowiadać podobnemu poziomowi piaszczystemu znajdującemu się na torfach w pradolinie Płutnicy, z nad którego pochodzą torfy wydatowane przez prof. Müenicha; ślad ten wyznacza początek transgresji litorynowej w Zatoce Gdańskiej. Wyższe serie torfowe obejmują rozwój torfowiska od Atlantikum, do okresu współczesnego.

S. Pawłowski /141/, badając wały piaszczyste osadzone w dnach pradolin nadmorskich, Kaszubskiej i Redy i wyrażał przypuszczenie, że zbudowane są z piasków morskich osadzonych przez morze. Badania autora w Pradolini Redy, ujawniły obecność jednolitego wału piaszczystego /fot. 2 i 4/, położonego na torfach, a pod nim zalegają wyciśnięte torfy, które w strefie odmorskiej przechodzą w silnie nawodnione błota /ryc. 11/. Koronę wału dobrze wyznacza odmorska poziomicą 5 m na mapie topograficznej. Ciąg wału nawiązuje ściśle do odkrytego we wsi Rewa poziomu abrazyjnego, który zawiera w podłożu resztki abrazyjnie ściętych glin zwałowych pokrytych żółtymi piaskami wydmowymi, na których wybudowano wieś /fot. 5 i 6/. Wał odchodzący od wsi Rewa, przebiega w pobliżu Kępy Oksywskiej, do wsi Kazimierz, po czym zakręca w stronę Mrzezina z lekkim wybrzuszeniem w centralnej części pradolin, podchodząc na zachodzie ponownie pod krawędź Kępy Puckiej. Ślady pod krawędzią giną na powierzchni, zatarte przez ruchy masowe materiałów fluwioglacjalnych i świeże stożki. Profil poprzeczny wału z Błot Mostowych /ryc. 11/ wykonany został na podstawie wierceń, w których przebijano torfy i nawodnione piaski na skrzydłach wału, lecz nie udało się

przewiercić piasków w głównym korpusie wału. Przy badaniach strukturalnych wału w miejscu wykonanego profilu, na głębokości 3 m /około 2 m powyżej poziomu morza/, natrafiono na resztki drzewa tkwiące w wale. Resztki te, które okazały się olchą /*Alnus*/, datowane metodą C₁₄, wykazały wiek odpowiadający resztkom organicznym z Elbląga około 1940-220. W tym świetle wał na Błotach Mostowych złożony został w końcowej fazie transgresji, stanowiącej jednocześnie jej maksimum. Poszukiwania w tym rejonie ujawniły obecność dalszych niższych wałów piaszczystych wewnątrz niecki którą ogranicza wał najwyższy. Wały te stanowiły prawdopodobnie formy rewowe, na dnie Morza Litorynowego, lub młodszej fazy transgresji subborealnej.

Powyższe badania potwierdziły, że poziom maksymalny starszego morza być może jeszcze Morza Litorynowego na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, był wyższy od współczesnego poziomu Bałtyku w Elblągu o około 6 m, oraz podobnie i we Władysławowie. Na Błotach Mostowych korona wału znajduje się 5 m n.p.m., lecz wał złożony został na torfach, które poddały się ciśnieniu złożonego na nich materiału. Zbadane poziomy litoralne Elbląga, Władysławowa i Wielkiej Wsi reprezentują fazę najwyższego poziomu starszego morza w odniesieniu do Morza Bałtyckiego na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. Dokładne ustalenie tego poziomu będzie możliwe po opracowaniu większej ilości stanowisk i przeprowadzeniu prac niwelacyjnych. Bardziej dokładną chronologię wiekową będzie można również ustalić za pomocą liczniejszych datowań resztek organicznych.

Dla zilustrowania korelacji wahań poziomów starszych faz bałtyckich na wybrzeżach Południowego Bałtyku, skonstruowano rycinę 12. Jej wykonanie oparte zostało na zbadanych poziomach

Głębokość w cm	Pinus	Betu- la	Alnus	.miesz.
0 - 50	49	16	21	10
50 - 100	11	33	40	11
100 - 150	41	14	31	9
150 - 200	55	7	23	11
200 - 250	20	20	36	19
250 - 300	52	14	26	4
300 - 350	45	18	24	2
350 - 400	7	32	39	10
400 - 450	22	37	26	7
450 - 500	22	37	26	7
450 - 500	zaznaczone osadem			
500 - 525	30	22	25	17
525 - 535	12	32	43	10
535 - 550	2	39	53	5
550 - 575	8	26	62	3

T a b e l a 5

Tilia	Quercus	Ulnus	Picea	Cory lus	Fagus
0	10	0	4	0	0
0	10	1	1	0	4
0	9	0	2	0	3
1	10	0	2	0	2
0	18	1	3	1	1
0	4	0	3	0	1
0	2	0	11	0	0
4	6	0	1	1	0
1	6	0	5	3	0
1	6	0	5	3	0
piaszczystym bez flory					
2	15	0	5	1	0
1	8	1	3	0	0
2	2	1	0	1	0
0	3	0	0	1	0

Jezióra Ancylusowego i Morza Litorynowego w południowej Szwecji i na wybrzeżach Południowego Bałtyku. W roku 1933 R. Sandegren /162/ konstruując podobny wykres uzasadnił słuszność powyższej metody. Za odpowiednik poziomów abrazyjnych w Szwecji, przyjął ancylusowe i litorynowe osady złożone w podłożu Półwyspu Helskiego. Autor skorygował wykres R. Sandegrena, który posiadał odchylenie około 15° od północy, przeprowadzając linię profilu dokładnie po południku 16° . Krzywe wiążą wszystkie zbadane poziomy w Skandynawii do linii Bornholmu, na tej wysokości przecinają je proste odprowadzone prostopadłe z poziomów litoralnych na południowych wybrzeżach bałtyckich. Jako odnośników, użyto zbadane przez nas poziomy w Zatoce Gdańskiej, wynik B. Rosy z Łeby oraz H. Kliewego i H. Reinharda na wybrzeżach N.R.D. W nowym profilu rozrzut punktów jest mniejszy w Szwecji a proporcjonalny na wybrzeżach Południowego Bałtyku, co znacznie redukuje błąd. Proste odprowadzone ze Szwecji przecinają się w poziomie +6 m, który wyznacza maksymalny poziom transgresji atlantyckiej. Załamania prostych winny wyznaczać miejsce, do którego zachodzą ruchy epejrogeniczne wywołane ustąpieniem lądolodu. Mapa R. Köstera /98/ wyznacza zasięg tych ruchów, lecz nie uwzględnia ich granicy południowej. Według badań autora linia ta biegnie równoleżnikowo a jej południowa granicą jest szerokość Bornholmu. Proste R. Sandegrena na polskim wybrzeżu osiągały spąg osadów na kontakcie transgresji Jezióra Ancylusowego z Morzem Litorynowym podczas gdy w Szwecji uwzględniał ich strop, co oczywiście nie było właściwe; jak małe były usterki w konstrukcji wykresu świadczy fakt, że proste podobnie jak i w skonstruowanym przez nas wykresie, przecinają się dokładnie w miejscu wyznaczającym maksymalny poziom transgresji atlantyckiej.

Metoda badań W. Dechenda /34/, na podstawie której jest możliwe indentyfikowanie transgresji i regresji morskich na wybrzeżach za pomocą badań sedymentologicznych, spowodowały przebadanie tego problemu przez autora na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. W tym celu zestawiono profile geologiczne /ryc.13/, ilustrujące szczegółowo stratygrafię utworów południowych wybrzeży Zatoki Gdańskiej. Zestawienie obejmowało obszar, co do którego panowało przekonanie, że stanowi on miejsce sedymentacji morskiej w Litorynie. Zestawione profile równoległe do wybrzeży wykazują prawidłowości ukazane przez W. Dechenda i na nich zaznaczono poziomy transgresyjne i regresyjne. Wykazują one w tym ujęciu dwa impulsy transgresyjne wyznaczone materiałem żwirowym i dwa impulsy regresyjne ze śladami ilasto-drobno-piaszczystymi. Podobny obraz uzyskano po interpretacji profilu wiertniczego, wykonanego w roku 1961 dla wycieczki pokongresowej VI Międzynarodowego Zjazdu INQUA. Stanowisko to opisał już J. Szukalski /192/, klasyfikując je jako terasę nadmorską w Sopocie. Poziomy transgresyjne ze żwirami w tym wiercenia znajdują się na 6,10 m do 10,20 m i drugi wyższy od 3,0 m do 3,80. Miejsce wiercenia znajdowało się u odmorskiego podnóża klifu Morza Litorynowego. W świetle tych wyników analiza poziomów transgresyjnych na wybrzeżach południowo-bałtyckich od Elbląga po wybrzeża holenderskie w powiązaniu z ryc.12, sugerują ruch obniżeniowy całego kontynentu od wschodu ku zachodowi, z większą amplitudą na zachodzie. Przybliżony czas w jakim zachodziły transgresje, które dały początek wyżej opisanym formom brzegowym, został wyznaczony za pomocą analiz metodą C14. Przedstawia go niżej podana tabelka:

Zestawienie analiz C₁₄

Tabela 6

Miejsce znaleziska	Rodzaj osadu	Wyso- kość n.p.m.	Okres klimatyczny	Skala geochr.	Skala bezwzgl.
				w latach	
Błoto Mostowe	drzewo olchy	3 m	subatlantycki	1890 [±] 220	1940 [±] 200
Elbląg	torf	6 m	subatlantycki	1430 [±] 210	1470 [±] 210
Elbląg	drzewo dębu	6 m	subatlantycki	1750 [±] 220	1800 [±] 220
Pradolina Płutnicy	torf	-1,95m	atlantycki		8000

W tabeli wiek prób został zredukowany o prawdopodobne zanieczyszczenia odpadami radioaktywnymi, powstałymi po wybuchach bomb atomowych i jako efektu industrializacji. W wyliczeniach podano tylko 95% standartu, jako odpowiadającego aktywności biosfery. Nie jest jednak zupełnie pewne, czy zanieczyszczenia atmosfery produktami radioaktywnymi były rzędu uwzględnionej poprawki. W wypadku mniejszej poprawki wiek bezwzględny prób rośnie do granicy 2860+280 lat dla próby z Błot Mostowych i 2710+280 lat dla prób z Elbląga i takie wyniki autor zamieścił we wcześniejszych publikacjach^x. Nie zmienia to jednak zasadniczo wyników, że formy brzegowe łączą się z maksymalną transgresją atlantycką na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej, że poziom tej transgresji stoi w ścisłej zgodności z eustatycznym wahaniem wód oceanu oraz, że od czasu tych wahań nie mogły mieć miejsca negatywne ruchy pionowe lądu na wybrzeżu zatoki. W tym świetle początek transgresji zaznaczają torfy z pradoliny Płutnicy, na głębokości 195 cm poniżej poziomu Morza Bałtyckiego. Wydaje się jednak, że początkowy kontakt transgresji znajduje się jeszcze niżej od miejsca pobranych torfów to jest w poziomie odpowiadającym przelewowi Jeziora Ancylusowego do oceanu przez Rynnę Kadet tj. około - 17 m. Maksymalny poziom transgresji na około + 6 m zaznaczają formy brzegowe w postaci plaż i wałów z rozwiniętymi na nich torfami z Elbląga, wał brzegowy z Wielkiej Wsi i wał złożony na torfach w pradolinie Redy. Odpowiadające tym formom wiekiem były-

^x J. Bączyk - Formes littorales d'âge atlantique sur les côtes du Golfe de Gdańsk Revue de la Geomorphologie Dynamique. Paris 1963.

J. Bączyk - Genese du Presqu'île de Hel sur la base de development du Golfe de Gdańsk "Baltica" Vilnius. 1963.

by również, odnalezione przez R.Sandegrena /162/ torfy z Helu. Zagadnienie różnicy poziomu zalegania torfów w Helu, na ok. -16 m, jest jednak odrębnym zagadnieniem o którym pisze się niżej.

d/ Kompakcja osadów litoralnych

Stratygrafia Półwyspu Helskiego, skład mineralny i miąższość osadów wskazywały, że poszczególne utwory, szczególnie piaszczyste nie pozostawały w tym samym poziomie na którym zostały złożone, lecz że ulegały zjawisku kompaktacji. Myślą przewodnią w badaniu tego zjawiska, były głęboko w podłożu półwyspu zalegające torfy /ryc. 1/, /161/, których wiek określił R.Sandegren jako litorynowy. Torfy helskie powstawały, podobnie jak torfy typu "Martör" odnajdywane na obszarze Danii, po wynurzeniu ławicy helskiej na powierzchni, w obszarach międzywałowych wydm gdzie istniały odpowiednie warunki do narastania cienkich warstewek torfu. Fakt ich rzeczywistego istnienia w Helu został potwierdzony w nowszych wierceniach. Stwierdzenie obecności torfu w podłożu, przy założeniu wyższego stamu Morza Litorynowego od współczesnego Bałtyku, stanowiły niezwykle sugestywny moment dla założenia o ruchach pionowych łądu, jakie zachodzić miały w okresie Litoryny i jeszcze później. Wcześniejsze wzmianki o osadach torfowych w Jastarni i Kuźnicy /19, 141, 147/, spotkały się z niedowierzaniem u badaczy. Tak głęboko zalegające torfy /Jastarnia -35 m, Kuźnica -30 m/, dopuszczały ruchy pionowe łądu o zbyt dużej amplitudzie, zróżnicowane na małym odcinku. Odległość między Jastarnią a Helem jest za mała by dopuścić myśl o tak znacznych różnicach w ruchach pionowych łądu. J.Samsonowicz ustosunkowuje się krytycznie do podanej wiadomości o torfach /161, 163/, lecz niektórzy z autorów dane te wykorzystywali jako prawdziwe /19, 59, 100, 141/.

Warstwy postglacjalne i holocenijskie poznane z głębokich wierceń na Półwyspie Helskim osiągają miąższość, 88 m w Helu, 106 m w Juracie i 86 m w Jastarni. Wartości przyjęte dla Kuźnicy i Chałup ze względu na brak wierceń na tym obszarze są hipotetyczne; wynikają one z analizy morfologicznej dna zachodniej części Zatoki Gdańskiej i muszą być traktowane z zastrzeżeniami.

Przebadanie zjawisk kompaktacji osadów piaszczystych oparto na wzorze ogólnym C.S.Slichtera i F.Flinta /105/, zamieszczonym w formie graficznej na ryc.1. Wzór uwzględnia dwa obrazy ułożenia osadów, przed i po zjawisku kompaktacji. W pierwszym przypadku A, pole między poszczególnymi ziarnami z których składają się osady zajmuje 47,6% objętości całej masy pola; w drugim przypadku B, po kompaktacji, pole puste między ziarnami zajmuje już tylko 25,9% objętości. Różnica między wartościami A i B jest wartością kompaktacji w osadach. Suma skompensowanej objętości osadów wynosi zatem 21,7 %, ogólnej objętości masy osadowej. Przebieg procesu jest widoczny na rysunku. W osadach Półwyspu Helskiego, opisany wyżej proces może zachodzić w sposób klasyczny, ze względu na dużą jednorodność materiału osadowego budującego półwysep.

Dla wyliczenia wartości kompaktacji potrzebne wartości ogólne dotyczące zjawiska, uzyskano po skonstruowaniu wzoru:

$$C = h \cdot c$$

C = wartość hipotetyczna kompaktacji w m

h = grubość osadów poddanych procesowi w m

c = wartość skompensowanego pola równego 47,6%
- 25,9%.

To założenie pozwoliło na skonstruowanie przez nas jeszcze jednego wzoru potrzebnego do wyliczenia wartości jednostkowej kompaktacji:

$$S = \frac{C}{A} \cdot Lt$$

C = wartość hipotetyczna kompaktacji w m

A = czas dzielący od transgresji ancyclusowej, w latach

Lt = czas dzielący od transgresji litorynowej, w latach.

Wartości lat dzielących od poszczególnych transgresji, przyjęto na podstawie najnowszych badań M. Sauramo /164/ nad dziejami Morza Bałtyckiego, w których czas trwania Jeziora Ancylusowego wynosi 700 lat. Na Helu osady jeziorne pochodzą z końcowej fazy tego okresu i niewielka jest ich miąższość, nie brano ich zatem pod uwagę w obliczeniach. Wyliczenia ograniczono do osadów litorynowych, od chwili, kiedy to po raz pierwszy ukazują się one na powierzchni tj. czasu kiedy powstają warunki dające początek formom helskim. Za czas odpowiadający tym wydarzeniom przyjęto pierwsze maksimum Morza Litorynowego i czas dzielący nas od niego równy 6500 lat. Te rozważania pozwoliły na skonstruowanie jeszcze jednego wzoru służącego wyliczeniom dowolnych miąższości osadów, biorących udział w procesie kompaktacji:

$$Sk = S \cdot 6500 \text{ lat}$$

Sk = rzeczywista wartość kompaktacji w m

S = wartość jednostkowa kompaktacji.

Wyliczenia zilustrowano krzywymi w rycinie 1a i 1b, a ich zestawienie przedstawia tabela 7.

Wartość kompaktacji osadów
na Półwyspie Helskim

Tabela 7

Miejscowość	Mięszczość osadów w m	C w m	S w mm/ rok	Sk w m pon. p.m.
Hel	88	19,09	2,5	16,25
Jurata	106	23,56	3,4	22,10
Jastarnia	86	18,66	2,6	16,90
Bór	88 ?	19,09	2,5	16,25
Kuźnica	30 ?	6,51	0,9	5,85
Chałupy	21 ?	4,55	0,6	4,20
Wielka Wieś	6	1,3	0,18	0,60

Rzeczywista wartość procesu może zostać przyjęta bezkrytycznie dla miejscowości Hel, Jurata, Jastarnia i Wielka Wieś, natomiast w odniesieniu do pozostałych, ze względu na brak szczegółowych wiadomości o miąższości osadów, należy odnieść się krytycznie. Jak wynika z powyższych wyliczeń, wartości rzeczywiste są zależne od miąższości osadów i czasu trwania procesu. Zakładając jednak, że na początku procesu wartości były najmniejsze, podobnie i pod jego koniec, maksymalne natężenie miało miejsce w chwili, kiedy została złożona największa ilość osadu; można przyjąć, że proces trwał w średnich wartościach przez cały czas, który podaje tabela. Otrzymane wyniki są zadawalające i tłumaczą też bez konieczności wprowadzania elementu ruchów pionowych ładunku w holocenie przyczynę zalegania torfów z Helu pod poziomem morza. Również wartości otrzymane dla Juraty i Jastarni, sugerują możliwość znajdowania się tam osadów torfowych, lecz nie na głębokościach jakie podawali wcześniejsi badacze. Należałoby zatem przyjąć za J. Samsonowiczem krytyczne sta-

nowisko w odniesieniu do podanych wiadomości. Słuszniejsze wydaje się też opracowanie stratygraficzne nowego wiercenia w części wschodniej i zachodniej półwyspu, z dokładnym wydatowaniem osadów metodą C_{14} , które pozwoli na rozstrzygnięcie tego problemu. Nie wykluczone jest, że torfy w Jastarni rzeczywiście zalegają na głębokości -35 m, jednak wcale nie muszą być wieku litorynowego, podobnie jak to stwierdzono z torfami z Kasseberga i na wybrzeżach N.R.D.

Torfy z Pradoliny Płutnicy w poziomie -195 cm wskazują początek transgresji atlantyckiej na 8000 lat wstecz. Pierwsze maksimum, z którego pochodzą torfy helskie, nastąpiło 1500 lat później. Czas ten wyznacza bardzo dokładnie wynurzenie po raz pierwszy poziom ówczesnego morza ławicy piaszczystej późniejszego Półwyspu Helskiego. Wiek ponownego i późniejszego zalewu w drugim maksimum, wyznaczają już torfy z Elbląga, lecz to nie miało już większego wpływu na horyzont i miąższość torfów helskich poddanych niniejszym badaniom, zostały one jedynie pokryte w tym czasie nową serią osadów piaszczystych, która wspólnie z pierwotnie złożonymi seriami piaszczystymi ławicy biorą udział w kompaktacji doprowadzając do obniżenia horyzontu torfów helskich do współczesnego poziomu - 16 m.

VI. OCEANOGRAFICZNE CZYNNIKI KSZTAŁTUJĄCE ZATOKĘ GDAŃSKĄ I PÓLWYSEP HELSKI

Dynamika wody morskiej zaznacza się trwale w formach powierzchniowych na wybrzeżach i dnie Zatoki Gdańskiej. Dokonanie rozdziału oraz oceny wpływów poszczególnych elementów klimatycznych jest zagadnieniem zasadniczym w analizie

wpływów morfogenetycznych Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego, a tylko ich znajomość może upoważniać do wnioskowania o przeszłości Zatoki.

Liczne materiały obserwacyjne zebrane na zasadzie jednolitych zasad w Zatoce Gdańskiej, po ich celowym wyborze, stanowiły podstawę do gruntowniejszego przedstawienia roli morfogenetycznej czynników oceanograficznych w powstaniu Półwyspu Helskiego.

a. Wahania poziomu morza i jego stany

Wahania poziomu Morza Bałtyckiego są nieznaczne, ale sam ich proces jest złożony. Wpływa na to izolacja zbiornika od głównej masy wód oceanicznych, ograniczona możliwość wymiany wód przez cieśniny duńskie i płytkość jego akwenów. Wydłużenie morza równoleżnikowe na południu i południkowe w części centralnej, znacznie redukuje możliwość wahań. W Zatoce Gdańskiej, wahania różnicują się także w zależności od czynników fizyczno-geograficznych jej akwenów. Ogólnie wahania poziomu wód w tym rejonie, podzielić można na:

1. długookresowe - pod wpływem ruchów tektonicznych i wahań eustatycznych,
2. krótkookresowe - pod względem ciśnienia atmosferycznego, kierunku i prędkości wiatru,
3. periodyczne - pływy.

Wahania poziomu wód bałtyckich pod wpływem ruchów skorupy ziemskiej, stanowiły przedmiot osobnej rozprawy E. Krausa /100/. Podobnie F. Model /127/, widział przyczyny długookresowych zmian poziomu wód bałtyckich w procesach tektonicznych, lecz zakładał również wahania eustatyczne. Wartości dla Nowego Portu za ostatnie 100 lat wyniosły według tych badań +0,3 mm,

a dla Łeby +0,2 mm. W Nowym Porcie, w okresie 1886-1939, notowano przyrost poziomu wód o 1,15 mm na rok. W sumie otrzymujemy 1 cm w ciągu 8,7 lat. Wiadomość ta jest bardzo ciekawa, lecz nie jest w pełni wiarygodna. Wyniki prac K.Jażdżewskiego /68/, dotyczących starych osad z XII w. na terenie Gdańska, zawierają informację, że osady te odnaleziono w poziomie od 0,25 do 0,50 cm poniżej poziomu dzisiejszego Bałtyku. Jeśli założyć, że wyliczenia F.Modela są słuszne i proces zachodził niezmiennie przez cały czas w ciągu ostatniego 800 lecia, to wartość podniesienia poziomu wód bałtyckich winna wynieść 0,92 cm. Badania nad procesem kompaktacji na Półwyspie Helskim, o których pisze się wyżej, po zastosowaniu ich do wyników badań w Gdańsku, otrzymanych przez K.Jażdżewskiego, dają podobne wyniki, przy założeniu, że warstwy holocenu i aluwii, wynoszą około 20 m. Nie stanowi to potwierdzenia pozytywnych ruchów poziomu morza, a neguje zupełnie możliwości pozytywnych ruchów lądu, stwierdzanych przez F.Modela. Rozstrzygnięcie tego zagadnienia w tej chwili nie jest możliwe i wymaga dodatkowych bardzo szczegółowych badań.

Uwolniony od nacisku obszar Skandynawii wyrusza się /61, 131, 156, 164/; wzajemny związek jaki zachodzi między wartościami wytopionej masy lodu, wyniesieniem epejrogenicznym Skandynawii i zmianami eustatycznymi oceanów, jest zagadnieniem, które było rozwiązywane na drodze koncepcyjnej /57, 215/. Pozytywne zmiany eustatyczne w przeszłości od końca plejstocenu do czasów nam współczesnych, wyrażały się liczbą dodatnią +6 m /214/ i znajdują one swe uzasadnienie w niniejszej pracy. Całkowita amplituda wahań poziomu wód bałtyckich wynosi zatem około 80 m w obrębie Zatoki Gdańskiej.

Efektorem nieregularnych wahań krótkookresowych poziomu wód w Zatoce Puckiej, są sejsze, wywołane różnicą ciśnień atmosferycznych /132, 193/. W czasie zjawiska notuje się synchroniczne kołysanie zwierciadła wody w zatoce. Niskiemu stanowi wód w Jastarni odpowiada wysoki poziom w Pucku i odwrotnie.

Najważniejsze w Zatoce Gdańskiej są wahania poziomu wód, wywołane zmianą ciśnienia na obszarze Południowego Bałtyku /113, 114/. Na amplitudy tych zmian wpływają: przebieg linii brzegowej i stopień izolacji poszczególnych akwenów. Przegląd katastrofalnych zmian poziomu wód bałtyckich, wywołanych efektem wiatrowym, przedstawiony przez M.Czekańską /31/, potwierdza wpływ ciśnienia atmosferycznego na stany wód. Szczegółowe badania /205, 213/ nad przemieszczaniem się ośrodków cyklonalnych i antycyklonalnych nad obszarami bałtyckimi wykazały, że specjalny układ ciśnień może wywoływać katastrofalne podniesienie poziomu wód na polskich wybrzeżach /120/. K.Łomniewski /115/ opisuje wypadki w których określony kierunek wiatru powodował zmiany poziomu morza. Badania techniczne prowadzone ze względu na wywoływane szkody /37, 187/, potwierdziły, że wiatry z sektorów SW przez W do NNE, wpływają na podniesienie poziomu wód w Zatoce Gdańskiej, a maksymalne ich wartości osiągane są przy wiatrach N /fot.26/. Wiatr N, o prędkościach 18 do 22 m/sek., w dniu 19.III.1961 r. na wybrzeżach zewnętrznych Półwyspu Helskiego, między wsią Chałupy i Kuźnicą, spowodował zanik plaży. Jest ona przykryta wodą, następuje abrazja brzegowa i wałów wydmowych. Przy wiatrach przeciwnych z sektora S, obserwuje się niskie poziomy wód. W tym czasie pod wpływem wiatru następuje odpływ wód z powierzchni, a jej ubytek

nie jest w takim samym stopniu i równie szybko rekompensowany przez wody głębokie, podpływające na ich miejsce /fot.8/. To zjawisko powoduje, że Rewa Mew jest widoczna w dniu 29.IV.1961 na powierzchni. Podobne zjawisko obserwowano na wybrzeżach Zatoki Puckiej w dniu 10.III.1960 koło wsi Swarzewo, gdzie plaża została odsłonięta przy wiatrach SSE 5 m/sek., na szerokość około 40 m, co dało różnicę w poziomie około 40 do 45 cm. Procentowe ilości wiatrów sztormowych z poszczególnych kierunków za okres 1953-1960 dla Rozewia ukazuje ryc.14. Przewaga kierunków, które wpływają na podwyższenie poziomów jest tu bardzo wyraźna.

Podniesione poziomy wód wpływają niekorzystnie na linię brzegową Półwyspu Helskiego. W czasie ich trwania, w obniżeniach i wyrobiskach na jego powierzchni ukazują się bajora wody, które powodują nawodnienie podnóża strefy wydmowej, zwiększając jej tendencje do przyjmowania położenia horyzontalnego. W chwili obniżenia poziomu - woda z obniżeń ginie. Wysokie poziomy wód na wybrzeżach zewnętrznych Półwyspu Helskiego nie są synchroniczne z wysokimi poziomami w Zatoce Puckiej. Mechanizm procesu, który powoduje abrazję brzegu w czasie wysokich poziomów wód na Półwyspie Helskim, opisał jeszcze w roku 1855 G.C.A.Krause /101/. Opis ten do dziś nie stracił na aktualności /fot.18, 36/.

Poziomy morza w latach 1956-1958 we Władysławowie przedstawia rycina 15, oparta na obserwacjach Instytutu Morskiego w Gdańsku. Zestawiona tabela podaje wartości zmian za ten okres.

Amplitudy wahań poziomu morza
we Władysławowie

Tabela 8

Stan poziomu morza	L a t a		
	1956	1957	1958
	w procentach		
poniżej 480 cm	9,3	7,6	6,7
od 480 - 500 cm	30,6	31,0	48,5
od 500 - 520 cm	40,8	42,1	38,1
powyżej 520 cm	18,7	17,1	14,3

Najliczniejsze są stany powyżej średnich, co znajduje uzasadnienie w przeważającej cyklo-nalnej cyrkulacji atmosferycznej. Proporcje stan-ów, ilustruje następujące zestawienie.

Wartość procentowa różnych poziomów morza
we Władysławowie

Tabela 9

Wysokie poziomy morza	520 cm	- 15 %
	510 cm	- 20 %
Średnie poziomy morza	500 cm	- 20-25%
Pozostałe mniejsze	od 500 cm	- 40-45%

Przebadane zjawiska wahań poziomów wód za okres 1949 do 1958 przez T. Wojewódzkiego /209/ oparte na materiałach obserwacyjnych PIHM z uwzględnieniem ich ekstremów podaje poniższe zestawienie.

Wartości ekstremalne wahań poziomów morza
w Zatoce Gdańskiej

Tabela 10

Stacja	Amplituda	Stan	Wartość	Data
Władysławowo	198 cm	maks.	613 cm	I.1949
		min.	415 cm	II.1954
Gdynia	188 cm	maks.	610 cm	I.1949
		min.	422 cm	II.1954

Całkowita wartość amplitudy mieści się w granicach 198 cm i jest większa na otwartych wybrzeżach, występuje zaś w miesiącach o największej ilości wiatrów zachodnich, tj. w zimie, które w tym czasie mają największe prędkości. Powiązanie poziomów morza z kierunkami wiatrów i rozbiciem na poszczególne miesiące ilustruje tabela 11. Amplitudy minimalne pojawiają się od kwietnia do lipca, razem z najmniejszymi prędkościami wiatru.

Częstotliwość maksymalnych amplitud
w okresie 1949-1958

Tabela 11

Stacja miesiące		Częstotliwość występowania amplitud					
		I	II	III	IV	V	VI
Gdynia	maks.	5	-	2	-	-	-
	min.	-	-	-	-	2	4
Władysławowo	maks.	3	2	1	-	-	-
	min.	-	-	-	2	4	1

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
maks.	-	-	-	-	3	-
min.	3	-	-	-	-	-
maks.	-	-	-	1	3	-
min.	3	-	-	-	-	-

Występowanie i częstotliwość amplitud maksymalnych ma miejsce w miesiącach jesienno-zimowych i ten okres nacechowany jest najliczniejszymi wiatrami N, o największych prędkościach, których wpływ na podnoszenie wód w Zatoce Gdańskiej rozpatrywano wyżej. W odniesieniu do 0 amsterdamskiego tj. +500 NN, zauważamy, że wahań dodatnie przyjmują większe wartości od wahań ujemnych, co zwiększa częstotliwość piętrzenia wód w Zatoce Gdańskiej. Niezależnie od poziomu morza, bardzo ważnym czynnikiem rzeźbotwórczym wpływającym na brzeg morski jest stan morza, którym oznaczamy stopień wzburzenia powierzchni na skutek falowania. W przypadku zatoki ma to kapitalne znaczenie, bowiem wysokie poziomy występują jednocześnie z najsilniejszymi wiatrami, a co za tym idzie i najsilniejszym wzburzeniem powierzchni. Częstotliwość podwyższonych stanów morza jest większa na otwartym wybrzeżu aniżeli w obrębie zatoki /ryc.16/ i rola tych stanów jest najważniejsza w zmianach krótkookresowych na brzegu.

Pływy na obszarze Bałtyku Południowego są nieznaczne /124, 182/, a ich rola praktyczna i hydrograficzna jest bez znaczenia. W Zatoce Gdańskiej nie wchodzi one w zakres obserwacji a według J.Meissnera /124/ ich wartość jest następująca:

Pływy na polskim wybrzeżu

Tabela 12

Stacja	Wartość w cm	Stacja	Wartość w cm
Świnoujście	2,0	Gdynia	0,8
Dziwnów	1,3	Bałtyjsk	0,6
Kołobrzeg	1,1	Kłajpeda	0,5

Zauważamy, że wartość pływów maleje z zachodu na wschód, a dłuższa droga, jaką impuls oceaniczny musi przebyć, zmniejsza ich wysokość.

W sumie wahania poziomu wód w Zatoce Gdańskiej są złożone, lecz największe znaczenie mają te, które zachodzą pod wpływem zmian ciśnienia i wiatrów. Maksymalne poziomy wód obserwowane są jednocześnie z występowaniem największych prędkości wiatrów i ich kierunkami północno-zachodnimi. Wartości ekstremalne poprzedzane są wezbraniem sztormowymi. Wahania dodatnie poziomów wód są większe od obniżen ujemnych, a proporcjonalne do ilości wiatrów z określonych kierunków. Długookresowe wahania eustatyczne zaznaczyły się formami litoralnymi na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, lecz ich działanie jest trudne do sprawdzenia w krótkich okresach. Na wybrzeżach Półwyspu Helskiego, wysokie poziomy wód bałtyckich wzmagają abrazję, niskie powodują akumulację materiałów piaszczystych.

Dodatkowym czynnikiem wpływającym na procesy abrazji i sedymentacji na półwyspie są prądy wiatrowe /fot.24/, zależne od określonej cyrkulacji atmosferycznej /9/. W nadawaniu kierunku masie wodnej bierze również udział relief dna i przebieg linii brzegowej. Wszystkie te czynniki wpływają na to, że w Zatoce Gdańskiej, przy Półwyspie Helskim notuje się w ciągu całego roku przeważające prądy o składowej ESE, E i NNE. Te zaś kierunki prądu wpływają decydująco na ruch rumowiska w strefie przybrzeżnej.

b. Ruch rumowiska przybrzeżnego

Strefa przybrzeżna to obszar, na którym zachodzą aktywne procesy selekcji i ruchu rumowiska. Na lądzie jest ona ograniczona zasięgiem wpływów dynamiki wody morskiej oraz eolicz-

ną działalnością wiatrów. Na niskim akumulacyjnym wybrzeżu Półwyspu Helskiego, strefa jest obszerniejsza, podczas gdy na wysokich klifowych odcinkach wybrzeży plejstocenijskich - ograniczona do ściany klifu, plaży i podwodzia. W Zatoce Gdańskiej, podwodzie sięga izobaty 40 m, obejmuje ono wszystkie platformy abrazyjne i sedymentacyjne oraz strefę ujściową Wisły.

Rumowisko denne, które buduje Półwysep Helski składa się z materiału skalnego, który został przetransportowany z innych odcinków wybrzeży. Strefa w której następuje ruch rumowiska jest zależna od poziomu morza, jego stanów, prędkości i kierunku wiatru oraz wywołanych tymi zjawiskami prądów. W czasie prowadzonych doświadczeń /90, 172, 188/, otrzymywano największe wartości transportu wzdłuż brzegu, w chwili, gdy kąt nabiegania fali na brzeg jest zbliżony do 45° . Warunki te dla Półwyspu Helskiego są spełnione przy wiatrach N, o których jednocześnie wiadomo, że podwyższają stany i poziom morza, rozszerzając strefę, w której ma miejsce najżywszy ruch rumowiska. Wybrzeże poddawane wielokrotnie obserwacji w latach 1960-1961 nie wykazywało w tych warunkach akumulacji materiałów na plaży. Prawdopodobnie w tym czasie materiał niezależnie od tego, że jest intensywnie przemieszczany wzdłuż brzegu, jest również rozciełany równo w strefie przybrzeżnej, a jednocześnie strefa rew zostaje odsunięta od brzegu. J.Karwowski /74,75/ stwierdził doświadczalnie, że ruch rumowiska pod wpływem falowania buduje rewę o kształcie stożka, który swymi wierzchołkami skrajnymi zwrócony jest do siebie. Badania O. Kolpa /83/ i K.Vollbrechta /218/ stwierdzają, że ruch rumowiska na dnio pod wpływem falowania następuje po drogach orbitalnych i półorbitalnych /ryc.17/ i jest

ograniczony do strefy rew. Przy falowaniu przekraczającym wartość krytyczną, rewy ulegają zniszczeniu, tak jak to stwierdza się na wybrzeżach Półwyspu Helskiego w czasie sztormu. Na wybrzeżach zewnętrznych półwyspu jądro rewy zawiera frakcje piaszczyste drobno i średnioziarniste, podnóże w partiach peryferycznych buduje materiał grubszy. Przy prostopadłym nabieganiu fali, powstają rewy odpowiadające wielkości falowania, lecz na wybrzeżach półwyspu nie stwierdzono nigdy więcej od dwóch rew równoległych do brzegu. Najwyższe z rew jakie zauważono i zmierzono u jego wybrzeży w dniu 20.VII.1961, przy wiatrach NW o prędkości do 10 m/sek i wysokości fali do 1 m, miały do 1 m wysokości, licząc od dna. Tworzyły się na głębokości około 2 m. Szerokość rewy u podnóża dochodziła do 10 m, a na wierzchołku 4 m. Prawdopodobnie forma ta nie powstała w dniu obserwacji lecz była wynikiem większego falowania. Została ona usytuowana równolegle do brzegu na odcinku 500 m, w odległości około 300 m od brzegu. Nie była ona formą ciągłą, a za przerwą widoczne były na tej samej głębokości jej dalsze zachodnie odcinki, rozpoznawalne po załamywaniu się fali. Tego samego dnia w strefie bliższej brzegu, zauważono tworzenie się drugiej rewy, do 0,5 m wysokiej, równoległej do brzegu, o długości około 20 m, na głębokości około 1 m, która mogła być związana z aktualnym stanem morza. Obserwując rozwój tej rewy zauważono stały ruch cząsteczek piasku, po torach przedstawionych doświadczalnie na ryc.17 oraz liniowe przemieszanie się piasku zgodne z działaniem prądu wschodniego. Nie zauważono natomiast, by rewy tworzyły się w warunkach wynikających z równania $2h = R$, gdzie h = wysokość fali, a R jest efektem falowym zachodzącym do głębokości równej $2h$. Najczęściej obserwowaną formą rewy

na wybrzeżach zewnętrznych Półwyspu Helskiego jest rewa wydłużona, równoległa do brzegu, której zachodnie skrzydło jest odsunięte od brzegu ku N o około 310 - 340°. Dotychczas brak jest jednolitego poglądu na ruch rumowiska w rewach /39, 55, 56, 219/. P.Szawernowski /185, 186/ przypuszcza, że ruch rumowiska w rewie, badany na przykładzie Władysławowa, ma charakter cyklicznych impulsów i nie zachodzi w stałych wartościach, a jest zależny od prędkości prądu i wielkości falowania. Do podobnych wniosków doszedł W.P.Zenkowicz /221, 222/. Zagadnienie ruchu rumowiska w strefie przybrzeżnej nie ma bogatej literatury, a najliczniejsze są opracowania radzieckie /8, 16, 25/. W licznych publikacjach /91, 92, 189/ wykazywano, że wpływ prądów powierzchniowych na rumowisko przy dnie jest zmniejszony tarciem o podłoże i wynosi około 75% jego prędkości na powierzchni. Badania D.Piaseckiego /149, 150/ metodami morfologicznymi sugerowały przemieszczanie osadów piaszczystych na znacznych głębokościach, wyniki mają jednak wartość hipotetyczną, bo nie zostały potwierdzone prędkością i kierunkiem prądów.

Zależność między prędkością prądu a ruchem rumowiska otrzymał P.Słomianko /172/ po wyrzuceniu w strefie przybrzeżnej barwionych piasków i po dokonanych obserwacjach ich przemieszczeń. W sumie wykonał on sześć doświadczeń w strefie przybrzeżnej, do 4 m głębokości, na odcinku chronionego sztucznie wybrzeża w Chałupach. W badaniach rozróżnił ruch w zależności od budowy morfologicznej dna, wydzielając styk wody z lądem i stopień podwodny plaży, nazwany dosyć nieszczęśliwie "stokiem głębinowym". Wyniki otrzymane w doświadczeniach przedstawia tabela 13.

Ruch rumowiska na dnie w strefie przybrzeżnej

T a b e l a 13

S t r e f a	Długość odcinka w m	Czas przebycia odcinka przez ziarna barwione w sek.	V maks. m/sek.
<u>doświadczenie 2</u>			
stopień podwodny	1.23,44 2.20,20	9 14,5	2,6 1,39
linia brzegowa	1.5,0 2.22,20 3.27,75	3 8,5 9	1,66 2,6 3,1
<u>doświadczenie 3</u>			
stopień podwodny	17,80	3,5	5,1
linia brzegowa	1.17,80 2.20,0	4 2	4,5 10,0

Średnie prędkości przemieszczania się rumowiska stanowią tu 75 do 85 % szybkości jakie zanotowano na linii brzegowej, jeśli za 100 % przyjmiemy prędkość na stopniu podwodnym. Absolutne wartości tych prędkości w doświadczeniu 2-gim wyniosły /ryc. 18/

$V' \text{ śr} = 0,95 \text{ m/min. na stopniu}$

$V'' \text{ śr} = 0,75 \text{ m/min. na linii brzegu}$

W doświadczeniu 3-cim /ryc.19/

$V' = 1,59 \text{ m/min. na stopniu}$

$V'' = 53 \text{ m/min. na linii brzegu}$

Porównanie prędkości średnich i maksymalnych wykazuje żywszy ruch w doświadczeniu 3-cim; miało to miejsce, zdaniem P.Śłomianko, w wyniku korzystnego nabiegania fali na brzeg. Najciekawsze wyniki otrzymał ten autor z pomiarów wykonanych w czasie sztormu. Wysokość fali w sztormie wynosiła od 2 do 2,5 m na głębokości 4 m. Jednakże nie znajdujemy tu informacji o kierunku i prędkości wiatrów i prądu. Wskaźniki ilościowe ruchu rumowiska na podstawie pobranych prób wykazały prędkość średnią wzdłuż brzegu 780 m/godz. P.Śłomianko przyjął, że w tych warunkach czas potrzebny na przebycie drogi przez rumowisko wzdłuż Półwyspu Helskiego, od nasady do cypla, wyniósł 47 godzin. W rzeczywistości z naszych przeliczeń byłby on jeszcze krótszy i wynosił w tym przypadku

$$34.825 \text{ m} : 780 \text{ m} = 44,6 \text{ godziny}$$

W czasie prowadzonego doświadczenia kierunek nachodzenia fali N był zbliżony do optymalnych warunków transportu. Podane wartości odnoszą się do strefy o głębokościach do 4 m, w dodatku chronionej ostrogami. Należy wnioskować, że w partiach oddalonych od brzegu prędkość ta musiała być jeszcze większa. Doświadczenia prowadzone nad zależnościami, jakie mają miejsce w

transportcie rumowiska, nabieganiu fali na brzeg, jej wysokością oraz jej okresem ilustruje tabela 14.

Maksymalne prędkości transportu mieszczą się w granicach od 2,5 do 50 m/min. a średnia od 0,73 do 13,0 m/min. Zauważa się, że przy falowaniu z kierunku N, gdy wartości kątowe redukują wpływ brzegu na ruch rumowiska, są optymalne warunki transportu. Ruch rumowiska na całej długości wybrzeży Półwyspu Helskiego, w strefie przybrzeżnej, nie jest jednakowy. Zależy on od konfiguracji dna /co tylko w części uwzględnik P.Słomianko/ i rozwinięcia linii brzegowej. Urządzenia ochronne na brzegu wpływają na zmniejszenie ruchu, czego dowodem jest obserwowana na tym odcinku akumulacja. Stany sztormowe, jak wynika z doświadczeń, potęgują ruch w postępie geometrycznym, w miarę wzrostu stanów morza. Badania Instytutu Morskiego w Gdańsku, na klifie rozewskim, przeprowadzone w czasie sztormów ujawniły, że abrazja 1 km wybrzeża klifowego w ciągu roku daje 300 milionów ton materiału. Jeżeli przyjąć tylko 1/10 tej wartości to rocznie otrzymamy 30 milionów ton materiału zabradowanego na klifie. Obliczone tym sposobem straty łądu wynoszą około 0,5 m na rok. Abrazja kępy Swarzewskiej daje tylko część rumowiska, które wędruje w strefie przybrzeżnej półwyspu, co stanowi jak to już uzasadniono wyżej zaledwie 1/8 całkowitej wartości osadów z jakich zbudowany jest półwysp.

Formami, które wiążą się z falowaniem i ruchem rumowiska w strefie przybrzeżnej są ripplemarki /fot.1/, obserwacje nad ich powstawaniem publikowali R.A. Koch, M.Schieck i J. Fleming /84/ oraz K.Gripp /53/. Ripplemarki dzielą się zasadniczo na dwie grupy: prądowe i

Falowanie a ruch rumowiska

Tabela 14

F a l o w a n i e				Prędkość transportu w m/sek.	
Kierunek	Wysokość w m	Długość w m	Okres	Maksymalna	Średnia
NW	0,20	12-15	6,0	2,5 do 6,8	0,73
NNW	0,30	20,0	6,0	4,5 do 10,0	1,35 do 7,7
NNE	1,20	ok.30	7,5	27,75	6,6
N	2,5	-	6,5	50,0	13,8

falowe. Przy wyższych stanach morza są niedostrzegalne z brzegu. Ripplemarki są formami krótkotrwałymi, ściśle zależnymi od okresu fali. Jeśli okres fali nie zmienia się i panują jednolite prądy, powstają wydłużone formy w których następuje rozkład minerałów, podobnie jak w rewie /109/. Wysokość całkowita ripplemarków w czasie prowadzonych przez nas obserwacji, nie przekroczyła 6 cm. W Zatoce Puckiej ripplemarki tworzą się powszechnie, buduje je tylko drobniejszy materiał aniżeli na zewnętrznych wybrzeżach półwyspu.

