

SZYMON UŚCINOWICZ

**OBJAŚNIENIA
DO MAPY GEOLOGICZNEJ
DNA BAŁTYKU**

1:200 000
Instytut Geologiczny
w Warszawie

Arkusz KOŁBRZEG

pod redakcją J. E. MOJSKIEGO

WARSZAWA 1991

SCYMON USCINOWICZ

Akceptował do druku dn.5.IX.1989 r
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Wacław Ryka

OBLAŚNIENIA
DO MAPY GEOLOGICZNEJ
DNA BALTyku

Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie
Nr inw. M-515

Opracowała w redakcji komputerowej
Zakładu Publikacji PIG – mgr Barbara Dąbrowska

Oddano do redakcji komputerowej dn.25.X.1990 r

WSTĘP

Archiw Kaldorzy Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000 wykonanej
na podstawie danych współczesnych geologicznych, 1:500 000 – archiwizacji geologicznej
przebiegającej od 15 000 i 10 000 lat przed naszą erą do chwili obecnej. Podstawą
jest mapa z 1948 r. z tytułem „Geologia dna Bałtyku” autorstwa prof. dr hab. Wacława
Ryka i dr. inż. Stanisława Kozłowskiego. Mapa ta została wydana w 1948 r. w
Dzielnicy Geologicznej Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Wskazywała
na stan geologiczny dna Bałtyku w 1948 r. Wskazywała na stan geologiczny dna Bałtyku
w 1948 r. Wskazywała na stan geologiczny dna Bałtyku w 1948 r. Wskazywała na stan
geologiczny dna Bałtyku w 1948 r. Wskazywała na stan geologiczny dna Bałtyku w 1948 r.

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Batymetria i geomorfologia	6
Batymetria	6
Geomorfologia	7
Formy pochodzenia morskiego	7
Formy pochodzenia lądowego	9
Obszar rzeźby poligenetycznej	10
Charakterystyka geologiczna	10
Uwagi ogólne	10
Stratygrafia i litologia	11
Kreda	11
Trzeciorzęd	11
Czwartorzęd	12
Plejstocen	12
Plejstocen – holocen	21
Holocen	22
Rozwój budowy geologicznej	30
Charakterystyka geologiczno-surowcowa	35
Podsumowanie	36
Literatura	38

Arkusze Mapy Geologicznej Dna Bałtyku
Dział Geologii i Geografii
Instytut Geologii i Geografii
ul. Bielska 10, 00-070 Warszawa

Arkusze Mapy Geologicznej Dna Bałtyku
Dział Geologii i Geografii
Instytut Geologii i Geografii
ul. Bielska 10, 00-070 Warszawa

Arkusze Mapy Geologicznej Dna Bałtyku
Dział Geologii i Geografii
Instytut Geologii i Geografii
ul. Bielska 10, 00-070 Warszawa

38	Wód
37	Wód i osadów
36	Wód i osadów
35	Wód i osadów
34	Wód i osadów
33	Wód i osadów
32	Wód i osadów
31	Wód i osadów
30	Wód i osadów
29	Wód i osadów
28	Wód i osadów
27	Wód i osadów
26	Wód i osadów
25	Wód i osadów
24	Wód i osadów
23	Wód i osadów
22	Wód i osadów
21	Wód i osadów
20	Wód i osadów
19	Wód i osadów
18	Wód i osadów
17	Wód i osadów
16	Wód i osadów
15	Wód i osadów
14	Wód i osadów
13	Wód i osadów
12	Wód i osadów
11	Wód i osadów
10	Wód i osadów
9	Wód i osadów
8	Wód i osadów
7	Wód i osadów
6	Wód i osadów
5	Wód i osadów
4	Wód i osadów
3	Wód i osadów
2	Wód i osadów
1	Wód i osadów

WSTĘP

Arkusze Mapy Geologicznej Dna Bałtyku w skali 1:200 000 wyznaczony jest następującymi współrzędnymi geograficznymi: 54°00' i 54°40' szerokości geograficznej północnej oraz 15°00' i 16°00' długości geograficznej wschodniej. Południową granicę morską części arkusza stanowi linia brzegowa przebiegająca w kierunku WSW-ENE pomiędzy miejscowościami Rewal na zachodzie i Chłopy na wschodzie. Długość linii brzegowej w obrębie arkusza wynosi około 68 km, a powierzchnia jego morskiej części zajmuje 3559 km². Omawiany obszar znajduje się w zachodniej części Bałtyku Południowego i zajmuje skrajnie południową część Basenu Bornholmskiego; położony jest na wschód od Ławicy Odrzańskiej.

Morze Bałtyckie cechuje termohaliczna dwuwarstwowość mas wodnych. W Basenie Bornholmskim warstwa izohalinowa, o zasoleniu około 7,5 ‰ i sezonowo zmiennej temperaturze, występuje do głębokości około 50 m. Jej nasycenie tlenem przekracza zazwyczaj 93 % w górnych partiach przy powierzchniowych i 73 % w partiach dolnych. Poniżej głębokości 50 m leży izotermiczna warstwa słona. Górna jej część charakteryzuje się szybkim wzrostem zasolenia (haloklina), osiągającego na głębokości około 70 m wartość około 15 ‰. Nasycenie tlenem tej warstwy wynosi zazwyczaj poniżej 20 %, zaś w wodach przydennych występować mogą nawet sezonowo warunki beztlenowe (K.Łomniewski i in., 1975). Stratyfikacja halinowa pociąga za sobą zróżnicowanie gęstości mas wodnych. Obecność warstwy skoku gęstości wody (pyknokliny) sprawia, że pionowe mieszanie się wód obejmuje w zasadzie tylko warstwę izohalinową, co ma istotne znaczenie między innymi dla fizycznych i chemicznych właściwości wód przydennych. Ponadto, na granicznych powierzchniach rozwarstwienia wód powstają różnego rodzaju fale i prądy wewnętrzne, których prędkość dochodzić może do około 0,2-0,5 m/s (F.B.Pieczka, 1981). Powyżej warstwy pyknokliny dominującą rolę hydrodynamiczną odgrywają fale i prądy generowane na powierzchni morza przez wiatry, ponadto występują też prądy tzw. gęstościowe, powstające wskutek różnic w zasoleniu i temperaturze wód.

Dotychczasowe wyniki prac geologicznych przeprowadzonych na obszarze arkusza zostały zawarte w syntetycznych opracowaniach kartograficznych i opracowaniach zawierających rezultaty badań szczegółowych. Spośród opracowań kartograficznych należy wymienić: Atlas der Bodenbeschaffenheit des Meeres wydany w latach 1937-1938 przez Deutsche Seewarte, Mapę osadów dennych południowego

Bałtyku 1:3 000 000 (O.Pratje, 1948), Mapę osadów dennych południowego Bałtyku 1:6 000 000 (J.Staszewski, 1949), Atlas rybacki Bałtyku południowego 1:300 000 (S.Rutkiewicz, A.Klimaj, 1962), Mapę osadów dennych Bałtyku (T.I.Gorszkova, 1963), Mapę osadów czwartorzędowych dna Morza Bałtyckiego 1:2 500 000, opracowaną przez Komisję INQUA, opublikowaną w latach 1970–1971, Mapę osadów dennych południowej części Morza Bałtyckiego 1:500 000 (Z.Jurowska, W.Krocza, 1979).

Prace poświęcone badaniom rzeźby dna morskiego, litologii, geochemii i stratygrafii osadów obejmują najczęściej cały Bałtyk Południowy lub także obszary leżące poza jego granicami. Z uwagi na znaczną ilość publikacji poświęconych geologii Morza Bałtyckiego zostaną tu wymienione tylko pozycje najnowsze.

Ważnymi pozycjami są monografie podsumowujące stan dotychczasowej wiedzy (K.Łomniewski i in. 1975; red. W.K.Gudelis, J.M.Jemielianov, 1976; red. A.P.Lisycyn i J.M.Jemielianov, 1981 a zwłaszcza red. A.Voipio, 1981).

Dane dotyczące rzeźby dna Morza Bałtyckiego oraz stratygrafii i litologii osadów zawarte są w różnych opracowaniach: T.I.Gorszkova (1963), R.Bojanowski i in. (1964); B.Rosa (1967, 1968, 1970); N.N.Davidova, R.N.Dźinoridze (1970); K.Pęcherzewski (1972, 1974); A.I.Błażcziszin (1974); A.I.Błażcziszin i in. (1974); A.I.Gaigalas, N.I.Sviridov (1974); O.Kolp (1974, 1979); V.M.Litvin i in. (1974); A.I.Błażcziszin i in. (1976); N.I.Sviridov, V.M.Litvin (1978). Wszystkie wymienione pozycje pozwalają jedynie na ogólne rozpoznanie rzeźby dna, stratygrafii i litologii osadów.

Bezpośrednie wykorzystanie istniejących materiałów było niemożliwe ze względu na różnorodność stosowanych klasyfikacji osadów, zakresu i metodyki badań.

Pierwsze prace w obrębie południowo-zachodniej części arkusza Kołobrzeg zostały wykonane przez Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1973–1978 (Z.Jurowska i in., 1978). W latach 1978–1981 wykonano badania w pozostałej części arkusza (M.Michałowska, Sz.Uścińowicz, 1981).

W badanym obszarze wykonano około 1200 km profili echosondażowych i 79 km profili sejsmoakustycznych, pobrano 540 próbek czerpakowych i 45 rdzeni o długości od 0,2 do 4,1 m. Pobrane próbki poddano badaniom laboratoryjnym.

Wykonano około 3500 analiz granulometrycznych, mineralno-petrograficznych, chemicznych i paleontologicznych. Zebrany materiał umożliwił, zgodnie z celem badań, rozpoznanie budowy geologicznej do głębokości 3–10 m poniżej powierzchni dna, stratygrafii i litologii osadów plejstoceniowych i holoceniowych, rzeźby dna, współczesnych procesów litodynamicznych oraz możliwości występowania złóż surowców mineralnych.

BATYMETRIA I GEOMORFOLOGIA

BATYMETRIA

Głębokość morza w obrębie arkusza Kołobrzeg waha się od 0,0 do 69,0 m. W strefie głębokości od 0,0 do 10,0 m znajduje się około 10 % powierzchni badanego obszaru. Największe powierzchnie dna (około 40 %) położone są na głębokościach od 10 m do 30 m. Powierzchnia dna leżąca na głębokościach od 30 do 50 m stanowi

około 20 % arkusza, zaś obszar położony w strefie głębokości od 50 do 69 m — około 30 %.

Powyższy rozkład głębokości wyznacza dwie jednostki morfologiczno-głębokościowe: płycizny przybrzeżne występujące w strefie głębokości od 0 do 30 m wraz z podwodnym skłótem brzegowym od 0 do 10 m oraz Basen Bornholmski w strefie głębokości większych niż 30 m wraz ze zboczami (skłótem) basenu na głębokościach od 30 do około 50 m.

Dno jest na ogół łagodnie nachylone w kierunku północnym (tabl.I). Przeciętne nachylenia dna są niewielkie i mało zróżnicowane; wynoszą one między izobatami: od 0 do 10 m — 30'–40'; od 15 do 30 m — 4'–8'; od 30 do 45 m — 10'–30'; od 60 do 69 m — 2'–3'.

Maksymalne nachylenia powierzchni dna jedynie lokalnie osiągają od 1 do 2° przy deniwelacjach od 3 do 5 m.

GEOMORFOLOGIA

Rzeźba dna Bałtyku Południowego powstała w wyniku nałożenia się form pochodzenia morskiego na zniszczoną przez abrazję powierzchnię poglacialną. W obrębie arkusza Kołobrzeg obecna rzeźba dna jest przede wszystkim pochodzenia morskiego czyli abrazyjna i akumulacyjna; zachowały się również relikty rzeźby pochodzenia lądowego: lodowcowej, jeziornej i rzecznej. Podobnie zróżnicowany jest brzeg morski, którego charakter zależy głównie od budowy geologicznej łądu.

Formy pochodzenia morskiego

Wybrzeża klifowe. Występują one na odcinku od Sarbinowa prawie po Kołobrzeg oraz na zachód od Niechorza. Pierwszy odcinek tworzą tzw. klify sarbinowski i ustroński. Wysokość ich waha się od 2 do 10 m n.p.m. Zbudowane są z dwóch poziomów glin zwałowych i nadbudowujących je piasków wydmowych. Wybrzeże na tym odcinku niszczone jest z różną prędkością. Średnie wieloletnie tempo cofania się brzegu wynosi 0,45 m/rok w Ustroniu Morskim oraz 1,15 m/rok w Gąskach (W.Subotowicz, 1982). Szerokość plaży u podnóża klifów waha się od 10 do 20 m.

Wybrzeża klifowe występują również na zachód od Niechorza. Wysokość ich wynosi przeciętnie od 10 do 15 m, tylko lokalnie (np. w Niechorzu) przekracza 20 m n.p.m. Klify zbudowane są głównie z glin zwałowych. Tempo niszczenia klifów jest zróżnicowane. Średnia wieloletnia szybkość cofania się podnóża klifu waha się, w zależności do miejsca pomiarów, od 0,4 do 1,1 m/rok (W.Subotowicz, 1982).

Wybrzeża wydmy. Występują na wschód od Sarbinowa oraz pomiędzy Kołobrzegiem a Niechorzem. Szerokość plaży na tych odcinkach wybrzeża waha się od 10 do 35 m, wysokość wydmy na zapleczu plaży zmienia się od 2 do 8 m. Wydmy na wielu odcinkach są podcinane przez morze, tworząc tzw. klif wydmy (A.Mielczarski, 1964).

Podwodny skłótem brzegowy. Pod pojęciem podwodnego skłótem brzegowego, za V.G.Zenkoviczem (1962), rozumie się płytkowodną część dna morskiego, którego

rzeźba została utworzona przez fale przy danym poziomie morza. Jest to więc część dna morskiego, którego rzeźba jest kształtowana przez współczesne procesy hydrodynamiczne. Podwodny skłon brzegowy sięga przeważnie do głębokości 7–10 m i kończy się z reguły wyraźnym załamaniem profilu dna. Szerokość skłonu wynosi od 400 do 1000 m, a nachylenie od 0°30' do 1°.

W górnej części skłonu występują wały rewowe tworząc lokalne, 1–2 metrowe, deniwelacje. Na wschód od Kołobrzegu, na podwodnym skłonie brzegowym, występuje najczęściej jedna miejscami dwie rewy, a na zachód od Kołobrzegu dwie lub trzy rewy (profile batymetryczne 321, 329, 349 – tabl.II). W dolnej części podwodnego skłonu brzegowego, w przypadku małej miąższości pokrywy piaszczystej, występują niewielkie deniwelacje (od 0,5 do 1,0 m) związane z abrazyjną powierzchnią glin zwałowych (profile batymetryczne 321, 323, 369). Tak ukształtowane odcinki podwodnego skłonu brzegowego występują na przedpolu intensywnie niszczonej wybrzeży klifowych. Odcinki podwodnego skłonu brzegowego w rejonach o miąższej pokrywie piaszczystej mają dolne części wyrównane, jednostajnie nachylone ku morzu (profile batymetryczne 329, 339, 357).

Taras abrazyjne. Stanowią one horyzontalne lub subhoryzontalne powierzchnie wycięte na ogół w glinie zwałowej. Przekroje geologiczne sporządzone na podstawie danych sejsmoakustycznych wykazały obecność poziomych lub prawie poziomych powierzchni abrazyjnych wyciętych w glinach zwałowych na głębokości: 52–54, 44–46, 40–41 i 29–31 m (przekroje geologiczne A–B i C–D; patrz mapa).

Na powierzchni tarasów abrazyjnych leżą osady morskie. W wyniku zróżnicowanej budowy i miąższości pokrywy osadowej tarasy miejscami są zamaskowane i niewidoczne w rzeźbie powierzchni dna, bądź występują na nieco mniejszej głębokości. Miejscami, gdy na abrazyjnej powierzchni tarasu wyciętego w glinie zwałowej leży tylko kilkucentymetrowa warstwa osadów piaszczysto-żwirowych lub kamieni, głębokość występowania powierzchni abrazyjnej jest zgodna z jej obrazem batymetrycznym.

Wielkość tarasów abrazyjnych jest zróżnicowana, są to miejscami formy drobne o wymiarach 0,5 × 1,0 km, częściej znacznie większe, osiągające długość do 15 km i szerokość 2–3 km. Powierzchnia tarasów jest płaska, miejscami lekko falista, o deniwelacjach do 1 m.

Relikty wybrzeży akumulacyjnych. Reliktami wybrzeży akumulacyjnych, będących prawdopodobnie relikdami zatopionych mierzei, są dwa wały piaszczyste, których szczytowe części wyznaczają izobaty 30 i 31 m.

Większy z nich osiąga długość około 30 km przy szerokości od 1 do 2 km. Deniwelacje, w stosunku do występującego po południowej stronie rozległego obniżenia, wynoszą 2–4 m. Miąższość piasków według danych sejsmoakustycznych dochodzi do 10 m.

Mniejszy z wałów ma długość około 10 km, szerokość 0,5–1 km oraz wysokość względną około 1–2 m. Miąższość piasku dochodzi (również według danych sejsmoakustycznych) do 3 m.

Północne skłony obu wałów przechodzą łagodnie bez wyraźnych granic w równiny abrazyjno-akumulacyjne łagodnie nachylone ku północy.

Równiny abrazyjno-akumulacyjne. Równiny abrazyjno-akumulacyjne wyróżniają się brakiem lokalnych deniwelacji. Zajmują rozległe połacie dna, na ogół pomiędzy izobatą 25 m (miejscami 20 m), a izobatą 62 m w północno-zachodniej części

obszaru arkusza i około 64–65 m w części północno-wschodniej. Nachylenia dna wahają się od 4' w zachodniej części płyczn przybrzeżnych (w strefie głębokości 20–30 m), do 10–30' w obrębie zboczy Basenu Bornholmskiego.

Budowa wewnętrzna równin abrazyjno-akumulacyjnych jest zróżnicowana. W strefie głębokości 45–62 (65) m na zrównanej abrazyjnie powierzchni glin zwałowych leży warstwa osadów mulisto-ilastych bałtyckiego jeziora lodowego, których powierzchnia jest ścięta abrazyjnie. Miąższość ich, wynosząca na głębokościach 60–50 m około 5–4 m, zmniejsza się ku południowi, a na głębokości około 45 m ulega całkowitej redukcji. Na osadach bałtyckiego jeziora lodowego występują osady piaszczyste i piaszczysto-muliste o miąższości od 0,1 do 0,5 m, powstałe w morzu litorynowym i baltica.

W strefie głębokości 25(20)–45 m na zrównanej abrazyjnie powierzchni glin zwałowych występuje piaszczysta pokrywa akumulacyjna o miąższości od 0,5 do 3 m, tylko lokalnie przekraczającej 3 m. Piaski, na ogół drobnoziarniste, leżą bezpośrednio na glinie zwałowej, bądź częściej, oddzielone są od niej warstwą osadów kamienisto-żwirowych i żwirowo-piaszczystych.

Równiny akumulacyjne. Zajmują one dno Basenu Bornholmskiego na głębokościach większych niż 62 m, a w części wschodniej niż 65 m. Podobnie jak równiny abrazyjno-akumulacyjne odznaczają się brakiem lokalnych deniwelacji. Nachylenia dna w obrębie równin akumulacyjnych są bardzo małe i wynoszą 3–2'. Holocenijskie osady mulisto-ilaste o miąższości od 5 do 15 m maskują pierwotną, pagórkowatą rzeźbę glacialną, niezmienioną lub minimalnie zmienioną przez abrazję.

Formy pochodzenia lądowego

Ostańce abrazyjne po wzniesieniach strefy marginalnej. Zaznaczają się one w rzeźbie dna jako ciąg izolowanych wyniesień, występujących w obrębie równin abrazyjno-akumulacyjnych na głębokościach od 50 do 56 m. Wyniesienia te zbudowane z gliny zwałowej pokryte są cienką (do 0,7 m) warstwą osadów, mają szerokość od 200 do 500 m, deniwelacje do 10–12 m, a w stosunku do współczesnej powierzchni dna morskiego od 1 do 6 m. W północno-zachodniej części obszaru arkusza wzniesienia te przybierają formę wału o długości około 6 km, rozciągającego się w kierunku zachodnim (obszar sąsiedniego arkusza Dziwnów).

