

SZYMON UŚCINOWICZ, JOANNA ZACHOWICZ

**OBJAŚNIENIA
DO MAPY GEOLOGICZNEJ
DNA BAŁTYKU**

1:200 000

Arkusze: GDAŃSK, ELBLĄG, GŁĘBIA GDAŃSKA

pod redakcją J. E. Mojskiego

*Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie
Nr 1000*

WARSZAWA 1994

Redaktor Janina ZAJĄC

Akceptował do druku dn. 29.12.1994r.
dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
Prof. dr hab. Stanisław SPECZIK

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1994

Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie

Nr inw. 7691

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

Oddano do redakcji komputerowej dn. 24.XI.1994r.

Druk CBK PAN. Zlecenie nr 69/94. Objętość 8,5 ark. wyd. Nakład 200 + 50 egz.

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Batymetria i geomorfologia	6
Batymetria	6
Geomorfologia	7
Formy pochodzenia morskiego	7
Relikty form pochodzenia lądowego	9
Obszar rzeźby poligenetycznej	9
Charakterystyka geologiczna	10
Stratygrafia i litologia	10
Kreda	10
Trzeciorzęd	10
Czwartorzęd	11
Plejstocen	11
Plejstocen — holocen	13
Holocen	21
Rozwój budowy geologicznej	24
Charakterystyka geologiczno-surowcowa	27
Podsumowanie	28
Literatura	29

WSTĘP

Arkusze: Gdańsk, Elbląg i Głębia Gdańska Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000 położone są w obrębie Basenu Gdańskiego zajmującego południowo-wschodnią część Morza Bałtyckiego.

Arkusz Gdańsk zajmuje obszar między 54° i 54°40' szerokości geograficznej północnej oraz 18° i 19° długości geograficznej wschodniej. Część morska arkusza zajmuje obszar 930,38 km² obejmując zachodnią część Zatoki Gdańskiej wraz z Zatoką Pucką i niewielkim, południowym fragmentem Zalewu Puckiego, zwanego też Małą Zatoką Pucką.

Arkusz Elbląg, ograniczony jest współrzędnymi 54° i 54°40' szerokości geograficznej północnej oraz 19° i 20° długości geograficznej wschodniej. Część morska arkusza, obejmująca wschodnią część Zatoki Gdańskiej, w obrębie polskiej strefy ekonomicznej zajmuje powierzchnię 1049,35 km². W obrębie arkusza Elbląg położony jest również Zalew Wiślany oddzielony od wód Zatoki Gdańskiej Mierzeją Wiślaną. Do Polski należy część Zalewu o powierzchni 328 km² (J. J. Sołowiew, 1975).

Arkusz Głębia Gdańska wyznaczają współrzędne geograficzne 54°40' i 55°20' szerokości północnej oraz 19° i 20° długości wschodniej. Do Polski należy zachodnia część arkusza o powierzchni 1120,11 km².

Łączna powierzchnia leżących w obrębie polskiej strefy ekonomicznej arkuszy: Gdańsk, Elbląg i Głębia Gdańska wynosi 3099,84 km², a wraz z Zalewem Wiślanym — 3427,84 km².

Długość linii brzegowej części Zatoki Gdańskiej, leżącej w obrębie arkuszy Gdańsk i Elbląg, liczonej od granicy państwa na Mierzei Wiślanej wynosi 126 km. W obrębie arkusza Gdańsk długość linii brzegowej wynosi 80 km z czego 19,5 km przypada na południową część Półwyspu Helskiego. Długość morskiej linii brzegowej w obrębie arkusza Elbląg wynosi 46 km. Długość linii brzegowej części Zalewu Wiślanego należącej do Polski wynosi 111 km (J. J. Sołowiew, 1975).

Omawiany obszar położony jest w obrębie Basenu Gdańskiego, jednostki morfologicznej której najgłębsze części nazywane są Głębią Gdańską. Na północy Głębia Gdańska oddzielona jest od Basenu Gotlandzkiego Progiem Gotlandzko-Gdańskim nazywanym też Progiem Ukośnym (B. Rosa, 1967). Konfiguracja linii

brzegowej w obrębie Basenu Gdańskiego wyznacza Zatokę Gdańską, Zatokę Pucką wraz z Zalewem Puckim odciętych od niej przez Cypel Rewski i Rybitwią Mieliznę oraz Zalew Wiślany i Zalew Kuroński.

Basen Gdański podobnie jak inne części Morza Bałtyckiego jest zbiornikiem z termohalinową stratyfikacją wód. Warstwa górna ma zasolenie ok. 7% oraz zmienną temperaturę, a warstwa dolna ma wody o zasoleniu ok. 11–12%, o stałej temperaturze ok. 3–4 °C. Z uwarstwieniem wód Bałtyku związane jest zróżnicowanie zawartości tlenu w wodzie. Warstwy powierzchniowe na ogół wykazują dobre natlenienie, w warstwach głębinowych (pod halokliną) normalnym stanem jest niedosyt tlenowy. Na początku lat siedemdziesiątych zarejestrowano po raz pierwszy w wodach przydennych obecność siarkowodoru. Od tego czasu utrzymuje się prawie stale stan stagnacyjny (A. Majewski, 1987).

Basen Gdański w odróżnieniu od innych akwenów Morza Bałtyckiego znajduje się pod dużym wpływem wód rzecznych. Zlewisko Basenu Gdańskiego zajmuje powierzchnię 323 200 km². Najistotniejszą rolę w dopływie rzeczonym odgrywa Wisła, której dorzecze stanowi 60% całego zlewiska. Średni dopływ rzeczny do Basenu Gdańskiego wynosi 1850 m³/s (A. Majewski, 1990).

Basen Gdański od dawna stanowi przedmiot zainteresowania geologów. Pierwszą pracę na temat osadów Basenu Gdańskiego napisał S. Pawłowski (1922). Wśród ważniejszych publikacji należy wymienić prace: A. Masickiej (1965, 1966, 1974a, b), B. Rosy (1967, 1987, 1990), F. B. Pieczki (1972a, b, 1980), U. Kępińskiej i K. Wypycha (1990), oraz monografię poświęconą procesom sedymentacji w Basenie Gdańskim (J. M. Jemielianow, K. Wypych, red., 1987). Ponadto informacje na temat geologii Basenu Gdańskiego zawierają monografie (K. Łomniewski i in., 1975; W. K. Gudelis, J. M. Jemielianow, red., 1982; A. P. Lisicyń, J. M. Jemielianow, red., 1981 oraz A. Voipio, 1981).

Państwowy Instytut Geologiczny pierwsze prace w Basenie Gdańskim wykonał na początku lat siedemdziesiątych i z przerwami prowadził je do 1990 roku. W okresie tym wykonano około 4 400 km profili echosondażowych, około 880 km profili sejsmoakustycznych, pobrano 980 próbek czerpakowych i 154 rdzenie o długości od 0,5 do 6 m (łączna długość 395 m) oraz wykonano 3 otwory wiertnicze do głębokości 7, 18 i 19,8 m.

Pobrane próbki osadów poddano badaniom laboratoryjnym. Wykonano około 2500 analiz granulometrycznych, mineralno-petrograficznych i chemicznych oraz około 150 analiz palinologicznych, okrzemkowych, mikro- i makrofaunistycznych oraz 1 oznaczenie wieku bezwzględnej gliny zwalowej metodą TL i 13 oznaczeń wieku bezwzględnej osadów zawierających substancję organiczną metodą ¹⁴C.

Badania Oddziału Geologii Morza PiG skoncentrowane były na otwartych wodach Basenu Gdańskiego. Przy wykonywaniu map wykorzystano materiały S. Musielaka (1979) dla obszaru Zalewu Puckiego, K. Wypycha (1968a) dla Zalewu Wiślanego oraz B. Nowaka (1961) i K. Wypycha (1968b) dla stożka ujściowego Wisły.

Zebrany materiał dokumentacyjny umożliwił zestawienie map przekrojów i profili obrazujących rozmieszczenie osadów na powierzchni dna oraz budowę geologiczną do głębokości kilkudziesięciu metrów poniżej powierzchni dna.

BATYMETRIA I GEOMORFOLOGIA

BATYMETRIA

Dno morskie w obrębie arkuszy Gdańsk, Elbląg i Głębia Gdańska odznacza się bardzo dużym zróżnicowaniem głębokości i rzeźby powierzchni.

Maksymalna głębokość morza wynosi 108 m. Obszar płycizn przybrzeżnych, występujących do głębokości około 35–40 m największe powierzchnie dna zajmuje w zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Sięgają one do 20 km od linii brzegowej. Rzeźba dna w obrębie płycizn przybrzeżnych jest mocno zróżnicowana, od równinnej bez lokalnych deniwelacji do pagórkowatej. Obszary równinne występują w Zatoce Puckiej oraz w strefie przybrzeżnej do ok. 2–4 km od brzegu Zatoki Gdańskiej. Lokalnie występują też w odległości 14–18 km na NE od Gdańska na głębokościach 30–35 m oraz w odległości 6–10 km na północ od ujścia Wisły na głębokości 30–40 m. Pomiędzy obszarami równinnymi płycizn przybrzeżnych położone są obszary rzeźby falistej. Deniwelacje wahają się od 0,5 do 8 m, (profil 77 J 12 ark. Gdańsk) a nachylenia zboczy wzniesień dochodzą do 2°20'. Największe deniwelacje i nachylenia zboczy występują w rejonie położonym od około 10 do około 15 km na północny wschód od Gdańska. W pozostałych rejonach wysokości względne wzniesień najczęściej mieszczą się w przedziale od 1 do 3 m a nachylenia zboczy od 30' do 1°20'.

Obszar płycizn przybrzeżnych oddzielony jest od obszarów równinnych Głębi Gdańskiej skłonem najwyraźniej zaznaczającym się w rejonie od około 15 do około 20 km na wschód od Gdyni i od około 15 do około 18 km na północny wschód od Gdańska. Górną krawędź skłonu znajduje się na głębokości od 27 do około 40 m, a dolną na głębokości od około 60 do około 67 m (przekrój C–D, profile batymetryczne 76 BG 40, 77 J 12, ZG 3 — ark. Gdańsk; 76 BG 17 — ark. Elbląg). Maksymalne wysokości skłonu dochodzą do 30–35 m a nachylenia do 6°–12° (przekrój C–D, profil 76 BG 40 — ark. Gdańsk). Wysokość i nachylenie zboczy zmniejsza się zarówno w kierunku północno-zachodnim ku Zatoce Puckiej jak i w kierunku wschodnim.

Znaczne nachylenia dna występują też na zboczach półwyspu Helskiego. Od strony zachodniej w Zatoce Puckiej zbocza te opadają od głębokości około 3 do 30 m w części północnej i 55 m przy cyplu helskim, a nachylenia dochodzą do 6–7°. Od strony wschodniej podnóże skłonu przebiega na głębokości do 70 m a nachylenia dochodzą do 2–3°.

Odmierna rzeźba dna występuje we wschodniej części Zatoki Gdańskiej. W rejonie na wschód od Stegny, płycizny przybrzeżne są jednostajnie łagodnie nachylone ku północy, bez wyraźnych załamań profilu dna (przekrój A–B — ark. Elbląg).

Dno Głębi Gdańskiej położone na głębokościach od 50–70 m do 108 m ma charakter równinny. Sporadycznie tylko urozmaicone jest izolowanymi pagórkami występującymi w środkowej części Głębi w strefie głębokości 100–105 m. Stwierdzono 4 pagórki o szerokości od 500 m do 1000 m wznoszące się od 0,5 m do 8 m ponad powierzchnię dna. W północno-zachodniej części ark. Głębia Gdańska występuje fragment Progu Gotlandzko-Gdańskiego rozdzielającego Basen Gdański

(Głębię Gdańską) od Basenu Gotlandzkiego. Głębokości morza w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego wynoszą od 77 do 85 m, lokalnie do 90 m (przekroje A-B i E-F — ark. Głębia Gdańska). Rzeźba dna na Progu jest falista, o deniwelacjach od 0,5 do 3 m lokalnie dochodzących do 5 m i nachyleniach zboczy 2–3°.

GEOMORFOLOGIA

Formy pochodzenia morskiego

Wybrzeża klifowe. Występują w zachodniej części Zatoki Gdańskiej w obrębie arkusza Gdańsk. Wśród wybrzeży klifowych Kępy Redłowskiej ciągnących się na odcinku około 4,5 km, wyróżniają się dwa odcinki aktywne: klif orłowski długości 650 m i klif gdyński długości 450 m. Klify Kępy Redłowskiej odznaczają się bardzo zróżnicowaną budową geologiczną.

U podnóża klifu często odsłaniają się osady mioceńskie: piaski i piaski muliste z pyłem węgla brunatnego oraz przewarstwienia węgla brunatnego. Ponad mioceńskimi występują gliny zwalowe przewarstwione osadami wodnolodowcowymi. Wysokość klifu waha się od kilku do około 40 m. Średnia szybkość cofania się z klifu orłowskiego wynosi około 1 m/rok. Ocenia się, że średnio z klifu orłowskiego dostaje się do morza ok. 7 000 m³/rok, a z klifu gdyńskiego około 400–500 m³/rok materiału skalnego (W. Subotowicz, 1982). Wybrzeża klifowe Kępy Oksywskiej mają długość około 5,5 km, z czego aktywnych jest około 450 m nazywanych klifem mechelińskim. W klifach Kępy Oksywskiej, podobnie jak i w Redłowskiej, stwierdzono obok utworów plejstoceniowych występowanie podłoża mioceńskiego. Wysokość klifu waha się od 30 do 40 m. Według W. Subotowicza (1982) ilość materiału skalnego abradowanego przez morze, równa jest około 300 m³/rok. W ostatnich latach obserwuje się uaktywnianie dotychczas martwych odcinków sąsiadujących z klifami aktywnymi.

Wybrzeża wydymowe. Na odcinku około 103 km wzdłuż Zatoki Gdańskiej ciągną się wybrzeża wydymowe (ark. Gdańsk i Elbląg). Według klasyfikacji L. Bohdziewicza (1963) wybrzeża wydymowe wysokie występują na Mierzei Wiślanej i na odmorskiej stronie w południowej części Półwyspu Helskiego. Wysokość wydym na Mierzei Wiślanej wynosi najczęściej 15–20 m n.p.m. maksymalnie do 43,8 m n.p.m. (A. Tomczak i in., 1989). W południowej części Półwyspu Helskiego wysokość wydym waha się na ogół od 10 do 20 m n.p.m., maksymalnie osiągają 23,3 m n.p.m. (J. Bączyk, 1963). Wybrzeża położone na zachód od ujścia Wisły pod Świńbem, oraz wybrzeża Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Puckiej, zaliczane są do wybrzeży wydymowych niskich, lokalnie tylko średnich (L. Bohdziewicz, 1963). Wysokość wydym jest na ogół mniejsza od 5 m. Najniższe wydymy występują pomiędzy Gdańskiem a Orłowem, a zwłaszcza w rejonie Rewy, gdzie wydymy zanikają zupełnie, a wybrzeże nabiera charakteru aluwialnego. Wybrzeża wydymowe Zatoki Gdańskiej są na ogół stabilne, nie wykazują zdecydowanych tendencji erozyjnych lub akumulacyjnych. Przewagę procesów abrazji brzegów stwierdzono lokalnie w rejonie ujścia Wisły Śmiałej, Kątów Rybackich, oraz Mikoszowa, Skowronek i w pobliżu wschodniej

granicy państwa. Lokalna akumulacja występuje w okolicach Piasków, a zwłaszcza w rejonie Krynicy Morskiej (E. Zawadzka, 1989; I. Semrau, 1989).