Ruch rumowiska na wybrzeżach wewnętrznych jest znacznie mniejszy i zależy od ilości materiału przerzuconego w czasie sztormu wokół półwyspu oraz od prądów, jakie panują w Zatoce Gdańskiej. Mało aktywne prądy i brak rumowiska powodują, że plaże na wybrzeżach Zatoki Puckiej, na odcinkach dotkniętych abrazją, są budowane z materiałów grubszych, przemytych z drobnego materiału /fot.14, 17/, pozostałych jako ślad abrazji. Zmienność kierunków prądów w Zatoce Puckiej, mimo nieznacznego ruchu rumowiska na dnie, powoduje jednak formowanie w strefie przybrzeżnej mikroform rewowych /fot.15/. Materiał budujący te mikroformy jest wielokrotnie transportowany wzdłuż brzegu, na krótkich odcinkach, w zależności od kierunku prądu.

c. Zmiany linii brzegowej

Wyrównane linie brzegowe i słaby ich rozwój jest cechą wszystkich form mierzejowych. Rozwój linii brzegowej Półwyspu Helskiego był procesem niezwykle dynamicznym. Jeszcze w czasie historycznym obraz półwyspu zmieniał się wielokrotnie. Porównania starszych odwzorowań kartograficznych /177/ Półwyspu Helskiego ukazują zmiany linii

brzegowych, a przy ich badaniu trudno przyjąć jednoznaczne stanowisko, cechuje je niedoskonałość rysunku, oraz znaczna dowolność interpretacji geograficznej. Dwa obrazy pochodzące z XVII wieku najlepiej ilustrują charakterystyczny rozwój linii brzegowej półwyspu, a jednocześnie ukazują zasadnicze różnice w interpretacji. Mapa S.Puffendorfa /155/ pt. "Tabula Geographica" /ryc.20/ przedstawia Półwysep Helski w postaci izolowanych od siebie wysepek. Mapa nieznanego żeglarza /ryc.21/, przedstawia go już w formie i treści jaką podkładamy w geografii pod hasło "półwysep". Analizując pozostałe mapy łącznie z wydanymi jeszcze w XIX w. stwierdzono, że wszystkie je można podzielić na te dwie w/w zasadnicze grupy.

G.C.A.Krause /101/, w pracy poświęconej ochronie wybrzeży Półwyspu Helskiego, wspomina liczne fakty zmian linii brzegowej jakie miały miejsce jeszcze w XIX wieku. W roku 1824 półwysep przerwany był przez sztorm w 44 miejscach. Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i Litwy t.III, pod hasłem "Hel" podaje, że w roku o którym wspomina Krause, półwysep przerwany był w 124 miejscach, co jest oczywistą przesadą.

Brak roślinności na wydmach powodował, że były one intensywnie rozwiewane przez wiatry. Gospodarka rabunkowa prowadzona w stosunku do lasu na półwyspie, znacznie osłabiała piaszczyste podłoże. Stan ten uległ poprawie w drugiej połowie XIX w. kiedy za radą Sören Biorna, mieszkańca Gdańska pochodzącego z Danii, wydmy zaczęły być umacniane przez sadzoną na nich roślinność.

Przerwy dokonywane przez sztormy w Półwyspie Helskim, były zjawiskiem powszechnym, do lat dwudziestych XX w. /177/. Warunki te zło-

Morfometria Półwyspu Helskiego
w latach 1903-1956

Tabela 15

Rodzaj pomiaru	Mapa topo- graficzna z r. 1903 1:25 000	Mapa topo- graficzna z r. 1956 1:25 000
Powierzchnia w km ²	32,031	32.275
Największa długość - w m		
a/ w linii krzywej ABCD	34.820	34.825
b/ w linii prostej A'B'	34.045	34.050
Największa szerokość C'D' - w m	2.875	2.925
Najmniejsza szerokość E'D' - w m	152	150
Całkowita długość linii brzegowej w m	73.715	72.925
Rozwinięcie linii brzegowej:		
a/ otwarte morze	1,14	1,15
b/ Zatoka Pucka	1,16	1,14
Stosunek długości		
$\frac{ABCD}{A'B'}$	1,02	1,02

żyły się na przedstawianie Półwyspu Helskiego na mapach, raz w formie półwyspu, w innych wypadkach jako izolowane od siebie wysepki. Można zatem przyjąć, że obie mapki z XVII wieku są prawdziwe i przedstawiają rzeczywisty obraz

Półwyspu Helskiego, zaś ich różnice treściowe powstawały w zależności od stanu jaki widział rysujący mapę, lub od relacji jaką składał rysującemu - żeglarz. Tak więc zarówno szybka zmienność linii brzegowych jak i subiektywizm autorów map powodowały, że obraz półwyspu na mapach starszych zmieniał się i przyjmował formę półwyspu, lub izolowanych od siebie wysepek.

Zmiany linii brzegowej przedstawione przez H. Wünschego /212/ są wyolbrzymione i obarczone błędem. Porównując obrazy na rycinie 22-iej przedstawiające cypel helski, zauważa się, że zmiany na rycinie b są mniejsze od zmian na ryc. a, a okres obserwacji jest o 30 lat dłuższy. Zachodziła zatem potrzeba stwierdzenia rzeczywistych zmian linii brzegowych w tym celu dokonano porównań map szczegółowych w podziale 1:25 000, wydań 1903 i 1956, otrzymując zmiany jakie powstały w ciągu ostatniego pięćdziesięciolecia /ryc. 22/. Powierzchnia półwyspu zliczona za pomocą planimetru i kalki milimetrowej, w ciągu tego okresu, wzrosła o 244 m². Całkowita długość linii brzegowej półwyspu, zwiększyła się o 210 m /tab. 15/. Otrzymałą wartość dla roku 1956 linii brzegowych, 73925 m, jest bliska tej, jaką uzyskał S. Majdanowski /116/. Największe zmiany powierzchni notuje się u nasady /fot. 33/ mają one tam charakter rzeczywistego przyrostu /ryc. 24/. Półwysep Helski, wydłużył się w kierunku S o 5 m, lecz jednocześnie notuje się straty łądu na cyplu od strony SW /fot. 31/. Straty łądu notuje się również na odcinku Władysławowo-Kuźnica, na stronie zewnętrznej wywołane lokalizacją portu we Władysławowie /ryc. 23/. Wybudowane na tym odcinku ostrogi /fot. 23, 28/ zapobiegają w części abrazji. Zmiany lokalne w postaci poszerzania pasa plaży nadwodnej /fot. 22/, a w

innych miejscach jej zwięzienia /fot.30/ obserwuje się na całej długości zewnętrznych wybrzeży półwyspu, w sumie bilans powierzchni jest tu dodatni. Akumulacje na wewnętrznych wybrzeżach Półwyspu Helskiego, notuje się na północny-zachód od portu w Helu. Wywołano ją sztucznie, podobnie jak to obserwuje się również w Jastarni. Lokalne poszerzenia plaży na odcinku Kuźnica - Jastarnia - Chałupy - Wielka Wieś nie jest procesem ciągłym, zauważa się jednocześnie, że starsze wały wydmy nadbrzeżnych na tym odcinku, poddane są abrazji. Chronione sztucznie w tym miejscu wybrzeże, zachowuje względną równowagę i zdradza tendencje do wyrównywania w chronionych odcinkach. Procesy akumulacji i abrazji, wykazują periodyczność roczną zależną od okresów sztormowych. W Zatoce Puckiej na wybrzeżach półwyspu, notuje się ujemny bilans rumowiska /fot.14, 17, 27/.

Długość Półwyspu Helskiego mierzona w linii prostej i krzywej, od nasady do linii brzegów Helu, wykazuje identyczną wartość. Stosunek linii prostej do krzywej ilustrujący rozwinięcie Półwyspu Helskiego, wyrażony jest liczbą 1,02 co wskazuje, że półwysep jest typową formą **mierzajową**. Największa szerokość wynosi 2.925 m, tj. o 50 m większą od roku 1903. Najmniejsza szerokość w roku 1903 na zachód od Kuźnicy, wynosiła 152 m. W roku 1956 najmniejsza szerokość 150 m znajdowała się koło wsi Chałupy. Rozwinięcie linii brzegowej na zewnętrznych wybrzeżach półwyspu zmieniło się z 1,14 na 1,15 pod wpływem zabudowy linii brzegowej portem we Władysławowie. W Zatoce Puckiej linia brzegowa półwyspu uległa wyrównaniu z 1,16 na 1,14.

VII. WPŁYW PÓŁWYSPU HELSKIEGO NA PRZEBIEG PROCESÓW OCEANOGRAFICZNYCH W ZATOCE GDAŃSKIEJ

Jak wynika z przedstawionych dowodów Półwysep Helski powstaje w chwili regresji atlantyckiej jako forma mierzejowa i od tego czasu zmieniają się powoli stosunki hydrograficzne w Zatoce Gdańskiej.

Pierwotne spągowe założenia półwyspu są wytworem na początku antycyklonalnej, a później cyklonalnej cyrkulacji atmosferycznej i związanej z nią cyrkulacji wód. Jeszcze w okresie Jeziora Ancylusowego, nie istnieją warunki, które mogły wpływać na powstawanie mierzeji. Poziom wody w jeziorze jest zbyt niski, a cyrkulacja atmosferyczna z przewagą wiatrów północnych, wyklucza możliwość powstania mierzeji, w miejscu, gdzie znajduje się półwysep. Dlatego osady odnalezione w spągu półwyspu tego okresu reprezentują mułki słodkowodne, dowodzące umiarkowanej dynamiki wody. Z chwilą jednak zmian cyrkulacji atmosferycznej na zachodnią - cyklonalną, jednocześnie z postępującą transgresją atlantycką, powstają warunki do tworzenia się wału podwodnego mierzeji helskiej. Podniesienie zwierciadła wody w okresie atlantyckim i subatlantyckim do +6 m, powyżej dzisiejszego Morza Bałtyckiego, powoduje zalew obszarów nadmorskich i części zachodniej Zatoki Puckiej, z odcinkami pradolin Kaszubskiej, Redy i Płutnicy. Pradolina Płutnicy stanowić musiała miejsce przepływu wód morskich w czasie kulminacji transgresyjnej, a Kępa Swarzewska jest wyspą. Dowodem tego stanu jest brak form brzegowych okresu atlantyckiego na dnie pradoliny i wystanie jej powierzchni młodymi torfami poatlantyc-

kiego wieku. Podwyższony poziom morza powoduje żywą abrazję dobrze rozwiniętych wybrzeży na zachodzie. Intensywna cyrkulacja cyklonalna powoduje nadawanie kierunku masie wodnej tego morza. Akumulacja na półwyspie w tym czasie jest szybka i jej zawdzięcza się, złożone na Półwyspie Helskim, potężne serie osadów piaszczystych pochodzących z przemycia osadów plejstocen-skich. W tym czasie na początku zostaje zasypana zachodnia część starszego zbiornika Morza Yoldio-wego. W dalszej kolejności podwodny wał piaszczysty ławicy helskiej wynurza się po raz pierwszy na powierzchnię. Ta pierwsza kulminacja lityrynowa miała miejsce, około 6500 lat wstecz. Z tego też okresu mogą pochodzić wymienione torfy z Helu na -16 m. Ich przysypanie nowymi seriami piaszczystymi, poza analizą pyłkową, jest tego dowodem.

Okres wynurzenia ławicy helskiej na powierzchni jest jednocześnie punktem zwrotnym w stosunkach hydrograficznych Zatoki Gdańskiej. W czasie narastania ławicy podwodnej zależnego od kierunku przemieszczania wód, masa wód morskich przemieszczana była głównie z prądem wschodnim i płynęła wzdłuż równoleżnikowych wybrzeży. Na długości Rozewia napotykała nagły skręt linii brzegowej, pod kątem około 90° ku południowi. Prądy przybrzeżne jakie panowały w tym czasie poddawały się wpływowi konfiguracji wybrzeża. Naszym zdaniem, w tym miejscu traciły one na energii z powodu rozszerzenia strefy przemieszczania i jednocześnie rozdwojenia. Prawe, słabsze ramię prądu nawiązywało do linii brzegowej, natomiast główny nurt prądu biegł w kierunku, który wyznacza współczesny Półwysep Helski. Utrata energii przez prąd powodowała zrzucanie rumowiska na dno, jednak tylko w ograniczonej strefie w miejscu ławicy, do czasu kiedy główny nurt prądu nie łączył

się z jego prawym ramieniem, płynącym wzdłuż brzegu. Na wysokości cypla helskiego energia prądu wskutek kurczenia platformy przemieszczania i kompensacji energetycznych całej masy wody zawartej w zatoce poczyniała wzrastać. Ten fakt tłumaczy zjawisko, że półwysep narastał tylko do ograniczonej długości. Ławica w tym okresie napewno miała większy zasięg ku północy a jej cofanie następowało jednocześnie z postępującą abrazją wybrzeży na zachodzie. Ilustracja tego procesu i mechaniki abrazji i sedymentacji na półwyspie jest ryc.25.

Dowodem rozdzielenia prądów w zatoce jest Rewa Mew. Analiza starszych map wskazuje, że jeszcze w XVII w. można było zauważyć dwudzielność Rewy. Jeden z odcinków biorący początek koło Jastarni i Kuźnicy skierowany był w głąb Zatoki Puckiej. Drugi zaczynał się od nasady Rewy Mew, na krawędzi Kępy Oksywskiej, w miejscu współczesnego "Szpyrku" /fot.7/. Konsolidacja Rewy w jedną całość jest zatem procesem współczesnym. Rewa Mew zdaniem autora powstawała jednocześnie z Półwyspem Helskim, lecz powstrzymana została w rozwoju w chwili, kiedy ławica helska wynurza się na powierzchnię. Cała ilość rumowiska w tym czasie została odcięta od Zatoki Puckiej i wędruje już wzdłuż półwyspu. Powstanie północnego odcinka Rewy Mew, związane było z przepływem prawego ramienia prądu wzdłuż wybrzeży i późniejszą już wyraźną dwudzielnością prądu, kiedy helski wał piaszczysty narasta na taką wysokość, że dzieli wyraźnie przepływ wód do Zatoki Puckiej. Prawdopodobnie przy dłuższej trwającej transgresji atlantyckiej, odcinek północny Rewy w krótkim czasie odciąłby zachodnią część Zatoki Puckiej od Zatoki Gdańskiej tworząc z niej zalew. Odcinek południowy Rewy Mew powstawał pod wpływem działania

prawego ramienia prądu przybrzeżnego, płynącego z północy wzdłuż brzegów Kępy Swarzewskiej i Puckiej, gdzie ponownie był załamany pod kątem około 60° ku południowi, na obszarze współczesnego Błota Miostowego. Na wysokości współczesnej wsi Rewa, prądy przybrzeżne ponownie musiały zakreślać w stronę wschodnią, a tracąc na energii zrzucały rumowisko budując południowy odcinek Rewy Mew. Powstanie zatem "Szpyrku" /fot.7/ jest procesem takim samym jak powstawanie wału piaszczystego mierzeji helskiej, lecz w wielkościach znacznie mniejszych, ograniczonych ilością rumowiska.

Warunki hydrograficzne opisane wyżej trwają niezmiennie w okresie ponownego wyższego zalewu subborealnego kiedy wynurzony już przedtem wał helski zostaje ponownie zalany wodą. Regresja atlantycka około 3000 lat wstecz, powoduje nawrót do warunków, jakie panowały w okresie między impulsami transgresji, a wał mierzeji helskiej wynurza się na stałe. Zaczynają się na nim rozwijać procesy wydmowe, istnieją ponadto jeszcze liczne przepływy wód morskich wzdłuż krawędzi Kępy Swarzewskiej ku południowi, po przez współczesny półwysep, na odcinku od Wielkiej Wsi do Jastarni. Postępująca regresja z wahaniami dodatnimi w subatlanticum, sprowadza trwałą konsolidację ławicy helskiej z lądem - odcinkiem mierzejowym. Z tą chwilą ruch rumowiska wzdłuż zachodnich wybrzeży zatoki zostaje zatrzymany, a wędruje ono wzdłuż półwyspu w ruchu okrężnym i prawdopodobnie tylko w nieznacznych ilościach nadbudowuje ono odcinki Rewy Mew, która okrężnej drodze odbywanej przez rumowisko zawdzięcza połączenie jej dwu starszych odcinków. Na zachód poza Rewę rumowisko już się właściwie nie przedostaje. Jedynym śladem po starszych warunkach hydrograficznych w części zachodniej Za-

toki Puckiej, są izolowane głębokości Jam Kuźnickiej i Chałupskiej oraz Depki. Na ten okres przypada zamarcie odcinków klifowych wybrzeży Kępy Swarzewskiej i Kępy Puckiej /fot.14, 16/, podczas gdy Kępa Oksywska i Redłowska ze swymi klifami, wykazują dalszą, choć osłabioną aktywność /fot.18/.

Ilość rumowiska budującego półwysep o czym wyżej, jest dowodem, że pochodzi ono nie tylko z najbliższej mu bazy abrazyjnej, lecz wędruje z odleglejszych wybrzeży zachodnich. Na przykład podczas sztormu w dniach od 18.III. do 22. III.1961 na wybrzeżach wewnętrznych Półwyspu Helskiego następowała intensywne abrazja. Wiatry północne z odchyleniami ku W i E posiadały prędkości w granicach 17 do 20 m/sek, w trzecim dniu zelżały do 10 m/sek. W Helu poziom morza przekraczał 0,50 cm 0 NN. Plaże po stronie zewnętrznej półwyspu zanikły, a załamywanie się fali o wysokości $h = 1,75$ m następowało bezpośrednio na brzegu. Kolor wody na zewnętrznych wybrzeżach półwyspu był intensywnie szary, a nawet brunatny od zawartego w niej materiału piaszczystego, który rwany był z brzegu przez fale i prąd. O kierunku prądu można było się przekonać po obserwacji przemieszczania się resztek organicznych i odpadków w strefie przybrzeżnej. Na stronie zewnętrznej półwyspu był on zgodny z kierunkiem wiatru i linią brzegową: w Helu płynął ku S. Prędkości prądu mierzone stoperem, w Jastarni, na odcinku 100 m, dały średnią prędkość przy brzegu 1,5 do 2 m/sek. Kierunek prądu w Zatoce Puckiej był niezwykle skomplikowany i zależny ściśle od konfiguracji dna akwenów i linii brzegowej. Na wysokości Jastarni w Zatoce Puckiej, stwierdzono kierunek prądu przeciwny do kierunku falowania, tj. W. Za Rewą Mew jego kierunek był zgodny z kierun-

kiem wiatru, co nie wykluczało możliwości zróżnicowań u wybrzeży południowych zatoki. Rewa Mew była niewidoczna, akumulację podczas sztormu stwierdzono po stronie zachodniej "Szpyrku" w Rewie, który w tych dniach poszerzony został u nasady o około 8 m. Zanik na nim materiału akumulacyjnego zauważano przy wiatrach E na początku kwietnia 1961. Jako ślad - pozostały grube materiały złożone na plaży. W tym samym czasie stwierdzono żwirowiska w Helu, na wschód od portu /fot.31/. Abrazję plaży półwyspu przy cyrkulacji wschodniej, stwierdzono w wielokrotnych obserwacjach i z reguły na stronie zewnętrznej półwyspu, podczas gdy na wewnętrznych wybrzeżach była zachowana równowaga. Falowanie przy prądach E, stosunkowo łatwo regeneruje odcinki zewnętrznych wybrzeży półwyspu, lecz działalności tej nie przejawia w stosunku do odcinków wewnętrznych.

Ze zjawiskami zmian hydrograficznych w Zatoce Gdańskiej powodowanych przesłoną Półwyspu Helskiego, wiążą się jednocześnie współczesne właściwości fizyczne wód zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Na zewnętrznych wybrzeżach półwyspu i w części wschodniej Zatoki Puckiej udział w cyrkulacji bierze woda słonawa o zasoleniu od 7 do 8 ‰, podczas gdy w zachodniej części Zatoki Puckiej, na skutek osłabionej wymiany woda posiada tylko od 5 do 6 ‰ zasolenia, nie wykazując również stratyfikacji termicznej, ze względu na jej płytkość. Z tymi właściwościami fizycznymi wiążą się również spotęgowane zjawiska lodowe, jakie notowane są w zimie. Półwysep Helski pozostaje bardziej pod wpływami oceanicznymi /6, 7, 117, 154/, szczególnie jego zewnętrzne wybrzeże. Wybrzeża wewnętrzne w Zatoce Puckiej mają surowsze warunki lodowe. Wąski odcinek lądu jaki stanowi półwysep wpływa na zróżnicowa-

nie klimatyczne akwenów. Do zaakcentowania kontynentalizmu Zatoki Puckiej przyczynia się jej płytkość, słaba ruchliwość wód i wyżej wspomniane mniejsze zasolenie. Właściwości te korzystnie wpływają na tworzenie się lodu w zimie. Miesiącami, które stwarzają możliwość ukazania się zjawisk lodowych w granicach od 50 do 100% w Zatoce Puckiej, są styczeń i luty. Różnice charakterystyczne ilustruje tabela 16.

Zjawiska lodowe w Zatoce Gdańskiej

Tabela 16

Miejscowość	Okres 1949/50 - 1958/59		Przeważający rodzaj lodu
	ilość dni z lodem	okres zlodzenia	
Władysławowo	13,1	18,1	kra
Hel	14,1	26,4	kra
Jastarnia	51,3	70,9	lód stały i kra
Puck	65,4	80,4	lód stały

Dominującym rodzajem lodu na wybrzeżach otwartego morza jest kra, a dla Zatoki Puckiej - lód stały. Hel i Władysławowo pozostają pod wpływem wód z głębszych akwenów, gdzie temperatura i ruchliwość, znaczniejsze zasolenie, podwyższają punkt krzepnięcia wody. Puck reprezentuje zachodnią zamkniętą część Zatoki Puckiej, wykazującą cechy kontynentalizmu, a Jastarnia ma warunki pośrednie.

Wpływ jaki wywiera lód morski współcześnie na wybrzeże Półwyspu Helskiego, jest ograniczony. Do niedawna /117, 212/ półwysep był przery-

wany w zimie przez napierające lody, np. w latach 1903, 1914. Na mapie S. Puffendorfa /155/ spotykamy uwagę, że Zatoka Pucka przy porcie Vladislausburg, jest znacznie spłycona przez piaski, które w roku ubiegłym tj. 1654 zostały zepchnięte z półwyspu do zatoki przez lody napierające od strony otwartego morza. Działalność lodów nie ogranicza się w zimie tylko do wybrzeży Półwyspu Helskiego, lecz również może obejmować odcinki pozostałych wybrzeży. Gdy lody nagromadzą się w części zachodniej i centralnej Bałtyku, a jednocześnie zapanują wiatry zachodnie i północne /38/, wtedy kra zostaje spychana przez wiatr do Zatoki Gdańskiej i wypełniana lodem. Wytopy kry na plaży powodują jej rozmywanie, a wały wydmowe w których poutykana była kra, posiadają z reguły naruszone struktury. Straty ładu od strony otwartego morza ponoszone na półwyspie w wyniku zjawisk lodowych, są w stosunkowo szybkim czasie regenerowane przez działalność prądów morskich, falowanie i wiatry, lecz na wewnętrznych wybrzeżach są nie do naprawienia.

Reasumując powyższe, podkreśla się rolę i wpływ Półwyspu Helskiego w kształtowaniu reżimu hydrograficznego części zachodniej Zatoki Gdańskiej. Zachowanie nieprzerwanych i ciągłych łądowych linii brzegowych półwyspu utrzymuje dwudzielność Zatoki Puckiej. Istnienie półwyspu powoduje ponadto okrężny ruch rumowiska wokół jego cypla i wpływa, że dociera ono tylko w nieznacznych ilościach do części zachodniej zatoki. Niezależnie od dodatkowych ilości rumowiska, wędrującego od zachodu, nie jest ono odkładane na wybrzeżach półwyspu i stwierdza się raczej ujemny jego bilans. Jest to wynikiem zachwianej przez człowieka równowagi naturalnej półwyspu.

VIII. WPLYWY ANTROPOGENICZNE NA UKSZTAŁTOWANIE WSPÓŁCZESNEGO PÓŁWYSPU

Najstarsze znaleziska kulturowe na Pomorzu pochodzą z około 14000 lat wstecz /95/. Początkiem lepiej rozpoznanych kultur i działalności człowieka na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej, są wytwory okresu Naddunajskiego, przypadające na atlantyckie optimum klimatyczne. Wtwory młodszej epoki kamienia, są znane z Helu i okres ten przypadał 4000-1800 lat wstecz. W Jastarni odnaleziono wenedzkie wytwory ceramiczne, blisko pokrewne łużyckim z lat 1300-700 wstecz. Epokę brązu reprezentują liczne znaleziska z Sobieszewa, Bązaku i Swibna.

W neolicie na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej, panuje kultura sznurowa /89/, znana również jako rzucewska. Stanowiska tej kultury odnaleziono w Rzucewie na krawędzi Kępy Puckiej, lecz znana jest również z Suchacza nad Zalewem Wiślanym. Na Kępie Ostrowskiej znajdują się stanowiska kulturowe z przemysłem ~~epipaleo~~ paleolitycznym /166/, pokrewnym stanowiskom Maglemose i Svaerdborg. Stanowiska te reprezentują wytwory kulturoweazylsko - tardenauskie, przypadające na końcowy okres Jeziora Ancylusowego. Odnalezione zabytki neolityczne w tym miejscu, wiążą się już z okresem późniejszym, mianowicie końcem okresu litoryna. Ze względu na ścisły związek jaki zachodzi z opracowywanym tematem, poniżej podajemy opis występującego tu profilu geologicznego /166/.

- A. Humus współczesny z warstwą piasku współcześnie nawianego
- B. Górna próchnica kopalna około 20 cm grubości

- C. Piasek górny wydmowy, eolicznie warstwowany, barwy białej o odcieniu żółtawym, przybrudzony, z poziomami drobnych okruchów węgla drzewnego i szczątkami zniszczonej próchnicy kopalnej. Grubość około 2 do 2,5 m.
- D. Dolna próchnica kopalna 20 do 30 cm.
- E. Dolny piasek wydmowy, górą barwy rdzawej, silnie zorsztynizowany. Niżej żółty, grubość od 1 do 2 m.
- F. Piasek morski drobnoziarnisty o zabarwieniu szarawo zielonkawym niekiedy z wkładkami zielonkawego iłu.

Wzajemny stosunek zabytków neolitycznych i epipaleolitycznych określa ich rozmieszczenie pionowe, a mianowicie, pierwsze zalegały w warstwie dolnej próchnicy kopalnej /D/, drugie w warstwie starego piasku wydmowego /E/. Obecność piasku morskiego /F/, w podłożu wydm ostrowskich i na terenie Błot Bielawskich, pod warstwą torfu i silnie zorsztynizowanego piasku, jest niewątpliwym dowodem transgresji Bałtyku na ten obszar. Człowiek zatem nie tylko dotarł na polskie wybrzeże w okresie Jeziora Ancylusowego, lecz zakładał tu również swoje siedziby. Z tym okresem niewątpliwie mogą łączyć się wspomniane przez T.Hurtiga /62/, wędrówki ludów z terenów zagrożonych zalewem w okresie postępującej transgresji. Wytwory kultury wenedzkiej w Jastarni, z lat 1300 do 700, dowodzą zasiedlenia półwyspu przez ludzi tej historycznej kultury /68/. Jest możliwe, że już w okresie subborealnym Półwysep Helski miał swoich niestałych mieszkańców, bo trwałemu zamieszkaniu warunki w tym czasie jeszcze nie sprzyjały. W tym świetle ludy kultury wenedzkiej były najstarszymi mieszkańcami Półwyspu Helskiego, a ich następcami jest ludność

kaszubska. ~~spotykane~~ są wzmianki, że człowiek usiłował wykorzystać warunki naturalne dla swoich potrzeb. Oznaczone przerwy na mapach XVII w. wykorzystywane były na Półwyspie Helskim w odcinku od Wielkiej Wsi do Kuźnicy dla ułatwienia żeglugi na otwarte morze, z pominięciem opływu wokół Helu. W takich przerwach na półwyspie, zbudowane zostały przez króla Władysława IV, porty wojenne Władysławowo /Wladislausburg/ i Kazimierzowo /Casimirschanze/. Na jednej z map /ryc.20/ literą A zaznaczono przejście przez Półwysp Helski w porcie Kazimierzowo, gdzie znajdowało się do 3 stóp wody /około 1 m/, a które przy niskich stanach było zasypywane przez piaski. Przejście to niewątpliwie było sztucznie pogłębiane, bowiem 1 m wody nie dawał możliwości swobodnego przepływu statku kaperskiego na zewnętrzny brzeg półwyspu. Na tej samej mapie literą B oznaczono głębsze, wschodnie dojsie od strony Zatoki Puckiej do Władysławowa, gdzie głębokości, nie spotykane dziś w tych akwenach, wynosiły 30 stóp /10 m/.

Działalność konstruktywna człowieka ograniczała się w tym czasie do umocnień półwyspu aby zabezpieczyły go przed przelewami wód morskich do Zatoki Puckiej. Miejsca przelewów w czasie wysokich stanów morza, były stałe i jak wspomniano, najprawdopodobniej wykorzystywane jako naturalne drogi wodne przez rybaków, dokonujących połowów na zewnętrznych wybrzeżach półwyspu. Wydmy Półwyspu Helskiego, które były bardzo niskie i słabo zalesione zaczęły być umacniane pod koniec XIX w. Zabiegi te w krótkim czasie przyczyniły się do podniesienia kory wałów nadbrzeżnych, ale mimo zabiegów pozostawały one zawsze niskie i słabe, czego dowodem dokonane w nich wyłomy przez morze na

początku XX w. Ostatnie wyłomy w wydmach i przerwy na odcinku Władysławowo - Kuźnica zanotowano podczas sztormów w styczniu i lutym 1962 r. W tym samym czasie uległ zniszczeniu zachodni falochron portu we Władysławowie.

Narastanie wydm dzięki sztucznym zabiegom, odbywa się nieprzerwanie /fot.23/. Do najpowszechniejszych prac z tego zakresu należy obsadzanie wałów roślinnością wydmową, która swymi korzeniami wiąże cząsteczki piasku i zapobiega deflacji /fot.35/. Jednocześnie łodygi rośliny powodują powstrzymywanie nowonanesionych piasków, przyczyniając się do narastania wydmy. W miejscach, gdzie roślinność wydmowa się nie utrzymuje, buduje się specjalne palisady wiklinowe /fot.29/, które po przysypaniu uzupełniają się nowymi. Brzeg półwyspu narażony na abrazję, pokrywa się faszyną z wikliny, która powoduje akumulację eoliczną. Najlepiej ze środków ochronnych działają ostrogi /fot.28/, budowane w celu powstrzymywania abrazji brzegu powodowanej przez prądy przybrzeżne i falowanie. Na wybrzeżach wewnętrznych powszechnie stosowane są opaski betonowe, faszynowanie brzegu i dosyć prymitywne opaski kamienne /fot.30/.

Wszystkie środki ochronne na wybrzeżu zewnętrznym zostały zastosowane po wybudowaniu portu we Władysławowie w roku 1935 /1/. Powstanie portu zachwiało bowiem równowagę linii brzegowej Półwyspu Helskiego /ryc.23 i 24/. Wyraziło się to w akumulacji przed portem /fot.22/ i wzmocnioną abrazją za portem, po stronie wschodniej. Mechanizm zakłócenia przeszkodą równowagi linii brzegowej przedstawia ryc.26, zaczerpnięta z pracy J.Wilskiego /207/. Praktycznie zjawisko to pokazuje fot.32, gdzie łódź rybacka wystawiona na plażę we wsi Rewa na okres 4 godzin przy istniejących prądach zachodnich powoduje zjawiska,

które znacznie w większym zasięgu wystąpiły przy prądach wschodnich we Władysławowie /190/. Zmiany batymetryczne jakie zachodziły w związku z tym w porcie /ryc.27/ spowodowały, że port wymagał zabezpieczeń przed wędrującym na jego przedpolu rumowiskiem, które zasypywało kanały portowe i przeprowadzenia kosztownych prac pogłębiarskich. W ostatnich latach obserwuje się większą stabilizację brzegu, powodowaną przyrostem plaży z zachodniej strony portu i przerzutami rumowiska przez prądy, poza wejściem do portu, w bardziej oddalonych od niego akwenach. Działanie portu na Półwysp Helski zaznaczyło się na początku rozmyciem wysokich wydm, jakie znajdowały się u nasady po wschodniej stronie w miejscu, gdzie znajduje się stacja kolejowa Wielka Wieś oraz zniszczeniem położonego na wydmach budynku Komory Celnej. Groźba przerwania półwyspu przez prądy stała się realna i miejsca abrazji zabudowano urządzeniami ochronnymi. Działanie prądu przeniosło się wówczas na odcinek niechronionego lądu, poza ostatnią wschodnią ostrogę, powodując dalszą abrazję. W licznych publikacjach/5, 63, 92, 137, 171, 173, 186 i 200/ autorzy wyrażają zgodnie pogląd, że aby zapobiec abrazji wybrzeży na Półwyspie Helkim należy chronić je sztucznie. Pozostawienie jakiegokolwiek odcinka bez ochrony, w sąsiedztwie ostróg, spowoduje abrazję, którą współcześnie obserwuje się na odcinku od Chałup do Jastarni. Podobne procesy, lecz o mniejszym natężeniu występują na wewnętrznych wybrzeżach półwyspu w Chałupach, w Kuźnicy i Helu. Cypel półwyspu, niezależnie od istniejącej akumulacji, jest również miejscem wzmożonej abrazji /fot.31/ powodowanej przez prądy odbite przez falochrony portu w Helu. Nie wszystkie urządzenia ochronne na Półwyspie Helkim okazały się przydatne,

a niektóre wręcz szkodliwe /93/, wznagały bowiem procesy abrazji. Przystudiowanie stosunków hydrograficznych strefy przybrzeżnej przed zastosowaniem urządzeń ochronnych i utylizacyjnych jest konieczne. W miejscach przerw śladami regeneracyjnej działalności człowieka w budowie wałów nadbrzeżnych są sypane w chwilach katastrof kopulaste formy bez warstwowania, usytuowane w stosunku do linii brzegowej w sposób chaotyczny w Chałupach, Kuźnicy i Jastarni.

Genezę antropogeniczną wykazują także obniżenia na szosie prowadzącej z Władysławowa do Helu. Nawierzchnia szosy wybudowana została w ostatnich latach ze specjalnie spreparowanej masy, lecz nie wytrzymuje ciężaru pojazdów mechanicznych i ugina się w miejscach, gdzie położona jest na pokrytych piaskami torfach. Tej samej genezy są sięgające 0,5 m wybicia nawierzchni dróg w Jastarni. Podobne usiłowania umacniania brzegu w Kuźnicy przez narzucenie na brzeg znacznej ilości bloków skalnych nie dało pozytywnych rezultatów. W wyniku ciężaru tych bloków luźno leżących i stałych drgań powodowanych falowaniem oraz nawodnieniem strefy brzegowej przez morze i opady, bloki te zapadają się.

Zakłócenie równowagi linii brzegowej we Władysławowie wybudowaniem portu i na półwyspie nie jest faktem odosobnionym. Podobne zjawiska stwierdzono w chińskim porcie Tang Ku, w ujściu rzeki Hei Ho do Zatoki Pu-hai. Bagruje się w nim rocznie około 5 do 8 milionów m³ materiału /219/. To zjawisko wystąpiło również w porcie Tillamook w stanie Oregon USA, gdzie notuje się dwukierunkowy ruch rumowiska, przeciwnie do siebie skierowany, a wybudowany port spowodował abrazję półwyspu o tej samej nazwie co port i połączenie zatoki z morzem. Porty Soczi i Ga-

gra, nad Morzem Czarnym, wykazują stosunki podobne jak we Władysławowie. Natomiast przykładem dobrze rozwiązanych urządzeń zapobiegającym zasypywaniu przez rumowisko, są urządzenia w portach w Scheweningen i Yumiden w Holandii /137, 186/.

IX. PRZEBIEG POWSTANIA ZATOKI GDAŃSKIEJ I PÓŁWYSPU HELSKIEGO

Powstanie Zatoki Gdańskiej jest procesem, który zapoczątkowany został w trzeciorzędzie i trwa nieprzerwanie do dnia dzisiejszego. Półwysep Helski jest tworem morskim, który zaczął powstawać po okresie plejstoceniowym i do dziś poddany jest przekształceniom powodowanym zarówno przez działanie morza jak i działalność człowieka.

Tabela 17 jest syntetycznym wynikiem badań zawartych w pracy i ukazuje chronologię zdarzeń i związków przyczynowych, jakie istniały w powstawaniu części zachodniej Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego. Zdarzenia te ilustruje rysunek 28.

Bezwzględny wiek chronologiczny oparto na badaniach G.De Geera /47/. Fazy rozwojowe Morza Bałtyckiego podane zostały za M.Sauramo /165/. Okresy kulturowe zaczerpnięto z S.Kostrzewskiego /89/, a chronologię klimatyczną podaje się za W.Szaferem /184/.

Na tej podstawie precyzujemy tezy opracowywanego przez nas problemu:

1. Budowa geologiczna i obraz stratygraficzny ilustrują kolejne fazy rozwojowe części za-

chodniej Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego. Na ich podstawie wykazano mniejsze od dotychczas przyjmowanych - deniwelacje w podłożu kredowym, regularność sedymentacji plejstocenińskiej i holocenińskiej, wykazując erozyjno-egzaracyjne założenia obniżen w kredzie.

2. Morfologia dna części zachodniej Zatoki Gdańskiej jest wynikiem domniemanej erozji wód płynących w pliocenie, egzaracji lądolodów i działania dynamicznego wód starszych faz bałtyckich i współczesnego Morza Bałtyckiego.
3. Osady powierzchniowe na dnie zatoki pochodzą z przemycia materiałów plejstocenijskich budujących wybrzeża, które uległy abrazji. Materiał jest regularnie rozkładany na dnie w zależności od dynamiki wód i głębokości akwenów. Osady na powierzchni Półwyspu Helskiego są jednorodne, drobno i średnioziarniste, piaszczyste, w przewadze kwarcowe. Wyznaczają one na podstawie analiz mineralnych tory, po których materiał jest przemieszczany wzdłuż brzegu. Kierunek ruchu z zachodu na wschód na podstawie tych analiz nie ulega wątpliwości.
4. Formy powierzchniowe półwyspu są wynikiem działania zmiennych warunków hydrograficznych i eolicznych. Półwysep Helski w całej swej masie jest wytworem dynamiki morza.
5. Przebadane struktury geologiczne głębszego podłoża wykazują predyspozycje tektoniczne - obniżenia w kredzie we wschodniej części polskiego wybrzeża, lecz nie zdradzają ich aktywności od końca plejstocenu do czasów nam współczesnych.
6. Warunkom fini i postglacjalnej cyrkulacji atmosfery zawdzięcza swe powstanie podwodny klif na dnie Zatoki Gdańskiej na głębokości od 40 do 70 m przynależny do starszej fazy bałtyckiej

Tabela chronologiczna rozwoju Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego

Tabela 17

Lata	Ckresy geolog.	Kultury ludzkie	Okresy klimat.	Fazy Morza Bałtyckiego	Fazy rozwojowe	
					Zatoki Gdańskiej	Półwyspu Helskiego
1000	Holocen	Historiesna	Współczesny	M y a	a/ Narastanie delty Wisły. Cyrkulacja wód podobna do dzisiejszej /współczesnej b/ Wyrównywanie linii brzegowych.	a/ Boliczne narastanie wydm najmłodszych /białych/ b/ Konsolidacja Półwyspu Helskiego w zwarty obszar lądowy
0		żelaza	Subatlantyczny	Limnea	a/ Wcinanie się rzek. Wisła uchodzi najstarszym ujściem b/ Aktywniejsza cyrkulacja zachodnia, wytwarzanie klifów na wybrzeżach	Subatlantyczne przelewy wód otwartego morza przez wały wydmore, abrazja wałów, wytwarzanie niskiego poziomu
-1000		brązu	Subborealny		a/ Spadek regresyjny wód b/ Wyrównywanie linii brzegowych	a/ Powstawanie wydm żółtych b/ Subborealna regresja, wynurzenie się wału podwodnego na linii półwyspu
-2000		neolit	Atlantycki	Litoryna	a/ Akumulacja w delcie Wisły. Cofanie się linii brzegu b/ Kępa Swarzewska wyspą. Abrazja lądu i transport materiału ku wschodowi. c/ Wzrost poziomu morza na wybrzeżach do ok. + 6 m. Zalew odcinków ujściowych pradolin	a/ Serie osadowe na półwyspie ukazują się na powierzchni b/ Powstanie dwóch odcinków Rewy Mew, północnego od wału półwyspu i południowego od Kępy Oksywskiej. c/ 2-ga kulminacja transgresji - okresowe zalewy wału podwodnego na linii półwyspu
-3000	Mastogloia				a/ Zalew części Zachodniej Zatoki Puckiej. b/ Postępująca transgresja do współczesnego poziomu morza. Abrazja brzegów	a/ Gwałtowne zasypywanie zachodniej części niecki Morza Yoldiowego i budowa wału podwodnego Rewy Mew b/ 1-sza kulminacja transgresji - wynurzenie się po raz pierwszy wału podwodnego ławicy helskiej. Powstanie torfów helskich
-4000					a/ Przelew Jeziora Ancylusowego Rynną Kadet b/ Krótkotrwałe obniżenie poziomu do -17 m. Abrazja ustaje.	
-5000	mesolit	Borealny	Ancylus	Szybkie podnoszenie się poziomu jeziora z -60 do -40 m. Zalew	Mułki ancylusowe w podłożu na dnie	
-6000			Echneis	a/ Rzeka ścina krawędź starszej niecki na N od Gdyni b/ Wisła pierwotnie odpływa odcinkami pradolin ku zachodowi, następnie do bliższej bazy erozyjnej, wpływając do Yoldii Preborealnej koło Juraty	a/ W części zachodniej Wisła uchodzi do Morza Yoldiowego, pozostawiając osady w Juracie i Jastarni b/ Wytapianie się resztek lądolodu na dnie zatoki który konserwuje dno niecki yoldiowej c/ Morena górna gotiglacialna, pokrywająca ility wstęgowe	
-7000	Firdglacja	młodszy	Yoldia Preborealna	c/ Konserwowanie dna zatoki poniżej izobaty 70 m przez resztki lądolodu	Yoldia Późnoglacialna i zastoiska lodowe pozostawiają ility wstęgowe w podłożu półwyspu na dnie niecki	
-8000			st. Dryas	Bałtyckie Jezioro lodowe		d/ W osęści zachodniej zatoki powyżej izobaty 40 m tworzenie się torfów w pradolinach
-9000	Gotiglacja	paleolit	Allerød		Morena denna gotiglacialna	
-10000			st. Dryas			

Morza Yoldiowego. Ukryty on jest na odcinku półwyspu na wysokości Jastarni pod osadami półwyspu, wyraźnie dzieląc Półwysep Helski na część wschodnią starszą i zachodnią młodszą.

7. Transgresja atlantycka na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej rozpoczęła się przed 8000 lat, w poziomie około -17 m poniżej współczesnego poziomu Bałtyku. Zakończyła się przed około 3000 m lat w poziomie 6 m wyższym od Morza Bałtyckiego. Stosunkom hydrograficznym Morza Litorynowego zawdzięcza się w głównych zarysach współczesne linie brzegowe Zatoki Gdańskiej. W czasie ich trwania powstaje piaszczysty wał podwodny, który w chwili regresji wynurza się na powierzchnię dając początek Półwyspowi Helskiemu. Koniec transgresji zaznaczył się na wybrzeżach zatoki krótkotrwałym okresem wydumowym.
8. Kompakcja osadów litoralnych z których zbudowany jest Półwysep Helski, tłumaczy przyczynę znajdowania się torfów litorynowych w Helu poniżej poziomu Morza Bałtyckiego, bez wprowadzania elementu ruchów pionowych lądu.
9. Współczesnej cyrkulacji atmosferycznej zawdzięcza się procesy zachodzące na powierzchni półwyspu. Przewaga oceanicznych wpływów cyrkulacji atmosfery w części zachodniej Zatoki Gdańskiej, zaznacza się w ciągu całego roku.
10. Wahania poziomu morza zawarte są w amplitudach nie przekraczających 200 cm. Notuje się większą częstotliwość zwyżki powyżej 0 NN, od częstotliwości ujemnej. Wahania poziomu wód w Morzu Bałtyckim zależą przede wszystkim od zmian ciśnienia atmosferycznego.

