PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

RADOSŁAW PIKIES, ZOFIA JUROWSKA

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOLOGICZNEJ DNA BAŁTYKU

1:200 000

Arkusz PUCK

pod redakcją J. E. Mojskiego

WARSZAWA 1995

PRACA WYKONANA W RAMACH TEMATU FINANSOWANEGO PRZEZ MINISTERSTWO OCHRONY ŚRODOWISKA, ZASOBÓW NATURALNYCH I LEŚNICTWA

Redaktor Janina ZAJĄC

Akceptował do druku dn. 12.10. 1995r.
dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
Prof. dr hab. Stanisław SPECZIK

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1995

Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie
Nr inw. 9736

Opracował w redakcji komputerowej
Zakładu Publikacji PIG – inż. Stanisław Olczak

Oddano do redakcji komputerowej dn. 04.08.1995 r.

Druk CBK PAN. Zlecenie nr 62/95. Objętość 4,9 ark. wyd. Nakład 200 + 50 egz.

SPIS TREŚCI

Wstęp 5
Batymetria i geomorfologia 6
Batymetria 6
Geomorfologia 7
Formy pochodzenia morskiego 7
Formy pochodzenia lądowego 9
Obszar rzeźby poligenetycznej 10
Formy antropogeniczne 11
Charakterystyka geologiczna 11
Uwagi ogólne 11
Stratygrafia i litologia 12
Kreda górna 12
Trzeciorzęd 13
Czwartorzęd 13
Plejstocen 13
Plejstocen – holocen 21
Holocen 24
Rozwój budowy geologicznej 34
Charakterystyka geologiczno-surowcowa 41
Podsumowanie 42
Literatura 43

WSTĘP

Obszar położony w granicach arkusza Puck Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000 ograniczają od południa i północy równoleżniki: 54°40' N i 55°20' N, od zachodu i wschodu południki: 18°00' E i 19°00' E. Granicę morskiej części arkusza Puck stanowi linia brzegowa, której początek znajduje się około 4 km na zachód od ujścia rzeki Piaśnicy, biegnąca dalej ku wschodowi i południowemu wschodowi poprzez przylądek Rozewie aż po Juratę na Półwyspie Helskim. W granicach obszaru arkusza Puck znajduje się także północna część Zatoki Puckiej, odcięta równoleżnikiem 54°40' N. Powierzchnia morskiej części arkusza Puck wynosi 42,80 km^2.

Prace kartograficzne na morzu rozpoczęto w 1972 r. i z roczną przerwą w 1974 r., trwały one aż do 1978 r. W ich trakcie pobrano 944 próbki czerpakowe, 67 sond rdzeniowych o długości od 0,6 m do 6,3 m i wykonano 2242 km profili echosondażowych. W późniejszym etapie wykonano 24,5 km profili echosondażowych w strefie brzegowej, począwszy od linii brzegowej aż do głębokości około 10 m.

W opracowaniu wykorzystano wyniki badań 5 sond rdzeniowych o długości od 0,4 m do 11,3 m, pobranych w latach 1974 i 1975, a także wyniki badań otworu wiertniczego W 1/82 o długości 22,1 m, odwierconego w 1982 r.

W 1983 r. wykonano w granicach arkusza Puck 95 km ciągłego profilowania sejsmoakustycznego, a w latach 1986 i 1987 wykonano dalsze 464 km profili sejsmoakustycznych. Przy sporządzaniu opracowania uwzględniono profil głębokiego otworu wiertniczego B 2–1/80, odwierconego przez WOPN Petrobaltic.

Pierwszą syntezą omawiającą zgromadzony materiał badawczy była rękopiśmienna Mapa osadów dennych w skali 1:200 000, ark. Puck, (Z. Jurowska, M. Masłowska i R. Pikies, 1979). W opracowaniu tym szeroko omówiono litostratygrafię i zagadnienia facjalne.

Należy nadmienić, że od tego czasu ukazało się szereg opracowań, przedstawiających w ogólnym zarysie rozwój budowy geologicznej Bałtyku Południowego i przyległego lądu: A. Voipio (1981); J. E. Mojski (1987, 1990); B. Rosa (1987).

Budowę geologiczną Głębi Gdańskiej, w nawiązaniu do faz rozwojowych Bałtyku przedstawił F. B. Pieczka (1980).

W granicach arkusza Puck znajduje się północna część dużej formy akumulacyjnej, jaką jest Półwysep Helski. Rozmiary tej formy i jej ranga predestynują ją do odrębnego opracowania.

Materiał badawczy umożliwił realizację zadania przewidzianego projektem badań geologicznych. Rozpoznano litologię i stratygrafię utworów podłoża czwartorzędu, osadów plejstoceńskich i holoceńskich, rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza, a także rzeźbę dna i współczesne procesy litodynamiczne.

BATYMETRIA I GEOMORFOLOGIA

BATYMETRIA

Powierzchnia dna w granicach arkusza Puck jest położona na głębokości od 0 m, w kontakcie z linią brzegową, aż do głębokości 105 m w dnie Głębi Gdańskiej, w pobliżu wschodniej granicy arkusza.

W części południowo-zachodniej arkusza, począwszy od lini brzegowej aż do głębokości 45–50 m w kierunku północnym i 20–25 m w kierunku wschodnim, rozciąga się obszar płytkowodny, dość silnie morfometrycznie zróżnicowany. Obok płaskich obszarów dna, spotyka się rejony, gdzie deniwelacje rzeźby dochodzą do 7–8 m, sporadycznie nawet do 10 m.

W południowej części arkusza znajduje się północna część Zatoki Puckiej. Jej morfometria jest przedstawiona w pracy J. Nowackiego (1977), a przede wszystkim w opracowaniu zespołowym, R. Kramarska i in. (1993).

Poza obszarem płytkowodnym rozciąga się połogi skłon. Jego przebieg naśladuje nieco kształt linii brzegowej. Północny odcinek skłonu o przebiegu subrównoleżnikowym ma długość około 38 km, wysokość jego wynosi od 14 do 30 m a nachylenie waha się od 15' do 1°. Odcinek wschodni skłonu o przebiegu NW–SE ma długość około 42 km, jego wysokość waha się od 30 do 50 m, a nachylenie wzrasta od około 25–40' w części północno-zachodniej do 2°15' w części południowo-wschodniej. U podstawy tego odcinka skłonu rozwinięte jest podnóże, którego nachylenie wynosi od 14 do 22'.

Od głębokości 60–90 m aż do 105 m p.p.m. rozciąga się obszar głębokowodny. W jego granicach położona jest zachodnia i północno-zachodnia część Głębi Gdańskiej, a w części północnej znajduje się niewielki fragment Progu Gotlandzko-Gdańskiego. Próg ten tworzy elewację o wysokościach względnych 20–25 m i przebiegu SW–NE, rozdzielającą Głębię Gdańską od Głębi Gotlandzkiej. Odznacza się on rzeźbą silnie falistą, na którą składają się liczne pagórki. Ich wysokości względne wynoszą 2–4 m, maksymalne dochodzą do 6–7 m, nachylenia zboczy wahają się od 1 do 6°.

Część środkowo-wschodnią obszaru arkusza zajmuje Głębia Gdańska i jej obrzeże. Dno Głębi Gdańskiej tworzy, horyzontalna równina, położona na głębokości od 95 do 105 m w części północnej i środkowej, do głębokości około 82 m na południu. Północne i północno-zachodnie obrzeże Głębi Gdańskiej zajmuje subhoryzontalna równina, łagodnie podnosząca się z południa ku północy, od głębokości 90–102 m do głębokości 82–90 m.

Dwie lokalne równiny znajdujące się w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego, wkraczają częściowo już na obszar sąsiadującego od północy arkusza Basen Gotlandzki i Próg Gotlandzko-Gdański. Dno równiny bardziej zachodniej położone jest na głębokości rzędu 82–83 m, a bardziej wschodniej na głębokości 91–93 m.

GEOMORFOLOGIA

Formy pochodzenia morskiego

Wybrzeża klifowe. W strefach kontaktu wychodni osadów glacjalnych z otwartym morzem, utworzyły się klify. W granicach arkusza Puck utworzyły się one na styku morza z obszarami wysoczyzn dennomorenowych, zwanych lokalnie kępami. W lądowej części arkusza Puck znajdują się: Kępa Pucka i Kępa Swarzewska.

Kępa Swarzewska w części północnej graniczy z otwartym morzem, natomiast w części wschodniej z wodami Zatoki Puckiej.

Kępa Pucka w swojej wschodniej części kontaktuje się tylko z wodami Zatoki Puckiej.

W chwili obecnej, tylko część klifów jest aktywna, czyli niszczona przez abrazję. Klify Kępy Puckiej i Kępy Swarzewskiej są od strony Zatoki Puckiej martwe lub bardzo słabo aktywne, (W. Subotowicz, 1977).

Długość klifu Kępy Puckiej wynosi 8,5 km, wysokość jego jest rzędu 15–18 m, aktywne są dwa odcinki o łącznej długości 0,9 km.

Klif Kępy Swarzewskiej od strony Zatoki Puckiej ma 2,5 km długości, aktywna jest część południowa o długości 150 m.

Klify swarzewski i pucki od strony Zatoki Puckiej budują głównie brunatne gliny zwałowe z lokalnymi wkładkami osadów fluwioglacjalnych. W części północnej klifu swarzewskiego pojawia się szara glina zwałowa (S. Beniuszys, 1963; W. Subotowicz, 1982).

Klif Kępy Swarzewskiej od strony otwartego morza ma długość 8,5 km. Aktywny jest odcinek chłapowski o długości 4 km i odcinek jastrzębiogórski o długości 3 km. Wysokość klifu chłapowskiego dochodzi do 50 m a jastrzębiogórskiego do 35 m.

Klif swarzewski na odcinku chłapowskim budują mioceńskie osady formacji burowęglowej, ponad nimi występują międzymorenowe osady piaszczysto-żwirowe, korona klifu jest zbudowana z brązowej gliny zwałowej i piasków holoceńskich.

Klif swarzewski na odcinku jastrzębiogórskim jest zbudowany z iłów warwowych, nad którymi występują dwa poziomy gliny, rozdzielone osadami piaszczysto-żwirowymi. Ku wschodowi miąższość iłów warwowych maleje, w dolnej części klifu pojawiają się utwory mioceńskie (W. Subotowicz, 1982).

Wybrzeża wydmowe. Występują one na zachód od Jastrzębiej Góry aż do zachodniej granicy arkusza. Podłoże ma tutaj charakter mierzejowy. Od strony lądu

do mierzei tej przylega akumulacyjna Nizina Karwieńska, zajęta głównie przez niskie torfowiska.

Akumulacyjny charakter ma także mierzeja Półwyspu Helskiego. Długość półwyspu w granicach arkusza wynosi 25 km. Piaski mierzejowe są nadbudowane piaskami eolicznymi, tworzącymi wydmy. W części północnej, przynasadowej półwyspu, wydmy są słabiej rozwinięte, a ich wysokość dochodzi do 6–7 m. W części środkowej półwyspu są one bardziej rozbudowane, wysokości ich wahają się od 13 do 19 m.

Podwodny skon brzegowy. Jest to pas dna ciągnący się od linii brzegowej do głębokości 10, miejscami 15 m p.p.m. Szerokość skłonu w pobliżu abrazyjnych odcinków brzegu jest mniejsza i w rejonie Rozewia wynosi tylko 0,8 km, a na odcinkach akumulacyjnych szerokość skłonu osiąga 1,4–1,7 km. Wyścielająca skłon pokrywa okruchowa podlega intensywnemu oddziaływaniu procesów falowych. Z procesami tymi wiąże się występowanie rew. Na akumulacyjnych odcinkach brzegu z reguły występują dwie lub trzy rewy. Najwyraźniejszy jest system rew którego wierzchołki są położone na głębokości rzędu 2,0–2,4 m. Na podwodnym skłonie brzegowym Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Gdańskiej najczęściej widoczny jest system rew, którego wierzchołki zalegają na głębokości 2,2–3,5 m p.p.m.

Skłon mierzei. Widoczna nad poziomem morza forma akumulacyjna Półwyspu Helskiego, posiada w części podwodnej bardzo rozbudowany cokół akumulacyjny. Początkowo znaczna część materiału okruchowego, pochodząca z rejonu środkowego wybrzeża była deponowana u wschodniego podnóża obszaru pytkowodnego, dość daleko od obecnej formy Półwyspu Helskiego. Narastanie mierzei w kierunku południowo-wschodnim było etapem późniejszym. Według P. Słomianki (1986) kubatura materiału okruchowego całego Półwyspu Helskiego wynosi 15 mld m^3. U podnóża akumulacyjnego skłonu mierzei występuje łagodnie nachylone podnóże. Wyznacza ono zasięg procesów sedymentacyjnych, związanych ze współczesną rozbudową półwyspu.

Nachylenie skłonu akumulacyjnego w części północnej wynosi 25–40', w części południowej wzrasta do 2°15'. Jego wysokość wynosi odpowiednio 30 m i 50 m. Podnóżne skłonu jest nachylone w granicach 14–22', jego dolna krawędź przebiega na głębokości rzędu 70–90 m.

Relikty wybrzeży akumulacyjnych. Na dnie Zatoki Puckiej, ciągnie się w północnym przedłużeniu klifu oksywskiego podwodny, piaszczysty wał zwany Rybitwią Mielizną (Rewą Mew). Formę tę już w 1923 r. uznał S. Pawłowski za zatopioną mierzeję. Powstała ona w wyniku niszczenia Kępy Oksywskiej i transportu rumowiska ku północy. W momencie przyblokowania tej formy od północnego wschodu, przez szybko narastającą mierzeję helską, procesy hydrodynamiczne w Zatoce Puckiej znacznie osłaby. Północna, wewnętrzna część zatoki nosi nazwę Zalewu Puckiego.

Równiny abrazyjno-akumulacyjne. Dwa pola z tego typu rzeźbą występują w południowej części arkusza, jedno na głębokości 20–28 m, drugie 18–20 m p.p.m. Duże połacie tych równin występują na głębokości rzędu 82–102 m p.p.m., gdzie okalają one głębokowodną równinę akumulacyjną Głębi Gdańskiej.

Równiny te powstawały dwuetapowo. W pierwszym etapie dominowała abrazja, w wyniku której częściowemu zniszczeniu uległy osady glacjalne, a w głębszych rejonach dna osady bałtyckiego jeziora lodowego. W drugim etapie na zrównanej powierzchni zostały zdeponowane osady morskie.

Miąższość pokrywy akumulacyjnej w części płytkowodnej arkusza jest dość znaczna i waha się od 0,5 m do paru metrów. Pokrywę akumulacyjną najczęściej budują tutaj piaski drobnoziarniste.

Pokrywę akumulacyjną równin głębokomorskich budują osady mulisto-ilaste, z domieszką frakcji piaszczystej. Osiąga ona niewielkie miąższości, rzędu 0,2–0,5 m.

Równiny abrazyjne. W części północno-zachodniej obszaru arkusza znajdują się trzy tego rodzaju równiny. Dwie mniejsze, położone są na głębokości 56–60 m p.p.m. Największa z nich, przylegająca do zachodniej granicy arkusza położona jest płycej, najmniejsza występująca tutaj głębokość to 42 m. Równiny te powstały przez abrazyjne ścięcie stropowych sekwencji osadów glacjalnych. Nadbudowuje je natomiast cienka, rezydualna warstwa żwirowo-piaszczysta, również kamienista, powstała z rozmycia podścielających glin.

Równiny akumulacyjne. Powstały one w wyniku wypełnienia najgłębszych rejonów dna przez poziomo leżący płaszcz osadów ilasto-mulistych morza litorynowego i bałtica. Ich rozmieszczenie pokrywa się z położeniem dna Głębi Gdańskiej. Równina akumulacyjna tej głębi położona jest na głębokości od 82 m do 105 m p.p.m.. Pod tymi osadami, oraz osadami starszych faz rozwojowych Bałtyku schowana jest niezmieniona, pagórkowata rzeźba glacjalna.

Dwa, małe obszary równinne o genezie akumulacyjnej znajdują się w północnej części obszaru arkusza, na głębokości 82–83 i 91–93 m p.p.m., w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego.

Pagórki akumulacji morskiej. Duży obszar z tego typu rzeźbą znajduje się w części południowo-zachodniej na głębokości od 10 m do 25 m p.p.m., u podnóża podwodnego skłonu brzegowego. Pagórki tej genezy nadbudowują również zrównane wychodnie osadów zastoiskowych. Rzeźba ta występuje wówczas na głębokości 23–30 m. Wysokość względna tych form wynosi średnio 2–4 m, maksymalna 8 m. Natura procesów hydrodynamicznych, które doprowadziły do ich powstania nie jest całkiem jasna.

Formy pochodzenia lądowego

Wybrzeża aluwialne. Ten typ rzeźby występuje na zachodnim brzegu Zatoki Puckiej, na styku ujść szerokich obniżeń pradolinnych z wodami zatoki. Tymi szerokimi dolinami uchodzą obecnie do zatoki niewielkie rzeki: Reda, Płutnica i Gizdepka. Ujścia ich są niskie i zatorfione, brak jest tutaj typowej plaży z wydmą przednią na jej zapleczu.

Pagórki moreny subakwalnej (o wysokościach względnych do 5 m). Rzeźba tego typu występuje w północnej części obszaru arkusza, w trzech oddzielnych rejonach, umownie nazwanych wschodnim, środkowym i zachodnim. Średnie wysokości pagórków rejonu wschodniego i środkowego wynoszą około 3 m, maksymalne dochodzą do 6 m. Nachylenia ich zboczy wahają się od 1 do 6°. Obszary występowania tej rzeźby zalegają odpowiednio na głębokościach 84–90 m i 77–84 m p.p.m.. Rejon zachodni położony jest przy wylocie Rynny Supskiej, u podnóża

jej południowego zbocza, na głębokości od około 65 m do 80 m p.p.m. Maksymalne deniwelacje rzeźby dochodzą tutaj do 6 m, a nachylenia zboczy do 5°, (R. Pikies, 1981).

Opisane obszary, szczególnie wschodni i środkowy, stanowią łagodne elewacje dna pośród rozległych równin abrazyjno-akumulacyjnych. Te elewacje dna odpowiadają elewacjom stropu podłoża czwartorzędu. Pagórki morenowe są zbudowane z gliny subakwalnej.

Wzgórza morenowe (o wysokościach względnych do 10 m). Występują one w części północno-zachodniej arkusza, na głębokościach od około 60 m do 82 m p.p.m. W porównaniu z pagórkami moreny subakwalnej, wzgórza morenowe pojawiają się rzadziej w rzeźbie dna, wysokości ich dochodzą do 10 m, a zbocza są przykładowo nachylone w granicach 58'–1°43'. Ich kulminacje są niekiedy płaskie, jakby ścięte przez abrazję.

Ostańce abrazyjne pozostałe po wzniesieniach strefy marginalnej. Są to pojedyncze, mocno wydłużone wzgórza, w otoczeniu równin obszaru głębokowodnego. Największy z ostańców, o przebiegu N–S, znajduje się w północnej części Głębi Gdańskiej. Długość tego wzgórza ponad powierzchnią dna wynosi 2,7 km, maksymalna szerokość dochodzi do 600 m, a wysokość do 5 m. Formy te prawdopodobnie tworzyły się w strefach marginalnych zamierającego lądolodu.

Relikty równin zastoiskowych. Występują one w dwóch rejonach obszaru płytkowodnego. Stropowe części osadów zastoiskowych zostały ścięte i przykrywa je pokrywa morskich osadów o różnej miąższości. Tak zdefiniowana powierzchnia równin zastoiskowych występuje na głębokości od 15 do 30 m p.p.m. Równiny te w kierunku zachodnim, na obszarze arkuszy: Łeba, Słupsk (S. Uścinowicz, J. Zachowicz, 1991) oraz Ławica Słupska i Ławica Słupska N (R. Kramarska, 1991), mają swoją dalszą kontynuację.

Relikty akumulacji jeziorno-rzecznej, lokalnie torfowiskowej. Pozostałości takiej akumulacji występują obecnie na dnie Zalewu Puckiego. Pod cienką warstwą osadów lagunowych występują tutaj torfy, kreda jeziorna, a także piaski muliste i drobnoziarniste z detrytusem organicznym. Wspomniane osady wypełniają obniżenia stropu powierzchni późnoglacjalnej.

Doliny nieokreślonej genezy (prawdopodobnie rzeczne). W środkowej części obszaru płytkowodnego widoczna jest forma dolinna o długości 23 km, miejscami pogrzebana, która nie rysuje się w rzeźbie dna. Szerokość tej doliny dochodzi do 500 m, a głębokość do 4–8 m. Zachodnią granicę obszaru arkusza przecina szerokie obniżenie dolinne o przebiegu równoleżnikowym, którego wylot położony jest na głębokości około 70 m p.p.m.

Geneza tych dolin nie jest całkowicie jasna. Nie można wykluczyć, że są to doliny typu marginalnego, pochodzenia wodnolodowcowego.

Obszar rzeźby poligenetycznej

Obszar współwystępowania reliktów rzeźby lodowcowej oraz pagórków akumulacji morskiej (o wysokościach względnych 2–8 m). Pagórki występujące w granicach obszaru płytkowodnego powstały głównie w wyniku akumulacji osadów morskich. Za przykład mogą służyć pagórki nadbudowujące strop osadów zastoiskowych. Znane są również z innych pytkowodnych rejonów Bałtyku Południowego pagórki zbudowane z osadów glacjalnych.