Równiny jeziorne. W zachodniej części arkusza Kołobrzeg występuje obszerne obniżenie dna o wymiarach około 28 × 5 km wyznaczone izobatą 30 m, ograniczone od północy opisaną wcześniej zatopioną mierzeją. Równinne dno tego obniżenia położone na głębokości 32–35 m pokryte jest piaskami drobnoziarnistymi. W rdzeniu R29 (patrz mapa boczna "Osady na głębokości 1 m poniżej powierzchni dna") zlokalizowanym w zachodniej części omawianego obniżenia występują piaski drobnoziarniste z domieszką frakcji mulistej (< 0,062 mm) w ilości do 17,1 %, które nie mają odpowiednika we współczesnej sedymentacji w tej strefie głębokości. Fakt ten oraz obecność rozproszonych okruchów zwęglonego drewna upodabnia je do osadów lagunowych.

Doliny rzeczne. Najwyraźniej zachowują formę pochodzenia prawdopodobnie fluwalnego jest duża dolina o przebiegu z zachodu na wschód, rozcinająca zbocza Basenu Bornholmskiego pomiędzy izobatami 32–50 m. We współczesnej rzeźbie dna

morskiego opisana forma zachowała się jako dolina o długości około 16 km, szerokości od 1 do 4 km i głębokości od 2 do 5 m. Dolina ta według danych sejsmoakustycznych wcięta jest w osady podłoża czwartorzędu (prawdopodobnie kredowe) i częściowo wypełniona osadami plejstoceńskimi i holoceniowymi (przekrój A–B).

Obszar rzeźby poligenetycznej

Obszar współwystępowania reliktów pagórków morenowych i pagórków akumulacji morskiej. W strefie głębokości 10–25 m występują duże powierzchnie dna o rzeźbie pagórkowatej. Rzeźba taka występuje też lokalnie w północno-zachodniej części obszaru arkusza w strefie głębokości od 36 do 45 m. Rzeźba i budowa geologiczna jest tam dość zróżnicowana. Najczęściej występują pociągłe nieregularne pagórki o rozciągłości około 200–400 m, przeciętnych deniwelacjach 1–3 m, maksymalnie do 5 m i nachyleniach zboczy najczęściej do 1°, maksymalnie do 2°. Wyniki uzyskane z analizy profili sejsmoakustycznych i rdzeni wskazują, że pagórki te mogą być zbudowane z glin zwałowych, przykrytych osadami piaszczystymi i żwirowopiaszczystymi, o miąższości do około 1,5 m, bądź z piasków na ogół drobnoziarnistych zawierających muszle małży morskich. Pagórki zbudowane z glin zwałowych uznano za relikt pagórkowatej rzeźby glacialnej częściowo zniszczonej w czasie transgresji morskiej. Nieznane są natomiast w szczególności procesy, które doprowadziły do uformowania pagórków piaszczystych. Najogólniej, są to formy akumulacji morskiej powstałe w morzu litynowym i baltica. Natomiast niewyjaśniony pozostaje problem, czy są to formy obecnie martwe, powstałe w początkowej fazie transgresji morza litynowego, czy też są to formy aktywne, tworzone bądź przekształcane przez współcześnie występujące prądy falowo-wiatrowe.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

UWAGI OGÓLNE

Podstawą podziału stratygraficznego osadów w obrębie arkusza Kołobrzeg są badania sejsmoakustyczne oraz wyniki analiz palinologicznych i litologicznych rdzeni. Penetracja fal akustycznych wynosiła maksymalnie około 40–50 m poniżej powierzchni dna, a maksymalna długość rdzeni pobranych sondami wibracyjnymi i Kullenberga wynosi 4,1 m, a w wierceniu OT1 sięga 16,5 m. Zastosowane metody warunkują zasięg i dokładność rozpoznania budowy geologicznej. Osady podłoża czwartorzędu oraz miąższość czwartorzędu rozpoznano głównie metodami sejsmoakustycznymi oraz wierceniem OT1. Osady późnoglacialne i holoceniowe udokumentowano zarówno sejsmoakustycznie jak i bezpośrednio, poprzez pobór i badania rdzeni osadów i próbek czerpakowych z powierzchni dna.

Podłoże osadów plejstoceńskich stanowią osady jurajskie, kredowe i trzeciorzędowe (N. Butrymowicz, M. Nosek, 1975; W. Pożaryski, 1979). W południowo-zachodniej części obszaru arkusza Kołobrzeg osady plejstoceńskie leżą prawdopodobnie

bezpośrednio na osadach jurajskich, a w części północnej i północno-zachodniej na utworach kredowych, występujących na głębokości od 90–100 m do 40–50 m. Strop osadów trzeciorzędowych występujących we wschodniej części obszaru arkusza występuje na głębokości od 85–100 m do 50–60 m (patrz przekroje A–B i C–D).

Osady plejstoceńskie reprezentowane prawdopodobnie głównie przez gliny zwałowe występują na całym obszarze. Na przyległym lądzie występują według N. Butrymowicza i M. Niewiżkiej (1975) gliny zwałowe zlodowceń południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego rozdzielone przez interglacialne piaski i żwiry. Miąższość tych osadów, uwarunkowana głównie rzeźbą podłoża, waha się wzdłuż wybrzeża od około 20 m do około 80 m. Ku północy od linii brzegu morskiego miąższość osadów plejstoceńskich wynosi od 5 do 45 m, a jedynie lokalnie u podnóża zboczy Basenu Bornholmskiego osadów tych brak.

W północnej części obszaru arkusza, w strefie głębokości morza do około 45 m (lokalnie do 35 m), na glinach zwałowych leżą osady mulisto-ilaste bałtyckiego jeziora lodowego zdeponowane w późnym glacialu i w początkach holocenu. Pełny profil osadów holoceniowych występuje prawdopodobnie jedynie w skrajnie północnej części arkusza (na głębokościach większych niż 65 m) (tabl. XII). W obszarach położonych płycej, w południowej części obszaru arkusza, zaznacza się związana z ówczesnym panującym lądem luka stratygraficzna obejmująca okres preborealny i borealny. Osady preborealne i borealne mogły zachować się jedynie lokalnie. Osady okresu atlantyckiego (morza litynowego) i młodsze (morza baltica) występują na całym obszarze arkusza Kołobrzeg.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Kreda

Iły i muły (?) – K. Utwory kredowe stwierdzono metodami sejsmoakustycznymi w północnej i zachodniej części arkusza. Według Mapy geologicznej Polski i krajów ościennych (W. Pożaryski, 1979) należy zaliczyć je najprawdopodobniej do kredy górnej. Pozorne upady warstw w stosunku do profilu o przebiegu NNW–SSE wynoszą około 5–10°. Utwory kredowe są ścięte erozyjnie. Powierzchnia ich wykazuje maksymalne deniwelacje (przekrój geologiczny A–B) do 50 m przy nachyleniu zbocza 1–1,5°.

Trzeciorzęd

Piaski oraz prawdopodobnie piaski muliste i muły piaszczyste – Tr. Osady trzeciorzędowe stwierdzono metodami sejsmoakustycznymi we wschodniej części arkusza. Osady te są warstwowe, zalegają niemal poziomo. W części północno-wschodniej obszaru, ich występowanie na kontakcie z osadami kredowymi jest zaburzone tektonicznie. Powierzchnia osadów trzeciorzędowych jest erozyjna i wykazuje deniwelacje maksymalne do 40 m przy nachyleniu zbocza do 1,5° (przekrój C–D). Strop zdyslokowanych osadów trzeciorzędowych nawierconych w otworze OT1 reprezentowany jest przez piaski gruboziarniste, wapniste, zawierające glaukonit i

detrytus muszlowy. Na podstawie badań otwornic stwierdzono, że osady te należą do paleocenu.

Osady trzeciorzędowe występujące na południe od otworu OT1, niezaburzone tektonicznie, są prawdopodobnie młodsze i odpowiadają bądź osadom eocenu stwierdzonym na południe od Ławicy Słupskiej (R.Kramarska, 1990), bądź osadom oligocenu występującym w rejonie wybrzeża na wschód od Ustronia Morskiego (W.Butrymowicz, M.Nosek, 1975).

Czwartorzęd

Plejstocen

Brak dotychczas dostatecznie głębokich wierceń umożliwiających rozpoznanie osadów plejstocenijskich. Metody sejsmoakustyczne umożliwiły stwierdzenie miąższości osadów plejstocenijskich, głównie glin zwałowych, i poznanie rzeźby ich stropu. Na podstawie metod sejsmoakustycznych wyróżniono trzy serie glin zwałowych, niewyjaśniony pozostaje ich wiek. Daty TL wynoszące 87000 ± 13000 (UG-318) i 20900 ± 3100 (UG-783) – (tab.1) pochodzą ze stropowych części glin zwałowych pobranych w północnej części arkusza, tj. w południowej części Basenu Bornholmskiego, gdzie procesy abrazji w czasie holocenijskich transgresji morskich nie występowały lub były stosunkowo słabe. Rdzenie R40/06 i OT1, w których określono wiek glin zwałowych, nie stanowią wystraszającej podstawy do korelacji wiekowej warstw glin wyróżnionych metodami sejsmoakustycznymi. Obszary środkowej części arkusza (tj. skłón Basenu Bornholmskiego) i płytkowodnej części południowo-wschodniej były w holocenie narażone na intensywną abrazję, co mogło spowodować całkowite rozmycie osadów zlodowacenia północnopolskiego. Występujące tu gliny zwałowe mogą należeć do zlodowacenia środkowopolskiego. Najmłodsze gliny zlodowacenia północnopolskiego zachowały się prawdopodobnie tylko w Basenie Bornholmskim i lokalnie w południowo-zachodniej, płytkowodnej części arkusza.

Tabela 1

Wykaz datowań osadów

Nr rdzenia i przelot	Współrzędne geograficzne		Głęb. morza (m)	Rodzaj osadu	Metoda	Nr lab. próbki	Wiek (w latach)
	φ	λ					
R40/06 2.50–2.90	54°34,52'	15°11,68'	49,7	głina zwałowa	TL	UG-318	87000±13000
OT1 7,40–7,60	54°37,40'	15°34,30'	64,0	głina zwałowa	TL	UG-783	20900±3100

W otworze OT1 i w rdzeniu R20 stwierdzono występowanie przewarstwień i wkładek piaszczystych i żwirowo-piaszczystych rozdzielających gliny zwałowe. W południowej części arkusza Kołobrzeg w stropie osadów plejstocenijskich występują

gliny zwałowe. W części północnej arkusza, w Basenie Bornholmskim, strop plejstocenu stanowią ility warwowe leżące na glinach zwałowych.

Gliny zwałowe – g_zPI. Gliny zwałowe dzielą się pod względem uziarnienia na dwa typy: gliny piaszczyste występujące w przewadze na obszarze arkusza i gliny mulasto-łaste stwierdzone jedynie w rdzeniach B29 i XI (SW część arkusza) oraz w rdzeniu R40/06 (NW część arkusza), w którym warstwa tych glin o miąższości 40 cm leży na glinie piaszczystej datowanej metodą TL na $87\ 000 \pm 13\ 000$ (UG-318).

Gliny zwałowe piaszczyste są szare, bardzo zwięzłe (zbite) i bardzo wapieniste. Wśród frakcji piaszczystych najliczniej występują frakcje 0,125–0,062 oraz 0,25–0,125 mm, których zawartość wynosi średnio 17,7 % i 15,8 % (tab.3).

W składzie petrograficznym frakcji żwirowych (10,0–5,0 i 5,0–2,5 mm) dominują okruchy skał krystalicznych (śr. 40,1 % i 32,2 %) i wapieni paleozoicznych (śr. 41,1 % i 34,8 %), istotną domieszkę stanowią ziarna zwięzłych piaskowców paleozoicznych (śr. 15,8 % i 18,5 %) (tab.2).

Tabela 2

Średni skład petrograficzny (frakcje 10,0–5,0 i 5,0–2,5 mm)

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Frakcja mm	Liczba analiz	Okruchy skał kryst. %	Kwarc %	Wapień paleozoiczne %	Piaszkowce paleozoiczne i kwarcyty %	Piaszkowce słabo zwięzłe %	Inne %
g _z PI	gliny zwałowe	10,0–5,0	9	40,1	1,4	41,1	15,8	0,6	1,0
	gliny zwałowe	5,0–2,5	14	32,2	9,1	34,8	18,5	2,6	2,8
m _{zp} H ₃₋₅ , m _{pz} H ₃₋₅	żwiry piaszczyste piaski żwirowe	10,0–5,0	8	63,6	6,6	9,1	10,8	6,3	3,6
m _{pr} H ₃₋₅ , m _{pg} H ₃₋₅	piaski różnoziarniste i piaski gruboziarniste	5,0–2,5	4	60,5	16,6	4,9	11,4	2,2	4,4

Analizy wykonała: M. Michałowska

Średnie wartości wskaźników petrograficznych przedstawiają się następująco: dla frakcji 10,0–5,0 mm – O/K-1,5, K/W-1,08, A/B-0,71 (9 próbek), dla frakcji 5,0–2,5 mm – O/K-1,33, K/W-1,21, A/B-0,61 (14 próbek). Wśród frakcji piaszczystych najliczniej występuje kwarc. Zawartość kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm waha się od 41,6 % do 80,8 % przy średniej 63,6 % (odchylenie standardowe 9,2 %) (tab.5). Drugą ilościowo grupę stanowią okruchy skał osadowych (śr. 20,4 %), wśród których liczy się występują wapienie (śr. 15,2 %), a rzadziej piaskowce (śr. 5,2 %). Okruchy skał krystalicznych stanowią przeciętnie 11,4 %, a skalenie 4,6 %.

Uziarnienie

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Frakcja					
			16,0 8,0	8,0 4,0	4,0 2,0	2,0 1,0	1,0 0,5	0,5 0,25
gzPI	gliny zwalowe	54	0,9 1,7	1,3 1,3	1,9 0,8	2,4 0,8	4,1 1,3	7,1 2,5
$I_{mp}^{gm}PIH$	ilty, ily muliste, muły ilaste, muły, muły piaszczyste	80	0,1 0,4	0,1 0,3	0,1 0,3	0,2 0,4	0,4 0,7	1,2 1,1
$I_{m}^{m}H_{1-2}$	ilty, ily muliste, muły ilaste, muły	11	0,0 0,0	0,0 0,1	0,1 0,1	0,1 0,1	0,2 0,3	1,0 1,0
$z^{m}H_{3-5}$	żwiry	1	65,5 -	12,9 -	7,0 -	3,1 -	2,0 -	3,2 -
$z^{m}_{zp}H_{3-5}$	żwiry piaszczyste	2	21,0 -	18,0 -	27,3 -	9,1 -	14,3 -	3,1 -
$pi^{m}_{pz}H_{3-5}$	piaski żwirowe	10	2,9 8,4	12,3 4,6	15,6 5,8	21,2 10,5	15,6 6,9	16,9 9,9
$pi^{m}_{pr}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	6	0,0 0,0	0,8 0,9	2,1 1,5	6,9 3,3	24,3 5,0	36,8 1,8
$pi^{m}_{pg}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste	46	0,1 0,3	2,7 3,1	6,1 5,2	19,6 14,7	39,0 15,2	21,5 12,3
$pi^{m}_{ps}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	44	0,0 0,0	0,6 2,4	1,5 2,3	3,1 3,3	16,6 10,8	50,0 11,7
$pi^{m}_{pd}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	273	0,0 0,0	0,2 1,2	0,3 1,1	0,5 1,1	2,0 3,8	10,3 11,0
$pi^{m}_{pm}H_{3-5}$	piaski muliste	25	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,5	0,1 0,3	0,8 0,9	2,8 3,0
$mu^{m}_{mp}H_{3-5}$	muły piaszczyste	21	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,2	0,6 0,8
$mu^{m}_{m}H_{3-5}$	muły	3	0,0 -	0,0 -	0,1 -	0,0 -	0,1 -	0,2 -
$mu^{m}_{mi}H_{3-5}$	muły ilaste	20	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,2 0,3
$mu^{m}_{ml}H_{3-5}$	ilty muliste	4	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,2 -

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Tabela 3

(mm)							Parametry rozkładu wielkości ziarna (wg wzorów Folka, Warda 1957)			
0,25 0,125	0,125 0,062	0,062 0,031	0,031 0,016	0,016 0,008	0,008 0,004	<0,004	M_z	σ_1	Sk_1	K_G
15,8 2,9	17,3 5,2	8,6 2,7	6,0 1,7	6,2 2,1	7,0 2,2	21,3 6,5	-	-	-	-
2,4 2,5	4,5 4,2	6,7 7,4	7,0 6,9	10,5 7,6	10,4 4,9	56,5 23,2	-	-	-	-
1,7 1,2	9,5 7,0	14,3 11,1	11,9 6,0	11,4 4,1	7,8 3,0	42,1 24,7	-	-	-	-
3,1 -	2,8 -	0,4 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	-	-	-	-
3,0 -	3,9 -	0,3 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,0 -	-	-	-	-
10,0 6,5	4,2 5,6	1,3 3,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,00 0,41	1,69 0,45	0,03 0,19	0,76 0,14
27,2 2,9	1,6 0,6	0,4 0,2	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	1,36 0,12	0,98 0,14	0,15 0,09	0,94 0,11
9,2 5,7	1,5 1,3	0,2 0,2	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,55 0,42	1,04 0,25	0,04 0,20	1,19 0,34
25,3 14,2	2,6 3,8	0,2 0,2	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	1,51 0,39	0,76 0,25	0,09 0,13	1,15 0,26
61,8 21,0	22,8 20,5	1,4 2,5	0,1 0,7	0,1 0,5	0,1 0,6	0,2 1,1	2,61 0,42	0,56 0,30	0,03 0,18	1,20 0,39
11,9 9,2	44,8 10,4	22,1 8,4	4,8 2,9	3,1 2,1	2,7 2,0	6,5 5,2	4,00 0,63	1,39 0,40	0,36 0,23	1,52 0,35
2,4 2,2	26,1 6,9	34,4 8,2	11,1 3,3	8,1 3,4	6,0 2,6	11,1 5,4	-	-	-	-
0,7 -	13,1 -	34,9 -	19,6 -	13,7 -	6,9 -	9,2 -	-	-	-	-
0,5 0,5	6,8 5,3	22,1 9,7	14,3 3,5	12,3 5,1	10,4 4,9	33,3 9,4	-	-	-	-
0,3 -	3,8 -	12,0 -	11,1 -	10,4 -	7,2 -	55,1 -	-	-	-	-

Analizy wykonali: M. Borowicz J. Sobczak
M. Hallman B. Rzepkowska
R. Nowicki J. Witkowska

Skład mineralów ciężkich

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Zawart. miner. ciężk. % wag.	Grupy mineralów (% % ilościowe)						
				miner. nie-przezr.	miner. zmienne	ok-ruchy skał	glau-konit	węgl-ny	miner. przezr.	grana-ty
grPl	gliny zwalowe	42* (25)**	0,74 0,20	26,9 6,7	10,7 3,1	5,5 1,7	0,9 0,7	0,8 0,9	55,1 5,8	19,4 4,6
I ^{gm} PIH I ^{mp} PIH	ity, ily muliste, muły ilaste, muły piaszczyste	7 (4)	0,49 0,17	16,8 -	16,5 -	3,1 -	1,1 -	0,3 -	62,1 -	18,3 -
I ^m H1-2	ity, ily muliste, muły ilaste, muły	2	0,45 -	-	-	-	-	-	-	-
p ^m H3-5 p ^z H3-5	piaski żwirowe	10 (8)	1,39 0,95	22,0 9,8	15,7 5,6	5,2 2,6	1,4 1,1	2,2 2,4	53,4 5,8	37,7 13,7
p ^r H3-5	piaski różnoziarniste	5 (2)	0,94 0,26	18,4 -	17,2 -	5,2 -	1,0 -	0,6 -	57,4 -	34,1 -
p ^m H3-5 p ^z H3-5	piaski gruboziarniste	43 (26)	1,59 1,26	21,7 5,2	14,9 4,7	4,6 3,0	0,9 0,8	1,0 1,7	56,9 6,3	46,0 17,3
p ^m H3-5	piaski średnioziarniste	44 (27)	1,65 1,17	18,9 5,6	19,0 7,9	6,1 3,7	1,3 0,8	1,1 2,3	53,6 8,6	40,1 13,8
p ^m H3-5 p ^z H3-5	piaski drobnoziarniste	263 (129)	0,78 0,88	19,8 7,0	15,2 7,2	4,1 2,9	1,0 0,9	0,8 2,1	59,1 6,3	26,4 15,3
p ^m H3-5	piaski muliste	20 (5)	0,41 0,13	10,7 2,2	13,7 5,4	2,6 1,2	0,5 0,4	0,0 0,0	72,5 5,3	12,3 6,1
p ^m H3-5 p ^{mp} H3-5	muły piaszczyste	11 (3)	0,56 0,24	6,7 -	8,9 -	1,4 -	0,3 -	0,0 -	82,6 -	11,1 -