11. Pod wpływem cyrkulacji atmosfery zachodzi ruch wody w Zatoce Gdańskiej. Wpływ prądów powierzchniowych na współczesne przekształcenia półwyspu, zaznacza się modelowaniem linii brzegowej i abrazją brzegów na zachodzie. W ciągu całego roku przeważają prądy E.
12. Pod wpływem prądów morskich i falowania następuje przemieszczanie rumowiska wzdłuż brzegu. Wartość tego ruchu badana doświadczalnie i obliczona pośrednio za pomocą porównań, wykazuje proporcję masy półwyspu do zniszczonej Kępy Swarzewskiej 1:8,5 na korzyść półwyspu. Większa wartość masy osadowej półwyspu dowodzi, że nie tylko Kępa Swarzewska jest źródłem materiału z jakiego został on zbudowany.
13. Zmiany linii brzegowej Półwyspu Helskiego są procesem dynamicznym trwającym nieprzerwanie. Nie zachodzą jednak w takich wartościach, jakie widzieli wcześniejsi badacze. Stabilizacja półwyspu jako formy lądowej jest procesem, który zachodzi w holocenie i od niej zależny jest rozwój jego linii brzegowych.
14. Wpływ człowieka na utrzymywanie równowagi linii brzegowych jest zasadniczy. Temu wpływowi zawdzięcza się jednak wcześniejsze jej zakłócenie. Stałe cofanie się linii wybrzeży na zachodzie a w szczególności na odcinku Kępy Swarzewskiej, przy braku ingerencji człowieka w ochronie wybrzeży półwyspu, sprawdziłoby abrazję Półwyspu Helskiego.
15. Powstanie Półwyspu Helskiego i skonsolidowanie jego wybrzeży zmieniło zasadniczo reżim hydrograficzny Zatoki Gdańskiej, prowadzając go do warunków obserwowanych współcześnie. Tym wpływom zawdzięcza się dwudzielność Za-

toki Puckiej i połączenie dwóch odcinków Rewy Mew w jedną całość.

16. Postglacjalna i holocenińska przeszłość Zatok Gdańskiej i Półwyspu Helskiego badana za pomocą liczniejszych metod, znalazła w niniejszej pracy bardziej racjonalne wyjaśnienie pozostające w zgodności z nowszymi badaniami światowymi.

X. LITERATURA

- /1/ A d a m s k i Z., Port rybacki w Wielkiej Wsi. Zjazd Inżynierów portowych państw Bałtyckich i Skandynawskich 3-6.V.1938. Wyd. G.U.M. Gdynia.
- /2/ Atlas der Bodenbedeckung Nord und Ostsee. Deutsche Seewarte. Hamburg 1942.
- /3/ A u g u s t o w s k i B. 1961, Morfologia Doliny Chłapowskiej na tle rozwoju klimatu Kępy Swarzewskiej. Zeszyty Geogr. r.III Gdańsk.
- /4/ B a k e r J.P., 1957, Transgressionphasen und Sturmflut fre - quenzen in den Niederlanden in Historischer Zeit. Deutscher Geographentag Würzburg 29.VII. - 5.VIII.1957.
- /5/ B a s i ń s k i T. 1959 - Oddziaływanie na profil i linię brzegową grupy ostróg ażurowych zbudowanych na Półwyspie Helskim w roku 1957 i na początku 1958 w ich pierwszym roku pracy. Wyd.wewn. I.B.W. PAN Gdańsk
- /6/ B ą c z y k J. 1959 - Zlodzenie Zatok Gdańskiej. Zeszyty Geograficzne W.S.P. Nr1 Gdańsk.
- /7/ B ą c z y k J., C z e k a ń s k a M. 1962 - Zjawiska zlodzenia u polskich wybrzeży Bałtyku. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk Poznań.
- /8/ B ą c z y k J., N o w a k B., Wpływ rzeźby na zróżnicowanie składu mineralnego opadów powierzchniowych na Półwyspie Hel skim. Czasopismo Geograficzne z.3 1963.

- /9/ B a c z y k J., Influence des conditions synoptiques sur les courants marins du Golfe de Gdańsk. Cahiers océanographiques et d'Études des Côtes, Paris 1963 z.IX.
- /10/ B e r g s t e n F. 1930 - Changes of level on the coasts of Sweden. Geogr. Annaler Bd.XII. Stockholm.
- /11/ B e u r l e n K., 1933 - Die Nehrungen Ostpreussens und ihre Entstehung Naturwissenschaftliche Monatschrift. Serie aus der Heimat. Danzig.
- /12/ B i Ń c z y k Z. 1959 - Radiolokacyjne metody pomiarów powierzchniowych prądów morskich. Biul. PIHM Nr 10 Warszawa.
- /13/ B i r k e n m a j e r M. 1957 - Zagadnienie prądów zawieszinowych w środowisku morskim. Przegląd Geofizyczny Nr 25 Warszawa.
- /14/ L e B l a n c R. J. 1959 - Origin and development of the Texas shoreline Hodgson W.D. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /15/ B o u r c a r t J. 1949 - Géographie du fond des mers. Paris.
- /16/ B o ż i c z P.K., D ż u n k o w s k i N.N. 1949 - Morskoje wolnienije i jewo diejstwije na zoorużienija i bierega. Moskwa.
- /17/ B ü n e c k e G., D i e t r i c h G. 1951 - Monatskarten der Ober - flächen-temperatur für die Nord und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Deutsches Hydrogr.Institut. Hamburg.

- /18/ Braun G. 1926 - "Über den sog. "Haffstausee" und die Formentwicklung der Küstenzone von Pommern, unter Berücksichtigung der Litorinasenkung. Jahrbuch 43/44 Greifswald.
- /19/ Braun G. 1932 - Das Problem des Niveauschwankungen von Nordeuropa und die Entwicklung der Ostsee. Verh.u.wiss. Abh. des 24 Dtsch. Geographentag zu Danzig 1931 Breslau.
- /20/ Brooks C.E.P. 1954 - The climatic changes of the past thousand years. "Experientia" t.X. London.
- /21/ Briquet A. 1930 - Le Littorale du Nord de la France et son évolution morphologique suivie d'un Appendice: l'Évolution de Rivage du Nord de la France et l'Activité de l'Homme. Paris.
- /22/ Brogmus W. 1952 - Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee Kieler Meeresforschungen Bd. IX t.I Kiel.
- /23/ Bruns E. 1959 - Ozeanologie H.1-2 Dtsch.wiss.Verlag Berlin.
- /24/ Brückman R. 1919 - Strömungen an der Süd und Ostküste des Baltischen Meeres. Forschungen zu Dtsch. Landes u Volksde. XXII. Stuttgart.
- /25/ Budanow W.I. 1956 - O wowstawanji i razwitja kos azowskowo tipa. Trudy Kom. Okieanografji Ak.Nauk CCCR. t.I.
- /26/ Büdel J. 1951 - Die Klimazonen des Eiszeit alles Eiszeitalter und Gegenwart. Bd.11 Ohringen - Würt.

- /27/ v. B a l o w K. 1929 - Postglaziale Senkung und Dünenbildung im nordost Hinterpommerschen Küstenbereich. Jhrb.d.Preus. Geol. L.A. Bd.52.Berlin
- /28/ v. B a l o w K. 1932 - Ein neuer Fund von Litorina-Ablagerungen und die Zeitpunkt der Litorina Transgression in Pommern. Dohrniana Bd.12 Stettin.
- /29/ v. B a l o w K. 1954 - Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz. Beiheft z.Ztschr. d.Geologie. Berlin.
- /30/ C z u b i ń s k i Z., B o r ó w k o Z. 1954 - Bielawskie Błoto ginące torfowisko atlantyckie Pomorza. Ochrona Przyrody t. 22. Kraków.
- /31/ C z e k a ń s k a M. 1948 - Fale burzowe na południowym Bałtyku. Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią Nr 1. Poznań.
- /32/ C z e k a ń s k a M. 1951 - Podział i charakterystyka głębokościowa Bałtyku Południowego. Badania Geogr. nad Polską Zachodnią z,2-3. Poznań.
- /33/ D e c h e n d W. 1937 - Untersuchungen der Dünen der Frischen Nehrung mit sediment petrographischen methoden zur Unterstützung und Ergänzung der „Untersuchung die Dünenformen. Schrifte Ökonom.Ges.Königsberg.
- /34/ D e c h e n d W. 1956 - Der Ablauf der holozänen Nordsee Transgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum insbesondere in gebiet von Iever.Geolog.Jahrb. Bd.72.
- /35/ D e m e l K. 1923 - O prądach przy cyplu Półwyspu Helskiego. Arch.Hydrobiologii i Rybactwa. Warszawa.

- /36/ D e m e l K. 1927 - Zbiorowiska zwierzęce na dnie morza polskiego. Spraw. Kom. Fizj. t.61 P.A.U. Kraków.
- /37/ D e m e l K. 1960 - Wahania poziomu morza przy Helu w uzależnieniu od przebiegu wiatrów. Kosmos. Warszawa.
- /38/ D i e t r i c h G. 1950 - Die natürlichen Regionen von Nord und Ostsee auf Hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforschungen Bd.VI Heft 2. Kiel.
- /39/ F i s k H.N. 1959 - Padre Island and the Lagune Madre Flats. Coastal Souts Texas - 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /40/ F l o h n H. 1962 - Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläo-klimatologie. Geol.Rundschau Nr 40.
- /41/ G a l o n R. 1934 - Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla. Bad.Geograficzne. Praca Inst.Geogr. Uniwersytetu Poznańskiego z.12-13. Poznań.
- /42/ G a l o n R. 1938 - Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych prac. Pol.Tow.Geol. Roczn.XXI. Warszawa.
- /43/ G a l o n R. 1954 - Zagadnienie ilości zlodowaceń czwartorzędowych w świetle nowych badań nad eustatycznymi oscylacjami poziomu oceanów i wahaniami temperatury ich wód powierzchniowych. Czasop. Geogr. t.XXV z.3. Warszawa-Wrocław.
- /44/ G a l o n R. 1956 - The problem of the last glaciation in Poland. Przegl.Geogr. t.XXVIII. Supplement. Warszawa.

- /45/ G a l o n R. 1960 - Problem of Geomorphological Classification of the Polish Coast. Przegł. Geogr. vol. XXXII Supplement. Warszawa.
- /46/ de G e e r G. 1950 - Quaternary Sea bottoms in Western Sweden. Geol. Forhandlingar.
- /47/ de G e e r E.H. 1954 - Skandinawiens geokronologi. G.F.F.76.
- /48/ G e i b E.W. 1944 - Meeresgeologische Untersuchungen in Bereich der Ostpommerschen Küste von Stolpmünde bis zur ehemaligen deutsch-polnischen Grenze /Strand km 83 bis 0,3/ Geologie der Meere und Binnengewässer Band. 7 Heft 1. Berlin.
- /49/ G e i n i t z E. 1905 - Die geologische Geschichte des Weichseldeltas. Kleinere Mit. in Peterm. Geogr. Mitl. Bd.51.
- /50/ S i r t h C. 1891 - Geschichte und Beschreibung der Halbinsel Hela. Illustrierter Führer. Denzig.
- /51/ G ł o w i ń s k a A. 1954 - Prądy konwekcyjne na Bałtyku. Prace M.I.R. Nr 7. Gdynia.
- /52/ G r a h a m H. 1959 - The development of the coastline of the Wash. England. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /53/ G r i p p K. 1958 - Cambrische Halbinsel Ostsee - Trog und Norwegische Rinne. Zeitschrift für Geomorphologie Bd.2 Heft 4. Berlin.
- /54/ G r u s z e w s k i j M.S. - Opredieleniye profila dliunoy wołn wyzvacznoy wie-

trom. Trudy Gos.O.I. Wypusk 33/45. Lenin-grad.

- /55/ G u i l c h e r A. 1951 - Essai de terminologie française des plages marines et autres accumulations littorales. Rev. de Géom.Dyn. Nr 1.
- /56/ G i e r l o f f H.G. 1961 - Nehrungen und Lagunen. Gesetzmässigkeiten Ihrer Formenbildung und Verbreitung, Peterm. Geogr. Mitt. Jahrg. 105 H.2. Gotha.
- /57/ H a a r n a g e l W. 1950 - Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste Hildesheim.
- /58/ H a l i c k i B. 1951 - Z historii plejstoczeńskiego Bałtyku. Acta Geol.Polonica. Vol.II fasc.4. Warszawa.
- /59/ H a r t n a c k W. 1931 - Zur Entstehung und Entwicklung der Wanderdünen auf der Nehrung auf des deutschen Ostseeküste. Ztschr.f.Geomorph. Bd.VI Heft 4/5.
- /60/ H a r t n a c k W. 1931 - Oberflächen-gestaltung des Ostpommerschen Grehzmark. Des Nordosten Landschaften des deutschen Nordostens.Veröff. des Geogr.Sem. des Techn.Hochschule Danzig.
- /61/ H ö g b o m A.G. 1919 - Eine graphische Darstellung der spätquartären Niveauveränderungen Fennoskandias. Bull.Geol.Inst. Univers.Upsala vol.XVI 1918/19.
- /62/ H u r t i g Th. 1959 - Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postdiluvialen Überflutung des Ostseebeckens. Geophysisches Berichte april 1959 Heft 10/11 Greifswald.

- /63/ H u c k e l S. 1952 - Bilans energetyczny materiałowu ruchu rumowiska przybrzeżnego. Techn. i Gosp. Morska Nr 8. Gdańsk.
- /64/ I g n a t i u s H. 1957 - On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. Extrait des Comptes Rendus de la Societé Géologique de Finlande Nr XVI.
- /65/ I n t i r e Mc W.G. 1959 - Methods of Correlating cultural remains with stage of coastal development. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /66/ J a c e n k o w a A. 1959 - Niektóre metody pobierania i opracowywania próbek dennych stosowanych w ZSRR. Biul. PIHM Nr 11. Warszawa.
- /67/ J a c o b y G. 1935 - Beiträge zur Untersuchung der Senkung unserer Küstengebiete. An.d.Hydrogr. t.III. Berlin.
- /68/ J a ż d ż e w s k i K. 1961 - - Gdańsk wczesnośredniowieczny w świetle wykopalisk. Gdańsk.
- /69/ J e n t z s c h A. 1913 - Das norddeutsche Tertiär und sein Untergrund. Abh.Pr.Geol. L.A. N.F. 72. Berlin
- /70/ J e n t z s c h A. 1909 - "Über die Nordgrenze des deutschen Kreide. Ztschr.d. Dtsch.Geol. Ges. Bd.61 Nr 11.
- /71/ J o h n s o n J.W. 1957 - The littoral drift problem at shoreline harbours. Proceed. Ann. Soc. Engineers. Journal of Waterways and Harbour Engineering. Vol.83.
- /72/ de J o n g J.D. 1960 - The morphological evolution of the Dutch Coast.Geologie en Mijnbouw Ja e Jaarrgang November.

- /73/ K a c z o r o w s k a Z. 1954 - Warunki klimatologiczne polskiego wybrzeża Bałtyku. Wiad.Sł.Meteor. i Hydrol. 1954.
- /74/ K a r w o w s k i J. 1959 - Metoda pola sił falującej wody. Arch.Hydrotechniki t. VI z.4. Gdańsk.
- /75/ K a r w o w s k i J. 1960 - W sprawie morskich prądów powierzchniowych. Arch. Hydrotechniki Nr 31. Gdańsk.
- /76/ K e i l l h a c k K. 1917 - Die grossen Dünen gebiete Norddeutschlands Ztschr.d. d.Geol.Ges. LXIX.
- /77/ K l a u t z s c h R. 1917 - Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. Jhrb. f.Geol.Ges.Bd.38.
- /78/ K l i e w e H. 1960 R e i n h a r d H. - Zur Entwicklung des Ancylus Sees.Peterm. Mitln. H.2/3. Gotha.
- /79/ K l ü t e F. 1951 - Das Klima Europas während der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. Erdkunde Nr 4 Bonn.
- /80/ K l e c z k o w s k i A. 1955 - Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd.Geologiczne. Warszawa.
- /81/ K n a p s R.J. 1950 - Effiekt i primienimost wołnołomow kak ograditielnych zooruženij na pieszczanych bieriegach. Łotwijas R.S.R. Zin.Akad.Vest. Nr 7. Ryga.
- /82/ K n o b l a u c h G. 1931 - Pollenanalytische Untersuchung meeresucher Moore in Ostpreussen. Unser Ostland Bd.1. Heft 4. Königsberg.

- /83/ K o l p O. 1959 - Die Schwermineralanteile verschiedener Meeres bodenarten der Beltsee. Berlin.
- /84/ K o c h R.A., S c h i e c k M. und F l e m i n g J. 1953 - Zum Problem der Wellenrippeln. Wiss.Ztschr.d.M.Luther Univers.Halle-Wirthenberg Jhrg. 1952/53 Heft 1.
- /85/ K o m a r T. 1950 - Bałtyk - część południowa /mapa batymetryczna w skali 1 : 270.000/ Gdynia.
- /86/ K o ń c z a k S. 1936 - Zarys hydrografii i klimatologii Bałtyku. Przegląd Geograficzny t.XVI. Warszawa.
- /87/ K o s i b a A. 1949 - Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych. Czasop. Geogr. t.XX z.1-4, Warszawa-Wrocław.
- /88/ K o t a ń s k i Z. 1956 - Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. Inst. Geol.Biul. Nr 100. Warszawa.
- /89/ K o s t r z e w s k i J. 1930 - Wykopalska w Rzucewie na Pomorzu i kultura Rzucewska. Oprac.Pol.Akad.Umiejętn. t.XXXV. Kraków.
- /90/ K o w a l s k i T. 1955 - Zagadnienie ruchu rumowiska wzdłuż Półwyspu Helskiego. Prace Inst.Morskiego. Gdańsk.
- /91/ K o w a l s k i T. 1956 - Wpływ falowania morskiego na kształtowanie się stożka ujściowego Wisły. Prace Inst.Morskiego Nr 7. Gdańsk.
- /92/ K o w a l s k i T. 1956 - Ocena skuteczności opasek jako budowli ochronnych na Helu. Technika i Gospodarka Morska Nr 9. Gdańsk.

- /93/ K o w a l s k i T., S e m r a u J. 1958 - Jeszcze raz o ochronie brzegów. Technika i Gospodarka Morska z.6. Gdańsk.
- /94/ K o w a l e w s k i R. 1961 - Stany sztor-mowe na Bałtyku. Rękopis - Toruń.
- /95/ K o z ł o w s k i I. 1928 - Wczesna, star-sza i środkowa epoka brązu w Polsce w świetle subborealnego optimum klimatycznego i jego wpływu na ruchy etniczne i zabudowanie Polski. Lwów.
- /96/ K ö s t e r R. 1955 - Die Morphologie der Strandwall Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. Meyniana Band 4.
- /97/ K ö s t e r R. 1958 - Die Küsten der Flensburger Förde. Schriften der Naturw. Ver. für Schleswig-Holstein, Band XXIX Heft 1.
- /98/ K ö s t e r R. 1960 - Zur Frage der gegenwärtigen Senkung schleswig-holsteinischen Ostseeküste. "Die Küste" Jhrg.18.
- /99/ K r a n z W. 1913 - Über angeblisbe Hebungen und Senkungen an Pommerns Küsten nach der Litorinazeit. Naturwiss. und erdkundl. Unterricht. 9 Jhrg. Leipzig.
- /100/ K r a u s E. 1933 - Über tektonische Gegenwarts bewegungen im Ostseegebiet. IV Hydrol.Konf. der Balt. Staaten Leningrad.
- /101/ K r a u s e G.C.A. 1850 - Der Dünenbau auf Ostsee Küsten West-Preussens. Berlin.
- /102/ K r y ł o w J.M. 1956 - Statisticzeskaja tieorija i rarczet morskich wietrowych wołn. Trudy Gosudarstwienno-go Okieanograficzeko-go Instituta. Wypusk 33. Leningrad.

- /103/ K u e n e n Ph.H. 1950 - Marine Geology. Nev York.
- /104/ K u e n e n Ph.H. 1959 - Duth post-war coastal studies. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /105/ L o n g w e l l C.R., F l i n t R.F. 1955 - Introduction to Physical Geology. London.
- /106/ L a k o w i t z C. 1905 - Die Danziger Bucht /Beiträge zur Landeskunde Westpreussens/. Danzig.
- /107/ L e c h o w i c z - K w i e c i e ń K. 1958 - O klimacie Półwyspu Hel. Wiad. Sł.Hydr. i Meteor. t.VI. z.4.
- /108/ L e o n t i e w O.K. 1955 - Geomorfologia morskich bieriegow i dna. Izdatielstwo Moskiewskogo Uniwersiteta. Nr 48.
- /109/ L u d w i g G., V o l l b r e c h t K. 1957 - Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermineralkonzentrate und ihre Bedeutung für die auffindung sedimentarer Lagerstätten. Geologie. Jhrg.6 Heft 3 Mai. 1957.
- /110/ Ł o m n i e w s k i K. 1954 - Przegląd stosunków hydrologicznych u polskich wybrzeży. Wiad.Sł.Hydrol. i Meteor. t.IV z.5. Warszawa.
- /111/ Ł o m n i e w s k i K. 1954 - Z zagadnień hydrologicznych Południowego Bałtyku. Wiad.Sł.Hydrol. i Meteor. t. IV z.5. Warszawa.
- /112/ Ł o m n i e w s k i K. 1960 - Ujście Wisły. Annales de la Societé Geol. de Pologne vol.XXIX fasc.4. Krakow.

- /113/ Ł o m n i e w s k i K. 1958 - Zalew Wiślanany. Prace P.A.N. Warszawa.
- /114/ Ł o m n i e w s k i K. 1959 - Zatoka Gdańska. Zeszyty Geograficzne W.S.P. Nr 1 Gdańsk.
- /115/ Ł o m n i e w s k i K. 1960 - Hydrographic Problems at the Polish Baltic Coast. Przegląd Geogr. Supplement Vol. XXXII. Warszawa.
- /116/ M a j d a n o w s k i S., 1951 - Pomiar długości wybrzeży polskich. Czasop. Geogr. t. XXI/XXII. Wrocław-Warszawa.
- /117/ M a j d a n o w s k i S. 1955 - Zagadnienie ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w czasie ostatniego zlodowacenia. Przegl. Geogr. t. XXVII z. 1. Warszawa-Wrocław.
- /118/ M a j d a n o w s k i S. 1958 - Zagadnienie klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Europie. P.W.N. Warszawa.
- /119/ M a j e w s k i A. 1956 - Spiętrzanie wód u polskiego wybrzeża, spowodowane przejściem cyklonu przez południowy Bałtyk w dniu 17 stycznia 1955 r. Przegląd Geograficzny z. 2.
- /120/ M a j e w s k i A. 1959 - O wysokich stanach wód w Zalewie Wiślanym. Przegl. Meteor. i Hydrol. r. VI z. 3-4. Warszawa.
- /121/ M a l i c k i J. 1959 - O metodach morskich prognoz hydro-meteorologicznych. Biul. PIHM nr 12. Warszawa.
- /122/ M a r k o w K.K. 1933 - Spät und nachzeitliche Geschichte der Umgebung von

Leningrad auf Grund des spät und nach-
hiszeitliche Geschichte des Baltikums.
Arb.d.Komm.z.Stud.der Quartär Formation.
Bd.IV.

- /123/ M a r u s z c z a k H. 1952 - Istota i
przyczyny zmian poziomu morza Czasop.
Geogr.XXI/XXII. Wrocław-Warszawa.
- /124/ M e i s s n e r O. 1941 - Einfluss der
Zirkulationänderungen der Luftdruckes
auf den Wasserstand der Ostsee. Ann.
d.Hydrogr. Berlin.
- /125/ M i e r z y ń s k i S. 1955 - Badania
falowania w porcie rybackim Hel. Techni-
ka i Gosp. Morska z.4.
- /126/ M ł o d z i e j o w s k i J. 1931 - Na-
chylene drzew na Półwyspie Helskim.Bad.
Geogr. nad Polską Zachodnią z.6-7. Poz-
nań.
- /127/ M o d e l P. 1950 - Gegenwärtige Küs-
tenhebung im Ostseeramm. Mitln.d.Geogr.
Ges.in Hamburg Band.XLIX.
- /128/ M o n i a k J. - Znaczenie klimatu del-
ty Wisły dla zagadnień gospodarczych.
Przegląd Geogr. t.XXI.
- /129/ M o ś c i c k i W. 1953 - Metoda bez-
względnego datowania osadów czwartorzę-
dowych. Wiad.Muzeum Ziemi VI. Warszawa.
- /130/ M u n c h - P e t e r s e n J. 1936 -
Über Materialwanderungen am Meereskü-
sten insbesondere an den Küsten des Bal-
tischen Meeres. V Hydrologische Konfe-
renz der Baltischen Staaten Helsingfors.
- /131/ M u n t h e H. 1929 - Nagra Till den
Fennoskandiska Geokronologien och Isar-
smaltningen Kuntna Pragor. Stockholm.

- /132/ N e u m a n n H. 1944 - Freie Schwingungen /Seisches/ der Putziger Wieck. An.d. Hydrogr.Berlin.
- /133/ N o r d m a n n R. 1938 - Die Entstehung der sekundären Delta den Elbingen Weichsel. Danzig.
- /134/ N o w a k B. 1959 - Prądy morskie w ujściu Wisły. Biul. PIHM Nr 11. Warszawa.
- /135/ N o w a k J. 1933 - Geologiczna przeszłość Bałtyku. Wyd.Instytutu Bałtyckiego. Toruń.
- /136/ O k o ł o w i c z W. 1961 - Nowsze poglądy na cyrkulację atmosfery i jej budowę. Referat na Posiedz. P.T.G. Toruń.
- /137/ O n o s z k o J. 1959 - Zagadnienie badań morza, brzegu morskiego i ochrony brzegu. Wyd.wewn. I.B.W. P.A.N. Gdańsk.
- /138/ O s t e n d o r f E. 1942 - Beiträge zur Geschichte des Westrandes den Danziger Urhaffs auf Grund genauer Aufnahmen von Bodenkarten. Schriften d. Landeskundlichen Forschungsstelle Reihe 111 Danzig.
- /139/ P a c a l Z. 1957 - Cyrkon w piaskach nadmorskich bałtyckiego wybrzeża NRD /tłum. W.Mioduszewskiego/ Przeg. Geol. Nr 5. Warszawa.
- /140/ P a s s e n d o r f e r E., Z a b ł o c k i J. 1946 - O trzeciorzędnych i czwartorzędnych utworach brzegu Bałtyku, pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą. P.T.G. t.XIV. Kraków.
- /141/ P a w ł o w s k i S. 1922 - Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego.

Prace Pozn.Tow.Naukowego Kom.Mat.Przyr.
S.1. fasc.2. Poznań.

- /142/ P a w ł o w s k i S. 1922 - O utworach na dnie Zatoki Gdańskiej. P.T.P.N. Poznań.
- /143/ P a w ł o w s k i S. 1923 - O wybrzeżu i dnie morza polskiego. Przyroda i Technika. Warszawa.
- /144/ P a z d r o Z. 1947 - Geologiczne dzieje Bałtyku. Technika Morza i Wybrzeża Nr 7/8. Gdańsk.
- /145/ P a z d r o Z. 1948 - Półwysep Hel i jego geneza. Technika Morza i Wybrzeża. Nr 1/2. Gdańsk.
- /146/ P a z d r o Z. 1950 - Brzeg i jego pochodne. Technika Morza i Wybrzeża Nr 4. Gdańsk.
- /147/ P a z d r o Z. 1958 - Wody podziemne regionu gdańskiego. Przegl.Geol. rok VI. Warszawa.
- /148/ P a z d r o Z. 1958 - Budowa geologiczna regionu gdańskiego. Przewodnik XXXI Zjazdu Pol.Tow.Geol. Gdańsk.
- /149/ P a z d r o Z. 1961 - Hel bay bar and the cliff of the Swarzewo isolated moraine plateau. VI Congress INQUA Guide Book of Excursion From the Baltic to the Tatras part 1 Poland.
- /150/ P i a s e c k i O. 1957 - Udział Ławicy Słupskiej w kształtowaniu rumowiska przybrzeżnego. Czas.Geogr.XXVIII. Warszawa-Wrocław.

- /151/ P i a s e c k i O. 1958 - Porównawczy szkic rzeźb subaeralnej i podwodnej. Czas.Geogr. XXIX. Warszawa-Wrocław.
- /152/ P o s e r H. 1950 - Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. Erdkunde Band IV.
- /153/ P r a t j e O. 1956 - Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee. Deutsche Hydrographische Ztschr.Band 1.
- /154/ P r ü f e r G. 1944 - Die Eisverhältnisse in den deutschen Ost- und Nordseegebieten. Ann.d.Hydrogr. Berlin.
- /155/ P u f f e n d o r f S. 1655 - Tabula Geographica. Norymberga.
- /156/ R a m s a y W. 1924 - On the relations between Crustal Movements and variations of sea-level during the late - Quaternary time. Bull.Comm.Geol.Finl. Nr 66.
- /157/ R e i n h a r d H. 1959 - Über Wirkungen des Eises an der Küste. Wiss.Ztschr.d. E.M.Arndt Univers.Greifswald.Jhrg.VIII Nr 1/2.
- /158/ R o s a B. 1958 - O postglacialnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu. Czasop. Geogr. t.XXIX. z.3. Wrocław-Warszawa.
- /159/ R o s a B. 1959 - Die postglaziale Transgression an der polnischen Küste. Geogr. Berichte.Mittln.d.Geogr.Ges.in DDR 10/11. Berlin.
- /160/ R o s z k o L. 1959 - Uwagi o wpływie konfiguracji podłoża na rozwój rzeźby ni-

zin nadmorskich Pomorza. Referat na Zjazd Regionalny P.T.G. w Szczecinie.

- /161/ S a m s o n o w i c z J. 1935 - Nowy otwór świdrowy na Helu. Spraw.P.I.G. t. VIII. Warszawa.
- /162/ S a n d e g r e n R. 1935 - O kopalnej mikroflorze z wiercenia na Helu i o zmianach postglacjalnego poziomu Bałtyku. Spraw. P.I.G. Warszawa.
- /163/ S a n d e g r e n R., S a m s o n o w i c z J. 1938 - O wierceniu w Juracie i Jastarni. Forhandlingar. Geologiska Foreningens. Warszawa.
- /164/ S a u r a m o M. 1954 - Das Ratzel des Ancylosees. Geographische Rundschau Band 42 Nr 2.
- /165/ S a u r a m o M. 1958 - Die Geschichte der Ostsee. Geographica-Geologica Series A. III.
- /166/ S a w i c k i L. 1926 - Wiek transgresji Bałtyku na wybrzeżu Karwińskim w świetle zabytków przedhistorycznych. Pośiedz. Nauk. P.I.G. Nr 15. Warszawa.
- /167/ S c h o u A. 1959 - The danish moraine archipelage as a research field for coastal morphology and dynamics. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /168/ S c h u t z e H. 1937 - Die Entstehungsgeschichte zweier ostpommerschen Nehrungen. Jhrg.d.Pomm.Geogr.Ges. Band 53/54. Greifswald.
- /169/ S h e p a r d F.P. 1948 - Submarine Geology. New York.

- /170/ S h e p a r d F.P. - Revised classification of marine shore - lines. Journal Geol. v.45.
- /171/ S ł o m i a n k o P. 1958 - Niektóre zagadnienia brzegowe w NRD. Inwentaryzacja wybrzeży morskich. Techn. i Gospodarka Morska. rok VII. z.4. Gdańsk.
- /172/ S ł o m i a n k o P. 1959 - Badania brzegowe na Półwyspie Helskim. Arch. Hydrotechniki t.VI.z.4. Gdańsk.
- /173/ S ł o m i a n k o P. 1959 - Podstawowe zagadnienia ochrony wybrzeży polskich. Prace Instytutu Morskiego Ser.1. Gdańsk.
- /174/ S o l g e r F. 1923 - Die Dünen der Danziger Küsten gebietes. Schrift.d.Naturf. Ges.Band XVI. Danzig.
- /175/ S o n n t a g P. 1910 - Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. Danzig.
- /176/ S o n n t a g P. 1914 - Die Entstehung des unteren Weichsaldeltas Schrift.d.Naturf.Ges. Band XIII. Danzig.
- /177/ S o n n t a g P. 1915 - Hela die Frische Nehrung und das Haff. Nach älteren Karten und Nachrichten entwicklungsgeschichtlich betrachtet. Danzig.
- /178/ S t a b e n I. 1939 - Beiträge zum Klima von Danzig. Danzig.
- /179/ S t a s z e w s k i J. 1949 - Z zagadnień fizjografii południowego Bałtyku. Mapa batymetryczna południowego Bałtyku. Mapa osadów dennych południowego Bałtyku. Zjazd P.T.G. Gdańsk.

- /180/ S t a ś k o J. 1929 - Morfogeneza Półwyspu Helu. Pamiętnik II Zjazdu Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce. t.I. Kraków.
- /181/ S t e e r s J.A. 1959 - Archeology and Physiography in coastal studies. 2nd Coastal Geography Conference Washington D.C.
- /182/ S t e l l m a c h e r Ch. 1920 - Über den Einfluss von Luftdruck und Wind auf Hoch-und Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste. A.d.H. Berlin-Hamburg.
- /183/ v a n S t r a a t e n L.M.J.U. 1959 - Littoral an submarine morphology of the Rhone delta. 2nd Coastal Geography Conference. Washington D.C.
- /184/ S z a f e r W. 1952 - Schyłek plejstoenu w Polsce. Biul. P.I.G. Nr 65. Warszawa.
- /185/ S z a w e r n o w s k i P. 1956 - Zapiaszczanie portu we Władysławowie. Technika i Gospodarka Morska Nr 8. Gdańsk.
- /186/ S z a w e r n o w s k i P. 1958 - Sposoby walki z zapiaszczaniem wejść portowych. Technika i Gospodarka Morska rok VIII. Nr 7/8. Gdańsk.
- /187/ S z o p o w s k i Z. 1958 - Wahania stanów wód w polskich portach morskich. Rozprawy Hydrotechniczne z.4. Gdańsk.
- /188/ S z o p o w s k i Z. 1958 - Analiza róż falowania wykonywanych w oparciu o notowania wiatrowe. Arch.Hydrotechniki t.V. z.2. Gdańsk.

- /189/ Szopowski Z. 1959 - Analiza wyników obserwacji falowania przybrzeżnego w rejonie Kuźnicy na Półwyspie Helskim w r. 1957/58 Wyd.wewn. I.B.W. P.A.N. Gdańsk.
- /190/ Szopowski Z. 1959 - Zmiany batymetryczne w rejonie portu Władysławowo w latach 1949/56. Rozprawy Hydrotechniczne z.4. Gdańsk.
- /191/ Szukalski J. 1959 - Powierzchnie podczwartorzędowe w Regionie Gdańskim. Czasop.Geogr. t.XXX. Wrocław-Warszawa.
- /192/ Szukalski J. 1961 - Problem tak zwanej "terasy nadmorskiej" w okolicach Sopotu. Zeszyty Geogr. t.III. Gdańsk.
- /193/ Szymborski S. 1955 - Sejsze Zatokę Gdańskiej. Acta Hydrotechnica vol.II. Gdańsk.
- /194/ Tadajewski A. 1956 - Osady jeziora Drużno jako siedlisko fauny dennej. Ekologia Polski A. t.IV Nr 9. Warszawa.
- /195/ Tanner V. 1934 - L'étude des terrasses littorales en Fenno-Scandie et l'homotaxie intercontinentale. Union Geogr.Int. Varsovie. 1934.
- /196/ Tapfer E. 1940 - Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im postglazial. Geologie der Meere und Binnengewässer. Band IV.
- /197/ Taranowska S. 1957 - Występowanie wiatrów na wybrzeżu. Wiad. Sz. Hydrol. i Meteorol. t.IV. Warszawa.
- /198/ Titow L.F. 1952 - Wietrowyje wołny na okieanach i moriach /pouczno-popularnyja Biblioteka/. Leningrad.

- /199/ T u b i e l e w i c z W. 1957 - Zmiany brzegowe u nasady Półwyspu Helskiego. Materiały historyczne. Rozprawy Hydrotechniczne. z.2. Gdańsk.
- /200/ T u b i e l e w i c z W. 1958 - Zjawiska brzegowe na Półwyspie Helskim. Przewodnik XXXI Zjazdu Pol.Tow.Geol. Gdańsk.
- /201/ T u r s k a P. 1960 - Stany wód na polskim wybrzeżu Bałtyku. Rękopis. Gdańsk.
- /202/ T r i c a r t J. 1951 - L'évolution morphologique du littoral de Bas Champs. Picards Rev. de Géom. Dyn. 2.
- /203/ U h l J. 1939 - Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Haffs und das Frischen Nehrung. Geologie d. Meere u. Bienengewässer Band III. Berlin.
- /204/ U l s t W.G. 1957 - Morphologie und Geschichte der Entwicklung des Gebietes der marinen Akkumulation im Raum des Rigaer Meerbüsens. Riga.
- /205/ W a t t e n b e r g H. 1941 - "Über die Grenzen zwischen Nord-und Ostseewasser. A.d.H. Berlin.
- /206/ v. W i c h d o r f f H.H. - Geologie der Kurischen Nehrung. Preuss. Geol. L.A. Berlin.
- /207/ W i l s k i J. 1952 - O najpopularniejszym sposobie zabezpieczania naszych brzegów morskich. Technika i Gospodarka Morska z.5. Gdańsk.
- /208/ W i l g a t H. 1950 - The general circulation of the last /Würm/ glacial maximum. Geografiska Annaler XXXII. Stockholm.

- /209/ W o j e w ó d z k i T. 1960 - Wahania
poziomu wód u polskich wybrzeży Bałtyku.
Rękopis. Toruń.
- /210/ W o l d s t e d t P. 1958 - Das Eiszei-
talter. Bd.II. Stuttgart.
- /211/ W u n d e r l i c h E. 1927 - Zur Dilu-
vial-Morphologie der Danzig Elbinger Nie-
derung. Zbl.Mineral.Geol.Paläont.Abt.B.
Nr 10.
- /212/ W ä n s c h e H. 1865 - Studien auf der
Halbinsel Hela. Danzig.
- /213/ W y r t k i K. 1954 - Der grosse Salzein-
bruch in die Ostsee in November und De-
zember 1951. Kieler Meeresforschungen Bd.
X.h.1. Kiel.
- /214/ V a l e n t i n H. 1952 - Die Küsten
der Erde. Erg.Heft Nr 24. Peterm.Geogr.
Mitlg. Gotha.
- /215/ V a l e n t i n H. 1959 - Geomorphologi-
cal reconnaissance of the North West coast
of Cape York Peninsula /Northern Austra-
lia/ 2nd Coastal Geography Conference Wa-
shington D.C.
- /216/ V a n n I.H. 1959 - The geomorphology
of the Guiana coast. 2nd Coastal Geogra-
phy Conference. Washington D.C.
- /217/ V i e t e C. 1950 - Über die allgemeine
atmosphärische Zirkulation während der
diluvialen Vereisungsperioden. "Tellus"
Bonn.
- /218/ V o l l b r e c h t K. 1957 - Aufbau.
Veränderlichkeit und Auflösung von Sand-
riffen. Geologie. Jahrg.6 Heft 8. Dezem-
ber.

- /219/ Y e n K a i - Zagadnienie zamulania
morskiego portu Tangku. Technika i Gos-
podarka Morska rok IX z.7/8. Gdańsk.
- /220/ Z a b o r s k i B. 1934 - Zarys morfo-
logii północnych Kaszub. Warszawa.
- /221/ Z e n k o w i c z W.P. 1955 - Niektóre
zagadnienia brzegów polskiego Bałtyku.
Technika i Gospodarka Morska nr 9.
- /222/ Z e n k o w i c z W.P. 1957 - O pro-
ischożdzienu bieriegowych barow i łagun-
nych bieriegow. Trudy Inst.Okiean. t.XXI.
Moskwa.
- /223/ Z e u n e r F.E. 1952 - Dating the Past
an introduction to Geochronology. Third
edit. London.
- /224/ Z i e r h o f f e r A. 1925 - Zagadnie-
nie powierzchni poddyluwialnej na zie-
miach polskich. Pokłosie Geograficzne.
Lwów-Warszawa.
-

SPIS RYCIN

1. Budowa geologiczna Półwyspu Helskiego
2. Budowa geologiczna cypla Półwyspu Helskiego
3. Batymetria części zachodniej Zatoki Gdańskiej
4. Morfologia dna i osady denne części zachodniej Zatoki Gdańskiej
5. Hipsometria Półwyspu Helskiego
6. Profil podłużny wału brzegowego w Jastarni
Profil poprzeczny wału brzegowego w Jastarni
7. Budowa geologiczna krawędzi Kępy Swarzewskiej
8. Analizy mineralne osadów piaszczystych Elbląga, Wielkiej Wsi i Błot Mostowych.
9. Budowa geologiczna i morfologia krawędzi Wsoczyzny Elbląskiej
10. Diagram pyłkowy jeziora Druzno
11. Analizy mineralogiczne piasków
12. Poziomy maksymalne Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego w południowej Szwecji i na wybrzeżach Bałtyku
13. Budowa geologiczna wybrzeży Zatoki Gdańskiej. Profile przybrzeżne.
14. Wiatry sztormowe w Rozewiu w okresie 1953-1960.
15. Częstotliwości występowania poziomu morza w Władysławowie za okres 1956-1958.

16. Średnie częstotliwości stanów morza w okresie 8-letnim 1953-1960. Zatoka Gdańska.
17. Ruch cząsteczek piasku na dnie pod wpływem falowania
18. Wykres szybkości przemieszczania się rumowiska w Chałupach. Doświadczenie 2.
19. Wykres szybkości przemieszczania się rumowiska. Doświadczenie 3.
20. Mapa żeglarska polskiego wybrzeża S. Puffendorfa XVIII w.
21. Mapa żeglarska polskiego wybrzeża nieznanego autora z XVIII w.
22. Półwysep Helski. Zarys linii brzegowej i powierzchnia wg map topograficznych 1903-1956
23. Zmiany linii brzegowej na wschód od portu Władysławowo w okresie 1946-1951 r.
24. Zmiany linii brzegowej na zachód od portu Władysławowo w okresie 1949-1951 r.
25. Zmienność abrazji na Kępie Swarzewskiej i sedymentacja na Półwyspie Helskim
26. Oddziaływanie ostrogi na brzeg morski
27. Zmiany linii brzegowej i głębokości w porcie Władysławowo w latach 1935-1959
28. Fazy rozwojowe Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego.

SPIS FOTOGRAFII

1. Chałupy-Ripplemarki wiatrowe na plaży. Zniszczone przez wysoki stan morza. 1960.
2. Błoto Mostowe - Transgresyjny wał piaszczysty w Pradolinie Redy. W głębi wieś Mosty. 1961.
3. Błoto Mostowe - Materiał piaszczysty z którego zbudowany jest wał brzegowy. 1961.
4. Błoto Mostowe - Wał transgresyjny, na zachód od Dębogórza w Pradolinie Redy. W głębi widoczna Kępa Oksywska. 1961.
5. Rewa - Poziom abrazyjny widziany od strony Błot Mostowych. W głębi Kępa Oksywska. 1961.
6. Rewa - Poziom abrazyjny do którego nawiązuje wał brzegowy złożony na Błotach Mostowych. 1961.
7. Rewa - Nasada Rewy tzw. "Szpyrk". W głębi widoczny poziom abrazyjny. 1961.
8. Rewa - Widok od strony wsi Rewa w czasie niskiego stanu morza w Zatoce Puckiej. Na horyzoncie Półwysep Helski. 1961.
9. Wielka Wieś - Odkrywka w wale brzegowym zbudowanym z piasków plażowych. Na powierzchni żółta wydma subborealna mocno zorzstynizowana. 1961.
10. Wielka Wieś - "Dom Rybaka" zbudowany na glinach morenowych, u jego stóp zarysowany poziom abrazyjny. 1961.
11. Wielka Wieś - Wał starszego morza i poziom abrazyjny na S od wsi. W głębi widoczny profil abrazyjny. 1961.

12. Półwysep Helski - Widok na Zatokę Pucką. U stóp Kępy Swarzewskiej zarysowany poziom abrazyjny. 1961.
13. Elbląg - Kawałek drzewa dębu /Quercus/ pochodzący z torfów złożonych na plaży i pokrytych piaskiem wydmowym. 1961.
14. Puck - Martwy klif u podnóża Kępy Puckiej. Gruby materiał na plaży świadczy o braku ruchu rumowiska. 1960.
15. Puck - Mikroformy plażowe powstałe pod wpływem fali przybojowej i prądów przybrzeżnych o zmiennych kierunkach. 1960.
16. Swarzewo - Stożki napływowe u podnóża Kępy Swarzewskiej. Złożone przez spływające z klifu wody opadowe. 1960.
17. Swarzewo - Podnóże martwego klifu z grubym materiałem żwirowym na plaży. 1960.
18. Orłowo - Podnóże klifu ze złożonym grubym materiałem morenowym przemytym przez morze. Wśród osadów widoczny pień drzewa wyrzucony z dna Bałtyku. 1960.
19. Lisi Jar - Widok na przylądek Rozewie od strony wschodniej, wysoki stan morza. Widoczna eoliczna akumulacja piasków, 1960.
20. Cetniewo - Zniszczona opaska betonowa. Widoczne cofnięcie się linii brzegowej poza opaską. 1960.
21. Władysławowo - Widok na port od strony otwartego morza. Z lewej nasada Półwyspu Helskiego. 1960.
22. Władysławowo.- Poszerzona plaża od strony zachodniej portu. Proces wywołany przeszkodą jaką stanowi port. 1960.