W skutek niedostatecznego rozpoznania, braku szczegółowych badań, trudno na obecnym etapie określić genetycznie te formy. Duży, pagórkowaty obszar położony jest w południowo-zachodniej części arkusza, na głębokości rzędu 35–55 m p.p.m. Deniwelacje rzeźby wynoszą tutaj średnio 3–5 m, dochodząc do 10 m.

Formy antropogeniczne

Tor wodny. Jedyny zaznaczony tor znajduje się w Zatoce Puckiej na podejściu do małego portu w Jastarni. Długość jego wynosi około 2000 m, szerokości 100–120 m, głębokość jest rzędu 2–3 m p.p.m. Tor ten jest wykopany w piaskach średnioziarnistych, budujących przybrzeżne płycizny Półwyspu Helskiego.

Drugi mały tor znajduje się na podejściu do portu we Władysławowie, jednak ze względu na niewielkie rozmiary został on pominięty na mapie geomorfologicznej.

Baseny portowe. W granicach arkusza Puck znajdują się dwa porty, nieco większy we Władysławowie i mniejszy w Jastarni. Są to głównie porty rybackie, w mniejszym stopniu służą jako przystanie żeglarskie, lub do celów wycieczkowych.

Budowa portu we Władysławowie zakłóciła naturalny transport rumowiska wzdłużbrzeżnego, utrzymującego w stanie równowagi dynamicznej podwodny skłon brzegowy Półwyspu Helskiego. W wyniku częściowego deficytu materiału okruchowego przyśpieszona została abrazja odmorskiej części Półwyspu Helskiego. Natomiast port we Władysławowie jest stale zamulany.

*
* *

Stoki (skony). Jest to wydzielenie typowo morfometryczne, nie wynikające z genezy. Duży, regionalny skłon, rozdzielający obszar płytkowodny od obszaru głębokowodnego ma dwojaką genezę. Odcinek północny, subrównoleżnikowy powstał w wyniku akumulacji lodowcowej, odcinek wschodni o przebiegu NW–SE, tworzy cokół akumulacyjny Półwyspu Helskiego.

Niewielkie skłony, znajdujące się w północno-zachodniej części arkusza mają prawdopodobnie genezę egzaracyjną i są uwarunkowane strukturalnie.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

UWAGI OGÓLNE

Omawiany obszar położony jest w obrębie pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej, na zachodnim skrzydle syneklizy bałtyckiej. Skrzydło to jest pocięte systemem uskoków na bloki, wśród których najbardziej wysunięty ku południowemu

wschodowi jest blok Łeby. Zachodnia część arkusza Puck położona jest w peryferyjnej, wschodniej części tego wyniesienia. Fundament krystaliczny zalega w części lądowej arkusza na głębokości 3226 m (otwór wiertniczy Żarnowiec IG-1, K. Lendzion, 1970) natomiast w otworze Petrobalticu (B 2-1/80), usytuowanym około 17 km na północny-zachód od Rozewia, fundament występuje na głębokości 2907 m.

Pokrywa osadowa platformy składa się z wendyjsko-staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego, kompleksu permomezozoicznego i alpejskiego. Kompleks alpejski reprezentowany jest przez utwory górnokredowe i młodsze (W. Pożaryski, A. Witkowski, 1990). Osady górnokredowe zalegają przekraczająco na starszych osadach, m.in. na zachód od Władysławowa (W. Pożaryski i inni, 1978). Większą część podłoża czwartorzędu morskiej części arkusza Puck budują osady górnej kredy, występując w jego południowej, środkowej i północno-wschodniej części.

W południowo-zachodniej, płytkowodnej części, pod utworami czwartorzędu występują osady trzeciorzędowe sięgając na obszar sąsiedniego arkusza Łeba, Słupsk daleko ku północy, aż po obszar Rynny Słupskiej (S. Uścinowicz, J. Zachowicz, 1991).

Utwory górnokredowe zostały udokumentowane bezpośrednio w otworze wiertniczym W 1/82. Sposób zalegania tych osadów jest dobrze widoczny w zapisach sejsmoakustycznych z północnej i wschodniej części arkusza.

Osady plejstoceńskie i holoceńskie udokumentowano zarówno metodą sejsmoakustyczną jak i przez pobór próbek powierzchniowych i sond rdzeniowych. Wykonane badania litostragraficzne w powiązaniu z profilowaniem sejsmoakustycznym dały podstawę podziału stratygraficznego osadów.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Kreda górna

Iły, iłowce i piaski muliste — morskie (SW część arkusza) oraz mułki piaszczyste i piaski muliste (N, NE część arkusza) — K_2. Utwory kredowe budują większą część podłoża czwartorzędu na obszarze arkusza Puck. Występują one w otworze wiertniczym W 1/82, zlokalizowanym w północnej części arkusza, na głębokości 80,5 m p.p.m. Strop górnej kredy zalega tutaj na rzędnej 93,07 m poniżej poziomu morza. Przewiercono tylko stropowy odcinek o długości 10,53 m. Występują tutaj ciemnoszarozielone piaski muliste, których średnie zawartości poszczególnych frakcji są następujące: 69,3% frakcji piaszczystych, 17,2% frakcji mulistych i 13,3% frakcji ilastych, (tab. 1). Piaski te zawierają duże ilości drobnych blaszek muskowitu, są też wyraźnie smugowane. Obecny jest detrytus muszli małży, dość rzadki w przelocie 12,9–13,0 m, natomiast na głębokości 21,8–22,0 m p.p.m. występujący obficie, pokruszone muszle tworzą tutaj laminy o uporządkowanych teksturach. Fauna jest bardzo źle zachowana.

Osady te są wyraźnie wapniste, zawartość $CaCO_3$ określona metodą derywatograficzną wynosi średnio 3,8 %, zawartość substancji organicznej wynosi 2,0 %, a zawartość kwarcu 46,7 % (3 analizy). W składzie minerałów ciężkich, badanym we

frakcji 0,25–0,125 mm dominuje glaukonit (43,9%), następnie minerały zmienione (27,4%) i minerały ciężkie przezroczyste (15,3%). W podgrupie minerałów ciężkich przezroczystych dominują ziarna biotytu i chlorytu (suma 70,9%). Dużo też jest epiodotu (9,0 %), cyrkonu (5,7%) i dystenu (3,8 %), tab. 2.

Datowanie mikropalentologiczne osadów wskazuje na ich wiek górnokredowy, (E. Gawor-Bieda, 1988). Wskazuje na to równoczesne występowanie gatunku *Avenobulimina preslii* (Reuss) i przedstawicieli rodzaju *Gavelinella*. Występują też zęby ryb, włókna inoceramów.

Przedstawione spektrum minerałów ciężkich jest bardzo zbliżone do spektrum osadów górnokredowych, występujących w otworach z części lądowej arkusza: Chłapowo I i III, spektrum to cechuje się podwyższonymi zawartościami epidotu, cyrkonu i dystenu. Osady te są datowane na dolny turon, ewentualnie przełom cenomanu i turonu (B. Kosmowska-Ceranowicz, 1987; M. Piwocki i in., 1985).

Utwory górnej kredy występują również w otworze wiertniczym B 2–1/80. Ich strop i spąg zalegają na rzędnej 113 m oraz 176 m poniżej poziomu morza. Jest to seria ciemnozielonych mułków piaszczystych, w stropie podrzędnie pojawiają się szarozielone piaskowce muliste. Górna, 30 m część tych osadów jest wyraźnie wzbogacona w glaukonit. Skład otwornic pozwolił datować te osady na cenoman.

Miąższość utworów kredowych na obszarze arkusza wzrasta ku południowemu wschodowi, profil wzbogaca się o kolejne ogniwa młodsze od turonu. W rejonie Juraty na Półwyspie Helskim występują już margle i piaskowce glaukonitowe kampanu, strop kredy zalega tutaj na głębokości 120 m poniżej poziomu morza (Z. Pazdro, 1956).

Trzeciorzęd

Iły, mułki ilaste i mułki piaszczyste — Pg_3. Trzeciorzęd stanowi podłoże czwartorzędu jedynie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Osady tego wieku występują w otworze wiertniczym B 2–1/80 na rzędnej od 100 do 113 m poniżej poziomu morza. Są to ciemnoszare iły z muskowitem, przechodzące ku górze w wapniste iły z domieszką glaukonitu. Serię tę zamyka szarozielony, słabo zwięzły piaskowiec o lepiszczu ilasto-wapiennym. Osady te są datowane na najniższy oligocen, ewentualnie przełom eocenu i oligocenu.

Osady trzeciorzędowe w kierunku większych głębokości dna wyklinowują się, co potwierdza przekrój geologiczny A–B, gdzie osady te około 23 km na północny wschód od Chałup ulegają całkowitej redukcji.

Czwartorzęd

Plejstocen

Na powierzchni dna w granicach arkusza, osady plejstoceńskie nie odsłaniają się. O miąższości plejstocenu świadczy rozpoznanie sejsmoakustyczne. W części południowo-zachodniej, płytkowodnej, osady plejstocenu osiągają miąższości rzędu

Uziarnienie

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Frakcje				
			16,0–8,0	8,0–4,0	4,0–2,0	2,0–1,0	1,0–0,5
1	2	3	4	5	6	7	8
K_2	piaski muliste	3	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0.4 / –	3,1 / –
$_{gz}$Pl	gliny zwałowe	2	3,9 / –	2,7 / –	2,0 / –	3,2 / –	5,3 / –
$_{gz}$B	gliny zwałowe	13	0,0 / 0,2	0,5 / 1,3	0,5 / 0,9	4,3 / 4,9	2,7 / 1,8
$_{gs}$B	gliny subakwalne	17	0,0 / 0,1	0,4 / 1,1	1,1 / 3,5	2,3 / 1,4	2,0 / 1,3
$_{l,lm-pd}^{b}$B	piaski drobnoziarniste	6	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0.1 / 0,06	0,8 / 0,6
	piaski muliste	1	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –
	iły warwowe	8	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,04	0,1 / 0,2
$_{lm-pmi}^{gm}$PlH	iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste, osady typu piasek-muł-ił	6	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,05	0,4 / 0,5	0,8 / 0,5
$_{lm-pm}^{m}$H $_{1-2}$	iły muliste, muły ilaste i piaski muliste	8	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,05	0,4 / 0,5	0,8 / 0,9
$_{zp}^{m}$H $_{3-5}$	żwiry piaszczyste	2	44,9 / –	9,5 / –	8,7 / –	4,7 / –	10,4 / –
$_{pż}^{m}$H $_{3-5}$	piaski żwirowe	2	0,2 / –	10,5 / –	12,3 / –	7,4 / –	13,0 / –
$_{pr}^{m}$H $_{3-5}$	piaski różnoziarniste	7	0,5 / 0,8	3,4 / 4,2	1,5 / 1,7	6,3 / 4,6	24,5 / 6,5
$_{pg}^{m}$H $_{3-5}$	piaski gruboziarniste	26	0,05 / 0,06	0,6 / 1,4	0,8 / 0,9	13,0 / 7,5	42,9 / 9,2
$_{pś}^{m}$H $_{3-5}$	piaski średnioziarniste	141	0,04 / 0,4	0,1 / 0,5	0,1 / 0,3	2,0 / 2,7	15,5 / 10,0
$_{pd}^{m}$H $_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	722	0,2 / 1,9	0,2 / 1,1	0,1 / 0,6	1,4 / 3,4	3,9 / 7,3
$_{pm}^{m}$H $_{3-5}$	piaski muliste	32	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,2 / 0,4	0,3 / 0,4
$_{pi}^{m}$H $_{3-5}$	piaski ilaste	7	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,2 / 0,2	2,8 / 1,0	4,3 / 1,3
$_{pmi}^{m}$H $_{3-5}$	piasek-muł-ił	23	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,3 / 0,8	0,6 / 1,2

Tabela 1

osadów

(mm)								Parametry rozkładu wielkości ziarna (wg wzorów Folka, Warda, 1957)			
0,5–0,25	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
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
12,9 / –	31,2 / –	21,7 / –	6,4 / –	3,9 / –	3,5 / –	3,4 / –	13,3 / –	–	–	–	–
9,3 / –	16,6 / –	16,9 / –	4,6 / –	3,7 / –	5,8 / –	3,8 / –	22,2 / –	–	–	–	–
5,5 / 3,3	11,1 / 5,8	12,7 / 9,3	8,7 / 5,7	8,0 / 5,3	8,1 / 5,9	5,1 / 3,9	32,8 / 21,0	–	–	–	–
4,2 / 2,3	9,9 / 5,9	12,0 / 6,6	8,9 / 4,2	8,4 / 5,2	8,0 / 4,1	5,8 / 5,4	37,0 / 17,4	–	–	–	–
10,8 / 10,8	54,7 / 23,2	25,0 / 15,6	7,4 / 9,4	1,1 / 1,3	0,1 / 0,1	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	2,81 / 0,44	0,62 / 0,19	0,08 / 0,08	1,11 / 0,09
0,3 / –	7,3 / –	56,5 / –	20,5 / –	0,8 / –	1,7 / –	9,4 / –	3,5 / –	4,0 / –	11,7 / –	0,48 / –	1,86 / –
3,8 / 4,9	4,3 / 4,5	5,6 / 4,3	8,7 / 4,8	12,1 / 5,5	15,3 / 2,8	14,7 / 5,9	35,4 / 19,0	–	–	–	–
2,1 / 2,2	5,8 / 6,6	13,0 / 12,5	11,4 / 8,2	8,6 / 8,9	7,2 / 6,5	4,1 / 2,0	48,6 / 33,0	–	–	–	–
1,9 / 2,4	7,1 / 8,2	15,0 / 14,9	8,3 / 6,4	4,4 / 2,7	5,6 / 3,4	7,3 / 4,4	49,2 / 22,9	–	–	–	–
16,9 / –	4,5 / –	0,3 / –	0,05 / –	0,05 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	–	–	–	–
18,4 / –	26,9 / –	8,9 / –	2,2 / –	0,1 / –	0,05 / –	0,05 / –	0,0 / –	–	–	–	–
33,3 / 6,1	25,9 / 10,8	3,9 / 3,5	0,7 / 0,6	0,03 / 0,2	0,01 / 0,04	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	1,4 / 0,1	0,9 / 0,1	–0,03 / 0,2	0,95 / 0,10
31,5 / 10,1	10,1 / 6,1	1,0 / 1,6	0,05 / 0,1	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	1,0 / 0,15	0,79 / 0,003	0,20 / 0,17	0,81 / 0,03
59,1 / 8,6	20,6 / 11,6	2,4 / 5,9	0,2 / 0,3	0,04 / 0,08	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	1,56 / 0,28	0,59 / 0,11	0,02 / 0,10	1,07 / 0,12
15,5 / 17,3	58,6 / 23,7	15,6 / 15,5	2,9 / 5,7	0,7 / 1,9	0,2 / 1,2	0,6 / 3,1	0,1 / 1,3	2,53 / 0,59	0,58 / 0,26	0,02 / 0,18	1,23 / 0,24
1,9 / 1,6	19,4 / 10,2	39,9 / 9,5	18,5 / 5,7	5,5 / 2,5	3,4 / 1,9	1,7 / 1,3	9,2 / 5,0	–	–	–	–
10,3 / 3,8	20,8 / 3,2	20,0 / 5,1	7,1 / 1,4	2,5 / 1,0	2,9 / 0,8	4,1 / 1,1	25,0 / 8,6	–	–	–	–
0,9 / 1,1	7,5 / 4,1	21,5 / 6,2	15,4 / 3,8	10,0 / 2,9	9,5 / 2,9	7,0 / 2,2	27,3 / 2,0	–	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8
$^{m}_{mp}H_{3-5}$	muły piaszczyste	10	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,1 / 0,1
$^{m}_{mi}H_{3-5}$	muły ilaste	32	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,1 / 0,0	0,1 / 0,5
$^{m}_{ip}H_{3-5}$	iły piaszczyste	3	0,1 / –	0,6 / –	0,2 / –	1,1 / –	2,5 / –
$^{m}_{im}H_{3-5}$	iły muliste	13	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0	0,0 / 0,0
$^{m}_{i}H_{3-5}$	iły	1	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,6 / –	0,4 / –
$^{me}_{ps}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	4	0,0 / –	0,0 / –	0,02 / –	0,8 / –	5,6 / –
$^{me}_{pd}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	52	0,4 / 1,9	0,2 / 0,6	0,1 / 0,2	1,3 / 1,4	3,8 / 3,6
$^{me}_{m-pm}H_{3-5}$	piaski muliste lagunowe	13	0,5 / 0,9	0,2 / 0,3	0,2 / 0,2	2,5 / 2,2	4,7 / 2,9
	muły piaszczyste	3	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,3 / –	1,9 / –

wartość średnia / odchylenie standardowe w %

50–55 m. Są to gliny zwałowe o bardzo urozmaiconej rzeźbie stropu, oraz osady zastoiskowe, wypełniające obniżenia w stropie glin (przekrój geologiczny C–D). Miąższość plejstocenu w granicach obszaru głębokowodnego jest znacznie mniejsza, wynosi 10–15 m, lokalnie wzrastając do 25–28 m. Profil składa się z glin zwałowych oraz przykrywających je iłów warwowych, lub z synchronicznych z nimi glin subakwalnych, które również zalegają na glinach zwałowych, lecz w nieco płytszych rejonach dna (przekroje A–B, C–D).

Gliny zwałowe — $_{gz}$Pl. Osady te największe miąższości osiągają w płytkowodnej części arkusza. W miejscach gdzie podścielają one osady zastoiskowe miąższość ich wynosi średnio 10–20 m, dochodząc maksymalnie do 55 m. Niewykluczone, że w tych rejonach, górny, około 35 m horyzont reprezentuje zlodowacenie północnopolskie (przekrój C–D). Cienkie, zredukowane serie tej gliny występują też pod akumulacyjnym dnem Głębi Gdańskiej, gdzie zalegają one bezpośrednio w stropie górnej kredy.

Utwory te rozpoznano bezpośrednio tylko w otworze wiertniczym W 1/82. Występują tutaj dwie serie gliny o miąższościach — 4,4 m i 0,5 m, które rozdziela 0,5 m pakiet warstwowanej gliny i laminowanego mułku. Ten 0,5 m pakiet wykazuje cechy deformacyjne związane z przemieszczaniem się lądolodu. Dolną glinę zaliczono do plejstocenu nie rozdzielonego, 0,5 m warstwę z teksturami deformacyjnymi i serię górną do zlodowacenia północnopolskiego.

Tabela 1 cd.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1,1 / 1,4	8,0 / 5,1	23,3 / 7,7	24,5 / 6,1	16,7 / 5,9	10,7 / 4,9	4,0 / 2,6	11,6 / 4,7	–	–	–	–
0,2 / 0,3	0,9 / 0,1	6,1 / 3,8	13,1 / 3,8	12,3 / 2,8	14,6 / 2,3	13,9 / 3,0	38,7 / 6,4	–	–	–	–
5,7 / –	11,5 / –	11,0 / –	5,0 / –	3,0 / –	2,3 / –	4,0 / –	53,1 / –	–	–	–	–
0,1 / 0,0	0,5 / 0,7	3,4 / 2,0	9,1 / 3,8	7,9 / 1,0	11,6 / 1,8	15,1 / 2,2	52,3 / 3,8	–	–	–	–
1,2 / –	1,9 / –	2,5 / –	2,0 / –	1,8 / –	3,1 / –	8,2 / –	78,3 / –	–	–	–	–
69,8 / –	23,5 / –	0,3 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	0,0 / –	1,68 / –	0,46 / –	–0,01 / –	1,06 / –
16,9 / 12,4	51,5 / 15,5	19,0 / 12,9	5,6 / 6,1	1,0 / 1,2	0,1 / 0,3	0,1 / 0,7	0,04 / 0,3	2,55 / 0,42	0,78 / 0,26	–0,04 / 0,14	1,21 / 0,19
9,0 / 4,9	19,3 / 5,5	27,9 / 9,8	25,6 / 6,9	6,1 / 1,4	1,1 / 1,9	2,1 / 5,2	0,8 / 2,1	3,42 / 0,52	1,40 / 0,41	–0,05 / 0,25	1,06 / 0,25
4,5 / –	7,8 / –	13,4 / –	24,5 / –	13,3 / –	7,4 / –	18,9 / –	8,0 / –				

Glina z otworu W 1/82 granulometrycznie odpowiada piaskom ilastym, domieszka frakcji żwirowych wynosi 8,6 %, (tab. 1).

Analiza derywatograficzna wykazała zawartości kalcytu od 9,5 do 12,3%, substancji organicznej od 1,1 do 1,3% i kwarcu od 65 do 80%. Zawierają one też illit (2 analizy).

Wśród minerałów ciężkich najliczniej występuje glaukonit (38,6%), następnie minerały zmienione i nieprzezroczyste, mało jest minerałów ciężkich przezroczystych (8,7%). W podgrupie tej dominują amfibole (36,4%), granaty (21%) oraz biotyty (13,2%) i chloryty (12,3%; tab. 2). Duża zawartość glaukonitu w składzie mineralnym tych glin wskazuje na wchłonięcie tego minerału z kredowego podłoża, w trakcie jego egzaracji.

Możliwe, że opisywane gliny korelują się z dolnymi glinami zwałowymi zlodowacenia północnopolskiego, rozpoznanymi w otworze wiertniczym G 1, zlokalizowanym na obszarze arkusza Głębia Gdańska. Gliny te datowano termoluminescencyjnie na 44 300 ± 6600 lat (UG 792, S. Uścinowicz, J. Zachowicz, 1992).