Podwodny skłon brzegowy. Skłon brzegowy wg. W. P. Zenkowicza (1962) jest to płytkowodna część dna morskiego, którego rzeźba kształtowana jest przez fale przy danym poziomie morza. W Zatoce Gdańskiej zaznaczony jest słabiej niż na otwartych wybrzeżach Bałtyku południowego.

Podwodny skłon brzegowy rysuje się najwyraźniej na odmorskich — północno-wschodnich zboczach Półwyspu Helskiego (ark. Gdańsk) gdzie sięga do głębokości około 10 m, występują tu 2 lub 3 rewy. Szerokość skłonu w południowej części półwyspu zmniejsza się w kierunku cypla, gdzie zlewa się on ze zboczem akumulacyjnej formy kosa Helu. Na przedpolu Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg) podwodny skłon brzegowy sięga do głębokości około 10 m, szerokość jego dochodzi do 1000–1200 m. Skłon przechodzi łagodnie, często bez wyraźnego załamania profilu dna w zbocza akumulacyjne Mierzei Wiślanej. Na odcinku skłonu pomiędzy Piaskami a Krynica Morską występuje od 2 do 4 rew, pomiędzy Krynica Morską a Kątami Rybackimi występują 2 rewy. Na odcinku pomiędzy Kątami Rybackimi a Stegną występują 3 rewy, a między Stegną a Jantarem — 2 rewy. W rejonie pomiędzy Jantarem a ujściem Wisły występują 3 lokalnie 4 rewy (profile batymetryczne strefy brzegowej: 26, 29, 40 — ark. Elbląg; 43 — ark. Gdańsk). Na zachód od ujścia Wisły zmniejsza się szerokość podwodnego skłonu brzegowego oraz głębokość występowania załamania profili dna, wyznaczającego jego zasięg. Na odcinku pomiędzy ujściem Wisły a Orłowem (ark. Gdańsk) skłon sięga do głębokości około 5–7 m p.p.m., szerokość jego wynosi około 400–500 m a ilość rew waha się od 1 do 2 (profile batymetryczne 59, 70 — ark. Gdańsk).

Odmienny charakter ma podwodny skłon brzegowy na przedpolu wybrzeży klifowych pomiędzy Orłowem a Mecheliniami, gdzie pokrywa piasków morskich ma małą miąższość, często mniejszą od 1,0 m. W profilu dna uwidacznia się erozyjna rzeźba różnego rodzaju osadów plejstoceniowych podścielających osady morskie. Na skłonie tym przeważnie nie występują wały rewowe (profile batymetryczne 76, 84 — ark. Gdańsk). Na północ od Mechaliniek, ponownie wzrasta miąższość piasków morskich. Na skutek małej dynamiki falowania, skłon sięga tu tylko głębokości około 5 m p.p.m. Znaczna ilość piasku występującego na podwodnym skłonie sprawia, że występują tu na ogół 3 rewy (profil 89 — ark. Gdańsk).

W Zalewie Puckim i od południowo-zachodniej strony Półwyspu Helskiego podwodny skłon brzegowy występuje w innej formie niż u wybrzeży Bałtyku Południowego. W Zalewie Puckim występują wąskie (kilkudziesięciometrowe) i płytkie (do 1 m) platformy przybrzeżne (S. Musielak, 1979). Platformy przybrzeżne tworzące tzw. Długą Mieliznę występują również przy brzegach Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Puckiej, są one jednak znacznie szersze (do 1,5 km) i schodzą do głębokości około 3 m, poniżej której występują strome zbocza.

Skłon mierzei. Wokół widocznej ponad poziomem morza formy Półwyspu Helskiego występuje jego podwodny cokół akumulacyjny zajmujący około 2–3 krotnie większą powierzchnię od części nadwodnej (ark. Gdańsk). Podwodny skłon brzegowy wokół południowej części Półwyspu Helskiego jest jednostką niższego rzędu rozwiniętą na przybrzeżnych częściach cokołu akumulacyjnego Helu. Poza podwodnym skłonem brzegowym wokół Półwyspu Helskiego wyróżniają się (nie wydzielone

na mapie geomorfologicznej): platformy przybrzeżne, stromo nachylone (od 2 do 7°) skłony oraz łagodnie nachylone podnóże skłonów, sięgające na południowy wschód od cypla helskiego do głębokości około 65–70 m. Podnóże skłonu wyznacza zasięg procesów sedymentacyjnych związanych ze współczesną rozbudową Półwyspu Helskiego.

Skłony mierzei występują też na morskim przedpolu lądowej części Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg). Formy akumulacyjne powstałe w czasie transgresji atlantyckiej, tworzą podwodny skłon Mierzei Wiślanej nachylony w kierunku północnym. Jest to równina opadająca pod kątem 20–40' do głębokości około 25 m. Morfologicznie dolna granica skłonu Mierzei Wiślanej zaznacza się bardzo łagodnym przebiegiem profilu dna, przechodząc w łagodnie nachylone równiny abrazyjno-akumulacyjne rozwinięte na przedlitynowych formach mierzejowo-lagunowych (przekrój A–B — ark. Elbląg). Podobnie jak w przypadku Półwyspu Helskiego w górnej, przybrzeżnej części podwodnego skłonu Mierzei Wiślanej, występuje jako forma drugorzędna, wcześniej opisany podwodny skłon brzegowy. Podwodny skłon Mierzei Wiślanej najlepiej rozwinięty jest pomiędzy Piaskami a Przebmem, dalej, w kierunku zachodnim, skłon ten zwęża się i spłyca zlewając się w pobliżu ujścia Wisły, z podwodnym skłonem brzegowym.

Relikty wybrzeży akumulacyjnych. W obrębie ark. Gdańsk występują dwa podwodne wały piaszczyste, które prawdopodobnie są relikdami zatopionych mierzei. Wał piaszczysty położony w odległości od około 15 do około 18 km na północny wschód od Gdańska rozciąga się w kierunku SSE–NNW na odcinku około 6 km. Szerokość wału wynosi około 600–1000 m a wysokość względna waha się od około 5 m do około 1 m, część szczytowa położona jest na głębokościach od 25,5 do około 33 m (profil 76 BG 40, przekrój C–D). Drugi z wałów, stanowi podwodne przedłużenie Cypla Rewskiego. Forma ta w części szczytowej położonej na głębokości do 1 m biegnie na odcinku około 1 km w kierunku SSW–NNE i oddzielona jest sztucznie pogłębionym kanałem od jej północno-wschodniego przedłużenia — Rybitwiej Mielizny (położonej na obszarze arkusza Puck).

Równiny abrazyjno-akumulacyjne. Występują one zarówno w głębokowodnych obszarach Głębi Gdańskiej (NW część ark. Głębia Gdańska), jak i w jej południowych i południowo-zachodnich obrzeżeniach (arkusze Elbląg i Gdańsk).

W części północnej Głębi Gdańskiej w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego oraz na południowy zachód od tego obszaru równiny abrazyjno-akumulacyjne występują na głębokości od około 100 do 90 m. Powstały one w wyniku erozyjnego ściecia stropu osadów wczesnych faz rozwojowych Bałtyku zdeponowanych w późnym glacie i wczesnym holocenie (przekrój A–B i C–D — ark. Głębia Gdańska). Bardziej złożoną budowę geologiczną mają równiny abrazyjno-akumulacyjne występujące w południowej części Głębi Gdańskiej oraz na jej południowych zboczach. Ślady ściecia abrazyjnego osadów późnoglacialno-wczesnoholocenijskich zaznaczają się na głębokości mniejszej od 75–70 m. Jednak zróżnicowanie tych osadów jest znacznie większe. Obok osadów wczesnych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego (bałtyckie jezioro lodowe, morze yoldiowe, jezioro ancylusowe) występują tu preborealne osady lagunowe (przekroje A–B, C–D, rdzenie EL 1, R 127 — ark. Elbląg), plejstocenijsko-holocenijskie osady deltowe i mierzejowe (przekroje C–D i E–F, ark. Gdańsk). Równiny abrazyjno-akumulacyjne występują również w płytkowodnej czę-

ści Zatoki Gdańskiej, w obszarach płytszych od 30–35 m. Na ściętych abrazyjnie różnego rodzaju osadach lodowcowych i wodnolodowcowych występują morskie piaszczyste pokrywy akumulacyjne (przekroje C–D, I–J, G–H — ark. Gdańsk).

W rozwoju równin abrazyjno-akumulacyjnych większą rolę odegrały procesy erozji morskiej wyrównujące pierwotną rzeźbę niż procesy akumulacji osadów. Przejrzyste rozmieszczenie powierzchni abrazyjnych, oraz wiek i geneza osadów, których strop został abrazyjnie ścięty, wskazują, że procesy te mogły być wywołane przez różne przyczyny i w różnym czasie. Wydaje się jednak, że procesy abrazyjne największe nasilenie osiągnęły w początkach transgresji litynowej. Powstanie stratyfikacji termohalinowej wód umożliwiło erozję obszarów głębokowodnych przez fale i prądy powstające w obrębie piknokliny a dzisiejsze obszary płytkowodne znalazły się w strefie brzegowej szybko transgredującego morza.

Równiny akumulacyjne. Zajmują one dno Głębi Gdańskiej na głębokościach większych od 70–75 m p.p.m. na obszarach gdzie w okresie od powstania bałtyckiego jeziora lodowego do dzisiaj występuje ciągłość sedymentacyjna. Wyrównanie rzeźby stropu osadów bałtyckiego jeziora lodowego, zalegających zgodnie na glinie zwałowej nastąpiło częściowo w dolnym holocenie (faza morza yoldiowego i jeziora ancylusowego) a ostatecznie w środkowym i górnym holocenie (faza morza litynowego i baltica).

Mięszość osadów morza litynowego i baltica maskujących pierwotną rzeźbę wynosi przeciętnie 5–6 m, lokalnie dochodzi do 9–10 m (przekroje A–B, C–D — ark. Głębia Gdańska; A–B — ark. Elbląg).

Formy pochodzenia lagunowego

Równiny abrazyjno-akumulacyjne. Równiny te pokryte osadami piaszczystymi rozciągają się wzdłuż brzegów Zalewu Wiślanego na głębokościach od 0 do około 1–1,5 m p.p.m. Kształt i usytuowanie Zalewu sprzyja falowaniu wód z kierunków zachodnich. W związku z tym wzdłuż brzegów Mierzei Wiślanej często znajdujących się w cieniu falowania, obserwuje się większy pas osadów piaszczystych, niż przy przeciwległym brzegu nawietrznym (K. Wypych i in., 1975).

Równiny akumulacyjne. Występują one na dużych obszarach dna Zalewu Wiślanego (ark. Elbląg), gdzie na warstwie torfu występuje pokrywa akumulacyjna osadów mulisto-ilastych o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 10 m (K. Wypych i in., 1975). Równinne dno Zalewu Wiślanego, pokryte osadami mulisto-ilastymi występuje na głębokości od 1 do 3 m lokalnie do 4 m p.p.m.

Formy pochodzenia lądowego

Wybrzeża aluwialne. Występują one wokół ujścia Redy do Zalewu Puckiego na odcinku około 2 km. Wybrzeża te schodzą płasko w morze, są silnie zatorfione lub zamulone, a od strony lądowej pokryte siecią rowów melioracyjnych (L. Bohdziewicz, 1963).

Stożki napływowe (ujściowe) rzek. Przy ujściach Wisły do Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk) występują stożki napływowe. Stożek Martwej Wisły powstał w okresie od początku XVI wieku do roku 1840, kiedy to w czasie powodzi Wisła utorowała

sobie nowe ujście nazywane Wisłą Śmiałą. Wisła Śmiała usypała swój stożek ujściowy w latach 1840–1895. W 1895 roku przekopano ujście Wisły pod Świbnem wprost do morza, od tego czasu usypywany jest współczesny stożek ujściowy. Stożki ujściowe Martwej Wisły i Wisły Śmiałej są obecnie niszczone przez fale i prądy morskie.

Mały stożek ujściowy występuje również przy ujściu Redy do Zalewu Puckiego.

Relikty dolin (koryt) rzecznych. W południowej części ark. Gdańsk i południowo-zachodniej części ark. Elbląg napotkać można formy nazwane relikdami dolin rzecznych. Przebieg form wyznaczono na podstawie mapy batymetrycznej (cięcie izobat co 2,5 m; gęstość profili echosondażowych — 1,2 km/km²). Długość dolin dochodzi do około 10 km, przy szerokości około 300–600 m. Głębokości początków i końców dolin wskazują, że mogły one powstać w różnym czasie i w różnych okresach rozwoju delty Wisły, oraz, że zostały w różnym stopniu przekształcone przez procesy abrazji i akumulacji w czasie transgresji morskiej.

Relikty równin akumulacji torfowiskowo-jeziornej i torfowiskowo-rzecznej. W Zalewie Puckim (ark. Gdańsk) pod cienką warstwą współczesnych lagunowych piasków (drobnoziarnistych i mulistych), zalegają torfy i kreda jeziorna oraz piaszczyste i muliste osady rzeczne i jeziorne z detrytusem organicznym. Relikty równin akumulacji torfowiskowo-jeziornej i torfowiskowo-rzecznej występujące w Zatoce Gdańskiej związane są z rozwojem paleodelty Wisły, w późniejszym glacie i w holocenie. Profile echosondażowe pozwoliły zlokalizować kilka położeń, nieregularnych zagłębień o wyrównanych dnach. Formy te o rozmiarach wahających się od około 1 do około 3 km są prawdopodobnie relikdami płytkich jezior, które występowały w obrębie równiny deltowej. W osadach wypełniających dno jednego z zagłębień stwierdzono piaski drobnoziarniste z detrytusem roślinnym i ślimakami słodkowodnymi *Valvata piscinalis* (Müller) — sonda 150.