23. Kuźnica - Abrazja brzegów chronionych opaską betonową i faszynowaniem z wikliny. 1961.
24. Zatoka Gdańska - Długość geograficzna Rozewia. Pomiar prądów powierzchniowych pływakami z pokładu statku "Hydrograf1". 1960.
25. Jastarnia - Zanik plaży w czasie sztormu. Fale podmywają podnóże wału brzegowego. Widoczna abrazja i deflacja wału. 1960.
26. Kuźnica - Zniszczona opaska betonowa, brzeg dotknięty abrazją. Wysoki stan morza przy wiatrach 20 m/sek. 1961.
27. Kuźnica - Wewnętrzne wybrzeże Półwyspu Helskiego. Za opaską betonową widoczne lejki eworsyjne na złączach bloków. 1961.
28. Chałupy - Zniszczona ostroga starego typu. Widoczna abrazja brzegu. 1960.
29. Jastarnia - Wał wydmy chroniony faszynowaniem z wikliny. Widoczna akumulacja przed faszyną. 1961.
30. Jastarnia - Przerwa w wale brzegowym. Zniszczona opaska i ponownie odnawiająca się abrazja. 1960.
31. Hel - Abrazja wału brzegowego na wschód od portu. Materiał żwirowy pozostawiony jako ślad abrazji. 1961.
32. Rewa - Mikroforma ukazująca proces abrazji wywołany przez odbicie prądu przybrzeżnego. Czas procesu 4 godziny. 1961.
33. Władysławowo - Nasada Półwyspu Helskiego widziana od strony otwartego morza. 1960.
34. Kuźnica - Zatoka Pucka. Niszczenie na brzegu opaski betonowej przez sztorm. Widoczne zwichrowanie bloków betonowych. 1960.

35. Mikołajek nadmorski /*Eryngium maritimum*/.
Roślina porastająca wydmy nadmorskie na Pół-
wyspie Helskim, chroniona ustawowo. 1960.
36. Jurata - Sztorm u wybrzeży Półwyspu Helskie-
go. Załamywanie się fali bezpośrednio na
brzegu. Wiatr NE 17/20 m/sek.. 1961.

SPIS TABEL

1. Morfometria Półwyspu Helskiego
2. Hipsometria Półwyspu Helskiego
3. Kubatura Półwyspu Helskiego
4. Analiza pyłkowa torfów z Elbląga
5. Analiza pyłkowa torfów z jeziora Druzno
6. Zestawienie analiz C_{14}
7. Wartości kompaktacji na Półwyspie Helskim
8. Amplituda wahań poziomu morza we Władysławowie
9. Wartość procentowa różnych poziomów morza we Władysławowie
10. Wartości ekstremalne wahań poziomu morza w Zatoce Gdańskiej.
11. Częstotliwości maksymalnych miesięcznych amplitud 1949-1958
12. Pływy na polskim wybrzeżu
13. Ruch rumowiska na dnie w strefie przybrzeżnej
14. Falowanie a ruch rumowiska
15. Morfometria Półwyspu Helskiego w latach 1903-1956
16. Zjawiska lodowe w Zatoce Gdańskiej
17. Tabela chronologiczna rozwoju Zatoki Gdańskiej i Półwyspu Helskiego.

GENESE DE LA PRESQU'ILE DE HEL, SUR LA BASE DU DEVELOPPEMENT DU GOLFE DE GDAŃSK

R é s u m é

Des recherches détaillées ont été effectuées, de 1959 à 1961, sur les terrains de la Presqu'île de Hel et sur les côtes de la partie ouest du Golfe de Gdańsk. Ces recherches devaient éclairer les problèmes se rapportant à la genèse de la presqu'île, se basant sur des études océanographiques et morphologiques complexes. Les recherches publiées jusqu'à présent /Munsche, Girh, Staśko, Tubielewicz/ permettaient des interprétations différentes, à cause des hypothèses spéculatives admises. Pour nos recherches, qui avaient pour but de déterminer, d'une façon rationnelle, la genèse de la Presqu'île, les méthodes les plus modernes ont été appliquées - la détermination de l'âge par C_{14} , les analyses minéralogiques et paléobotaniques, ainsi que l'étude des structures sédimentologiques.

Caractéristiques géologiques et morphologiques

La presqu'île de Hel prend son début sur l'escarpement est de la Kępa Swarzewska à Władysławowo. Elle s'étend de façon linéaire de NO à SE. Elle est reliée au plateau morainique par un mince cordon littoral qui s'élargit à Jastarnia, se trouvant sur un banc sous-marin plus large et atteignant sa largeur maximum sur le cap. Dans la partie ouest du cordon littoral, elle s'étend sur la partie atteinte par l'abra-

sion de la Kępa Swarzewska et sur les vallées submarines /pradolina/. Dans la partie est, la Presqu'île est édiflée par une large plateforme d'accumulation dont les fondations atteignent -70 m. Le plafond du banc atteint la profondeur de -6 m. du côté de la Baie de Puck et de -20 m. du côté de la mer ouverte. La surface de la Presqu'île s'élève à 32.275 km², y compris les plages, les remparts de dunes et la surface aplanie jusqu'à 2,5 m. au-dessus du niveau de la mer. Le rapport de la surface des remparts de dunes à la surface entière est de 64,6 o/o. On distingue deux genres de remparts de dunes. Les remparts de dunes contemporains, édiflés par des dunes blanches au point culminant de 23,2 m. Les dunes plus anciennes et plus basses, parallèles aux lignes côtières, avec une parcours méridien, se trouvent sur le cap seulement. La surface des remparts de dunes, près de la mer, s'élève à 18,5 o/o de la surface de la Presqu'île et elles sont fortement exposées à l'abrasion. Les remparts méridionaux sont formés par des sables jaunes, fortement ferrugineux à la surface, et ne dépassent pas les 5 m. au-dessus du niveau de la mer. La plus grande largeur des remparts, près de la mer, recouvrant les ailes des remparts méridionaux, est de 500 m. près de la mer ouverte et de 250 m. près de la Baie de Puck. La longueur de la Presqu'île est de 34.825 m. en ligne oblique et de 34.050 m. en ligne droite. La plus grande largeur est de 2.925 m. sur le cap et la plus petite largeur est de 150 m. près du village Chałupy. Toute la longueur des lignes côtières de la Presqu'île est de 73.925 m. Le développement de la ligne côtière est en moyenne de 1,15.

Les fondations de la Presqu'île atteignent une profondeur de 70 m. sur le cap, à Jastarnia. A l'ouest, elles sont situées plus haut, à un niveau de -10 à -15 m. lequel détermine également la profondeur de la partie ouest de la Baie de Puck. Les séries du Pleistocène, connues par les sondages profonds de Jurata, Jastarnia et de Hel, se dessinent en deux niveaux d'argiles morainiques, gotiglaciaires, séparées de limon au niveau de 100 m. Sous les argiles se trouvent des séries fluvio-glaciaires, appartenant à la glaciation ancienne, vraisemblablement de la Pologne centrale. Le plafond du Cenoman, dans le faciès Arnager-Grönsand, se trouve à -70 m. à Władysławowo, à -90 m. à Jastarnia, à -104 m. à Jurata et à -106 m. au Hel. Néanmoins, il s'abaisse également à -170 et -180 m. sur le cap. En-dessous du rempart de Hel, se présentent des formations senoniennes, lesquelles font défaut dans le nord. Les formations du Pléistocène sont déposées sur la craie et sont rarement séparées par une mince couche de graviers oligocènes, se trouvant sur le dépôt secondaire. Toutes les dénivellations dans la craie /plafond/ sont comblées par les sédiments du Pléistocène, ce qui prouve leur fondation d'égzARATION glaciaire. Les séries du Holocène débutent par des limons d'Ancylus à Hel, à une profondeur de 70-65 m. et par des dépôts de la Vistule à Jurata, au même niveau, s'abaissant par suite de l'entaille érosive des séries glaciaires, au niveau des limons à -100 m. Les limons d'Ancylus et les sédiments de la Vistule sont recouverts par des formations de la Mer de Litorina atteignant -16 m. en-dessous du niveau de la mer. Les tourbes du type "Martör" représentent la limite de ces séries à Hel. Les séries de la Mer de Litorina sont recouvertes de sables de dunes. Dans les analyses faites jusqu'à présent, les tourbes de Hel étaient un indicateur

négalif du mouvement de l'abaissement de la terre, commençant à la Mer de Litorina. La constatation de fondations supérieures du plafond de la craie et le caractère érosif des dénivellations comblées par les dépôts du Pléistocène, ainsi que les anciennes formes littorales sur les côtes du Golfe de Gdańsk, dont mention ci-dessus, contestent les possibilités négatives /Braun, Hartnack, Rosa/ des mouvements d'abaissement de la terre dans le postlitorina. La plateforme du banc de sable de la Presqu'île est formée dans les 90-95 o/o de sables de quartz avec un mélange de rochers, de muscovite et autres. La fraction de base est un grain de 0,25 à 0,55 mm, de minéraux lourds. Les plus communs sont les granats, indiquant l'emplacement des abrasions, et les amphiboles avec les proxènes aux emplacements de l'accumulation contemporaine. Les autres minéraux lourds se présentent avec des mélanges peu nombreux mais constants. La variation du grain est régulière, désignant le chemin sur lequel elle est déplacée.

Éléments paléogéographiques

A l'époque de la transgression atlantique, le niveau des eaux de la Mer Baltique du sud, s'est subitement élevé, précédé par l'inondation d'Ancyclus causée par l'émergence épirogonique de la Scandinavie. En 700 ans, le lac d'Ancyclus change son niveau sur les côtes du Golf de Gdańsk de -60 m. à -10 m, atteignant environ - 18 m, après l'écoulement par la rigole Kadet. La transgression atlantique, pendant laquelle règnent des rapports climatiques océaniques par excellence, laisse une trace, marquée par un sédiment sablonneux, déposé au

fond de la vallée proglaciaire de Płutnica, à environ -2 m. et dans la dépression du Lac de Drużno, à environ -4 m. La transgression provoque l'abrasion de la côte et, simultanément, les matériaux provenant de l'abrasion résultant de la circulation océanique, s'acheminent vers l'est. L'inondation laisse des plateformes abrasives, des côtes découpées par l'abrasion et des remparts côtiers au fond de la vallée proglaciaire de Reda. Dans de rares cas, les formes littorales contenaient des déchets organiques dont nous avons déterminé l'âge paléobotanique et que nous avons soumis à l'analyse C_{14} . L'étendue maximum de la transgression se trouve à environ +6 m. au-dessus du niveau actuel de la Mer Baltique.

Le début de la transgression est marquée par les tourbes de la vallée proglaciaire de Płutnica. Son étendue maximum est décrite par les analyses restantes. Toutes les formes du littoral, desquelles proviennent les trouvailles, sont recouvertes, à la surface, par des dunes jaunes subboréales, qui recouvrent les tourbes à Hel. La compacité des sédiments du Holocène, déposés sur la Presqu'île, analysée d'après les principes décrits par F. Flint et C.S. Slichter, dans lesquels $A = 47,6$ o/o, $B = 25,9$ o/o, où A est la valeur du champ entre les grains, avant le processus de la compacité et B après le processus. Pour ce principe, on a établi les formules $C = h \cdot c$, où C est la valeur hypothétique de la compacité en mètres, h est l'épaisseur, en mètres, des sédiments soumis au processus et c , la valeur du champ compensé égale à $47,6 - 25,9$ o/o. Les formules unitaires ont été trouvées après avoir construit $S = \frac{C \cdot Lt}{A}$, où A est le temps séparant de la transgression d'Ancylus et Lt , le temps séparant de la transgression de

la Mer de Litorina, en années. On effectua ensuite des calculs à l'aide de $Sk = 3.6.500$ années, où Sk est la valeur réelle de la compacité en mètres. Les calculs donnent les raisons pour lesquelles les tourbes de Hel se trouvent en-dessous du niveau de la mer. Les structures stratigraphiques et sédimentologiques démontrent que la transgression atlantique eut lieu en deux impulsions, dont la seconde fut la plus forte. Les recherches effectuées contestent les possibilités de formation de la falaise sous-marine dans le Golfe, à une profondeur de -40 à -70 m., à la période d'Ancylus /Hartnack/. Elle s'est formée dans la période de la Mer de Yoldia pré-boreale, sur la partie de la Presqu'île recouverte de matériaux accumulés dans le Litorina.

Eléments océanographiques formant la Presqu'île

La Presqu'île de Hel, produit de la dynamique de la mer, a été formée dans l'Atlanticum. Le passage des eaux marines provoqué par la circulation atmosphérique océanique, fut la cause du déplacement des décombres du fond, conformément à l'action du courant. La masse principale des eaux se déplaçait vers le Golfe de Gdańsk, le long de la ligne qui est marquée par la plateforme du banc de Hel, où les courants perdaient en énergie à cause de l'élargissement de la zone de déplacement. La perte d'énergie n'était que momentanée, elle était compensée par la suite, dans la partie centrale du Golfe, par la réunion de toute la masse des eaux en un système de circulation, c'est pourquoi la Presqu'île ne se développe que jusqu'à une certaine longueur.

Indépendamment de l'accumulation sur le cordon littoral sous-marin, il existait un écoulement constant des eaux le long des côtes ouest de Kępa Swarzewska, correspondant à la ligne côtière encore pendant la phase de régression, après l'émergement de la partie est de la Presqu'île. Vers la fin de la transgression, le cordon littoral sous-marin est tellement haut qu'il cause la division de l'écoulement des eaux du Golfe de Gdańsk. Il en résulte la formation de la partie nord du submarine bars /Rewa Mewa/ à partir de Jastarnia et de la partie sud à Rewa. La jonction de ces deux parties est le processus qui eut lieu à l'époque historique. L'émergement du cordon littoral sous-marin, sur la partie de Jastarnia à Hel, créant la division de l'écoulement, conduit ensuite à la séparation totale de la Baie de Puck de la région soumise à l'influence des eaux marines intérieures, ce qui survint après la réunion de la partie émergée et de la côte par un mince cordon littoral. Ce processus freina le mouvement des décombres de la Baie de Puck ainsi que le développement du submarine bars /Rewa Mewa/. Le volume de la Presqu'île indique qu'elle est bâtie d'une plus grande masse de matériaux que celle provenant de l'abrasion de Kępa Swarzewska. Cela prouve que ces matériaux ont été, en grande partie, déplacés des côtes ouest plus éloignées. Le rapport quantitatif entre la masse détruite de Kępa Swarzewska et la masse de la Presqu'île, est comme 1:8,5, au profit de la Presqu'île. A l'époque historique, la Presqu'île a été soumise à de nombreuses coupures, en raison de l'activité des vagues orageuses et de la pression des glaces en hiver. Ces coupures ont été notées en 1914 et dernièrement en janvier 1962. C'est grâce aux vagues orageuses, qui se répandaient par dessus la Presqu'île,

Tableau chronologique de l'évolution du Golf de Gdańsk et de la Presque'île de Hel

Tableau 17

Années	Période géologique	Cultures humaines	Période climatiques	Phase de la Mer Baltique	Phase du développement	
					du Golfe de Gdańsk	de la Presque'île de Hel
1000	Holocène	Historique	contemporaine	M y a	a/ Augmentation du delta de la Vistule. Circulation des eaux semblable à la circulation actuelle /contemporaine/. b/ Alignement des lignes côtières.	a/ Formation éolique des dunes. b/ Consolidation de la Presque'île de Hel en une étendue terrestre.
0		du fer	Subatlantique	L i m b e a	a/ Enfouissement des fleuves. La Vistule s'écoule par l'embouchure la plus ancienne. b/ Circulation plus active d'ouest. Formation des falaises sur les côtes.	Écoulement subatlantique des eaux de la mer ouverte par les remparts de dunes. Abrasion des remparts. Formation du bas niveau de la Presque'île.
-1000		du bronze	Subboréale	Litorina	a/ Régression des eaux du niveau contemporain. b/ Égalisation des lignes côtières	a/ Régression subboréale, émergence du cordon littoral sous-marin, sur la ligne de la Presque'île. b/ Formations des dunes jaunes.
-2000	néolithique	Atlantique	a/ Accumulation dans le delta de la Vistule. Recul de la ligne côtière. b/ Kępa Swarzewska une île. Abrasion de la terre et transport des matériaux vers l'est. c/ Élévation du niveau de la mer sur les côtes à environ +6 m. Inondation des parties de l'embouchures des vallées proglaciaires.		a/ Les séries sédimentaires de la Presque'île se présentent à la surface. b/ Formation des deux parties de submarine bars /Rewa Mew/. La partie du nord du cordon littoral et la partie du Sud de Kępa Oksywska. c/ 2-me culmination de la transgression Inondation périodique du cordon littoral sous-marin sur la ligne de la Presque'île.	
-3000			Postglaciaire	mésolithique	Mastogloia	a/ Inondation de partie ouest de la Baie de Puck. Abrasion des côtes. b/ Hausse du niveau de la mer au dessus du niveau contemporain.
-4000	a/ Baisse passagère du niveau à 17 m. Écoulement du Lac d'Ancylus par la rigole Kadet. b/ Cessation de l'abrasion.	b/ 1-ère culmination de la transgression. Première émergence du cordon littoral sous-marin de banc de Hel. Formation des tourbes de Hel.				
-5000	Boréale	Ancylus			Élévation rapide du niveau du Lac d'Ancylus de -60 à lom. Inondation.	Limons d'Ancylus dans le substratum du fond.
-6000	Finiglaciaire		Préboréale	Echinois	a/ Le fleuve coupe le bord de la cuvette plus ancienne au nord de Gdynia. b/ La Vistule s'écoule d'abord par les parties des vallées proglaciaires vers la base d'érosion plus proche, elle se jette dans la Yoldia Préboréale près de Jurata.	Yoldia de l'époque glaciaire postérieure et les glaces stagnantes laissent des argiles rubannées dans le substratum de la presque'île au fond de la cuvette.
-7000				Yoldia Préboréale	Lac Glaciaire Baltique	
-8000	Gotiglaciaire	paleolithique /plus jeune/	Dryas pl.j.			
-9000			Alleröd			
-10000			Dryas /plus ancien			

que nous devons les grandes étendues de terrains aplanis, ayant jusque 2,5 m. de hauteur. Cette valeur marque toute l'amplitude des oscillations de niveaux des eaux baltiques dans le Golfe de Gdańsk. Depuis 1935, après la construction du port à Władysławowo, on note des perturbations de l'équilibre de la ligne côtière et la Presqu'île doit être protégée artificiellement. Sa surface a augmenté de 194 m² depuis les 50 dernières années. La Presqu'île s'est allongée de 5 m. dans la direction sud-est; sa largeur minimum a diminué de 2 m. Sa plus grande largeur s'est agrandie de 50 m. Cette augmentation, à part l'allongement réel, est provoquée artificiellement par des constructions du port sur la ligne côtière ainsi que par des constructions de protection et ne confirme donc pas les recherches antérieures. /Wünsche, Staśko, Tubielewicz/. Le tableau annexe représente la chronologie des faits.

Conclusions

1. La structure géologique et le tableau stratigraphique illustrent les phases consécutives du développement du Golfe de Gdańsk et de la Presqu'île de Hel. On dénota, sur leur base, les dénivellations plus petites dans le substratum crétacé ainsi que la régularité de la sédimentation du Pléistocène et du Holocène, prouvant les bases d'égzartation des dénivellations dans la craie.
2. La morphologie du fond de la partie ouest du Golfe de Gdańsk est le résultat de l'érosion établie des eaux coulant dans le Pliocène, de l'égzartation des inlandsis ainsi que de

l'activité dynamique des eaux des phases baltiques plus anciennes et de la Mer Baltique contemporaine.

3. Les sédiments de surface, au fond du Golfe, sont le résultat des processus d'abrasion antérieurs, déposés régulièrement, dépendamment de la dynamique des eaux de la profondeur des réservoirs d'eau. Les dépôts à la surface de la Presqu'île sont uniformes, à grains fins et grains moyens, sablonneux, surtout quartueux. Ils indiquent, sur la base des analyses minéralogiques, la voie par laquelle les matériaux sont déplacés le long de la côte. Ces analyses ne permettent pas de douter de la direction du mouvement d'ouest à est.
4. Les formes morphologiques, à la surface de la Presqu'île, sont le résultat de l'action des conditions hydrographique et éoliques variées. Dans toute sa masse, la Presqu'île de Hel est une formation de la dynamique de la mer.
5. Les structures géologiques analysées, du substratum plus profond, indiquent des dispositions tectoniques de la dénivellation dans la craie, dans la partie est de la côte polonaise, mais ne dénoncent par leur activité, depuis la fin du Pléistocène jusqu'à notre époque contemporaine.
6. La falaise sous-marine au fond du Golfe de Gdańsk, appartenant à l'ancienne phase baltique de la Mer de Yoldia, à une profondeur de -40 à -70 m., a été formée par les conditions de la circulation atmosphérique en fin et postglaciaire. Elle est cachée sur une partie de la Presqu'île, à la hauteur de Jastarnia, sous des dépôts de la Presqu'île, divisant

distinctement la Presqu'île de Hel en la partie est, plus ancienne, et la partie ouest, plus jeune.

7. La transgression atlantique sur les côtes du Golfe de Gdańsk commença il y a 8.000 ans, à environ -17 m. endessous du niveau contemporain de la Mer Baltique. Elle se termina il y a 3.000 ans, à 6 m au-dessus du niveau de la Mer Baltique. Les traits principaux de la ligne côtière du Golfe de Gdańsk sont dus aux conditions hydrographiques de la Mer de Litorina. Pendant leur durée, se forme le cordon littoral sous-marin qui, lors de la régression, émerge à la surface donnant le début à la Presqu'île de Hel. La fin de la transgression se marque, sur les côtes du Golfe, par une courte période de dunes.
8. La compacité des sédiments littoraux, qui entrent dans la construction de la Presqu'île, explique la présence des tourbes de la Mer de Litorina en-dessous du niveau de la Mer Baltique, sans tenir compte des mouvements verticaux de la terre, que l'on supposait dans le Litorina.
9. Les processus se présentant à la surface de la Presqu'île sont dus à la circulation atmosphérique contemporaine. La prépondérance des influences de la circulation de l'atmosphère, dans la partie ouest du Golfe de Gdańsk, se marque dans le courant de l'année.
10. Les oscillations du niveau de la mer sont comprises dans les amplitudes ne dépassant pas 200 cm. On note une plus grande fréquence de hausses au-dessus de 00 NN, que de fréquence négative. Les oscillations du ni-

veau des eaux dans le Golfe de Gdańsk dépendent, avant tout, des variations de la pression de l'atmosphère.

11. Le mouvement des eaux du Golfe de Gdańsk est provoqué par la circulation atmosphérique. L'influence des courants de surface, sur les transformations contemporaines de la Presqu'île, se marque par le modelage de la ligne côtière et par l'abrasion des côtes à l'ouest. Les courants est prédominant pendant toute l'année.
12. Les courants marins et les vagues provoquent le mouvement des décombres formant la Presqu'île de Hel et égalisant les lignes côtières dans le Golfe. La valeur de ce mouvement, analysée expérimentalement et calculée indirectement à l'aide d'équations, dénote les proportions entre les masses de la Presqu'île et la Kępa Swarzevska détruite, exprimée par le rapport 1:8,5. La plus grande valeur de la terre détruite prouve que la Presqu'île de Hel n'a pas été et n'est pas la seule à être formée de ces matériaux.
13. Les variations de la ligne côtière sont un processus dynamique durant continuellement. Elles ne se présentent toutefois pas dans des valeurs aussi grandes que celles trouvées par les chercheurs antérieurs. La stabilisation de la Presqu'île, comme forme terrestre, est un processus qui intervient dans le Holocène et c'est d'elle que dépend l'évolution des lignes cotières.
14. L'influence de l'homme sur le maintien de l'équilibre des lignes côtières est fondamentale. C'est cependant à cette influence que l'on doit sa perturbation antérieure.

Le recul constant des lignes côtières à l'ouest et surtout sur la partie de Kępa Swarzewska, conduirait à l'abrasion de la Presqu'île de Hel, sans l'ingérence de l'homme pour la protection des côtes de la Presqu'île.

15. C'est aux conditions hydrographiques de la Mer de Litorina, dans le Golfe de Gdańsk, que nous devons la formation de la Presqu'île de Hel. Indépendamment des influences climatiques, sa formation transforma totalement le régime hydrographique du Golfe de Gdańsk, le ramenant aux conditions observées à l'époque contemporaine.
 16. Le passé postglaciaire et holocène du Golfe de Gdańsk et de la Presqu'île de Hel, démontre que leur évolution s'est déroulée en relation très étroite avec les conditions géographiques de cette partie de la Mer Baltique.
-

Евгф Бончик

Генезис Хельского полуострова на фоне
развития Гданьского залива

Резюме

В 1959-1961гг проведены обстоятельные исследования на территории Хельского полуострова и побережья западной части Гданьского залива. Целью этих исследований было выяснение проблем, связанных с генезисом полуострова на основе комплексного океанографо-морфологического изучения. Научные работы, осуществленные до настоящего времени /Вонш, Герт, Стасько, Тубелевич/ допускали разнородные интерпретации, вытекающие из принятых спекулятивных положений. Предпринятое исследование с использованием новейших методов, таких как определение возраста C_{14} , применение минералогического, пыцевого и палеоботанического анализа, исследования седиментологических структур, ставили цель рационального разрешения проблемы генезиса полуострова.

Геоморфологическая характеристика

Хельский полуостров берет свое начало на восточном краю Свяжевской кемпы в г.Владислаове и вытянут в линейном направлении с северо-запада на юго-восток. Соединяет его с кемпо узкие перешейки, растянувшиеся в Ястарни, расположенные на широкой подводной отмели, достигает максимальной ширины на мысе. В западной части мыс расположен на участке песчаной отмели Свяжевской кемпы и участках прибрежных впадин, в восточной части ее основание состав-

ляет широкая аккумулятивная платформа, подошва которой достигает 70м. Кровля отмели со стороны Пуцкой бухты достигает 6м, со стороны открытого моря находится на глубине - 30м.

Поверхность полуострова составляет 33,375км², сюда включены пляжи, донные гряды и плоская выровненная поверхность до 2,5м над уровнем моря. Отношение донных гряд к общей поверхности составляет 64,6%. Различают два вида донных гряд. Современные сложенные из белых дон, с высшей точкой - 23,2м, простирающихся параллельно береговой линии, и более низкие и старые меридианальные направления, встречающиеся только на мысе.

Поверхность поморских донных гряд составляет 12,57; они в сильной степени подвергнуты абразии.

Меридианальные гряды строят желтые пески, сильно ортштейнизированные на поверхности, не превышающие 5м над уровнем моря. Наибольшая ширина приморских донных гряд, покрывающих на крыльях меридианальные донные гряды составляет 500м от открытого моря и 250м от Пуцкой бухты. Длина полуострова составляет 34.825м по кривой линии и 34.040м по прямой линии. Наибольшая ширина 2.025м на мысе, наименьшая 150м - около деревни Халупы. Общая протяженность береговой линии полуострова 72.925м. Показатель развития береговой линии равен в среднем 1.15.

Подошва основания полуострова достигает глубины 70м на мысе до Ястарни. На западе расположена в плоскости от 10 до 15м, которая обозначает западную часть Пуцкой

бухты. Плейстоценовые свиты, которые известны по бурениям, осуществленным в Крате, Истарна и Хеле, сформированы в двух горизонтах моренной глины, гетигляциальной, расслоенные илами на уровне 100м. Под глинами лежат флювиогляциальные свиты, относящиеся к давнему оледенению, вероятно, среднепольскому. Кровля сеноманского яруса в фации Арнаже-Гронсон, находящегося на уровне 70м - во Владиславове; 90м - в Истарне; 104м - в Крате и 106м в Хеле, но на мысу спускается также до 170м и 180м. Ниже параллели Хеля обнаруживаются сванские отложения, которые отсутствуют на севере. Отложения плейстоцена лежат на меловых образованиях и в немногочисленных случаях отделены тонким слоем олигоценного гравия, залегающем на вторичном отложении. Все углубления в меловой системе 'своде' заполнены плейстоценовыми отложениями, доказывающими их эрозивно-экзарационное происхождение. Серии голоцена открывают анцилюсовые суглинки, в Хеле на глубине 70 - 65м и вислинские отложения в Крате находящиеся на том же самом уровне, спускающиеся вследствие эрозийного разреза гляциальной серии до уровня илов на 100м. Анцилюсовые суглинки и вислинские отложения, покрытые осадками Литоринового моря, достигают 16м над уровнем моря. Границей этих серий являются торфы типа "Мартор" в Хеле. Литориновые серии покрыты донными песками. В исследованиях, проводимых до настоящего времени, хельские торфы являлись показателем отрицательного движения материка, начиная с литорина. Констатирование более высокого положения кровли

меловых отложений и эрозивного характера углублений, заполненных плейстоценовыми осадками, а также старших литоральных форм на побережье Гданьского залива, о которых речь пойдет ниже, противоречат возможности Браун, Хартак, Роса/ отрицательных движений материка в постлиторальную Платформа песчаной отмели полуострова сложена на 90-95% кварцевыми песками с примесями полевого шпата, биотита, мусковита и прочего. Основной фракцией является зерно от 0,25 до 0,55мм, состоящее из тяжелых минералов - обычных граниты, обозначающие места абразии и амфиболы с пироксенами в местах современно аккумуляции. Прочие тяжелые минералы выступают в немногочисленных, но постоянных смесях. Изменения обточки зерна имеют регулярный характер, показывая путь, по которому идет перемещение.

Палеогеографические элементы

В период атлантической трансгрессии уровень вод Южной Балтики стремительно возрастает; этому предшествовало антилосовое затопление, вызванное эпейрогеническим поднятием Скандинавии. Антилосовое озеро в 700 годах изменяет свой уровень на побережьях Гданьского залива с 60м до 10м, достигая, после перелива ^{через} ложбину Кадет около 18м. Атлантическая трансгрессия, во время которой господствуют климатические условия сугубо океанического характера, оставляет след, обозначенный песчаными осадками, отложенными на дне прадолины Плутицы на уровне около 2м и в депрессии Озера Дружно на уровне около - 4м.

Трансгрессия вызывает абразию суши, одновременно материал, поступающий от абразии в результате океанической циркуляции, перемещается на восток. Затопление оставляет абразионную платформу, абразионно изрезанное побережье и береговые валы на дне Прадолины Реды. В немногочисленных случаях литоральные формы содержали в себе органические остатки, которые подвергнуты палеоботаническому датированию и анализу C_{14} . Максимальный ареал трансгрессии, находится около +6м выше настоящего уровня Балтики.

Сводка анализов C_{14}

Место нахождения	Тип осадка	высота над у.м.	Климатический период	Абсолютный возраст в годах
Блото Мостове	дерево ольхи	3м	суббореальный	3.000
Эльблонг	торф	6м	"	2.575
Эльблонг	дерево дуба	6м	"	2.920
Прадолина Плутицы	торф	1.95м	переход бореально-го и атлантического	8.000

Начало трансгрессии обозначают торфы из Прадолины Плутицы. Ее максимальный ареал характеризуют прочие анализы.

Все литоральные формы, откуда происходят находки, покрыты с поверхности желтой суббореальной дюной, которая покрывает торфы в Хеле. Величины уплотнения осадков голоцена, отложенных на полуострове, были исследованы

согласно принципам, разработанным Флинтон и Шлихтером, по которым $A = 47,6\%$, $B = 25,9\%$, где A представляет собой размер поля между зернами до процесса уплотнения, а B - после процесса. По этому принципу сконструированы формулы $C = hc$, где C - гипотическая величина уплотнения в m , h - толщина отложения, подвергнутых процессу, а c - величина компенсационного поля, равная $47.6 - 25,9\%$. Единичные формулы получены согласно конструкции

$S = \frac{A}{A+B} \cdot Lt$, где A - время определяющее от анцилосовой трансгрессии, а Lt - время, отделяющее от литориновой трансгрессии в годах. Затем исчисление произведено при помощи $Sk = 6.500$ лет, где действительная величина уплотнения в m . Исчисления объясняют причины залегания хельских торфов под уровнем моря. Стратиграфо-седиментологические структуры обнаруживают, что анцилосовая трансгрессия происходила двумя толчками, из которых последний был наиболее сильным. Проведенные исследования отрицают возможность возникновения подводного обрыва в заливе на глубине $40-70m$ в период Анцилиса /Хортнак/, он возник в период предбореальной Иольдии; на отрезке полуострова он засыпан аккумулятивным материалом в Литорине.

Океанографические элементы, формирующие
ПОЛУОСТРОВ

Хельский полуостров, будучи образованием, связанным с динамикой моря, возникает в Атлантикуме. Течение мор-

ской воды, вызываемое океанической атмосферной циркуляцией, приводило к перемещению по дну россыпи, которая двигалась согласно действующему течению. Главная масса воды перемещалась по направлению к Гданьскому заливу, вдоль линии, определяемой расположением фундамента Хельской отмели, где течения теряли свою энергию вследствие расширения зоны перемещения. Потеря энергии имела временный характер; в центральной части залива она компенсировалась за счет объединения всей массы воды в одну систему циркуляции, вследствие чего наращивание полуострова возможно только до определенного места. Независимо от аккумуляции на подводном валу отмели, существовал постоянный проток воды вдоль западного побережья Сважевской кемпы, согласно береговой линии, существовавшей во время регрессии и после поднятия восточной части полуострова. В конце трансгрессии подводный вал стал таким высоким, что вызвал разделение течения воды в Гданьский залив. Его результатом является возникновение северного участка Ревы Мев начиная с Чстарня и южного участка в Реве. Соединение этих участков происходило в историческое время. Поднятие подводного вала на участке Чстарня - Хель, которое вызвало разделение проплыва вод, полностью отрезало Пуцкую бухту от влияния внешних морских вод, что произошло после соединения поднятого участка с сушей. Этот процесс прекращает движение россыпи в Пуцкую бухту и задерживает развитие Ревы Мев. Кубатура полуострова показывает, что он построен из более значительного количества материала, чем тот, который получен за счет абра-

зии Сважевской кемпы. Это является доказательством перемещения значительного количества материала из более отдаленного западного побережья. Количественное соотношение между массой разрушенной кемпы и массой полуострова равно 1:8,5 в пользу полуострова. В исторический период полуостров многократно прерывался вследствие воздействия штормовых волн и давления льда в зимнее время. Последние прорывы имели место в 1914 году. Результатом переливов штормовых волн являются обширные выравненные поверхности высотой до 2,5 м. Эта величина определяет полную амплитуду колебаний уровня балтийских вод в Гданьском заливе. Начиная с 1925 года после постройки порта во Владиславо-ве, отмечаются нарушения равновесия береговой линии, поэтому полуостров должен охраняться искусственным способом. Величина прироста поверхности полуострова за период последних 50 лет равна 194 м^2 . Он удлинился в юго-восточном направлении на 5 м, минимальная ширина уменьшилась на 2 м. Максимальная ширина увеличилась на 50 м. Прирост, за исключением действительного удлинения, образован искусственно вследствие застройки береговой линии и поэтому не представляет собой подтверждения ранее осуществленных исследований /Вонш, Стасько, Тубелевич/. Хронологию происшествий показывает приложенная таблица.

Выводы

I. Геологическое строение и стратиграфическая характеристика иллюстрирует последовательные фазы развития

Хронологическая таблица развития Гданьского залива и Хельского полуострова

Го- ды	Гео- логи- чес- кие пе- ри- оды	Периоды культур челове- ка	Климатические периоды	Фазы Балтий- ского моря	Фаза развития	
					Гданьского залива	Хельского полуострова
1000	Голо- цен	Исторический	Современный	Мья	Выравнивание береговой линии. Рост дельты Вислы. Циркуляция вод сходна с нынешней /современной/.	Консолидация Хельского полуострова в сомкнутую территорию суши. Головые нарастания дна.
0		Железный	Субатланти- ческий	Лимнея	Преобладание западной циркуляции, образование обрывов на побережьях. Врезание рек. Висла уходит в море на более старым устьем.	Субатлантические прорывы вод открытого моря через донные гряды, абразия гряд, образование низкого уровня.
-1000	Бронзо- вый	Субборе- альный	Регрессивный спад вод до современного уровня. Выравнивание береговой линии.		Суббореальная регрессия, поднятие подводного вала на линии полуострова. Возникновение желтых дун.	
-2000	Пост- гля- циал	неолит	Англи- ти- ческий	Лито- рин	Подъем уровня моря на побережьях приблизительно до +6м. Затопление устьевых участков древних долин. Свяжевская кемпа становится островом. Абразия суши и транспортировка материала к востоку. Аккумуляция в дельте Вислы. Отсутствие береговой линии.	2-ая кульминация трансгрессии - периодические затопления подводного вала на линии полуострова. Возникновение двух участков Ревы Мев. Северного - со стороны вала полуострова и южного - от Оксывской кемпы. Осадочные свиты на полуострове обнаруживаются на поверхности.
-3000					Подъем уровня трансгрессии выше современного уровня моря. Заполнение западной части Пуцкой бухты. Абразия берегов.	1-ая кульминация трансгрессии - первое поднятие подводного вала Хельской отмели. Возникновение хельских торфов. Внезапное засыпание западной части впадины Иольдиевого моря и образование подводного вала Ревы Мев.
-4000	Мосто- гля	неолит		Мосто- гля	Кратковременное понижение уровня до -17м. Прорыв озера Рынной Кадет. Абразия прекращается.	
-5000					Быстрый подъем уровня озера с -60 до -10м. Затопление.	Анцилюсовые суглинки в постгляциальном слое на дне.
-6000	Эпи- гля- циал	Боре- альный		Эхинойс	В западной части залива выше изобаты 40м образование торфов в древних долинах. Консервация дна залива ниже изобаты 70м остатками материкового ледника.	Верхняя готигляциальная морена, покрывающая ленточные илы. Оттаивание остатков материкового ледника на дне залива, которые консервируют дно Иольдиевой котловины. В западной части Висла уходит к Иольдиевому морю, оставляя осадки в Грате и Истарне.
-7000					Висла вначале плывет участками древних долин на запад, затем к ближайшей эрозивной базе, впадая в Пребореальную Иольдию около Граты. Река срезает край ранней впадины на север от Гдыни.	Позднегляциальный Иольд и ледниковые стоянки оставляют ленточные илы в основании полуострова на дне котловины.
-8000	Готи- гля- циал	верхний		Ильд Лобо- реаль- ный		Готигляциальная донная морена.
-9000					Ильд	
-10000	Готи- гля- циал	пале- олит		Балтий- ское леднико- вое озеро	Ильд	
					Аллеред	
					Ильд	

Гданьского залива и Хельского полуострова. На их основе подтверждены незначительные денивеляции в меловой основе и регулярность плейстоценовой и голоценовой седиментации, а также эрозионно-экзарационная основа опускания в меловой системе.

2. Морфология дна западной части Гданьского залива является результатом предполагаемой эрозии текучих вод в плейстоцене, экзарации материковых ледников и динамического действия вод более древних Балтийских фаз и современного Балтийского моря.
3. Поверхностные осадки на дне залива являются результатом более ранних процессов абразии. Регулярно распределяемые в зависимости от динамики вод и глубины водоемов. Осадки на поверхности полуострова однородны - мелко - и среднезернистые, песчаные, преимущественно кварцевые. Они определяют на основе минералогического анализа, пути, по которым перемещается материал вдоль берега. Направление движения с запада на восток на основе этих анализов не вызывает ни малейшего сомнения.
4. Морфологические формы на поверхности полуострова являются результатом воздействия изменчивых гидрографических и эоловых /ветровых/ условий. Хельский полуостров во всей своей массе является продуктом динамики моря.
5. Исследования геологической структуры более глубоких материнских пород обнаруживают предрасположения к

- тектоническим опусканиями в мелу в восточной части польского побережья, однако не показывают их активности от конца плейстоцена до настоящего времени.
6. Условиями фини-и постгляциальной циркуляции атмосферы вызвано возникновение подводного обрыва на дне Гданьского залива, принадлежащего к ранней Балтийской фазе Иольдиевого моря на глубине от 40 до 70 м. Он скрыт на отрезке полуострова на высоте Истарни под осадками полуострова, разделяя отчетливо Хельский полуостров на восточную - более старшую часть и западную - младшую.
 7. Атлантическая трансгрессия на побережье Гданьского залива возникла 8000 лет тому назад, на уровне около 17 м ниже современного уровня Балтики. Она завершилась 3000 лет назад на уровне на 6 м выше современного уровня Балтийского моря. Гидрографическим условиям Литоринового моря обязана в основных очертаниях современная береговая линия Гданьского залива. В период их существования возникает песчаный подводный вал, который в момент регрессии поднялся на поверхность, давая начало Хельскому полуострову. Окончание трансгрессии обозначается на побережье залива кратковременным периодом дна.
 8. Уплотнение литоральных осадков, которыми сложен Хельский полуостров, объясняет причину нахождения литоральных торфов ниже уровня Балтийского моря, без введения элементов вертикального движения суши, наличие которо-

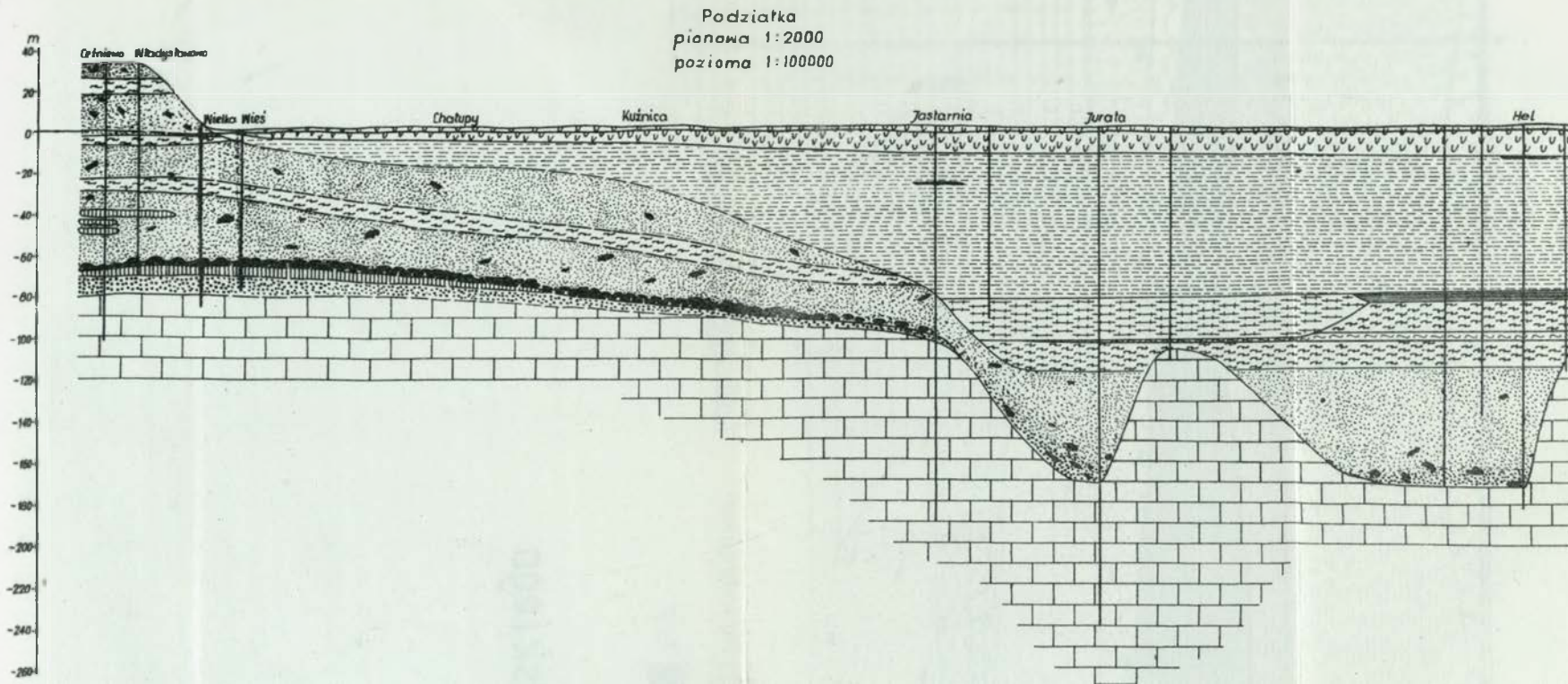
го предполагалось в Литорине.

9. Процессы, происходящие на поверхности полуострова обязаны своим существованием современной атмосферной циркуляции. Преобладание океанических влияний циркуляции атмосферы в западной части Гданьского залива заметно в течение года.
10. Колебания уровня моря содержатся в амплитудах, не превышающих 200 см. Замечается большая частота увеличения свыше 00 NN, чем отрицательная частота. Колебания уровня вод в Гданьском заливе зависят прежде всего от изменений атмосферного давления.
11. Под влиянием атмосферной циркуляции возникает движение воды в Гданьском заливе. Влияние поверхностных течений на современное преобразование полуострова, проявляется в формировании конфигурации береговой линии и абразией берегов на западе. В течение всего года превышают течения ϵ .
12. Под влиянием морских течений и волнений возникает движение россыпи, из которой сооружен Хельский полуостров и которое выравнивает береговую линию в заливе. Величина этого движения, исследованная опытным путем и вычисленная посредством сравнений, обнаруживает соотношение массы полуострова к разрушенной Сважеской кемпе, выраженное пропорцией 1:8,5. Большая величина разрушенной суши доказывает, что не только Хельский полуостров был и остается сооруженным из

этого материала.