Skład minerałów ciężkich

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Zaw. min. ciężkich % wag.	Grupy minerałów (%% ilościowe)						
				min. nieprzezroczyste	min. zmienione	okruchy skał	glaukonit	węglany	min. przezroczyste	granaty
K_2	piaski muliste	3	0,6	11,8	27,4	1,3	43,9	0,3	15,3	4,8
$_{gz}$Pl	gliny zwałowe	2	2,8	19,1	23,9	2,9	38,6	6,8	8,7	21,0
$_{gz}$B	gliny zwałowe	2	1,8	10,3	28,4	3,2	11,2	14,0	33,0	14,4
$_{gs}$B	gliny subakwalne	1	1,1	9,5	32,2	5,3	6,8	8,3	37,9	17,7
$_{lm-pd}^{b}$B	piaski drobnoziarniste	2	0,2	28,6	16,5	10,4	1,2	0,4	42,8	6,8
	muły piaszczyste	1	0,3	40,0	16,3	5,9	1,3	0,5	36,0	14,7
$_{żp}^{m}H_{3-5}$	żwiry piaszczyste	1	1,1	34,7	19,2	3,0	2,2	0,0	40,9	38,7
$_{pż}^{m}H_{3-5}$	piaski żwirowe	1	0,9	16,7	13,8	5,6	5,8	38,2	19,9	24,2
$_{pr}^{m}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	3	1,4	25,3	10,5	6,7	1,6	0,0	55,9	31,4
$_{pg}^{m}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste	12	2,4 1,6	33,6 5,9	11,0 3,0	2,9 1,5	2,3 1,3	0,6 0,6	49,6 5,5	47,9 12,8
$_{pś}^{m}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	98	1,9 1,6	29,9 7,1	10,5 4,7	2,6 1,7	4,4 3,8	0,2 0,5	52,3 6,9	51,3 14,4
$_{pd}^{m}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	320	0,9 0,9	28,2 7,1	10,3 5,9	3,5 2,6	2,6 4,0	0,2 0,6	55,3 9,7	28,5 14,4
$_{pmż}^{m}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	3	0,87	16,1	24,4	14,7	1,7	0,3	42,7	16,0
$_{pm}^{m}H_{3-5}$	piaski muliste	1	0,4	41,3	4,3	3,4	3,1	0,0	47,9	5,0

wartość średnia
odchylenie standardowe

ZLODOWACENIE PÓŁNOCNOPOLSKIE

Gliny zwałowe — $_{gz}$B. Cienka warstwa tych glin występuje w rejonie głębokowodnym, gdzie ich średnia miąższość wynosi 5–8 m, sporadycznie wzrastając do 17–20 m. Deniwelacje powierzchni stropowej wynoszą średnio 2–3 m, dochodząc

Tabela 2

(frakcja 0,25–0,125 mm)

Minerały przezroczyste (%% ilościowe)														
amfibole	epidot	piroksen	dysten	turmalin	biotyt	chloryt	apatyt	andaluzyt	sylimanit	staurolit	wezuwian	cyrkon	rutyl	monacyt
2,4	9,0	0,7	3,8	0,3	53,9	17,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,5	5,7	0,7	0,0
36,4	7,5	8,5	0,7	0,0	13,2	12,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
35,1	6,8	14,8	0,3	1,5	4,5	22,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,2
30,0	8,7	16,0	0,0	0,3	3,7	21,7	0,3	0,3	0,7	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0
39,2	14,8	10,6	0,1	1,0	8,2	15,4	0,1	0,7	0,3	1,8	0,0	0,3	0,3	0,0
31,0	18,3	6,7	0,3	1,7	9,3	12,7	1,0	0,0	0,3	2,3	0,0	1,0	0,3	0,3
21,7	7,3	14,0	1,3	0,3	6,3	3,0	0,0	0,7	0,0	4,0	0,0	1,7	1,0	0,0
30,2	7,9	7,9	0,5	2,3	18,6	4,2	0,5	0,0	0,0	1,4	0,0	2,3	0,0	0,0
32,4	10,4	13,4	1,1	0,9	2,6	0,8	0,8	0,3	0,8	2,9	0,0	1,5	0,5	0,0
22,3 8,2	7,5 1,9	7,5 2,7	1,0 0,5	0,6 0,4	3,6 1,8	0,8 1,1	0,2 0,3	0,7 0,5	0,6 0,7	2,8 1,4	0,2 0,2	2,7 1,5	0,9 0,3	0,3 0,3
18,7 8,8	7,6 3,1	6,9 3,3	1,4 1,1	0,7 0,6	2,7 2,3	1,2 2,1	0,4 0,7	0,4 0,4	0,7 0,7	3,7 1,4	0,1 0,1	2,6 2,1	0,7 0,7	0,3 0,3
33,0 10,4	12,7 4,5	9,4 3,9	1,2 1,2	1,0 0,7	4,2 3,9	1,9 3,1	0,6 0,8	0,5 0,5	0,6 0,5	2,5 1,3	0,1 0,2	2,2 2,3	0,9 0,7	0,3 0,5
35,7	8,9	17,0	0,2	0,3	10,8	8,1	0,3	0,3	0,5	0,5	0,0	0,6	0,8	0,1
38,5	7,8	11,0	0,7	0,4	18,0	13,5	0,0	0,0	0,7	0,4	0,0	3,2	0,4	0,4

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

w rejonach wzmożonej akumulacji do 15 m. Gliny te przykryte są płaszczem osadów późnoglacjalnych i holoceńskich o miąższości rzędu 17–22 m, które w rejonach elewacji podłoża cienieją do wartości rzędu 3–5 m. Gliny te występują również w rejonie pologiego skłonu, rozdzielającego od siebie obszar płytkowodny od głęboko-

wodnego. Osiągają one tam miąższości od 7–15 m do ponad 35 m. Przykrywa je gruby płaszcz osadów, którego miąższość maleje w kierunku podnóża skłonu.

Uziarnienie tych glin przedstawia tabela 1. Generalnie nieznacznie przeważają frakcje piaszczyste, występujące średnio w ilości 36,3%.

Spektrum minerałów ciężkich tych glin (otwór W 1/82) wykazuje gwałtowny spadek ilości glaukonitu od spągu ku stropowi, z wartości 20,6% do 1,7% (średnia zawartość 11,2%). Znacznie też jest w nich więcej, w porównaniu z podścielającymi glinami, okruchów węglanów. Ich średnia zawartość wynosi 14,0%. Wysoka też jest zawartość minerałów ciężkich przezroczystych (33,0%), w obrębie których dominują amfibole (35,1%). Zaznacza się również wyraźny ilościowy wzrost piroksenów, do wartości 14,6%. Są to głównie lekko pleochroiczne augity tytanowo-bazaltowe (otwór W 1/82).

W składzie chemicznym tych glin dominuje SiO_2 (62,76%), następnie w znacznie już mniejszych ilościach występują: Al_2O_3 (10,94%), CaO (4,73%), Fe_2O_3 (4,48%) oraz MgO i K_2O.

Średnie zawartości wybranych metali, występujących w ilościach śladowych są następujące: Cu — 41,6; Zn — 92,9; Pb — 13,4; Ni — 33,2; Co — 23,1; Fe — 28 238; Mn — 1499; Ti — 3540 ppm (5 analiz).

Gliny subakwalne — $_{gs}$B. Rozległe wychodnie tych osadów, przykryte jedynie cienką warstwą osadów wielofrakcyjnych, znajdują się w północnej, głębokowodnej części obszaru. Wystąpienia tych glin tworzą charakterystyczną, falistą rzeźbę dna, szczególnie w rejonach elewacji podłoża czwartorzędu. W przegłębieniach tego podłoża, w tym samym czasie osadzały się iły warwowe. Miąższość glin subakwalnych jest niewielka, najczęściej parumetrowa. Barwa tych glin jest brązowa lub brunatno-brązowa. Są one wyraźnie plastyczne, silnie ilaste. Często zawierają niewielkie, parumilimetrowe gniazda niebieskawego mułku, także liczne, drobne okruchy paleozoicznych wapieni. Płaskorównoległe tekstury tych glin świadczą o ich wytapianiu w warunkach subakwalnych.

Analiza uziarnienia potwierdza dużą zawartość frakcji ilastych (37,0%), występuje też dostrzegalna (1,8%) domieszka frakcji żwirowych (tab. 1).

Analiza derywatograficzna wykazała obecność illitu i kwarcu. Zawartość $CaCO_3$ waha się w granicach 12,9–18,7% (śr. 15,5%), zawartość substancji organicznej waha się od 1,0 do 2,1% (śr. 1,5%; 11 analiz).

W porównaniu z najmłodszymi glinami zwałowymi, w składzie chemicznym glin subakwalnych (tab. 3) występuje mniej SiO_2 (57,47%), natomiast więcej jest Al_2O_3 (12,99%), CaO (5,29%) i K_2O (3,61%). Pozostałe składniki występują w porównywalnych ilościach. Zmiany ilościowe są odbiciem większej frekwencji minerałów ilastych.

Średnie zawartości wybranych metali, występujących w ilościach śladowych są następujące: Cu — 71,5; Zn — 97,1; Pb — 39,6; Ni — 41,0; Co — 23,2; Fe — 31 609; Mn — 1142, Ti — 3771 ppm (7 analiz).

Iły warwowe (i), iły muliste, muły ilaste, muły, muły piaszczyste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste (im-pd) zastoiskowe — lodowcowojeziorne — $^{b}_{i,im-pd}$B. Utwory zastoiskowe (im-pd) stwierdzono metodą sejsmoakustyczną i sondami rdzeniowymi (R 49 i R 67) w południowo-zachodniej części obszaru, pomiędzy jego zachodnią granicą i południkiem Chłapowa. Strop ich jest ścięty abrazyjnie i nadbudowany morską pokrywą piaszczystą o różnej miąższości.

Oszacowana sejsmoakustycznie ich miąższość maksymalnie dochodzi do 36 m (przekrój geologiczny A–B). Osady zastoiskowe występujące w sondach R 49 i R 67 reprezentują szarozielone piaski drobnoziarniste, przewarstwione mułkami, rzadziej brązowym iłem. Uziarnienie tych osadów przedstawia tabela 1.

W składzie mineralno-petrograficznym (frakcja 1,0–0,5 mm) dominuje kwarc (76,5%), charakterystyczna jest największa ilość okruchów skał osadowych (11,5%; tab. 4).

Skład minerałów ciężkich wykazuje jak na osady glacjalne znikome ilości okruchów węglanów (0,4–0,5%), dużo jest natomiast minerałów ciężkich nieprzezroczystych (28,6–40,0%) i minerałów przezroczystych (36,0–42,8%). W tej ostatniej podgrupie znaczna przewaga amfiboli nad granatami a także duża frekwencja minerałów blaszkowych (biotyt i chloryt), świadczą o ich spokojnej akumulacji w zbiorniku o słabej dynamice wód (tab. 2). Potwierdzałoby to środowisko zastoiskowe. Morfoskopia ziarn kwarcu potwierdza glacjalną genezę tych osadów. Zawierają one 71,2% ziarn o powierzchni silnie urzeźbionej, co jest typowe dla osadów o tej genezie (2 analizy).

Iły warwowe (i) na powierzchni dna nie występują. Wypełniają one najniżej położone miejsca obszaru głębokowodnego, gdzie zalegają na glinach zwałowych, pod pokrywą (15–18 m) osadów ilasto-mulistych, wieku późnoglacjalnego i holoceńskiego (przekroje: A–B, C–D). Miąższość iłów w miejscach ich największego rozwoju wynosi średnio 4–5 m.

Analiza derywatograficzna tych osadów wskazuje na zawartości kalcytu od 4,4 do 7,8% (średnio 5,9%), substancji organicznej od 2,3 do 3,1% (średnio 2,7%; 12 analiz).

W podstawowym składzie chemicznym dostrzega się najmniejszą z spośród omawianych wydzieleń zawartość SiO_2 (49,9%), najwyższą zawartość Al_2O_3 (17,62%), stosunkowo wysoka jest zawartość K_2O (4,09%; tab. 3). Taki skład chemiczny jest odbiciem dużej zawartości minerałów ilastych w osadach warwowych.

Plejstocen – holocen

Bałtyckie jezioro lodowe

Piaski drobnoziarniste, mierzejowe — $^{mm}_{pd}$PIH. Osady te zostały rozpoznane wyłącznie sejsmoakustycznie. Tworzą one dolną serię osadów budujących połogi skłon, w północno-wschodnim i wschodnim przedpolu Półwyspu Helskiego, (przekroje A–B, C–D). W stosunku do niżejległej serii transgresywnej jest to seria regresywna, odpowiadająca opadaniu wód tego zbiornika. Seria ta przypuszczalnie dokumentuje początek tworzenia się cokołu akumulacyjnego Półwyspu Helskiego.

Widoczne w profilach sejsmoakustycznych zapady pakietów wskazują, że pierwotnie transport materiału piaszczystego odbywał się z zachodu ku wschodowi a jego depozycja zachodziła w otwartym morzu, na zewnątrz dawnego płytkowodnego obszaru.

Podstawowy skład

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2
$_{gz}B$	gliny zwałowe (górne)	5^x 3^{xx}	$\frac{62,76^x}{6,57}$	$\frac{10,94^x}{2,59}$	nie oznaczono
$_{gs}B$	gliny subakwalne	13^x 5^x	$\frac{57,47^x}{6,53}$	$\frac{12,99^x}{2,91}$	nie oznaczono
$^{b}_{i}B$	iły warwowe	8^x	$\frac{49,90^x}{3,42}$	$\frac{17,62^x}{1,34}$	nie oznaczono
$_{mi-pmi}^{gm}$PIH	iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste i osady typu piasek-mułi-ił	5^x 3^{xx}	$\frac{55,44^x}{5,72}$	$\frac{15,08^x}{2,77}$	nie oznaczono
$_{im-pm}^{m}H_{1-2}$	iły muliste, muły ilaste i piaski muliste	6^x	$\frac{58,20^x}{2,34}$	$\frac{15,32^x}{1,37}$	nie oznaczono
$_{pś}^{m}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste	9^x 7^{xx}	$\frac{95,12^x}{0,40}$	$\frac{1,92^x}{0,20}$	nie oznaczono
$_{pd}^{m}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	86^x 22^{xx}	$\frac{81,20^x}{12,10}$	$\frac{0,80^x}{1,50}$	nie oznaczono
$_{pmż}^{m}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	1^x	$\frac{71,61^x}{-}$	$\frac{9,46^x}{-}$	nie oznaczono
$_{pm}^{m}H_{3-5}$	piaski muliste	9^x 1^{xx}	$\frac{75,37^x}{11,60}$	$\frac{7,82^x}{2,86}$	nie oznaczono
$_{pmi}^{m}H_{3-5}$	piasek-mułi-ił	12^x 6^{xx}	$\frac{69,97^x}{4,71}$	$\frac{9,16^x}{1,51}$	nie oznaczono
$_{mp}^{m}H_{3-5}$	muły piaszczyste	3^x	$\frac{61,34^x}{-}$	$\frac{6,13^x}{-}$	nie oznaczono
$_{mi}^{m}H_{3-5}$	muły ilaste	9^x 6^{xx}	$\frac{59,30^x}{2,37}$	$\frac{10,19^x}{1,59}$	nie oznaczono
$_{im}^{m}H_{3-5}$	iły muliste	7^x 3^{xx}	$\frac{52,70^x}{3,35}$	$\frac{12,31^x}{1,86}$	nie oznaczono

$\frac{\text{wartość średnia}}{\text{odchylenie standardowe}}$ w %

Piaski mierzejowe bałtyckiego jeziora lodowego są przykryte następnymi seriami akumulacyjnymi, już wieku holoceńskiego.

Iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste i osady typu piasek-mułi-ił — lodowcowomorskie — $_{im-pmi}^{gm}$PIH. Osady bałtyckiego jeziora lodowego występują w najgłębszych rejonach dna morskiego, zalegając na glinach zwałowych i iłach warwowych, nieco płycej zalegają już tylko na glinach zwałowych. Rozprzestrzenienie ich jest więc znacznie większe niż iłów warwowych. Na przekrojach geologicznych A–B i C–D transgresywne serie tych osadów sięgają do głębokości około 30 m p.p.m. Największe miąższości tych osadów 6–7 m występują w rejonie Głębi Gdańskiej.

Tabela 3

chemiczny osadów

Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	S całk.
$\frac{4,48^x}{1,18}$	$\frac{0,06^{xx}}{-}$	$\frac{2,93^x}{0,11}$	$\frac{4,73^x}{0,75}$	$\frac{2,70^{xx}}{-}$	$\frac{0,68^{xx}}{-}$	$\frac{0,11^{xx}}{-}$	$\frac{0,12^x}{0,07}$
$\frac{4,62^x}{1,04}$	$\frac{0,08^{xx}}{0,02}$	$\frac{3,23^x}{0,23}$	$\frac{5,29^x}{1,14}$	$\frac{3,61^{xx}}{0,71}$	$\frac{0,99^{xx}}{0,03}$	$\frac{0,13^{xx}}{0,03}$	$\frac{0,08^x}{0,02}$
$\frac{4,69^x}{0,38}$	$\frac{0,10^x}{0,01}$	$\frac{3,18^x}{0,46}$	$\frac{4,49^x}{0,86}$	$\frac{4,09^x}{0,27}$	$\frac{1,22^x}{0,11}$	$\frac{0,17^x}{0,01}$	$\frac{0,09^x}{0,04}$
$\frac{5,82^x}{1,96}$	$\frac{0,11^{xx}}{-}$	$\frac{3,13^x}{0,13}$	$\frac{3,68^x}{1,56}$	$\frac{3,23^{xx}}{-}$	$\frac{1,35^{xx}}{-}$	$\frac{0,11^x}{0,04}$	$\frac{0,11^x}{0,04}$
$\frac{4,21^x}{0,29}$	$\frac{0,07^x}{0,01}$	$\frac{2,72^x}{0,40}$	$\frac{1,80^x}{0,14}$	$\frac{3,80^x}{0,26}$	$\frac{1,52^x}{0,04}$	$\frac{0,14^x}{0,02}$	$\frac{0,09^x}{0,03}$
$\frac{0,32^x}{0,10}$	nie oznaczono	$\frac{0,32^{xx}}{0,10}$	$\frac{1,06^{xx}}{0,14}$	nie oznaczono	nie oznaczono	nie oznaczono	$\frac{0,02^x}{0,01}$
$\frac{0,20^x}{0,50}$	$\frac{0,01^x}{0,10}$	$\frac{0,10^x}{0,20}$	$\frac{0,30^x}{0,50}$	nie oznaczono	nie oznaczono	nie oznaczono	$\frac{0,02^{xx}}{0,01}$
$\frac{4,34^x}{-}$	nie oznaczono	$\frac{1,87^x}{-}$	$\frac{2,20^x}{-}$	nie oznaczono	nie oznaczono	nie oznaczono	$\frac{0,07^x}{-}$
$\frac{2,93^x}{1,63}$	$\frac{0,01^{xx}}{-}$	$\frac{1,12^x}{0,74}$	$\frac{1,35^x}{0,24}$	$\frac{1,44^{xx}}{-}$	$\frac{0,50^{xx}}{-}$	$\frac{0,07^{xx}}{-}$	$\frac{0,85^x}{0,59}$
$\frac{3,77^x}{0,10}$	$\frac{0,03^{xx}}{0,01}$	$\frac{1,21^x}{0,16}$	$\frac{1,22^x}{0,22}$	$\frac{2,44^{xx}}{0,09}$	$\frac{1,63^{xx}}{0,49}$	$\frac{0,12^{xx}}{0,01}$	$\frac{0,94^{xx}}{0,18}$
$\frac{4,42^x}{-}$	nie oznaczono	$\frac{1,81^x}{-}$	$\frac{1,66^x}{}$	nie oznaczono	nie oznaczono	nie oznaczono	$\frac{0,92^x}{-}$
$\frac{5,71^x}{1,55}$	$\frac{0,04^{xx}}{0,01}$	$\frac{1,86^x}{0,27}$	$\frac{1,36^x}{0,39}$	$\frac{2,47^{xx}}{0,42}$	$\frac{1,83^{xx}}{0,45}$	$\frac{0,13^x}{0,02}$	$\frac{1,29^x}{0,32}$
$\frac{6,05^x}{1,11}$	$\frac{0,04^{xx}}{-}$	$\frac{2,10^x}{0,28}$	$\frac{1,37^x}{0,26}$	$\frac{2,26^{xx}}{-}$	$\frac{1,92^{xx}}{-}$	$\frac{0,14^{xx}}{-}$	$\frac{1,47^x}{0,26}$

Nieco mniejsze miąższości występują w północnym obrzeżeniu Głębi, gdzie ich stropowe sekwencje zostały erozyjnie ścięte (NE część przekroju A–B).

W części głębokowodnej osady bałtyckiego jeziora lodowego reprezentują kryptolaminowane osady ilasto-muliste o barwie szarobrązowej i brązowej (sonda R 13 404). Sporadycznie w stropie tych osadów zalega cienka (0,38 m) warstwa szarych, silnie wapnistych mułów piaszczystych (sonda R 158). Uziarnienie tych osadów przedstawia tabela 1.

Ich podstawowy skład chemiczny jest zbliżony do iłów warwowych. Zawartość SiO_2 w porównaniu z osadami warwowymi wzrasta do 55,48%, Al_2O_3 jest nieco mniej, jego zawartość spada do 15,08%, stosunkowo dużo jest Fe_2O_3, występującego w ilości 5,82%, (tab. 3).

Holocen

Morze yoldiowe i jezioro ancylusowe

Iły muliste, muły ilaste i piaski muliste — morskie — $^{m}_{im-pm}H_{1-2}$. Osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego zalegają pod akumulacyjnym dnem Głębi Gdańskiej i w jej północnym obrzeżu (mapa osadów na głębokości 1 m poniżej powierzchni dna w skali 1:500 000). Osady te w rejonie Głębi przykryte są miąższym płaszczem osadów morza litorynowego i baltica. W rejonie północnego obrzeża Głębi przykrywa je tylko cienka (10–20 cm) warstwa piasków mulistych oraz osadów typu piasek-muł-ił, w tych miejscach stropowe sekwencje osadów kompleksu yoldia–ancylus zostały zabradowane (przekrój A–B).