Pagórki moren subakwalnych. Występują one w północno-wschodniej części ark. Głębia Gdańska w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego. Wysokości względne pagórków wynoszą przeciętnie 1–3 m a maksymalnie dochodzą do 5 m, przy nachyleniu zboczy dochodzących do 3°. Sąsiedztwo równin abrazyjno-akumulacyjnych i brak współczesnej pokrywy osadowej wskazuje, że pagórki moren subakwalnych powstałe prawdopodobnie w wyniku nierównomierniej akumulacji glin wytopionych pod wodą, są częściowo zabradowane.

Fakt zachowania rzeźby falistej należy przypuszczalnie przypisać nierównomiernej odporności na erozję.

Ostańce (pagórki) abrazyjne pozostałe po wzniesieniach strefy marginalnej. W południowo-zachodniej części arkusza Głębia Gdańska zlokalizowano cztery ostańce. Pagórki zbudowane najprawdopodobniej z gliny zwałowej mają szerokość u podstawy około 700–2000 m przy deniwelacjach 20–30 m. We współczesnej rzeźbie dna zaznaczają się jako pagórki o szerokości około 500–1000 i wysokości od 0,5 do 8 m, wznoszące się ponad równinne obszary dna pokrytego miększą warstwą osadów akumulacji holocenijskiej.

Obszar rzeźby poligenetycznej

Obszar współwystępowania reliktdów rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej oraz pagórków akumulacji morskiej. Rzeźba tego typu występuje na obszarze ark. Gdańsk w zachodniej części Zatoki Gdańskiej, gdzie dno morskie położone jest na głębokościach od około 10 do 20 m p.p.m. Wysokość pagórków waha się od 0,5 do 3 m, a nachylenie zboczy nie przekracza na ogół 30–40°.

Pagórki te są zbudowane zarówno z piasków morskich występujących na wyrównanej lub falistej powierzchni glin lub osadów wodnolodowcowych, jak też z glin zwałowych przykrytych tylko kilku- kilkadziesiątcentymetrową warstwą piasków morskich (ark. Gdańsk — przekroje C–D, E–F, G–H, I–J). Pagórki zbudowane z gliny są prawdopodobnie formami erozyjnymi których rzeźba wynika z lokalnych różnic w odporności na abrazję lub mocno przeobrażonymi abrazyjnie relikdami pierwotnej rzeźby glacialnej. Trudna do wyjaśnienia pozostaje geneza nieregularnych pagórkowatych nagromadzeń piasków morskich.

Obszar współwystępowania reliktdów form akumulacyjno-erozyjnych równin deltowych oraz form erozyjno-akumulacyjnych morskich. Obszar ten występuje w południowej części Zatoki Gdańskiej (południowa część ark. Gdańsk i południowo-zachodnia część ark. Elbląg). Dno morskie w obrębie tego wydzielenia ma charakter falisty (pagórkowaty). Wysokość pagórków waha się od około 0,5 do około 3 m w rejonie na północny wschód od ujścia Wisły pod Świbnem (ark. Elbląg — profil batymetryczny 76 BG 17) oraz od 0,5 do około 5 m na północ i północny wschód od Gdańska (ark. Gdańsk — profile batymetryczne: 77 J 12, 76 BG 47, 76 BG 40; przekrój C–D).

Opisane pagórki występują na obszarze zatopionej delty Wisły. Obecny stopień poznania budowy geologicznej dna Zatoki Gdańskiej uniemożliwia jednoznaczne określenie ich genezy. Pagórkowata rzeźba porożcinana licznymi ciągami dolin może być wynikiem abrazyjno-akumulacyjnego przekształcenia form fluwialnych (koryt rzecznych, stożków napływowych). Należy zaznaczyć, że w późnym glacie i dolnym holocenie, procesy erozji i akumulacji rzecznej zachodzące w czasie transgresji i regresji bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancylusowego mogły doprowadzić do powstania bardziej urozmaiconej rzeźby w obrębie ówczesnej delty Wisły, niż obserwuje się to na współczesnych Żuławach. Przekrój geologiczny C–D (ark. Gdańsk) skonstruowany na podstawie profilu sejsmoakustycznego pokazuje liczne, więcia erozyjne występujące w plejstocenijsko-holocenijskich i dolnoholocenijskich osadach deltowych. Formy erozyjno-akumulacyjne rzeczne zostały przeobrażone w czasie transgresji lityrnowej. Niejasna pozostaje geneza licznych pagórkowatych nagromadzeń osadów morskich zalegających na urzeźbionej powierzchni osadów deltowych.

Formy antropogeniczne

Wybrzeża technogeniczne. W zachodniej części Zatoki Gdańskiej, (ark. Gdańsk) występują odcinki brzegu zabudowane przez falochrony, mola i nabrzeża portowe. Znajdują się one w rejonie ujścia Wisły, Westerplatte i Portu Północnego w Gdańsku (około 4 km) oraz w rejonie portów w Gdyni (około 4 km) i na Helu (około

3 km). Budowle hydrotechniczne (ostrogi, mola, opaski brzegowe) wpływające na przebieg procesów brzegowych, występują również w innych częściach Zatoki Gdańskiej nie zmieniając jednak zasadniczych cech wybrzeża wydmowego lub klifowego.

Tory wodne. W zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk) przed wejściami do portów Północnego, Gdańskiego i Gdyńskiego zaznaczono tory wodne. Tor wodny Portu Północnego o długości około 5 km, szerokości około 250–300 m i głębokości 17 m p.p.m. przecina obszar pagórkowatej rzeźby poligenetycznej (relikty form akumulacyjno-erozyjnych równin deltowych i morskie formy erozyjno-akumulacyjne). W stosunku do otaczającego dna morskiego pogłębiony jest o 3–6 m.

Tor wodny portu Gdańskiego o długości około 4 km, szerokości od 200 do 400 m i głębokości około 12 m p.p.m. pogłębiony jest w stosunku do równin abrazyjno-akumulacyjnych, od około 2 m w części północnej do około 7 m w części południowej przy wejściu do portu.

Tory wodne przed portem Gdyńskim są znacznie krótsze. Tor przed wejściem głównym do portu Gdyńskiego ma około 1,5 km długości, około 300 m szerokości i 12 m głębokości, jest on pogłębiony o około 2 m w stosunku do otoczenia. Tor przed wejściem południowym ma jeszcze mniejsze rozmiary.

Baseny portowe. Powstały one przez odcięcie części zatoki przez falochrony (Port Północny, porty w Gdyni i Helu) i pogłębienie dna. W przypadku portu gdyńskiego część basenów powstała przez wykopanie w obszarach nizin nadbrzeżnych. Baseny portu gdańskiego położone w ujściowym odcinku Martwej Wisły nie zostały zaznaczone na mapie.

*
* *

Stoki (skłony, zbocza). Są to formy dna o zróżnicowanej genezie i wyraźnie zaznaczającym się większym nachyleniem dna w stosunku do otoczenia. Przy Półwyspie Helskim (ark. Gdańsk) związane są z akumulacją morską kosa Helu. W części południowej Zatoki (arkusze Gdańsk i Elbląg) są to, prawdopodobnie przekształcone abrazyjnie formy fluwialne, stare stożki napływowe Wisły.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

UWAGI OGÓLNE

Charakterystyka geologiczna Basenu Gdańskiego oparta została o analizę profilów sejsmoakustycznych i rdzeni otworów wiertniczych. Uzyskane wyniki skorelowano z licznymi informacjami na temat budowy geologicznej wybrzeży Zatoki Gdańskiej, zawartymi na mapach geologicznych w skalach 1:50 000 i 1:200 000 (A. Makowska, 1978, 1988; J. E. Mojski, 1979b, 1979d, 1987a, 1987b; J. E. Mojski, J. Sylwestrzak, 1978), w objaśnieniach tekstowych do tych map i innych publikacjach

(np. S. Makowska, 1979a; J. E. Mojski, 1979c, 1979e, 1983, 1987c, 1990a, b; A. Tomczak i in., 1989; A. Tomczak, 1990a, b).

Zasięg i dokładność rozpoznania budowy geologicznej zależy od zastosowanych metod badawczych. Najdokładniej poznano litologię i rozmieszczenie poszczególnych typów osadów morskich występujących na powierzchni dna. Dobrze udokumentowano przy pomocy licznych rdzeni, budowę geologiczną warstw przypowierzchniowych do około 3–6 m poniżej powierzchni dna. Warstwy występujące głębiej rozpoznano głównie profilowaniem sejsmoakustycznym. Penetracja fal akustycznych wyniosła około 20–30 m, maksymalnie do około 60 m.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Kreda

Strop i przypowierzchniowe partie osadów kredowych prześledzono profilowaniem sejsmoakustycznym na całym obszarze objętym badaniami (ark. Gdańsk, Elbląg, Głębia Gdańska). W obrębie Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska, północna część ark. Elbląg i północno-wschodnia część ark. Gdańsk) osady kredowe występują bezpośrednio pod czwartorzędem. W płytkowodnych częściach Zatoki Gdańskiej (południowa część arkusza Elbląg, południowa i zachodnia część ark. Gdańsk) osady kredowe przykryte są trzeciorzędem.

Osady kredowe zostały nawiercone w otworze wiertniczym G1 na głębokości 94 m p.p.m. (w północnej części ark. Głębia Gdańska). Osady te zawierające otwornice z przewodnimi dla cenomanu gatunkami otwornic *Arenobulimina advena* (Cushman) i *Gaveline cenomanica* (Brotzen) (E. Gawor-Biedowa, 1990). Litologicznie są to osady typu piasek-muł-ł i piaski ilaste (tab. 1), laminowane, barwy ciemnoszarej z lekkim odcieniem zielonkawym. W składzie mineralnym dominuje kwarc (tab. 2, 5). Ponadto analizy derywatograficzne wykazały obecność illitu, chlorytów i niewielkich ilości węglanów (ok. 2%). Straty prażenia w temperaturze do 1000°C wyniosły do 7%, a zawartość substancji organicznej 1,5%. Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm jest niewielka i wynosi 0,50–1,20% (tab. 4). Przy braku minerałów przezroczystych dominuje glaukonit, występuje też duża ilość ziarn zmienionych. W składzie chemicznym uwagę zwraca stosunkowo wysoka zawartość tlenków żelaza i potasu (tab. 5) spowodowana występowaniem glaukonitu. Zawartości niektórych metali oznaczone w 2 próbkach przedstawiają się następująco:

Fe — 40700–51700, Mn — 124–130, Co — 16,7–17,3, Ni — 30,6–39,0, Cu — 11,8–15,1, Zn — 57–61, Cr — 77–78, Pb — 35–36 ppm.

Strop osadów kredowych na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej pomiędzy Gdynią a ujściem Wisły pod Świbnem występuje na głębokości od około 90 do około 100 m p.p.m., (J. E. Mojski, 1979a, b, c, d, e; J. E. Mojski, J. Sylwestrzak, 1978), obniżając się w rejonie Mierzei Wiślanej do głębokości około 140 m p.p.m. (A. Makowska, 1978; A. Tomczak i in., 1989). Oddalając się od wybrzeża, strop kredy obniża się do około 130–140 m p.p.m. w centrum Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska — przekroje A–B, C–D), po czym ponownie wznosi się do 90–95 m p.p.m. w rejonie

Progu Gotlandzko-Gdańskiego (ark. Głębia Gdańska — przekroje A–B, E–F, otwór wiertniczy G 1). Strop osadów kredowych występujących bezpośrednio pod czwartorzędem, widoczny na profilach sejsmoakustycznych, ma charakter egzarcyjny, o niewielkich lokalnych deniwelacjach nie przekraczających na ogół 5 m. Większe deniwelacje występują jedynie lokalnie, w rejonach dyslokacji tektonicznych (ark. Głębia Gdańska — przekrój A–B).

Profilowanie sejsmoakustyczne nie dało podstaw do wyznaczenia w Basenie Gdańskim granicy pomiędzy piaskami i marglami kampanu, występującymi na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej a opisanymi powyżej osadami cenomanu z rejonu Progu Gotlandzko-Gdańskiego.

Trzeciorzęd

Paleogen

Osady trzeciorzędowe w Zatoce Gdańskiej rozpoznano jedynie profilowaniem sejsmoakustycznym. Na wschód od Gdańska na obszarze lądowym osady trzeciorzędowe to ropy, mułki i piaski glaukonitowe oligocenu i eocenu występujące w sposób nieciągły. Powierzchnia tych osadów występuje na głębokości od 75 do 140 m p.p.m. (A. Makowska, 1978; A. Tomczak i in., 1989). We wschodniej części Zatoki Gdańskiej na wschód od Gdańska (wschodnia część ark. Gdańsk i ark. Elbląg) osady trzeciorzędu mają prawdopodobnie taki sam charakter. Profilowaniem sejsmoakustycznym ustalono ich zasięg do około 8–14 km na północ od brzegu morskiego, gdzie na głębokości około 90–100 m p.p.m. ulegają wyklinowaniu (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D).

Neogen

W zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk) występują prawdopodobnie, jak na przyległym lądzie między Gdańskiem a Gdynią — piaski, mułki, ropy i węgiel brunatny miocenu (J. E. Mojski, 1979c, 1979e). Strop osadów neogenu obniża się w kierunku wschodnim. W odległości około 12–15 km od brzegu, następuje prawdopodobnie ich wyklinowanie na głębokości około 90–100 m p.p.m. W pobliżu wybrzeża występują lokalne deniwelacje w stropie neogenu dochodzące do około 10–14 m (ark. Gdańsk — przekroje G–H, I–J).

Czwartorzęd

Plejstocen

Profilowanie sejsmoakustyczne pozwoliło prześledzić rzeźbę stropu, miąższość osadów plejstocenских, oraz sekwencję warstw osadów różniących się cechami akustycznymi, wśród których wyróżniono warstwy glin zwałowych oraz warstwy innych osadów, najczęściej piaszczystych i mulistych.

Gliny zwałowe datowano termoluminescencyjnie tylko w jednej próbce z otworu wiertniczego G 1 (tab. 6), również wskaźniki petrograficzne obliczono jedynie dla czterech próbek glin z tego otworu. Tak mała ilość bezpośrednich badań glin, spowodowana jest niedostępnością ich dla 6-metrowych sond rdzeniowych lub małą ilością uzyskanego materiału. Dlatego też stratygrafię osadów plejstocenских oparto o wyniki profilowania sejsmoakustycznego, w powiązaniu z danymi o budowie geologicznej lądu w strefie brzegowej.

Podłożem osadów plejstocenских w strefie przybrzeżnej są osady trzeciorzędowe — oligocenisko-eocenisko w części wschodniej Zatoki i neogénisko w części zachodniej oraz osady kredowe w pozostałej części obszaru badań.