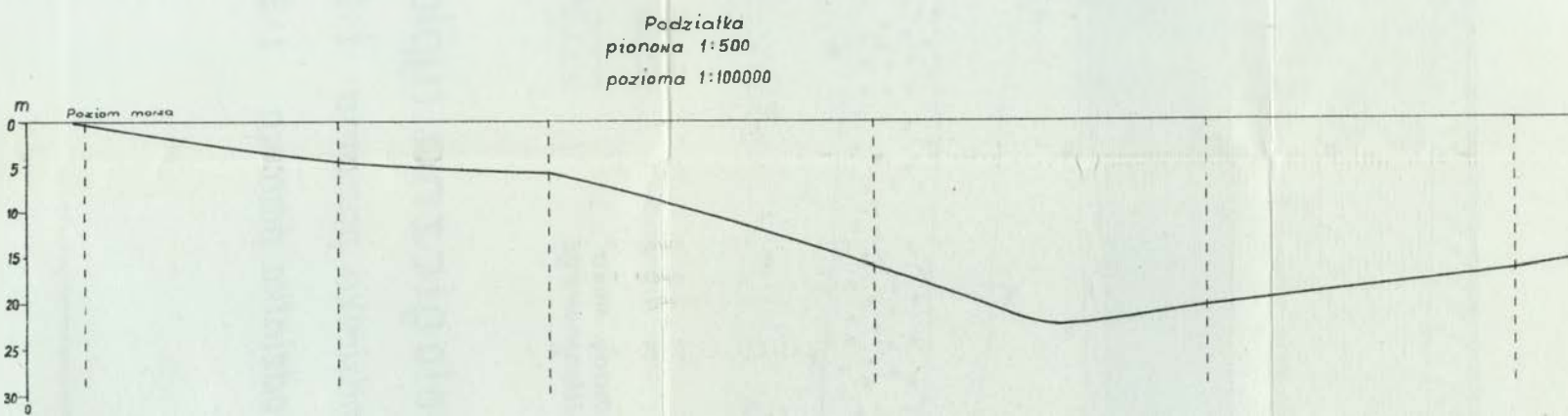
13. Изменения береговой линии Хельского полуострова являются динамическим процессом, непрерывно действующим. Однако не происходят в таких величинах, какковые отмечали прежние исследователи. Стабилизация полуострова как материковой формы является процессом, происходящим в голоцене, и от нее зависит развитие береговой линии.
14. Влияние человека на сохранение равновесия береговой линии имеет первостепенное значение. Однако этому влиянию обязано ее раннее отклонение. Постоянное отступление береговой линии на западе, а в особенности на участке Сважеской кемпы, при отсутствии вмешательства человека в охрану побережья полуострова, привело бы к абразии Хельского полуострова.
15. Гидрографическим условиям Литорального моря в Гданьском заливе обязан своим возникновением Хельский полуостров. Его возникновение, независимо от климатического влияния, коренным образом изменило гидрографический режим Гданьского залива, приводя его к условиям, наблюдаемым в настоящее время.
16. Постгляциальное и голоценовое прошлое Гданьского залива и Хельского полуострова свидетельствует о том, что их развитие происходило в тесной зависимости от географических условий этой части Балтийского моря.

Budowa geologiczna Półwyspu Helskiego

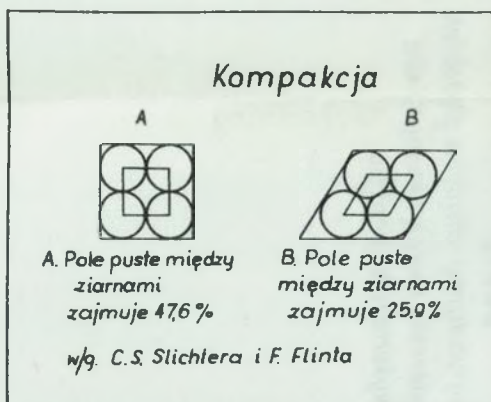
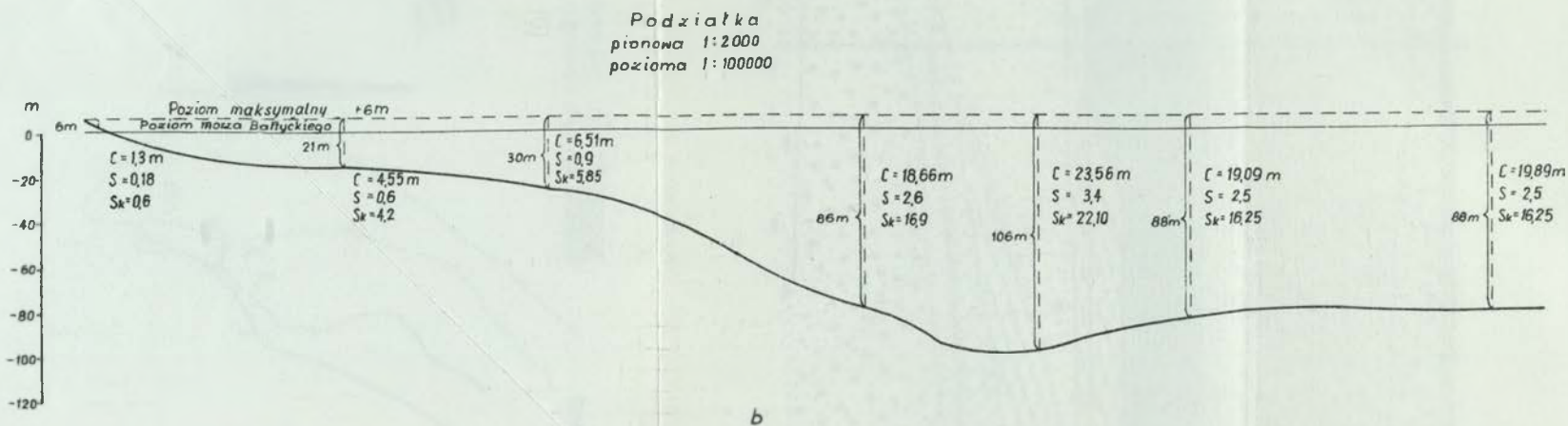


- Kreda
- Gлина morenowa
- Osady M. Litorynowego
- Piaski oligoceniskie
- Bruk morenowy
- Żły wstęgowe
- Piaski mioceniiskie bur węglane
- Osady J. Ancylusowego
- Piaski plażowe i wydmore
- Piaski flunio-glacialne
- Osady Prąwisły
- Torfy

Krzywa Kompakcji



Wartości rzeczywiste Kompakcji



Wzór Kompakcji

$$c = h \cdot c$$

h = całkowita grubość osadów
c = wartość % skompensowanego pota 47,6-25,9%
C = wartość hipotetyczna kompaktacji w m

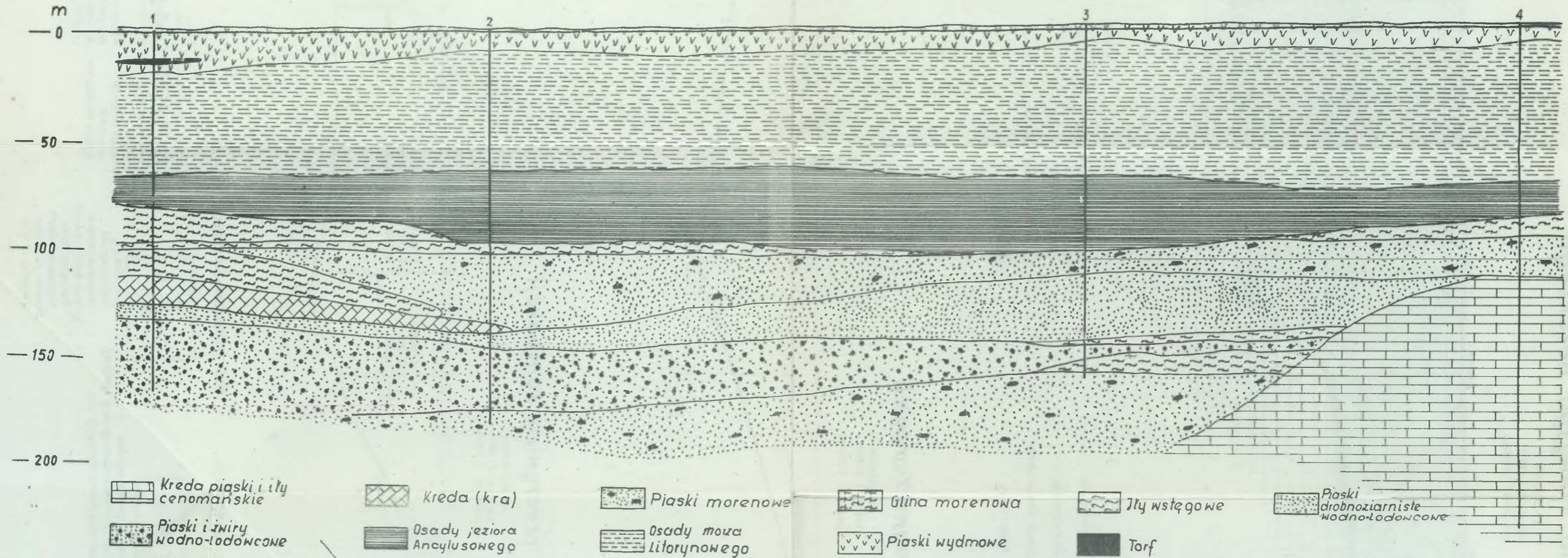
Wzór jednostkowy kompaktacji

$$S = \frac{C}{At} \cdot Lt$$

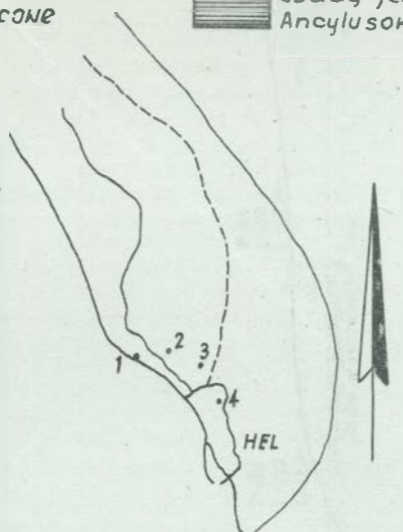
At = czas dzielący od transgresji Ancylusowej w latach
Lt = czas dzielący od max. transgresji Morza Litorynowego w latach
S = wartość jednostkowa kompaktacji mm/rok

$$Sk = S \cdot 6500 \quad Sk = S \cdot Lt$$

Sk = wartość rzeczywista kompaktacji dla Półwyspu Helskiego w m
Wartości w liczone przy założeniu Lt = 6500 lat



Szkic
 sytuacyjny otworów głębokich
 wierceń uwzględnionych dla
 wykonania profilu.



Budowa geologiczna cypla Półwyspu Helskiego

Podziałka pozioma 1:5000

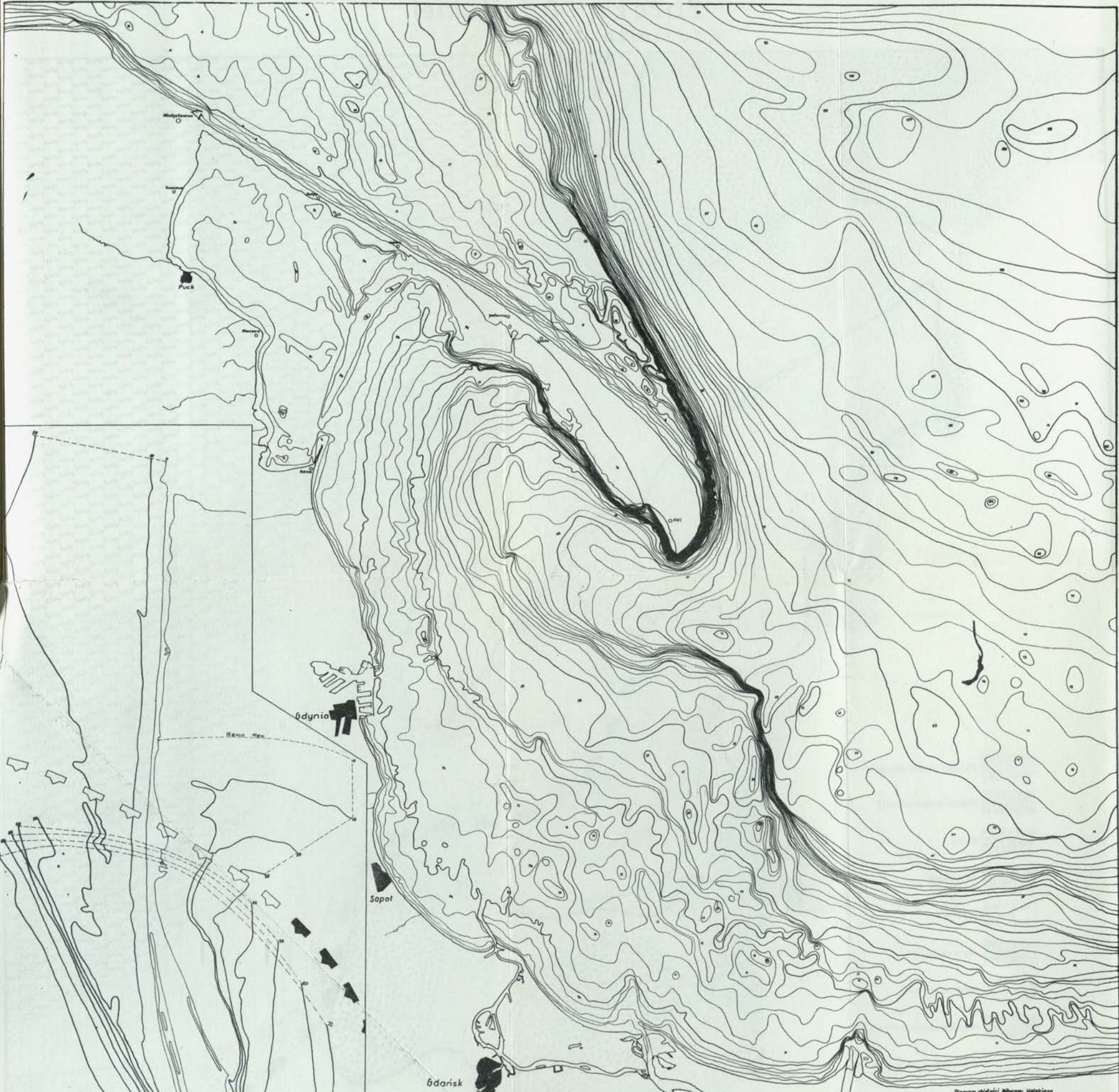
Podziałka pionowa 1:2000

Batymetria części zachodniej Zatoki Gdańskiej

Podziałka 1:75000

Ryc.3

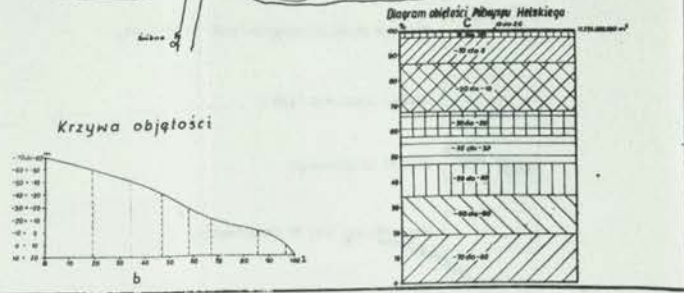
Izobaty co 2m



**Szkic batymetryczny
do wyliczenia kubatury
Półwyspu Helskiego**

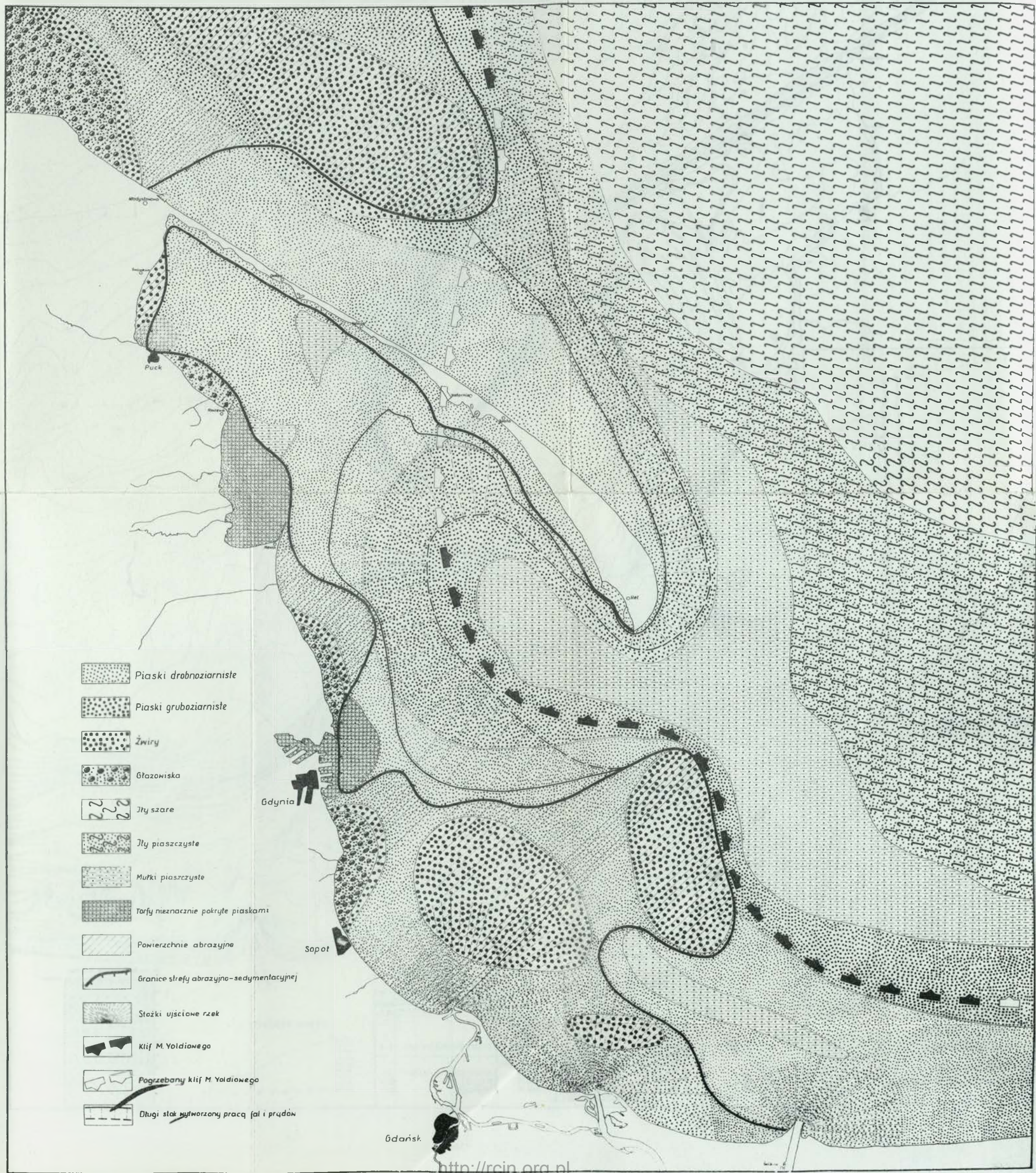
Podziałka 1:75000
Izobaty
Klif M. Yaldiewego
Pogrzebany klif M. Yaldiewego

Kubatura Półwyspu Helskiego						
Izobaty - poziomice	Objętość		Izobaty - poziomice	Objętość w m ³		Kątunek a:b
	m ³	%		Masa Altejusz, Helskiego	Masa wielkoczerwnej kapy Słagawskiej	
ad -70m do -60m	2150.000.000	10,1	-20 do 20			
ad -60m do -50m	1710.000.000	15,2	i ujęty profil			
ad -50m do -40m	1430.000.000	12,8	do -40 w/g			
ad -40m do -30m	1240.000.000	11,0	W. Tobielewicz:	3.945.000.000	135.300.000	3:1
ad -30m do -20m	1120.000.000	9,9				
ad -20m do -10m	2035.000.000	18,2	Wartości tarczowe:			
ad -10m do 0m	1230.000.000	10,9	-20 do 20	3.585.000.000	1.353.000.000	3:1
ad 0m do 10m	270.000.000	2,4	-40 do 20	6.945.000.000	"	42:1
ad 10m do 20m	50.000.000	0,5	-70 do 20	2.235.000.000	"	85:1
Razem	11.235.000.000	100,0				

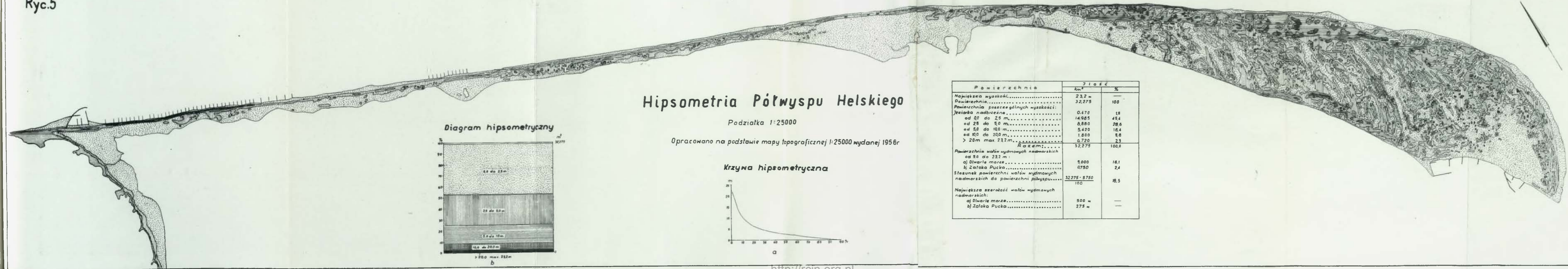


Morfologia dna i osady denne części zachodniej Zatoki Gdańskiej

Podziałka 1:75000



Ryc.5

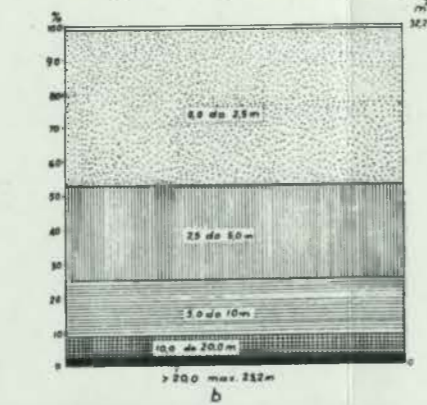


Hipsometria Półwyspu Helskiego

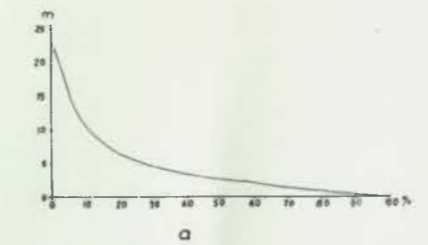
Podziałka 1:25000

Opracowano na podstawie mapy topograficznej 1:25000 wydanej 1956r

Diagram hipsometryczny

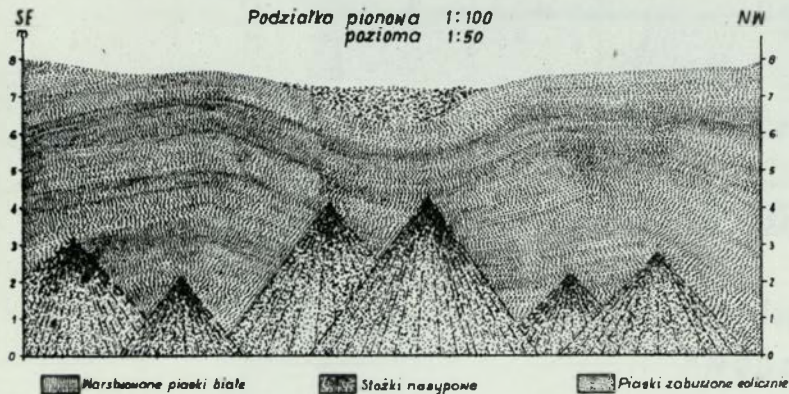


Krzywa hipsometryczna



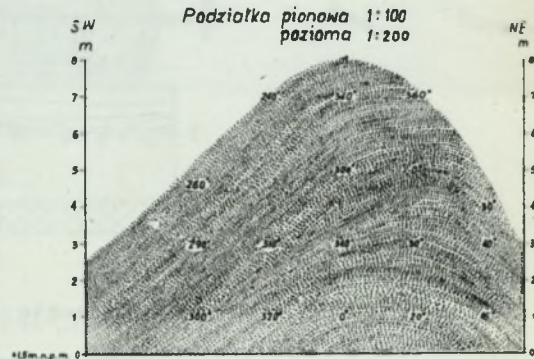
Powierzchnia	Jłosc	
	km ²	%
Największa wysokość.....	232 m	—
Powierzchnia.....	32,275	100
Powierzchnia poszczególnych wysokości:		
Jeziora nadbrzeżna.....	0,470	1,8
od 0 do 25 m.....	14,985	45,4
od 25 do 50 m.....	8,880	28,6
od 50 do 100 m.....	5,420	16,4
od 100 do 200 m.....	1,800	8,8
> 200 max. 232 m.....	0,720	2,3
Razem:.....	32,275	100,0
Powierzchnia wałów wydmyowych nadmorskich od 50 do 232 m:		
a) Otwarte morze.....	5,000	18,1
b) Zaloka Pucka.....	0,750	2,4
Stosunek powierzchni wałów wydmyowych nadmorskich do powierzchni półwyspu.....	$\frac{32,275 \cdot 5,750}{10,0}$	18,5
Największa szerokość wałów wydmyowych nadmorskich:		
a) Otwarte morze.....	500 m	—
b) Zaloka Pucka.....	275 m	—

Profil podłużny natu brzegowego w Jastarni



a

Profil poprzeczny natu brzegowego w Jastarni

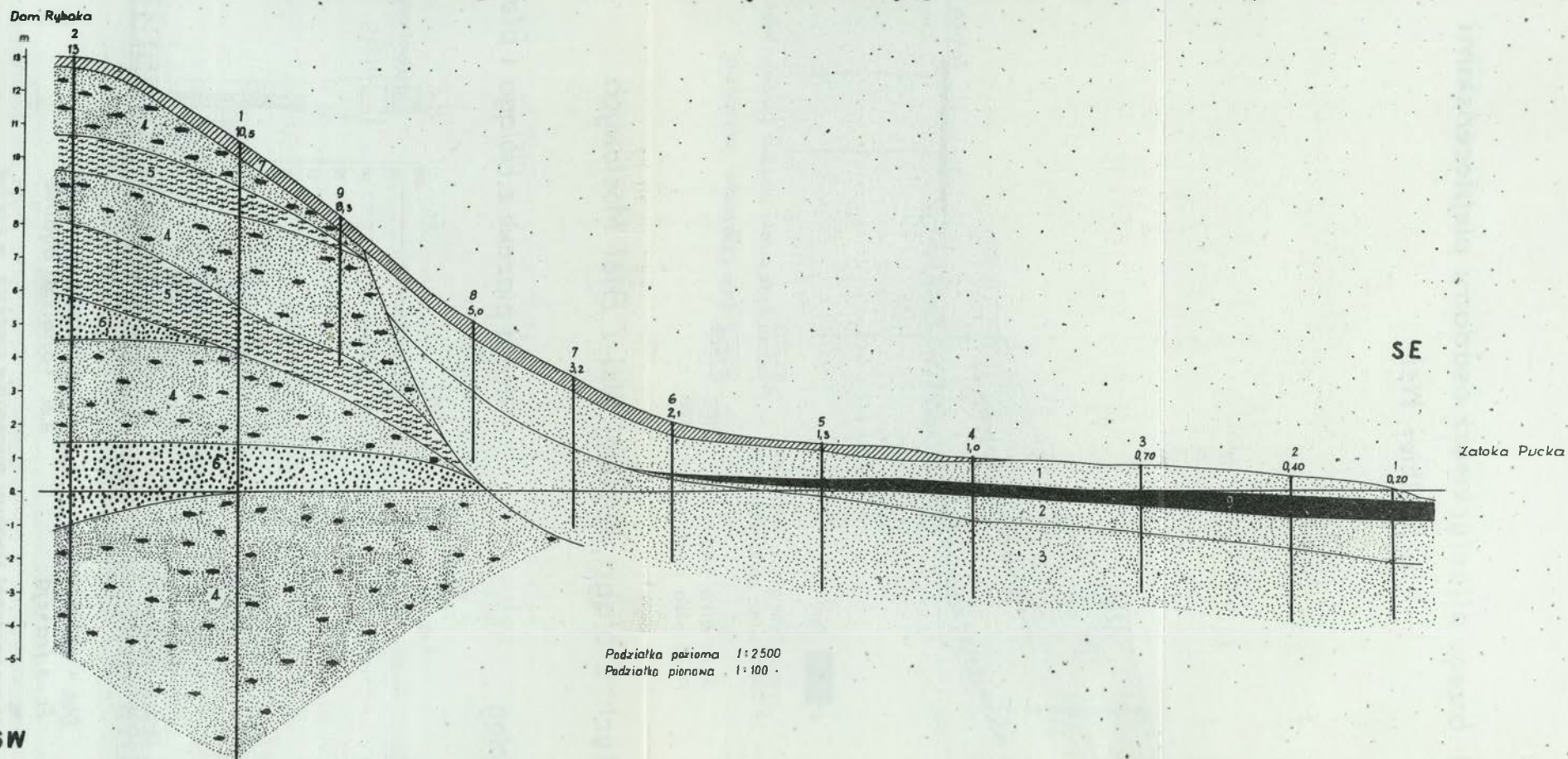


b

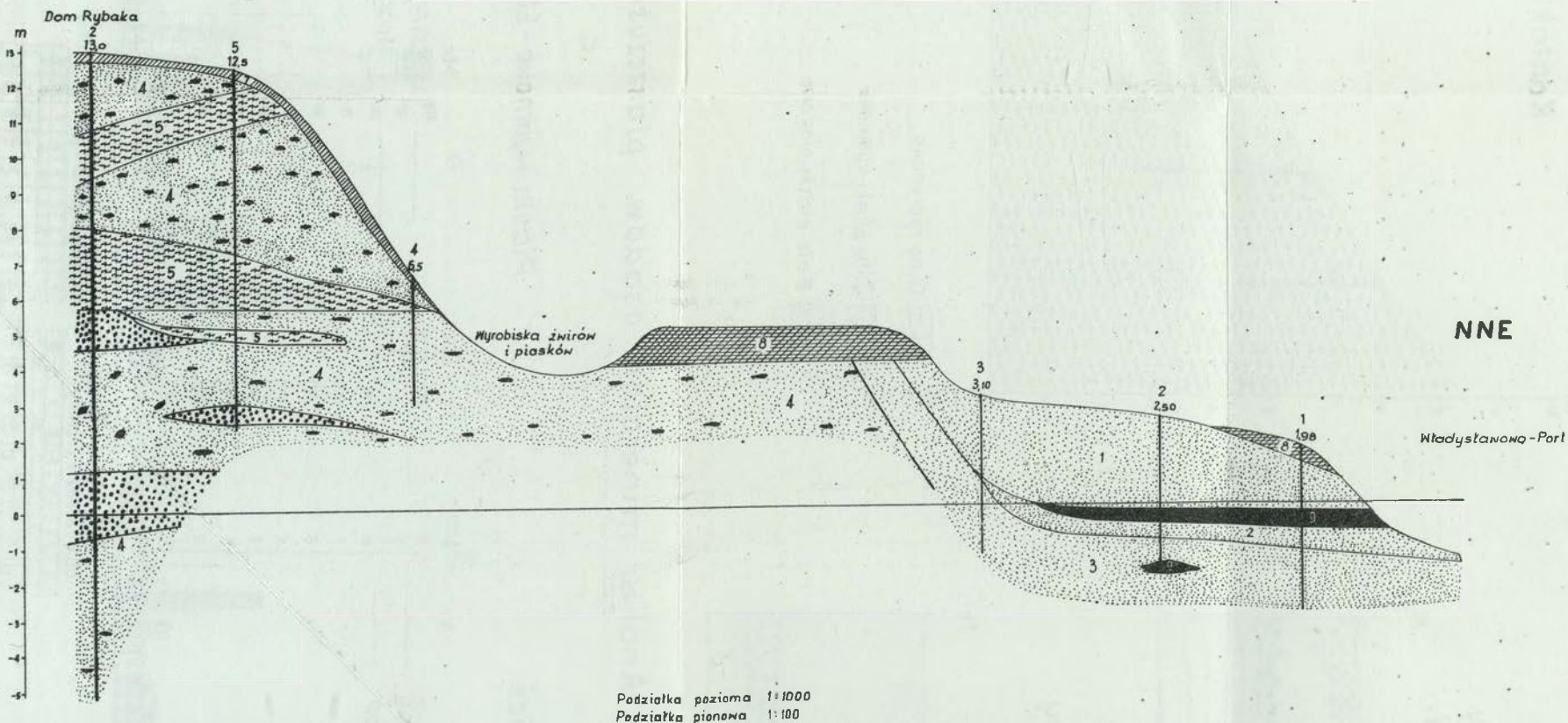
Ryc.7

Budowa geologiczna krawędzi Kępy Swarzewskiej

NW



SSW

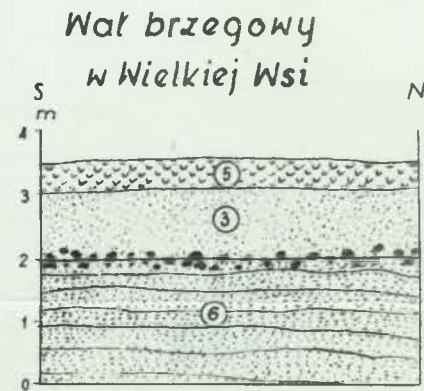


- żółte piaski drobnoziarniste
- szare piaski drobnoziarniste
- białe piaski drobnoziarniste

- piaski fluwio-glacialne
- glina zwalowa
- żwiry fluwio-glacialne

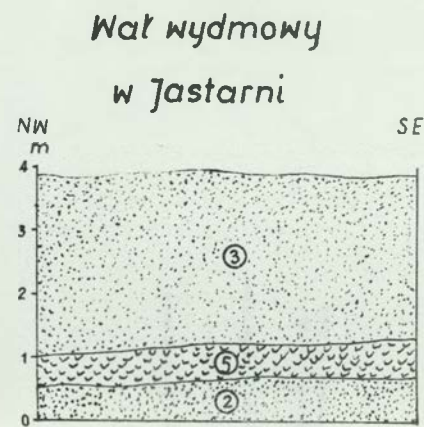
- gleba
- nasyp
- torf

Ryc.8



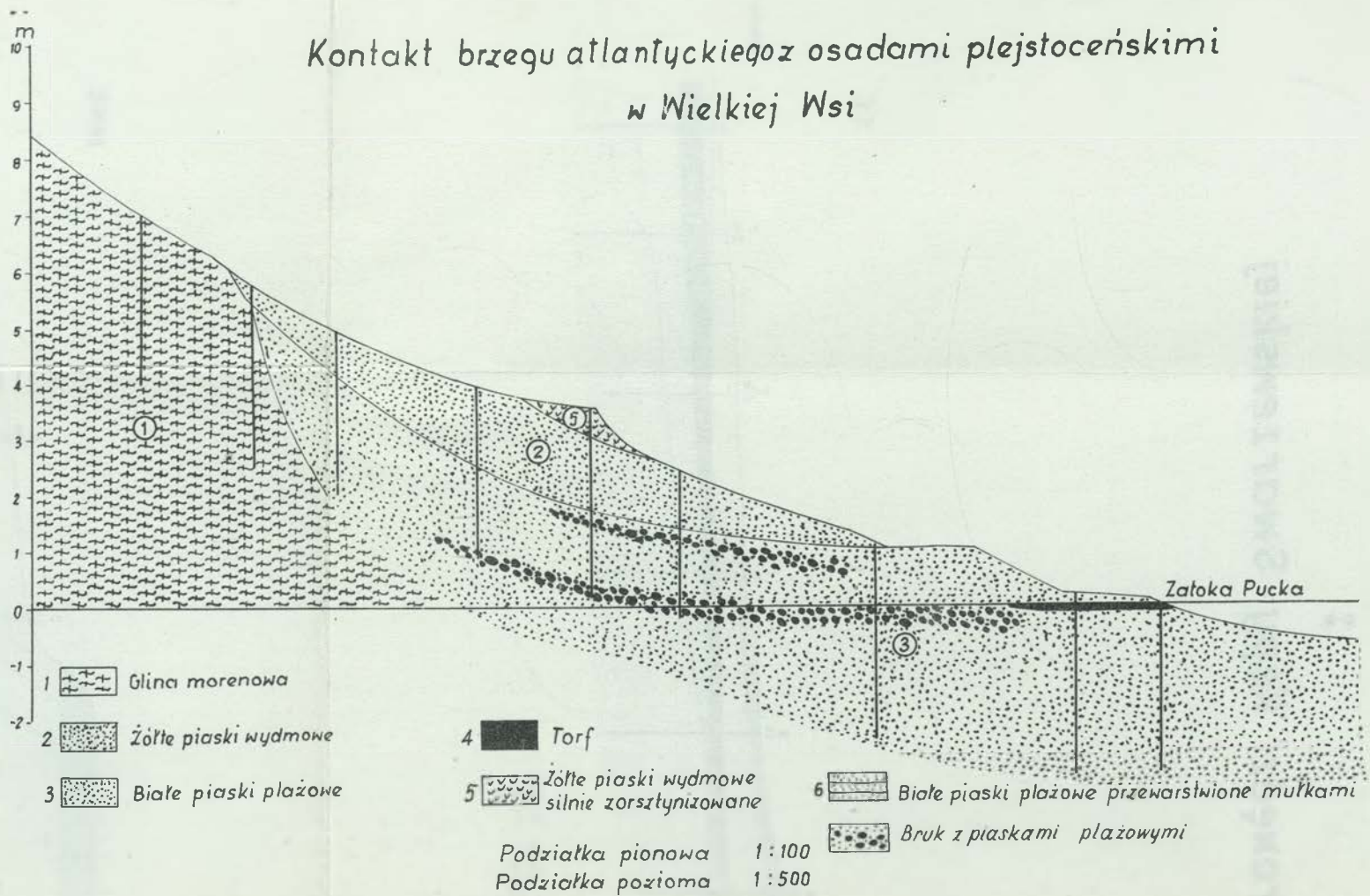
Wał brzegowy w Wielkiej Wsi

a



Wał wydmy w Jastarni

b



Kontakt brzegu atlantyckiego z osadami plejstoceniowymi w Wielkiej Wsi

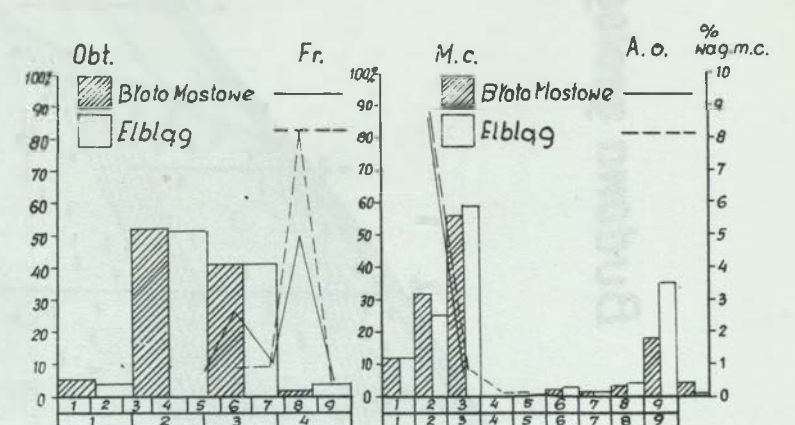
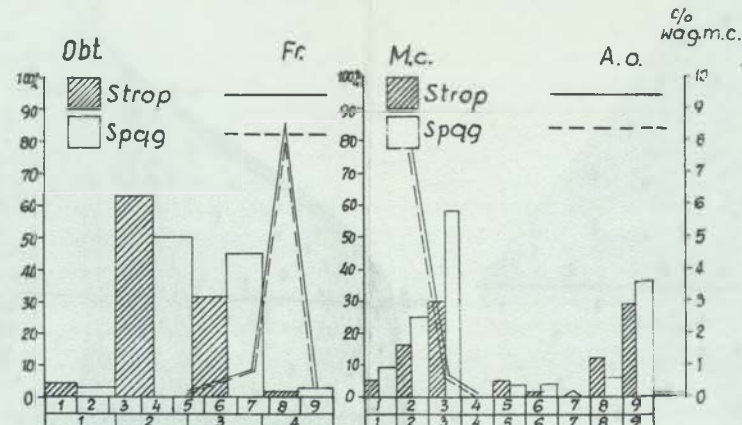
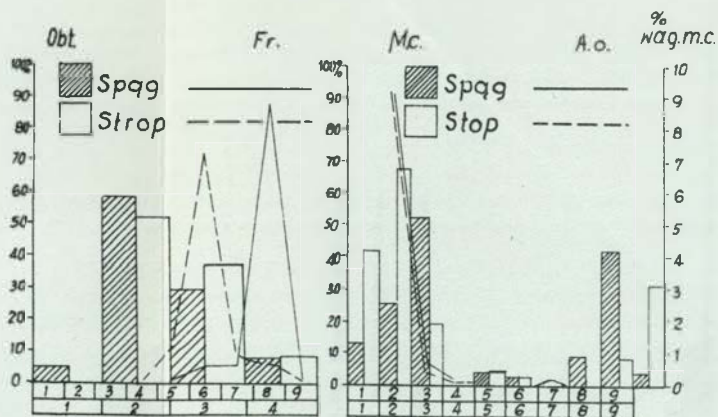
Analizy mineralne osadów piaszczystych Elbląga, Wielkiej Wsi i Błot Mostowych

c

Piaski plażowe - Wielka Wieś

Piaski wydmy - Elbląg

Piaski plażowe z Elbląga i Błota Mostowego



Obtozienie i frakcje

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10.00	4.00	2.00	1.00	0.55	0.25	0.102	0.06	<0.06
nie obtoz.	zob. krogl.	dobrze	nie	nie	nie	nie	nie	nie
ostrokra-	ne nara-	obtozane						
wędrziste	ica							

Minerały ciężkie i analiza ogólna

1	2	3	4	5	6	7	8	9						
Minerały	kwarc	granat	amfibole	biotyt	cyrkon	murowit	diagen	chloryt	biotyt	rod.	rod.	rod.	rod.	rod.
muszce	alk.													