Osady te rozpoznane zostały m.in. w dwóch sondach: R 162 i R 13 404, gdzie ich miąższość wynosi 2,9 m i 2,0 m. Pod względem granulometrycznym są to iły muliste, w spągu szarobrązowe lub szarooliwkowe, z licznymi laminami i nakropieniami siarczków żelaza.

Dolna część osadów w profilu R 13 404 (0,9 m) zawiera od 0,9 do 2,0% substancji organicznej (średnio 1,2%), osady te są lekko wapniste, średnia zawartość CO_2 węglanowego wynosi 1,4%. Górna część tych osadów (1,1 m) jest już bezwapnista, zawartość CO_2 węglanowego spada do rzędu 0,1–0,2%, wzrasta natomiast zawartość substancji organicznej, waha się ona od 2,6 do 3,9%, F. B. Pieczka, (1980). Analiza derywatograficzna osadów w sondzie R 162 dała bardziej jednolite wyniki. Osady te w całym przelocie są bezwapniste, natomiast zawartość substancji organicznej waha się od 2,5 do 2,8% (śr. 2,7%; 4 analizy). Badania składu chemicznego wskazują na powolny wzrost zawartości SiO_2 (58,20%). Zaznacza się wyraźny spadek CaO (1,80%) i powolny wzrost zawartości Na_2O (1,52%; tab. 3).

Morze litorynowe i baltica

Powierzchnię dna obszaru arkusza pokrywają osady środkowo- i górnoholoceńskie, osadzone w fazie morza litorynowego i baltica. Są one bardzo zróżnicowane. Występują tu osady od żwirów piaszczystych, poprzez różne typy piasków i mułów, aż do iłów. W rozmieszczeniu tych osadów widoczna jest strefowość, zależna od głębokości i ukształtowania dna morskiego. Miąższość ich waha się od kilkunastu cm do około 10–12 m, w rejonie akumulacyjnego cokołu Półwyspu Helskiego. Miąższość ilasto-mulistych osadów, budujących stropową część pokrywy akumulacyjnej Głębi Gdańskiej przekracza w profilu R 13 405 — 5 m, a sądząc po sejsmoakustyce może dochodzić do 7–8 m.

Charakterystykę litologiczną poszczególnych typów i podtypów przedstawiają tabele 1–5 a zmienność przestrzenną cech litologicznych osadów powierzchniowych morza litorynowego i baltica obrazują tablice II–XI.

Żwiry piaszczyste morskie — $^{m}_{żp}H_{3-5}$, piaski żwirowe morskie — $^{m}_{pż}H_{3-5}$. W granicach obszaru arkusza osady tego typu zajmują bardzo małą część powierzchni dna. Występują lokalnie w sąsiedztwie abrazyjnego odcinka brzegu, na głębokości od 10 do 30 m p.p.m., pomiędzy południkami Karwi i Jastrzębiej Góry. Większe pole tych osadów położone jest około 30 km na północ od poprzedniego wystąpienia, gdzie przykrywają one wychodnie glin zwałowych. Pole to położone jest na głębokości rzędu 55–70 m p.p.m., miąższość tych osadów w profilu R–72 wynosi 0,3 m. Podobne miąższości mają pozostałe wystąpienia tych osadów.

Obecność żwirów piaszczystych i piasków żwirowych w profilach R 50 i R 51, pod około 2 m przykryciem drobniejszych piasków, wskazuje na zmienne warunki panujące w czasie depozycji piaszczystej pokrywy. Początkowo dominowały warunki abrazyjne, które w miarę rozwoju transgresji stawały się coraz spokojniejsze.

Średnia zawartość frakcji żwirowych w żwirach piaszczystych wynosi 63,1%, pozostałe 36,9% to frakcje piaszczyste. W piaskach żwirowych zawartość frakcji żwirowych wynosi średnio 23,0%, frakcji piaszczystych jest 74,6%, pojawiają się też frakcje muliste w ilości 2,4%, (tab. 1). Osad jest źle wysortowany. W składzie mineralno-petrograficznym frakcji 1,0–0,5 mm dominują ziarna kwarcu (65,0–86,0%), w podrzędnych ilościach występują okruchy skał krystalicznych (6,3–13,3%), skaleni (3,7–12,7%) i okruchy skał osadowych (3,7–7,7%; tab. 4).

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 1,1% w żwirach piaszczystych i 0,9% w piaskach żwirowych. Dominuje podgrupa minerałów ciężkich przezroczystych (19,9–40,9%) oraz podgrupa minerałów nieprzezroczystych (16,7–34,7%). Wśród minerałów ciężkich przezroczystych przeważają zdecydowanie granaty i amfibole, (tab. 2).

Piaski różnoziarniste morskie — $^{m}_{pr}H_{3-5}$. Główne wystąpienie piasków tego typu znajduje się około 32 km na północ od Rozewia, na głębokościach rzędu 70–75 m p.p.m. Przykrywają one cienką warstwą gliny zwałowe. Zawartość frakcji żwirowych w tych piaskach wynosi średnio 5,4%, frakcji piaszczystych 93,9%, pojawiają się w ilości 0,7% frakcje muliste, (tab. 1). Jest to osad źle i umiarkowanie wysortowany, a średnia wartość σ_I wynosi 0,9. Rozkład wielkości ziarn (Sk_I) jest ujemnoskośny i wynosi średnio – 0,03.

Piaski gruboziarniste morskie — $^{m}_{pg}H_{3-5}$. Kilka pól tych piasków występuje w zachodniej części arkusza, na głębokości od 10 do 50 m p.p.m. Duże ich pole znajduje się na północ od Rozewia, na głębokości od 10 do 20 m p.p.m.

Miąższość piasków występujących na głębokościach rzędu 45–50 m p.p.m. na ogół nie przekracza 0,3 m, a w ich podłożu występują gliny zwałowe. Miąższość piasków występujących na północ od Rozewia przekracza 1 m, w profilu sondy rdzeniowej R 45 nie osiągnięto ich spągu do głębokości 1,59 m.

Zawartość frakcji żwirowych wynosi średnio tylko 1,4%, frakcji grubopiaszczystych (2,0–0,5 mm) wynosi 55,9%, w ich obrębie dominuje frakcja drobniejsza (1,0–0,5 mm), występująca w ilości 42,9%. Zawartość frakcji średniopiaszczystej (0,5–0,25 mm) wynosi 31,5%, natomiast frakcje drobnopiaszczyste występują w ilości 11,1%, (tab. 1). Piaski te są umiarkowanie wysortowane a rozkład wielkości ziarna jest dodatni.

Piaski średnioziarniste morskie — $^{m}_{pś}H_{3-5}$. Duże pole tych piasków występuje począwszy od zachodniej granicy arkusza aż do południka Chałup, na głębokości od 10 do 30 m p.p.m. Niewielkie pole tych piasków przylega do Półwyspu Helskiego

Tabela 4

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

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Kwarc	Skalenie	Minerały skał krystalicznych	Minerały skał osadowych	Okruchy skał krystalicznych	Okruchy skał osadowych
$^{b}_{im-pd}B$	piaski drobnoziarniste	2	76,5 / –	6,2 / –	0,9 / –	0,0 / –	5,8 / –	11,5 / –
$^{m}_{żp}H_{3-5}$	żwiry piaszczyste	1	86,0 / –	3,7 / –	0,3 / –	0,0 / –	6,3 / –	3,7 / –
$^{m}_{pż}H_{3-5}$	piaski żwirowe	1	65,0 / –	12,7 / –	0,0 / –	1,3 / –	13,3 / –	7,7 / –
$^{m}_{pr}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	1	60,4 / –	15,9 / –	0,0 / –	0,0 / –	20,1 / –	3,6 / –
$^{m}_{pg}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste, na głęb. 15–45 m p.p.m.	10	84,8 / 4,0	6,4 / 3,3	0,6 / 0,7	0,0 / 0,0	7,7 / 2,3	0,5 / 0,5
	na głęb. 15–25 m p.p.m.	4	87,3 / –	6,5 / –	0,1 / –	0,0 / –	5,8 / –	0,4 / –
	na głęb. 25–35 m p.p.m.	3	80,9 / –	8,9 / –	0,2 / –	0,0 / –	9,8 / –	0,2 / –
	na głęb. 35–45 m p.p.m.	3	85,5 / –	3,9 / –	1,6 / –	0,0 / –	8,0 / –	1,2 / –
$^{m}_{pś}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste, na głęb. 10–70 m p.p.m.	35	88,2 / 5,4	5,5 / 3,1	0,2 / 0,3	0,0 / 0,0	5,2 / 2,7	0,7 / 1,0
	na głęb. 10–25 m p.p.m.	26	89,1 / 3,1	5,2 / 2,1	0,1 / 0,1	0,0 / 0,0	4,8 / 2,4	0,6 / 0,6
	na głęb. 25–35 m p.p.m.	7	88,6 / 3,3	5,0 / 2,9	0,4 / 0,4	0,0 / 0,0	5,4 / 1,2	0,5 / 0,4
	na głęb. 55–70 m p.p.m.	2	74,9 / –	11,4 / –	0,2 / –	0,0 / –	10,6 / –	3,0 / –
$^{m}_{pd}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste, na głęb. 5–80 m p.p.m.	70	82,8 / 6,7	5,9 / 3,4	0,5 / 0,8	0,1 / 0,2	8,3 / 3,8	2,2 / 2,1
	na głęb. 5–25 m p.p.m.	15	84,2 / 4,3	5,4 / 3,1	1,1 / 1,1	0,0 / 0,0	7,1 / 2,7	1,6 / 1,0
	na głęb. 25–50 m p.p.m.	32	84,4 / 5,8	5,3 / 2,6	0,5 / 0,6	0,0 / 0,0	8,4 / 4,2	1,3 / 0,8
	na głęb. 50–80 m p.p.m.	23	79,6 / 8,0	7,0 / 4,1	0,3 / 0,7	0,2 / 0,4	8,8 / 3,9	4,0 / 2,8
$^{m}_{pmż}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	3	67,7 / –	11,0 / –	0,3 / –	0,0 / –	14,0 / –	7,0 / –

wartość średnia / odchylenie standardowe w %

Analizy wykonali: M. Masłowska, M. Michałowska

od strony Zatoki Puckiej, w rejonie Jastarni i Juraty, gdzie sięga w kierunku morza do głębokości 5–10 m. Miąższość piasków średnioziarnistych często przekracza 1 m, np. w profilu R 66 miąższość wynosi powyżej 2,65 m. Piaski te tworzą liczne przewarstwienia wśród piasków drobnoziarnistych

Zawartość frakcji podstawowej (0,5–0,25 mm) w piaskach średnioziarnistych waha się od 42,2% do 91,4%, średnio wynosi ona 59,1%. Znaczny też jest udział frakcji 0,25–0,125 mm, wynoszący średnio 20,6%, a także frakcji 1,0–0,5 mm wynoszący 15,5%, (tab. 1). Wartości graficznych wskaźników uziarnienia wahają się w dość dużych zakresach. Wartość σ_I zmienia się od 0,25 do 0,97, co świadczy o wysortowaniu od bardzo dobrego do umiarkowanego. Rozkłady wartości graficznej skośności (Sk_I) są zarówno ujemnoskośne jak i dodatnioskośne, wahając się od – 0,2 do + 0,4, (tab. 1).

Piaski drobnoziarniste morskie — $^{m}_{pd}H_{3-5}$. Piaski te są bardzo szeroko rozprzestrzenione, szczególnie w płytszej, południowo-zachodniej części obszaru. Zalegają one począwszy od linii brzegowej aż do głębokości 60–70 m p.p.m. a lokalnie w północno-zachodnim obrzeżeniu Głębi Gdańskiej występują na głębokości 85–90 m. Miąższości ich wahają się od 0,2–0,3 m w części północnej obszaru arkusza (gdzie zalegają na osadach kompleksu yoldia-ancylus i bałtyckiego jeziora lodowego) aż do kilku metrów w części płytkowodnej (gdzie w profilu sondy R 52 przekracza ona 2,65 m).

Zawartość frakcji podstawowej (0,25–0,062 mm) wynosi średnio 74,2%, przy czym zawartości frakcji 0,25–0,125 mm i frakcji 0,125–0,062 mm są zmienne i zależą one od warunków hydrodynamicznych. Zawartość frakcji 0,25–0,125 mm waha się od 1,6 do 96,3% średnio wynosi ona 58,6%, natomiast frakcji 0,125–0,062 mm jest mniej, ilość jej waha się od 0 do 86,3%, średnio występuje ona w ilości 15,6%. Wartości M_z tych piasków mieszczą się w przedziale od 2 do 3φ. Wartości powyżej 3φ dotyczą piasków występujących poniżej głębokości 50–60 m. Piaski drobnoziarniste są na ogół dobrze i umiarkowanie dobrze wysortowane a średnia wartość σ_I wynosi 0,58. Pogorszenie wysortowania od umiarkowanego do złego, widoczne jest poniżej głębokości 50–60 m. Piaski drobnoziarniste o bardzo dobrym wysortowaniu budują podwodny skłon brzegowy. W rozkładzie graficznej skośności (Sk_I) widoczne są znaczne rozpiętości, od – 0,47 do + 0,65.

* * *

W składzie mineralno-petrograficznym (frakcja 1,0–0,5 mm) wszystkich typów granulometrycznych piasku dominują ziarna kwarcu (82,8–88,2%), najwięcej skaleni jest w piaskach gruboziarnistych (6,4%), natomiast okruchów skał krystalicznych w piaskach drobnoziarnistych (8,3%), w tych też piaskach najwięcej jest okruchów skał osadowych (2,2%). W miarę wzrostu głębokości, w piaskach średnio- i drobnoziarnistych maleje ilość ziarn kwarcu (89,1–74,9% i 84,2–79,6%), wzrasta natomiast zawartość skaleni (5,2–11,4% i 5,4–7,0%) i okruchów skał krystalicznych (4,8–10,6% i 7,1–8,8%; tab. 4).

Badania stopnia obtoczenia ziarn kwarcu (frakcja 0,5–0,25 mm) wskazują że najwięcej ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych znajduje się w piaskach grubo-

ziarnistych (O+DO, 54,0%), najmniej zaś jest ziarn kanciastych i częściowo kanciastych (K+CK, 8,2%). Ziarna częściowo obtoczone dominują w piaskach średnioziarnistych (CO, 51,4%) i w piaskach drobnoziarnistych (CO, 56,3%). W miarę wzrostu głębokości wzrasta w piaskach średnio- i drobnoziarnistych zawartość ziarn K+CK (7,8–22,4% i 8,5–21,4%), maleje zaś frekwencja pozostałych grup, (tab. 5). Przytoczone dane wskazują na wynoszenie ziarn K+CK z piasków gruboziarnistych, dominują tutaj ziarna O+DO, które ze względu na swój pokrój są najmniej mobilne. Ziarna K+CK jako najbardziej podatne na wynoszenie, są najdalej transportowane i koncentrują się w piaskach drobnoziarnistych, występujących na większych głębokościach.

Zawartości minerałów ciężkich (frakcja 0,25–0,125 mm) wahają się od 0,9% w piaskach drobnoziarnistych, poprzez 1,4% w piaskach różnoziarnistych i 1,9% w piaskach średnioziarnistych, aż do 2,4% w piaskach gruboziarnistych, (tab. 2). Wśród analizowanych podgrup mineralnych, na pierwszym miejscu plasują się minerały ciężkie przezroczyste, których zawartości wynoszą: w piaskach gruboziarnistych 49,6%, w piaskach różnoziarnistych 55,9% i w piaskach drobnoziarnistych 55,3%. Drugim ilościowo składnikiem są minerały ciężkie nieprzezroczyste, których ilości wahają się od 25,3 do 33,6%, brakuje prawie całkowicie ziarn węglanów, natomiast największa ilość okruchów skalnych występuje w piaskach różnoziarnistych, 6,7%, (tab. 2). W podgrupie minerałów ciężkich przezroczystych piasków średnio- i gruboziarnistych granaty przeważają nad amfibolami, w piaskach różnoziarnistych składniki te osiągają równowagę, natomiast w piaskach drobnoziarnistych panują odwrotne proporcje. Badania ilościowe składu minerałów ciężkich potwierdzają wpływ hydrodynamiki na dyferencjację mineralogiczną. Osady kształtowane w wysokim reżimie energetycznym zawierają największe koncetracje minerałów ciężkich w analizowanej frakcji, w składzie jakościowym przeważają minerały o dużych ciężarach właściwych i pokroju sferycznym. Przykładem mogą być tutaj piaski gruboziarniste.

Przedstawione wyniki zmienności składu minerałów ciężkich są zgodne z gradacją zawartości klas stopnia obtoczenia ziarn kwarcu, w zależności od rodzaju osadu i głębokości jego występowania.

Podstawowy skład chemiczny przedstawia tabela 3. Zdecydowanie przeważa SiO_2, w piaskach średnioziarnistych składnik ten występuje w ilości 95,12%, natomiast w piaskach drobnoziarnistych jest go już tylko 81,2%. Pozostałe składniki występują w zdecydowanie mniejszych ilościach.

Badania zawartości wybranych metali dały następujące wyniki:

piaski średnioziarniste: Cu — 6,3, Zn — 80,4, Pb — 15,3, Ni — 15,4, Co — 26,7, Fe — 3778, Mn — 143, Ti — 653 ppm (8 analiz);

piaski drobnoziarniste: Cu — 8,1, Zn — 121,4, Pb — 12,3, Ni — 20,6, Co — 40,2, Fe — 6012, Mn — 283, Ti — 1631 (21 analiz).

Osady piaszczyste zawierają szczątki makrofauny H. Pactwa (1978), J. Krzymińska (1988), którą reprezentują głównie *Macoma baltica* (Linne), *Mya arenaria* (Linne) i *Cardium lamarcki* (Reeve). W obszarze na zachód od Rozewia przeważa *Macoma baltica* (Linne). Najmniejsze nagromadzenie makrofauny występuje na obszarze położonym na północ od Rozewia. Wiąże się to z silnym oddziaływaniem

Tabela 5

Obtoczenie ziarn kwarcu (frakcja 0,5–0,25)

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Klasy obtoczenia wg wzorca Russela, Taylora, Pettijohna		
			kanciaste i częściowo kanciaste	częściowo obtoczone	obtoczone i dobrze obtoczone
$^{m}_{im-pd}B_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	2	24,0 / –	49,6 / –	26,4 / –
$^{m}_{żp}H_{3-5}$	żwiry piaszczyste	1	26,3 / –	39,0 / –	34,7 / –
$^{m}_{pż}H_{3-5}$	piaski żwirowe	1	22,3 / –	30,3 / –	47,4 / –
$^{m}_{pr}H_{3-5}$	piaski różnoziarniste	1	10,2	43,9	45,9
$^{m}_{pg}H_{3-5}$	piaski gruboziarniste, na głęb. 15–25 m p.p.m.	5	8,2 / 4,9	37,8 / 7,5	54,0 / 1,0
$^{m}_{pś}H_{3-5}$	piaski średnioziarniste, na głęb. 0–70 m p.p.m.	71	8,6 / 6,0	51,4 / 10,6	40,1 / 9,6
	na głęb. 0–25 m p.p.m.	62	7,8 / 5,0	51,6 / 10,5	40,6 / 9,3
	na głęb. 25–50 m p.p.m.	7	11,5 / 8,6	51,6 / 9,9	36,9 / 11,0
	na głęb. 50–70 m p.p.m.	2	22,4 / –	43,6 / –	34,0 / –
$^{m}_{pd}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste, na głęb. 0–80 m p.p.m.	107	9,3 / 5,2	56,3 / 10,2	34,2 / 9,4
	na głęb. 0–25 m p.p.m.	63	8,5 / 4,3	55,2 / 9,0	36,2 / 9,3
	na głęb. 25–50 m p.p.m.	41	9,7 / 5,6	59,5 / 10,3	30,6 / 8,6
	na głęb. 50–80 m p.p.m.	3	21,4 / –	35,6 / –	42,1 / –
$^{m}_{pmż}H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	3	39,6 / –	36,9 / –	23,5 / –

wartość średnia / odchylenie standardowe w %

Analizy wykonali: R. Kotliński, M. Michałowska

falowania na dno, wynoszeniem osadu i jego redepozycją w kierunku wschodnim. Tam też nagromadzają się szczątki *Cardium lamarcki* (Reeve) i *Pisidium sp.*

Piasek-muł-żwir, piasek-muł-ił, piaski muliste, piaski drobno- i średnioziarniste, piaski żwirowe i żwiry piaszczyste — morskie, na glinach subakwalnych — $^{m}_{pmż}H_{3-5}$. Wymienione typy osadów tworzą wielofrakcyjną pokrywę na wychodniach glin subakwalnych. Miąższość ich jest niewielka, rzadko przekracza 0,2 m. Osady te występują w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego, na głębokościach rzędu 65–90 m p.p.m. Główną ich cechą jest duża zmienność granulometryczna i bardzo złe wysortowanie.

Stosunkowo licznie w obrębie tej pokrywy występują piaski drobnoziarniste. W piaskach tych jest stała domieszka frakcji żwirowych, wynosząca od 0,2 do 6,7%. Frakcje piaszczyste (2,0–0,062 mm) występują w ilości od 78,3 do 97,6% a zawartość frakcji drobnopiaszczystych (0,25–0,062 mm) waha się od 38,8 do 72,4%. Zawartość frakcji mulistych waha się od 2,5 do 13,4% a frakcji ilastych od 0 do 11,6%. W pozostałych typach osadów, budujących wielofrakcyjną pokrywę, maksymalna zawartość frakcji mulistych dochodzi do 43,6% a ilastych do 20,0%.