* ilość analiz zawartości mineralów ciężkich

** ilość analiz składu mineralów ciężkich

wartość średnia
odchylenie standardowe

Tabela 4

(frakcja 0,25-0,125 mm)

Minerały przezroczyste (% % ilościowe)														
amfi-bole	epi-dot	piro-kseny	dys-ten	tur-malin	biotyt	chlo-ryt	apatyt	anda-luzyt	syli-manit	stau-rolit	wezu-wian	cyr-kon	rutyl	mona-cyt
33,6 5,9	10,2 3,6	7,8 2,2	0,8 0,6	0,9 1,3	7,8 6,8	16,3 7,2	0,4 0,4	0,4 0,4	0,4 0,4	0,7 0,6	0,2 0,3	0,7 0,5	0,2 0,3	0,0 0,1
36,8 -	9,2 -	6,1 -	0,6 -	1,9 -	8,9 -	14,1 -	0,4 -	0,7 -	0,6 -	0,6 -	0,3 -	0,4 -	0,7 -	0,0 -
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30,7 9,4	8,3 4,3	8,3 4,5	1,4 1,2	1,2 0,6	1,9 1,8	4,8 3,9	0,3 0,3	0,4 0,2	0,5 0,4	2,5 1,4	0,2 0,2	0,8 1,2	0,5 0,3	0,2 0,5
36,6 -	8,5 -	10,7 -	1,5 -	1,2 -	1,8 -	2,0 -	0,2 -	0,0 -	0,5 -	1,3 -	0,2 -	0,8 -	0,4 -	0,2 -
25,4 10,3	8,6 4,3	8,0 3,3	1,1 0,8	1,0 0,7	1,4 1,2	3,7 4,9	0,2 0,4	0,3 0,2	0,3 0,3	2,6 1,2	0,3 0,2	0,7 0,4	0,4 0,4	0,0 -
28,7 9,7	8,8 3,2	9,2 2,7	1,0 0,9	0,9 0,6	2,4 1,7	3,0 3,5	0,2 0,2	0,4 0,3	0,7 0,5	2,4 1,2	0,3 0,3	0,9 0,7	0,7 0,5	0,3 0,4
37,2 11,6	13,6 3,7	8,2 2,7	0,9 0,8	1,3 0,8	2,2 1,8	4,3 5,3	0,4 0,4	0,4 0,4	0,5 0,5	2,0 1,2	0,2 0,3	1,1 1,3	0,7 0,6	0,2 0,4
26,1 9,7	9,2 3,6	5,7 2,7	0,7 0,6	1,2 0,3	14,5 12,8	27,8 19,5	0,1 0,1	0,3 0,3	0,4 0,1	0,4 0,4	0,1 0,1	0,5 0,3	0,2 0,2	0,1 0,1
25,7 -	4,3 -	3,7 -	0,4 -	0,8 -	5,4 -	45,9 -	0,1 -	0,5 -	0,1 -	1,0 -	0,0 -	0,4 -	0,6 -	0,0 -

Analizy wykonali: R. Kotliński
R. Kramarska
M. Masłowska
R. Pikies

Tabela 5

Skład mineralno – petrograficzny (frakcja 1,0 – 0,5 mm)

Symb. wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Kwarc	Skalenie	Minerały skał krystalicznych	Minerały skał osadowych	Okruchy skał krystalicznych	Okruchy skał osadowych
gzPl	gliny zwałowe	24	$\frac{63,6}{9,2}$	$\frac{4,6}{2,2}$	$\frac{0,3}{0,3}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{11,0}{3,7}$	$\frac{20,4}{7,2}$
$m_{p2}H_{3-5}$	piaski żwirowe	7	$\frac{79,2}{8,9}$	$\frac{10,0}{5,4}$	$\frac{0,2}{0,3}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{8,9}{3,1}$	$\frac{1,7}{1,5}$
$m_{p1}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	3	$\frac{78,5}{-}$	$\frac{9,9}{-}$	$\frac{0,3}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{10,3}{-}$	$\frac{1,0}{-}$
$m_{p9}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste	30	$\frac{80,2}{7,6}$	$\frac{8,3}{4,5}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{10,0}{4,1}$	$\frac{1,2}{1,7}$
$m_{p6}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	22	$\frac{75,1}{6,3}$	$\frac{11,9}{5,7}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{11,8}{3,3}$	$\frac{1,0}{0,9}$
$m_{p4}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	86	$\frac{80,8}{9,6}$	$\frac{7,7}{5,4}$	$\frac{0,2}{0,4}$	$\frac{0,1}{0,9}$	$\frac{9,1}{4,6}$	$\frac{2,0}{2,7}$
$m_{pm}H_{3-5}$	piaski muliste	3	$\frac{91,1}{-}$	$\frac{4,0}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{3,5}{-}$	$\frac{1,4}{-}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Analizy wykonali: M. Michałowska
Sz. Uścińowicz

We frakcji 0,25–0,125 mm minerały lekkie stanowią od 98,64 % do 99,6 %. Wśród minerałów lekkich najliczniej występuje kwarc, stanowiąc przeciętnie 81,2 %, około 50 % ziarn kwarcu wygasza światło faliste. Przeciętna zawartość skaleni wynosi 12,1 %, w tym skalenie alkaliczne stanowią około 75 % ich składu, a plagioklasy pozostałą ilość.

Minerały ciężkie we frakcji 0,25–0,125 mm stanowią średnio 0,74 %. Dominują minerały przezroczyste, wśród których najliczniej występują: amfibole, granaty, chloryt, epidot, pirokseny i biotyt (tab.4).

W skład frakcji mulistych i ilastych badanych derywatograficznie, wchodzi głównie illit, kwarc i kalcyt. Kwarc występuje przeciętnie w ilości około 50 %, a zawartość kalcytu waha się od 9,6 do 15,9 %, przy wartości średniej 13,8 % i odchyleniu standardowym 1,6 %.

Wśród ziarn kwarcu, najpospolitszego minerału we frakcjach piaszczystych i mulistych, najczęściej występują ziarna kanciaste i częściowo kanciaste (tab.6) o powierzchni silnie urzeźbionej. Również część ziarn częściowo obtoczonych ma powierzchnię silnie urzeźbioną. Pozostała część ziarn częściowo obtoczonych oraz ziarna obtoczone i dobrze obtoczone mają na ogół powierzchnie szorstkie, drobnochropowate, a sporadycznie jamiste, skorodowane lub gładkie błyszczące.

Tabela 6

Obtroczenie ziarn kwarcu (frakcja 0,5 – 0,25 mm)

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Klasy obtroczenia wg wzorca Russela, Taylora i Pettijohna		
			kanciaste i częściowo kanciaste	częściowo obtoczone	obtroczone i dobrze obtoczone
gzPl	gliny zwałowe	24	$\frac{47,4}{6,8}$	$\frac{31,7}{4,2}$	$\frac{20,9}{5,5}$
$m_{p2}H_{3-5}$	piaski żwirowe	2	$\frac{28,4}{-}$	$\frac{46,1}{-}$	$\frac{25,5}{-}$
$m_{p1}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	2	$\frac{25,8}{-}$	$\frac{35,0}{-}$	$\frac{39,2}{-}$
$m_{p9}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste	22	$\frac{21,4}{8,0}$	$\frac{36,2}{7,2}$	$\frac{42,4}{13,1}$
$m_{p6}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	24	$\frac{24,6}{7,3}$	$\frac{42,8}{7,9}$	$\frac{32,6}{9,0}$
$m_{p4}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	88	$\frac{27,5}{11,3}$	$\frac{39,9}{6,9}$	$\frac{32,6}{11,3}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Analizy wykonali: M. Michałowska
Sz. Uścińowicz

Małe różnicowanie litologiczne glin zwałowych piaszczystych potwierdzają również wyniki badań chemicznych. Podstawowy skład chemiczny osadów przedstawiono w tab.7.

Zdecydowanie dominuje SiO₂ (śr. 70,39 %). Istotnymi składnikami są też Al₂O₃ (śr. 6,98 %) i CaO (śr. 6,45 %).

Zawartość niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawia się w glinach zwałowych następująco (wartości średnie i odchylenia standardowe z 8 analiz):

Cu	–	14,5 ± 4,0 ppm,
Zn	–	41,4 ± 8,9 ppm,
Pb	–	49,0 ± 17,2 ppm,
Ni	–	24,9 ± 5,7 ppm,
Co	–	17,1 ± 1,5 ppm.

Stosunkowo małe różnicowanie wyników badań litologicznych wskazuje, że gliny zwałowe piaszczyste są grupą jednorodną.

Gliny zwałowe mulisto–ilaste zalegają głównie w południowo–zachodniej części obszaru arkusza (rdzenie B29, XI), w pozostałych miejscach występują prawdopodobnie lokalnie w formie izolowanych płatów o małej miąższości, na glinach zwałowych piaszczystych. Barwa glin mulisto–ilastych jest jasnoszara (stalowa).

Podstawowy skład chemiczny osadów

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S calk.
grPI	gliny zwalowe	8	$\frac{70,39}{4,21}$	$\frac{6,98}{1,11}$	$\frac{0,37}{0,04}$	$\frac{1,58}{0,59}$	$\frac{0,05}{0,01}$	$\frac{1,49}{0,18}$	$\frac{6,45}{2,28}$	$\frac{2,04}{0,22}$	$\frac{0,89}{0,09}$	$\frac{0,08}{0,00}$	$\frac{0,23}{0,09}$
l_{-gr}^{PIH}	ilty, ility muliste, muły ilaste, muły, muły piaszczyste	14	$\frac{56,64}{5,85}$	$\frac{13,46}{2,76}$	$\frac{0,72}{0,18}$	$\frac{3,17}{1,00}$	$\frac{0,06}{0,01}$	$\frac{2,68}{0,42}$	$\frac{5,95}{2,66}$	$\frac{3,55}{0,72}$	$\frac{1,33}{0,28}$	$\frac{0,11}{0,02}$	$\frac{0,10}{0,03}$
pl_{H_3-s}	piaski drobnoziarniste	11	$\frac{91,20}{2,90}$	$\frac{2,63}{1,29}$	$\frac{0,50}{0,84}$	$\frac{0,39}{0,14}$	$\frac{0,03}{0,01}$	$\frac{0,28}{0,10}$	$\frac{1,61}{1,20}$	$\frac{1,20}{0,62}$	$\frac{0,62}{0,30}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,09}{0,02}$
pl_{H_3-s}	piaski muliste	3	$\frac{81,19}{-}$	$\frac{5,73}{-}$	$\frac{0,44}{-}$	$\frac{1,05}{-}$	$\frac{0,02}{-}$	$\frac{0,76}{-}$	$\frac{1,33}{-}$	$\frac{2,08}{-}$	$\frac{1,09}{-}$	$\frac{0,09}{-}$	$\frac{0,19}{-}$
ml_{H_3-s}	muły piaszczyste	1	$\frac{70,97}{-}$	$\frac{7,61}{-}$	$\frac{0,54}{-}$	$\frac{2,12}{-}$	$\frac{0,03}{-}$	$\frac{0,95}{-}$	$\frac{1,37}{-}$	$\frac{0,53}{-}$	$\frac{1,52}{-}$	$\frac{0,11}{-}$	$\frac{0,71}{-}$
ml_{H_3-s}	ilty muliste	1	$\frac{50,80}{-}$	$\frac{10,95}{-}$	$\frac{0,74}{-}$	$\frac{3,25}{-}$	$\frac{0,05}{-}$	$\frac{2,10}{-}$	$\frac{1,58}{-}$	$\frac{2,99}{-}$	$\frac{2,53}{-}$	$\frac{0,18}{-}$	$\frac{2,03}{-}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Gliny zwalowe mulasto-ilaste wyróżniają się zawartością frakcji mulistych i ilitych (< 0,062 mm) większą niż 55 %.

Zawartość niektórych metali (zbadana w 1 próbce) przedstawia się następująco:

Cu	–	19,5 ppm,
Ni	–	34,5 ppm,
Zn	–	49,4 ppm,
Pb	–	65,7 ppm,
Co	–	16,2 ppm.

Wartości te (z wyjątkiem Co) są wyższe od średnich zawartości tych metali w glinach piaszczystych, co obok uziarnienia, potwierdza odrębność litologiczną tych glin.

Gliny mulisto-ilaste, występujące również w południowej części obszaru arkusza Dziwnów, prawdopodobnie są młodsze od wyżej opisanych glin piaszczystych.

Iły warwowe lodowcowojeziorne – ^{gr}PI. Osady warwowe występują w północnej części arkusza Kołobrzeg w Basenie Bornholmskim na głębokościach większych niż 60–62 m. Leżą one bezpośrednio na glinach zwalowych, a ich miąższość wynosi przeciętnie ok. 3–4 m. Osady te zalegające na głębokościach ok. 4,5 m pod powierzchnią dna przykryte są laminowanymi i homogenicznymi osadami bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego, jeziora ancylusowego oraz morza litorynowego i bałtica (przekroje geologiczne A–B i C–D).

W rdzeniu z otworu OT1 osady warwowe osiągnęły miąższość 4,2 m i reprezentowane są przez naprzemianległe warstewki ilaste barwy brązowej i muliste, wapiaste barwy szarej. W dolnej części warstwy obok warw pojawiają się nieregularne skupienia (gniazda) jasnoszarych mułków oraz czerwonych iłłów.

Osady warwowe powstawały w przykrawędziowych jeziorach zastoiskowych poprzedzających powstanie bałtyckiego jeziora lodowego.

Plejstocen – holocen

Bałtyckie jezioro lodowe

Iły, ilty muliste, muły ilaste, muły, muły piaszczyste lodowcowomorskie – l_{-gr}^{PIH} . Osady te powstałe w czasie od późnego glacjału po dolną część okresu preborealnego, związane są z początkowymi fazami rozwoju Morza Bałtyckiego, głównie bałtyckim jeziorem lodowym. Genetycznie związane są z osadami warwowymi. Współcześnie występują w północnej części obszaru arkusza, sięgając przeciętnie izobaty 45 m, a maksymalnie izobaty około 35 m. Miąższość ich wynosi na ogół 4–6 m, maksymalnie do około 10 m. Osady bałtyckiego jeziora lodowego zalegają zgodnie na glinach zwalowych i iłach warwowych. Od głębokości około 61–60 m strop ich jest wyrównany, ścięty abrazyjnie. Barwa osadów jest najczęściej jasnobrązowa, rzadziej szarobrązowa. Charakterystyczną cechą jest występowanie pojedynczych ziarn żwiru o średnicy do 16 mm oraz wkładek i skupień (tzw. kieszeni) piaszczystych (tab. 3).

Jakościowy skład mineralny wszystkich wyróżnionych typów granulometrycznych osadów bałtyckiego jeziora lodowego jest podobny. Powszechnie występuje illit, a często jako domieszki: kwarc, chloryty, kalcyt. Kwarc występuje prawie zawsze w

ilości mniejszej niż 40 %. Zawartość kalcytu waha się od 0,0 do 15,2 %, a zawartość średnia wynosi 7,36 % przy odchyleniu standardowym 4,12 %. Sporadycznie występują również minerały z grupy smektytów: nontronit i beidelit, a także dolomit i siarczki żelaza.

We frakcjach piaszczystych dominuje kwarc. Minerale ciężkie we frakcji 0,25–0,125 mm, występującej w ilości od 0,0 do 12,8 %, stanowią średnio 0,49 % (tab.4) – ekstremalnie od 0,17 do 0,75 %.

Wspólną cechą osadów bałtyckiego jeziora lodowego jest niska zawartość substancji organicznej wahająca się od 0,5 do 2,6 %, przy wartości średniej 1,28 % i odchyleniu standardowym 0,41 %. Wyróżniającymi cechami osadów ilasto–mulistych bałtyckiego jeziora lodowego są domieszki pojedynczych ziaren żwiru, występowanie węgla wapnia, niska zawartość substancji organicznej (z reguły mniejsza niż 1,7 %) i jasnobrązowa barwa. Odstępstwa od powyższych cech występują w górnych partiach osadów bałtyckiego jeziora lodowego: barwa przechodzi tu w brązowo–szarą, brak jest węgla wapnia i pojawiają się pojedyncze czarne skupienia siarczków żelaza.

Podstawowy skład chemiczny osadów bałtyckiego jeziora lodowego, w którym dominują podobnie jak w glinach zwalowych SiO_2 (śr. 56,64 %) , Al_2O_3 (śr. 13,46 %) i CaO (śr. 5,95 %) przedstawiono w tabeli 7.

Zawartość niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawia się następująco (wartości średnie i odchylenia standardowe z 14 analiz):

Cu	–	28,2	±	5,5	ppm,
Zn	–	80,6	±	17,2	ppm,
Pb	–	62,7	±	29,9	ppm,
Ni	–	39,1	±	7,9	ppm,
Co	–	27,8	±	6,8	ppm.

Holocen

Morze yoldiowe i jezioro ancylusowe

Iły, iły muliste, muły ilaste, muły morskie – $I_{-m}H_{1-2}$. Osady okresu preborealnego i borealnego zdeponowane w morzu yoldiowym i jeziorze ancylusowym występują w skrajnie północnej części obszaru arkusza, głębiej niż 60 m. W obszarach głębszych niż 65 m występują w sposób ciągły, a miąższość ich waha się od około 0,1 m do około 2–3 m. Na głębokości 65–60 m występują tylko w formie izolowanych płatów, o niewielkiej miąższości (mniejszej na ogół niż 0,5 m), leżących w obniżeniach powierzchni osadów bałtyckiego jeziora lodowego. Osady te, zdeponowane w morzu yoldiowym i jeziorze ancylusowym, odznaczają się barwą szarą i jasnoszarą, często z niebieskim odcieniem oraz występowaniem siarczków żelaza w postaci skupień w dolnych partiach warstwy i lamin w partiach górnych. W odróżnieniu od osadów bałtyckiego jeziora lodowego są bezwęglanowe i zawierają więcej substancji organicznej. Przeciętna zawartość substancji organicznej wynosi 2,39 % przy odchyleniu standardowym 1,53 %.

Średnie i ekstremalne zawartości niektórych metali w osadach morza yoldiowego i jeziora ancylusowego przedstawiają się następująco (wyniki z 3 analiz):

Cu	–	38,0	ppm	(27,5 – 48,0),
Zn	–	97,8	ppm	(82,5 – 127,5),
Pb	–	55,6	ppm	(59,0 – 81,0),
Ni	–	41,5	ppm	(43,5 – 46,5),
Co	–	26,0	ppm	(20,0 – 30,5).

Morze litorynowe i bałtyka

Osady morskie okresów atlantyckiego, subborealnego i subatlantyckiego związane z morzem litorynowym i morzem bałtyka, stanowiącym współczesną fazę rozwoju Bałtyku występują na całym obszarze arkusza Kołobrzeg. Reprezentowane są przez żwiry, żwiry piaszczyste, piaski żwirowe, piaski, piaski muliste, muły piaszczyste, muły, muły ilaste i iły muliste. Występowanie tych osadów uzależnione jest od głębokości morza.

Piaski żwirowe, żwiry piaszczyste i żwiry, w strefie głębokości od 8 do 25 m występują bezpośrednio na powierzchni dna w formie małych izolowanych płatów, często wśród kamieni i głazów lub pod nakładem piasków. W strefie głębokości 25–45 m występują zawsze pod pokrywą piaszczystą tworząc warstwę bruku abrazyjnego leżącego na glinie zwalowej. Maksymalna stwierdzona miąższość tych osadów wynosi 0,5 m.