Obt. = obtozienie

Fr. = frakcja

% wag.m.c. = procent wagowy minerałów ciężkich w próbce

M.c. = minerały ciężkie

A.o. = analiza ogólna

Ryc.9

Budowa geologiczna i morfologia krawędzi Wysoczyzny Elbląskiej poł. 07-95 w/g. mapy 1:50 000 rok wyd. 1950

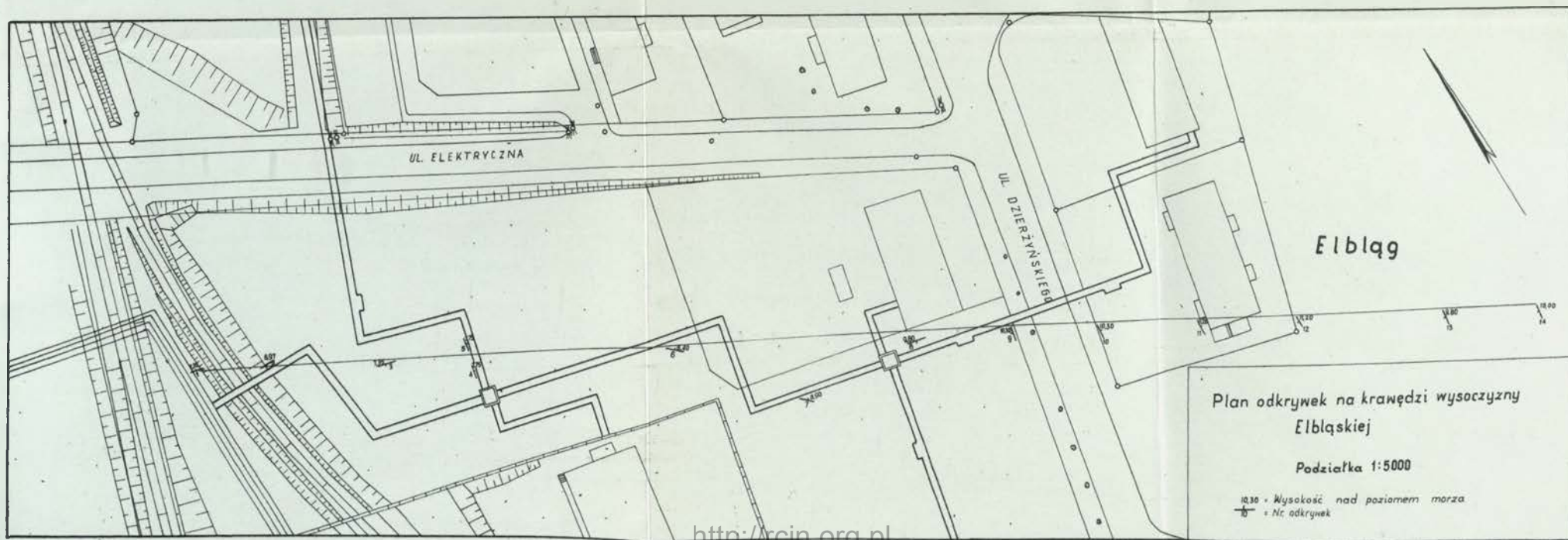
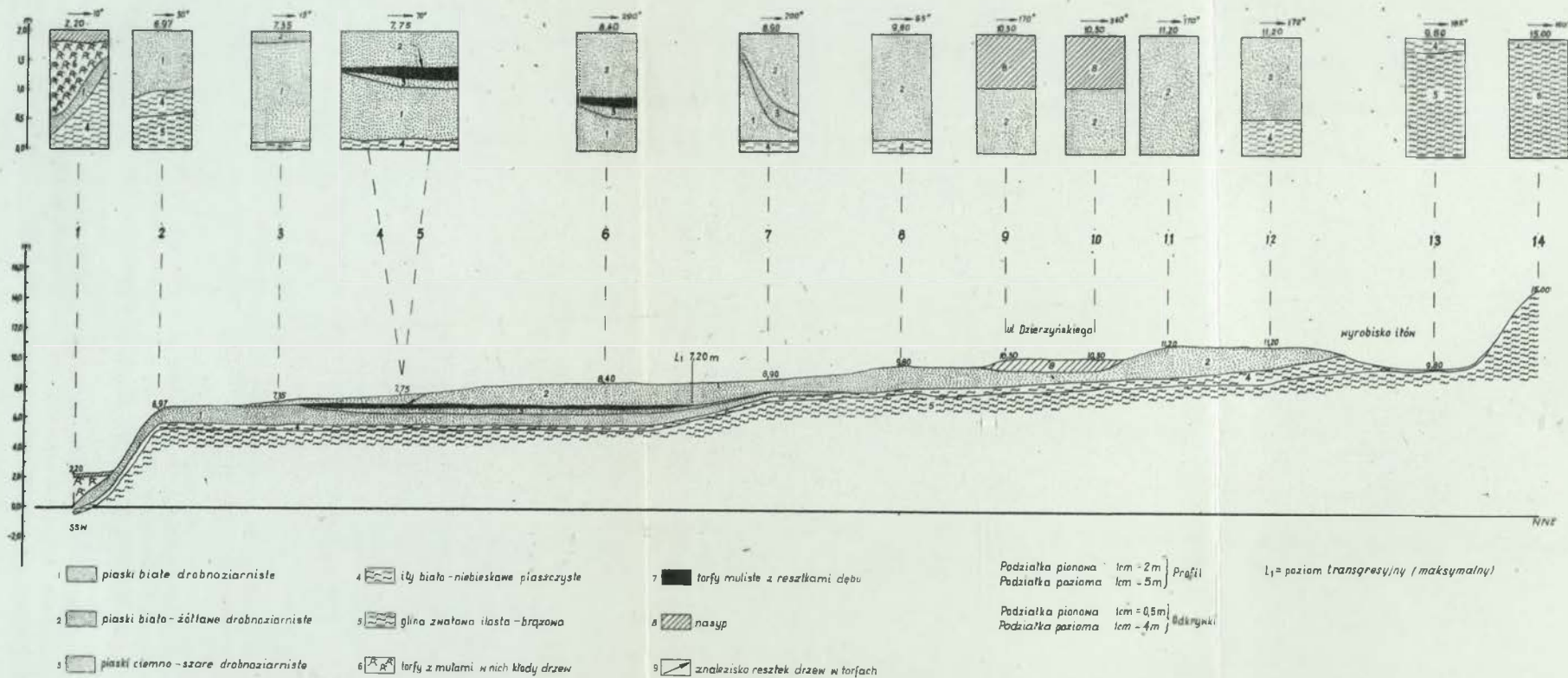
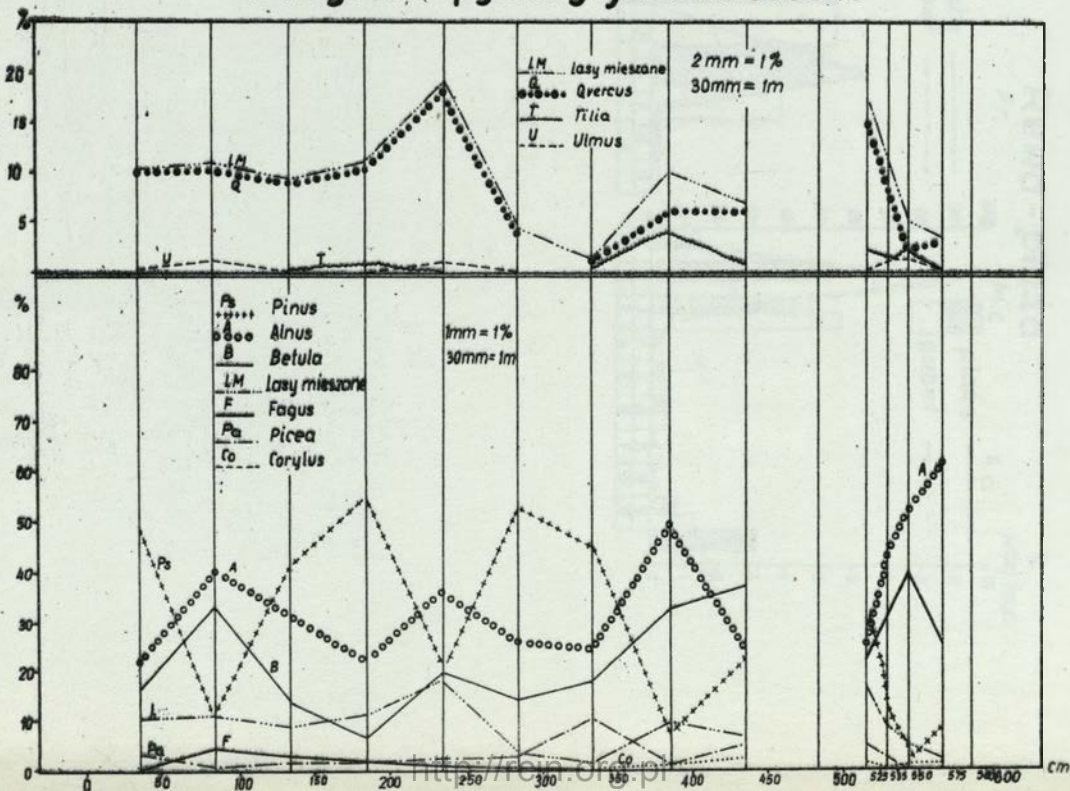
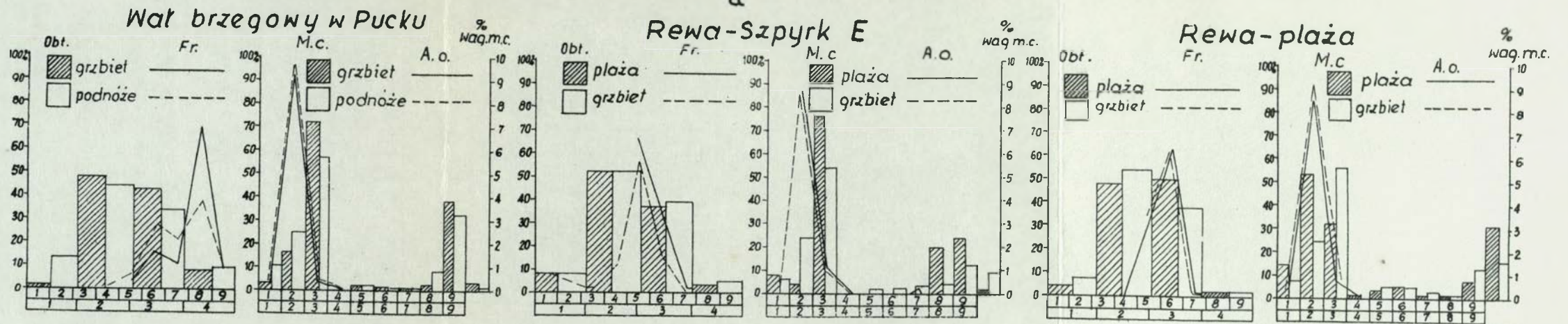


Diagram pyłkowy jeziora Druzno

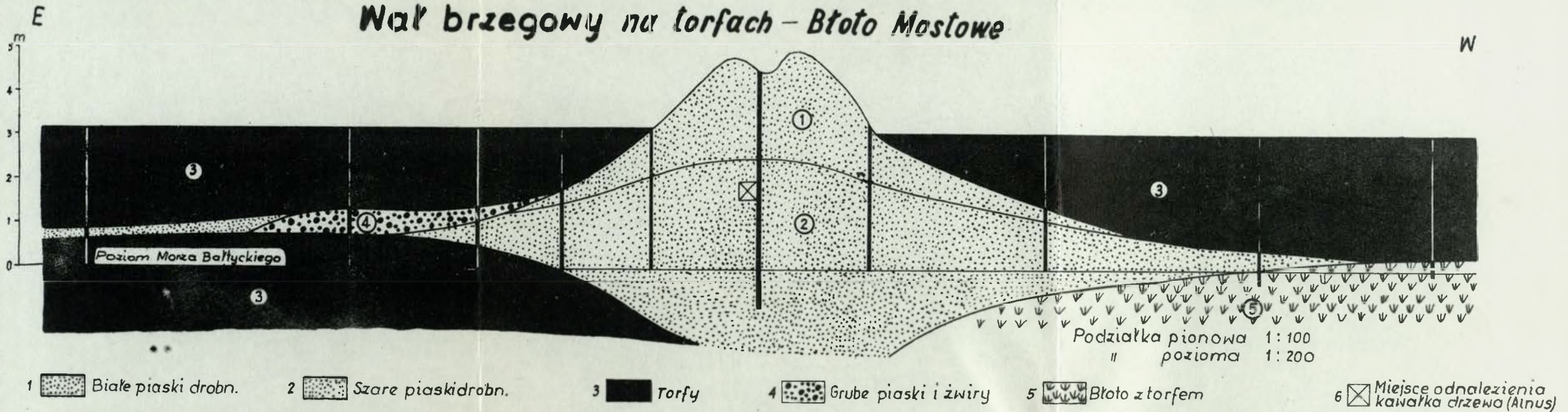


Analizy mineralogiczne piasków

a



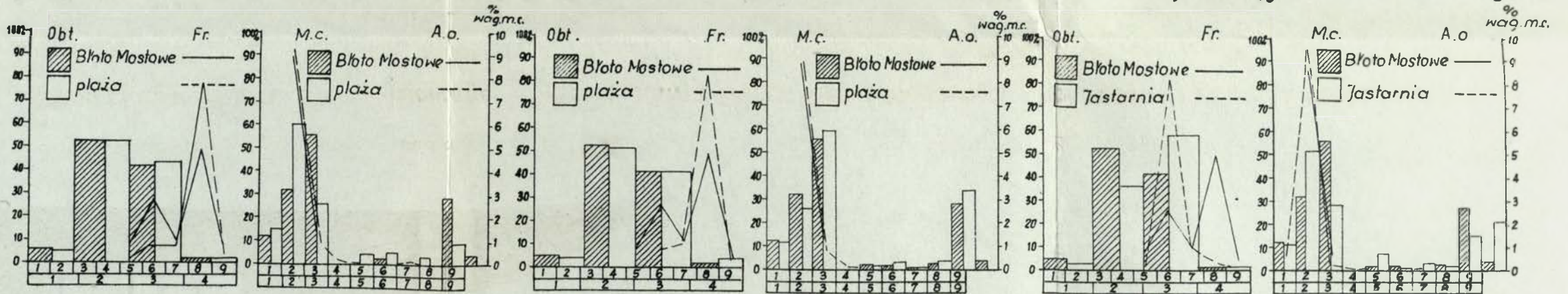
Wał brzegowy na torfach - Błoto Mostowe



Strop plaży z Elbląga i Błota Mostowego

Spąg plaży z Elbląga i Błota Mostowego

Wał brzegowy z Elbląga i Błota Mostowego



Obtaczanie i frakcje

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10.00	4.00	2.00	1.00	0.55	0.25	0.102	0.06	<0.006
nie obtaczane	złagodnie	dobrze	dobrze	dobrze	dobrze	dobrze	dobrze	dobrze
ostre	naro-	naro-	naro-	naro-	naro-	naro-	naro-	naro-
węzłach	obrotowe	obrotowe	obrotowe	obrotowe	obrotowe	obrotowe	obrotowe	obrotowe

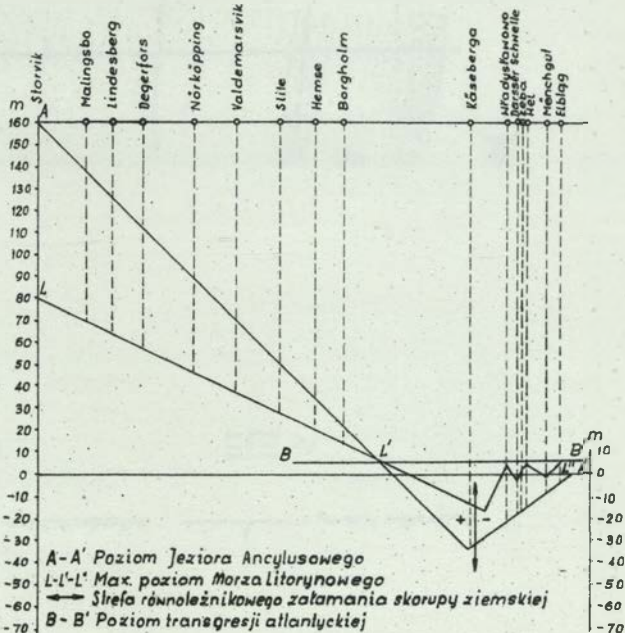
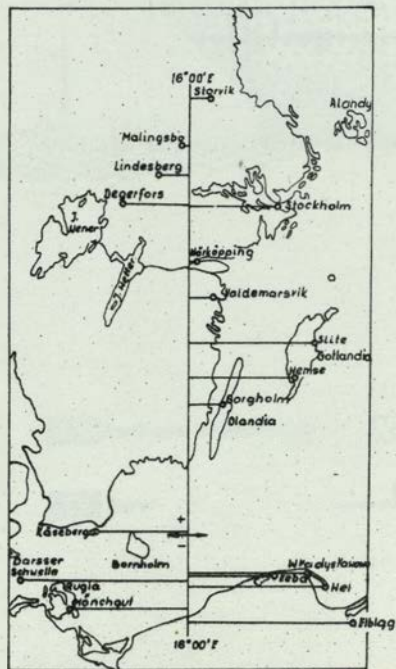
Minerały ciężkie i analiza ogólna

1	2	3	4	5	6	7	8	9
kwarc	granat	amfibole	skalenie	biotyt	chloryt	pyryt	siarka	siarka
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc
kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc	kwarc

Obt. = obtaczanie
Fr. = frakcje
% wag.m.c. = procent wagony minerałów ciężkich w próbce

M.c. = minerały ciężkie
A.o. = analiza ogólna

Poziomy maksymalne Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego w południowej Szwecji i na wybrzeżach Bałtyku

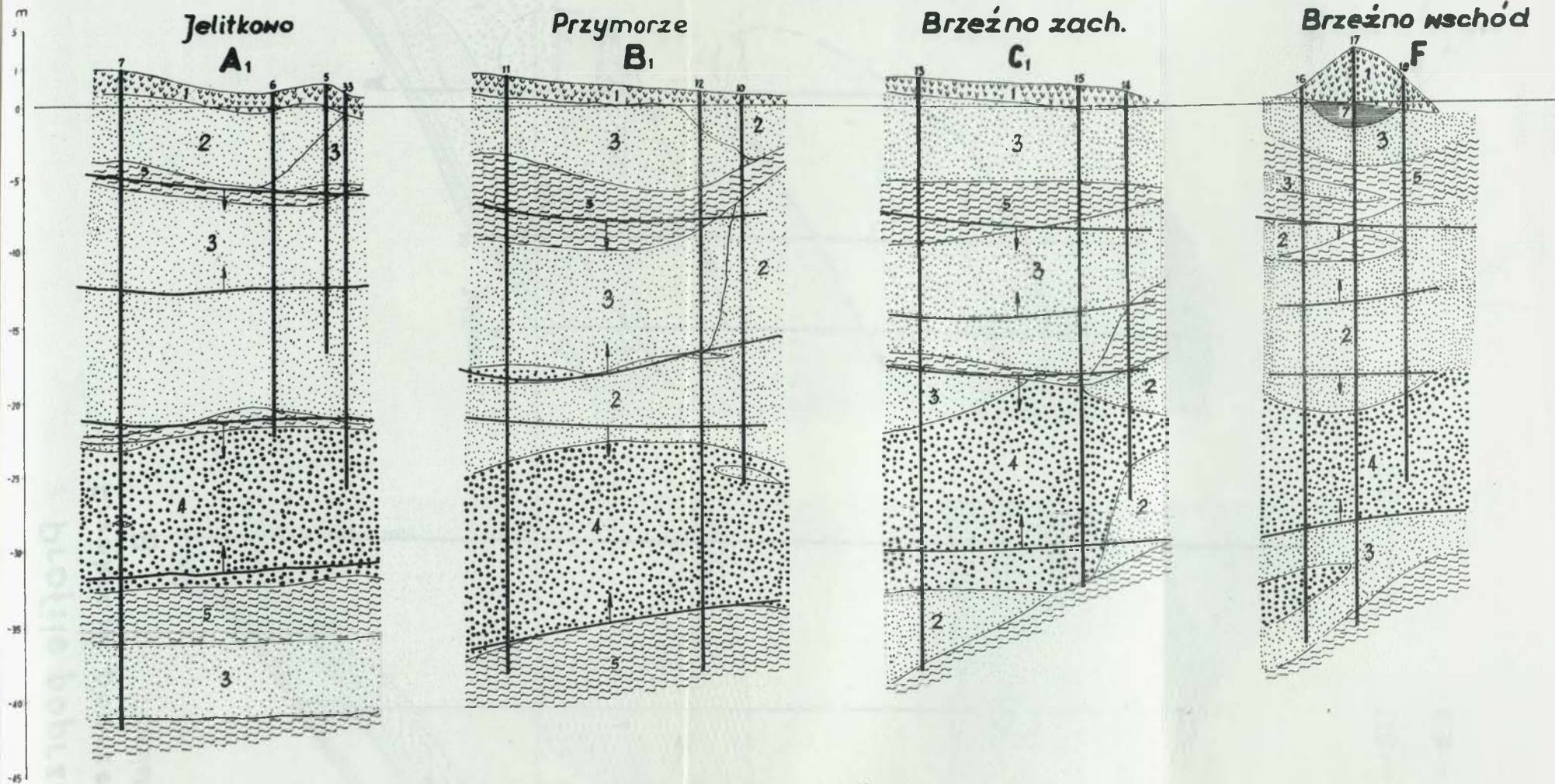


Podziałka 1:6000000

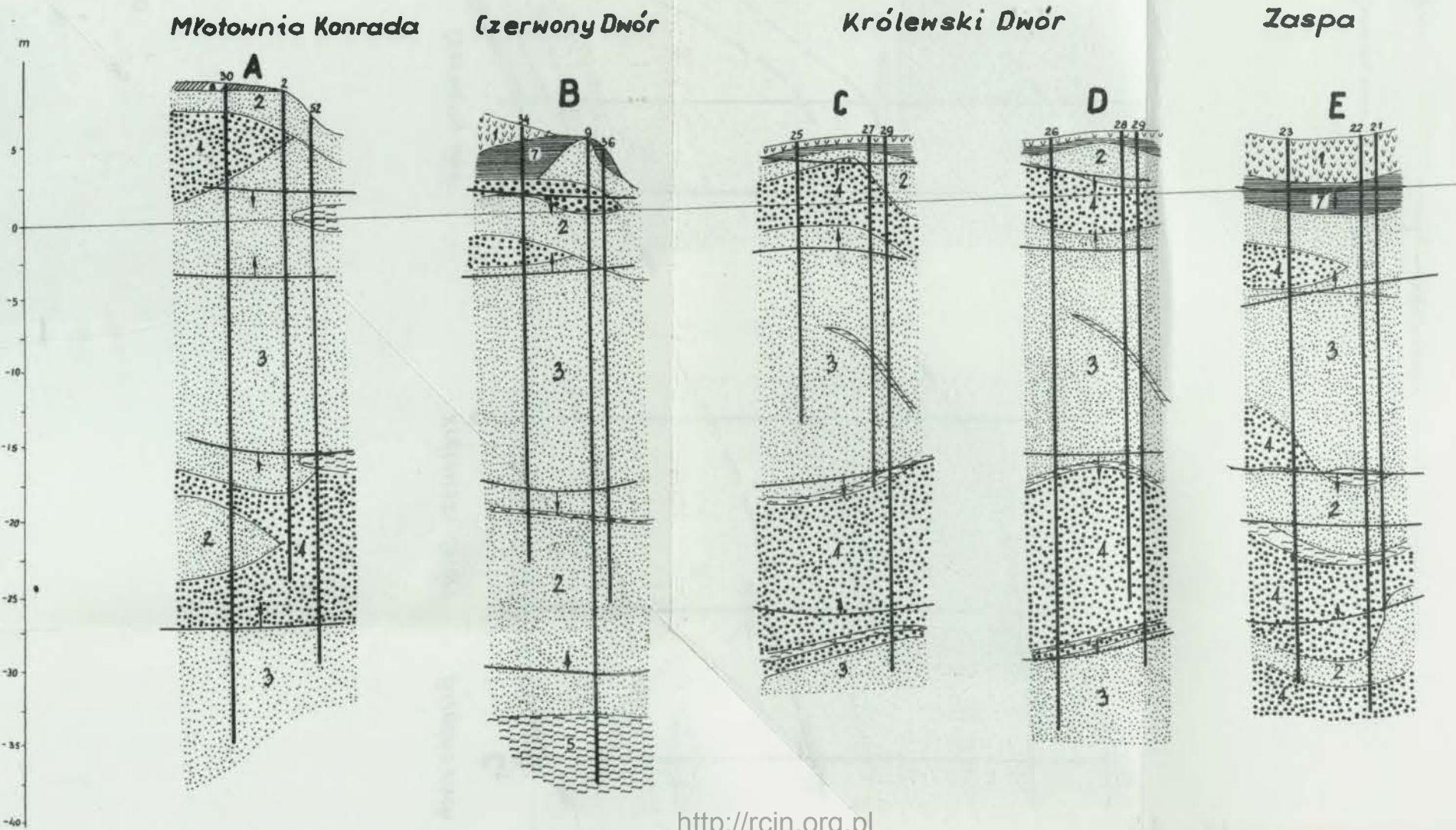
Profile przybrzeżne

Podziałka pozioma 1:2500

Podziałka pionowa 1:250



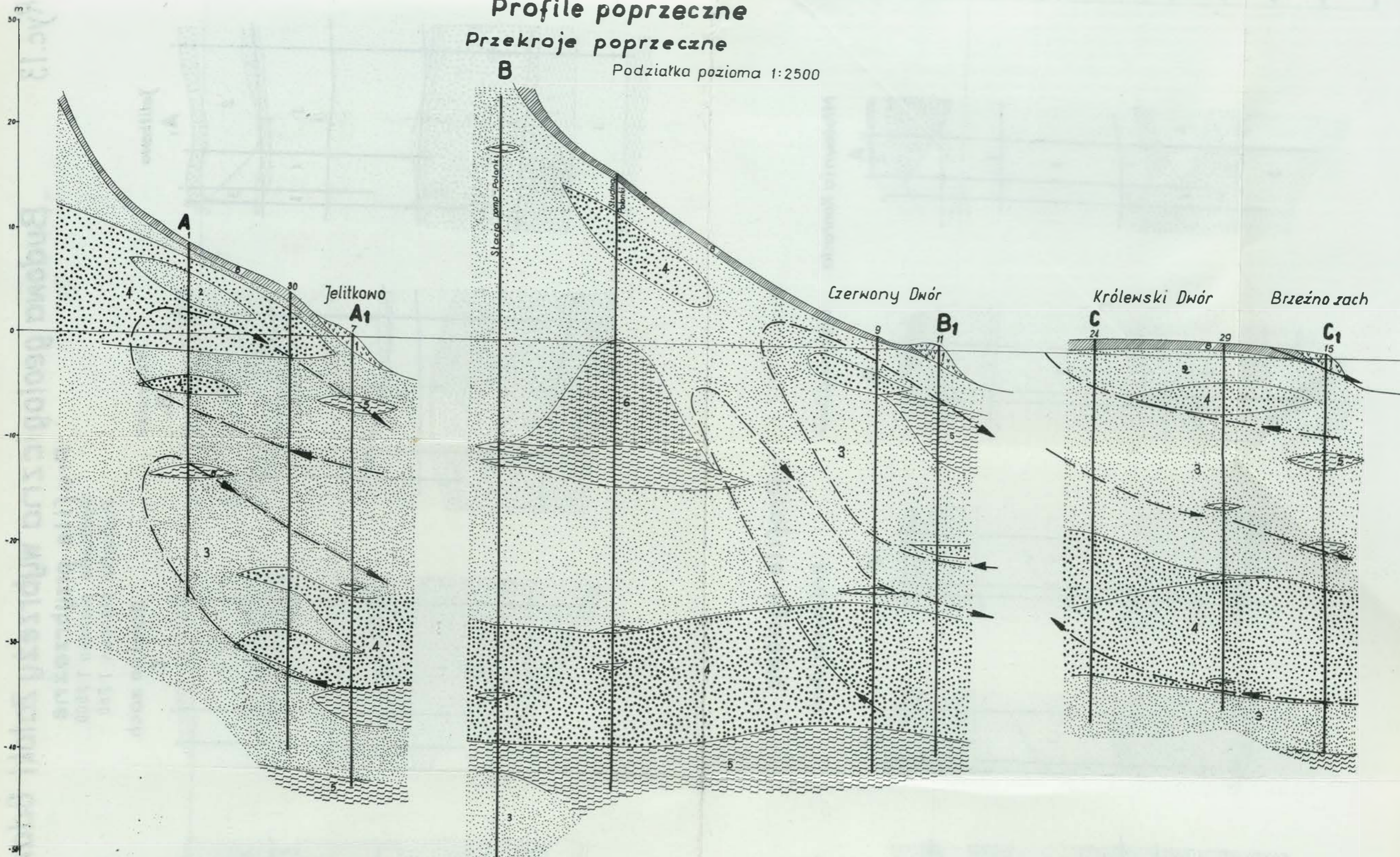
Profile lądowe



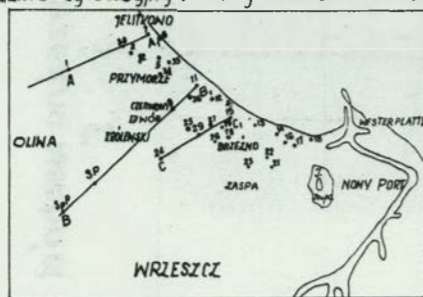
Profile poprzeczne

Przekroje poprzeczne

Podziałka pozioma 1:2500



Szkic sytuacyjny i numery otworów wiertniczych



1:10000

1 Piasek wydmy

2 Piasek żółty drobnoziarnisty

3 Piasek szary drobnoziarnisty

4 Żwir

5 Iły

6 Gлина

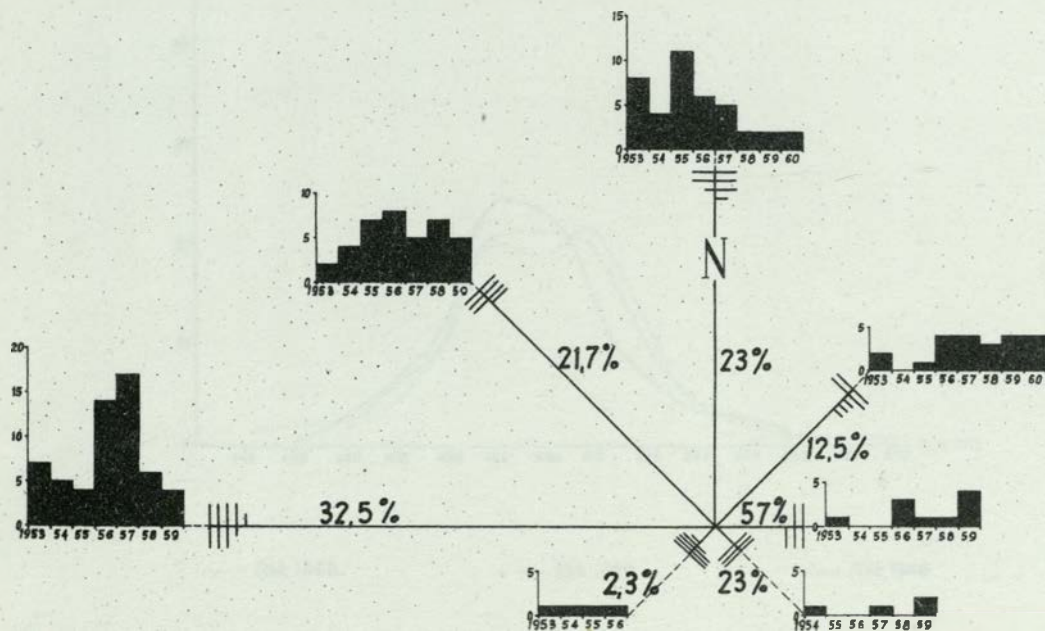
7 Mułki

8 Głebc

↑ Pociomy transgresyjny

↓ Pociomy regresyjny

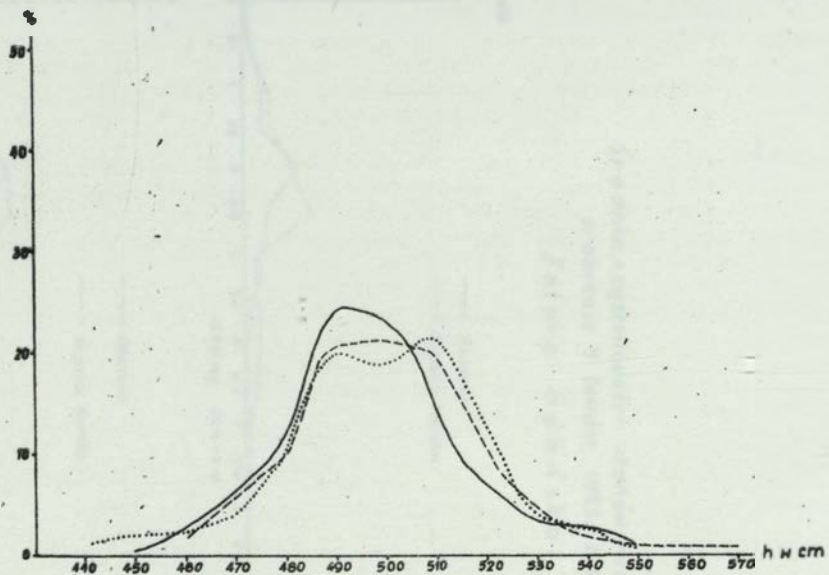
Wiatry sztormowe w Rozewiu w okresie 1953-1960



■ Ilość wiatrów sztormowych z danego kierunku w poszczególnych latach - liczba przypadków

—||— Średnie prędkości wiatrów sztormowych z danego okresu wg oznaczeń jak na mapach synoplicznych
 ||— Długość ramienia wyraża sumę wiatrów sztormowych z danego kierunku

Częstotliwości występowania poziomu morza
w Władystawowie za okres 1956-1958

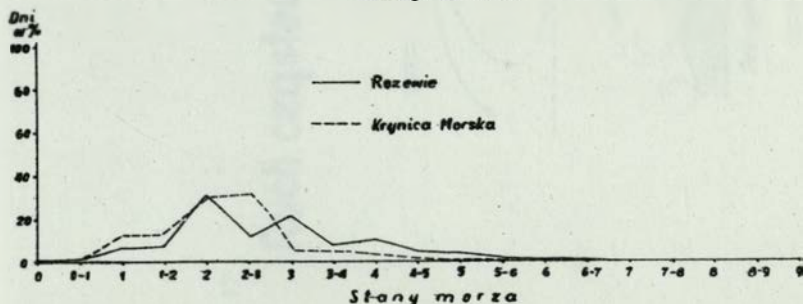
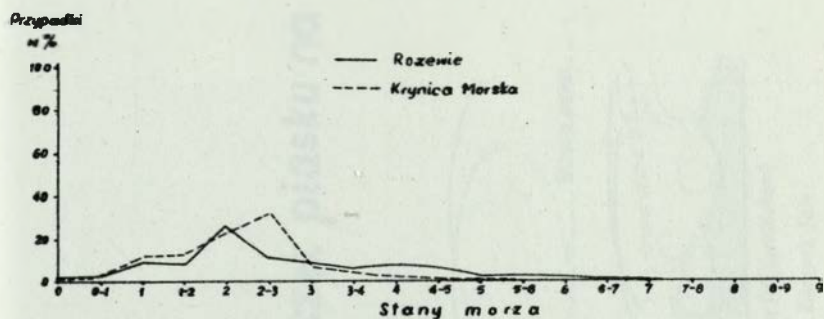


..... Rok 1956

--- Rok 1957

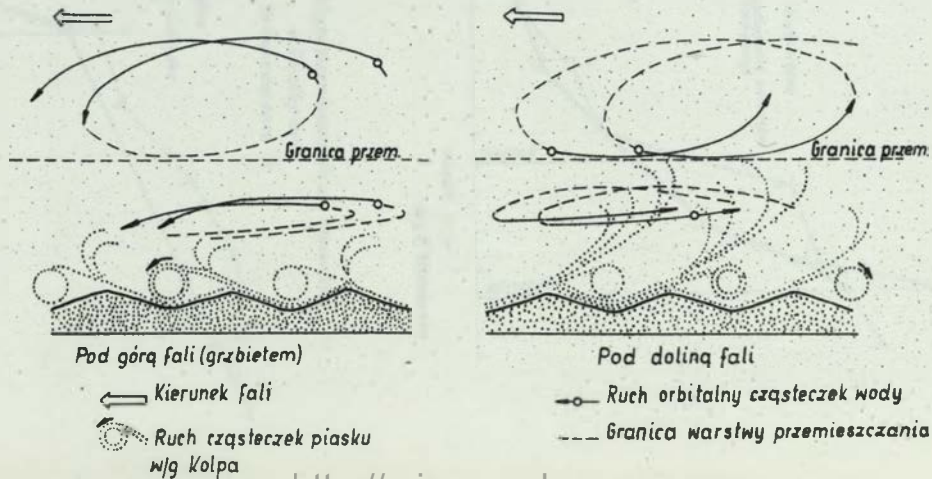
— Rok 1958

Średnie częstotliwości stanów morza
w okresie 8 letnim 1953-1960
Załoka Gdańska

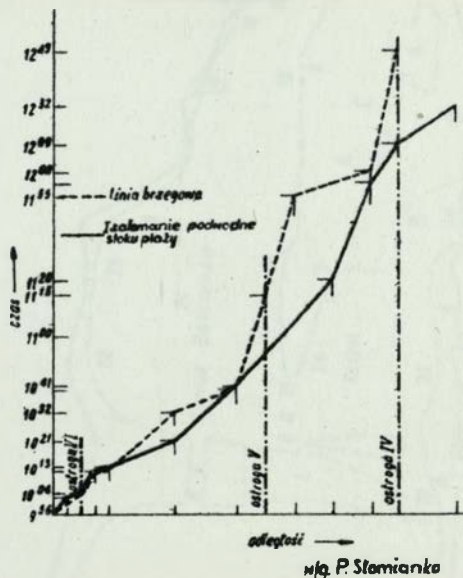


RYC. 17

Ruch cząsteczek piasku na dnie pod wpływem falowania

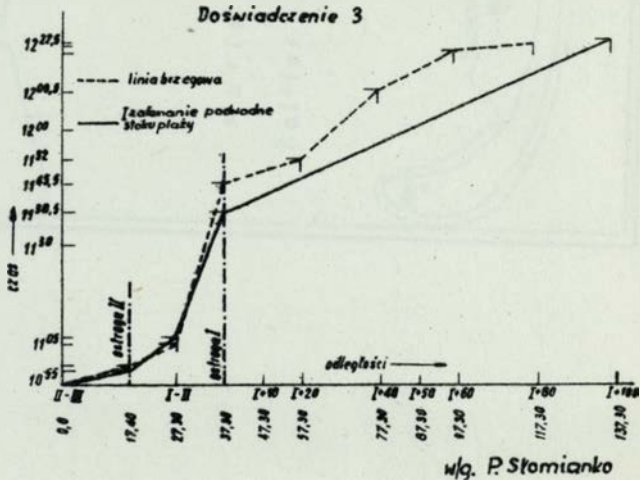


Wykres szybkości przemieszczania się rumowiska
w Chaluwach
Doświadczenie 2

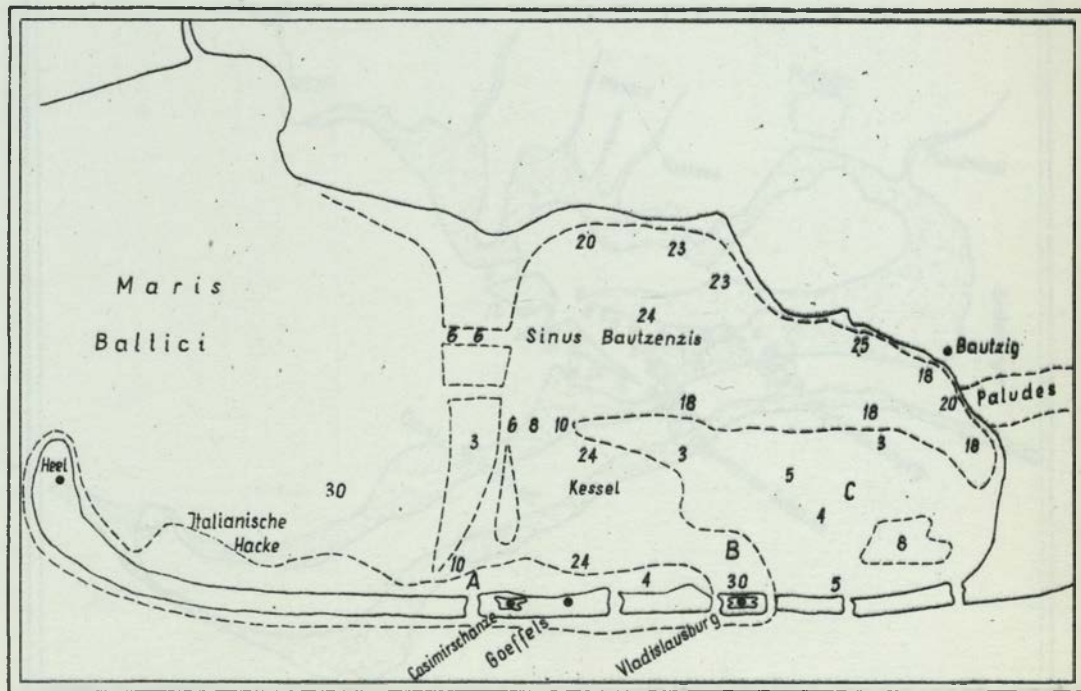


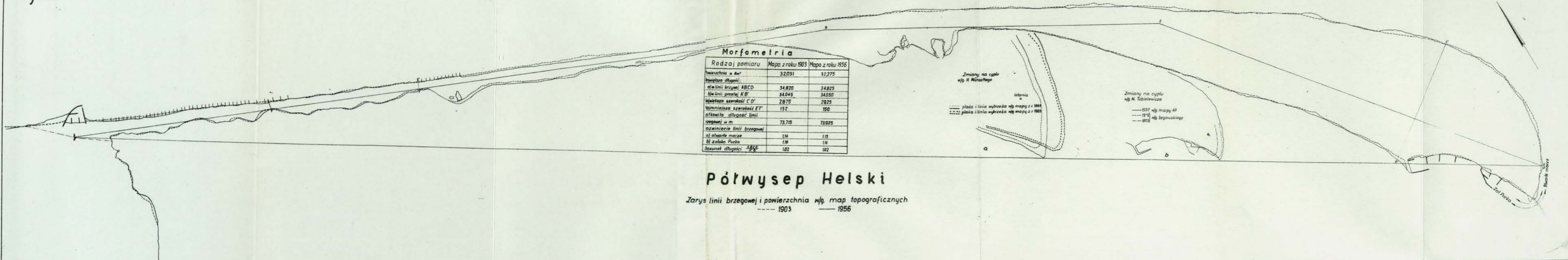
RYC. 19

Wykres szybkości przemieszczania się rumowiska
w Chaluwach
Doświadczenie 3



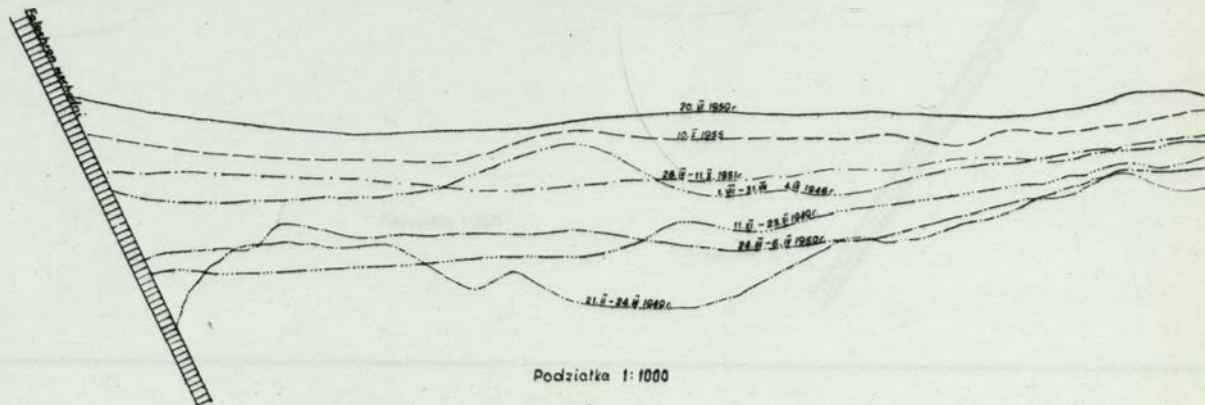
RYC.20 Mapa żeglarska polskiego wybrzeża S. Puffendorfa XVII w.



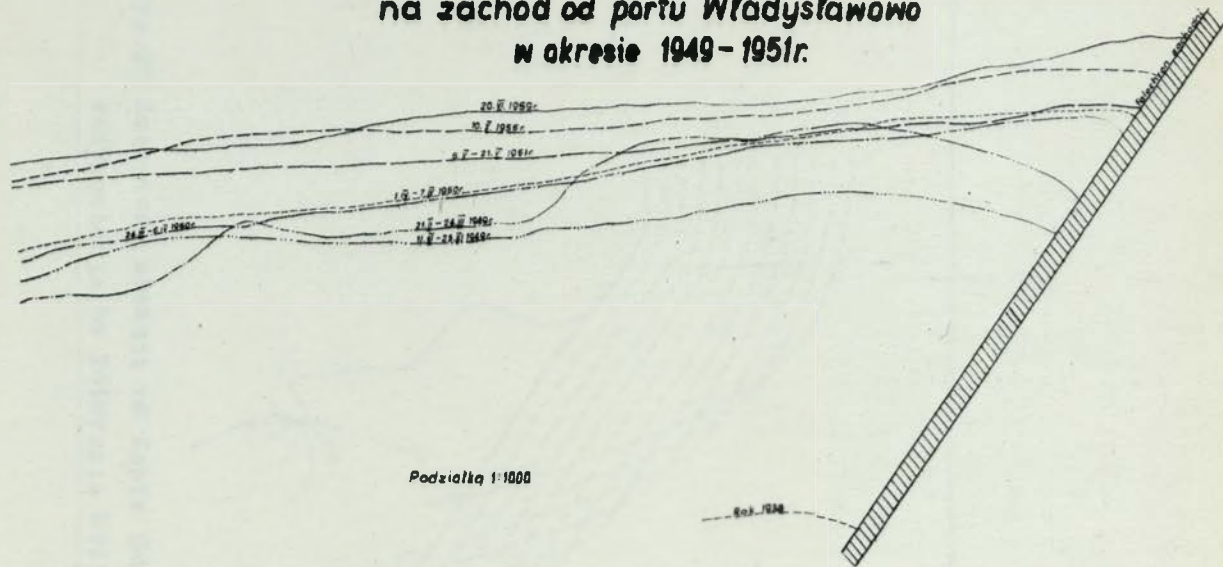


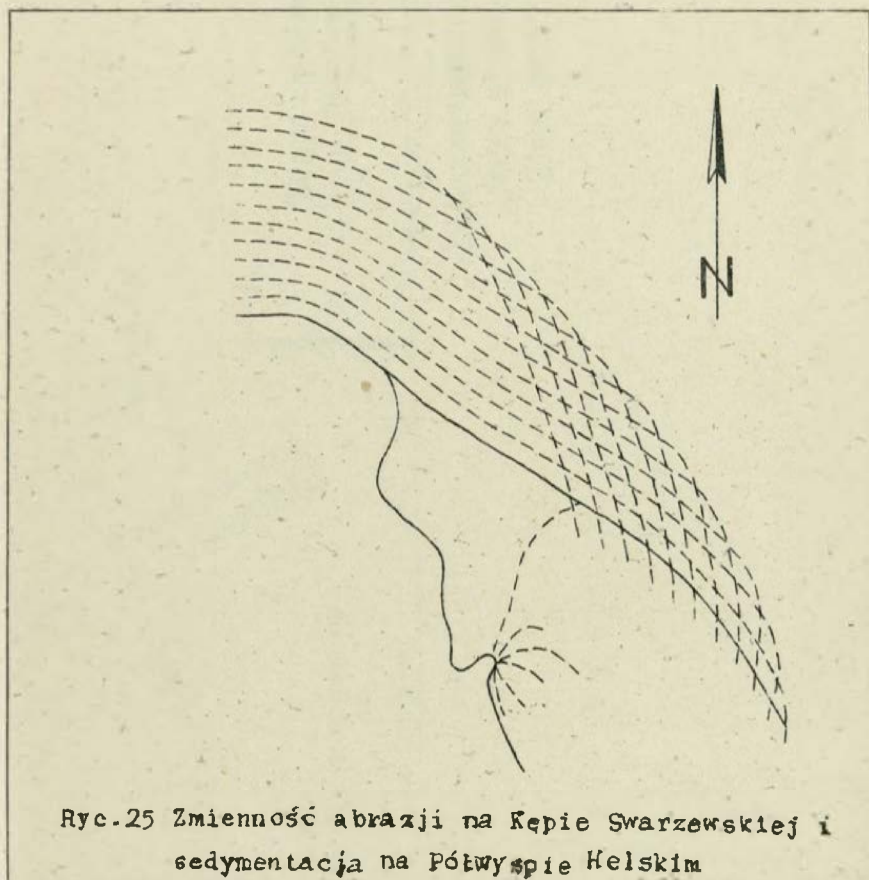
RYC. 23

Zmiany linii brzegowej
na wschód od portu Władysławowo
w okresie 1946-1951r.