Miąższość osadów plejstocenских w obszarze przybrzeżnym Zatoki Gdańskiej waha się od około 5 do około 35 m w części zachodniej (ark. Gdańsk — przekroje A–B, C–D, E–F, G–H, I–J) do około 60–70 m w części wschodniej (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). W Głębi Gdańskiej największe miąższości plejstocenu dochodzące do 30–35 m występują w jej południowych i południowo-zachodnich obrzeżach. Centralne części Głębi pokrywają osady plejstocenisko o miąższości od 10 do 20 m. Minimalne miąższości około 7–8 m mają osady plejstocenisko występujące na obszarze Progu Gotlandzko-Gdańskiego.

ZŁODOWACENIE POŁUDNIOWOPOLSKIE

Gliny zwałowe — g_z^P . Za najstarszy osad plejstocenisko można uważać glinę zwałową występującą w południowej części Basenu Gdańskiego (ark. Elbląg — przekrój A–B), leżącą bezpośrednio na kredzie i trzeciorzędzie. Glinę tę skorelowano z glinami zlodowacenia południowopolskiego występującymi w Przebrnie na Mierzei Wiślanej (A. Tomczak i in., 1989).

Glina ta występuje też prawdopodobnie w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje A–B, C–D, E–F). Strop gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego występuje na głębokościach od około 42–50 m p.p.m. w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekrój A–B), i około 55–60 m p.p.m. w części wschodniej (ark. Elbląg — przekrój A–B) do około 120 m w południowej części Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska — przekrój A–B). Miąższość glin zmniejsza się od wybrzeża w kierunku centrum Głębi Gdańskiej, gdzie ulega wyklinowaniu.

Ropy, muły i piaski zastoiskowe — r_p^b . Osady zastoiskowe zlodowacenia południowopolskiego zostały nawiercone w kilku pięćdziesięciometrowych otworach na Mierzei Wiślanej (A. Tomczak i in., 1989). Profile sejsmoakustyczne pozwalają wnioskować, że osady te występują również w dnie morskim na północ od Mierzei Wiślanej, gdzie wyklinowują się w odległości około 8–10 km od brzegu morskiego (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). Strop osadów zastoiskowych występujących na Mierzei Wiślanej na poziomie około 45–47 m p.p.m., obniża się w kierunku północnym do około 85 m p.p.m., równocześnie maleje miąższość tych osadów.

ZŁODOWACENIE ŚRODKOWOPOLSKIE

Gliny zwałowe — g_z Ś. Występują one prawdopodobnie na niewielkich obszarach w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje C–D, G–H). Miąższość glin zwałowych zaliczonych do zlodowacenia środkowopolskiego waha się od około 5 do około 20 m. Strop tych glin występuje na głębokościach od około 14 do około 38 m p.p.m. z reguły pod 10–20 m warstwą osadów młodszych, tylko lokalnie zbliżając się do powierzchni dna.

Piaski wodnolodowcowe — f_g Ś. Podobnie jak gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego, piaski wodnolodowcowe występują prawdopodobnie tylko lokalnie na niewielkich powierzchniach w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekrój C–D). Miąższość tych osadów występujących pomiędzy glinami zwałowymi dochodzi do około 15 m.

INTERGLACJAŁ EEMSKI

Piaski morskie — m E. Osady zaliczane do interglacjału eemskiego występują w rejonie Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). Prawdopodobnie tak jak na przyległym lądzie (A. Tomczak i in., 1989), są to piaski średnio- i drobnoziarniste. Miąższość tych osadów, występujących w dnie morskim dochodzi do około 25 m. Erozynie ścięty strop przy brzegu morskim położony jest na rzędnej około 20 m p.p.m., w odległości około 5 km od brzegu, osady eemskie ulegają wyklinowaniu na głębokości około 55–60 m.

ZŁODOWACENIE PÓLNOCPOLSKIE

Gliny zwałowe — g_z B. Występują one prawie na całym obszarze objętym niniejszym opracowaniem. Brak ich prawdopodobnie tylko w strefie przybrzeżnej w rejonie Mierzei Wiślanej, gdzie bezpośrednio na piaskach morza eemskiego występują osady postglacjalne (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). Rozpoznane zostały głównie profilowaniem sejsmoakustycznym. Bezpośrednio udokumentowane zostały tylko w 3 punktach w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — sondy 12, 13, S–19), w jednym punkcie w Głębi Gdańskiej (ark. Elbląg — sonda 1 EL 26) i w jednym punkcie na Progu Gotlandzko-Gdańskim (ark. Głębia Gdańska — otwór wiertniczy G 1).

Profilowanie sejsmoakustyczne pozwoliło rozdzielić gliny zwałowe z Głębi Gdańskiej na dolne i górne. Gliny zwałowe dolne datowano TL w otworze wiertniczym G 1 na $44\ 300 \pm 6\ 600$ lat (tab. 6). Wskaźniki petrograficzne żwirów z glin zwałowych dolnych (4 próbki) osiągają wartości: O/K od 2,1 do 2,5, K/W od 0,5 do 0,6, A/B od 1,5 do 1,9 wskazując również na zlodowacenie północnopolskie. Są to gliny szare z cienkimi laminami brązowymi, stopniowo przechodzące w gliny szare bezstrukturalne. Miąższość dolnej warstwy glin zlodowacenia północnopolskiego waha się od około 1–5 m w Głębi Gdańskiej do 10–15 m na Progu Gotlandzko-Gdańskim i w jego najbliższym sąsiedztwie. Gliny górne, korelowane z moreną ablacyjną wyróżnioną przez A.I. Błaszczyszyna (1985), nawiercone w środkowej

części Głębi Gdańskiej (sonda 1 EL 26) mają barwę brązową, zawierają wkładki (przemazy) piasku oraz grudki (wkładki) ilaste szare i ceglasczerwone. Miąższość glin górnych w Głębi Gdańskiej waha się od 0 na wyniesieniach podłoża do około 6–8 m w częściach centralnych. Gliny górne nie występują w południowej i północnej części Głębi Gdańskiej oraz na Progu Gotlandzko-Gdańskim.

Poza barwą i strukturą pozostałe cechy litologiczne glin zwałowych dolnych i górnych zlodowacenia północnopolskiego są bardzo podobne. Dlatego w tabelach (tab. 1, 2, 3, 4, 5) przedstawiono je łącznie. Średnia zawartość i odchylenia standardowe frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm) wynosi $3,8 \pm 1,2\%$; frakcji piaszczystych (2,0–0,062 mm) — $35,5 \pm 5,2\%$; frakcji mulistych (0,062–0,004 mm) — $27,9 \pm 2,6\%$; frakcji ilastych (<0,004 mm) — $32,8 \pm 5,2\%$.

W składzie mineralno-petrograficznym frakcji 1,0–0,5 mm dominują okruchy skał osadowych (śr. 42,1%), kwarc (śr. 36,5%) oraz okruchy skał krystalicznych (śr. 19,2%) (tab. 2). Wśród ziarn kwarcu dominują we frakcji 0,5–0,25 mm ziarna kanciaste, częściowo kanciaste stanowiące średnio 46,1% (tab. 3). Minerale ciężkie występują we frakcji 0,25–0,125 mm w ilości śr. 0,50%. Wśród minerałów przezroczystych dominują amfibole (śr. 36,0%) i pirokseny (śr. 20,1%). Ponadto w większych ilościach występują: biotyt (śr. 15,0%), granaty (śr. 14,7%), chloryty (śr. 7,7%) i epidot (śr. 4,9%) (tab. 4).

Analizy derywatograficzne 6 próbek glin zwałowych wykazały obecność kwarcu, illitu i węglanów, a w jednej próbce również kaolinitu. Średnia zawartość węglanów wynosi 15,6% przy odchyleniu standardowym $\pm 3,0\%$. Straty prażenia w temperaturze do 1000° wynoszą średnio $10,1 \pm 0,6\%$.

W składzie chemicznym dominuje tlenek krzemu (śr. 58,19% SiO₂). Istotne są również ilości CaO (śr. 9,95%), Al₂O₃ (śr. 8,02%) (tab. 5).

Przeciętne zawartości niektórych metali kształtują się następująco (śr. z 6 próbek) Fe — 24466,7, Mn — 361,7, Co — 18,0, Ni — 39,8, Cu — 17,2, Zn — 52,7, Cr — 56,9, Pb — 46,7 ppm.

Słabiej poznane są gliny zlodowacenia północnopolskiego występujące w zachodniej, przybrzeżnej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — sondy 12, 13, S–19). Według opisów makroskopowych są to gliny piaszczyste, szare. Podobnie jak gliny zwałowe występujące w klifie orłowskim (M. Michałowska, S. Uścińowicz, 1985) odznaczają się dominacją obtoczonych i dobrze obtoczonych ziarn kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm (tab. 3), co różni je od opisanych powyżej glin zwałowych z Głębi Gdańskiej i Progu Gotlandzko-Gdańskiego.

Muły i piaski wodnolodowcowe — m, p gB. Osady te stwierdzono profilowaniem sejsmoakustycznym w Zatoce Puckiej i w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje A–B, E–F, G–H). Piaszczyste i muliste osady wodnolodowcowe o miąższości nie przekraczającej 10 m zalegają na ogół na glinach zwałowych. Na skłonach Zatoki Puckiej tworzą ciągłą warstwę. W przybrzeżnych częściach Zatoki Gdańskiej występują lokalnie w zagłębieniach powierzchni glin zwałowych.

Gliny subakwalne — g_s B. Występują one w północnej części arkusza Głębia Gdańska w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego (przekroje A–B, E–F; sondy 3 EL 220, 3 EL 223, 3 EL 226, otwór wiertniczy G 1). Gliny subakwalne mają barwę brązową, czasem brązowoszara, wykazują wyraźną laminację często zaburzoną

postsedymentacyjnie, często występują też grudki (wkładki) szare i ceglastoczerwone ilu lub mułu. Miąższość tych glin waha się przeważnie od około 1–2 m do około 5–7 m.

Analizy uziarnienia (tab. 1) wykazały, że dominują frakcje ilaste (<0,004 mm) stanowiące średnio 64,8% (odchylenie standardowe, $\pm 6,3\%$) oraz frakcje muliste (0,062–0,004 mm) występujące w ilości 20,5 \pm 4,1%. Domieszki frakcji piaszczystych (2,0–0,062 mm) wynoszą 12,4 \pm 5,3%, a frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm) — 2,3 \pm 1,5%. Pozostałe wyniki badań litologicznych (tab. 2, 3, 4) wykazują bardzo duże podobieństwo do glin zwałowych z Głębi Gdańskiej. Analizy derywatograficzne 7 próbek wykazały że w składzie mineralnym dominuje illit i węglany. Niekiedy występuje też kwarc i chloryty. Przeciętna zawartość węglanów wynosi 11,8% przy odchyleniu standardowym $\pm 3,0\%$. Średnie straty prażenia wynoszą 12,2 \pm 1,0%. Średnie zawartości niektórych metali w 7 próbkach kształtują się następująco:

Fe — 39228,6, Mn — 565,9, Co — 29,9, Ni — 55,1, Cu — 27,1, Zn — 96,4, Cr — 82,4, Pb — 52,4 ppm. Wartości te wyższe niż w glinach zwałowych związane są z większą zawartością w glinach subakwalnych frakcji mulistych i ilastych.

Muły i piaszki zastoiskowe-lodowcowojeziorne — m_p^B (ark. Gdańsk); ły warwowe lodowcowojeziorne — l^B (ark. Elbląg i Głębia Gdańska). Muły i piaszki zastoiskowe, lodowcowojeziorne stwierdzono metodami sejsmoakustycznymi w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje A–B, C–D). Strop tych osadów, jest częściowo przekształcony (ścięty) abrazyjnie i występuje na głębokości od około 60 do około 82 m p.p.m. i jest przykryty osadami młodszymi.

Miąższość osadów zastoiskowych wynosi na ogół około 7–10 m. Lokalnie osady zastoiskowe występują również w Zatoce Puckiej, gdzie strop tych osadów występuje na rzędnej od 22 do 34 m.

ły warwowe, lodowcowojeziorne występują na obszarach Głębi Gdańskiej na głębokości poniżej około 65 m p.p.m. ły warwowe stwierdzono metodami sejsmoakustycznymi (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D; ark. Głębia Gdańska — przekroje A–B, C–D) oraz w rdzeniu wiertniczym 2 EL 100. ły warwowe z Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska) opisała również H. Masicka (1974a, b). Według profilowania sejsmoakustycznego ły warwowe leżą zgodnie na glinach zwałowych. Miąższość osadów warwowych w centralnej części Głębi Gdańskiej wynosi przeciętnie około 5 m, zmniejszając się ku południowi. W kierunku północnym miąższość warstwy nieco wzrasta, jednak warwy stają się mniej regularne i wykazują w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego liczne zaburzenia. Strop osadów warwowych położony jest na głębokościach od około 65 m p.p.m. w południowej części Głębi Gdańskiej i 95 m p.p.m. w rejonie progu Gotlandzko-Gdańskiego do około 125 m p.p.m. w środkowych częściach Głębi Gdańskiej. Strop osadów warwowych występuje na ogół głębiej od 6–7 m poniżej powierzchni dna a w środkowych częściach Głębi Gdańskiej około 20 m.

Litologia osadów warwowych poznana została jedynie na podstawie rdzenia 2 EL 100 (ark. Głębia Gdańska). Na głębokości 4–3 m pod powierzchnią dna stwierdzono występowanie naprzemianległych lamin mulisto-piaszczystych barwy szarej o miąższości 2–3 mm oraz lamin ilastych, brązowych lub brązowoszarych o

miąższości do 10 mm. W stropowej części osadów warwowych stwierdzono 5 lamin czarnych zawierających siarczki żelaza, o miąższości około 2 mm.

W składzie mineralnych osadów warwowych dominuje illit. Węglany występują w ilości od 3,5 do 5,0%. Straty prażenia wynoszą od 10,6 do 11,5%, a zawartość substancji organicznej wynosi od 1,0 do 1,2%.

Skład chemiczny osadów warwowych przedstawiono w tab. 5. W stosunku do glin zwałowych i subakwalnych nieco mniejsza jest zawartość SiO₂, CaO i MgO wzrasta natomiast zawartość Al₂O₃, Fe₂O₃ i K₂O. Zawartość niektórych metali, oznaczona w 2 próbkach, przedstawia się następująco:

Fe — od 45 500 do 57 700, Mn — od 657 do 668, Co — od 33,7 do 41,4, Ni — od 60,2 do 71,4, Cu — od 29,6 do 34, Zn — od 108 do 122, Cr — od 83 do 105 ppm.