Piaski morskie występują na przeważającej części arkusza Kołobrzeg w strefie głębokości od 0 do 60 m. Wyróżniono piaski: różnoziarniste, gruboziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste. W zależności od uziarnienia i głębokości morza różna jest forma ich występowania. Piaski różnoziarniste, grubo- i średnioziarniste występują na ogół w strefie głębokości 8–25 m, a lokalnie do 45–50 m, w formie płatów i pól o nieregularnych kształtach i na ogół niewielkich rozmiarach i miąższości.

Piaski drobnoziarniste występujące na głębokości od 25–30 m do około 50–60 m tworzą rozległe pokrywy akumulacyjne o zmiennej miąższości, od około 3 m do kilkunastu centymetrów i tendencji zmniejszania miąższości w miarę wzrostu głębokości morza. Piaski drobnoziarniste występujące na głębokościach od 8–10 m do 25–30 m tworzą pola o różnych kształtach i rozmiarach, małych (kilkumetrowych) i dużych (kilometrowych), i miąższościach wahających się od kilku centymetrów do ponad 3 m (np. rdzenie R31 i R30). W strefie głębokości od 0,0 do 8–10 m piaski drobnoziarniste tworzą na ogół ciągłą warstwę pokrywającą podwodny skłon brzegowy, w górnej jego części budując wały rewowe.

Podłożem piasków są, na głębokościach większych niż 35–45 m, osady mulisto-ilaste bałtyckiego jeziora lodowego. Na mniejszych głębokościach piaski leżą bądź bezpośrednio na glinie zwalowej, bądź oddzielone są od gliny warstwą bruku abrazyjnego składającego się z frakcjonalnie ułożonych piasków żwirowych, żwirów piaszczystych lub żwirów.

Piaski muliste zalegają na głębokościach od 50 do 58 m, lokalnie do 62 m, a muły piaszczyste w strefie głębokości od 58 do 62 m, ekstremalnie od 54 do 67 m. Muły

występują lokalnie wśród mułów piaszczystych i mułów ilastych. Muły ilaste leżą w strefie głębokości od 60 do 68 m, a ilły muliste na głębokościach większych niż 66 m.

Piaski muliste, muły piaszczyste, muły, muły ilaste i ilły muliste zalegają niezgodnie wypełniając zagłębienia podłoża. Osady te są homogeniczne lub laminowane, a miąższość ich waha się od kilku centymetrów do ok. 4,5 m. Minimalne miąższości występują wśród piasków mulistych i mułów piaszczystych, a maksymalne - wśród mułów ilastych i ilłów mulistych. Ilły muliste, muły ilaste i muły odznaczają się galaretowatą konsystencją (w partiach przypowierzchniowych - ok. 5-10 cm półpłynną), barwą ciemnoszarą z odcieniem oliwkowym i wyraźnym zapachem H_2S . Na powierzchni osadu występuje brunatno-rdzawa warstewka oksydacyjna, znikająca w okresach niedoboru tlenu. Muły piaszczyste i piaski muliste mają barwę szarą lub jasnoszarą.

Charakterystykę litologiczną poszczególnych typów i podtypów osadów przedstawiono w tabelach 2-7, a zmienność przestrzenną poszczególnych cech litologicznych powierzchniowej warstwy osadów morza litorynowego i bałtyka na tablicach III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII.

Żwiry piaszczyste morskie - $z_{p}^m H_{2-3}$ i **żwiry morskie**. Wystąpienia żwirów piaszczystych i żwirów są nieliczne. Żwiry piaszczyste o zawartości frakcji 64,0-2,0 mm w ilości od 60,0 % do 74,6 % wystąpiły jedynie w 1 próbce powierzchniowej na głębokości 19,5 m i w rdzeniu R39 pod warstwą piasków drobnoziarnistych o miąższości 2,24 m. Żwiry stwierdzono jedynie w rdzeniu R35 pod warstwą piasków głównie drobnoziarnistych o miąższości 1,95 m. Zawartość frakcji żwirowych sięga 85,4%. Wspólną cechą żwirów piaszczystych i żwirów jest złe wysortowanie i dodatnio skośne rozkłady wielkości ziarna.

Piaski żwirowe morskie - $p_{z}^m H_{3-5}$. Wyróżnikiem piasków żwirowych jest występowanie domieszki frakcji żwirowych (64,0-2,0 mm) w ilości od 25 do 39,8 % (najczęściej $30,8 \pm 4,7$ %). Wśród frakcji piaszczystych (2,0-0,062 mm) występujących średnio w ilości 67,9 % (przy odchyleniu standardowym 6,2 %) brak jest frakcji wyraźnie dominującej. Rozkłady wielkości ziarna są zróżnicowane (tab.3). Cechami wspólnymi piasków żwirowych są złe wysortowanie i platykurtyczne rozkłady wielkości ziarna.

Piaski różnoziarniste morskie - $p_r^m H_{3-5}$. Wyróżniającą cechą piasków różnoziarnistych jest występowanie frakcji 2,0-0,5 mm, 0,5-0,25 mm i 0,25-0,062 mm w ilościach poniżej 40 %. Przeciętny skład ziarnowy przedstawia się następująco (wyniki 6 analiz): 64,0-2,0 mm - $2,9 \pm 2,3$ %, 2,0-0,5 mm - $31,2 \pm 4,9$ %, 0,5-0,25 mm - $36,7 \pm 1,8$ %, 0,25-0,062 mm - $28,8 \pm 2,8$ %, <0,062 mm - $0,4 \pm 0,2$ % (wartość średnia \pm odchylenie standardowe). Również wskaźniki uziarnienia potwierdzają stosunkowo małe zróżnicowanie piasków różnoziarnistych (tab.3).

Piaski gruboziarniste morskie - $p_g^m H_{3-5}$. Zawartość frakcji określającej (2,0-0,5 mm) waha się od 40,0 do 86,5 %. Przeważnie są to piaski złe wysortowane, o prawie symetrycznych lub dodatnio skośnych, platy- i mezokurtycznych rozkładach wielkości ziarna.

Odstępstwa od wielkości średnich, wynikają z pojawiania się domieszek innych frakcji piaszczystych lub żwirowych. Brak jest też zależności od głębokości morza.

Piaski średnioziarniste morskie - $p_s^m H_{3-5}$. Zawartość frakcji określającej (0,5-0,25 mm) waha się od 40,0 do 65,9 %. Jako domieszki występują najczęściej frakcje 0,25-0,125 mm i 1,0-0,5 mm, a niekiedy frakcje żwirowe (64,0-2,0 mm).

Są to osady umiarkowanie wysortowane, o prawie symetrycznych lub dodatnio skośnych i lepto-, niekiedy mezokurtycznych rozkładach wielkości ziarna. Odstępstwa od powyższych prawidłowości związane są na ogół z lokalnym występowaniem domieszek frakcji żwirowych. Wpływ głębokości morza na zróżnicowanie piasków średnioziarnistych jest niezauważalny. Zdecydowana ich większość występuje w strefie głębokości 10-20 m.

Piaski drobnoziarniste morskie - $p_d^m H_{3-5}$. Zawartość frakcji określającej (0,25-0,062 mm) występuje w ilości od 40 do 99,5 %. W zależności od rejonu występowania wykazują znaczne zróżnicowanie uziarnienia, przejawiające się występowaniem domieszek innych grup frakcji i frakcji w następujących ilościach: 64,0-2,0 mm - od 0,0 do 23,7 %, 2,0-1,0 mm - od 0,0 do 10,7 %, 1,0-0,5 mm - od 0,0 do 37,5 %, 0,5-0,25 mm - od 0,0 do 39,0 %, 0,062-0,004 mm - od 0,0 do 23,0 %, <0,004 mm - od 0,0 do 7,1 %. Zmieniają się również proporcje wśród frakcji dominujących.

Średni udział frakcji 0,25-0,125 mm wynosi: 73,9 % w strefie głębokości 0-5 m, 53,6 % w strefie 5-10 m, 69,3 % w strefie 10-20 m, 70,1 % w strefie 20-30 m, 64,9 % w strefie 30-40 m, 45,9 % w strefie 40-50 m i 30,1 % w strefie 50-60 m.

Odwrotnie kształtuje się zmienność średnich zawartości frakcji 0,125-0,062 mm i wynosi: 4,9 % w strefie 0-5 m, 37,1 % w strefie 5-10 m, 11,2 % w strefie 10-20 m, 19,5 % w strefie 20-30 m, 25,3 % w strefie 30-40 m, 44,8 % w strefie 40-50 m i 45,0 % w strefie 50-60 m.

Dominującym czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie granulometryczne piasków drobnoziarnistych jest głębokość morza i związana z nią aktywność hydrodynamiczna wód przydennych. Znaczny niekiedy rozrzut wartości ekstremalnych wynika z lokalnych anomalii w stylu budowy geologicznej i rzeźbie dna.

*
* * *

Skład mineralno-petrograficzny piasków, piasków żwirowych, żwirów piaszczystych i żwirów pozostaje jakościowo stały, zmieniają się jedynie proporcje poszczególnych składników. We frakcjach grubszych od 2,5 mm (tab.2) podstawowym składnikiem są okruchy skał krystalicznych występujące na ogół w ilości większej niż 50 %. Wśród skał krystalicznych przeważają skały o strukturze jawnokrystalicznej, głównie granitoidy. Okruchy te są słabo obtoczone (II, III i IV stopień według skali Dal Vesco) o powierzchni na ogół średnio wygładzonej, bez śladów wyraźnych odprysnięć.

Wśród wapieni występują szare zwietrzałe z muszlami, białe zwięzłe, krystaliczne oraz czarne dolomity i wapienie dolomityczne ciemnoszare. Obtoczenie wapieni jest najczęściej III stopnia według skali Dal Vesco. W grupie piaskowców dominują paleozoiczne, w skład których wchodzi piaskowce szare kwarcowo-glaukonitowe, różowo-szare piaskowce kwarcytyczne oraz szare i białe kwarcyty. Piaskowce mezozoiczne są najczęściej szare, zwietrzałe, o spoiwie węglanowym. Ziarna kwarcu są przeważnie białe, szare, żółto-szare oraz głównie we frakcji 5,0-2,5 mm przezroczyste jasnożółte. Przeważają ziarna słabo obtoczone (II, III i IV stopień według skali Dal

Vesco) o średnim wygładzeniu powierzchni bez śladów odprysnięć. W stosunku do glin zwalowych, następuje wyraźny wzrost zawartości okruchów skał krystalicznych przy obniżeniu zawartości wapieni, obserwuje się też wzrost zawartości kwarcu i spadek zawartości piaskowców paleozoicznych (tab. 2).

We frakcjach drobniejszych niż 2,5 mm dominującym minerałem jest kwarc. Przeciętna zawartość kwarcu – wynosząca 51,7 % we frakcji 2,5–1,0 mm, wzrasta we frakcji 1,0–0,5 do 79,9 %. Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm oraz zakres zmian przedstawiono w tab. 5.

W składzie mineralnopenetrograficznym frakcji 0,25–0,1 mm również dominuje kwarc. Obok kwarcu skaleni i okruchów skał pojawiają się minerały ciężkie.

Minerały lekkie stanowią od 93,0 do 99,96 % wagowych frakcji 0,25–0,1 mm. Skład mineralów lekkich jest podobny we wszystkich podtypach granulometrycznych piasków. Zawartość kwarcu wśród mineralów lekkich frakcji 0,25–0,1 mm waha się od 82,5 do 94,3 %. Skaleni stanowią od 2,3 do 11,7 %, minerały zmienione od 1,0 do 12,8 %, okruchy skalne od 0,0 do 2 %, a łuszczyki od 0,0 do 1,0 %.

Ziarna kwarcu najczęściej są częściowo obtoczone o powierzchni silnie urzeźbionej lub szorstkiej drobnochropowatej. Tylko w piaskach gruboziarnistych i różnoziarnistych średnie zawartości ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych są większe niż zawartości ziarn częściowo obtoczonych (tab. 6).

Minerały ciężkie stanowią w piaskach i piaskach żwirowych, żwirach piaszczystych i żwirach od 0,04 do 7,0 % wagowych frakcji 0,25–0,1 mm. Największe obszary dna pokrywają piaski o zawartości mineralów ciężkich mniejszej niż 1 %. Szczególnie ubogie w minerały ciężkie są piaski drobnoziarniste występujące na głębokościach większych niż 25 m.

Minerały ciężkie stanowią z reguły mniej niż 0,5 % wagowych frakcji 0,25–0,125 mm. Piaski o zawartości mineralów ciężkich większej niż 2 % występują lokalnie na niewielkich powierzchniach, przeważnie w strefie głębokości do 25 m.

Skład mineralów ciężkich jest jakościowo stały i typowy dla osadów Bałtyku Południowego. Przeważają minerały przezroczyste występujące w ilości od 29,2 do 91,7 %. Wśród mineralów przezroczystych najliczniej występują: amfibole (od 6,0 do 66,0 %), granaty (od 0,7 do 75,3 %), epidoty (od 2,3 do 24,5 %), pirokseny (od 0,3 do 16,7 %), chloryty (od 0,0 do 64,0 %). Oprócz mineralów przezroczystych znaczny udział mają minerały nieprzezroczyste występujące w ilości od 2,6 do 42,7 %, a reprezentowane głównie przez ilmenit i magnetyt.

W mniejszych ilościach występują glaukonit i węglany stanowiące najczęściej mniej niż 1 % mineralów ciężkich. Zawartość okruchów skał waha się od 0,0 do 16,4 %. Zmienne są jedynie stosunki ilościowe między poszczególnymi składnikami, przede wszystkim w zależności od aktywności hydrodynamicznej przydennych mas wodnych i związanym z nią stopniem przerobienia osadu w środowisku wodnym.

W składzie mineralów ciężkich piasków średnioziarnistych, gruboziarnistych, różnoziarnistych oraz piasków żwirowych przeważają na ogół minerały o ciężarach właściwych większych niż 3,4 g/cm³. Granaty stanowią w tych osadach średnio od 34,1 do 46,0 % mineralów przezroczystych frakcji 0,25–0,125 mm (tab.4).

Piaski drobnoziarniste odznaczają się większą zmiennością składu mineralów ciężkich. Minerały o ciężarach właściwych większych niż 3,4 g/cm³, a wśród nich głównie granaty stanowiące średnio 32,5 % mineralów przezroczystych, najliczniej występują w strefie głębokości od 10 do 20 m. Amfibole występują w tej strefie średnio

w ilości 32,6 %. W strefach płytszych i głębszych średnie zawartości granatów maleją do 20,8 % na głębokościach od 0 do 5 m i do 11,5 % na głębokościach od 50 do 60 m. Wzrasta natomiast zawartość amfiboli wynosząca średnio (w nawiasie podano strefy głębokości): 41,8 % (od 0 do 5 m), 41,0 % (od 5 do 10 m), 32,6 % (10 do 20 m), 34,8 % (od 20 do 30 m), 44,1 % (od 30 do 40 m), 48,9 % (od 40 do 50 m), 47,7 % (od 50 do 60 m).

Wyraźną zmienność związaną z głębokością morza i odległością od brzegu wykazują też średnie zawartości chlorytu wynoszące: 2,7 % (od 0 do 5 m), 8,1 % (od 5 do 10 m), 2,1 % (od 10 do 20 m), 4,3 % (od 20 do 30 m), 3,4 % (od 30 do 40 m), 6,7 % (od 40 do 50 m), 14,1 % (od 50 do 60 m).

W odniesieniu do masy całego osadu minerały ciężkie występują w ilościach od 100 do 558999 g/t. Znaczne koncentracje mineralów ciężkich występują w powierzchniowej warstwie (około 20–30 cm) piasków drobnoziarnistych zalegających na głębokościach od 10 do 30 m i wynoszą średnio 12061 g/t osadu w strefie głębokości 10–20 m oraz 15318 g/t osadu w strefie 20–30 m. Maksymalne koncentracje, dochodzące do 55899 g/t osadu, występują w piaskach drobnoziarnistych w zachodniej części obszaru arkusza na głębokości około 20 m.

Podstawowy skład chemiczny piasków jest mało zróżnicowany. Główną rolę odgrywa krzemionka (tabela 7). Wysokie lokalnie zawartości CaO należy wiązać raczej z obecnością w piaskach okruchów muszli, a nie węglanami detrytycznymi.

Zawartości i odchylenia standardowe średniej zawartości miedzi, niklu, cynku, ołowiu i kobaltu w piaskach drobnoziarnistych przedstawiają się (wyniki z 23 analiz) następująco:

Cu	–	8,4 ± 14,6 ppm,
Ni	–	7,2 ± 3,3 ppm,
Zn	–	12,4 ± 8,8 ppm,
Pb	–	18,7 ± 13,6 ppm,
Co	–	4,6 ± 2,4 ppm.

Piaski muliste morskie – μmH_{3-5} . Piaski muliste stanowiące typ przejściowy od piasków do mulów piaszczystych, odznaczają się zawartością frakcji piaszczystej (2,0–0,062 mm) od 42,5 do 72,4 %, w tym zawartość frakcji dominującej 0,125–0,062 mm wynosi od 22,1 do 68,7 %, średnio 44,8 % przy odchyleniu standardowym 10,4 % (tab.2). Domieszka frakcji mulistych (0,062–0,004 mm) waha się od 14,9 do 48,0 %, a domieszka frakcji ilastych (< 0,004 mm) wynosi od 0,5 do 13,0 %.

Wartości mediany (Md) wahają się od 2,93 do 4,85 ϕ , a średnio wynoszą 3,80 ϕ przy odchyleniu standardowym 0,34 ϕ . Wartości graficznej średniej średnicy ziarna (Mz) mieszczą się w przedziale od 2,59 do 4,70 ϕ (średnia 4,00 ϕ , odchylenie standardowe 0,63 ϕ – tab.3). Wyszortowanie piasków mulistych waha się od bardzo dobrego do bardzo złego (σ_1 od 0,33 do 2,15 ϕ), ale najczęściej są one źle wysortowane (średnia wartość $\sigma_1 = 1,39$ przy odchyleniu standardowym 0,40 ϕ – tab.3). Krzywe rozkładu wielkości ziarna są najczęściej dodatnio i bardzo dodatnio skośne, tylko niekiedy prawie symetryczne oraz w zdecydowanej większości leptokurtyczne. Wartości graficznej skośności Sk_1 wahają się od –0,05 do +0,64 przy wartości średniej 0,36 i odchyleniu standardowym 0,23, wartości graficznego spłaszczenia K_G wynoszą od 1,0 do 4,7 przy wartości średniej 1,52 i odchyleniu standardowym 0,35 (tab.3).

Muły piaszczyste morskie — $m_{mp}H_{3-5}$. Muły piaszczyste charakteryzują się zawartością frakcji piaszczystych od 18,0 do 47,0 %, frakcji mulistych od 42,5 do 72,0 %, a ilastych od 0,8 do 20,0 %. Frakcja modalna występuje w przedziale 0,062–0,031 mm w ilości od 18,0 do 54,0 % (średnio 34,4 % przy odchyleniu standardowym 8,2 %). Mediana występuje w przedziale od 4,12 do 5,35 ϕ , wartość średnia mediany wynosi 4,65 ϕ , a odchylenie standardowe 0,31 ϕ . Wyszortowanie mułów piaszczystych jest złe, a tylko sporadycznie umiarkowanie dobre. Krzywe rozkładu wielkości ziarna są dodatnio i bardzo dodatnio skośne, przy czym są one najczęściej mezokurtyczne, czasami leptokurtyczne.

Muły morskie — mH_{3-5} . Zawartość frakcji piaszczystej w mułach wynosi od 5,3 do 18,9 %, frakcje muliste występują w ilości od 75,0 do 81,0 %, a ilaste od 2,0 do 18,0 %. Wartości mediany zawierają się w przedziale od 4,74 do 5,67 ϕ , a wartość średnia wynosi 5,14 ϕ przy odchyleniu standardowym 0,38 ϕ . Frakcja dominująca (modalna) — 0,062–0,031 mm występuje w ilości od 30,9 do 48,0 % (średnio 34,9 %). Osady tego typu są źle wysortowane, a krzywe rozkładu wielkości ziarna są przeważnie dodatnio-skośne i mezokurtyczne.