Badania składu mineralno-petrograficznego (frakcja 1,0–0,5 mm) świadczą o dominacji ziarn kwarcu (67,7%). Duża też jest ilość okruchów skał krystalicznych (14,0%), skaleni (11,0%; tab. 4). Taki skład wiązać należy z bliskością glacjalnego podłoża.

Wśród minerałów ciężkich (frakcja 0,25–0,125 mm) dominują minerały ciężkie przezroczyste (47,2%), następnie minerały zmienione (24,4%; tab. 2). Duża też jest ilość okruchów skalnych (14,7%), co świadczy o wchłonięciu tego składnika z podcielających glin subakwalnych. W podgrupie minerałów ciężkich przezroczystych amfibole zdecydowanie dominują nad granatami (35,7 i 16,0%), dużo też jest biotytów i chlorytów (suma 18,9%). Taki skład ilościowy świadczy o dość spokojnych warunkach akumulacyjnych, panujących w tej części obszaru arkusza. Potwierdzają to badania stopnia obtoczenia ziarn kwarcu, (tab. 5). Osady piaszczyste tej pokrywy zawierają największą ilość ziarn K+CK (39,6%) i najmniejszą ilość ziarn O+DO (23,5%).

Z występowaniem osadów tej pokrywy związana jest obecność konkrecji żelazowo-manganowych (Fe-Mn). Zarys konkrecji jest najczęściej owalny a formy miseczkowate i dyskoidalne. Średnica ich waha się od 0,5 do ponad 10 cm, najczęściej jest rzędu 3–7 cm. W centrum konkrecji często znajduje się jądro z drobnego ziarna żwiru lub scementowanego ziarna piasku.

Średnie koncentracje wybranych metali w konkrecjach są następujące: Cu — 4, Zn — 20, Pb — 10, Ni — 10, Co — 9, Fe — 10 000, Mn — 4260, Ti — 2000 ppm, (12 analiz).

Piaski muliste morskie — $^{m}_{pm}H_{3-5}$. Wąski pas tych piasków występuje u podnóża akumulacyjnego skłonu Półwyspu Helskiego, na głębokości od 75 do 93 m p.p.m., a pojedyncze, izolowane jego płaty spotyka się też na głębokości około 95 m. Rozległe pola tych piasków występują w północno-zachodnim obrzeżeniu Głębi

Gdańskiej, gdzie stanowią cienkie przykrycie wychodni osadów kompleksu yoldia-ancylus, lub osadów bałtyckiego jeziora lodowego.

Piaski te zawierają 61,7% frakcji piaszczystych, przy czym ilość frakcji drobnopiaszczystych (0,25–0,062 mm) wynosi 59,3%, a zawartość frakcji mulistych wynosi 29,1% i frakcji ilastych 9,2%.

Piaski ilaste morskie — $^{m}_{pi}H_{3-5}$. Niewielkie pola tych piasków występują w północnym obrzeżeniu Głębi Gdańskiej. Zalegają one tam na ściętych abrazyjnie wychodniach osadów kompleksu yoldia-ancylus i osadów bałtyckiego jeziora lodowego. Ich miąższość rzadko tylko przekracza 0,2 m

W rozkładzie wielkości ziarn frakcja 0,25–0.125 mm, występuje w ilości 20,8% a frakcja 0,125–0,062 mm w ilości 20,0%, frakcje muliste występują w ilości 16,6% a ilaste w ilości 25,0%. Są to piaski źle wysortowane.

Piasek-muł-ił — $^{m}_{pmi}H_{3-5}$. Osady te wyścielają peryferyjną, zachodnią część akumulacyjnego dna Głębi Gdańskiej, położoną na głębokości rzędu 92–100 m p.p.m. Zalegają one także w północnym obrzeżeniu Głębi Gdańskiej, gdzie stanowią cienkie, akumulacyjne przykrycie erozyjnie ściętych wychodni osadów kompleksu yoldia-ancylus i osadów bałtyckiego jeziora lodowego. Zalegają tutaj na głębokości rzędu 85–97 m. Średnie zawartości poszczególnych frakcji przedstawiają się następująco: frakcje piaszczyste (2,0–0,062 mm) 30,8%, frakcje muliste (0,062–0,004 mm) 41,9% i frakcje ilaste (poniżej 0,004 mm) 27,3%. W obrębie frakcji piaszczystych dominuje frakcja 0,125–0,062 mm, występująca w ilości 21,5%, (tab. 1).

Muły piaszczyste morskie — $^{m}_{mp}H_{3-5}$. Niewielkie, izolowane płaty tych osadów występują na pograniczu piasków mulistych i mułów ilastych, osadów typu piasek-muł-ił i mułów ilastych, lub w obrębie tych ostatnich. Występują najczęściej na głębokości 87–100 m p.p.m. Dość duże pole tych piasków występuje w północnej części obszaru arkusza Puck, gdzie zalegają one na osadach kompleksu yoldia-ancylus, na głębokościach 80–83 m.

Uziarnienie ich jest następujące: frakcje piaszczyste występują w ilości 32,5%, w tym zawartości frakcji 0,125–0,062 mm wynosi 23,3%, zawartości frakcji mulistych wynosi 55,9% a frakcji ilastych 11,6%.

Muły ilaste morskie — $^{m}_{mi}H_{3-5}$. Osady te występują na dużych obszarach w rejonie Głębi Gdańskiej, gdzie budują jej akumulacyjne dno. Zalegają tam na głębokości od 85 do 100 m p.p.m. Zawartość frakcji piaszczystych waha się od 0,8 do 18,8% (śr. 7,4%), frakcji mulistych od 45,2 do 65,1% (śr. 53,9%) i frakcji ilastych od 26,2 do 46,0% (śr. 38,7%; tab. 1).

Iły piaszczyste morskie — $^{m}_{ip}H_{3-5}$. Tworzą one niewielkie, izolowane wystąpienia w obrębie piasków ilastych lub osadów typu piasek-muł-ił, na głębokościach 85–95 m. Płytko w ich podłożu zalegają osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego.

Zawartość frakcji żwirowych waha się od 0 do 2,4% (śr. 0,8%), frakcji piaszczystych wynosi średnio 31,8%, przy czym dominują tutaj frakcje drobnopiaszczyste (0,25–0,062 mm), których zawartość wynosi średnio 22,5%, frakcje muliste występują w ilości 14,3% a frakcje ilaste w ilości 53,1% (tab. 1).

Iły muliste morskie — $^{m}_{im}H_{3-5}$. Iły muliste budują centralną, najgłębszą część dna Głębi Gdańskiej, na głębokości od 92 do 100 m p.p.m. Ich miąższość podana łącznie z mułami ilastymi, z którymi w profilu pionowym często się przewarstwiają, dochodzi do paru metrów. W profilu sondy rdzeniowej R-13 404 wynosi ona 4,8 m. Zawartość frakcji piaszczystych waha się od 1,1 do 9,4% (śr. 4,0%), frakcji mulistych od 35,5 do 47,9% (śr. 43,7%), a frakcji ilastych od 46,0 do 62,2% (śr. 52,3%).

Iły morskie — $^{m}_{i}H_{3-5}$. Jedno małe pole iłów występuje w centrum Głębi Gdańskiej, na głębokości 100 m p.p.m., w pobliżu wschodniej granicy obszaru arkusza. Zawartość frakcji piaszczystych wynosi 6,6%, frakcji mulistych 15,1% a frakcji ilastych 78,3% (tab. 1).

*
* *

Analiza derywatograficzna wykazała występowanie zespołu minerałów: illit, kwarc, chloryty, sporadycznie pojawia się montmorylonit. Średnie zawartości substancji organicznej w poszczególnych typach osadów są następujące: piaski muliste 7,3% (3 analizy), piasek-muł-ił 5,2% (4 analizy), muły piaszczyste 7,6% (1 analiza), muły ilaste 8,0% (3 analizy), iły muliste 9,8% (3 analizy). Uwagę zwraca nietypowa, wysoka zawartość substancji organicznej w piaskach mulistych, co spowodowane jest faktem, że analizowano prawie wyłącznie piaski muliste, zalegające w izolowanych płatach na dnie Głębi Gdańskiej, na głębokościach 90–94 m p.p.m.

Podstawowy skład chemiczny odzwierciedla zmiany składu mineralnego, związane z dyferencjacją granulometryczną osadów. W miarę zmniejszania się M_z osadów wzrasta zawartość minerałów ilastych, chlorytów i to odbija się w podstawowym składzie chemicznym. Zawartość SiO_2 wynosząca w piaskach mulistych 75,37% spada sukcesywnie do 52,70% w iłach mulistych. Wyraźnie wzrasta natomiast zawartość Al_2O_3, bo z wartości 7,82% w piaskach mulistych do 12.31% w iłach mulistych, (tab. 3). Sukcesywnie wzrastają też zawartości Fe_2O_3 (2,93–6,05%), MgO (1,12–2,10%), Na_2O (0,50–1,92%) i S_c (0,85–1,47%). Stała jest natomiast zawartość CaO, która waha się od 1,22 do 1,37%. Takie niskie zawartości CaO są typowe dla osadów morza litorynowego i baltica.

Średnie zawartości metali występujących w ilościach śladowych przedstawiają się następująco:

piaski muliste: Cu — 23,2, Zn — 90,2, Pb — 29,4, Co — 24,4, Fe — 27 069, Mn — 395, Ti — 3506 ppm (8 analiz);

piasek-muł-ił: Cu — 34,3, Zn — 81,5, Pb — 35,2, Ni — 29,2, Co — 28,3, Fe — 38 933, Mn — 538, Ti — 3150 (3 analizy);

muły piaszczyste: Cu — 30,2, Zn — 102,0, Pb — 62,5, Ni — 37,2, Co — 26,3, Fe — 32 317, Mn — 620, Ti — 4669 (6 analiz);

iły muliste: Cu — 48,4, Zn — 131,0, Pb — 58,2, Ni — 51,2, Co — 35,3, Fe —38 223, Mn — 608, Ti — 4600 (3 analizy).

Wyraźny jest wzrost koncentracji metali śladowych w kierunku drobniejszych frakcji.

Osady budujące akumulacyjne dno Głębi Gdańskiej mają barwy szarooliwkowe, ciemnoszare do stalowoszarych. Konsystencja iłów mulistych, mułów ilastych i częściowo osadów typu piasek-muł-ił jest lekko galaretowata, w stropie nawet półpłynna, często towarzyszy im zapach H_2S.

Piaski średnioziarniste lagunowe — $^{me}_{pś}H_{3-5}$. Dwa pola tego rodzaju piasków położone są w obrębie przybrzeżnych płycizn, jedno z nich przylega do Półwyspu Helskiego w rejonie Chałup, drugie w rejonie Kuźnicy. Małe pole tych piasków występuje także na płyciźnie położonej wewnątrz Zalewu Puckiego, na zachód od Jamy Kuźnickiej.

Badania uziarnienia wykazują wahania frakcji podstawowej (0,5–0,25 mm) od 55,5 do 82,6% (śr. 69,7%), zawartość frakcji grubopiaszczystych wynosi średnio 6,4% a drobnopiaszczystych 25,8% (tab. 1). Piaski średnioziarniste lagunowe są dobrze i umiarkowanie wysortowane, średnia wartość σ_I wynosi 0,46. Rozkład wielkości ziarn jest zarówno dodatni jak i ujemny, średnio wynosi — 0,01.

Piaski drobnoziarniste lagunowe — $^{me}_{pd}H_{3-5}$. Pokrywają one większą część dna Zalewu Puckiego, nie występują jedynie w lokalnych zagłębieniach dna zalewu. Zawierają one 5,1% frakcji grubopiaszczystych, 16,9% frakcji średniopiaszczystej i 70,4% frakcji drobnopiaszczystych (0,25–0,062 mm). W jej obrębie dominuje frakcja 0,25–0,125 mm, której średnia zawartość wynosi 51,4%. Piaski te zawierają również 6,8% domieszkę frakcji mulistych (0,062–0,004 mm). W porównaniu z piaskami morskimi są one nieco gorzej wysortowane. Średnia wartość σ_I wynosi 0,78.

Muły, muły piaszczyste i piaski muliste — lagunowe — $^{me}_{pm}H_{3-5}$. Osady tego typu wypełniają zagłębienia dna Zalewu Puckiego, zwane lokalnie jamami: Rzucewską, Kuźnicką i Chałupską. Występują też przy zachodnim brzegu zalewu, w pobliżu wylotu pradoliny Płutnicy. Osady te są często podścielone, szczególnie w zachodniej części zalewu, przez wychodnie utworów powstałych w lądowej fazie rozwoju obszaru. Uziarnienie tych osadów przedstawia tabela 1.

W składzie chemicznym SiO_2 jest tylko 66,1%. Zawartość węglanu wapnia waha się od 6,0 do 38,0%, średnio wynosi ona 14,5%. Osady te zawierają duże ilości substancji organicznej, wahania jej wynoszą od 6,82 do 30,75%, przy średniej zawartości 16,18% (S. Musielak 1979).

Piaski eoliczne w wydmach — $^{w}_{pe}H_{3-5}$. Wydmy występują na zapleczu plaży, wzdłuż brzegu morskiego od strony Zatoki Gdańskiej. Są one zbudowane z piasków średnio- i drobnoziarnistych, charakterystycznie skośnie warstwowanych.

Geneza tych wydm związana jest z końcowym etapem powstawania mierzei Półwyspu Helskiego u schyłku transgresji litorynowej.

*
* *

Badania chemiczne osadów powierzchniowych Zalewu Puckiego dowodzą odrębności facjalnej tego zbiornika (S. Musielak 1979). Głównym składnikiem piasków średnioziarnistych lagunowych jest SiO_2, którego średnia zawartość wynosi 86,64%. Piaski te zawierają natomiast dużo węglanu wapnia, ilość jego waha się od 8,2 do

11,2% (śr. 10,2%). Zawartość substancji organicznej wynosi średnio 0,72% (5 analiz). Średnia zawartość SiO_2 w piaskach drobnoziarnistych lagunowych wynosi 83,55%. Zawartość węglanu wapnia waha się od 7,4 do 18,2% (śr. 13,5%), a substancji organicznej od 0,52 do 2,80% (śr. 0,96%; 13 analiz), (S. Musielak 1979).

Późniejsze badania osadów piaszczystych i mulistych zalegających w północno-wschodniej i wschodniej części Zalewu wykazały prawie całkowity brak węglanów (R. Kramarska i in., 1993). Rozbieżności składu chemicznego są zapewne spowodowane tym, że w piaskach badanych wcześniej znalazły się węglany pochodzenia biogenicznego (okruchy muszli). Dotyczy to również osadów mulistych. Badania tych osadów z Jamy Kuźnickiej wykazały średnio 11% zawartość substancji organicznej, obecność kwarcu, illitu, montmorylonitu i całkowity brak węglanów.

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej przedkenozoicznych kompleksów strukturalnych w zachodniej części syneklizy bałtyckiej został przedstawiony przez W. Pożaryskiego (1970), R. Dadleza i S. Młynarskiego (1972), R. Dadleza (1976) i J. E. Mojskiego (1987).

Na osadach tych kompleksów zalegają w sposób przekraczający utwory górnej kredy. Występująca w profilu otworu wiertniczego B 2–1/80 63-metrowa seria cenomanu, reprezentowana przez osady piaszczysto-mułowcowe z glaukonitem i fosforytami, osadzała się w zbiorniku morskim, w stosunkowo niedalekim sąsiedztwie lądu. Na dolny turon przypada okres największego zalewu. Osady tego wieku, występujące w otworze wiertniczym W 1/82, osadzały się w takiej samej facji jak osady występujące w profilu otworu B 2–1/80.

W granicach obszaru arkusza brak utworów koniaku i santonu. Ich brak jest być może odbiciem ruchów podłoża, związanych z fazą subhercyńską. W pobliżu południowej granicy obszaru arkusza, w rejonie Juraty, występują margle i piaski glaukonitowe kampanu (Z. Pazdro, 1956). Ich sedymentacja wskazuje na ponowny rozwój transgresji górnokredowej.

Prawdopodobnie przez cały paleocen opisywany obszar był lądem z przewagą procesów denudacyjnych.

Kolejne, postępujące od południa wtargnięcie morza na wyniesienie Łeby miało miejsce w środkowym i górnym eocenie. Potwierdza to 13 m seria osadów z pogranicza górnego eocenu i lattorfu, występująca w profilu otworu wiertniczego B 2–1/80.

Dalszy jego rozwój odbywał się już w warunkach lądowych. Zalegające w sposób erozyjny osady miocenu, rozpoznano w części lądowej obszaru arkusza w tym również w wychodniach na klifie. Obserwacje klifu Kępy Swarzewskiej wskazują na obecność osadów formacji burowęglowej. Badania I. Grabowskiej (1987) osadów z otworów wiertniczych w rejonie Chłapowa, wskazują na obecność zbiornika który otaczała gęsta roślinność, kształtowana w klimacie ciepym i wilgotnym. Wiek osadów określono na dolny i środkowy miocen.

W pliocenie nastąpiło stopniowe oziębienie, które doprowadziło do nastania epoki lodowej.

Epikontynentalna niecka współczesnego Bałtyku kształtowana była podczas kolejnych zlodowaceń.

W rejonie głębokowodnym, na egzaracyjnie zrównanym stropie utworów górnej kredy zalega generalnie jeden, dość cienki poziom osadów morenowych. Gliny te reprezentują najmłodszą fazę zlodowacenia północnopolskiego. W obniżeniu tego podłoża, zajętym przez odgałęzienie Głębi Gdańskiej, pod wspomnianymi glinami występuje jeszcze jeden poziom morenowy.

Powierzchnia stropu podłoża w rejonie płytkowodnym stopniowo podnosi się do góry, wkraczając na wychodnie trzeciorzędu, który również jest silnie zerodowany (otwór B 2–1/80). Strefa erozji sięgającej w utwory górnokredowe, występuje w formie wąskiej rynny w rejonie Karwi i Ostrowa. Druga strefa głębokiej erozji, sięgająca aż w utwory triasu występuje w rejonie rynny Jeziora Żarnowieckiego. Strop trzeciorzędu nie jest wyrównany. Deniwelacje stropu są najprawdopodobniej wynikiem glacidynamicznych odkształceń. Miąższość plejstocenu na obszarze płytkowodnym jest znacznie większa niż na obszarze głębokowodnym, przekracza miejscami 50 m. B. Rosa (1987) uważa, że rejon płytkowodny Bałtyku Południowego stanowi strefę korzeniową dla osadów starszych zlodowaceń, głównie dla zlodowacenia środkowopolskiego.

Osady plejstocenu w płytszej, południowozachodniej części arkusza Puck są rozpoziomowane tylko metodą sejsmoakustyczną. Ich spągową część zaliczono do plejstocenu nie rozdzielonego. Nie można w tym przypadku wykluczyć występowania reliktów osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Strop występujących w tym rejonie utworów morenowych jest silnie urzeźbiony. W jego zagłębieniach powstała miąższa seria osadów zastoiskowych. Depozycję tej serii wiązać należy z postojem czoła lądolodu na linii moren Ławicy Słupskiej (S. Uścinowicz, J. Zachowicz, 1991; R. Kramarska, 1991). W części głębokowodnej zalegał wówczas stagnujący lądolód, powstała wówczas najmłodsza glina zwałowa zlodowacenia północnopolskiego.

Postępujące szybkie cofanie się lądolodu doprowadziło do powstania obszernego zbiornika zastoiskowego, w niższej części obszaru głębokowodnego. W rejonie Głębi Gdańskiej, w tzw. zbiorniku lodowcowomorskim osadzały się wówczas iły warwowe, a w płytszych rejonach obszaru głębokowodnego (Próg Gotlandzko-Gdański) osadzała się glina subakwalna. Poziom zastoiska według szacunkowych danych z obszaru arkusza Gdańsk obniżył się do głębokości 60–65 m. Ten etap rozwoju Batyku został czasowo oszacowany na około 12 200 lat B.P. (S. Uścinowicz, J. Zachowicz 1992).

W schyłkowej części późnego glacjału, w wyniku dopływu coraz większych ilości wody z topniejącego lądolodu i zapoczątkowania ruchów glaciizostatycznych, rozpoczęła się transgresja bałtyckiego jeziorą lodowego. Górną granicę zasięgu transgresywnych osadów bałtyckiego jeziora lodowego oszacowano sejsmoakustycznie do głębokości około 25 m p.p.m. (przekrój A–B). Osady regresywne tego wieku są dobrze widoczne w zapisach sejsmoakustycznych, w postaci miąższych pakietów osadów, prawdopodobnie piaszczystych, progradujących w kierunku Głębi Gdańskiej (przekroje A–B, C–D). Z tym etapem rozwoju Bałtyku należy wiązać początkowy etap tworzenia cokołu akumulacyjnego, na bazie którego, w późniejszym etapie została zbudowana mierzeja Półwyspu Helskiego. W części głębokowodnej obszaru arkusza osadziły się w tym czasie osady ilasto-muliste, przykrywające iły warwowe

i częściowo gliny subakwalne (sonda R 13 404). Zasięg regresji bałtyckiego jeziora lodowego szacuje się do głębokości 65–70 m p.p.m. (S. Uścinowicz, J. Zachowicz 1992). Regresja ta zakończyła się gwałtownym, katastroficznym drenażem wód, co wg N. O. Svenssona (1991) miało miejsce 10 300 lat B.P., natomiast wg. H. Ignatiusa (vide A. Voipio, 1981) koniec bałtyckiegi jeziora lodowego przypada na 10 160 lat B.P.