Plejstocen – holocen

Muły i piaszki deltowe — m_p^{dPIH} . Muły i piaszki deltowe, powstałe w schyłkowym okresie plejstocenu oraz na przełomie plejstocenu i holocenu stwierdzono w Zatoce Gdańskiej zarówno metodami sejsmoakustycznymi (ark. Gdańsk — przekroje A–B, C–D) jak i w kilku sondach (np. ark. Gdańsk — 6 A, 2 ZG 54; ark. Elbląg — 4 ZG 152). Profile sejsmoakustyczne wykazują że deltę tworzy pakiet stromo nachylonych warstw, którego miąższość jest niemal równa wysokości skłonu delty. Nachylenie warstw oraz częściowo przekształconego abrazyjnie skłonu delty wynosi około 10–12° (ark. Gdańsk — przekrój C–D). Spąg osadów deltowych występuje na głębokości od około 75 do około 55 m p.p.m., a strop o wyraźnym erozyjnym charakterze na głębokości 38–40 m p.p.m. Lokalne deniwelacje stropu dochodzą do 5–8 m.

Na głębokości 68,5 m p.p.m., 1 m poniżej powierzchni dna nawiercono piaszki muliste i muły piaszczyste barwy ciemnoszarej, czasem z odcieniem oliwkowym, wapniste, z pojedynczymi ziarnami żwiru o średnicy do 5 mm, oraz licznym detrytusem roślinnym (sonda 1 ZG 54 — ark. Gdańsk). Wiek tych osadów określony metodą ¹⁴C wynosi 12 200 \pm 240 BP (Gd-4634). Analizy makro- i mikrofaunistyczne (J. Krzymińska, 1991) wykazały obecność małży: *Pisidium moitessierianum* Paladilhe, *Pisidium amnicum* (Müller), *Pisidium nitidum* Jenyns, *Pisidium milium* (Held) i małżoraczków: *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cytherissa lacustris* (Sars), *Candona neglecta* Sars, *Candona candida* (Müller). Stwierdzono również występowanie oospor *Chara* sp. Ponadto występują redeponowane otwornice trzeciorzędowe i kredowe.

Położenie i cechy piasków mulistych i mułów piaszczystych z sondy 1 ZG 54 pozwalają przypuszczać, że stanowią one dolny człon delty typu gilbertowskiego.

W sondach Z 1, 6 A (ark. Gdańsk) oraz 4 ZG 152 (ark. Elbląg) pobranych na głębokościach od 53,5 do 49,5 m p.p.m. stwierdzono pod osadami morskimi występowanie piasków drobno- i średnioziarnistych, wapnistych, barwy szarej, zawierających niekiedy pojedyncze ziarna drobnego żwiru. W piaskach tych obok okruczków muszli i detrytusu roślinnego występują muszle małży *Pisidium milium* Held, małżoraczkki *Candona neglecta* Sars, *Candona candida* (Müller), oospor *Chara* sp. oraz redeponowane otwornice kredowe. Opisane piaszki należą prawdopodobnie do środ-

Uziarnienie

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Fracja				
			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	-	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
		1	0,0	0,3	0,1	0,1	1,0
g _z B	gliny zwłowe (Głębia Gdańska)	6	0,9 0,8	1,4 0,5	1,5 0,4	1,9 0,3	2,3 0,5
g _s B	gliny subakwalne (Głębia Gdańska)	6	0,8 1,3	0,7 0,3	0,8 0,3	0,8 0,2	1,1 0,3
fd _{p,m} PIH	piaski muliste	2	0,0	0,0	0,1	0,3	2,4
mm _{pd} PIH	piaski drobnoziarniste	5	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,5 0,5
gm _{lm} PIH	ity muliste	7	0,0 0,0	0,1 0,2	0,1 0,2	0,1 0,2	0,4 0,8
	ity	11	0,0 0,0	0,1 0,2	0,1 0,1	0,1 0,1	0,1 0,1
fd _{p,m} PIH	piaski gruboziarniste	3	0,6	2,7	2,9	11,3	46,1
	piaski średnioziarniste	20	0,1 0,1	1,1 1,9	1,1 1,5	2,7 2,3	18,4 11,8
	piaski drobnoziarniste	22	0,0 0,0	0,1 0,2	0,1 0,1	0,2 2,4	1,8 2,4
me _{mi-pd} H ₁₋₂	piaski drobnoziarniste	16	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,1	0,1 0,1	0,7 0,6
	piaski muliste	1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	muły ilaste	2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
im _{pm} ^m H ₁₋₂	ity muliste	15	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,2	0,2 0,1
	ity	12	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,1	0,1 0,1
m _{pr} H ₃₋₅	piaski różnoziarniste	7	0,8 1,9	0,5 0,4	1,5 1,3	6,0 2,9	20,6 2,7
m _{pg} H ₃₋₅	piaski gruboziarniste	23	0,2 0,5	0,6 0,8	3,6 4,2	14,1 9,3	41,7 12,2

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
0,2	4,7	36,8	11,9	4,1	4,3	4,9	33,0	-	-	-	-
11,8	10,3	33,7	10,4	2,0	2,4	4,2	23,7	-	-	-	-
3,8 0,9	10,4 2,7	17,1 2,7	8,8 1,5	4,1 0,7	6,8 1,2	8,2 2,0	32,8 5,3	-	-	-	-
1,5 0,4	3,2 1,3	5,7 3,2	6,5 3,8	2,6 0,6	4,7 0,8	6,7 1,5	64,8 6,3	-	-	-	-
5,5	4,1	39,0	27,8	7,5	2,5	1,1	9,9	4,24	-	-	-
1,6 1,7	76,3 13,2	20,5 14,8	1,0 0,6	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	2,73 2,21	0,36 0,05	0,11 0,12	1,8 0,06
1,2 2,6	3,5 6,3	6,9 7,6	9,0 3,4	4,8 1,8	7,8 3,1	8,7 4,3	57,1 14,1	-	-	-	-
0,3 0,2	0,6 0,6	1,6 0,5	3,8 1,7	2,0 0,9	3,7 1,2	7,3 2,4	80,1 3,9	-	-	-	-
31,0	4,9	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,86	-	-	-
51,6 10,1	23,1 15,5	1,7 2,8	0,3 0,4	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	1,52 0,40	0,61 0,11	-0,04 0,09	1,09 0,13
10,6 9,0	64,9 20,0	19,9 21,1	2,5 4,3	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	2,61 0,38	0,49 0,11	-0,02 0,11	1,19 0,17
2,0 1,8	54,2 21,0	41,5 20,3	1,5 1,7	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	2,92 0,22	0,45 0,07	-0,02 0,09	1,03 0,07
2,8	12,3	55,8	17,6	1,9	0,5	1,9	6,9	-	-	-	-
0,3	1,1	7,7	36,4	14,6	7,4	5,9	26,5	-	-	-	-
0,6 0,1	2,0 0,6	5,7 2,9	6,8 4,0	2,9 1,3	5,9 3,5	7,9 5,3	67,8 5,3	-	-	-	-
0,4 0,3	1,0 0,8	3,1 2,7	3,5 2,4	1,3 0,4	3,2 1,1	6,4 2,1	80,9 3,1	-	-	-	-
31,4 4,2	24,0 8,6	9,4 7,0	4,1 4,4	0,3 0,7	0,2 0,3	0,1 0,3	0,8 2,1	1,80 0,31	1,58 0,52	-	-
28,6 11,5	7,4 7,2	2,1 2,7	1,3 2,7	0,1 0,5	0,1 0,5	0,1 0,3	0,1 0,5	0,95 0,21	-	-	-

1	2		3	4	5	6	7	8
$m_{ps}^m H_{3-5}$	piaski średnioziarniste		100	$\frac{0,1}{0,6}$	$\frac{0,1}{0,3}$	$\frac{0,2}{0,5}$	$\frac{1,5}{1,8}$	$\frac{15,3}{11,9}$
$m_{pd}^m H_{3-5}$	piaski drobnoziarniste	Zatoka Gdańska część zachodnia	193	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,4}$	$\frac{0,1}{0,4}$	$\frac{0,7}{1,0}$	$\frac{3,3}{3,9}$
		Zatoka Gdańska część wschodnia (skłon Mierzei Wiślanej)	127	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{1,2}{2,4}$
		Głębina Gdańska	8	$\frac{0,8}{0,5}$	$\frac{1,3}{0,5}$	$\frac{1,6}{0,9}$	$\frac{2,4}{1,5}$	$\frac{4,6}{2,2}$
$m_{pm}^m H_{3-5}$	piaski muliste		24	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,2}{0,8}$	$\frac{0,3}{0,7}$	$\frac{0,7}{1,0}$
$m_{pi}^m H_{3-5}$	piaski ilaste		4	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,4}{-}$	$\frac{1,2}{-}$
$m_{pmi}^m H_{3-5}$	piasek-mul-ł	Głębina Gdańska	30	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,2}{0,3}$
		Zatoka Pucka	14	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,2}{0,3}$	$\frac{0,4}{0,6}$	$\frac{1,6}{1,9}$
$m_{mp}^m H_{3-5}$	muły piaszczyste		6	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,2}{0,1}$
$m_{mi}^m H_{3-5}$	muły ilaste	Głębina Gdańska	158	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,1}$
		Zatoka Pucka	10	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,2}{0,2}$
$m_{im}^m H_{3-5}$	iły muliste	Głębina Gdańska	138	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$
		Zatoka Pucka	21	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,2}{0,1}$
$m_i^m H_{3-5}$	iły		21	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

kowych członów delt typu gilbertowskiego, uspanych przez Wisłę w późnym plejstocenie I na przełomie plejstocenu i holocenu.

Bałtyckie jezioro lodowe

Piaski drobnoziarniste mierzejowe — $m_{pd}^{mm}PIH$. Piaski zdeponowane w późnym glacie na przełomie plejstocenu i holocenu występują w południowej i południowo-

Tabela 1 cd.

8	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
$\frac{57,9}{10,7}$	$\frac{21,9}{12,8}$	$\frac{2,2}{2,4}$	$\frac{0,7}{1,6}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{1,60}{0,29}$	$\frac{0,59}{0,17}$	$\frac{0,05}{0,10}$	$\frac{1,09}{0,14}$
$\frac{17,9}{13,9}$	$\frac{53,0}{18,3}$	$\frac{20,8}{20,2}$	$\frac{3,6}{5,1}$	$\frac{0,1}{0,6}$	$\frac{0,1}{0,5}$	$\frac{0,1}{0,3}$	$\frac{0,2}{1,0}$	$\frac{2,54}{0,44}$	$\frac{0,66}{0,29}$	$\frac{-0,03}{0,16}$	$\frac{1,15}{0,32}$
$\frac{7,5}{8,3}$	$\frac{70,3}{13,5}$	$\frac{18,4}{13,3}$	$\frac{2,0}{2,7}$	$\frac{0,1}{0,4}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,1}{1,2}$	$\frac{0,2}{1,5}$	$\frac{2,65}{0,28}$	$\frac{0,50}{0,22}$	$\frac{0,06}{0,15}$	$\frac{1,22}{0,29}$
$\frac{11,6}{7,3}$	$\frac{28,9}{9,7}$	$\frac{33,2}{11,6}$	$\frac{4,3}{2,1}$	$\frac{0,4}{0,3}$	$\frac{0,7}{0,5}$	$\frac{1,0}{0,6}$	$\frac{9,2}{2,2}$	$\frac{2,93}{0,51}$	-	-	-
$\frac{3,0}{3,5}$	$\frac{17,4}{14,6}$	$\frac{39,5}{16,1}$	$\frac{18,4}{8,9}$	$\frac{3,7}{2,7}$	$\frac{2,6}{1,6}$	$\frac{2,1}{1,2}$	$\frac{10,7}{6,1}$	$\frac{4,24}{0,64}$	$\frac{1,58}{0,49}$	-	-
$\frac{3,8}{-}$	$\frac{10,5}{-}$	$\frac{45,9}{-}$	$\frac{11,1}{-}$	$\frac{1,1}{-}$	$\frac{1,7}{-}$	$\frac{1,8}{-}$	$\frac{21,9}{-}$	-	-	-	-
$\frac{0,7}{0,8}$	$\frac{2,2}{2,7}$	$\frac{27,6}{7,8}$	$\frac{24,1}{7,4}$	$\frac{8,4}{2,8}$	$\frac{5,7}{1,8}$	$\frac{4,2}{1,8}$	$\frac{26,7}{5,5}$	-	-	-	-
$\frac{4,3}{4,1}$	$\frac{11,9}{6,9}$	$\frac{16,6}{9,0}$	$\frac{16,3}{7,1}$	$\frac{9,1}{2,3}$	$\frac{6,5}{1,5}$	$\frac{4,7}{1,8}$	$\frac{28,1}{7,7}$	-	-	-	-
$\frac{0,7}{0,4}$	$\frac{2,7}{2,4}$	$\frac{23,8}{10,3}$	$\frac{33,4}{8,6}$	$\frac{12,7}{5,6}$	$\frac{7,3}{4,1}$	$\frac{4,3}{1,3}$	$\frac{14,6}{3,2}$	-	-	-	-
$\frac{0,4}{0,4}$	$\frac{0,8}{0,6}$	$\frac{3,9}{3,7}$	$\frac{20,3}{8,8}$	$\frac{14,8}{3,5}$	$\frac{12,8}{4,0}$	$\frac{8,5}{3,7}$	$\frac{38,2}{6,9}$	-	-	-	-
$\frac{0,4}{0,2}$	$\frac{2,0}{1,6}$	$\frac{7,5}{4,3}$	$\frac{17,8}{2,0}$	$\frac{10,8}{1,2}$	$\frac{10,5}{1,6}$	$\frac{8,2}{2,0}$	$\frac{4,5}{3,3}$	-	-	-	-
$\frac{0,1}{0,3}$	$\frac{0,2}{0,4}$	$\frac{1,0}{0,8}$	$\frac{6,8}{4,1}$	$\frac{7,4}{4,1}$	$\frac{11,2}{2,8}$	$\frac{11,9}{3,8}$	$\frac{61,3}{7,9}$	-	-	-	-
$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{1,2}{1,1}$	$\frac{2,0}{1,7}$	$\frac{8,4}{3,0}$	$\frac{9,6}{2,1}$	$\frac{11,1}{1,4}$	$\frac{10,7}{1,1}$	$\frac{56,2}{5,1}$	-	-	-	-
$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{0,5}{0,2}$	$\frac{1,9}{1,2}$	$\frac{2,2}{0,6}$	$\frac{6,6}{1,3}$	$\frac{10,1}{2,3}$	$\frac{78,7}{2,8}$	-	-	-	-

wschodniej części Zatoki Gdańskiej na przedpolu Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg — przekroje A-B, C-D) oraz w zachodniej części Zatoki Puckiej (ark. Gdańsk — przekroje A-B, E-F). Litosomy piaszczyste związane z mierzeją (barierą) mają kształt soczewek. Współcześnie są położone zarówno na przedpolu Mierzei Wiślanej jak i w Zatoce Puckiej na głębokości od około 25–30 m do 55–58 m p.p.m. Miąższość osadów mierzejowych dochodzi do około 15 m.