Muły ilaste morskie — $m_{il}H_{3-5}$. Muły ilaste odznaczają się wartościami mediany występującymi w przedziale od 4,85 do 7,78 ϕ , (wartość średnia mediany wynosi 6,40 ϕ przy odchyleniu standardowym 0,89 ϕ) oraz bardzo złym wysortowaniem. Zawartość frakcji piaszczystych wynosi od 1,0 do 19,9 %, frakcji mulistych od 50,2 do 72,6 %, a ilastych od 14,4 do 47,8 %. Frakcja modalna jest na ogół słabo zaznaczona, występuje zazwyczaj w przedziale 0,062–0,031 mm i stanowi od 14,0 do 47,0 % (średnio 22,1 %) masy osadu. Sporadycznie frakcja modalna występuje w przedziale 0,016–0,008 mm, przy czym suma frakcji ilastych (< 0,004 mm) jest zawsze większa od modalnej frakcji mulistej.

Iły muliste morskie — $i_{m}H_{3-5}$. Wartości mediany w tym typie osadów są większe niż 8,0 ϕ , a wysortowanie podobnie jak w mułach ilastych jest bardzo złe. Frakcje piaszczyste stanowią od 0,7 do 7,1 %, muliste od 36,0 do 48,5 %, a ilaste od 51,0 do 61,0 % przy czym dominują frakcje drobniejsze niż 0,002 mm.

*
* *
* *

Jakościowy skład mineralny ilów mulistych, mułów ilastych, mułów, mułów piaszczystych i piasków mulistych jest stały, jednakowy dla wszystkich wymienionych typów osadów. Typowy zespół mineralny tych osadów tworzą illit, chloryt i kwarc. Minerale z grupy smektytów: beidelit, montmorillonit i nontronit występują tylko sporadycznie i prawdopodobnie w niewielkich ilościach, stanowiąc domieszki w zasadniczym zespole minerałów. Stosunki ilościowe poszczególnych minerałów ulegają zmianom. Przechodząc od ilów mulistych do piasków mulistych wraz ze zmniejszaniem się zawartości frakcji < 0,062 mm maleje udział minerałów ilastych, a wzrasta zawartość kwarcu przeciętnie od około 30 do około 80 %.

Istotnym składnikiem tej grupy osadów jest substancja organiczna, której zawartość podobnie jak kwarcu i innych głównych składników mineralnych wykazuje ścisły związek z typem granulometrycznym osadu. Średnia zawartość substancji organicz-

nej wynosi: 3,5 % w piaskach mulistych, 5,8 % w mułach piaszczystych, 5,6 % w mułach, 8,9 % w mułach ilastych i 9,9 % w ilach mulistych.

W składzie mineralnym frakcji piaszczystych dominuje kwarc. Minerale ciężkie we frakcji 0,25–0,125 mm stanowią średnio w mułach piaszczystych 0,56 %, a w piasku mulistym 0,41 %. Wśród minerałów ciężkich najliczniej występują minerale przezroczyste a wśród nich: chloryty i amfibole (tab.4).

Zróznicowanie podstawowego składu chemicznego jest odzwierciedleniem zróżnicowania granulometrycznego i mineralogicznego. Zawartość SiO_2 , ściśle związana z zawartością kwarcu, wykazuje wyraźną tendencję spadkową wraz ze wzrostem zawartości frakcji mulistych i ilastych. Najniższa zawartość SiO_2 występuje w ilach mulistych (50,8 %), w mułach piaszczystych wzrasta do 70,9 %, a w piaskach mulistych do 81,2 %. Pozostałe składniki wykazują mniej lub bardziej wyraźną tendencję do koncentracji we frakcjach najdrobniejszych. Najwyraźniej uwidacznia się to w przypadku Al_2O_3 , którego zawartości wynoszą: 5,7 % w piaskach mulistych, 7,6 % w mułach piaszczystych i 10,9 % w ilach mulistych. Wyraźną tendencję do koncentracji we frakcjach mulistych i ilastych, szczególnie w obecności substancji organicznej, przejawia slarka. Jej zawartość w ilach mulistych wynosi od 1,8 do 2,0 % przy zawartości substancji organicznej od 6,8 do 9,8 %, a w mułach piaszczystych i piaskach mulistych od 0,14 do 0,71 % przy zawartości substancji organicznej od 3,3 do 7,1 %. Również niektóre metale przejawiają tendencje do koncentracji we frakcjach mulistych i ilastych.

Średnie zawartości niektórych metali wynoszą:

w piaskach mulistych (4 analizy):	Cu – 9,0, Ni – 8,7, Zn – 32,2, Pb – 14,0, Co – 8,9 ppm,
w mułach piaszczystych (4 analizy):	Cu – 23,0, Ni – 19,0, Zn – 61,5, Pb – 24,5, Co – 13,7 ppm,
w mułach (1 analiza):	Cu – 33,0, Ni – 41,5, Zn – 64,0, Pb – 2,0, Co – 22,0 ppm,
w mułach ilastych (3 analizy):	Cu – 48,5, Ni – 38,5, Zn – 98,5, Pb – 38,5, Co – 27,0 ppm,
w ilach mulistych (1 analiza):	Cu – 51,0, Ni – 36,5, Zn – 82,0, Pb – 88,0, Co – 33,0 ppm.

*
* *

Piaski jeziorne — $i_{p}H^{(*)}$. Piaski jeziorne występują w zachodniej części obszaru arkusza w strefie głębokości morza 32–35 m, na zapleczu zatopionego wału mierzowego. Są to piaski drobnoziarniste umiarkowanie wysortowane, zawierające domieszkę frakcji drobniejszych niż 0,062 mm w ilości dochodzącej do 17,1 % (rdzeń R29) co różni je zdecydowanie od piasków morza lityrnowego i morza bałtyckiego, deponowanych na tych głębokościach. Cechy uziarnienia oraz obecność zwęglonych okruchów drewna upodabnia je do piasków lagunowych.

*) patrz legenda mapy bocznej w skali 1:500 000 "Osady na głębokości 1 m poniżej powierzchni dna"

Piaski eoliczne w wydmach — w. Występują głównie wzdłuż brzegu morza w postaci wałów i form nieregularnych do 20 m wysokości. Jak wynika z badań przeprowadzonych przez R. Racinowskiego (1974) wydmy zbudowane są z piasków średnio- i drobnoziarnistych. Piaski średnioziarniste, w których podstawowa ilość ziarn (do 97 %) skupiona jest we frakcjach 0,5–0,25 i 0,25–0,125 mm budują wydmy w rejonie Sarbinowa i Dźwirzyna. W rejonie Dźwirzyna i Mrzeżyna występują również wydmy zbudowane z piasku drobnoziarnistego. W piaskach drobnoziarnistych wartość modalna występuje we frakcji 0,25–0,125 mm.

Wśród minerałów ciężkich frakcji 0,25–0,125, zarówno w piaskach drobno- jak i średnioziarnistych, poważną rolę odgrywają minerały nieprzezroczyste (średnio 37–41 % minerałów ciężkich). W obrębie minerałów przezroczystych najliczniej reprezentowany jest granat (średnio 54–62 %), amfibole (9–13%), pirokseny (4–5 %) i biotyty (5–7 % minerałów przezroczystych).

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Zasadnicze znaczenie dla ukształtowania współczesnych rysów budowy geologicznej niecki Bałtyku Południowego, a w tym również obszaru arkusza Kołobrzeg, to jest południowych peryferii Basenu Bornholmskiego i obszaru przyległych płyczn, miały procesy denudacyjne i erozyjne oraz procesy akumulacji osadów zachodzące w trzeciorzędzie i czwartorzędzie.

Powszechnie uważa się, że w pliocenie na miejscu dzisiejszego morza był łąd. Utwory kredy górnej i oligocenu podlegały wówczas procesom erozji i denudacji. Świadczą o tym profile sejsmoakustyczne, na których widoczne są formy erozyjne w podłożu plejstocenu.

W czwartorzędzie obszar niecki bałtyckiej i rejonów sąsiednich objęty był kilkakrotnie zlodowaceniami. W okresach interglacjalnych i interstadialnych, kiedy łąd odepnął uprzednio zajęte obszary, miały miejsce transgresje lub regresje morskie.

Niszczenie osadów kredowych i trzeciorzędowych następowało również w plejstocenie podczas wkraczania na te obszary łądolodu. Egzaracyjnej działalności łądolodu należy prawdopodobnie przypisać powstanie zbocza, wyciętego w zachodniej części obszaru arkusza w osadach kredowych, a w części wschodniej w trzeciorzędowych, o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym. Wysokość zbocza widocznego na przekrojach A–B i C–D dochodzi do 50 m, a nachylenie do 1,5°. Zbocze to pokrywając się z podnóżem skłonu (zboczy) Basenu Bornholmskiego wyznacza jego granice we współczesnej rzeźbie dna Morza Bałtyckiego.

Wynikiem akumulacyjnej działalności łądolodu są gliny zwałowe. Metodami sejsmoakustycznymi wyróżniono 3 serie glin. Ostatnia deglacja w południowych częściach Morza Bałtyckiego rozpoczęła się około 15 000 lat temu, kiedy to krawędź łądolodu zajmowała pozycję na południe od obecnego brzegu morskiego (W.K. Gudelis, J.M. Jemielianov, 1976; H. Ignatius i in. fide A. Voipio (red.), 1981). Śladem tego procesu jest prawdopodobnie występujący w północnej części arkusza ciąg izolowanych wyniesień dna zbudowanych z glin zwałowych. Są to prawdopodobnie relikty wyniesień strefy marginalnej.

Historia rozwoju budowy geologicznej w późnym glacie i holocenie wiąże się ściśle z powstaniem i ewolucją Morza Bałtyckiego.

W obszarze arkusza Kołobrzeg w rzeźbie powierzchni glin zwałowych widoczne są ślady późnoglacialnej transgresji bałtyckiego jeziora lodowego. Pierwotnie urozmaicona powierzchnia glin zwałowych, zachowana jest pod osadami warwowymi przykrawędziowych jezior zastoiskowych oraz osadami bałtyckiego jeziora lodowego w Basenie Bornholmskim poniżej izobaty około 60–62 m. Abrazyjne zrównanie powierzchni glin zwałowych występujące od tej głębokości wiązać należy z początkiem transgresji, a najstarsza linia brzegowa bałtyckiego jeziora lodowego pokrywała się prawdopodobnie z tarasem abrazyjnym wyciętym w glinie zwałowej na głębokości 52–54 m.

Znaczna, dochodząca do 10 m, miąższość osadów mulisto-ilastych, zdeponowanych w czasie trwania tej fazy rozwojowej Morza Bałtyckiego świadczy o dużych ilościach zawiesiny dostarczanych z topniejącego łądolodu. Charakter sedymentacji w bałtyckim jeziorze lodowym był typowy dla środowiska jeziorno-lodowcowego i morsko-lodowcowego, gdzie wśród wapnistych na ogół osadów mulisto-ilastych o małej zawartości substancji organicznej występują pojedyncze ziarna żwiru i domieszki frakcji piaszczystych przytransportowane przez pływające lody.

Osady tego typu, to jest deponowane poza strefą brzegową ówczesnego zbiornika, sięgają współcześnie przeciętnie do głębokości 45 m, a maksymalnie do izobaty około 35 m. Nie jest to jednak ich pierwotnie maksymalny zasięg. Osady bałtyckiego jeziora lodowego, leżące zgodnie na glinach zwałowych, są od głębokości około 60–61 m częściowo zniszczone. Głębokość ta wyznacza zasięg procesów erozji w czasie regresji bałtyckiego jeziora lodowego i w początkowym okresie trwania morza yoldiowego. Wartość ta jest zbieżna z danymi O. Kolpa (1974).

W okresie preborealnym i borealnym w czasie transgresji morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego nastąpiło częściowe zniszczenie osadów bałtyckiego jeziora lodowego oraz dalsze niszczenie glin zwałowych. Maksymalne zasięgi zbiorników związanych z pierwszymi trzema fazami rozwojowymi Bałtyku, to jest bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego, nie są dokładnie udokumentowane. Strop glin zwałowych w przedziale izobat od 45 do 28–25 m jest niemal całkowicie wyrównany, co pozwala przypuszczać, że był niszczone zarówno w czasie transgresji i regresji bałtyckiego jeziora lodowego jak i w czasie transgresji morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego. W świetle powyższych danych taras abrazyjny wycięty w glinie zwałowej na głębokości 29–31 m należy prawdopodobnie wiązać z maksymalnym zasięgiem bałtyckiego jeziora lodowego, a tarasy na głębokościach 48–50 m, 45–46 m, 40–41 m i 34–48 m — z okresowymi stabilizacjami poziomu wód morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego. Osady mulisto-ilaste morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego występują na głębokościach większych niż 60 m. Cechy tych osadów, głównie uziarnienie i homogeniczna struktura, wskazują na większą jednorodność warunków sedymentacji, a obecność skupień lamin siarczków żelaza — na rozwój życia organicznego związany z ociepleniem klimatu.

Części dna położone w strefie głębokości od około 60 m do około 30 m rozwijały się w późnym glacie oraz w okresach preborealnym i borealnym częściowo w środowisku łądowym, były one zatapiane i odsłaniane w miarę transgresji i regresji morza. Osady łądowe mogły zachować się tylko fragmentarycznie.

W okresie atlantyckim zatopione zostały również obszary leżące powyżej izobat 30–25 m rozwijające się wcześniej, w okresie pomiędzy deglacją a transgresją morza litorynowego, nieprzerwanie w warunkach lądowych. Izobaty 30–25 m stanowią tu tylko orientacyjne przybliżenie maksymalnego zasięgu jeziora ancyclusowego i głębokości, od której rozpoczęła się transgresja morza litorynowego, gdyż poziomy te nie zostały udokumentowane.

Transgresja morza litorynowego, która doprowadziła do rozmycia osadów środowisk lądowych powstałych w okresach preborealnym i borealnym oraz częściowej abrazji glin zwałowych, była początkiem współczesnego etapu rozwoju budowy geologicznej obejmującego okresy atlantycki, subborealny i subatlantycki. W wyniku rozwoju morza litorynowego i morza baltica ukształtował się współczesny zarys linii brzegowej i tendencje rozwojowe brzegu. Ogólną tendencją rozwojową brzegu jest jego dalsze niszczenie i to nie tylko na odcinkach klifowych. Często niszczone są też wybrzeża wydmy. Materiał pochodzący z niszczenia brzegu morskiego jest główną masą osadów podlegających redepozycji i akumulacji. Materiał osadowy pochodzi również, prawdopodobnie w niewielkim stopniu, z rozmywania wychodni glin zwałowych na dnie morskim.

Procesy abrazji, redepozycji i depozycji osadów na dnie morskim kontrolowane są przez procesy hydrodynamiczne. Zróżnicowanie tych procesów, to jest częstotliwości występowania, natężenia i kierunków ruchów przydennych mas wodnych, powoduje istnienie obszarów i stref dominacji określonych procesów litodynamicznych, co znajduje odzwierciedlenie w cechach występujących tam osadów.

Rozmieszczenie obszarów i stref sedymentacyjnych przedstawia mapa litodynamiki sporządzona na podstawie interpretacji litodynamicznej zespołu cech litologicznych osadów.

Obszar g ł ę b o k o m o r s k i odznacza się występowaniem osadów o zawartości frakcji drobniejszych niż 0,062 mm w ilości większej lub równej 10 % i szybkim wzrostem zawartości tej frakcji w miarę wzrostu głębokości morza. Granica tego obszaru związana jest z poziomem występowania pyknokliny. W obrębie obszaru głębokomorskiego występują:

- strefa depozycji ciągłej mułów, mułów ilastych i ilów mulistych położona poniżej pyknokliny, odznacza się występowaniem osadów typu VI i VIII (według diagramu C-M Passegi), charakteryzujących osady powstałe z sedymentacji jednorodnej zawiesiny (R.Passega, R.Byramje, 1969). Częste niedobory tlenu w wodach przydennych powodują gromadzenie w osadach substancji organicznej;

- strefa depozycji okresowej (skokowej?) piasków drobnoziarnistych, piasków mulistych i mułów piaszczystych położona jest w strefie kontaktu z dnem warstwy skoku gęstości wód. Występują tu osady typu VII, VI i V (tabl.XI). Procesy sedymentacji w tej strefie mają charakter złożony. Transport i depozycja frakcji piaszczystych głównie 0,25–0,062 mm zachodzi okresowo, przy wzmożonej aktywności hydrodynamicznej wód przydennych (prawdopodobnie w okresach występowania fal wewnętrznych o odpowiednich parametrach). Frakcje muliste deponowane są w okresach zaniku aktywności hydrodynamicznej. Możliwy jest również proces depozycji skokowej, gdy w okresach wzmożonej aktywności hydrodynamicznej osady piaszczysto-muliste ulegają częściowemu rozmyciu (Sz.Uścińowicz, 1981; Z.Śliwiński, Sz.Uścińowicz, 1983). Dla strefy depozycji okresowej (skokowej?) charakterystyczne jest występowanie w osadzie lamin o grubszej i drobniejszej granulacji;

- strefa o przewadze redepozycji piasków mulistych i mułów piaszczystych położona jest podobnie do poprzedniej w strefie kontaktu z dnem warstwy skoku gęstości wód. Występują tu osady kształtowane przez te same procesy hydrodynamiczne co piaski drobnoziarniste, piaski muliste i muły piaszczyste strefy depozycji okresowej. Różnią się występowaniem oprócz typu VII również typów III i II oraz bardzo małą od 1 do 10 cm miąższością. Występowanie typów III i II uwarunkowane jest istnieniem domieszek frakcji średnio- i grubopiaszczystych (0,25–2,0 mm), a mieszankami i drobnego żwiru (2,0–4,0 mm) pochodzących z pobliskich pól piasków średnio- i gruboziarnistych znajdujących się na granicy obszarów płytko- i głębokomorskiego. Osady typu VII położone są w dalszych odległościach, dokąd frakcje te docierają w ilościach minimalnych (Sz.Uścińowicz, 1984). W strefie redepozycji mułów piaszczystych i piasków mulistych okresowo możliwa jest (lub była w czasie transgresji morza litorynowego) również erozja osadów bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego. Tłumaczyłoby to fakt występowania osadów morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego w strefie głębokości 60–65 m jedynie w formie izolowanych płatów leżących w obniżeniach stropu osadów bałtyckiego jeziora lodowego. Na możliwość erozyjnej działalności fal wewnętrznych wskazywali w Basenie Zachodniobornholmskim F.C.Kögler i B.Larsen (1979).