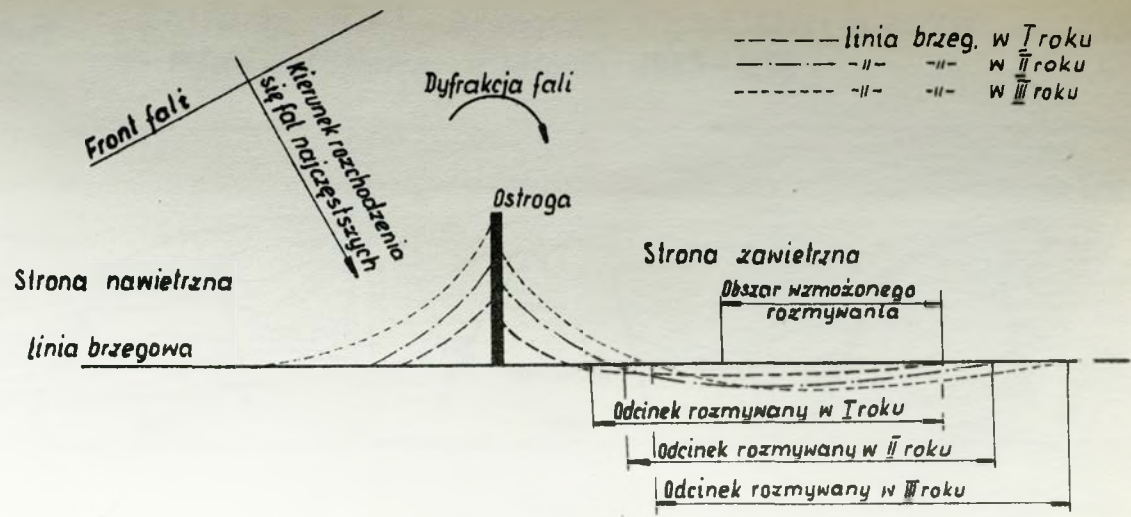


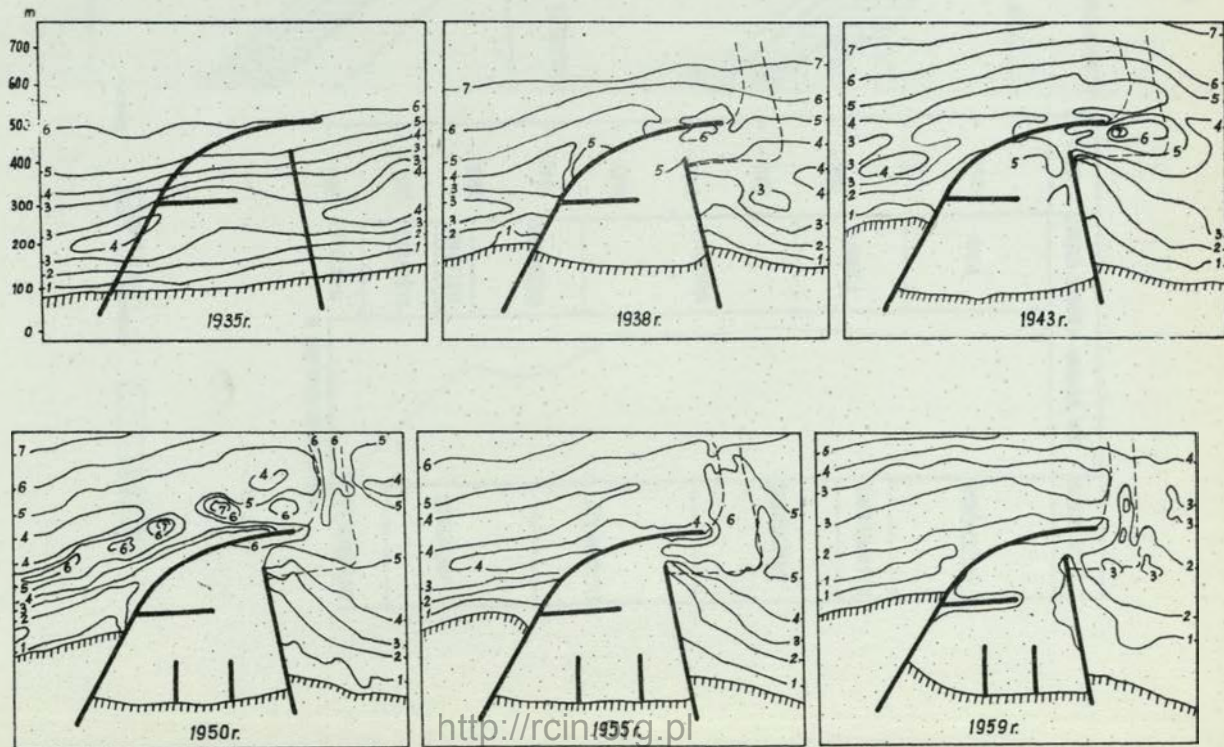
Zmiany linii brzegowej na zachód od portu Władysławowo w okresie 1949-1951r.



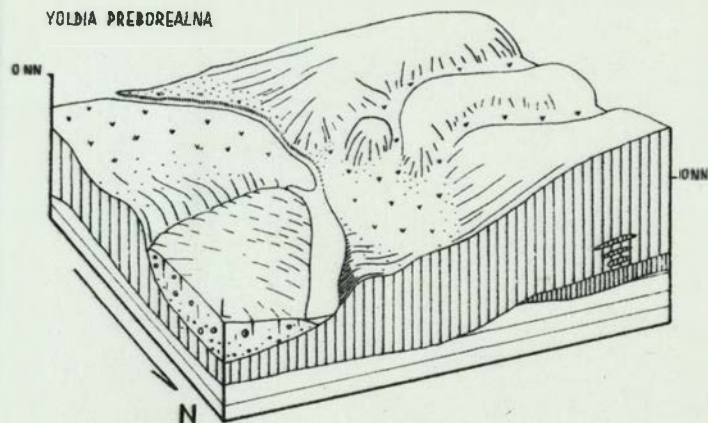


Oddziaływanie ostrogi na brzeg morski

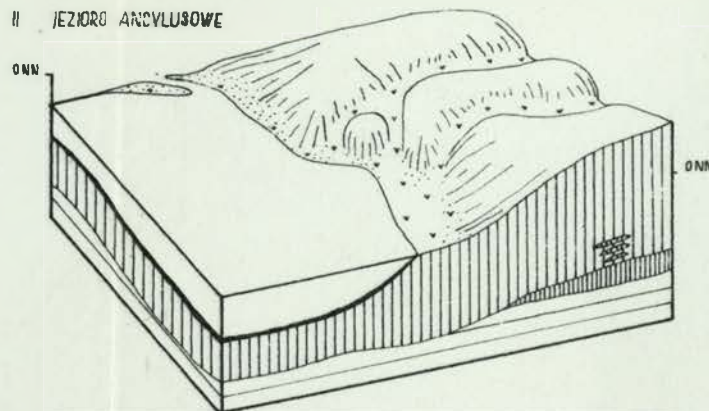


Zmiany linii brzegowej i głębokości w porcie
Władystawowa w latach 1935-1959

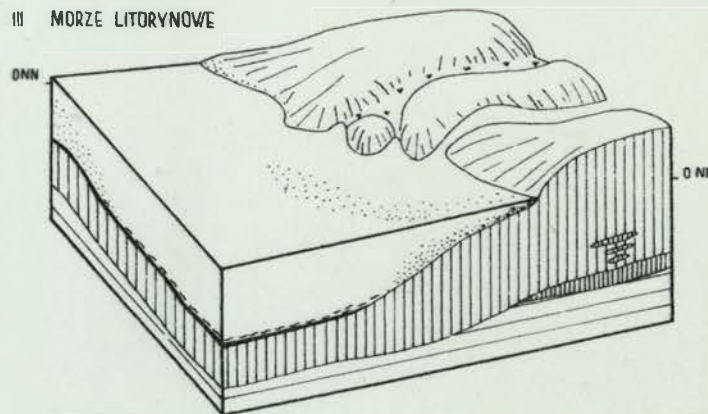
I YOLDA PREDBREALNA



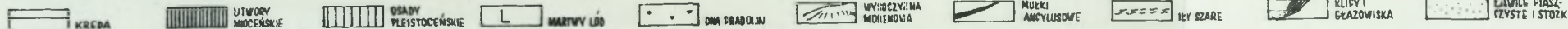
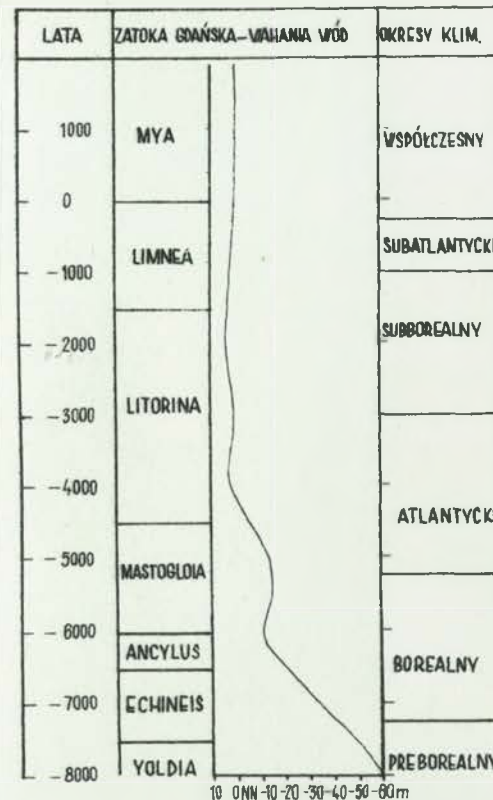
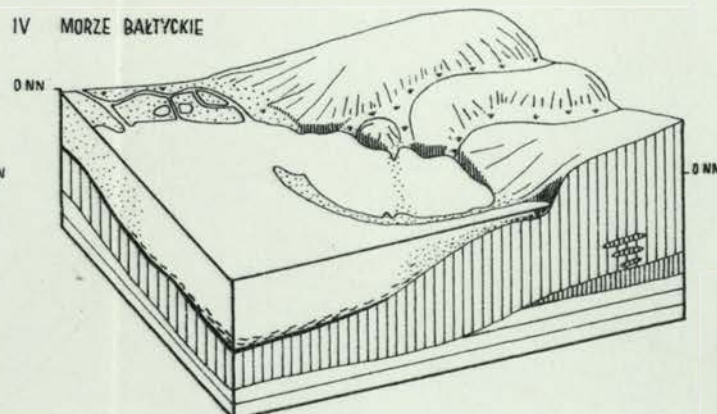
II JEZIORO ANCYLUSOWE



III MORZE LITORYNOWE



IV MORZE BAŁTYCKIE





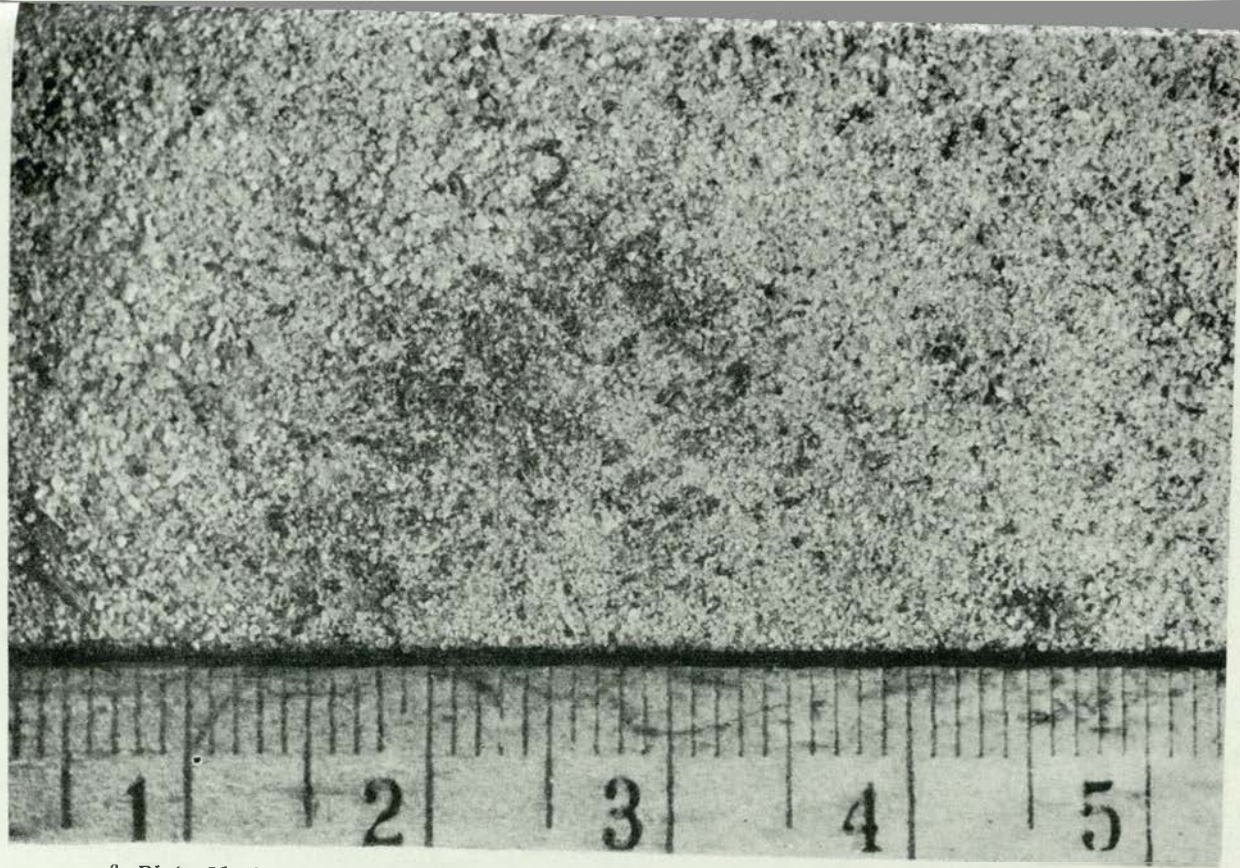
1. Chałupy-Ripplemarki wiatrowe na plaży. Zniszczone przez wysoki stan morza. 1960.

<http://pan.119.pl>



<http://rcin.org.pl>

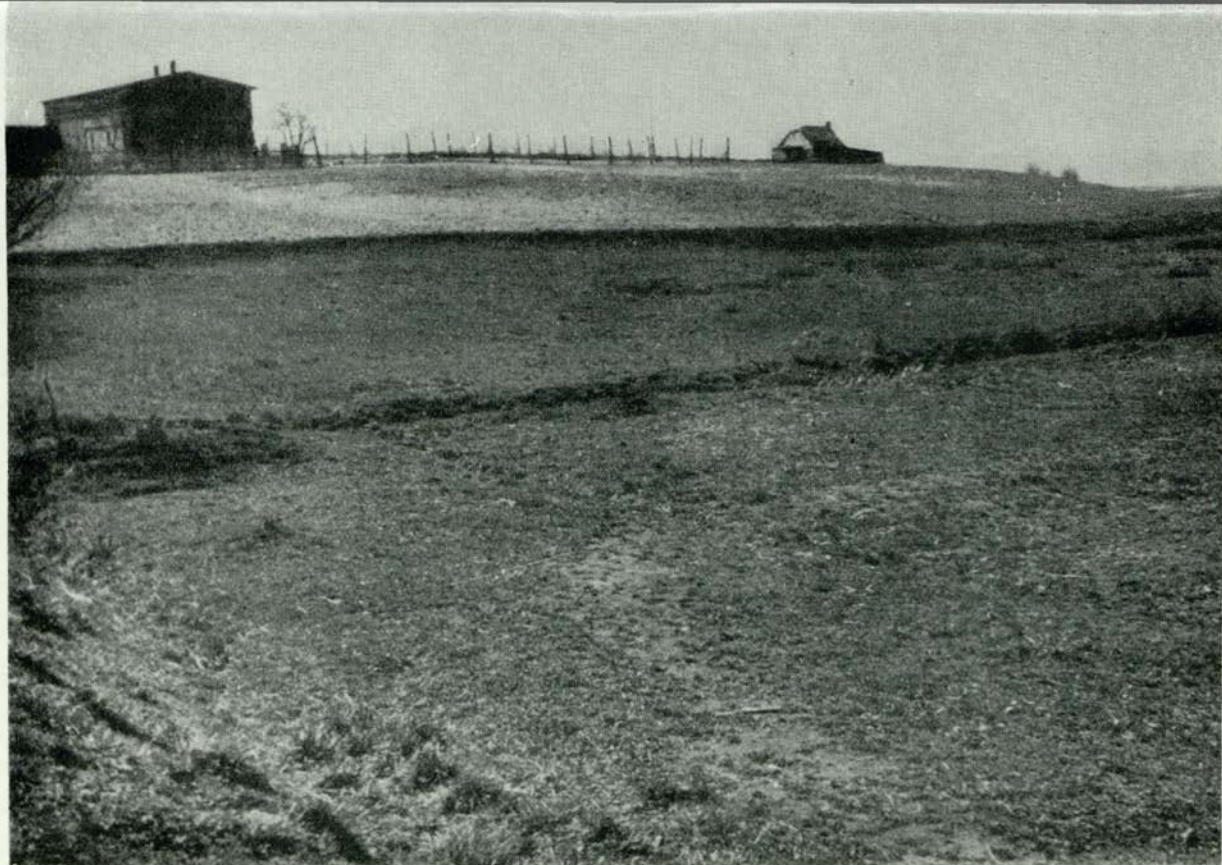
2. Błoto Mostowe — Transgresyjny wał piaszczysty złożony w Pradolinie Redy.



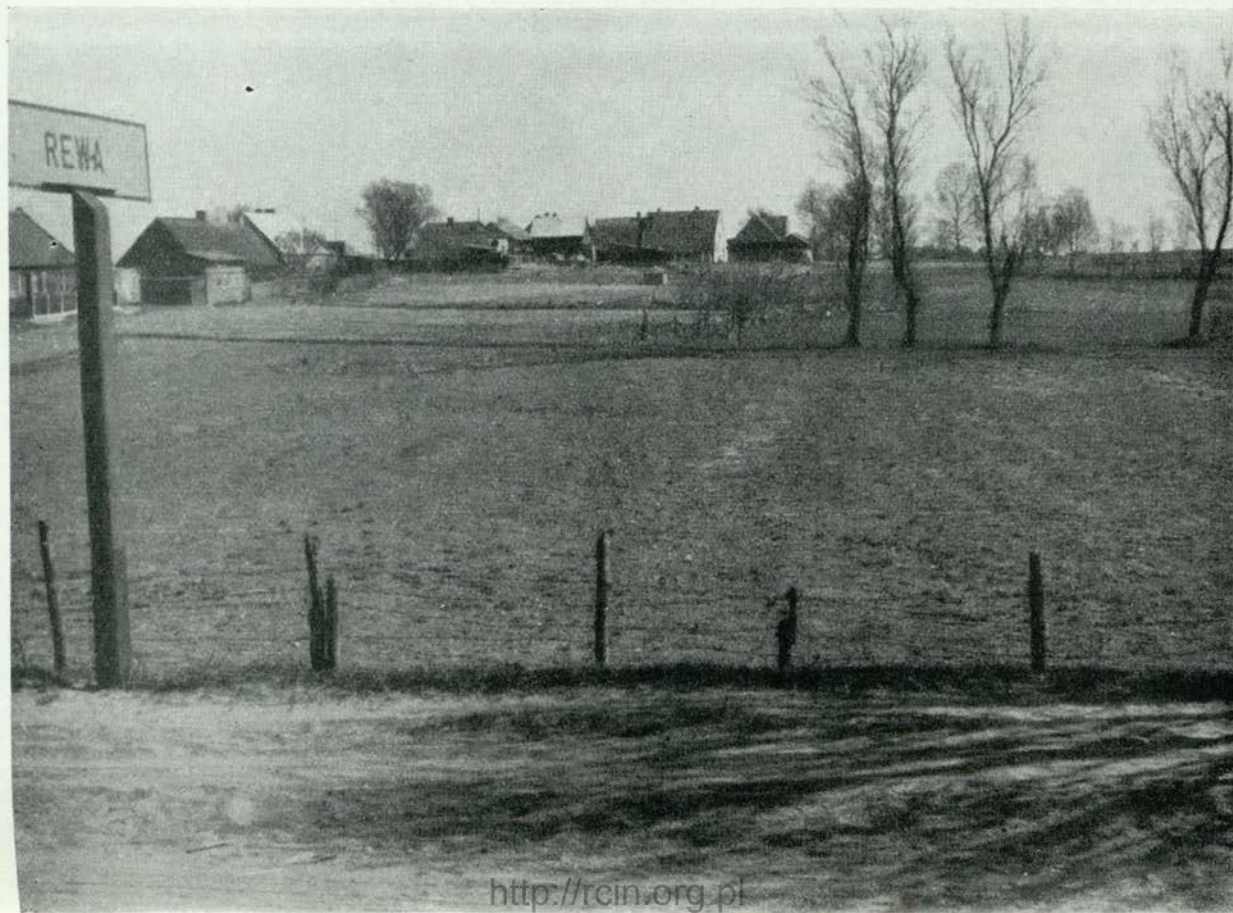
3. Błoto Mostowe — Materiał piaszczysty z którego zbudowany jest wał brzegowy, 1961.



4. Błoto Mostowe — Wał transgresyjny na zachód od Dębogórze w Pradolinie

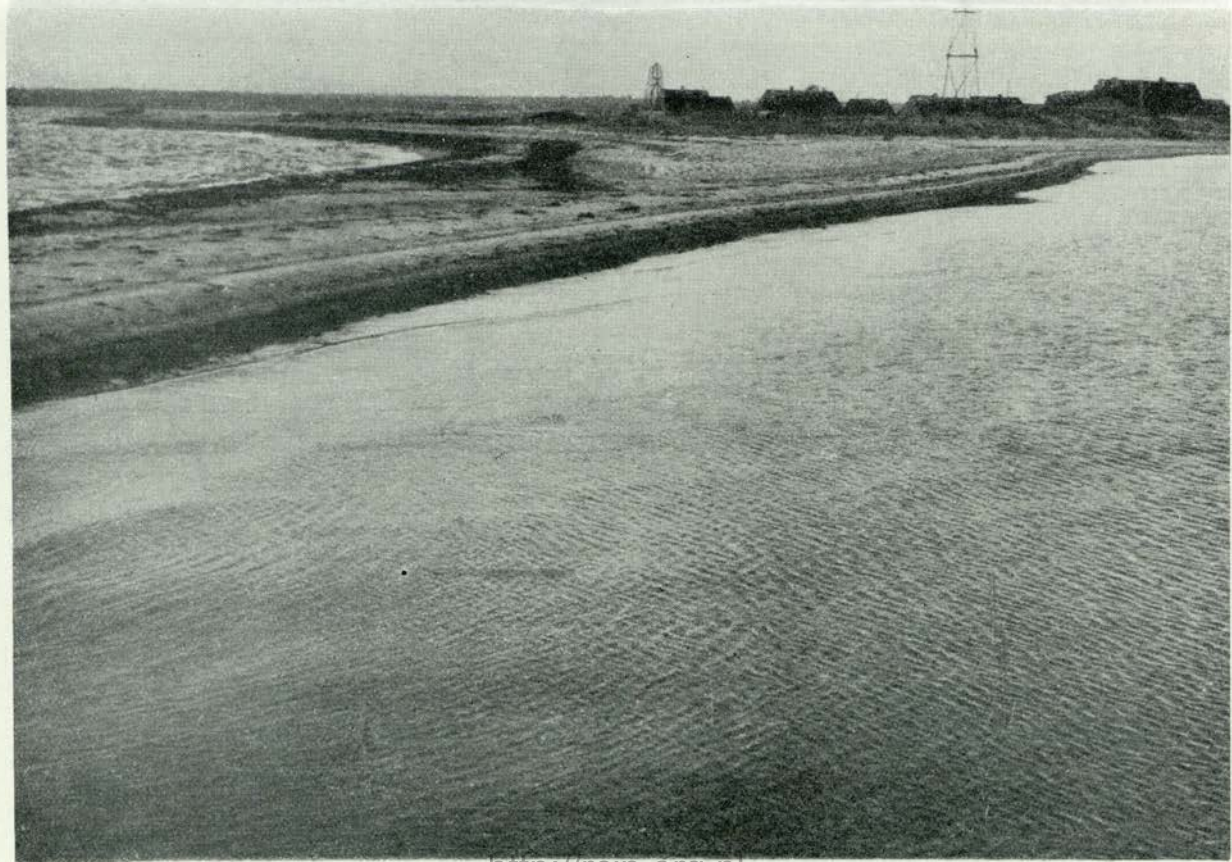


5. Rewa — Poziom abrazyjny widziany od strony Blot Mostowych. W głębi Kępa, Oksywska. 1961.

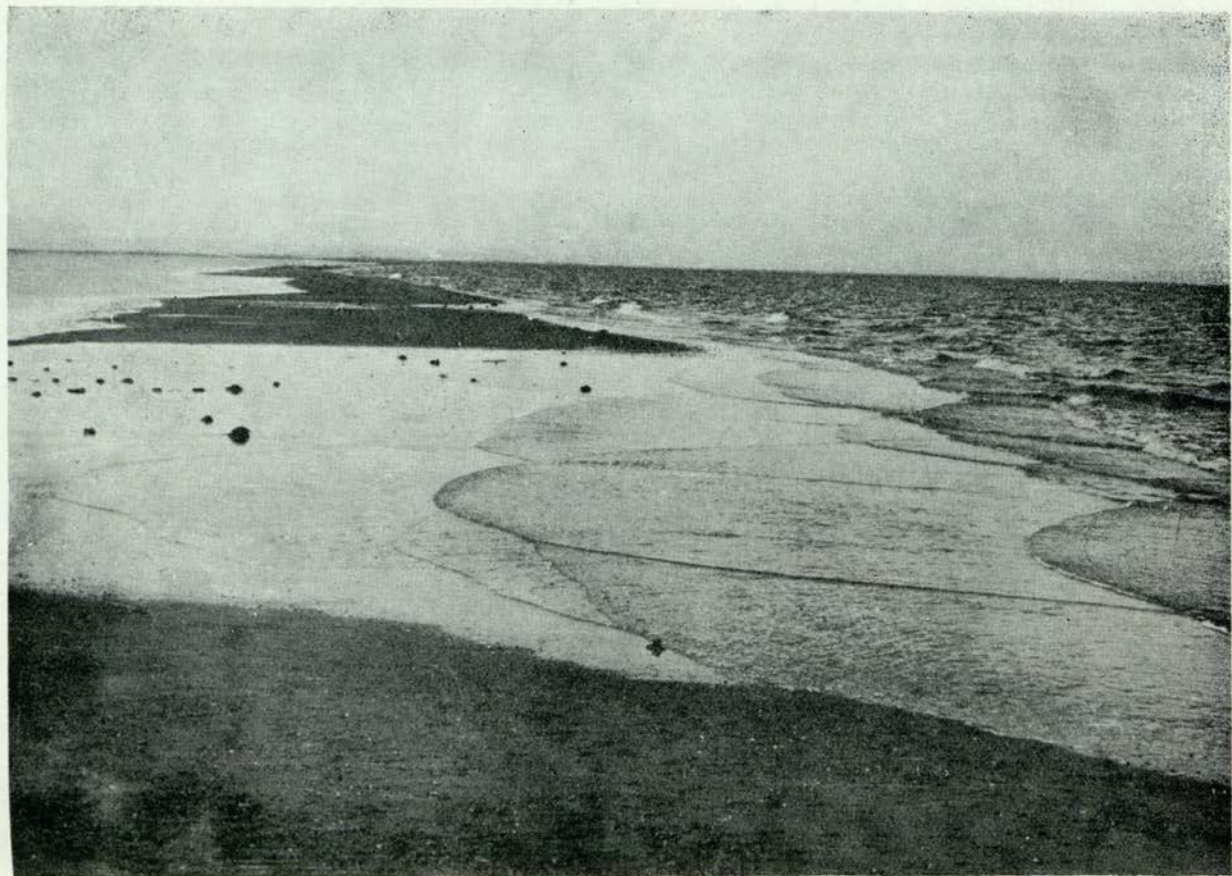


<http://rcin.org.pl>

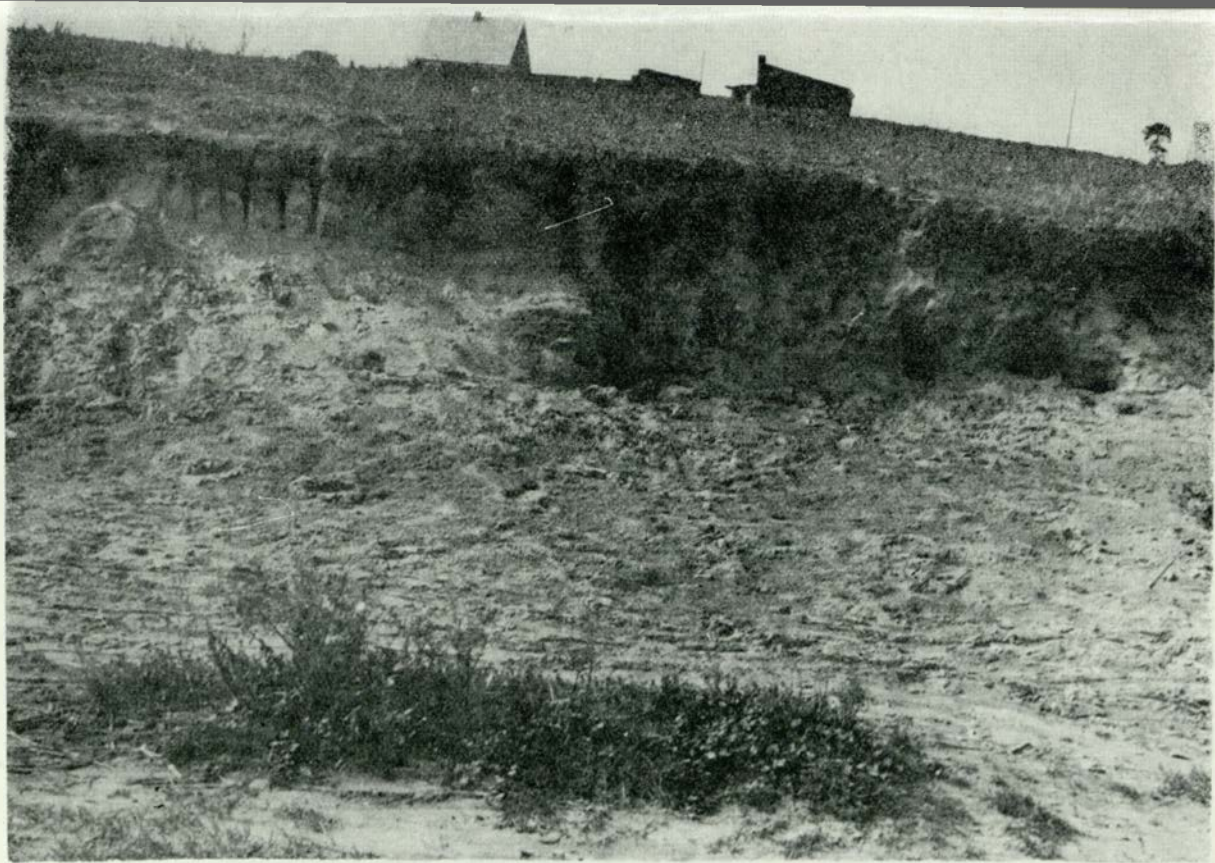
6. Rewa — Poziom abrazyjny do którego nawiązuje wał brzegowy złożony na



7. Rewa — Nasada Rewy tzw. „Szpyrk”. W głębi widoczny poziom abrazyjny. 1961.

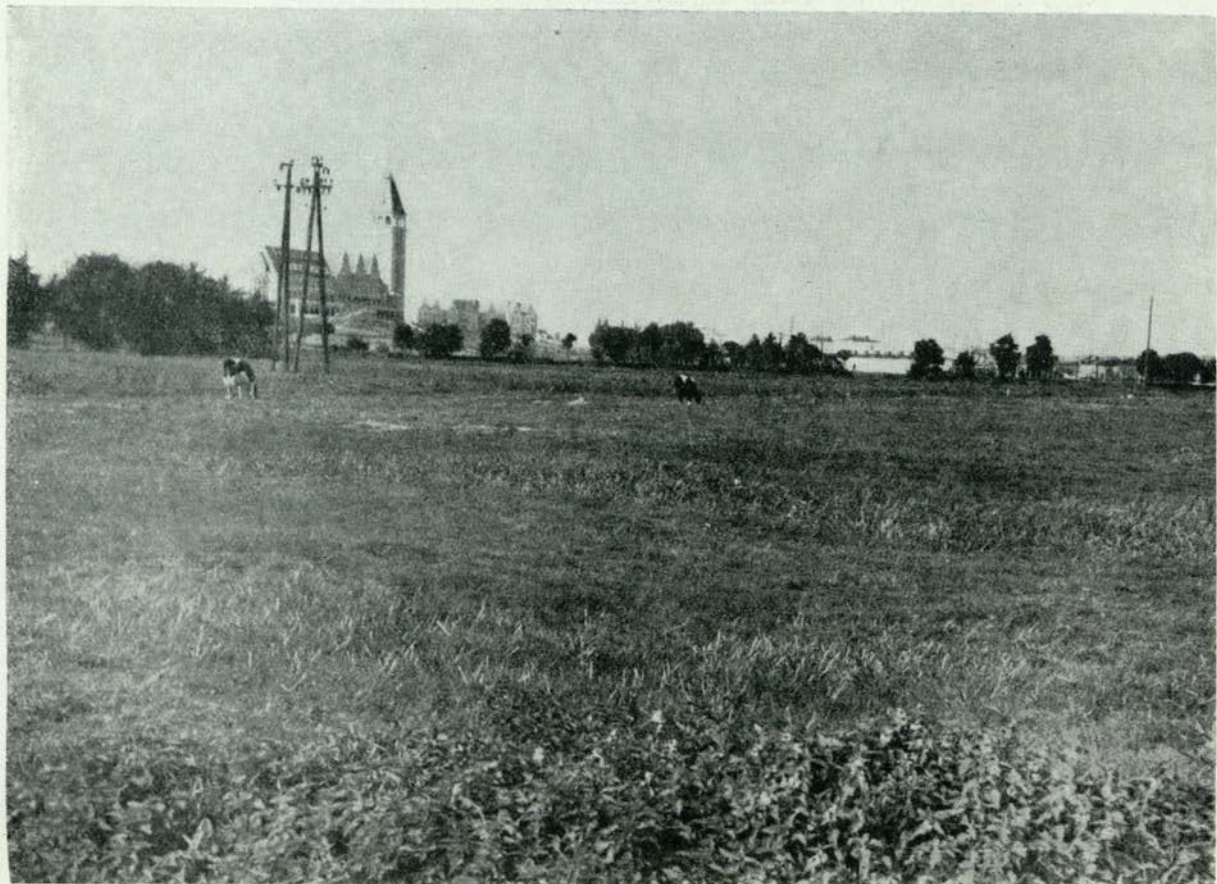


8. Rewa — Wićok od strony wsi Rewa w czasie niskiego stanu morza w Zatoce Puckiej. Na horyzoncie Półwysp Helski 1961



9. Wielka Wieś — Cdkrywka w wale brzegowym zbudowanym z piasków plażowych. Na powierzchni żółta wydma subborealna mocno zorsztynizowana, 1961.

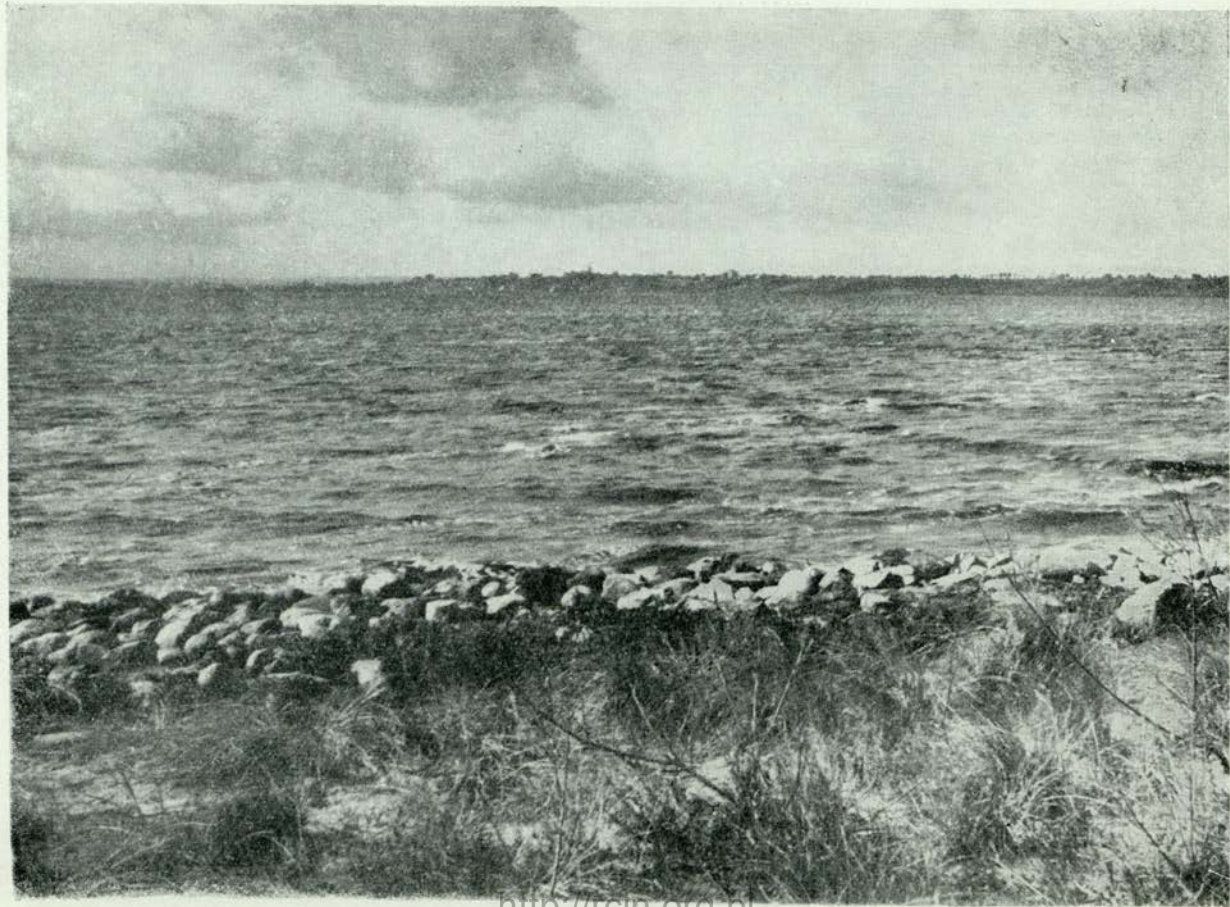
<http://rcin.org.pl>



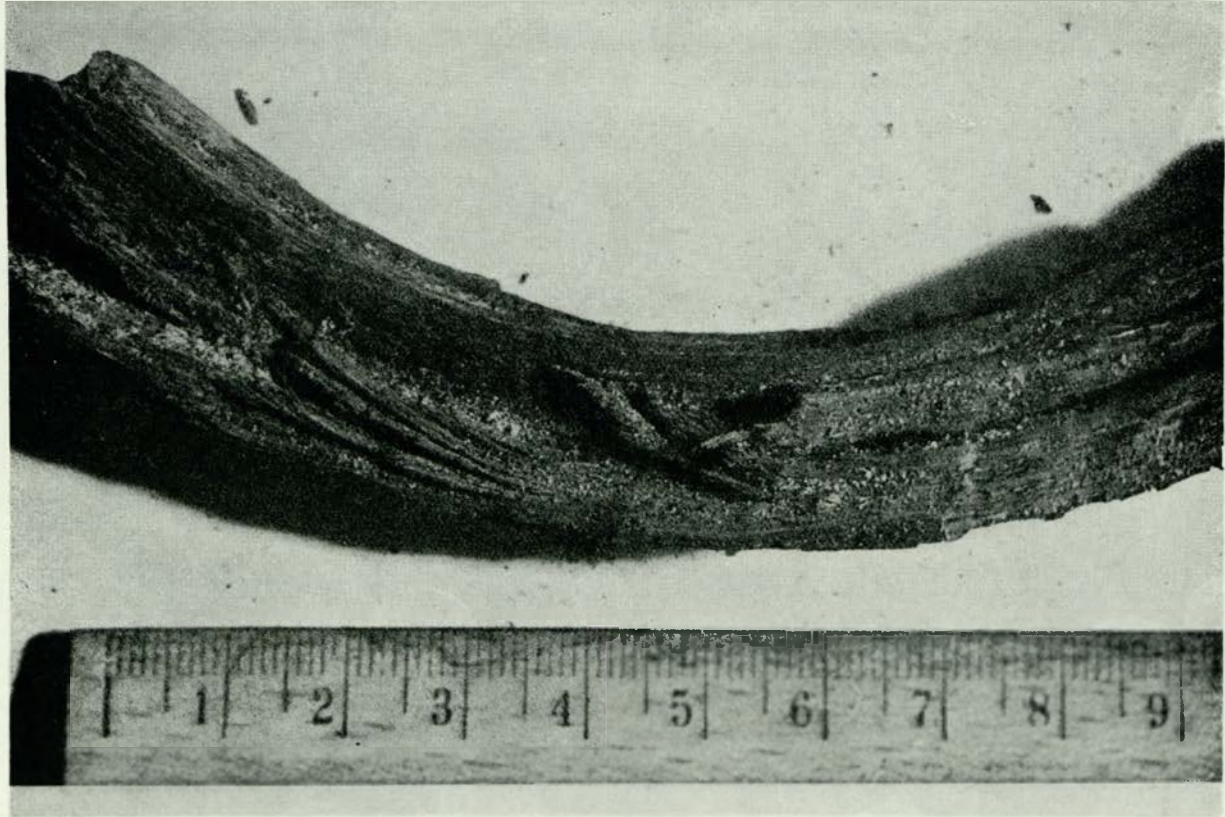
10. Wielka Wieś — „Dom Rybaka” zbudowany na glinach morenowych u jego stóp zarysowany poziom abrazumy. 1961.



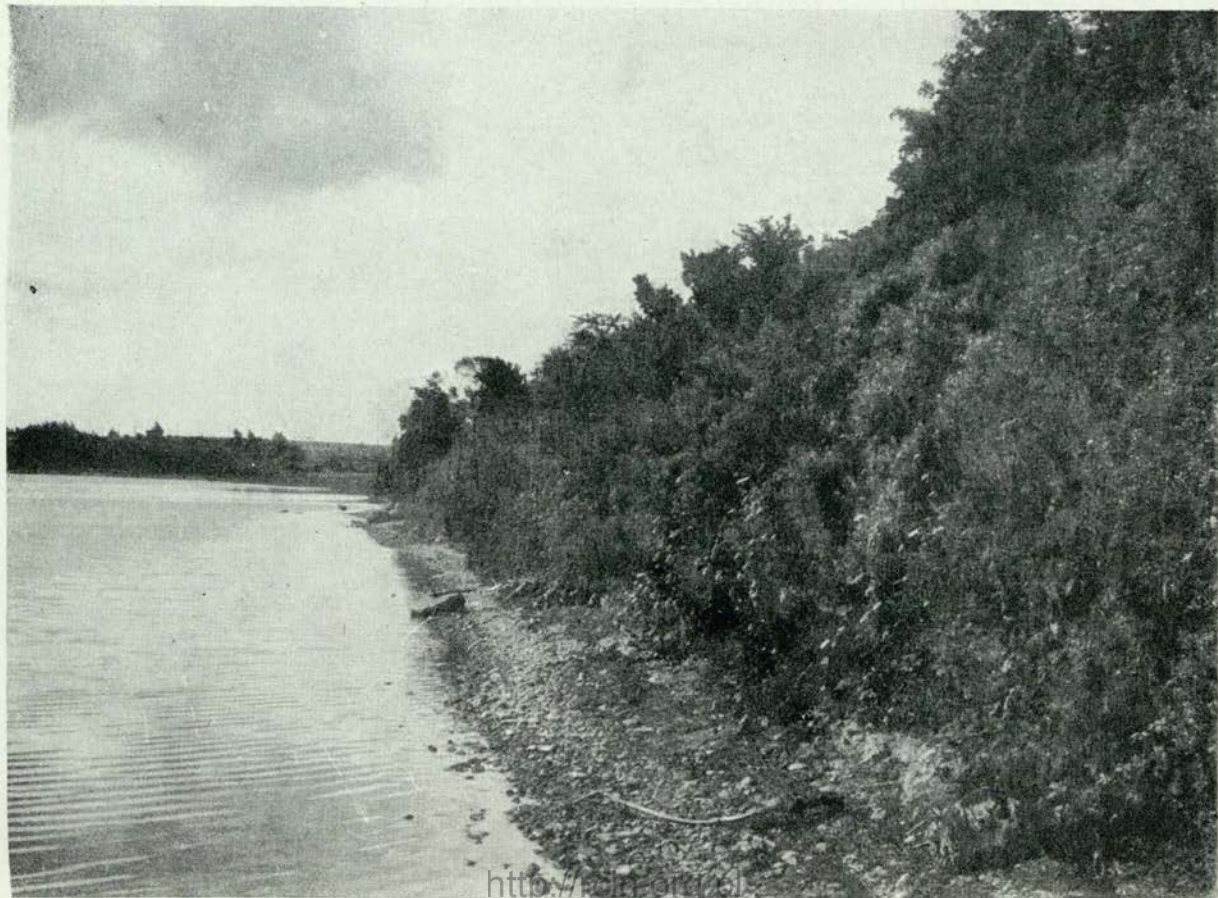
11. Wielka Wieś — Wał starszego morza i poziom abrazyjny na S od wsi. W głębi widoczny profil abrazyjny. 1961.