Płytkowodna część obszaru kształtowana była od tego momentu, poprzez dolny i częściowo środkowy holocen w warunkach subarealnych.

Po wycofaniu się lądolodu z obszaru Bałtyku rozpoczęło się na dużą skalę izostatyczne dźwiganie tarczy bałtyckiej, jednocześnie zaczęła się ogólnoświatowa transgresja holoceńska.

Z tym wyjściowym etapem morza yoldiowego można wiązać początek powstawania obszernych, głębokowodnych równin abrazyjnych. Zabradowane zostały wówczas te partie dna, które zbudowane są z utworów bałtyckiego jeziora lodowego i częściowo z glin subakwalnych. Najwyższe morfometrycznie rejony obszaru głębokowodnego zachowały swoją pierwotnie falistą rzeźbę. Tworzą one niewielkie wyniosłości pośród zrównanego dna. Taka sytuacja morfologiczna występuje w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego (R. Pikies 1981).

Typowym osadem morza yoldiowego są szarobrązowe lub szaropopielate iły, często z licznymi laminami siarczków żelaza, na ogół bezwapniste. W miarę rozwoju, transgredujące morze niszczyło wychodnie osadów bałtyckiego jeziora lodowego, na co wskazuje erozyjna granica ich górnego zasięgu, położona na sąsiadującym od zachodu obszarze arkusza Łeba na głębokości około 50 m (S. Uścinowicz, J. Zachowicz, 1991).

W rejonie głębokowodnym kontynuuje się sedymentacja miękkoplastycznych, szaropopielatych, w stropie szaroniebieskich iłów, bogatych w laminy z siarczkami żelaza. Osady te najprawdopodobniej odpowiadają już fazie jeziora ancylusowego. Koniec ich sedymentacji datowano metodą ^{14}C w Głębi Gdańskiej na 8160±160 lat B.P. (Gd–6310), a na obszarze arkusza Elbląg na 8750±170 lat B.P. (Gd–6313), S. Uścinowicz, J. Zachowicz (1994).

W okresie przejściowym, pomiędzy fazą jeziora ancylusowego i morza litorynowego nastąpiła zmiana chemizmu wód. W związku z zapoczątkowaniem wlewów wód oceanicznych postępował wzrost zasolenia Bałtyku. Efektem tego była stratyfikacja mas wodnych Bałtyku na wody cięższe, bardziej słone o stałej temperaturze, zalegające w głębszych rejonach Bałtyku, oddzielone od górnej warstwy wód granicą stałej piknokliny. Obecnie piknoklina położona jest na głębokości 30–40 m p.p.m. w Głębi Arkońskiej, 40–50 m p.p.m. w Basenie Bornholmskim a w rejonie Głębi Gdańskiej i Gotlandzkiej na głębokości 60–70 m. p.p.m. (A. Majewski 1987). Można hipotetycznie przypuszczać, że analogiczna sukcesja głębokościowa powstawała u schyłku okresu ancylusowego, przy czym w porównaniu ze współczesnym Bałtykiem, piknoklina w Głębi Gdańskiej mogła być położona w przedziale głębokości 90–100 m p.p.m. Głębokość ta jest o tyle ważna, gdyż z poziomem tym można wiązać abrazję miękkoplastycznych iłów kompleksu yoldia-ancylus, na drodze mechanizmu wewnętrznego falowania, pomiędzy ośrodkami wodnymi o różnej gęstości. To wewnętrzne falowanie mogło zrównać wychodnie osadów kompleksu yoldia-ancylus do poziomu wcześniejszego zrównania osadów bałtyckiego jeziora lodowego.

Obszar płytkowodny Bałtyku Południowego ukształtował się ostatecznie w wyniku transgresji litorynowej. Intensywnemu hydrodynamicznemu oddziaływaniu została poddana młodoglacjalna rzeźba tego obszaru. Występujące tutaj osady zostały poddane dyferencjacji granulometrycznej i mineralogicznej w środowisku płytkiego morza. Z rejonu środkowego wybrzeża przemieściły się w kierunku wschodnim duże ilości materiału okruchowego. W miejscu załamania dawnej linii brzegowej w rejonie Rozewia, dalszy transport i depozycja tego materiału zachodziły ku południowemu wschodowi. Utworzyła się mierzeja Półwyspu Helskiego. Formie tej poświęcono już liczne publikacje: J. Samsonowicz (1935), R. Sandegren (1935, 1938), J. Bączyk (1963), R. Bohr, M. Sokół (1972), B. Bogaczewicz-Adamczak (1982), S. Musielak (1989), A. Tomczak i in. (1990), R. Kramarska i in. (1993).

Z fazą transgresji litorynowej wiąże się geneza zatopionej mierzei, zwanej Rybitwią Mieliznę. Mierzeja ta utworzyła się z materiału pochodzącego z niszczenia Kępy Oksywskiej i przemieszczania go ku północy (B. Rosa, 1963). Dalsza rozbudowa tej formy została zastopowana przez narastającą ku południowemu wschodowi mierzeję Półwyspu Helskiego. Tempo narastania półwyspu było nierównomierne i trudno ostatecznie ustalić kiedy zamarły procesy prądowe, przyczyniające się do narastania Rybitwiej Mielizny. U schyłku morza litorynowego została zalana północna, wewnętrzna część Zatoki Puckiej, nosząca nazwę Zalewu Puckiego. Najmłodsza data ^{14}C, dla schyłku procesów torfotwórczych wynosi 5850±120 lat B.P., (Gd–6804). Na torfach tych zalegają już osady z fauną morską (R. Kramarska i in., 1993).

Rozmieszczenie współczesnych osadów powierzchniowych jest wynikiem określonych procesów hydrodynamicznych. Intensywność i natężenie tych procesów różnicuje osady pod względem litologicznym. Analiza ich cech litologicznych była podstawą wydzielenia stref litodynamicznych, zarówno dla środowiska lagunowego, pytkomorskiego jak i środowiska głębokomorskiego (mapa litodynamiczna, 1:500 000). Różnym środowiskom sedymentacyjnym odpowiadają w sensie przestrzennym obszary, wśród których wyróżniono:

— obszar lagunowy, z typowymi procesami sedymentacyjnymi, panującymi w częściowo izolowanych, płytkich zbiornikach przybrzeżnych.

— obszar pytkomorski, położony powyżej powierzchni piknokliny, z dominującymi procesami falowo-prądowymi.

— obszar głębokomorski, położony poniżej powierzchni piknokliny.

Obszar lagunowy

Strefa depozycji skokowej mułów piaszczystych i piasków mulistych. Zajmuje ona lokalne obniżenia dna Zalewu Puckiego, a także występuje w jego zachodniej części, w pobliżu ujścia pradoliny Redy i pradoliny Płutnicy. Głównym źródłem dostarczającym materiał mulisty są te dwie rzeki. Akumulacja mułów piaszczystych i piasków mulistych jest tutaj jednak bardzo niewielka. Miąższość ich również nie jest duża, miejscami tylko przekracza 0,5 m. W wypadku silniejszego falowania pewne ilości materiału mulistego mogą zostać wyniesione poprzez Rybitwią Mieliznę do głębszej części Zatoki Puckiej.

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych. Osady tej strefy pokrywają południowo-zachodnią część dna Zalewu Puckiego. Wydaje się, że główna masa materiału piaszczystego dostarczana jest obecnie do laguny na drodze transportu eolicznego, z wydm nadbudowujących mierzeję Półwyspu Helskiego. Procesy litodynamiczne, generowane zjawiskami falowo-prądowymi są tutaj słabe i poza częścią wschodnią zalewu nie odgrywają większej roli. Słabość tych procesów powoduje bardzo powolne niszczenie klifów nad brzegiem zalewu, które w większości są martwe.

Strefa o przewadze redepozycji osadów piaszczystych. Położona jest ona w części północnej i wschodniej Zalewu, bezpośrednio stykając się z przynasadowym odcinkiem Półwyspu Helskiego. Jest to strefa bardzo płytka, gdzie głębokości rzadko przekraczają 2 m. Występują tutaj piaski drobnoziarniste a także niewielkie płaty piasków średnioziarnistych. Materiał piaszczysty pochodzi nie tylko z przewiania wydm nadbudowujących mierzeję, część jego dostała się do laguny w wyniku katastrofalnych wlewów, przerywających podczas wezbrań sztormowych cienkie odcinki półwyspu.

Miąższość holoceńskich piasków lagunowych jest tutaj na ogół niewielka, często nie przekracza 0,5 m. W pobliżu brzegu Półwyspu Helskiego jest ona nieco większa, miejscami sięgając ponad 2 m. W rejonie płycizn pomiędzy Kuźnicą i Chałupami a także na Rybitwiej Mieliźnie miąższości dochodzą do 12,5 m (R. Kramarska i in., 1993).

Wydaje się, że procesy falowo-prądowe w tej strefie odgrywają pewną rolę. Przy dominujących zachodnich wiatrach, w warunkach bardzo małych głębokości osady piaszczyste podlegają niewielkiej redepozycji.

Strefa o przewadze abrazji osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych. Strefa ta występuje wąskim pasem w sąsiedztwie klifowych odcinków brzegu Zalewu Puckiego, zarówno u podóżna Kępy Puckiej jak i Kępy Swarzewskiej. Według S. Musielaka (1983) występują tutaj piaski różnoziarniste z domieszką frakcji żwirowych. Z geomorfologicznego punktu widzenia są to bardzo wąskie platformy abrazyjne.

* * *

Warunki sedymentacyjne panujące w Zalewie Puckim różnią go zdecydowanie od środowiska morskiego. Obszar Zalewu Puckiego można podzielić na dwie części.

W części południowo-zachodniej osady lagunowe wykazują małe miąższości, wychodnie torfów i kredy jeziornej zalegają płytko pod ich cienkim przykryciem lub bezpośrednio odsłaniają się na dnie. Oddziaływanie procesów falowo-prądowych jest tutaj bardzo słabe.

Część północno-wschodnia odznacza się większymi miąższościami piasków drobno- i średnioziarnistych a oddziaływanie procesów falowo-prądowych jest bardziej widoczne.

Osady powierzchniowe, szczególnie w części południowo-zachodniej odznaczają się wysokimi zawartościami węglanu wapnia i substancji organicznej. Według S. Musielaka (1979) osady o zawartości węglanów powyżej 20% pokrywają się z

rejonami wychodni kopalnych utworów limnicznych (kredy). Zawartości węglanów rzędu 10–20% wiązać należy ze współczesną sedymentacją biogeniczną, której źródłem jest detrytus muszlowy makro- i mikrofauny. Szczególnie liczne są *Macoma baltica* (Linne), *Cardium lamarcki* (Reeve), *Mytilus edulis* (Linne), *Mya arenaria* (Linne) i *Hydrobidae*.

Osady o zawartości substancji organicznej rzędu 10 do 30% wiążą się z wychodniami torfu a także z rejonami intensywnej akumulacji w Jamie Kuźnickiej i Jamie Chałupskiej (S. Musielak, 1979).

Obszar płytkomorski

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych jest najgłębiej położoną strefą litodynamiczną w granicach obszaru płytkomorskiego, zalega począwszy od głębokości 25–30 m aż do 65–70 m p.p.m. w części zachodniej i wyjątkowo do około 80–90 m p.p.m., w części wschodniej obszaru arkusza. Małe pole tych piasków występuje w południowej, otwartej części Zatoki Puckiej, na głębokości 7–15 m p.p.m.

Występują tutaj piaski o zawartości frakcji głównej powyżej 80,0%, są na ogół dobrze wysortowane. Zawartość minerałów ciężkich, badana we frakcji 0,25–0,125 mm, z reguły jest niższa od 0,5%, co wskazuje na ich akumulacyjny charakter. Przynależność tych osadów do V typu genetycznego wg R. Passegi i R. Byramje (1969), świadczy o depozycji osadu z frakcjonalnej zawiesiny ziarnowej.

Strefa redepozycji piasków, głównie drobnoziarnistych występuje na podwodnym skłonie brzegowym, wzdłuż Półwyspu Helskiego, na odcinku Władysławowo–Kuźnica, oraz w pobliżu zachodniej granicy arkusza. Niewielki pas osadów przynależnych do tej strefy zalega na odmorskim stoku Rybitwiej Mielizny. Występują tutaj piaski bardzo jednorodne, o zawartości frakcji 0,25–0,125 mm powyżej 80,0%, ich M_z waha się od 2 do 3φ, są one dobrze wysortowane. Udział minerałów ciężkich niższy od 1%, wartość wskaźnika składu mineralnego G/A z reguły poniżej 1, świadczą o umiarkowanym oddziaływaniu dynamicznym morza.

Przynależność osadów do V typu genetycznego, lokalnie do IV, świadczy o depozycji ziarn głównie z zawiesiny frakcjonalnej, w rejonach o obniżonej aktywności hydrodynamicznej (R. Passega, R. Byramje, 1969).

Strefa redepozycji osadów piaszczystych, głównie piasków średnio- i gruboziarnistych ciągnie się miejscami począwszy od linii brzegowej aż do głębokości około 40 m p.p.m. W pobliżu zachodniej granicy arkusza występuje ona lokalnie na głębokości rzędu 35–40 m, a bardziej na północ też na głębokości od 45 do 70 m.

W strefie tej panują bardzo zmienne warunki hydrodynamiczne, udział frakcji 0,25–0,125 mm waha się w zakresie od 10 do 60%, dochodząc w pobliżu brzegu do 80%. M_z waha się od 1 do 3φ, wysortowanie zmienia się od umiarkowanie dobrego do złego. Zawartość minerałów ciężkich średnio zamyka się w granicach 1–2%, sporadycznie przekracza 5%. Wartości wskaźnika składu mineralnego G/A wahają się w szerokim zakresie.

Przynależność osadów do I, II, IV i V typu genetycznego w klasyfikacji R. Passegi i R. Byramje (1969) świadczy, że ziarna transportowane były trakcyjnie

i w zawiesinie frakcjonalnej, a więc zmienny był reżim hydrodynamiczny, na ogół jednak dość wysoki.

Strefa o przewadze abrazji osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych obejmuje rejon dna na północ od Rozewia i Władysławowa do głębokości 15–20 m p.p.m. Izolowane jej pole położone jest w pobliżu zachodniej granicy arkusza na głębokościach rzędu 42–55 m p.p.m. Osady tej strefy kształtowane były w trakcie rozmywania dna i wybrzeży abrazyjnych w wyniku falowo-prądowego oddziaływania zbiornika morskiego.

Wysortowanie osadów jest od średnio dobrego do złego, a M_z waha się od 0 do 3φ. W kierunku transportu polepsza się wysortowanie, wzrasta zawartość ziarn kanciastych i częściowo kanciastych, zmniejsza się wartość wskaźnika G/A.

Przynależność osadów do I i II typu genetycznego wg diagramu wskaźników C–M świadczy o trakcyjnym rodzaju transportu, w środowisku o wysokiej aktywności hydrodynamicznej.

Obszar głębokomorski

Strefa depozycji ciągłej mułów ilastych i iłów mulistych obejmuje najgłębsze rejony dna, w pobliżu wschodniej granicy obszaru arkusza. Wartości M_z są powyżej 4φ, często powyżej 6φ. Zawartość ziarn mniejszych od 0,062 mm na ogół przekracza 90%, podczas gdy udział frakcji 0,25–0,125 mm nie jest większy od 1%. Osady należą do VIII typu genetycznego, co wskazuje na depozycję z najdrobniejszej, jednorodnej zawiesiny.

Strefa depozycji okresowej piasków mulistych, mułów piaszczystych, osadów typu piasek-muł-ił i iłów piaszczystych zajmuje duże obszary dna na obrzeżu strefy ciągłej depozycji osadów mulisto-ilastych. Występują osady źle i bardzo źle wysortowane, znacznie zróżnicowane granulometrycznie. Wartości M_z wahają się od 3 do 7φ, zawartość frakcji 0,25–0,125 mm nie przekracza 30%. Osady te reprezentują VI i VII typ genetyczny, co świadczy o ich depozycji głównie z zawiesiny jednorodnej, w strefie o obniżonej aktywności hydrodynamicznej.

Strefa o przewadze abrazji piasków drobno- i średnioziarnistych, piasków mulistych, osadów typu piasek-muł-ił i piasek-muł-żwir obejmuje północną część obszaru arkusza, gdzie pod cienkim przykryciem wielofrakcyjnej pokrywy zalegają gliny subakwalne. Są to najpłytsze rejony dna w obrębie obszaru głębokomorskiego. Osady te powstały z rozmycia glin subakwalnych. Nie wiadomo czy niszczenie glin subakwalnych zachodziło tylko we wcześniejszych fazach rozwojowych Bałtyku, czy też odbywa się i obecnie. Występowanie w tych osadach licznych konkrecji Fe–Mn świadczy o braku współczesnej sedymentacji, co potwierdzałoby pewną aktywność dynamiczną wód przydennych. Zalegające tutaj osady posiadają złe oraz bardzo złe wysortowanie i należą do III i IX typu genetycznego wg diagramu C–M, co oznacza, że w tym rejonie dna nie zachodzą procesy współczesnej sedymentacji.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-SUROWCOWA

Surowce żwirowo-piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. Żwiry piaszczyste (żp) i piaski żwirowe (pż) zajmują bardzo małą powierzchnię dna, występując lokalnie, w pojedynczych miejscach. Nie odpowiadają one kryteriom surowcowym.

Surowce piaszczyste. Rejon perspektywiczny piasków (p) ciągnie się równolegle do brzegu i obejmuje obszar na północ od strefy ochrony brzegu, t.j. od głębokości 15–20 m do głębokości 60–70 m p.p.m. Osady piaszczyste rejonu perspektywicznego mogą być wykorzystane dla celów przemysłowych oraz dla potrzeb ochrony brzegu morskiego. W wyznaczonym obszarze perspektywicznym występują głównie piaski drobno- i średnioziarniste, o miąższości powyżej 1 m.

Pod względem składu uziarnienia i mineralnego charakteryzują się one dość znaczną jednorodnością, oraz dobrym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem. Wartości M_z dla piasków średnioziarnistych mieszczą się głównie w przedziale 1,5–1,7φ, a dla piasków drobnoziarnistych w przedziale 2,4–2,7φ. Wartości σ_i wynoszą odpowiednio od 0,5 do 0,71 i od 0,35 do 0,5.

Zawartość SiO_2 w piaskach tego rejonu wynosi średnio 94,1%. Stosunkowo duże zawartości tlenków barwiących, Al_2O_3 (śr. 2,16%) i Fe_2O_3 (śr. 0,46%), występują na ogół we frakcjach drobniejszych. Tlenki te można wyeliminować w procesie technologicznym.

Osady o podanych parametrach mogą być wykorzystane jako piaski budowlane, piaski formierskie odmian jednorodnych, grupy drobnej do grubej (BN–68/4021–19), oraz po odpowiednim procesie technologicznego wzbogacania również w przemyśle szklarskim. Duże głębokości zalegania tych piasków aktualnie wykluczają ich ekonomiczne wykorzystanie.

Pod względem koncetracji minerałów ciężkich, osady piaszczyste nie mogą być brane pod uwagę jako surowiec perspektywiczny. Maksymalne nagromadzenia minerałów ciężkich (powyżej 3% wag.) występują głównie w strefie ochrony brzegu morskiego. Natomiast w piaskach występujących poza strefą ochrony brzegu zawartość minerałów ciężkich jest mała, z reguły nie przekracza 2%, przeważają zawartości mniejsze niż 1%.

Surowce ilaste. Gliny i iły (i) występują w północnej części obszaru arkusza, zalegając na głębokościach większych od 60 m. Są to gliny subakwalne i osady ilasto-muliste bałtyckiego jeziora lodowego oraz osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego. Średnia zawartość frakcji powyżej 2,0 mm dla glin subakwalnych wynosi 1,5%, a frakcji poniżej 0,062 mm wynosi 68,1%. W osadach bałtyckiego jeziora lodowego nie stwierdzono zawartości frakcji powyżej 2,0 mm, a udział frakcji poniżej 0,062 mm wynosi 77,9%. Osady ilasto-muliste fazy morza yoldiowego i jeziora ancylusowego również nie zawierają frakcji żwirowych a zawartość frakcji poniżej 0,062 mm wynosi średnio 74,8%.

Podstawowe cechy tego surowca są następujące:

— zawartość $CaCO_3$ waha się od 0% w osadach ilasto-mulistych morza yoldiowego i jeziora ancylusowego do maksymalnie 18,7% w glinach subakwalnych.

— zawartość substancji organicznej wzrasta od 1,0% w glinach subakwalnych do maksymalnej wartości 3,9%, zaobserwowanej w górnej części osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego.

— zawartość S_c zmienia się w małym zakresie, od 0,08 do 0,11%.

W rejonie zalegania glin subakwalnych występują nagromadzenia konkrecji żelazowo-manganowych Fe–Mn. Ze względu na małą ich ilość oraz niewielkie koncentracje metali nie mają one znaczenia przemysłowego. Opis makroskopowy i ich charakterystykę geochemiczną przedstawiono razem z opisem osadów budujących cienką, wielofrakcyjną pokrywę glin subakwalnych ($_{pm\dot{z}}^{m}H_{3-5}$).