Obszar p ł y t k o m o r s k i odznacza się występowaniem osadów o zawartości frakcji drobniejszej niż 0,062 mm w ilości mniejszej niż 10 %. Obszar płytkomorski występuje powyżej pyknokliny, gdzie turbulencyjne mieszanie wód uniemożliwia trwałą depozycję frakcji drobniejszych niż 0,062 mm. W obrębie obszaru płytkomorskiego występują:

- strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych, położona z dala od brzegu poza przeciętnym zasięgiem oddziaływania na dno fal powierzchniowych, sięga do granicy z obszarem głębokomorskim. Występują tu piaski drobnoziarniste dobrze i bardzo dobrze wysortowane o prawie symetrycznych rozkładach wielkości ziarna, przy czym występuje tendencja częstego pojawiania się rozkładów dodatnio skośnych. Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,1 mm mniejsza na ogół niż 1 % oraz wartości wskaźnika mineralnego G/A mniejsze od 1, wskazują na przeważające spokojne warunki depozycji prawdopodobnie okresowej. Dominującym według diagramu C-M jest osad typu V;

- strefa redepozycji osadów piaszczystych położona jest w zasięgu oddziaływania na dno przeciętnych fal sztomowych. Występują tu przeważnie piaski średnio-, grubo- i różnoziarniste o umiarkowanym wysortowaniu (σ_1 od 0,5 do 1,0), o zawartości minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,1 mm od 1 do 3 % i wartościach wskaźnika mineralnego G/A od 1 do 2. Cechy osadów są częściowo zmienne w czasie i zależne w pewnym stopniu od chwilowych warunków hydrodynamicznych panujących w trakcie ich depozycji;

- strefa redepozycji piasków głównie drobnoziarnistych, jest to strefa zróżnicowana, obejmuje ona piaski drobnoziarniste podlegające przeważającemu procesowi redepozycji, ale różniące się sytuacją batymetryczną, w której występują. Częstotliwością procesów redepozycji oraz w niewielkim stopniu cechami litologicznymi. Piaski drobnoziarniste redeponowane w obrębie podwodnego skłonu brzegowego, na głębokościach od 0,0 do 10 m, podlegają wyjątkowo częstej redepozycji; przemieszczane są zarówno wzdłuż brzegu, jak też w stronę plaży lub otwartego morza. Wyróżniają się najwyższą wśród piasków morskich zawartością okruchów skał osad-

dowych we frakcji 1,0–0,5 mm oraz tendencją do występowania ujemnie skośnych rozkładów wielkości ziarna, przy dobrym i bardzo dobrym wysortowaniu. Piaski drobnoziarniste tworzące większe pola w strefie głębokości 15–25 m redeponowane są przez przeciętne fale sztormowe, odznaczają się one zawartością minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,1 mm w ilości od 1 do 3 % i wartościami wskaźnika mineralnego G/A od 1 do 2. Towarzyszą strefie o przewodze procesów abrazji piasków drobnoziarnistych. Piaski drobnoziarniste redeponowane w obszarze płytkomorskim występują też lokalnie pomiędzy strefą o przewodzie depozycji okresowej piasków drobnoziarnistych, a obszarem głębokomorskim. Piaski te odznaczają się domieszkami frakcji <0,062 mm w ilości do 10 % oraz frakcji grubopiaszczystych i drobnego żwiru. Podlegają prawdopodobnie redepozycji w okresach występowania maksymalnego zasięgu fal wewnętrznych, co częściowo wiąże je genetycznie z obszarem głębokomorskim;

– strefa o przewodzie abrazji osadów piaszczysto-żwirowych i piaszczystych położona jest w zasięgu działania na dno przeciętnych fal sztormowych. Charakterystyczne jest dla tej strefy występowanie osadów o cechach rezydualnych po rozmytych osadach podłoża, przeważnie glinach zwałowych. Są to glazy, kamienie, osady piaszczysto-żwirowe oraz piaski odznaczające się złym wysortowaniem, małą zawartością frakcji 0,25–0,125 mm oraz wysoką zawartością w tej frakcji minerałów ciężkich. Osady te należące według diagramu C–M do I typu są prawdopodobnie w okresach sztormowych dalej rozmywane, a frakcje piaszczyste selektywnie transportowane do stref redepozycji i depozycji osadów;

– strefa o przewodzie abrazji piasków głównie drobnoziarnistych występuje zwartym polem w zachodniej części arkusza, w obrębie głębokości 15–25 m. Znajduje się pod wpływem przeciętnych fal sztormowych. Dominującym procesem jest selektywne rozmywanie piasków drobnoziarnistych. Są to prawdopodobnie osady relikto-owe, zdeponowane w innych warunkach hydrodynamicznych od panujących współcześnie w tej strefie. Najprawdopodobniej są one związane genetycznie z formą zatopionej mierzei występującej w obrębie arkusza Dziwnów (Mapa Geologiczna Dna Bałtyku w skali 1:200 000), rozciągającej się ku Ławicy Odrzanej. Obecnie powierzchniowa warstwa tych piasków jest intensywnie przerabiana przez prądy falowo-wiatrowe. Procesy te doprowadziły do powstania koncentracji minerałów ciężkich, które stanowią więcej niż 3 % wagowych frakcji 0,25–0,1 mm. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty, a wartości wskaźnika G/A są większe od 2. Mechanizmy tworzenia się koncentracji minerałów ciężkich wśród piasków drobnoziarnistych obszaru płytkomorskiego Bałtyku Południowego opisał R. Kotliński (1980).

Regionalne kierunki przemieszczania osadów wyznaczono na podstawie analizy gradientów cech skalarnych, głównie gradientu wielkości ziarna i składu mineralnego osadów. Kierunki te, ogólnie zgodne z kierunkami gradientu facjalnego, wyznaczają wypadkową drogę materiału ziarnistego od stref o przewodzie procesów abrazji przez strefy o przewodzie procesów redepozycji do stref depozycji. Osady znajdujące się w strefach o przewodzie procesów abrazji i depozycji reprezentują końcowe, w danych warunkach hydrodynamicznych, etapy ewolucji osadów; pierwsze są osadami rezydualnymi, drugie osadami akumulacji morskiej. Osady występujące w strefach redepozycji znajdują się w różnych, mniej zaawansowanych fazach procesu ewolucji.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-SUROWCOWA

Mapa prognoz surowcowych przedstawia wydzielenia litologiczno-surowcowe nawiązujące bezpośrednio do mapy geologicznej. Zasadniczą treścią mapy są wydzielenia obszarów perspektywicznych oraz oznaczenia surowcowe określające rodzaj surowca i jego możliwe zastosowanie. Ponadto na mapie zaznaczono strefę ochrony brzegu, w obrębie której nie powinno prowadzić się eksploatacji surowców (P. Słomiński, 1972).

Surowce żwirowo-piaszczyste i surowce piaszczysto-żwirowe. Osady żwirowo-piaszczyste i piaszczysto-żwirowe (żp i żp) występują w południowej części arkusza Kołobrzeg, na obszarach dna położonych płycej niż 30 m. Obszary perspektywiczne surowców żwirowo-piaszczystych występują w odległości około 16–21 km na północny zachód od Kołobrzegu w strefie głębokości 17–26 m. Występują tu piaski żwirowe i żwiry piaszczyste o średniej zawartości frakcji 64,0–2,0 mm, odpowiednio 28,0 % i 60,0 %. Powierzchnie wstępnie oszacowano na około 5–7 km².

Surowce piaszczyste. Obszar perspektywiczny surowców piaszczystych (p) występuje w zachodniej i środkowej części obszaru arkusza w strefie głębokości od około 15 do około 38 m. Są to piaski drobnoziarniste o zawartości frakcji 0,250–0,62 mm powyżej 85 %. Odznaczają się dużą jednorodnością uziarnienia, składu mineralnego i chemicznego. Zawartość kwarcu we frakcji 0,25–0,1 mm wynosi od 88,0 do 90,7 %, a we frakcji 1,0–0,5 mm od 76,2 do 98 %. Zawartość skaleni i okruszków skał jest niewielka. Zawartości SiO₂, Fe₂O₃, TiO₂ i MnO określone dla dwóch próbek wynoszą odpowiednio: 91,6–93,5 %, 0,3–0,5 %, 0,5–0,8 % i 0,06–0,04 %. Miąższość piasków w obszarze perspektywicznym jest większa niż 1 m, a miejscami niż 3 m. Piaski obszaru perspektywicznego według wstępnych danych mogą być zastosowane jako kruszywo naturalne drobnopiaszczyste, piaski podsadzkowe, piaski formierskie, piaski szklarskie lub piaski do sztucznego zasilania brzegu. Obszar perspektywiczny piasków drobnoziarnistych wzbogaconych w minerały ciężkie (pc), rozpoznany w stopniu odpowiadającym kategorii D₂, występuje w zachodniej części arkusza, w interwale głębokości od około 16 do 24 m. Obszar ten rozciąga się dalej ku zachodowi, w kierunku Ławicy Odrzanej. Zawartość frakcji 0,25–0,1 mm waha się od 84,9 do 94,1 %, a zawartość minerałów ciężkich w tej frakcji wynosi od 3,0 do 6,5 % wagowych. Zawartości cyrkonu, rutyli i monacytu wynoszą szacunkowo od 0,5 do 2,3, średnio 1,2 kg na tonę osadu. Zawartość ilmenitu i magnetytu wynosi od 10,6 do 20,6, średnio 13,7 kg na tonę osadu. Obliczeń dokonano według wzorów podanych przez W. Ilaszewskiego i R. Racinowskiego (1979). Oprócz wymienionych minerałów użytecznych, w znacznych ilościach występują też granaty. Koncentracje minerałów ciężkich występują w powierzchniowych partiach osadów, o miąższości rzędu 20–30 cm.

Surowce ilaste. Obszary perspektywiczne surowców ilastych występują w północnych częściach arkusza na głębokościach większych niż 55 m. Wyróżniono tu gliny i ily (i) oraz muły i ily organiczne (i org.).

Osady mogące znaleźć zastosowanie jako surowce ceramiki budowlanej występują w północno-wschodniej części arkusza w strefie głębokości 55–65 m. Tworzą owalne pole o wymiarach 23 x 8 km i miąższości około 5 m. Są to ily, ily muliste, muły ilaste i muły, w których składzie mineralnym dominuje illit, a jako domieszki występują

kwarc i sporadycznie chloryty. Podstawowe cechy tego surowca przedstawiają się następująco:

frakcja < 0,062 mm	(22 analizy)	—	67,0	—	98,1 %	śr. 87,0 %
frakcja > 2,0 mm	(22 analizy)	—	0,0	—	0,9 %	śr. 0,09 %
CaCO ₃	(16 analiz)	—	0,0	—	12,3 %	śr. 6,10 %
straty prażenia	(16 analiz)	—	5,7	—	12,2 %	śr. 10,50 %
subst. organ.	(16 analiz)	—	1,0	—	2,6 %	śr. 1,40 %
siarka	(5 analiz)	—	0,09	—	0,12 %	śr. 0,11 %
SiO ₂	(5 analiz)	—	51,1	—	58,6 %	śr. 54,4 %
Al ₂ O ₃	(5 analiz)	—	12,4	—	15,5 %	śr. 14,1 %
Fe ₂ O ₃	(5 analiz)	—	2,99	—	3,83 %	śr. 3,23 %
TiO ₂	(5 analiz)	—	0,74	—	0,80 %	śr. 0,78 %
CaO	(5 analiz)	—	3,90	—	7,63 %	śr. 5,60 %
MgO	(5 analiz)	—	2,44	—	3,30 %	śr. 2,88 %
MnO	(5 analiz)	—	0,06	—	0,08 %	śr. 0,07 %
Na ₂ O	(5 analiz)	—	1,06	—	1,43 %	śr. 1,29 %
K ₂ O	(5 analiz)	—	3,25	—	4,46 %	śr. 3,67 %
P ₂ O ₅	(5 analiz)	—	0,11	—	0,13 %	śr. 0,12 %

Muły i łyły organiczne występują w północnej części arkusza na głębokości większej niż 65 m. Miąższość ich jest większa niż 1 m. Są to łyły muliste i muły ilaste, o zawartości substancji organicznej większej niż 8 %. W składzie mineralnym występuje głównie illit, kwarc i chloryty. Straty prażenia wahają się od 19,0 do 21,0 %. Skład chemiczny tych osadów przedstawia się następująco: SiO₂ – 50,81 %; Al₂O₃ – 10,95 %; Fe₂O₃ – 3,25 %; TiO₂ – 0,74 %; CaO – 1,58 %; MgO – 2,10 %; MnO – 0,05 %; Na₂O – 2,53 %; K₂O – 2,99 %; P₂O₅ – 0,18 %; S – 2,03 %. Zawartości miedzi, niklu, cynku, ołowiu i kobaltu wynoszą: Cu – 48,5; Ni – 38,5; Zn – 98,5; Pb – 38,5; Co – 27,0 (ppm).

Oprócz wymienionych wyżej i opisanych obszarów perspektywicznych występowania surowców mineralnych, za perspektywiczne należy uznać rejony występowania na dnie morskim kamieni i głazów, szczególnie w rejonach: około 12–15 km na północ od Niechorza, około 20–23 km na północny zachód od Kołobrzegu oraz około 7–10 km na północ od Gąsek i Ustronia Morskiego.

PODSUMOWANIE

Wykonane na arkuszu Kołobrzeg badania dla Mapy Geologicznej Dna Bałtyku w skali 1:200 000 znacznie rozszerzyły dotychczasowy stan rozpoznania budowy geologicznej, przede wszystkim odnośnie do osadów czwartorzędowych, dostarczyły też pierwszych danych o podłożu czwartorzędu.

Opracowane mapy, przekroje i profile pozwoliły, zgodnie z "Instrukcją w sprawie opracowania i wydania Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000 w ujęciu kompleksowym", na rozpoznanie rozmieszczenia osadów dennych do głębokości 0,15–0,25 m od powierzchni dna morskiego przy równoczesnym rozpoznaniu morfologii dna i budowy geologicznej do głębokości od 2–3 m do 10 m oraz określenie

głównych tendencji sedymentacji i możliwości występowania złóż surowców mineralnych.

Uzyskane w trakcie badań materiały umożliwiły głębsze, w stosunku do wymagań Instrukcji, rozpoznanie budowy geologicznej. Nowymi są informacje o podłożu i miąższości osadów czwartorzędowych, mogące stanowić podstawę projektowania dalszych badań nad stratygrafią osadów plejstocenijskich i starszych. Szczególnie ważne są pierwsze w rejonie Basenu Bornholmskiego daty TL gliny zwałowej. Zasadnicze dla wymagań Mapy Geologicznej Dna Bałtyku informacje o litologii osadów późnoglacialnych i holocenijskich należy uznać za wyczerpujące. Mniej wyczerpujące są dane o stratygrafii tych osadów, głównie ze względu na specyfikę obszaru będącego peryferiami głębokowodnego basenu sedymentacyjnego. Na głębokościach większych niż 65 m występuje prawdopodobnie ciągły profil osadów późnoglacialnych i holocenijskich. Profile osadów w rejonach płytszych wykazują istnienie luk stratygraficznych, a osady nie zawierają ziarn pyłków. Pod względem palinologicznym udokumentowane zostały osady późnoglacialne oraz osady okresów borealnego i atlantyckiego. Mniej pewne jest udokumentowanie występowania osadów preborealnych. Zasadniczym, pozostającym do rozwiązania problemem jest udokumentowanie faz rozwojowych Morza Bałtyckiego i ich stosunku do okresów klimatycznych holocenu. W badanych rdzeniach nie stwierdzono występowania okrzemek. Również badania składu kompleksu sorpcyjnego nie przyniosły oczekiwanych rezultatów. Interpretacja uzyskanych wyników w zakresie odtworzenia środowiska sedymentacyjnego, szczególnie zasolenia (T. Szczepańska, B. Walna, 1983, 1984), pozostawia wiele wątpliwości.

Fazy rozwojowe Morza Bałtyckiego w niniejszym opracowaniu przyjęto za H. Ignatiusem i in. (fide A. Voipio (ed.), 1981). Dodatkowo wyróżniono fazę Morza Baltica istniejącego w okresach subborealnym i subatlantyckim (R. Kotliński, 1987). Korelacja z okresami klimatycznymi holocenu, ze względu na brak danych, jest jedynie orientacyjna.

Wśród nierozwiązanych do końca problemów związanych z geomorfologią i paleogeografią obszaru badań na czoło wysuwają się zagadnienia wieku tarasów abrazyjnych i reliktywów mierzei, mające istotne znaczenie dla odtworzenia przebiegu postglacialnej transgresji Morza Bałtyckiego.

Rozpoznanie obszaru arkusza w zakresie geologii podstawowej jest punktem wyjścia dla rozpatrzenia wielorakiej problematyki z dziedzin geologii stosowanej. Mapy prognoz surowcowych i osadów na głębokości 1 m poniżej powierzchni dna mogą stanowić podstawę wyjściową dla poszukiwań surowców lub prac geologiczno-inżynierskich.

Prace kartograficzne poza wymaganiami określonymi w Instrukcji sporządzania Mapy Geologicznej Dna Bałtyku pozwoliły na przedstawienie niektórych zagadnień w szerszym zakresie oraz na wyciągnięcie wniosków metodycznych dla dalszych badań na innych arkuszach. Szczególną przydatność wykazały metody sejsmoakustyczne. Konieczne jest szersze ich stosowanie, również niezbędne jest w przyszłości uzyskiwanie dłuższych rdzeni osadów.

LITERATURA

- BLAŻCZYSZINA A.I., 1974 – Formowanie osadocnych tolszcz głubokowodnych wpadin Baltijskiego moria w poźniecezwtierticznje wremia. Baltica 5. Vilnius.
- BLAŻCZYSZIN A.I. i in., 1974 – Soporowo-pylcewej i diatomowej analiz czetyrioch kolonok donnych otłożenij jużnoj i centralnoj Baltiki. Baltica 5. Vilnius.
- BLAŻCZYSZIN A.I. i in., 1976 – Fiziczeskije swojstwa poźniecezwtierticznnych otłożenij Baltijskiego moria. Okieanologija 16, wyp.5.
- BOJANOWSKI R., MASICKA H., OSTROWSKI S., 1964 – O niektórych cechach fizyko mechanicznych i chemicznych osadów dennych południowego Bałtyku. GTN, rozpr. Wyd. III, z. 1.
- BUTRYMOWICZ N., NIEWITECKA M., 1975 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, arkusz Kolobrzeg. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- BUTRYMOWICZ N., NOSEK M., 1975 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, arkusz Kolobrzeg. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- DAVIDOVA N.N., DŻINORIDZE R.N., 1970 – Nowyje dannye po stratigrafii donnych otłożenij jużnoj Baltiki. Baltica 4. Vilnius.
- FOLK R.L., WARD W.C., 1957 – Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal Sediment. Petrol., V.27, 1.
- GAIGALAS A.I., SVIRIDOV N.I., 1974 – Czetwierticznij pokrow dna Baltijskiego moria. Sow. Geol. 5.
- GORSZKOVA T.I., 1963 – Donnye otłożenija Baltijskiego moria. Baltica 1. Vilnius.
- GUDELIS W.K., JEMIELIANOV J.M., 1976 – Geologija Baltijskiego moria. Izd. Mosk. Vilnius.
- ILASZEWSKI W., RACINOWSKI R., 1979 – Efektywność stratyfikacji glin zwalowych na podstawie badań mineralów ciężkich. Pr. nauk. Pol. Szczec. Nr 97. Geotechn. i Geol. Szczecin.
- JUROWSKA Z., MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., TROKOWICZ D., 1978 – Mapa osadów dennych Ławicy Odrzańskiej 1:200 000 z uwzględnieniem poszukiwań koncentracji mineralów ciężkich. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- JUROWSKA Z., KROCZKA W., 1979 – Mapa osadów dennych południowej części Morza Bałtyckiego 1:500 000. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOLP O., 1974 – Submarine Unterterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise holozanen Meeresanstieges. Baltica 5. Vilnius.
- KOLP O., 1979 – Eustatischen und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes in Holozan. Petermanns Geogr. Mitt., 3.
- KÖGLER F.C., LARSEN L.B., 1979 – The West Bornholm basin in the Baltic sea: geological structure and Quaternary sediments. Boreas, 8.
- KOTLIŃSKI R., 1980 – Zależności koncentracji mineralów ciężkich w płytkowodnej strefie Morza Bałtyckiego na podstawie badań prowadzonych w Polsce. Ref. symp. "Ocean Światowy i jego surowce mineralne". Leningrad, Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- KOTLIŃSKI R., 1987 – Późnoglacialne i holocenijskie jednostki litostratigraficzne południowego Bałtyku. Kwart. Geol. 31, nr 1 (sprawozd.).
- KRAMARSKA R., 1990 – Mapa geologiczna dna Bałtyku w skali 1:200 000, arkusz, Ławica Słupska, Ławica Słupska N. Państw. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- LISICYN A.P., Jemielianov J.M., 1981 – Osadkoobrazowanie w Baltijskom morie. Izd. Nauka, Moskwa.
- LITVIN V.M., i in., 1974 – Strojenije osadocnych tolszcz i razwitije reliefa dna Baltijskiego moria po dannym nieprierywnogo sejsmoprofiliirowanija. Baltica 5. Vilnius.
- LOMNIEWSKI K., MAŃKOWSKI W., ZALEWSKI J., 1975 – Morze Bałtyckie, PWN, Warszawa.
- MICHAŁOWSKA M., UŚCINOWICZ SZ., 1981 – Mapa osadów dennych, 1:200 000, arkusz Kolobrzeg S. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- MIELCZARSKI A., 1964 – Wyniki badań i studiów nad topografią, morfometrią i rejonizacją brzegów Bałtyku od Rozewia do Świnoujścia. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego. Inst. Bud. Wodn. Zesz. 6 Gdańsk, Poznań.
- PASSEGA R., BYRAMJE R., 1969 – Grain size image of glastic deposits. Sedimentology, 13.
- PEČHERZEWSKI K., 1972 – Zawartość i rozmieszczenie substancji organicznej oraz azotu i fosforu w osadach dennych południowego Bałtyku. Ekosystemy morskie 1.
- PEČHERZEWSKI K., 1974 – Zawartość i rozmieszczenie C org. w powierzchniowej warstwie osadów dennych południowego Bałtyku. Zesz. Nauk. Wyd. BiNoZ. Oceanografia 2, Gdańsk.