Tabela 2

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
K	-	1	<u>60,5</u>	<u>3,0</u>	<u>0,5</u>	<u>25,7</u>	<u>4,4</u>	<u>5,9</u>
		1	<u>69,4</u>	<u>0,3</u>	<u>0,0</u>	<u>26,3</u>	<u>1,7</u>	<u>2,3</u>
gz ^B	gliny zwalowe (Głębia Gdańska)	6	<u>36,5</u> <u>5,9</u>	<u>2,0</u> <u>1,3</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>	<u>19,2</u> <u>2,1</u>	<u>42,1</u> <u>4,9</u>
gs ^B	gliny subakwalne (Głębia Gdańska)	3	<u>33,5</u>	<u>1,9</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>24,5</u>	<u>40,1</u>
mm _{pd} PIH	piaski drobnoziarniste	2	<u>86,6</u>	<u>0,5</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>11,6</u>	<u>1,5</u>
fd _{p,m} PIH	piaski gruboziarniste	3	<u>77,4</u>	<u>1,9</u>	<u>0,1</u>	<u>0,0</u>	<u>16,8</u>	<u>3,8</u>
	piaski średnioziarniste	7	<u>83,2</u> <u>2,5</u>	<u>1,6</u> <u>1,2</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>	<u>0,0</u> <u>0,0</u>	<u>13,6</u> <u>2,9</u>	<u>1,5</u> <u>0,9</u>
	piaski drobnoziarniste	3	<u>86,7</u>	<u>0,3</u>	<u>0,5</u>	<u>0,0</u>	<u>7,7</u>	<u>4,8</u>
me _{mi-pd} H ₁₋₂	piaski muliste	1	<u>94,0</u>	<u>1,3</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>4,0</u>	<u>0,7</u>
im _{pm} ^m H ₁₋₂	piaski muliste	3	<u>88,1</u>	<u>1,2</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>0,5</u>	<u>10,2</u>
m _{pr} H ₃₋₅	piaski różnoziarniste	1	<u>86,7</u>	<u>1,3</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>11,0</u>	<u>1,0</u>
m _{pg} H ₃₋₅	piaski gruboziarniste	1	<u>77,0</u>	<u>2,0</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>20,7</u>	<u>0,3</u>
m _{ps} H ₃₋₅	piaski średnioziarniste	13	<u>84,0</u> <u>5,0</u>	<u>5,6</u> <u>3,5</u>	<u>0,0</u> <u>0,0</u>	<u>0,0</u> <u>0,0</u>	<u>10,3</u> <u>5,6</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>
m _{pd} H ₃₋₅	piaski drobnoziarniste	Zatoka Gdańska część zachodnia	<u>80,6</u> <u>4,3</u>	<u>5,4</u> <u>2,9</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>	<u>0,1</u> <u>0,1</u>	<u>12,8</u> <u>4,9</u>	<u>0,9</u> <u>1,9</u>
		Zatoka Gdańska część wschodnia (skłon Mierzei Wiślanej)	<u>87,2</u> <u>2,7</u>	<u>4,0</u> <u>1,4</u>	<u>0,0</u> <u>0,0</u>	<u>0,0</u> <u>0,0</u>	<u>7,5</u> <u>2,7</u>	<u>1,2</u> <u>1,0</u>

wartość średnia
odchylenie standardowe w %Analizy wykonali: M. Michałowska
S. Uścińowicz

Widoczne na profilach sejsmoakustycznych, nachylone pakiety warstw budujących mierzeje wskazują, że były to mierzeje progradujące w stronę otwartego zbiornika wodnego.

Strop osadów mierzei na głębokościach do około 40–45 m p.p.m. jest porożniony erozyjnie (ark. Gdańsk — przekrój E–F; ark. Elbląg — przekrój C–D). Wiek

Tabela 3

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

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny		Liczba analiz	Klasy obtroczenia wg wzorca Russela, Taylora, Pettijohna		
				kanciaste i częściowo kanciaste	częściowo obtroczone	obtroczone i dobrze obtroczone
K	-		1	<u>33,0</u>	<u>33,7</u>	<u>33,3</u>
			1	<u>33,2</u>	<u>38,6</u>	<u>28,2</u>
gz ^B	gliny zwalowe	Głębia Gdańska	6	<u>46,1</u> <u>3,7</u>	<u>31,8</u> <u>1,6</u>	<u>22,1</u> <u>2,9</u>
		Zat. Gdańska (część zachodnia)	4	<u>28,5</u>	<u>37,2</u>	<u>34,3</u>
gs ^B	gliny subakwalne (Głębia Gdańska)		3	<u>50,0</u>	<u>28,8</u>	<u>21,2</u>
mm _{pd} PIH	piaski drobnoziarniste		3	<u>42,5</u>	<u>24,0</u>	<u>33,5</u>
fd _{p,m} PIH	piaski średnioziarniste		2	<u>10,5</u>	<u>22,3</u>	<u>67,2</u>
	piaski drobnoziarniste		3	<u>15,7</u>	<u>30,0</u>	<u>54,3</u>
me _{mi-pd} H ₁₋₂	muly ilaste		2	<u>22,0</u>	<u>31,6</u>	<u>46,4</u>
	piaski muliste		1	<u>28,7</u>	<u>25,7</u>	<u>45,6</u>
im _{pm} ^m H ₁₋₂	piaski muliste		3	<u>12,8</u>	<u>52,6</u>	<u>34,6</u>
m _{pr} H ₃₋₅	piaski różnoziarniste		2	<u>15,4</u>	<u>42,4</u>	<u>42,2</u>
m _{pg} H ₃₋₅	piaski gruboziarniste		8	<u>10,0</u> <u>3,3</u>	<u>31,5</u> <u>7,7</u>	<u>58,5</u> <u>10,3</u>
m _{ps} H ₃₋₅	piaski średnioziarniste		30	<u>11,4</u> <u>4,7</u>	<u>34,5</u> <u>6,2</u>	<u>54,1</u> <u>9,0</u>
m _{pd} H ₃₋₅	piaski drobnoziarniste	Zatoka Gdańska (część zachodnia)	29	<u>18,3</u> <u>5,6</u>	<u>39,5</u> <u>4,9</u>	<u>42,2</u> <u>8,8</u>
		Zatoka Gdańska (część wschodnia skłon Mierzei Wiślanej)	14	<u>51,2</u> <u>8,3</u>	<u>29,6</u> <u>5,2</u>	<u>19,2</u> <u>4,3</u>

wartość średnia
odchylenie standardowe w %Analizy wykonali: M. Michałowska
S. Uścińowicz

osadów mierzejowych określono pośrednio na podstawie datowań ¹⁴C (ark. Elbląg — otwór wiertniczy EL 1) osadów podścielających i badań palinologicznych (ark. Gdańsk — sonda R 16), osadów bezpośrednio je przykrywających.

Osady mierzei nawiercone w Zatoce Puckiej (ark. Gdańsk — sondy R 26, R 133, 2 ZG 28, 2 ZG 38, 2 ZG 42) są to piaski drobnoziarniste dobrze i bardzo

dobrze wysortowane, jasnoszare, wapniste. Średnia średnica ziarna waha się od 2,45 do 3,00 ϕ (tab. 1). Rozkłady wielkości ziarna są symetryczne lub dodatnio skośne oraz przeważnie mezokurtyczne, czasami leptokurtyczne. Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm jest zbliżony do współczesnych morskich piasków drobnoziałistych (tab. 2). Różnią się natomiast obtoczeniem ziarn kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm (tab. 3). Zarówno w stosunku do glin zwałowych jak i współczesnych piasków morskich w zachodniej części Zatoki Gdańskiej, plejstoceńsko-holocenijskie piaski mierzejowe z Zatoki Puckiej zawierają więcej ziarn kanciastych i częściowo kanciastych. Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm jest niska i wynosi średnio 0,22% (tab. 4). Cechami charakterystycznymi składu minerałów ciężkich jest stosunkowo duża zawartość węglanów, glaukonitu i biotyty (najwyższe wśród wszystkich badanych osadów) oraz bardzo mała zawartość granatów (tab. 4).

Iły i iły muliste-lodowcowomorskie — $\frac{gm}{i,pm}$ PIH. Iły i iły muliste bałtyckiego jeziora lodowego należą, podobnie jak w Basenie Bornholmskim (S. Uścińowicz, J. Zachowicz, 1992), do najszerzej rozprzestrzenionych osadów. Występują w północno-wschodniej części ark. Gdańsk (przekroje — A–B, C–D) oraz w obrębie prawie całego ark. Głębia Gdańska (przekroje — A–B, C–D, E–F). Osady ilaste bałtyckiego jeziora lodowego leżą zgodnie na osadach warwowych lub glinach zwałowych, lokalnie wkraczając na późnoplejstocenijskie osady deltowe lub ząbwiąc się z nimi. Miąższość iłów i iłów mulistych lodowcowomorskich w Basenie Gdańskim wg profilowania sejsmoakustycznego wynosi na ogół około 5 m, malejąc w rejonach wyniesień podłoża, gdzie często strop tych osadów jest erozyjnie ścięty. Osady ilaste bałtyckiego jeziora lodowego na dużych obszarach Progu Gotlandzkiego-Gdańskiego występują tylko lokalnie na niewielkich powierzchniach (ark. Głębia Gdańska — przekroje A–B, E–F, wiertniczy otwór G 1). Podobnie jak w innych częściach Bałtyku południowego (R. Kramarska, 1991; S. Uścińowicz, 1991; S. Uścińowicz, J. Zachowicz, 1991, 1992) iły i iły muliste lodowcowomorskie z Basenu Gdańskiego mają barwę jasnobrązową, są wapniste, laminowane i mikrolaminowane z wkładkami (bryłkami) piaszczystymi, pojedynczymi ziarnami żwiru oraz ilastymi grudkami niebieskoszarymi i ceglastoczerwonymi. Domieszki frakcji żwirowych (>2,0 mm) wynoszą średnio 0,2% (tab. 1). W stropowych partiach, niekiedy są szarobrazowe, bezwapniste ze słabo widoczną mikrolaminacją, zawierają też niekiedy czarne laminy lub punktowe skupienia siarczków żelaza (ark. Elbląg — rdzeń 1 EL 26; ark. Głębia Gdańska rdzenie 2 EL 98, 2 EL 100, 3 EL 220, 3 EL 223, 3 EL 226).

Iły i iły muliste bałtyckiego jeziora lodowego, według analizy derywatograficznej, składają się głównie z illitu, stwierdzono ponadto obecność kwarcu, chlorytu, beidelitu i kalcytu. Średnia zawartość i odchylenie standardowe zawartości kalcytu w iłach (10 próbek) wynosi 6,2±4,6%, w iłach mulistych (7 próbek) 5,0±4,6%. Straty prażenia wynoszą odpowiednio 11,1±1,8%, 8,3±2,1%. Zawartość substancji organicznej jest niska, podobnie jak w osadach warwowych i wynosi 1,1±0,3% w iłach i 0,8±0,1% w iłach mulistych. Skład chemiczny tych osadów jest bardzo podobny do składu pokrewnych genetycznie osadów warwowych (tab. 5).

Średnie zawartości niektórych metali w iłach i iłach mulistych bałtyckiego jeziora lodowego wynoszą odpowiednio:

Fe — 47450,0 i 42683,3, Mn — 596,1 i 559,2, Co — 36,3 i 30,6, Ni — 60,6 i 55,4, Cu — 32,7 i 29,2, Zn — 112,2 i 99,4, Cr — 89,3 i 77,0, Pb — 58,4 i 64,5 ppm.

Przedstawiony powyżej opis nie dotyczy osadów bałtyckiego jeziora lodowego występujących w południowej części Głębi Gdańskiej (ark. Elbląg — sonda 4 ZG 168), gdzie reprezentowane są one przez muły ilaste z domieszką piasku, szarobrazowe, wapniste. W części górnej zawierają czarne laminy i skupienia siarczków żelaza. Część dolna warstwy ma barwę szarobrazową z odcieniem oliwkowym i jest wyraźnie laminowana. Występują naprzemian laminy muliste i piaszczysto muliste, miąższość lamin wynosi od około 5 do około 10 mm. Odmienność facjalna datowanych palinologicznie (J. Zachowicz, 1991) osadów bałtyckiego jeziora lodowego w południowej części Głębi Gdańskiej wynika prawdopodobnie z dużego wpływu Wisły na glacialnomorskie środowisko sedymentacji.

Odmienność facjalną wykazują też osady z dolnej części rdzenia z otworu wiertniczego El 1 (ark. Elbląg), datowane metodą ^{14}C na 10650±160 BP (tab. 6). Muły piaszczyste i piaski muliste, laminowane, wapniste, barwy brunatnoszarej zdeponowane były prawdopodobnie w przybrzeżnej, płytkowodnej części bałtyckiego jeziora lodowego. Nie wykluczone że była to laguna na co mogą wskazywać laminy i wkładki detrytusowe roślinnego oraz liczne słodkowodne małżoraczki: *Cytherisa lacustris* (Sars), *Limnocythere sanctipatricii* Brady et Robertson, *Candona neglecta* (Sars), *Candona Candida* (Müller) i *Ilyocypris decipiens* Masi.

Holocen

Muły deltowe i piaski — $\frac{fd}{m,p}$ H. Holocenijskie piaski i muły deltowe rozpoznawane metodami sejsmoakustycznymi i sondami występują w południowej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje C–D, G–H, sondy 1 ZG 58, R6/82, R8/82, R 21, R37, R103, ZG1, ZG3, ZG4, 150; ark. Elbląg — sondy R111, R114)

Holocenijskie osady deltowe tworzą co najmniej dwie serie (poziomy). Strop serii starszej położony jest na głębokości od 31–33 m do około 37–39 m, a spąg od około 39–40 m do około 42–45 m. Seria młodsza zalega częściowo na starszej serii osadów deltowych, częściowo na lodowcowych i wodnolodowcowych osadach plejstocenijskich. Strop serii młodszej występuje na głębokościach od około 12–14 m do około 30–32 m, a spąg od około 28 do około 32 m.