<http://rcin.org.pl>
12. Półwysep Helski — Widok na Zatokę Pucką. U stóp Kepy Swarzewskiej zarysowany poziom abrazyjny. 1961.



13. Elbląg — Kawalek drzewa dębu (*Quercus*) pochodzący z torfów złożonych na plaży i pokrytych piaskiem wydnowym. 1961.



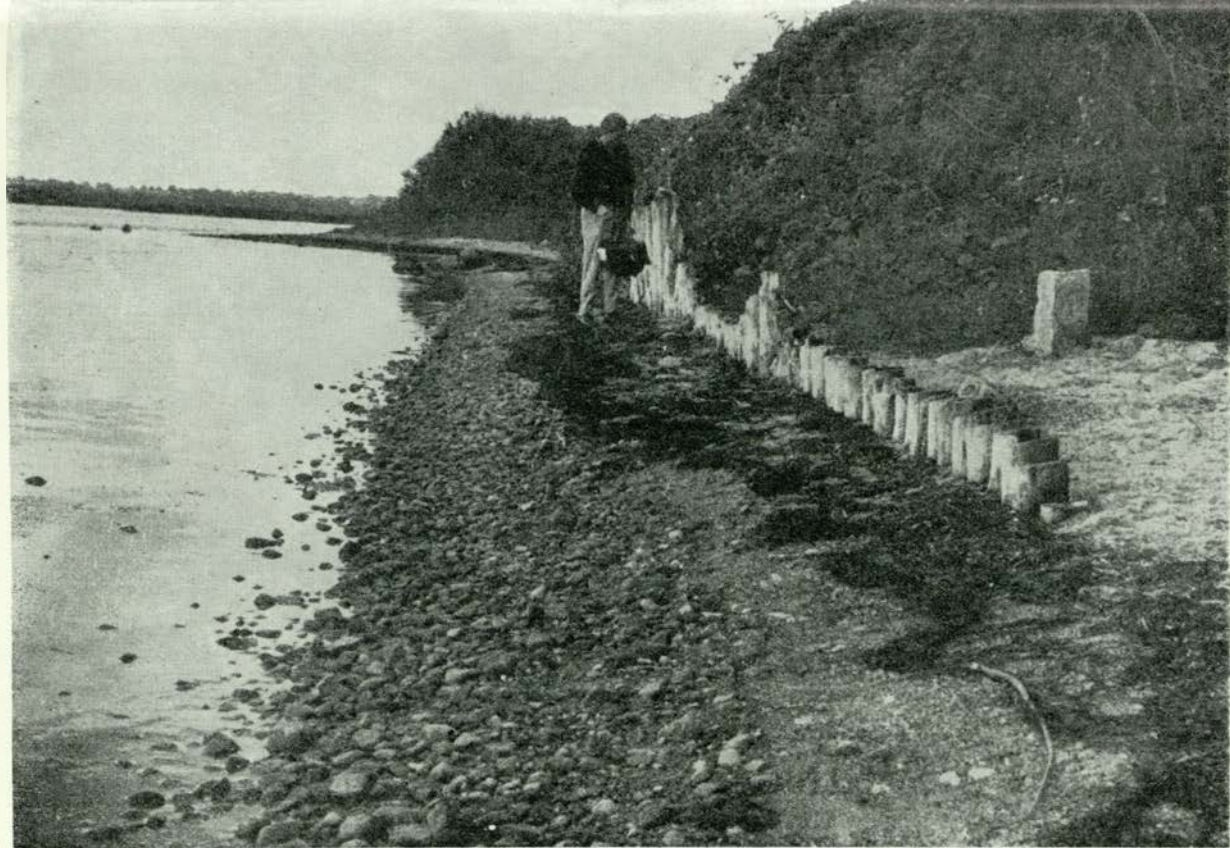
14. Puck — Martwy klif u podnóża Kepy Puckiej. Gruby materiał na plaży świadczy o braku ruchu rumoskiego, 1960.



15. Puck — Mikroformy plażowe powstałe pod wpływem fali przybojowej i prądów przybrzeżnych o zmiennych kierunkach. 1960.



16. Swarzewo — Stożki napływowe u podnóża Kępy Swarzewskiej, złożone przez
słynące z kilfu wody opadowej, 1960.



17. Swarzewo — Podnóże martwego klifu z grubym materiałem żwirowym na plaży. 1960.



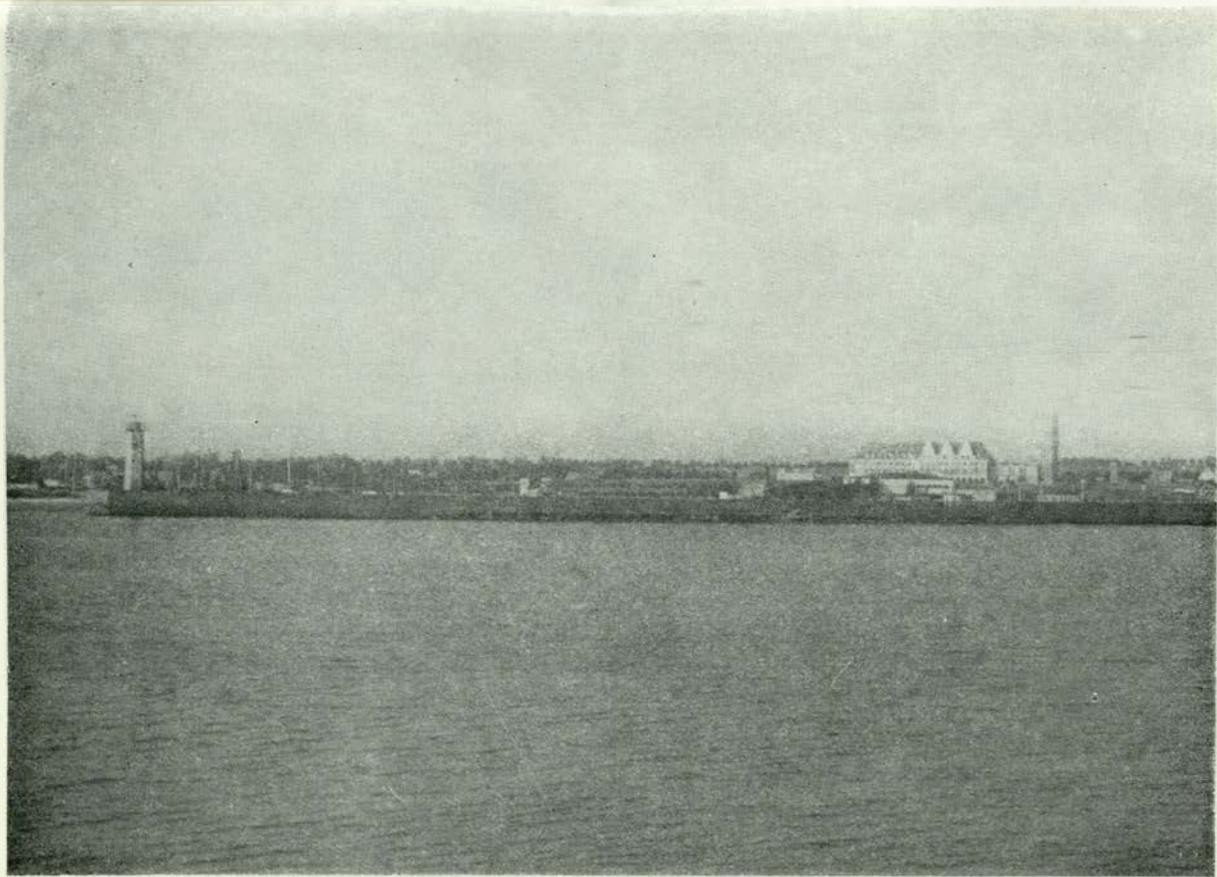
18. Orłowo — Podnóże klifu ze złożonym grubym materiałem morenowym przemytym przez morze.



19. Lisi Jar — Widok na Przylądek Rozewie od strony wschodniej. Wysoki stan morza. Widoczna eoliczna akumulacja piasków, 1960.



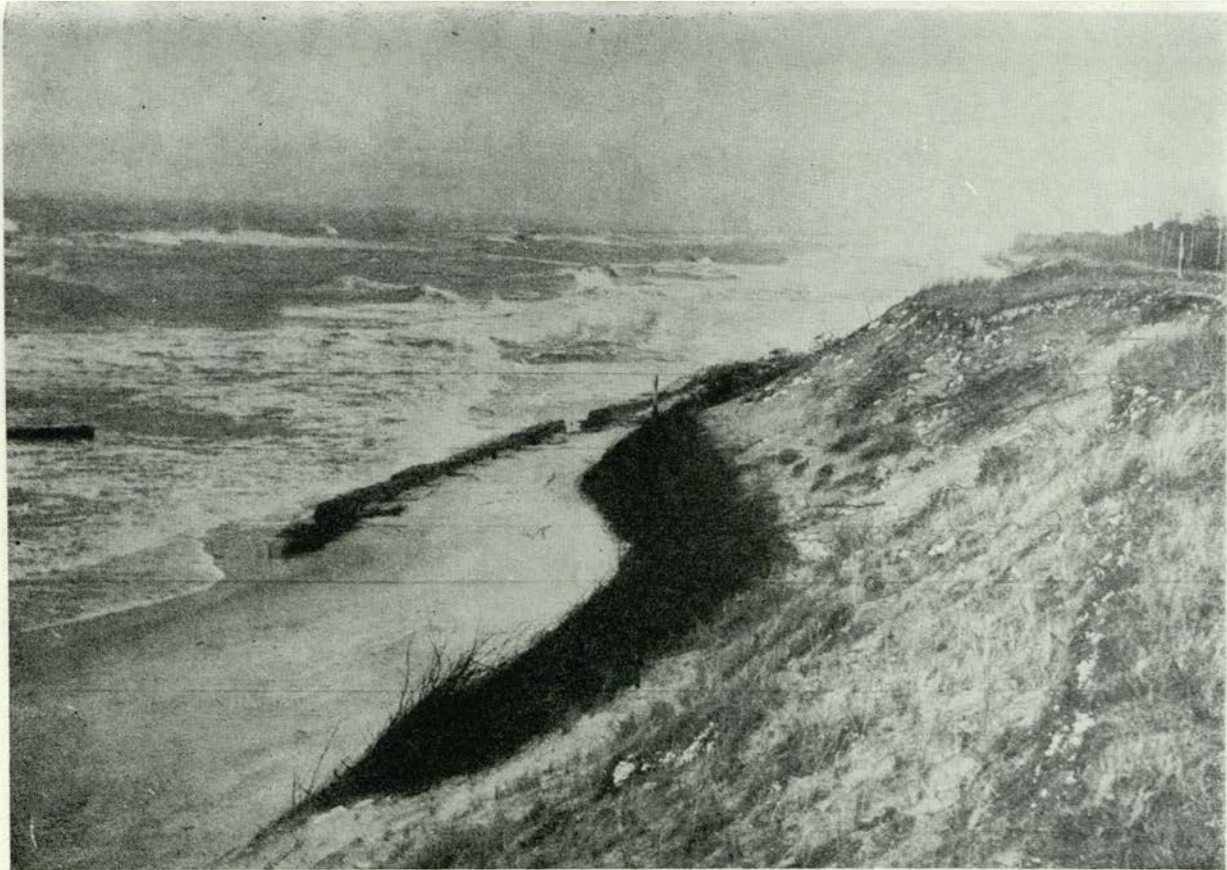
<http://rcin.org.pl>
20. Cetniewo — Zniszczona opaska betonowa. Widoczne cofnięcie się linii brzegowej
poza opaskę. 1960.



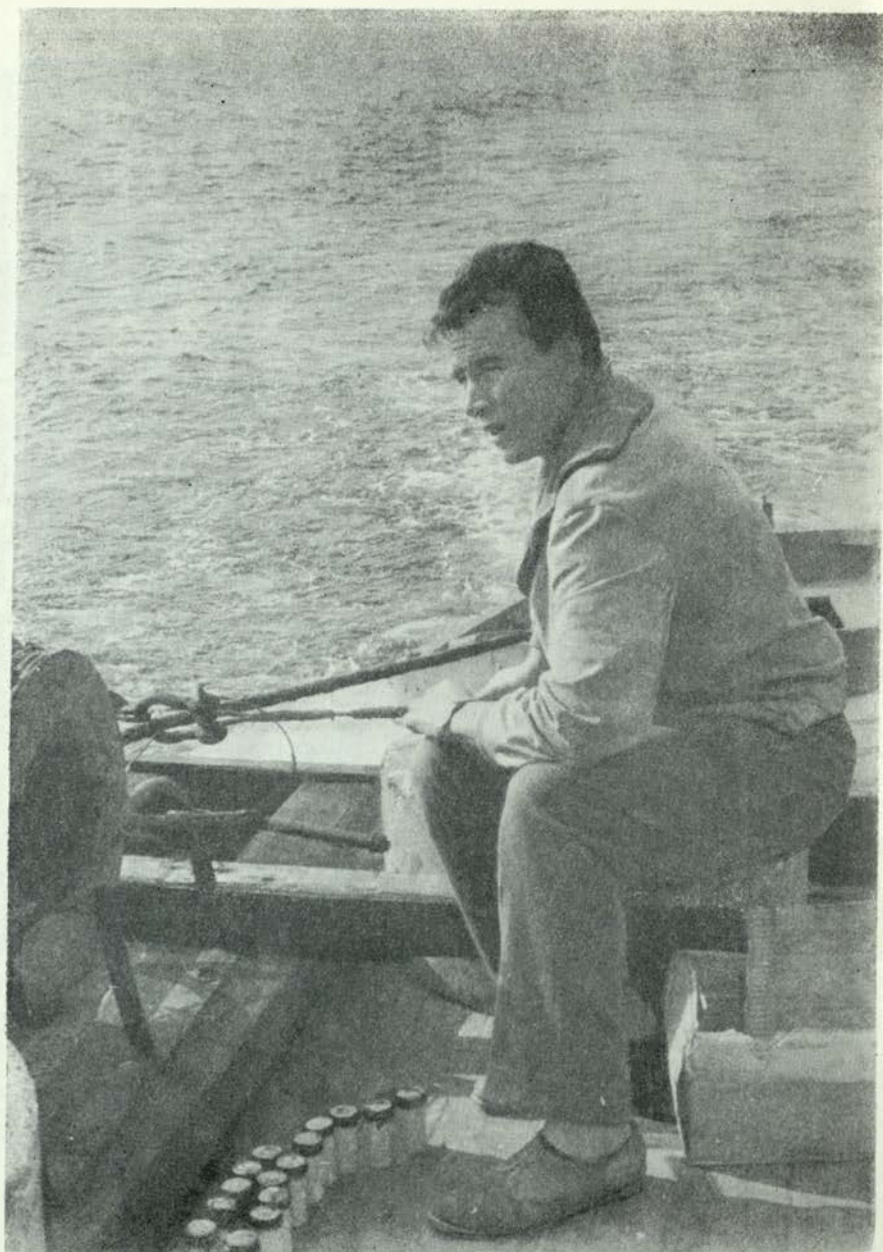
21. Władysławowo — Widok na port od strony otwartego morza. Z lewej nasada
Półwyspu Helskiego. 1960.



22. Władysławowo. — Poszerzona plaża od strony zachodniej portu. Proces wywołany
przez budowę i obrotową stacją mostową



23. Kuźnica — Abrazja brzegów chronionych opaską betonową i faszynowaniem z wikliny. 1961.

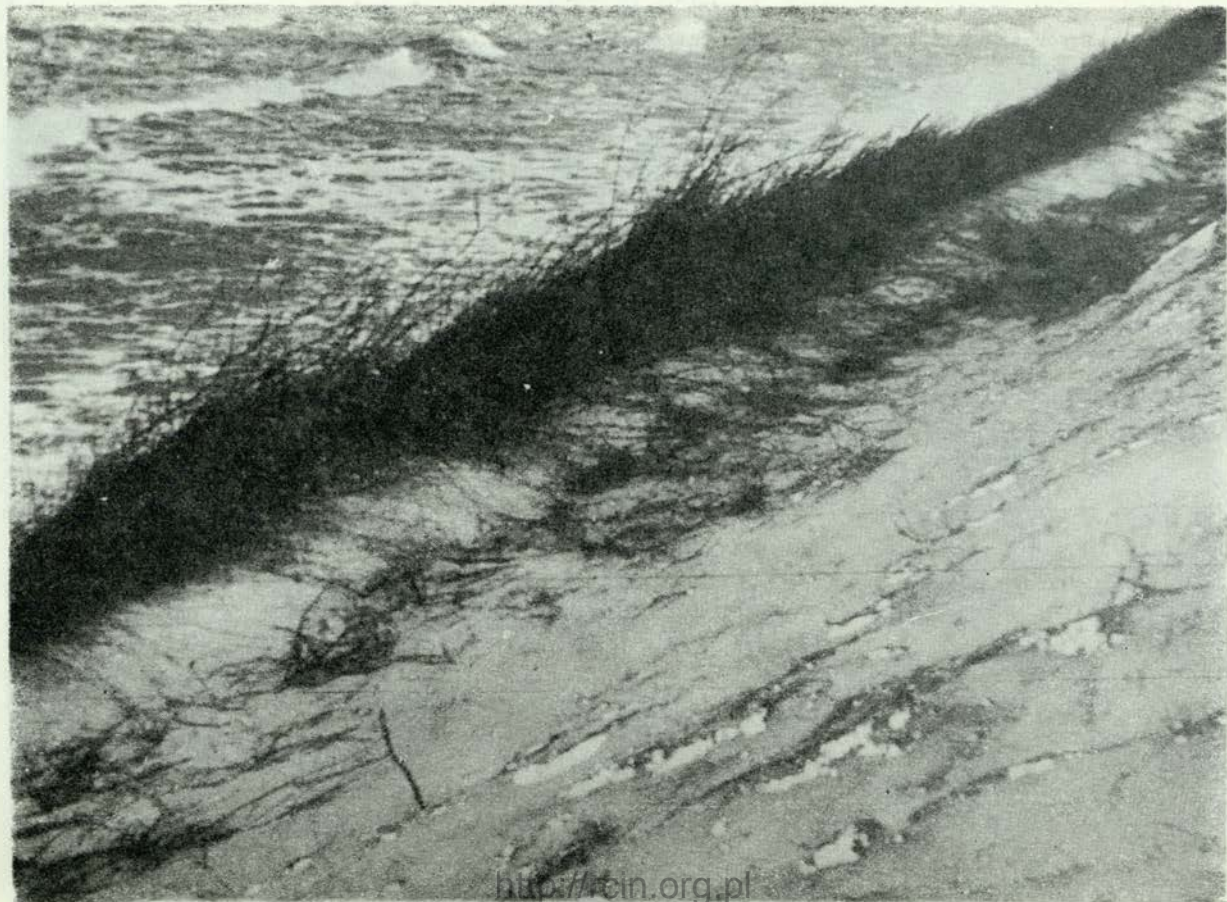


24. Zatoka Gdańska — Długość geograficzna Rozewia. Pomiar prądów powierzchniowych pływakami z pokładu statku „Hydrograf 1”. 1960.

<http://rcin.org.pl>

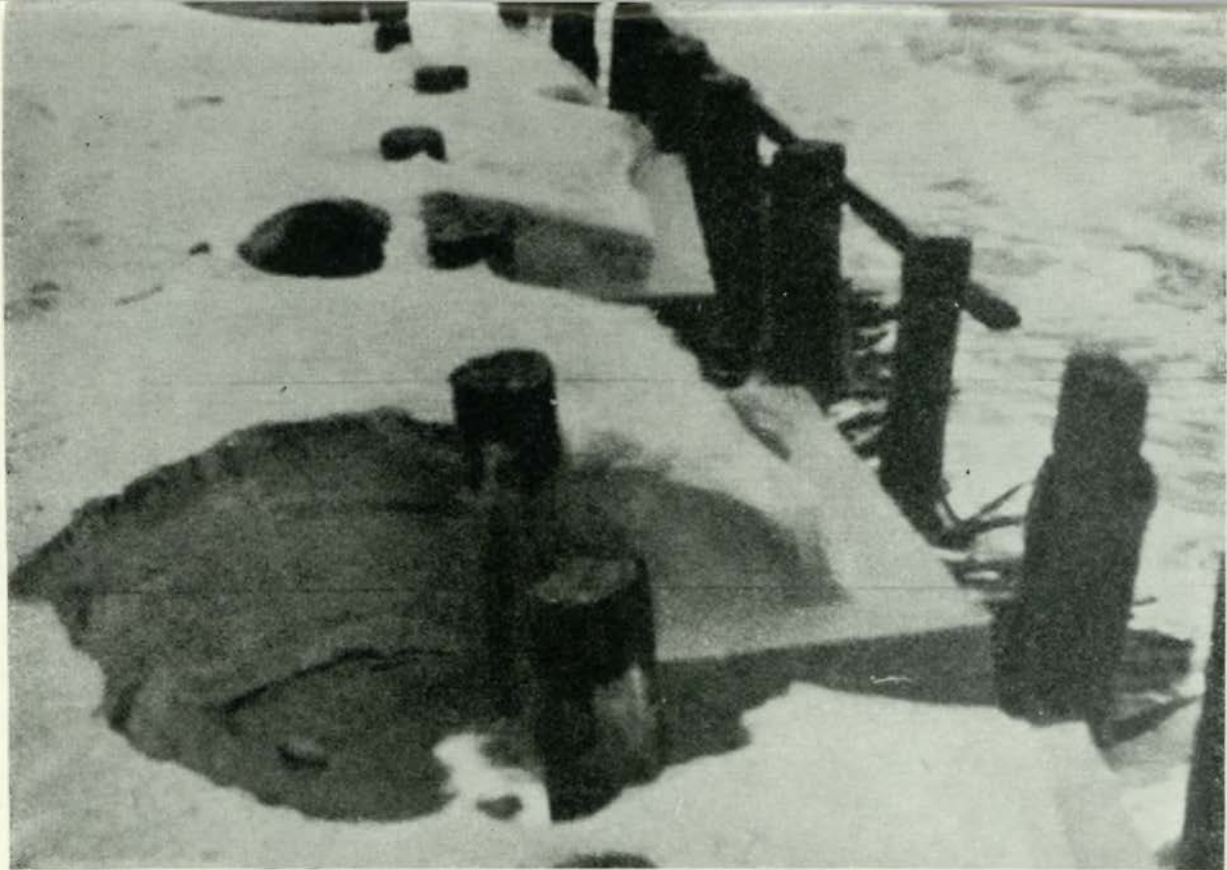


25. Jastarnia — Zanik plaży w czasie sztormu. Fale podmywają podnóże wału
brzegowego. Widoczna abrazja i deflacja wału. 1960,

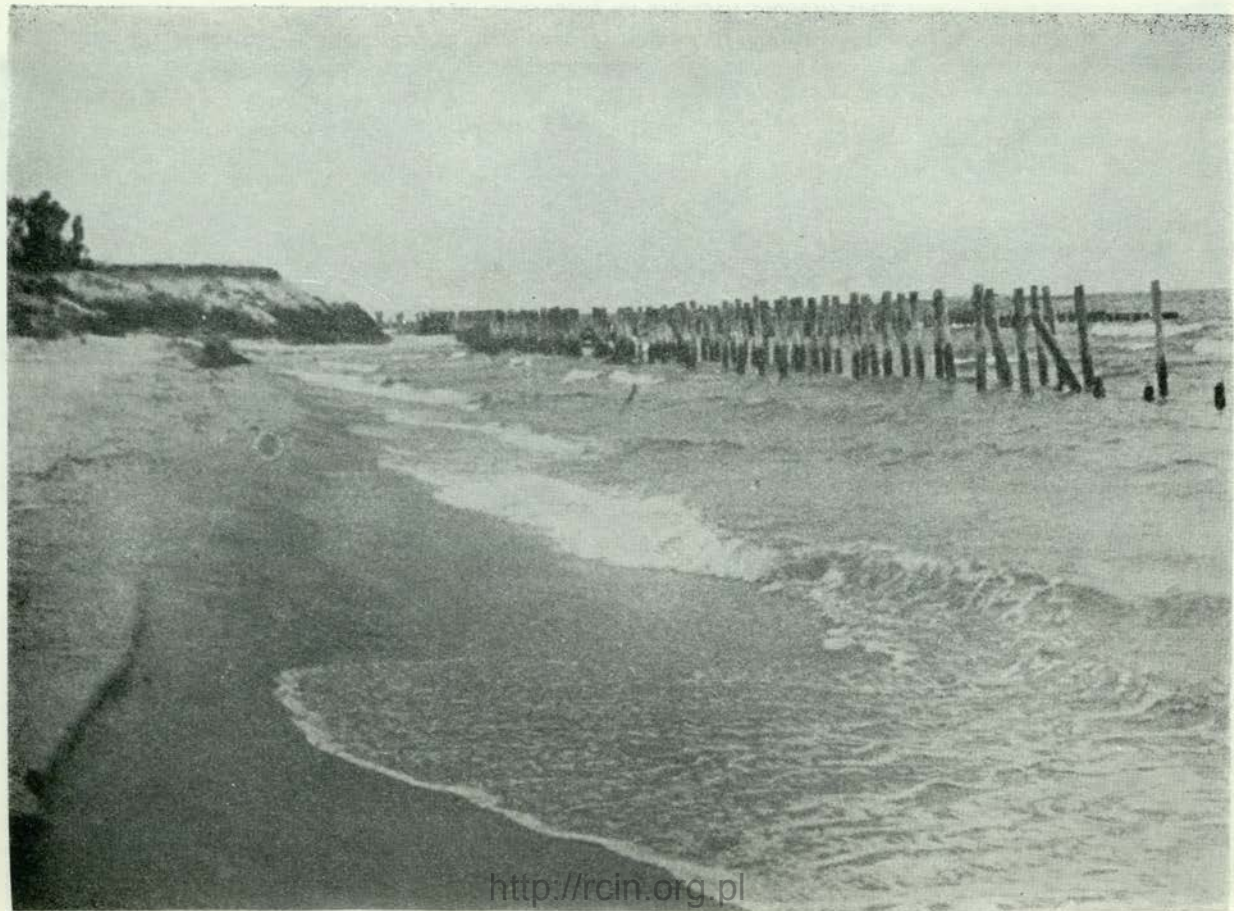


<http://cin.org.pl>

26. Kuźnica — Zniszczona opaska betonowa, brzeg dotknięty abrazją. Wysoki stan morza przy wiatrach 20. marca 1961

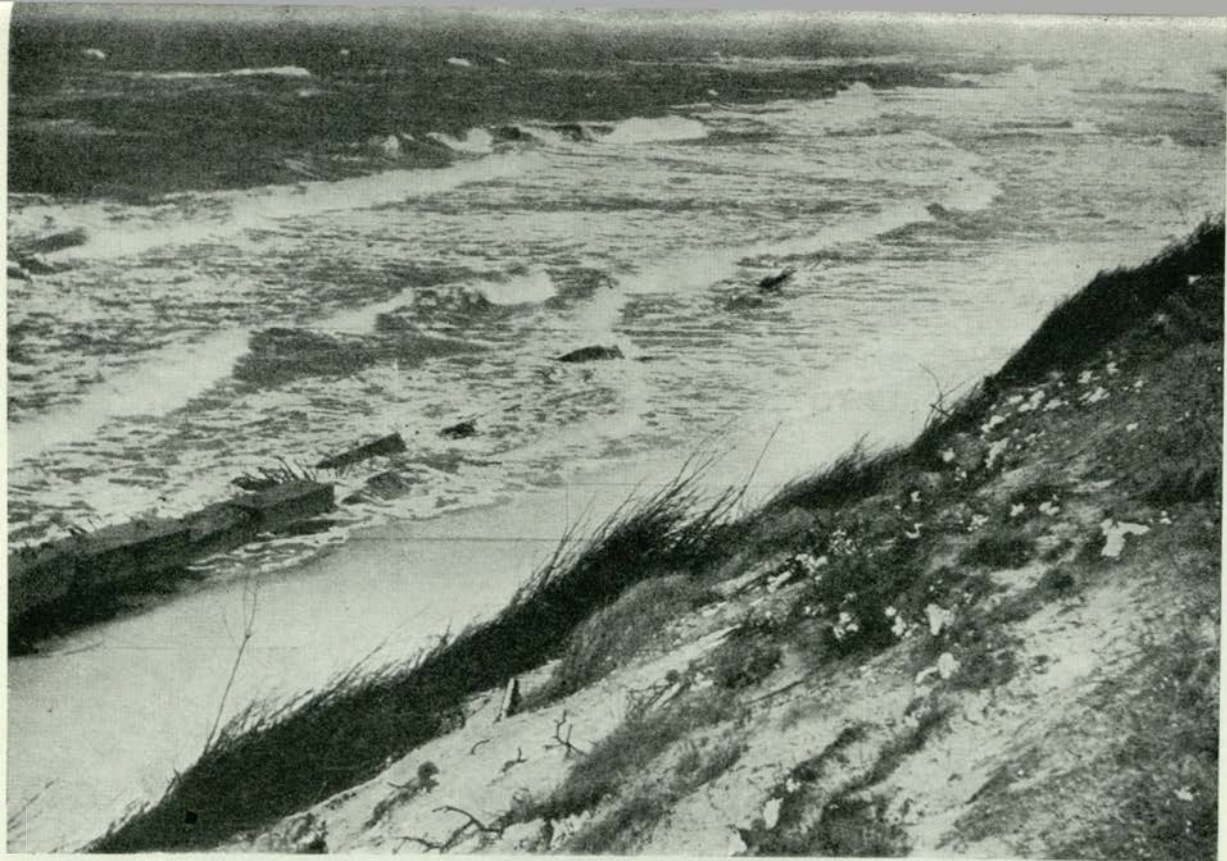


27. Kuźnica — Wewnętrzne wybrzeże Półwyspu Helskiego. Za opaską betonową widoczne lejki eworsyjne na złączach bloków. 1961.



<http://rcin.org.pl>

28. Chałupy — Zniszczona ostroga starego typu. Widoczna abrazja brzegu. 1960.

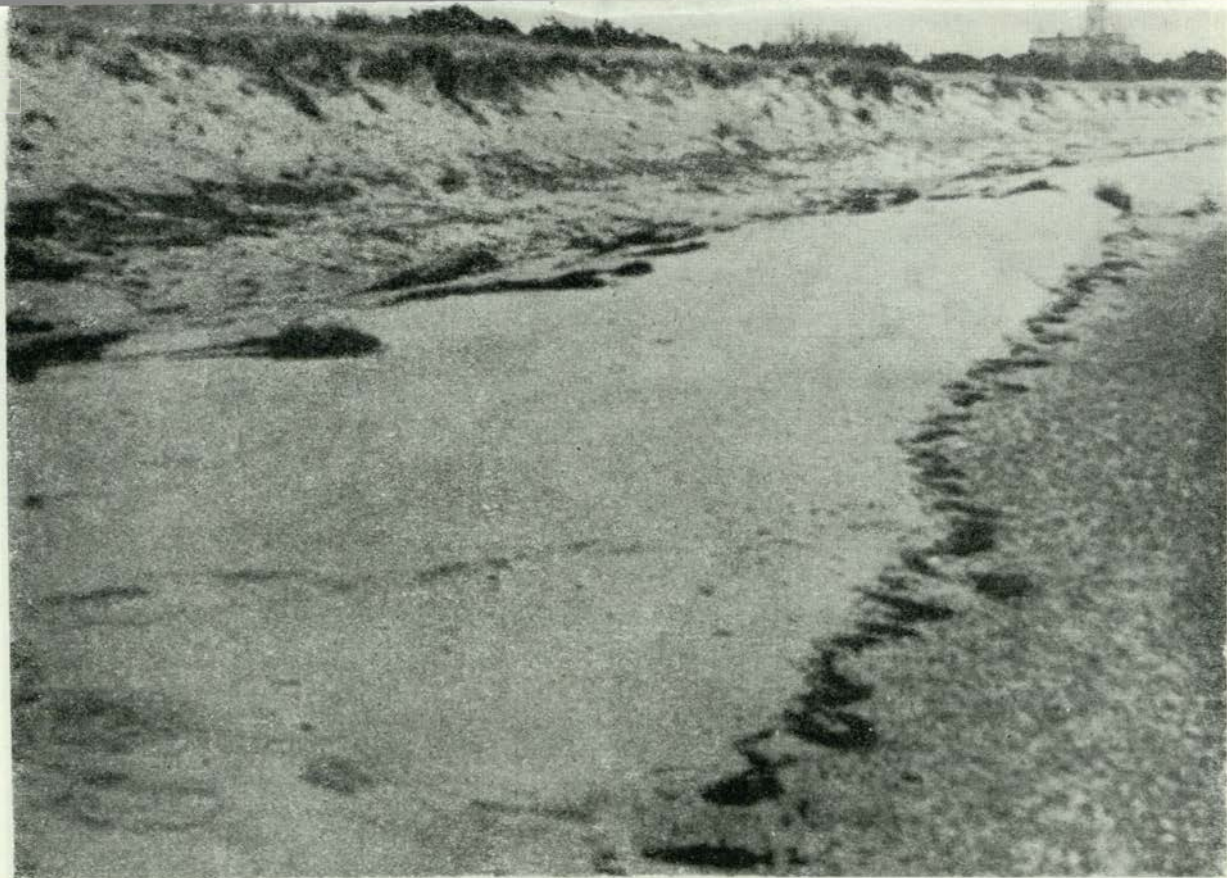


29. Jastarnia — Wał wydmy chroniony faszynowaniem z wikliny. Widoczna akumulacja przed faszyną. 1961.



<http://rcin>

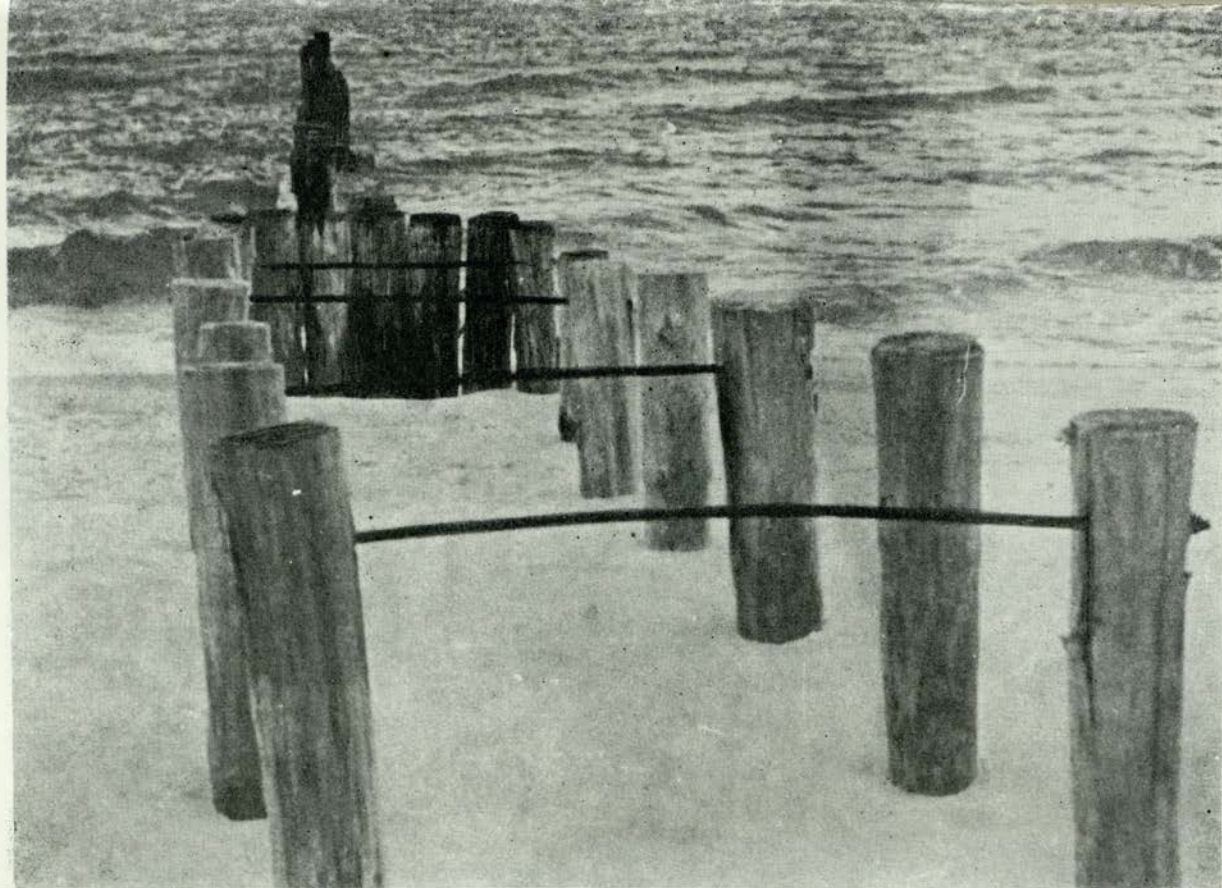
30. Jastarnia — Przerwa w wale brzegowym. Zniszczona opaska i ponownie odna-



31. Hel — Abrazja wału brzegowego na wschód od portu. Materiał żwirowy pozostawiony jako ślad abrazji. 1961.



32. Rewa — Mikroforma ukazująca proces abrazji wywołany przez odbicie prądu przybrzeżnego. Czas procesu 4 godziny, 1961.



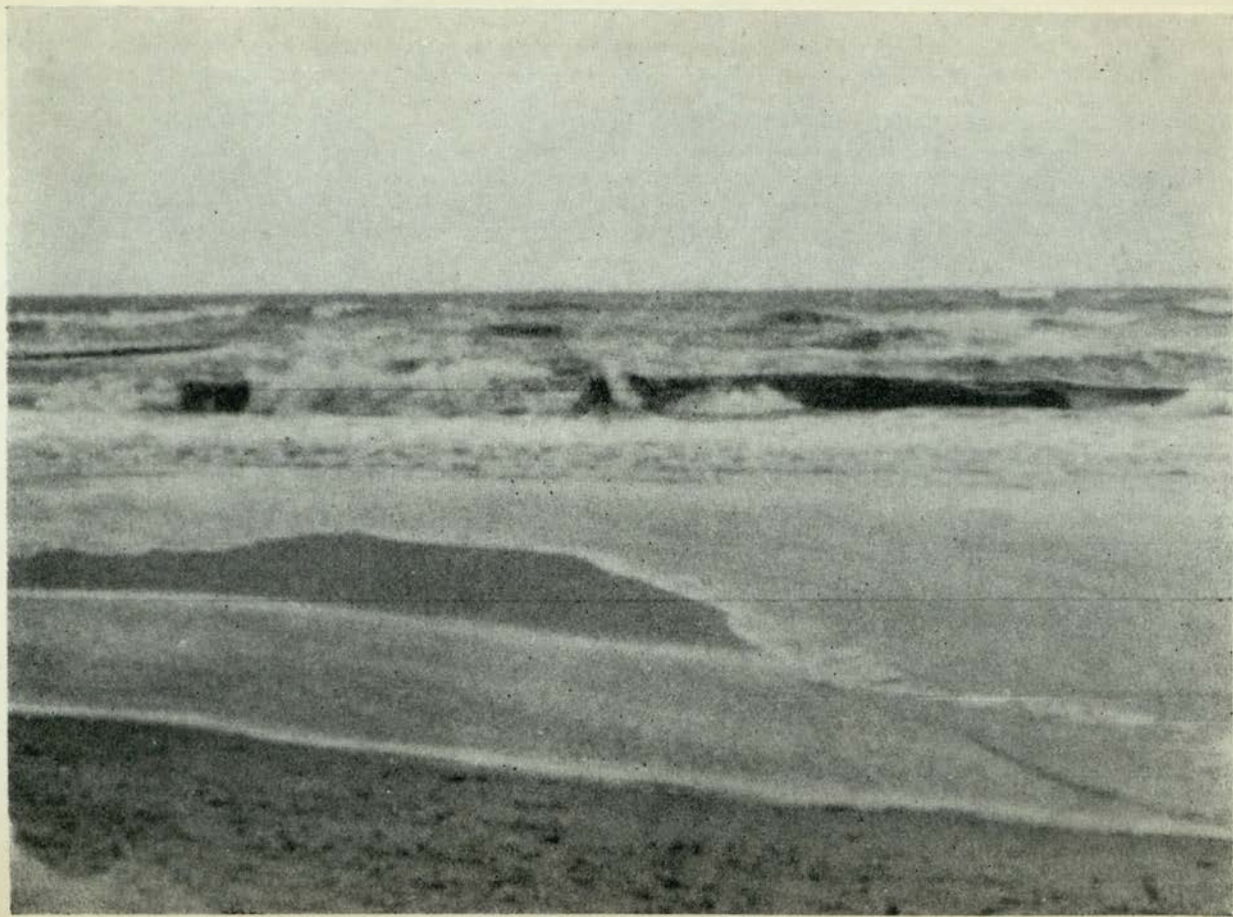
33. Władysławowo — Nasada Półwyspu Helskiego widziana od strony otwartego morza. 1960.



34. Kuźnica — Zatoka Pucka. Niszczenie na brzegu opaski betonowej przez sztorm.
Widoczne zwichrowanie bloków betonowych. 1960.



35 Mikołajek nadmorski (*Eryngium maritimum*). Roślina porastająca wydmy nadmorskie na Półwyspie Helskim, chroniona ustawowo. 1960.



36. Jurata — Sztorm u wybrzeży Półwyspu Helskiego. Załamywanie się jali
bezpośrednio na brzegu. Wiatr NE 17/20 m/sek., 1961.

E R R A T A

Pozycja	Jest	Winno być
Fot. 7	Rewa - Nasada Rewy	Rewa - Nasada Rewy Mew
Fot. 8	Rewa	Rewa Mew
Fot. 16	kilfu	klifu

Dokumentacja Geograficzna zeszyt 6/63 - "Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej"

**WYKAZ ZESZYTÓW
DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1961

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Klimat Hali Gąsienicowej**, tekst 20, 29 tabel, 44 ryc., zł 7.—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Z badań Stacji Naukowej IG PAN nad Jeziorem Mikołajskim**, s. 135 + nlb. 28 ryc. + mapa + 2 tab., zł 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii przemysłu Polski**, s. 245, zł 7.—
- 4 M. BOGACKI — **Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000** Arkusz N 34-93 Kolno, s. 50, zł 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii zaludnienia Polski i Czechosłowacji**
- 6 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000** Arkusz N 33-143 — A KÓRNIK s. 50 + 1 tab. nlb., zł 7.— (poz. 2, 4, 5, 6 do użytku służbowego)

1962

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Economic Regionalization. Materials of the First General Meeting of the Commission held in Utrecht, the Netherlands, from 8 till 9 Sept. 1961**, s. 120, zł 7.—
- 2 T. LIJEWSKI — **Geografia komunikacji woj. białostockiego**, s. 206 + mapy, zł 7.— (do użytku służbowego)
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja szczegółowego zdjęcia użytkowania ziemi**. Wydanie III poprawione i uzupełnione s. 130, zł 7.—
- 4 Ł. GÓRECKA — **Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym**. s. 171+36 nl. (ryc. i fot.), zł 7.—
- 5 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N 33-131-C KOSTRZYN s. 63 + ryc. n-b, zł 7.— (do użytku służbowego).
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — IV**. Sprawozdania z prac w powiatach: koszalińskim, suwalskim i olsztyńskim, str. 120 + ryc. nlb. zł 7.—

1963

- 1 S. ŻYNDĄ — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000**. Arkusz N-33-139-B. TOPORÓW s. 70+nlb. ryc., zł 7.— (do użytku służb).
- 2 D. KOSMOWSKA — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej 1:50 000** arkusz Ożarów, s. 80 + mapy, zł 7.— (do użytku służb.)
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Bibliografia geografii polskiej — 1960** str. 320, zł 7.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad wymianą ciepłą na Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie**, s. 40 + tab. + ryc. zł 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Zagadnienia z geomorfologii i hydrografii**, s. 60 + ryc. nlb. + tab., zł 7.—
- 6 J. BĄCZYK — **Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej**, s. 180 + fot., ryc, nlb., zł 7.—

Cena zł 7.—