- PIECZKA F.B., 1981 – Charakterystyka geologiczno-inżynierska osadów dennych Bałtyku. Materiały sesji naukowej nt. "Geologiczno-inżynierskie badania wybrzeża i dna Bałtyku południowego". Gdańsk.
- POŻARYSKI W., 1979 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, 1:1 000 000. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- PRATJE O., 1948 – Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler sedimente. Deutsch. Hydrograf. Zeitschr. Jahrg. 1 z. 2/3.
- RACINOWSKI R., 1974 – Dynamika środowiska sedymentacyjnego strefy brzegowej Morza Zachodniego w świetle badań mineralów ciężkich i uziarnienia osadów. Prace Nauk. Pol. Szczecin. 4. Inst. Inż. Wodnej. Szczecin.
- ROSA B., 1967 – Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. UMK, Toruń.
- ROSA B., 1968 – Z historii polodowcowej wybrzeża południowego Bałtyku. Folia Quatern. 29, Kraków.
- ROSA B., 1970 – Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Baltica 4, Vilnius.
- ROSSA E., WYPYCH K., 1981 – Sejsmostratygrafia dna Bałtyku Południowego. Materiały sesji naukowej nt. "Geologiczno-inżynierskie badania wybrzeża i dna Bałtyku południowego", Gdańsk.
- RUTKIEWICZ S., KLIMAJ A., 1962 – Atlas rybacki Bałtyku południowego 1:300 000. Biuro Hydrograficzne Marynarki Wojennej PRL, Gdynia.
- RÜHLE E., 1978 – Mapa osadów czwartorzędowych dna Morza Bałtyckiego, 1:250 000. Oceanologia nr 10, KBM, PAN.
- SŁOMIANO P., 1972 – Oceanologiczne studium obszarów dna Bałtyku nadających się do eksploatacji kruszywa z uwzględnieniem ochrony brzegów i żeglugi przy eksploatacji tych obszarów. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- STASZEWSKI J., 1949 – Osady denne południowego Bałtyku. Przewodnik Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Gdańsk.
- SUBOTOWICZ W., 1982 – Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Ossolineum.
- SVIRIDOV N.I., LITVIN V.M., 1978 – Strojenije dna jugo-zapadnoj czasti Baltijskiego moria. Sow. Geol. 4.
- SZCZEPAŃSKA T., WALNA B., 1983 – Typy środowiska sedymentacji współczesnych osadów Bałtyku południowego na podstawie własności sorpcyjnych. Kwart. Geol. 27, nr 1.
- SZCZEPAŃSKA T., WALNA B., 1984 – Geochemiczne wskaźniki warunków sedymentacji w basenach Gdańskim i Bornholmskim. CVII Sesja Naukowa Inst. Geol., Geologia Bałtyku południowego i regionu szczecińskiego. Gdańsk.
- ŚLIWIŃSKI Z., UŚCINOWICZ SZ., 1983 – Litologia osadów powierzchniowych południowej części Basenu Bornholmskiego. Kwart. Geol. 27, nr 3.
- UŚCINOWICZ SZ., 1981 – Granulometria osadów powierzchniowych południowej części Basenu Bornholmskiego. Kwart. Geol. 25, nr 2.
- UŚCINOWICZ SZ., 1984 – Uwagi o granulometrii i genezie osadów piaszczysto-mulistych południowej części Basenu Bornholmskiego. Kwart. Geol. 28, nr 1.
- VOIPIO A., (ed.), 1981 – The Baltic Sea. Elsevier oceanography ser. 30.
- ZENKOWICZ V.G., 1962 – Osnovy uczenia o razwitii morskich bieriegow, izd. A.N. SSSR. Moskwa.

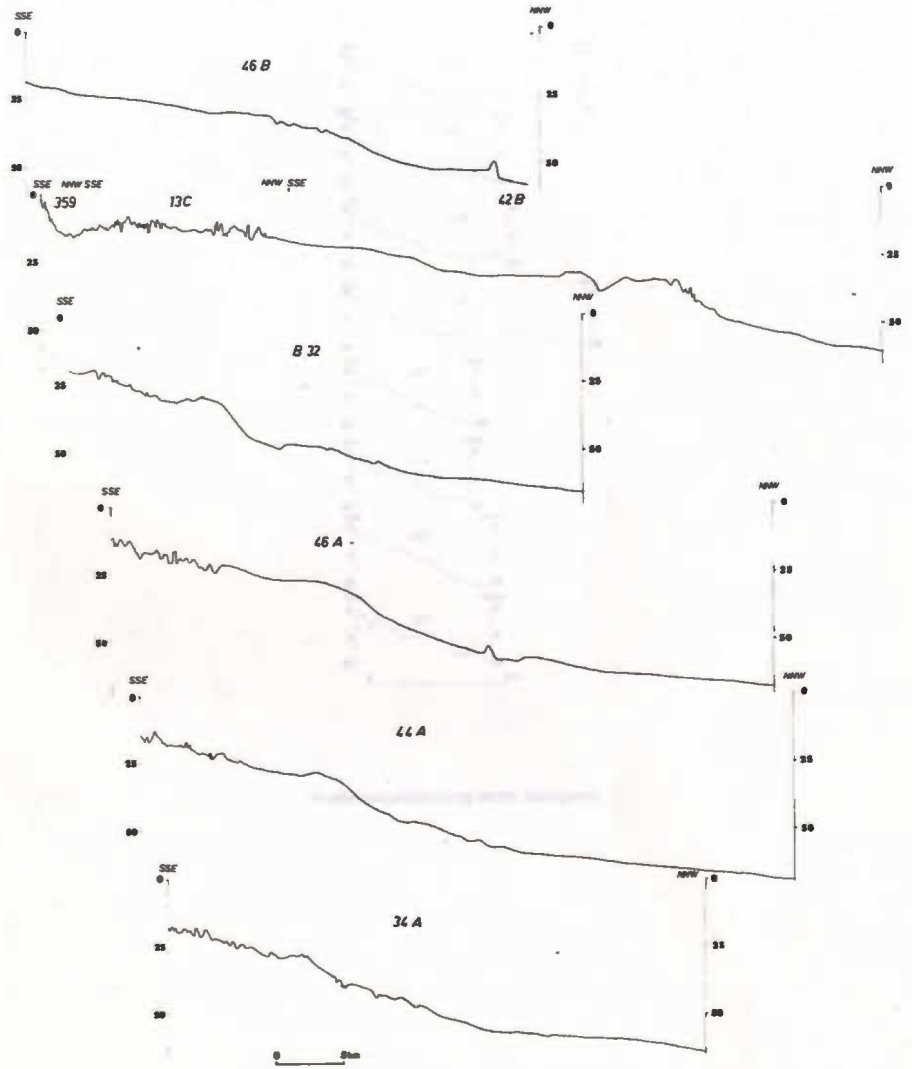
Opisany profil batymetryczny przedstawia przekrój poprzeczny dna wzdłuż linii transektu 46B. Wykres ten jest częścią zbioru danych, który obejmuje również profile 46A, 42B, 13C, B 22, 44A, 46A i 34A. Wszystkie profile przedstawiają głębokość w metrach (skala od 0 do 25) w zależności od odległości w kilometrach (skala od 0 do 10). Profile te zostały wykonane w celu badania struktury dna i warunków hydrodynamicznych w danym obszarze.

Dane dotyczące głębokości i odległości dla profilu 46B są następujące:

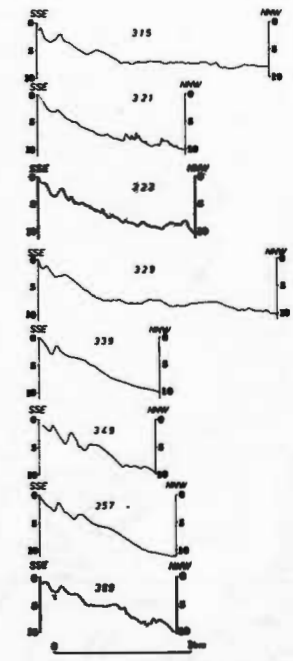
Odległość (km)	Głębokość (m)
0	~25
2	~24
4	~23
6	~22
8	~21
10	~20

Profil 46A przedstawia podobny trend, ale z nieco innymi wartościami głębokości. Profile 42B, 13C, B 22, 44A, 46A i 34A również pokazują zmiany głębokości wzdłuż transektu, co może być związane z różnymi strukturami dna lub warunkami hydrodynamicznymi.

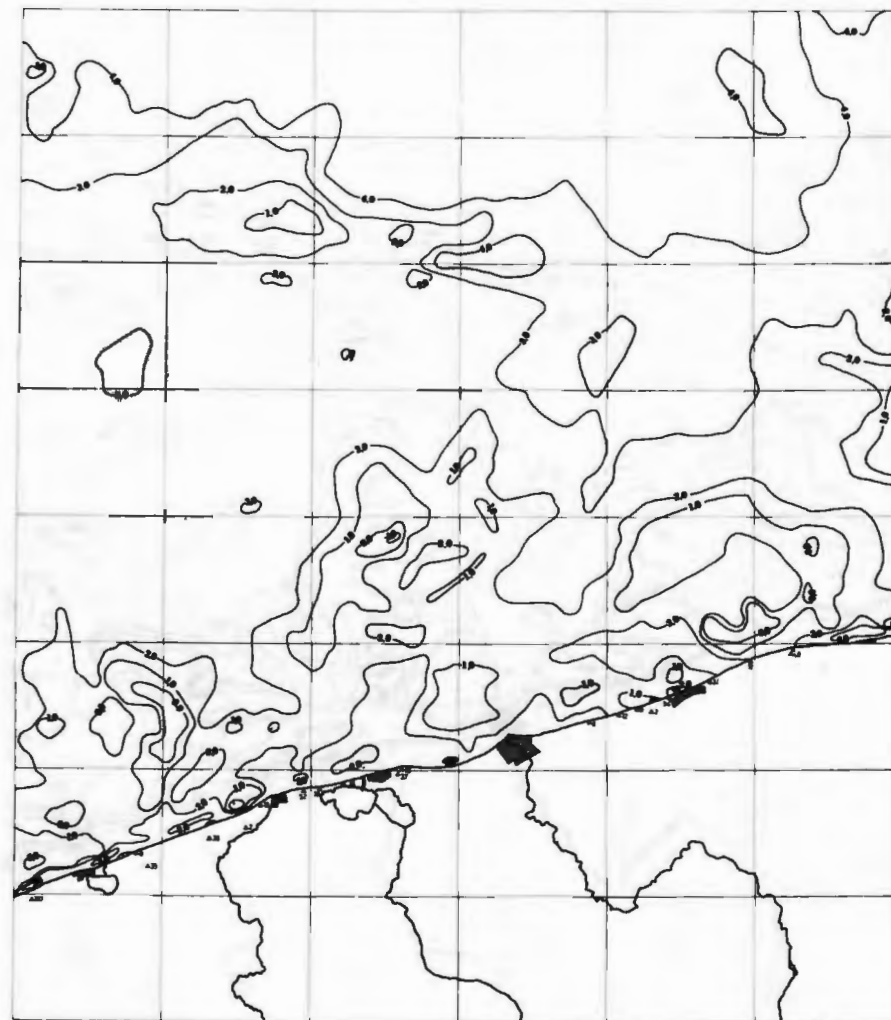
TABLICA I



Profile batymetryczne



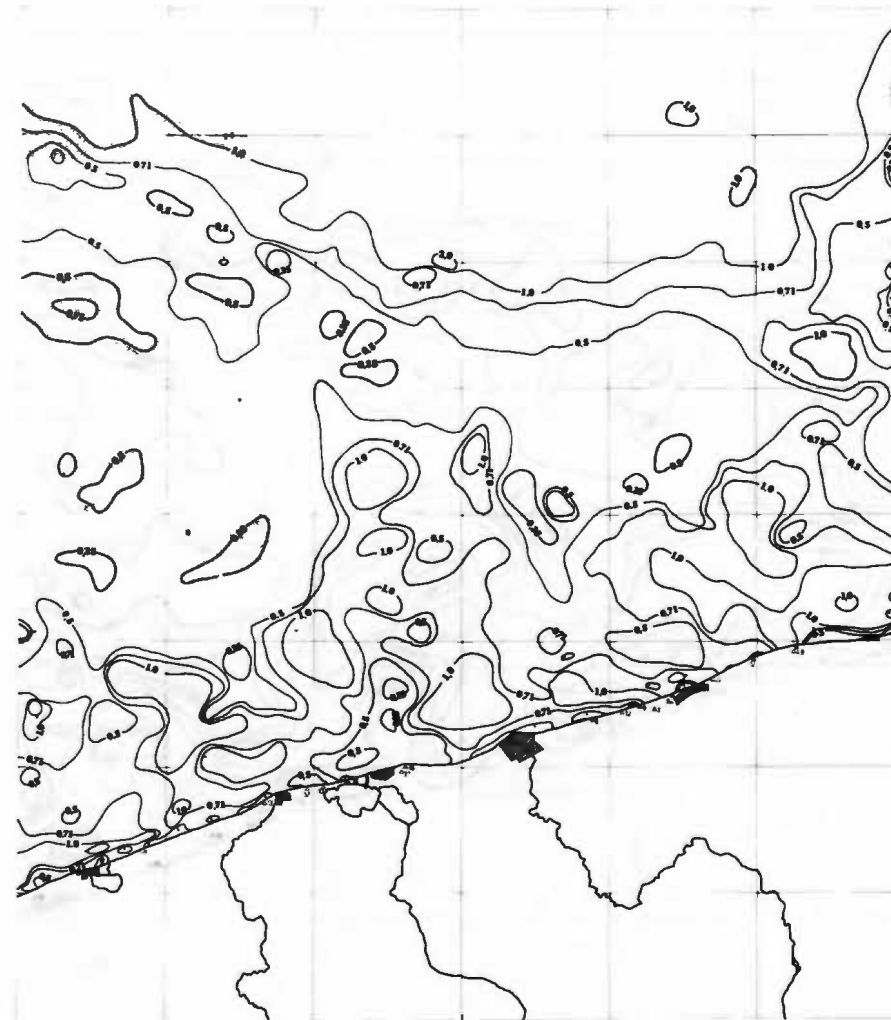
Profile batymetryczne strefy brzegowej



Średnia średnica ziarn - Mz (ϕ)
(wg M. Michałowskiej)

Wartości obliczono według wzoru R.L. Folk, W.C. Warda (1957)

Uwaga: tabl.III - XI dotyczą warstwy powierzchniowej (0-20 cm) osadów morza litorynowego i bałtyckiego

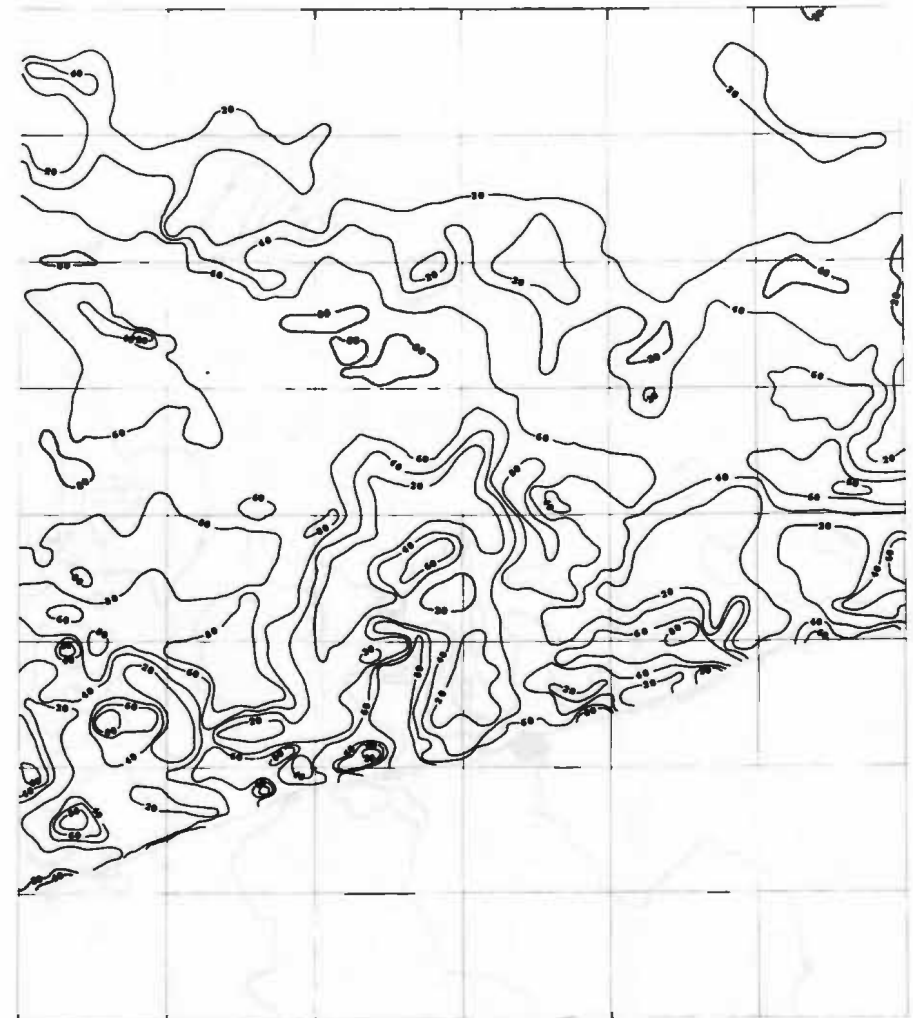


Wysortowanie osadów - $\sigma_1(\phi)$
(wg M. Michałowskiej)

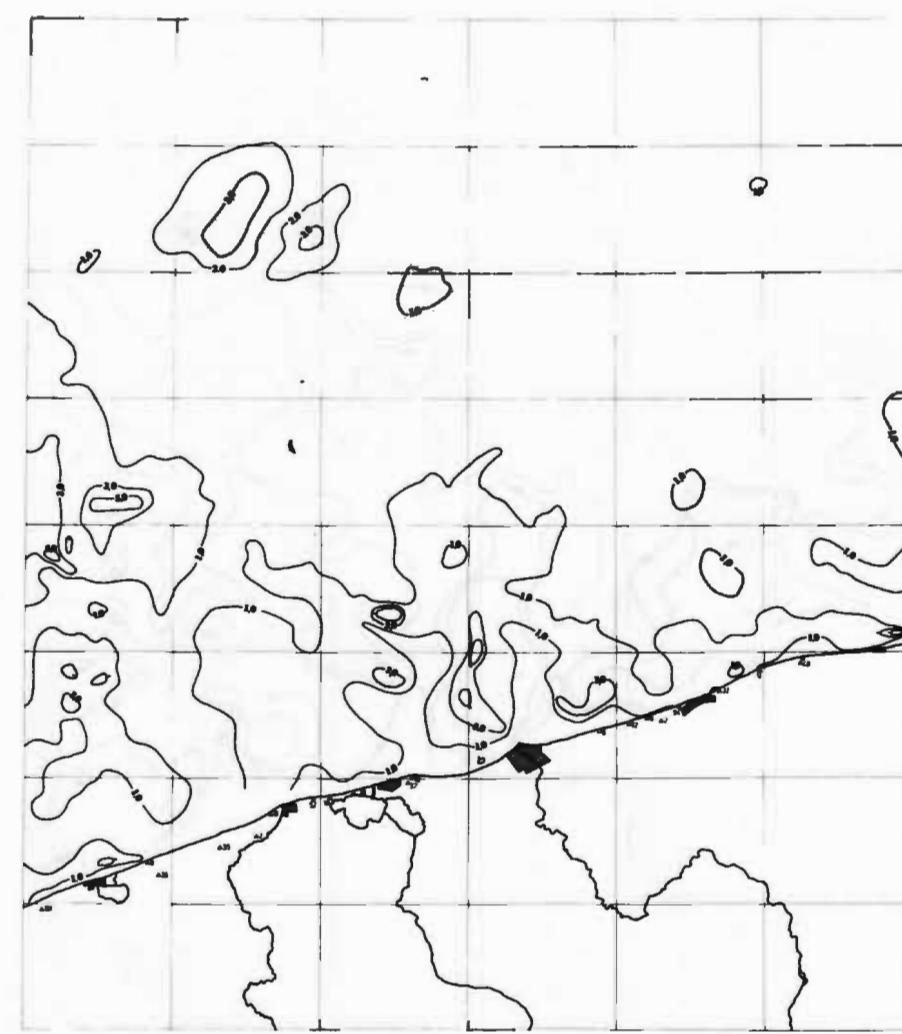
Wartości obliczone według wzoru R.L. Folsa, W.C. Warda (1957)
 < 0,35 — osady bardzo dobrze wysortowane, 0,35-0,50 — osady dobrze wysortowane,
 0,50-0,71 — osady umiarkowanie dobrze wysortowane, 0,71-1,0 — osady umiarkowanie
 wysortowane, 1,0-2,0 — osady źle wysortowane.