Wiek osadów określony metodą ^{14}C w jednej próbce mułów wapnistych zawierających wkładki części organicznych, przewarstwiałych piaski średnio- i gruboziarniste, (sonda ZG1 — ark. Gdańsk) wynosił 9220±140 BP (Gd-4777). Osady deltowe reprezentowane są przez piaski grubo-, średnio- i drobnoziałiste często zawierające przewarstwienia mułów, oraz niekiedy toczerce ilaste. Osady te są najczęściej wapniste, barwy szarej i jasnoszarej oraz zawierają szczątki roślinne i muszle. Analizy paleontologiczne (J. Krzymińska, 1991) wykazały powszechne występowanie muszli małży: *Pisidium moitessierianum* Paladilhe, *Pisidium nitidum* Jensys, ślimaków: *Valvata piscinalis* (Müller), *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), *Gyraulus laevis* (Alder). Z muszlami fauny słodkowodnej występują niekiedy skorupki małży morskich: *Macoma baltica* (Linnaeus) i *Cardium glaucum* Bruguière. W rdzeniu R6/82 stwierdzono również występowanie małżoraczek: *Cytherisa lacustris*

Skład minerałów ciężkich

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Zaw. min. ciężkich % wag.	Grupy minerałów (%% ilościowe)							
				min. nieprzezroczyste	min. zmienne	okrucy skał	glaukonit	węgłany	min. przezroczyste	granaty	
K	-	1	1,20	-	-	-	-	-	-	-	
		1	0,50	-	-	-	-	-	-	-	
gzB	gliny zwalowe (Głębia Gdańska)	6 ^x (6) ^{xx}	0,50 0,41	15,2 6,9	35,3 4,7	5,1 1,4	2,5 1,8	16,7 3,6	25,1 3,7	14,7 4,9	
gsB	gliny subakwalne (Głębia Gdańska)	3 (3)	0,70	14,7	33,9	6,2	1,7	13,3	30,1	11,3	
fd _{m,p} PIH	piaski muliste	1 (1)	0,32	47,7	20,2	3,2	1,7	3,5	23,7	19,1	
mm _{pd} PIH	piaski drobnoziarniste	3 (3)	0,23	17,8	25,7	5,1	7,5	18,2	25,7	3,9	
fd _{m,p} H	piaski średnioziarniste	2 (2)	1,90	19,1	15,6	2,2	3,0	4,8	55,2	62,2	
	piaski drobnoziarniste	3 (2)	0,22	11,2	29,0	5,4	4,8	10,5	39,1	17,6	
mi _{pd} H ₁₋₂	piaski muliste	1 (1)	0,55	13,6	26,8	1,8	5,9	1,5	50,4	24,9	
im _{pm} H ₁₋₂	piaski muliste	13	1,11 0,32	-	-	-	-	-	-	-	
m _{pr} H ₃₋₅	piaski różnoziarniste	3 (1)	0,52	17,6	19,4	5,3	2,4	0,4	54,9	30,3	
m _{pg} H ₃₋₅	piaski gruboziarniste	11 (2)	2,11	19,8	16,7	3,1	3,8	0,2	56,3	62,1	
m _{ps} H ₃₋₅	piaski średnioziarniste	54 (11)	1,20 0,61	23,2 6,0	12,7 4,7	2,6 2,3	1,1 1,0	0,3 0,6	59,9 6,4	55,1 18,2	
m _{pd} H ₃₋₅	piaski drobnoziarniste	Zatoka Gdańska (część zachodnia)	87 (15)	0,44 0,28	19,7 4,5	20,9 7,5	3,8 2,5	2,3 1,4	0,5 0,5	52,6 7,1	34,5 16,3
		Zatoka Gdańska (część wschodnia - skłón Mierzei Wiślanej)	58 (12)	0,71 0,18	21,4 10,1	15,1 7,3	2,4 1,6	1,6 0,8	0,8 0,8	58,6 6,8	19,6 8,5
m _{pm} H ₃₋₅	piaski muliste	1 (1)	0,90	4,7	10,5	2,0	0,3	0,0	82,5	0,0	

x — liczba analiz zawartości minerałów ciężkich
xx — liczba analiz składu minerałów ciężkich

wartość średnia
odchylenie standardowe

Tabela 4

(frakcja 0,25-0,125 mm)

Minerały przezroczyste (%% ilościowe)															
amfibole	epidot	pirok-seny	dys-ten	tur-malin	bio-tyt	chlo-ryt	apa-tyt	anda-luzyt	syli-manit	stau-rolit	wezu-wian	cyr-kon	rutyl	mo-nacyt	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
26,0 3,2	4,9 1,6	20,1 3,6	0,0 0,0	0,2 0,3	15,0 3,7	7,7 2,6	0,0 0,0	0,2 0,3	0,2 0,3	0,2 0,3	0,1 0,2	0,2 0,2	0,1 0,2	0,0 0,0	
36,6	6,5	23,5	0,0	0,0	11,8	8,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,9	0,2	0,0	
14,2	3,5	9,2	0,7	0,0	12,0	36,9	0,0	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	
41,6	9,9	13,5	1,7	0,0	19,3	8,3	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,6	0,2	0,0	
15,9	1,7	11,2	0,5	0,4	2,2	1,4	0,0	0,3	1,1	2,6	0,2	0,0	0,0	0,0	
42,5	7,4	16,1	0,3	1,5	3,3	5,3	0,0	0,7	1,1	2,2	1,1	0,3	0,3	0,0	
29,7	10,7	20,3	1,3	1,0	3,3	5,7	0,0	0,0	0,7	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
34,3	6,7	16,0	0,3	0,3	5,7	2,0	0,0	0,0	0,0	3,0	0,7	0,3	0,3	0,0	
14,1	4,0	10,7	0,2	0,6	2,5	0,1	0,0	1,3	0,3	3,8	0,1	0,3	0,1	0,0	
18,9 11,8	6,9 2,6	8,9 5,2	0,3 0,5	0,8 0,5	2,1 1,4	0,7 1,2	0,0 0,0	0,3 0,4	0,3 0,3	3,1 1,2	0,1 0,3	1,8 0,9	0,2 0,4	0,1 0,1	
24,6 9,1	13,6 4,6	12,1 5,2	0,6 0,5	1,1 0,8	5,6 4,1	1,8 1,0	0,0 0,0	0,4 0,4	0,2 0,2	2,5 1,5	1,0 2,8	0,9 0,7	0,4 0,5	0,1 0,2	
34,8 5,6	17,7 3,6	7,6 4,1	1,1 0,7	2,0 0,8	1,6 1,1	6,5 4,5	0,3 0,3	0,6 0,3	0,4 0,4	2,0 1,1	0,3 0,4	1,8 1,6	1,4 0,6	1,5 2,2	
2,1	0,00	0,0	0,0	0,0	6,7	91,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

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

(Sars), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Candona candida* (Müller), oospor glonów *Chara contraria* Kutzing i *Chara hispida* Linnaeus oraz redeponowanych otwornic kredowych, trzeciorzędowych i plejstocenijskich.

Piaski deltowe zawierają we frakcji 1,0–0,5 mm średnio od 77,4% do 86,7% kwarcu. Cechą różniącą je od piasków morskich jest nieco większy udział okruców skał osadowych (tab. 2).

Ziarna kwarcu holocenijskich piasków deltowych, podobnie jak piasków morskich z zachodniej części Zatoki Gdańskiej są przeważnie obtoczone i dobrze obtoczone (tab. 3).

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi średnio od 0,22% w piaskach drobnoziarnistych do 1,90% w piaskach średnioziarnistych (tab. 4). Wśród minerałów ciężkich najliczniejszą grupę stanowią minerały przezroczyste (śr. 39,1–55,2% — tab. 4). Istotną cechą jest zawartość węglanów wynosząca średnio od 4,8% w piaskach średnioziarnistych do 10,5% w piaskach drobnoziarnistych, wyraźnie wyższa niż w holocenijskich piaskach morskich.

Wśród minerałów przezroczystych dominują, granaty stanowiące średnio 17,6% minerałów przezroczystych w piaskach drobnoziarnistych i 62,2% w piaskach średnioziarnistych. Średnie zawartości amfiboli wynoszą odpowiednio 42,5% i 15,9%, a piroksenów 16,1% i 11,2% (tab. 4).

Opisane osady, zarówno serii górnej jak i dolnej reprezentują najprawdopodobniej różne subśrodowiska deltowe: koryta rozprowadzające, obszary międzykorytowe, jeziora i bagien na równi deltowej oraz skłon delty. Zebrane materiały nie pozwoliły na dokładniejszy podział stratygraficzny i genetyczny.

Iły, muły, piaski — rzeczne i jeziorne — i_p^H . Występowanie holocenijskich osadów rzecznych i jeziornych stwierdzono w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekrój E–F) oraz w Zalewie Puckim. Poza Zalewem Puckim, gdzie zajmują one większe powierzchnie, występują tylko lokalnie wypełniając niewielkie izolowane zagłębienia w stropie starszych osadów. Są to piaski o różnorodnej granulacji oraz muły i iły, niekiedy z przewarstwieniami piasków i szczątkami roślin. Osady te powstały w kolejnych cyklach akumulacyjnych związanych z kolejnymi transgresjami i regresjami Bałtyku. Zostały w dużym stopniu zniszczone w czasie transgresji morza lityrnowego.

Torfy — $t H_{1-2}$. Torfy wieku preborealnego i borealnego występują w Zalewie Wiślanym, pod warstwą mułów lagunowych (ark. Elbląg — sonda 1b). Torfy występują też w wielu innych miejscach Zalewu Wiślanego (ark. Elbląg) oraz w Zalewie Puckim i lokalnie w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk), gdzie mogą towarzyszyć holocenijskim osadom rzeczny i jeziornym. Powstawały one nie tylko w okresie preborealnym i borealnym, ale również w późnym glacie i w okresie atlantyckim. Nie zostały wyszczególnione w legendzie mapy ark. Gdańsk ze względu na brak datowanych profili.

Muły ilaste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste — lagunowe — $mi_{pd}^{me} H_{1-2}$. Preborealne i borealne osady lagunowe występują na przedpolu Mierzei Wiślanej na głębokości od około 30–35 m p.p.m. do około 70 m p.p.m. na obszarze arkusza Elbląg, i wschodniego skraju arkusza Gdańsk (przekroje A–B, C–D). W podłożu występują osady ilaste glacialnomorskie częściowo prawdopodobnie również lagu-

nowe oraz mierzejowe, bałtyckiego jeziora lodowego. Miąższość osadów lagunowych waha się od około 1–2 m do około 10 m. Strop osadów lagunowych datowano metodą ^{14}C w rdzeniu z otworu wiertniczego EL 1 (tab. 6). Wiek mułów ilastych z laminami piasku drobnoziarnistego i detrytus roślinnego określono na 9000±260 BP (Gd-4632).

Poza otworem wiertniczym El 1, osady lagunowe nawiercono w obrębie arkusza Elbląg, między innymi — sondy: R 127, R 3/82, R 3a/82. Badania litologiczne osadów wykazały występowanie mułów ilastych, piasków mulistych i piasków drobnoziarnistych (tab. 1). Są to osady laminowane, barwy szarej, wapniste, zawierające detrytus roślinny oraz liczną makro- i mikrofaunę wskazującą na słodkowodny charakter środowiska sedymentacji. Stwierdzono (J. Krzymińska, 1991) występowanie ślimaków: *Valvata piscinalis* (Müller), *Gyraulus laevis* (Alder), *Lymnaea peregra* (Müller), *Lymnaea glutinosa* (Müller), małży: glochidium *Anodonta cygnea* (Linnaeus), *Pisidium amnicum* (Müller), *Pisidium moitessierianum* Paladilhe, *Pisidium nitidum* Jenyns, *Pisidium milium* Held oraz małżoraczków: *Cytherissa lacustris* (Sars), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Limnocythere sanctipatrici* Brady et Robertson, *Candona neglecta* Sars, *Candona candida* (Müller), *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Ilyocypris decipiens* Masi.

Analizy derywatograficzne wykazały, że lagunowe muły ilaste i piaski muliste składają się z kwarcu, illitu u kalcytu występującego w ilości od 1,2% do 5,7%. Straty prażenia wynosiły od 2,1% do 7,8%, a zawartość substancji organicznej od 0,5% do 2,0%.

Morze yoldiowe i jezioro ancylusowe

Muły ilaste i piaski muliste — morskie — $mi_{pm}^m H_{1-2}$ (ark. Gdańsk); Iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste — morskie — $im_{mp}^m H_{1-2}$ (ark. Elbląg); Iły i iły muliste morskie — $i_{im}^m H_{1-2}$ (ark. Głębia Gdańska). Osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego występują w południowej części Głębi Gdańskiej na głębokościach większych od 70 m (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). Wyjątek stanowi Zatoka Pucka, gdzie osady jeziora ancylusowego, zdeponowane (wg analiz palinologicznych, J. Zachowicz, 1991) w okresie borealnym, stwierdzono na głębokościach większych od 40 m (ark. Gdańsk — przekrój A–B, sonda R 16). W północnej części Głębi Gdańskiej występowanie osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego ograniczone jest izobatą 90 m. Osady te nie występują na Progu Gotlandzko-Gdańskim (ark. Głębia Gdańska — przekrój A–B). W większej części Głębi Gdańskiej osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego leżą zgodnie na osadach bałtyckiego jeziora lodowego. Na obrzeżach Głębi Gdańskiej strop opisywanych osadów widoczny na profilach sejsmoakustycznych nosi ślady erozji, poczynając od głębokości około 75–80 m p.p.m. w części południowej i około 90 m p.p.m. w części północnej.