Najgłębsze partie dna, położone w części południowo-wschodniej i częściowo centralnej obszaru arkusza, wyścielają osady typu piasek-muł-ił, muły ilaste i iły muliste, sporadycznie także piaski muliste (i_{org}). W osadach tych zawartość frakcji poniżej 0,062 mm z reguły przekracza 60%, a zawartość substancji organicznej jest większa od 2%. W granicach obszaru perspektywicznego miąższość ich przekracza 1 m, a zawartość substancji organicznej jest zawsze powyżej 5%. Wykonane w mikroskopie wysokotemperaturowym badania 13 próbek osadów ilastych obszaru perspektywicznego, wykazały możliwość ich wykorzystania do produkcji lekkich kruszyw spiekalnych (W. Piotrowicz i in., 1973–1975). Osady te charakteryzują się wysokim współczynnikiem pęcznienia, a interwał temperaturowy przekracza 100° C. Jednak ze względu na duże głębokości, oraz obecność H_2S w warstwie przydennej, jak i brak odpowiedniej technologi wydobycia, należy je uznać jako ekonomicznie nieopłacalne.

* * *

Na mapie prognoz surowcowych 1:500 000, zaznaczono strefę ochrony brzegu morskiego, (P. Słomianko i in., 1972). Strefa ta wyłącza te partie dna morskiego, których eksploatacja surowcowa doprowadziłaby do zachwiania równowagi dynamicznej dna i w sposób znaczący przyspieszyła tempo abrazji brzegu morskiego.

PODSUMOWANIE

Zrealizowane prace i analiza uzyskanych materiałów a także wykonanie nowych badań, w znacznym stopniu poszerzyły stan znajomości budowy geologicznej obszaru arkusza, w porównaniu ze stanem z roku 1979 (Z. Jurowska i in., 1979)

Przede wszystkim dość szczegółowo rozpoznano podłoże czwartorzędu i jego rzeźbę. Szczególnie przydatne było wykorzystanie dokumentacji głębokiego otworu wiertniczego B 2–1/80. Nowe światło na szerokie rozprzestrzenienie ku północy osadów górnokredowych, ich litologii, rzuciło opracowanie w Oddziale Geologii Morza, Państwowego Instytutu Geologicznego płytkiego otworu wiertniczego W 1/82, (R. Pikies, 1992).

Dzięki przeprowadzonym w latach 1986–87 badaniom sejsmoakustycznym uzyskano szereg nowych danych dotyczących budowy geologicznej podłoża i przykrywającej to podłoże pokrywie czwartorzędowej. W głębszej części obszaru głębokowodnego stwierdzono występowanie dwóch odrębnych poziomów gliny zwałowej, rozpoznano je w profilu otworu wiertniczego W 1/82. W rejonie pytkowodnym udokumentowano rozlegą pokrywę utworów zastoiskowych, kontynuującą się w kierunku zachodnim, na obszar sąsiedniego arkusza Łeba.

Badania sejsmoakustyczne rzuciły również nowe światło na budowę miąższej pokrywy osadowej w północnowschodnim i wschodnim obrzeżeniu przylądka Rozewie. Pokrywa ta prawdopodobnie zaczęła się tworzyć u schyłku bałtyckiego jeziora lodowego. Stworzyła ona bazę, z której w etapie transgresji litorynowej utworzyła się zasadnicza część mierzei helskiej.

W niniejszym opracowaniu rozpoznano warunki zalegania, litologię i genezę osadów w nawiązaniu do faz rozwojowych Bałtyku, począwszy od schyłku ostatniego zlodowacenia. W porównaniu ze stanem z 1979 r. (Z. Jurowska i in., 1979) uszczegółowiony został obraz rozmieszczenia osadów zalegających na powierzchni dna.

Przedstawiono złożony, poligenetyczny charakter rzeźby dna, uwarunkowany rozwojem paleogeograficznym omawianego obszaru.

Rozmieszczenie współczesnych stref sedymentacyjnych określono na podstawie takich cech jak: parametry rozkładu wielkości ziarna, przestrzenne zróżnicowanie wartości wskaźników mineralogicznych, zmian ilościowych ziarn kwarcu wg stopnia ich obtoczenia.

Dzięki przeprowadzonej analizie cech litologicznych osadów, określeniu ich miąższości w sondach rdzeniowych i metodą sejsmoakustyczną, wyznaczono obszary perspektywiczne surowców piaszczystych i ilastych.

LITERATURA

BĄCZYK J., 1963 — Genése de la Presqu'ile de Hel sur la base du développment du Golf deu Gdańsk. *Baltica* 1.

BENIUSZYS S., 1963 — Zarys budowy geologicznej, rzeźby terenu i historii rozwoju wybrzeża Zatoki Gdańskiej. Arch. Hydrotechn. T. 10, z. 2. Warszawa.

BOGACZEWICZ-ADAMCZAK B., 1982 — Novyj diatomovyj analiz osadočnoj tolšči Chel'skogo Poluostrova. W: Peribalticum, (mat. konfer.).

BOHR R., SOKÓŁ M., 1972 — The Fossil Diatom Flora the Sediments of the Hel Peninsula. Guide Book of the Excursions. September 22–26, INQUA.

DADLEZ R.. MŁYNARSKI S., 1972 — Wgłębna budowa geologiczna polskiego obszaru szelfu bałtyckiego. Przewodnik XLIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Cetniewo 2–4 września.

DADLEZ R., 1976 — Zarys geologii podłoża kenozoiku w basenie Południowego Bałtyku. *Biul. Inst. Geol.*, nr 285, Warszawa.

DĘBSKI J., 1970 — Chałupy IG–2. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

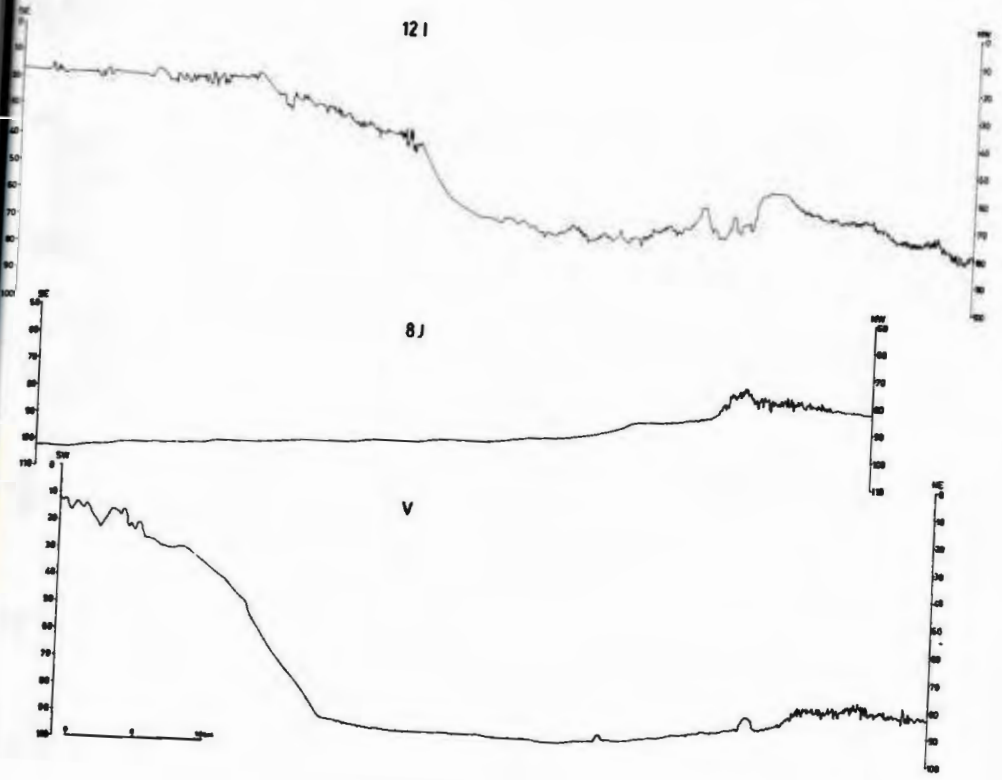
GAWOR-BIEDA E., 1988 — Ekspertyza mikropaleontologiczna próbek z otworu wiertniczego W 1/82 (arkusz Puck). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.

GRABOWSKA I., 1987 — Charakterystyka palynoflorystyczna i mikroplanktonowa osadów trzeciorzędowych północnej Polski na tle profilów otworów Chłapowo I i Chłapowo II. *Biul. Inst. Geol.*, nr 356. Warszawa.

JUROWSKA Z., MASŁOWSKA M., PIKIES R., 1979 — Mapa osadów dennych w skali 1:200 000 ark. Puck. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1987 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna bursztynonośnych osadów eocenu okolic Chłapowa oraz osadów paleogenu północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, nr 356. Warszawa.
KRAMARSKA R., 1991 — Objaśnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku, ark. Ławica Słupska, Ławica Słupska N 1:200 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
KRAMARSKA R., MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., TOMCZAK A., UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1993 — Zagadnienie geologiczne dna Zatoki Puckiej oraz brzegu Półwyspu Helskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
KRZYMIŃSKA J., 1988 — Mapa biofacji holoceńskich na podstawie małży w rejonie Południowego Bałtyku w skali 1:200 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
LENDZION K., 1970 — Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG–1. *Prz. Geol.* nr 7. Warszawa.
MAJEWSKI A., 1987 — Charakterystyka wód W: Bałtyk Południowy, (red. B. Augustowski). GTN Ossolineum.
MOJSKI J. E., 1987 — Zarys budowy geologicznej obszaru południowobałtyckiego (bez czwartorzędu). W: Bałtyk Południowy (red. B. Augustowski). GTN Ossolineum.
MOJSKI J. E., 1990 — Niektóre zagadnienia geologii kenozoiku Pomorza. *Prz. Geol.* nr 5–6. Warszawa
MUSIELAK S., 1979 — Powierzchniowe osady denne Małej Zatoki Puckiej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
MUSIELAK S., 1983 — Osady i morfologia dna Zalewu Puckiego. Inżynieria Morska, T. 4, z. 1.
MUSIELAK S., 1989 — Uwagi dotyczące genezy Półwyspu Helskiego w świetle nowych danych. Stud. i Mater. Ocean., nr 54. Geol. Morza PAN.
NORMA BRANŻOWA BN–68/4021–19, 1968 — Odlewnicze materiały formierskie. Piaski formierskie.
NOWACKI J., 1977 — Charakterystyka morfometryczna Zalewu Puckiego. Zesz. Nauk. Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi. Oceanografia nr 3. Gdańsk.
PACTWA M., 1978 — Badania biostratygraficzne osadów dennych Bałtyku Południowego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
PASSEGA R., BYRAMJE R., 1969 — Grain size image of clastic deposits. Sedimentology V. 13, nr 3/4. Amsterdam.
PAWŁOWSKI S., 1923 — O utworach na dnie Zatoki Gdańskiej. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Prace Kom. Mat.-Przyr., ser. A, T. 1, z. 2. Poznań.
PAZDRO Z., 1956 — Materiały Archiwum Wierceń. T. VIII, ark. Gdańsk w skali 1:300 000. Inst. Geol. Warszawa.
PIECZKA F. B., 1980 — Geomorfologia i osady denne Basenu Gdańskiego. Peribalticum I. GTN, Ossolineum.
PIKIES R., 1981 — Z morfologii głębokorówni bałtyckiej w granicach ark. Puck. *Kwart. Geol.*, T. 25, nr 4. Warszawa.
PIKIES R., 1992 — New data about the Upper Cretaceous from eastern part of the Southern Baltic Sea. *Kwart. Geol.*, T. 36, nr 2.
PIOTROWICZ W., PRAJZER J., OLAŃCZUK-NEYMAN K., 1973–1975 — Charakterystyka osadów dennych Bałtyku, cz. I–III. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.
PIWOCKI M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., GRABOWSKA I., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1985 — Stratygrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonośnych okolic Chłapowa koło Pucka. *Pr. Muz. Ziemi*, z. 37. Warszawa.
POŻARYSKI W., 1970 — Szkic geologiczny obszaru południowego Bałtyku (bez kenozoiku). *Prz. Geol.*, nr 7.
POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., JASKOWIAK-SCHOENEICH M., 1978 — Geologiczna mapa Bałtyku. *Prz. Geol.*, nr 1. Warszawa.
POŻARYSKI W., WITKOWSKI A., 1990 — Budowa geologiczna obszaru południowobałtyckiego (bez kenozoiku). *Prz. Geol.*, nr 5–6. Warszawa.
ROSA B., 1963 — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Stud. Soc. Scien., Toruń.
ROSA B., 1987 - Pokrywa osadowa i rzeźba dna W: Bałtyk Południowy, (red. B. Augustowski). GTN. Ossolineum.
SAMSONOWICZ J., 1935 — Nowy otwór świdrowy na Helu. Sprawozdania Państwowego Instytytutu Geologicznego. T. 8, z. 3. Warszawa.

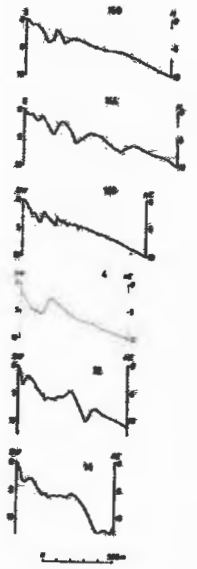
SANDEGREN R., 1935 — O kopalnej mikroflorze z wiercenia na Helu i o zmianach postglacjalnych poziomu Batyku. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego. T. 7, z. 3. Warszawa.
SANDEGREN R., 1938 — Über die fossilen Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. Geologiska Föreningens. Sztokholm.
SŁOMIANKO P. i in., 1972 — Oceanologiczne studium obszarów dna Bałtyku nadających się do eksploatacji kruszywa z uwzględnieniem ochrony brzegów i żeglugi przy eksploatacji tych obszarów. Pol. Tow. Geol. Oddz. Bałtycki. Sopot.
SŁOMIANKO P., 1986 — Problemy ochrony brzegów Półwyspu Helskiego na tle ogólnych prawidłowości rozwoju kos. Gdańsk–Słupsk–Szczecin.
SUBOTOWICZ W., 1977 — Dynamika brzegów klifowych regionu gdańskiego. *Zesz. nauk. Pol. Gdań.* nr 258. Bud. wod. z. XX, Gdańsk.
SUBOTOWICZ W., 1982 – Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. GTN, Ossolineum, Wrocław.
SVENSSON N-O., 1991 — Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the Central Sea. Quaternary International, V. 9.
TOMCZAK A., KRAMARSKA R., KRZYMIŃSKA J., ZABOROWSKA K., ZACHOWICZ J., 1990 — Nowy otwór wiertniczy w Helu w świetle badań litologicznych, biostratygraficznych i radiowęglowych. Przewodnik LXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Gdańsk.
UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1991 — Objaśnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. Arkusz Łeba, Słupsk. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1992 — Objaśnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000. Arkusze: Gdańsk, Elbląg, Głębia Gdańska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
VOIPIO A., (red.) 1981 — The Baltic Sea. Elsevier oceanography ser. 30.

TABLICA I



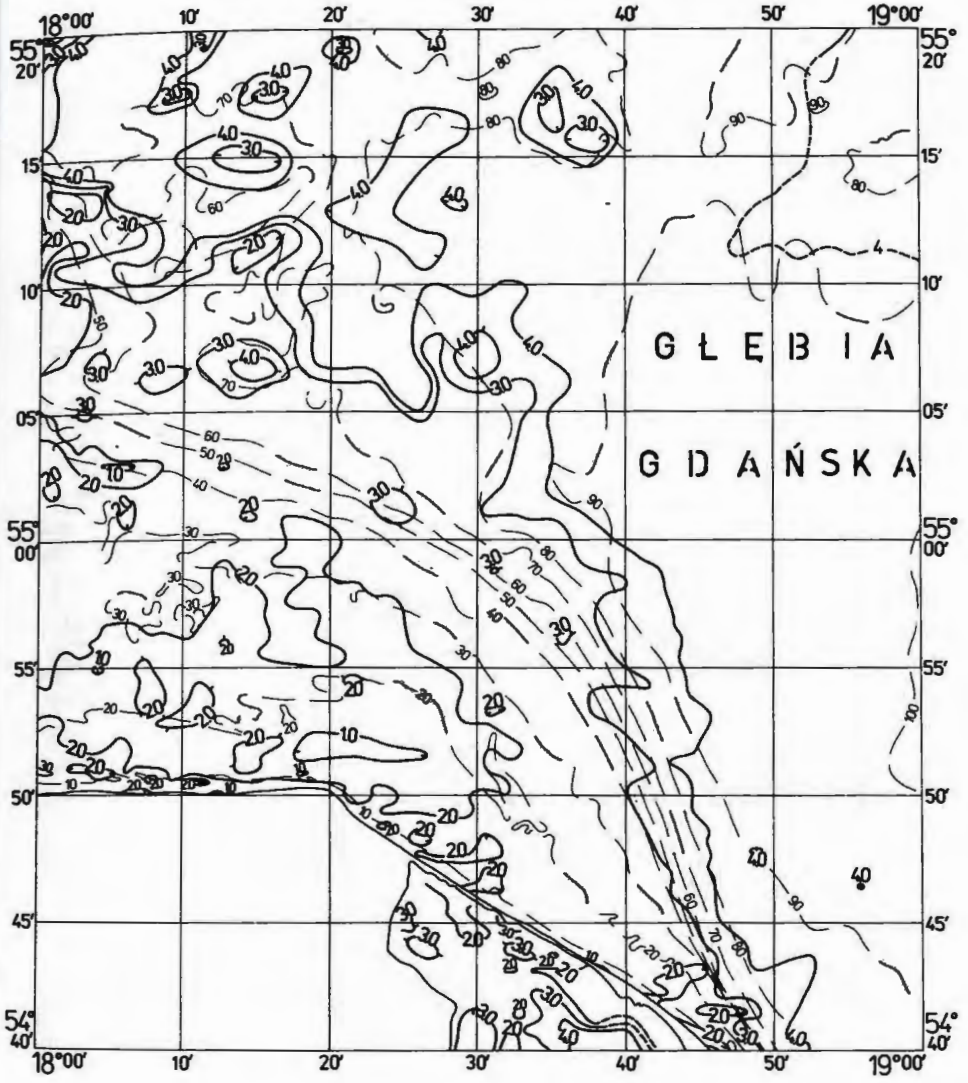
Profile batymetryczne
(według R. Pikiesa)

TABLICA II



Profile batymetryczne strefy brzegowej
(według R. Pikiesa)

TABLICA III



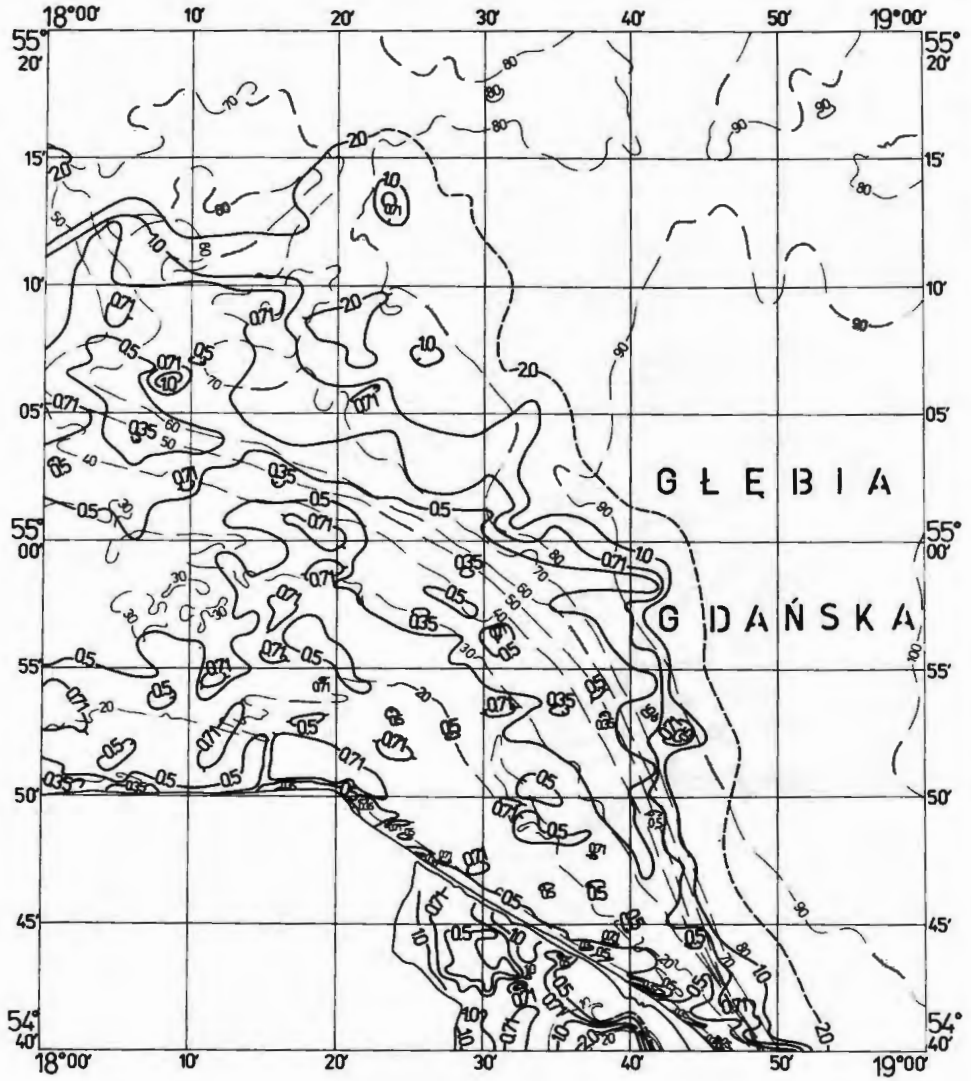
1:500 000

Średnia średnica ziarn — M_z (φ)
(według Z. Jurowskiej)

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

Uwaga: Tabl. III–XI dotyczą warstwy powierzchniowej (0–20 cm) osadów morza litorynowego i baltica. Linią przerywaną oznaczono izobaty, linią ciągłą — izarytmy wartości odpowiednich parametrów.