1:100000 - skala mapy
 1:100000 - skala mapy
 1:100000 - skala mapy
 1:100000 - skala mapy
 1:100000 - skala mapy
 1:100000 - skala mapy

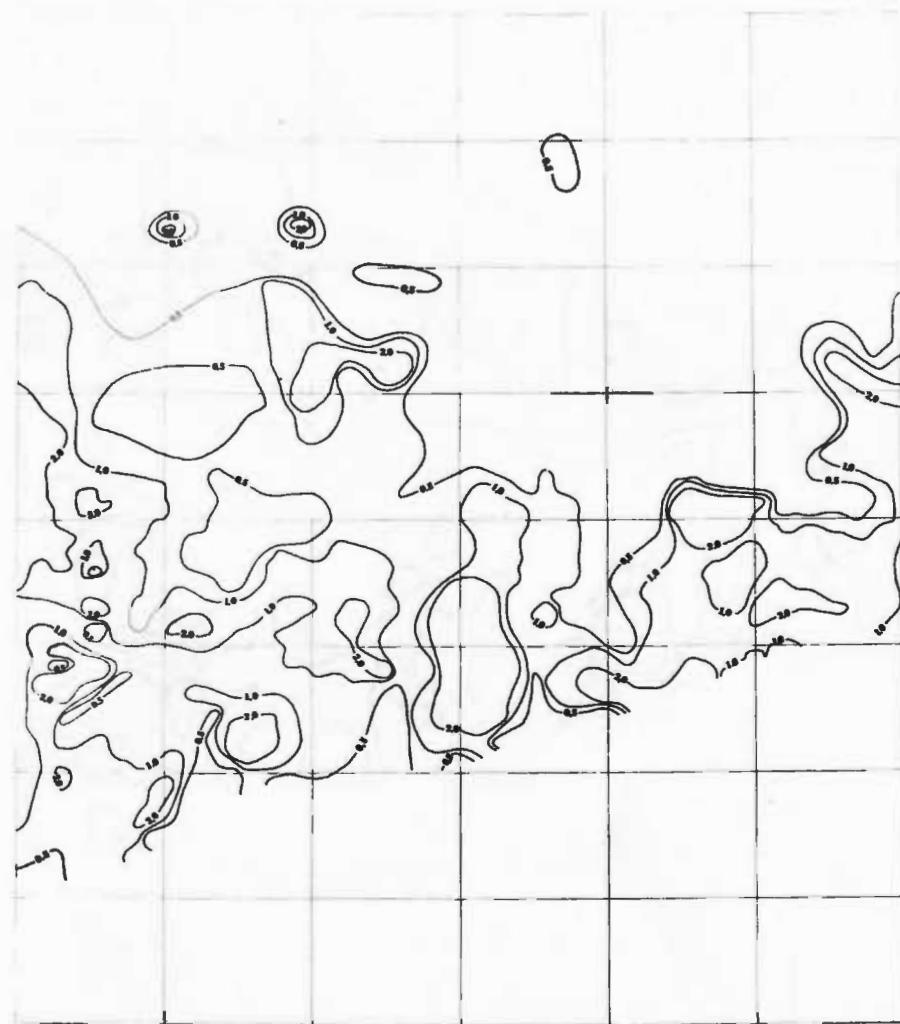


Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25-0,125 mm (w %)
 (wg M. Michałowkiej)



SPRAWDZENIE WŁAŚCIWOŚCI FIZYKALNO-CHIMICZNYCH
PRÓBKI 10 g

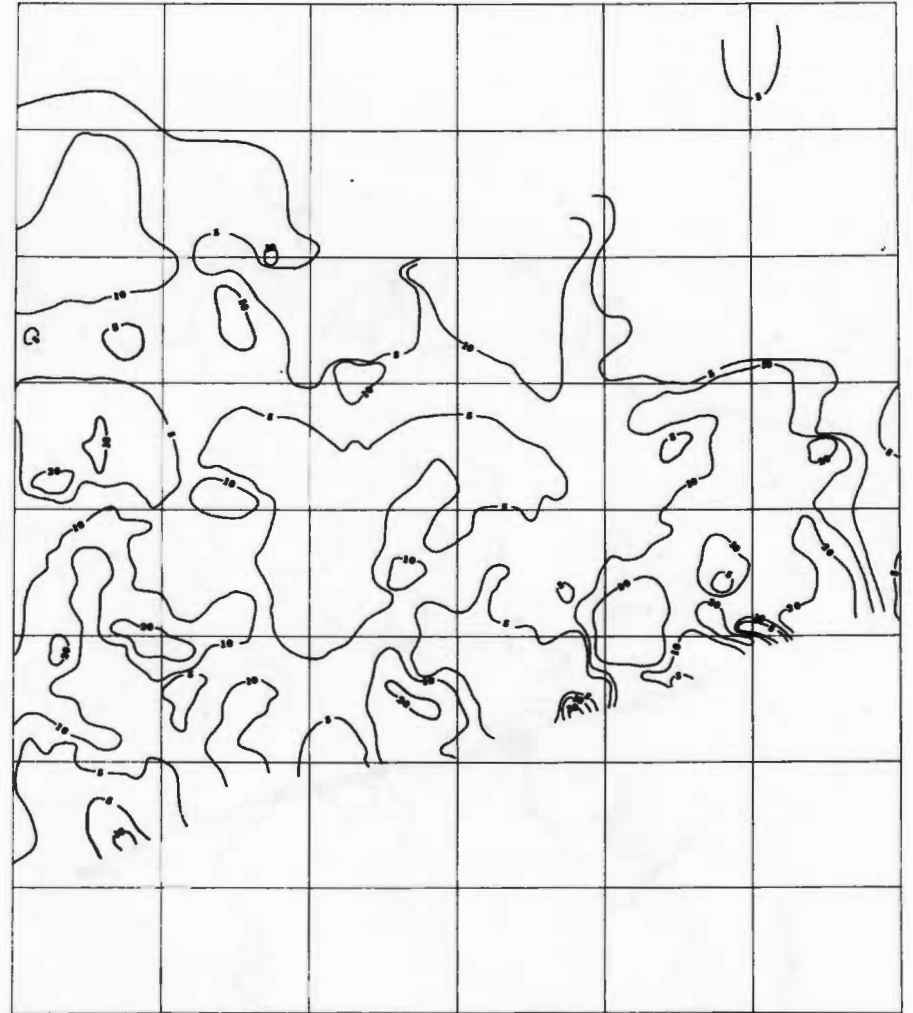
Zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25-0,125 mm (w % wag.)
(wg M. Michałowskiej)



Geological Institute of the Polish Academy of Sciences
 Warszawa, 1974

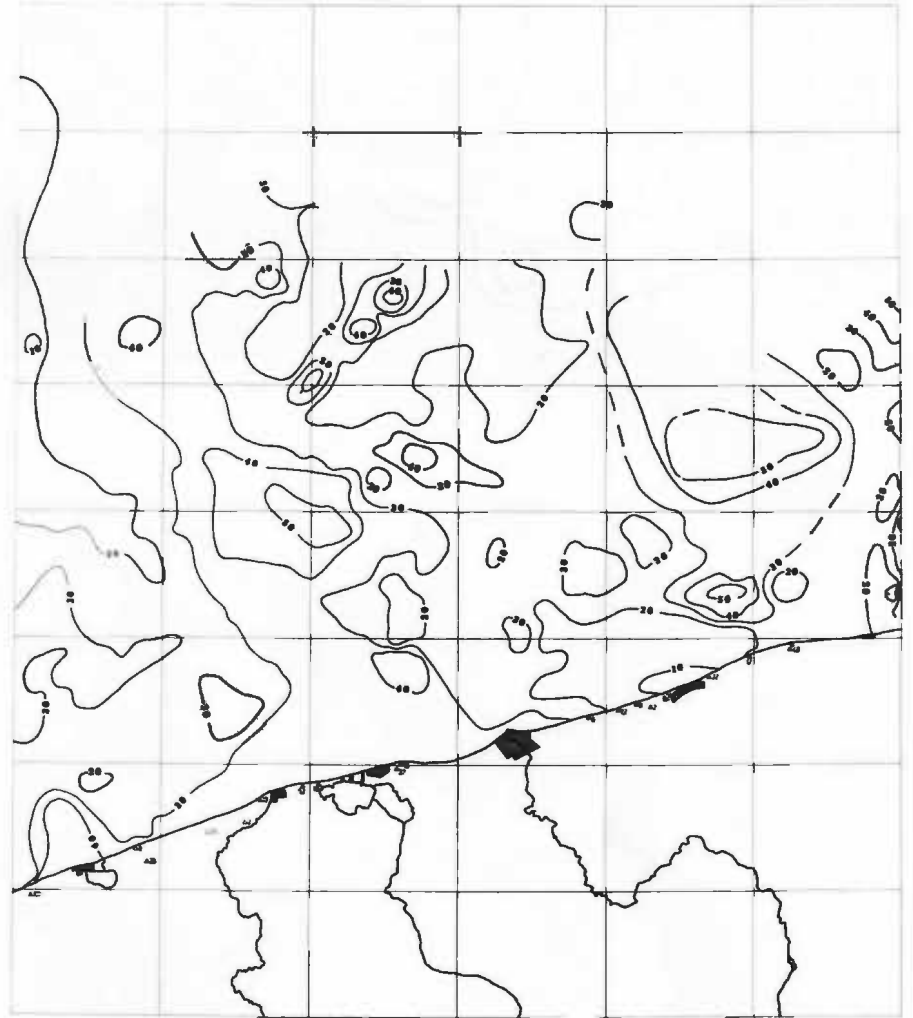
Wskaźnik składu mineralnego G/A
 (wg M. Michałowskiej)

A - stosunek zawartości granatów (G) do amfiboli

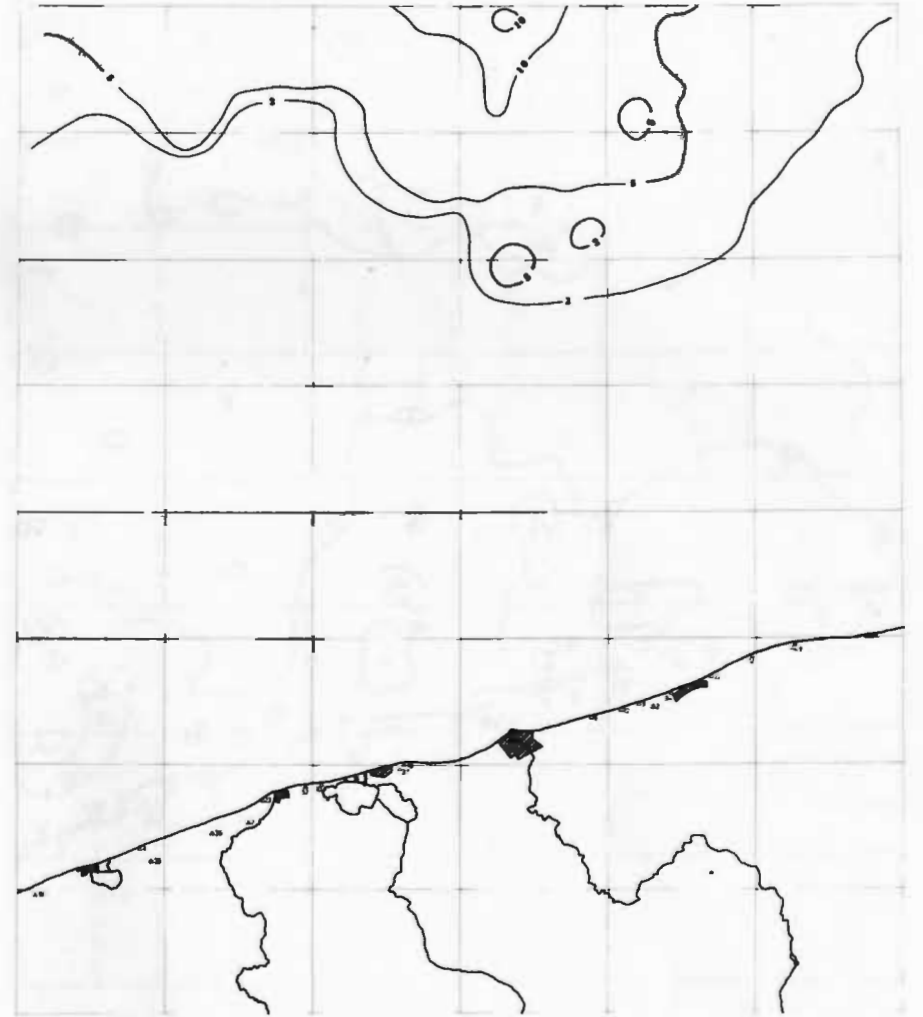


Wskaźnik składu mineralnego A/B+Ch
(wg R. Wójcika)

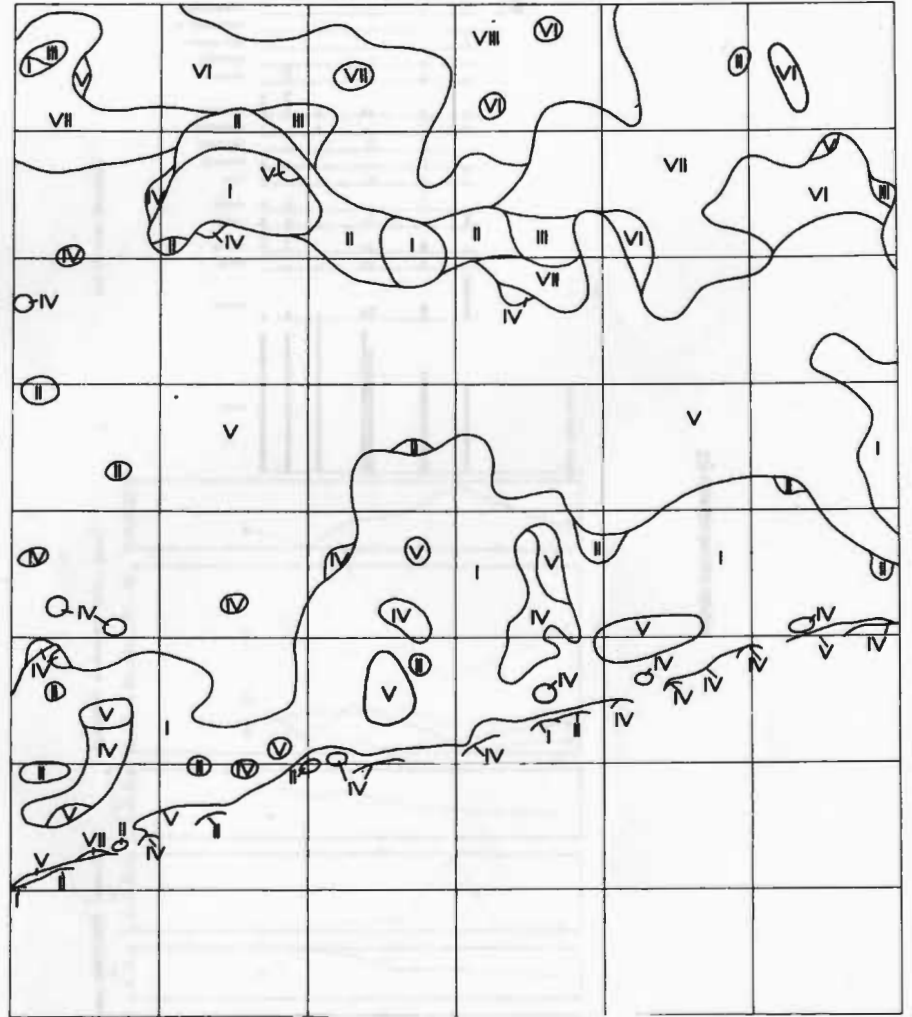
A/B+Ch - stosunek zawartości amfibolu (A) do sumy biotytu i chlorytu (B+Ch)



Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (K+CK)
we frakcji 0,5-0,25 mm (w %)
(wg R. Wójcika)



Zawartość substancji organicznej (w %)
(wg R. Wójcika)



Wskaźnik uziarnienia C-M
(wg M. Michałowakiej)

Typy osadów według diagramu R. Passegi, R. Byramje (1969)

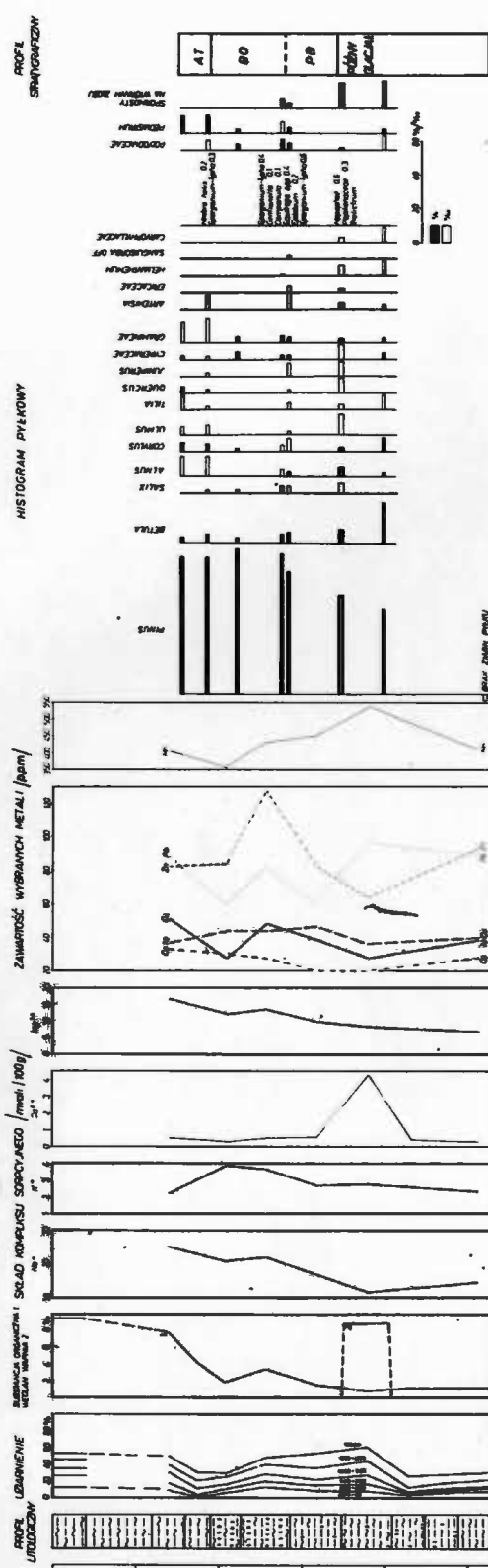
C - pierwszy percentyl rozkładu wielkości ziarn (μm)

M - mediana rozkładu wielkości ziarn (μm)

I - C > 1000; M > 200	V - C < 1000; 200 > M > 100
II - C > 1000; 200 > M > 100	VI - C < 200; 100 > M > 15
III - C > 1000; 100 > M > 15	VII - 1000 > C > 200; 100 > M > 15
IV - C < 1000; M > 200	VIII - C < 1000; M < 15



TABLICA XII



Wyniki badań różnica K2