TABLICA IV



1:500 000

Wysortowanie osadów — σ_I (φ)
(według Z. Jurowskiej)

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

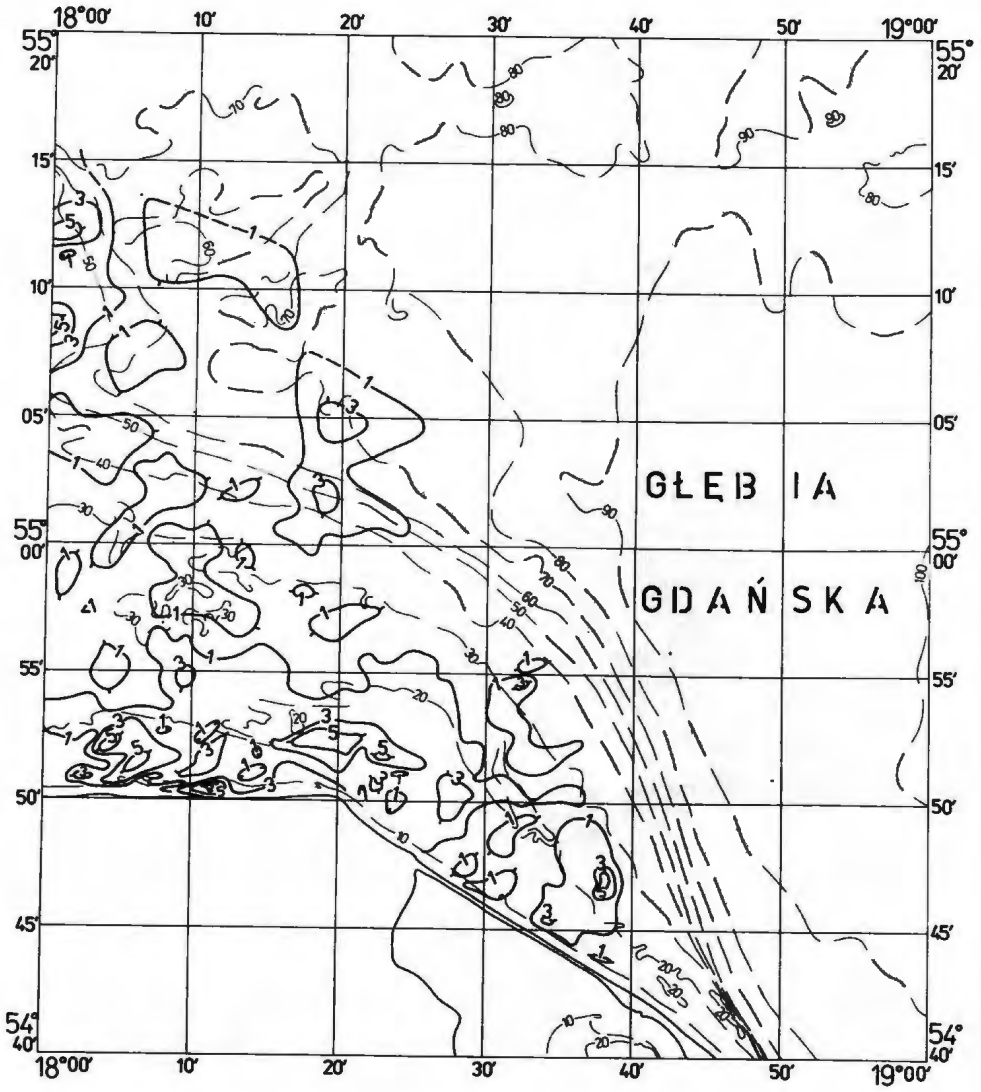
< 0,35 — osady bardzo dobrze wysortowane
0,35 – 0,50 — osady dobrze wysortowane
0,50 – 0,71 — osady umiarkowanie dobrze wysortowane
0,71 – 1,0 — osady dobrze wysortowane
1,0 – 2,0 — osady źle wysortowane

TABLICA V

1:500 000

Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25–0,125 mm (w %)
(według R. Pikiesa)

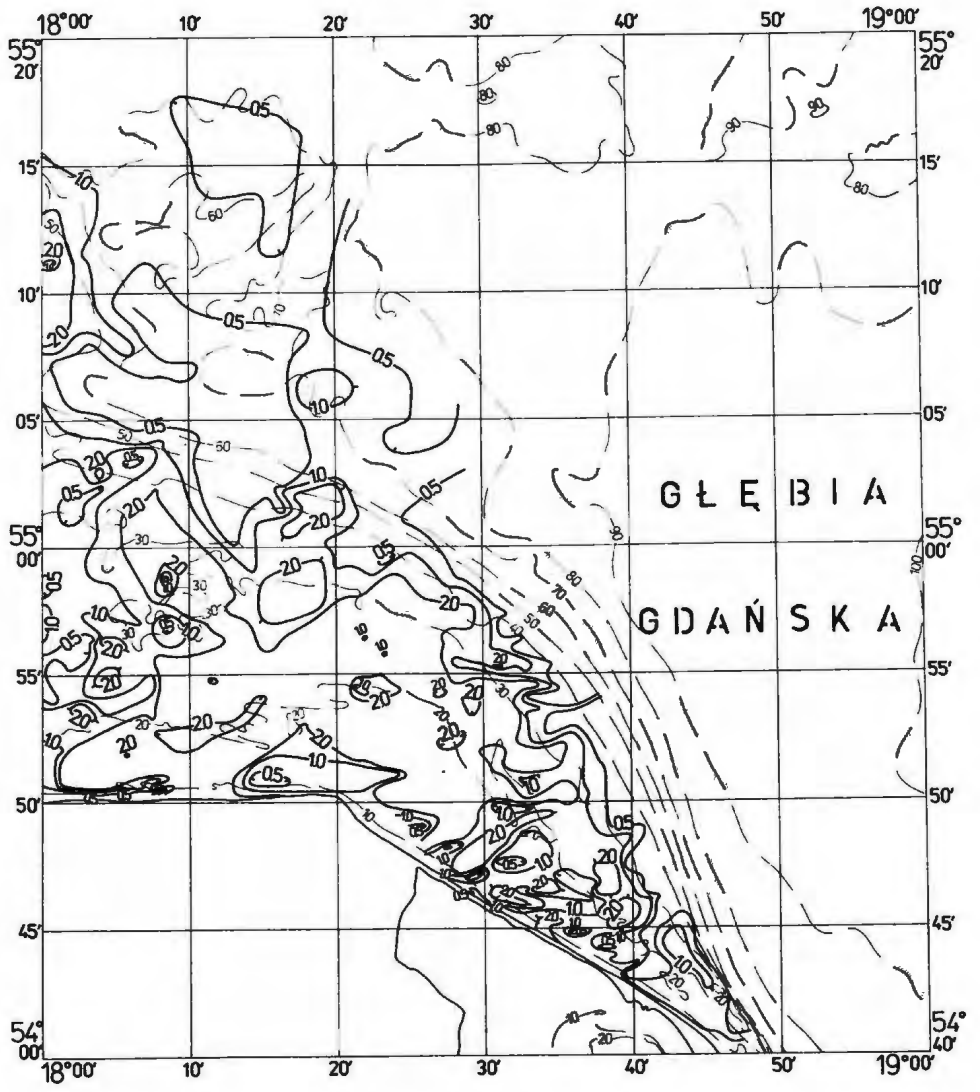
TABLICA VI



1:500 000

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm (w % wag.)
(według R. Pikiesa)

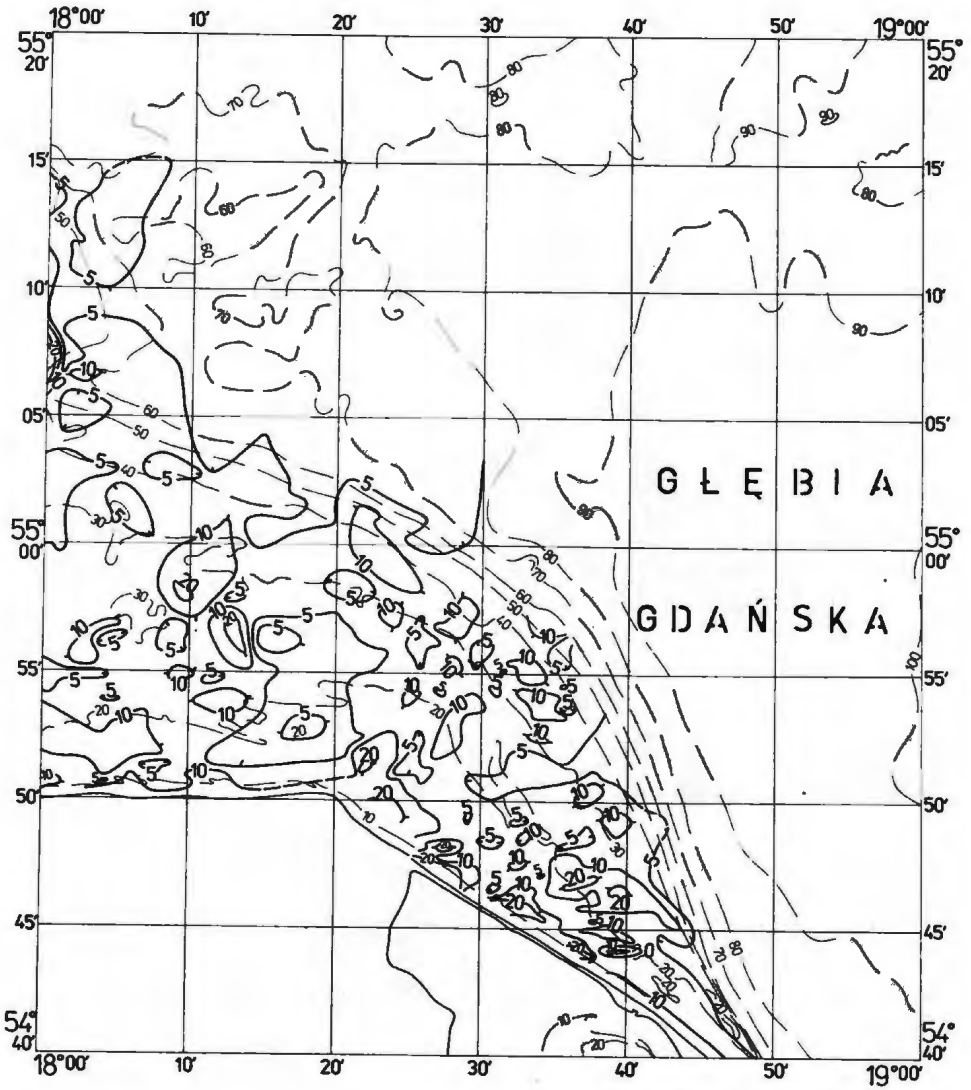
TABLICA VII



1:500 000

Wskaźnik składu mineralnego G/A
(według R. Pikiesa)
G/A — stosunek zawartości granatów (G) do amfiboli (A)

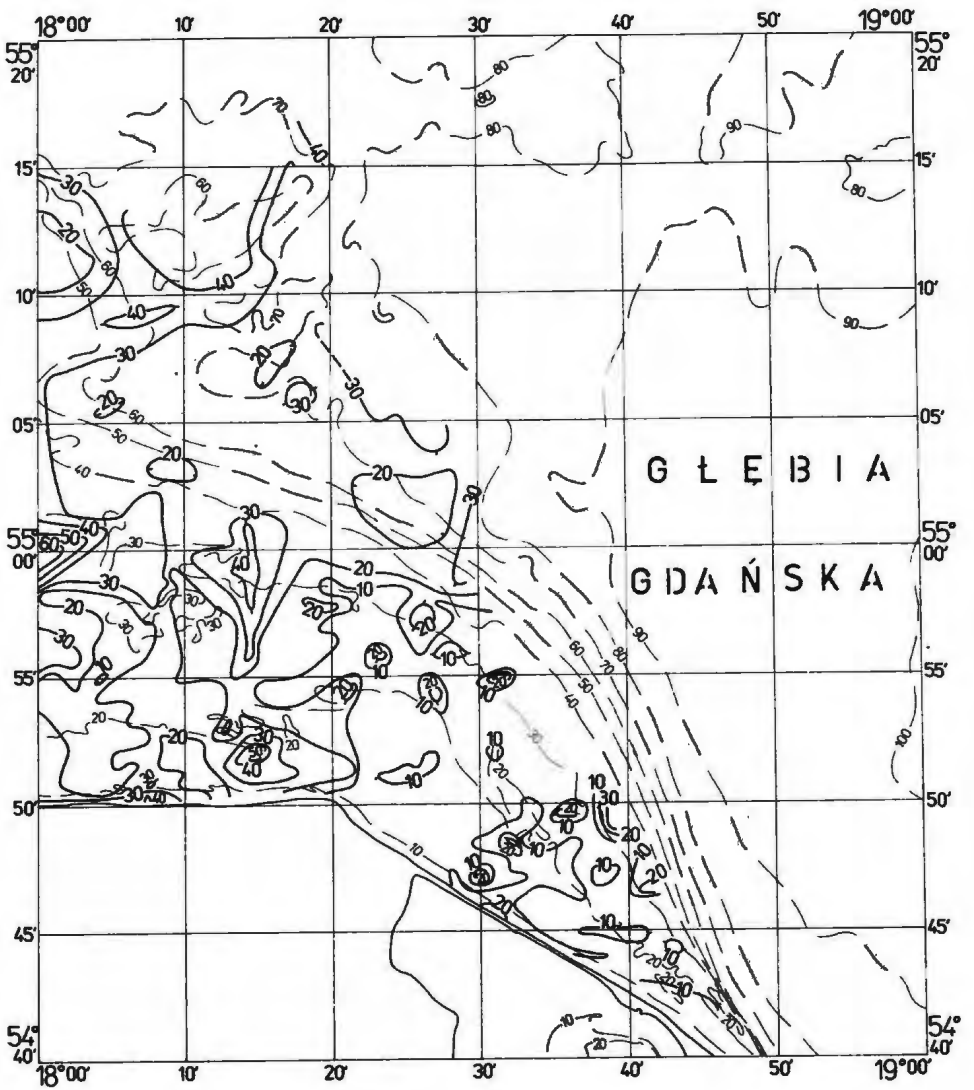
TABLICA VIII



1:500 000

Wskaźnik składu mineralnego A/B+Ch
(według R. Pikiesa)
A/B+Ch — stosunek zawartości amfiboli (A) do sumy biotytu i chlorytu (B+Ch)

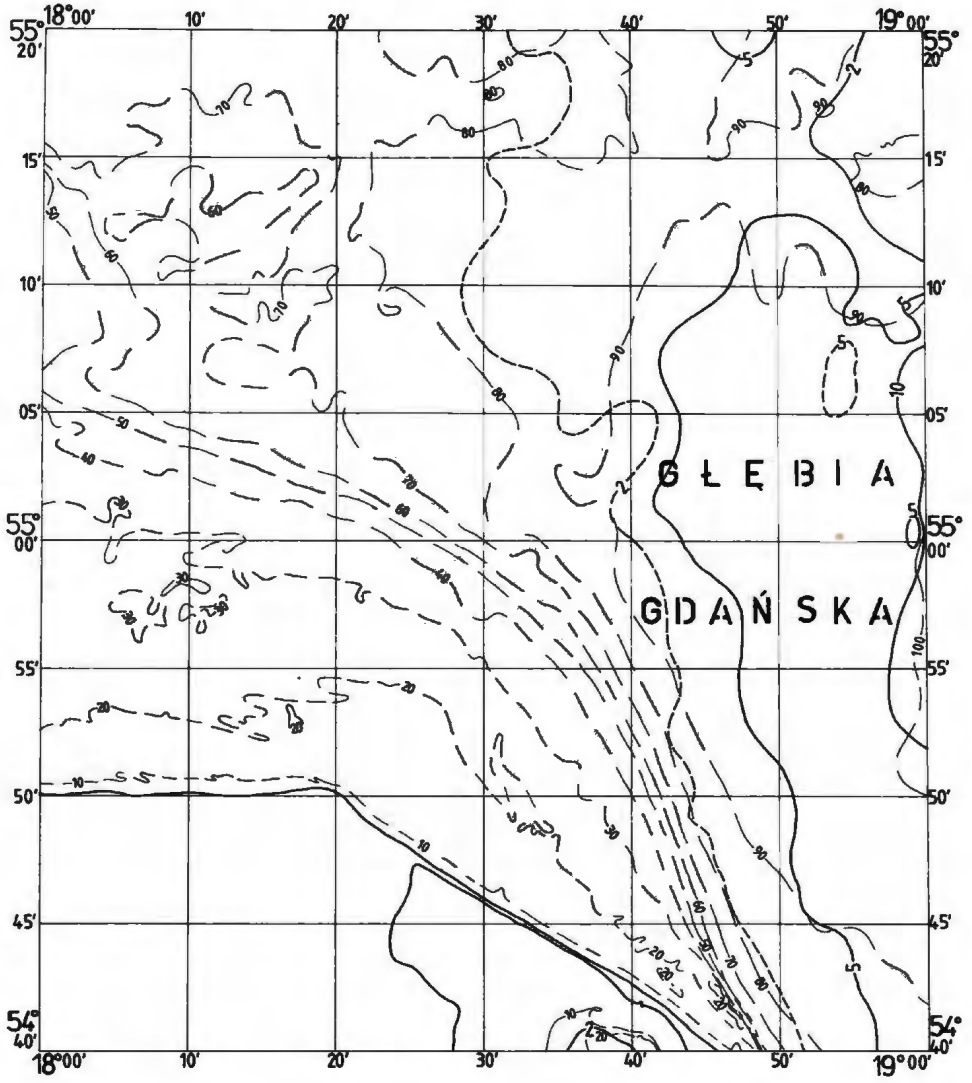
TABLICA IX



1:500 000

Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (K+CK)
we frakcji 0,5–0,25 mm (w %)
(według R. Pikiesa)

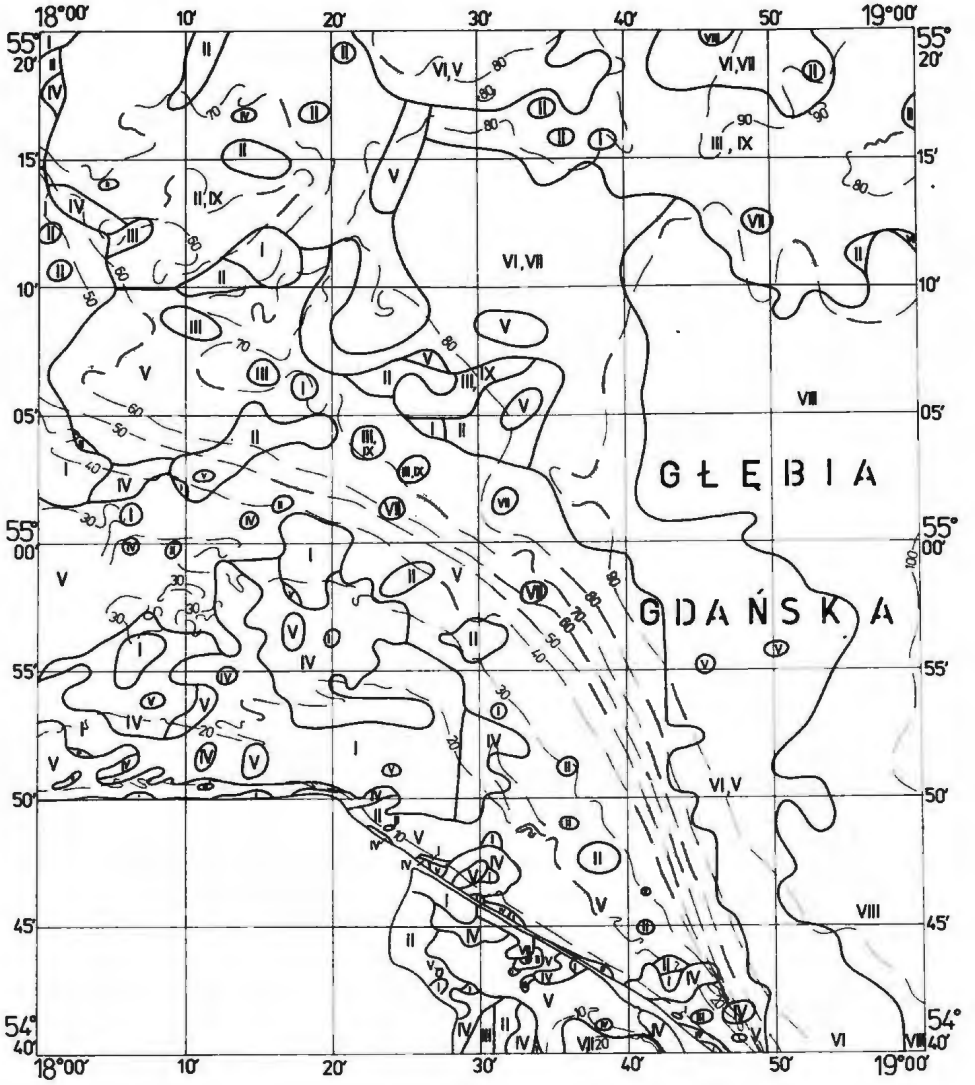
TABLICA X



1:500 000

Zawartość substancji organicznej (w %)
(według R. Pikiesa)

TABLICA XI



1:500 000

Wskaźnik uziarnienia C–M
(według Z. Jurowskiej)

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