Strop osadów jeziora ancylusowego jest również lokalnie zerodowany w centralnych częściach Głębi Gdańskiej, w rejonach gdzie wyniesienia podłoża plejstocenijskiego zbliżają się do powierzchni dna (arkusz Elbląg — sondy 1 El 26, 1 El 32;

Podstawowy skład

Symbol wydzielenia na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
K	-	1	67,93	9,53	0,80
		1	63,31	7,09	0,60
g _z B	gliny żwałowe (Głębia Gdańska)	6	58,19 3,37	8,02 1,65	0,53 0,09
g _s B	gliny subakwalne (Głębia Gdańska)	3	54,85 2,32	11,34 0,97	0,63 0,05
h _B	ity, ity muliste	2	52,24	15,42	0,80
g _{im} ^m _{im} PIH	ity muliste	3	54,11	13,25	0,90
	ity	6	51,16 3,04	14,94 1,68	0,85 0,04
im-p _m ^m H 1-2	ity muliste	8	59,58 3,54	13,85 1,26	0,86 0,09
	ity	1	56,46	17,01	0,90
m _{pg} ^m H 3-5	piaski gruboziarniste	1	94,54	1,87	0,10
m _{ps} ^m H 3-5	piaski średnioziarniste	2	92,33	2,61	0,15
m _{pd} ^m H 3-5	piaski drobnoziarniste	Zat. Gdańska (część zachodnia)	89,22	3,18	0,31
		Zat. Gdańska (część wschodnia — skłon Mierzei Wiślanej)	87,95	3,37	0,30
m _{pm} ^m H 3-5	piaski muliste	1	82,03	4,88	0,56
m _{pml} ^m H 3-5	piasek-muł-ity	Głębia Gdańska	78,13 2,06	5,32 0,29	0,63 0,04
		Zatoka Pucka	74,87	6,36	0,66
m _{mp} ^m H 3-5	muły piaszczyste	1	83,51	4,37	0,60
m _{mi} ^m H 3-5	muły ilaste (Głębia Gdańska)	14	68,68 4,66	8,14 1,67	0,80 0,04
m _{im} ^m H 3-5	ity muliste (Głębia Gdańska)	4	47,49	11,27	0,80
m _i ^m H 3-5	ity	2	47,07	12,29	0,75

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Tabela 5

chemiczny osadów

Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S całk.
5,78	0,00	1,11	3,49	2,24	0,61	0,11	0,65
8,72	0,00	1,70	5,59	2,99	0,79	0,35	0,54
4,51 0,73	0,02 0,01	2,35 0,46	9,95 3,36	2,44 0,31	1,04 0,14	0,11 0,09	0,32 0,23
6,48 1,42	0,04 0,02	2,16 0,68	7,78 0,54	3,14 0,42	1,29 0,21	0,14 0,05	0,24 0,07
7,65	0,07	1,51	4,26	4,77	1,76	0,20	0,46
7,58	0,06	2,84	5,59	3,79	1,47	0,14	0,20
8,55 0,43	0,06 0,01	2,15 0,77	5,83 2,28	3,89 0,42	1,33 0,33	0,15 0,07	0,21 0,16
9,43 1,37	0,05 0,01	1,58 0,50	1,84 0,77	3,31 0,52	1,93 0,41	0,18 0,04	0,58 0,28
8,45	0,06	1,31	1,93	3,66	1,60	0,24	0,41
0,61	0,00	0,15	0,67	0,45	0,69	0,00	0,4
0,66	0,00	0,22	1,12	0,57	0,59	0,00	0,11
1,19	0,00	0,30	1,00	0,88	0,75	0,14	0,09
1,99	0,00	0,49	0,80	1,07	0,88	0,07	0,02
2,71	0,04	0,81	1,55	0,97	0,46	0,01	0,38
2,97 0,29	0,05 0,01	1,54 0,48	1,29 0,99	0,98 0,06	0,50 0,01	0,02 0,02	0,56 0,06
3,10	0,05	1,47	1,62	0,95	0,52	0,01	0,63
2,71	0,06	1,12	0,99	0,83	0,47	0,01	0,40
4,66 1,03	0,04 0,02	1,42 0,33	2,01 0,85	1,46 0,45	0,98 0,59	0,08 0,11	0,82 0,25
9,03	0,02	1,69	2,05	3,02	1,74	0,16	1,69
8,88	0,04	2,23	2,20	3,37	1,70	0,28	1,76

ark. Głębia Gdańska — sonda 2 EL 100). Według danych sejsmoakustycznych, przeciętna miąższość osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego wynosi około 5 m, a maksymalna około 7–8 m.

Osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego występujące w Basenie Gdańskim wykazują zróżnicowanie facjalne. W części położonej głębiej od około 75–80 m występują typowe, znane i opisane wielokrotnie (m.in. H. Ignatius i in., 1981; A. I. Błażczyszyn, 1985) osady ilaste barwy szarobrazowej, przechodzącej ku górze w barwę jasnoszarą często z niebieskim odcieniem. Są to osady homogeniczne lub kryptolaminowane, bezwapniste, często z czarnymi skupieniami lub laminami siarczków żelaza. Datowania osadów metodą ^{14}C wraz z analizami palinologicznymi i okrzemkowymi wskazują że depozycja osadów jeziora ancylusowego zakończyła się około 8750 lat BP (ark. Elbląg — sonda 1 EL 38).

Badania litologiczne osadów z rdzeni pobranych w Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska — sondy 2 EL 96, 2 EL 98, 2 EL 100, 2 EL 104, 3 EL 220, 3 EL 223, 3 EL 226; ark. Elbląg — sondy 1 EL 26, 1 EL 32) wykazały, że osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego są to ility i ility muliste (tab. 1). Analizy derywograficzne wykazały, że powszechnie występuje illit, stwierdzono też obecność kwarcu, chlorytów i beidelitu. Średnie wartości i odchylenia standardowe, straty prażenia w temperaturze do 1000°C wynosiły 8,2±1,0% dla ility i 7,6±2,2% dla ility mulistych a zawartość substancji organicznej wynosiła odpowiednio 1,1±0,2% i 1,2±0,7%. Podstawowy skład chemiczny przedstawiono w tab. 5. Dominują SiO_2 i Al_2O_3 , przy znaczącym udziale Fe_2O_3 . Charakterystyczna, w stosunku do niżej ległych osadów bałtyckiego jeziora lodowego, jest niska zawartość CaO. Średnie zawartości żelaza, manganu, kobaltu, niklu, miedzi, cynku, chromu i ołowiu przedstawiają się następująco:

ility (10 analiz) Fe — 50020,0, Mn — 585,3, Co — 36,4, Ni — 63,0, Cu — 38,6, Zn — 151,6, Cr — 94,2, Pb — 56,0 ppm.,

ility muliste (16 analiz) Fe — 46606,3, Mn — 558,6, Co — 31,7, Ni — 57,6, Cu — 34,5, Zn — 109,9, Cr — 80,8, Pb — 61,4 ppm.

Odmienne wykształcone są osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego w południowej części Głębi Gdańskiej w Zatoce Gdańskiej (ark. Elbląg — sondy 4 ZG 148, 4 ZG 168; ark. Gdańsk — sonda 2 ZG 138) i w Zatoce Puckiej (ark. Gdańsk — sonda R16). Występują tu muły ilaste, muły i muły piaszczyste laminowane z przewarstwieniami piasku drobnoziarnistego, wapniste, barwy od jasnoszarej do szarej z drobnymi wtrąceniami siarczków żelaza. Osady te datowane palinologicznie (J. Zachowicz), na okres preborealny i borealny zawierają detrytus roślinny oraz małżoraczkę *Cytherissa lacustris* (Sars), *Limnocythere sanctipatricii* Brady et Robertson *Candona candida* (Müller) i *Candona neglecta* Sars. Analizy derywograficzne mułów borealnych i preborealnych z sondy 4 ZG 148 wykazały obecność kwarcu, illitu i kalcytu występującego w ilości od 19,5% do 13,1%. Straty prażenia wynosiły od 7,7% do 9,3%, a zawartość substancji organicznej od 0,6% do 0,9%. Zawartości metali występowały w przedziałach:

Fe — od 22700,0 do 25100,0, Mn — od 671,0 do 743,0, Co — od 16,5 do 19,6, Ni — od 34,0 do 37,0, Cu — od 17,3 do 20,5, Zn — od 38,4 do 42,2, Cr — od 33,4 do 38,9, Pb — od 50,9 do 58,0 ppm.

Tabela 6

Wykaz datowań osadów

Nr rdzenia i przelot warstw	Współrzędne geograficzne		Głębokość morza (m)	Rodzaj osadu	Metoda	Nr lab. próbki	Wiek (w latach)
	φ	λ					
G 1 3,7–4,0	55°14,35'	19°04,35'	80,0	głina zwałowa	TL	UG-792	44 300±6 600
2 EL 96 1,8–1,9	54°45,22'	19°11,31'	101,5	ił	^{14}C	Gd-6574	3 040±120 BP
3,8–3,9	54°45,22'	19°11,31'	101,5	ił mulisty	^{14}C	Gd-6308	6 870±130 BP
4,1–4,32	54°45,22'	19°11,31'	101,5	ił mulisty	^{14}C	Gd-6575	7 590±140 BP
4,52–4,66	54°45,22'	19°11,31'	101,5	ił mulisty	^{14}C	Gd-6310	8 130±160 BP
1 EL 32 1,5–1,7	54°38,47'	19°12,19'	88,5	muł ilasty	^{14}C	Gd-6307	5 450±120 BP
1 EL 38 0,6–0,8	54°38,16'	19°12,54'	88,0	ił mulisty	^{14}C	Gd-4778	1 640±90 BP
2,6–2,8	54°38,16'	19°12,54'	88,0	ił mulisty	^{14}C	Gd-6576	4 250±130 BP
4,6–4,8	54°38,16'	19°12,54'	88,0	ił mulisty	^{14}C	Gd-4775	6 020±120 BP
5,6–5,8	54°38,16'	19°12,54'	88,0	ił mulisty	^{14}C	Gd-6313	8 750±170 BP
EL 1 0,4–0,7	54°25,86'	19°19,68'	52,5	muł ilasty	^{14}C	Gd-4632	9 000±260 BP
5,8–6,0	54°25,86'	19°19,68'	52,5	muł piaszczysty	^{14}C	Gd-4833	10 650±160 BP
1 ZG 54 4,9–5,0	54°31,00'	18°52,52'	67,5	muł piaszczysty	^{14}C	Gd-4634	12 200±240 BP
ZG 1 1,2–1,3	54°30,73'	18°48,02'	31,0	muł	^{14}C	Gd-4777	9 220±140 BP

Uwaga — Datowanie metodą ^{14}C wykonano w Laboratorium ^{14}C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej
— Datowanie metodą TL wykonano w Laboratorium Uniwersytetu Gdańskiego

W sondzie R 16 (ark. Gdańsk) w osadach z okresu borealnego stwierdzono występowanie piasków mulistych, szarych, wapnistych zawierających obok małżoraczkę *Candona neglecta* Sars również wieczkę ślimaków *Bithynia tentaculata* (Müller) (J. Krzymińska, 1991). W piaskach mulistych z sondy R 16 dominuje frakcja 0,125–0,062 mm stanowiąca średnio 57,7% przy odchyleniu standardowym ±3,7%. Frakcje drobniejsze od 0,062 mm stanowią średnio 28,7±2,9%. We frakcji 1,0–0,5

mm zdecydowanie dominuje kwarc występują średnio w ilości 97,3% (tab. 2). Przebieg zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi $0,11 \pm 0,03\%$ (tab. 3). Wśród ziarn kwarcu frakcji 0,5–0,25 mm dominują ziarna obtoczone i dobrze obtoczone (tab. 3).

Opisane osady preborealne i borealne z południowej części Basenu Gdańskiego (Zatoki Gdańskiej i Zatoki Puckiej) powstawały prawdopodobnie w przybrzeżnych częściach morza yoldiowego i jeziora ancylusowego pod dużym wpływem wód Wisły

Piaski średnioziarniste lagunowe — $\overset{me}{ps} H_{3-5}$; Piaski drobnoziarniste lagunowe — $\overset{me}{pd} H_{3-5}$. Piaski drobno- i średnioziarniste lagunowe występujące w Zalewie Wiślanym (ark. Elbląg) opisane zostały przez K. Wypycha i in. (1975). Piaski średnioziarniste występują prawie nieprzerwanym pasmem wzdłuż brzegu Mierzei Wiślanej, a po przeciwnej stronie Zalewu występują wysypowo. Piaski drobnoziarniste przeważają wzdłuż brzegów południowo-wschodnich.

Piaski średnio- i drobnoziarniste mają barwę od jasno- do ciemnoszarej z różnymi odcieniami, najczęściej żółtym lub brunatnym. Zawartość części organicznych waha się od 0,5% do około 1,5%, a zawartość węglanów w piaskach drobnoziarnistych może dochodzić do 2,5%. Miąższość osadów piaszczystych Zalewu Wiślanego przeważnie przekracza 1 m.

Piaski drobnoziarniste występują w południowej części zalewu Puckiego (ark. Gdańsk). Według badań S. Musielaka (1979) zawartość substancji organicznej wynosi od 1,5 do 2,5%, a węglanu wapnia od 10,5 do 12,9%. Piaski drobnoziarniste Zalewu Puckiego zawierają znacznie więcej węglanu wapnia niż piaski Zalewu Wiślanego. Poza tym odznaczają się małą miąższością, często mniejszą od 0,2 m. W podłożu piasków drobnoziarnistych stwierdzono występowanie torfów oraz lokalnie jasnoszarej i białej kredy jeziornej (ark. Gdańsk).

Piaski muliste lagunowe — $\overset{me}{pm} H_{3-5}$; Muły piaszczyste lagunowe — $\overset{me}{mp} H_{3-5}$; Muły ilaste lagunowe — $\overset{me}{mi} H_{3-5}$. Według opisu K. Wypycha i in. (1975), muły ilaste, muły piaszczyste oraz piaski muliste są typowymi osadami Zalewu Wiślanego (ark. Elbląg). Warstwa powierzchniowa tych osadów odznacza się miękkoplastyczną konsystencją i ciemnoszarą barwą z różnymi odcieniami, najczęściej stalowym, zielonym, niebieskim, brunatnym. Zawartość węglanów i części organicznych jest znaczna i wzrasta oraz ze wzrostem frakcji drobnych. Przeciętne zawartości węglanów wynoszą 6,7% natomiast części organicznych 4,6%, maksymalnie do 10%. Miąższość osadów mulistych wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 10 m i wzrasta od granicy państwowej w kierunku delty Wisły. Osady te wyklinowują się przy brzegach południowowschodnich, natomiast miąższość ich wzrasta w kierunku mierzei, przy brzegach której warstwa osadów mulistych osiąga grubość ponad 10 m. Muliste osady zdeponowane w okresie atlantyckim występują też pod piaskami morskimi Mierzei Wiślanej (A. Tomczak i in., 1989). Geneza warstwy mineralno-biogenicznej (ogniwo górne starszej pokrywy holocenijskiej) wyróżnionej przez A. Tomczak i in. (1989) jest prawdopodobnie bardziej zróżnicowana niż przyjmowali to autorzy. Osady muliste występujące pod piaskami mierzei należy zaliczyć do osadów lagunowych, tych samych które występują w dnie Zalewu Wiślanego, a także w dnie Zatoki Gdańskiej, na przedpolu Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg — przekroje

A–B, C–D), które to osady w czasie transgresji zostały przykryte przez przemieszczającą się barierę piaszczystą (Mierzeję Wiślaną). Ze starorzecznymi, płytkimi bagnami i torfowiskami, a więc środowiskiem deltowym, należy łączyć osady warstwy mineralno-biogenicznej występujące na obszarze Żuław Wiślanych na zachód od Sztutowa.

Osady muliste Zalewu Wiślanego w warstwie stropowej są konsystencji od półpłynnej do miękkoplastycznej, a w warstwie spągowej bardzo zbite z wyraźnymi śladami warstwowania. Pod pokrywą mułową na różnych poziomach stwierdzono występowanie cienkiej warstwy torfu (K. Wypych i in., 1975).

Piaski muliste występują również w południowej części Zalewu Puckiego (ark. Gdańsk). Według S. Musielaka (1979) zawartość węglanów wynosi od 12,7 do 14,6%, a zawartość substancji organicznej od 7,8 do 12,8%. Piaski muliste z południowej części Zalewu Puckiego odznaczają się, podobnie jak piaski, bardzo małą miąższością często mniejszą od 0,2 m. W podłożu piasków mulistych występują torfy.

Morze litorynowe i baltica

Osady morskie Basenu Gdańskiego powstałe w okresach atlantyckim, subborealnym i subatlantyckim, w morzu litorynowym i baltica, przy podobnym jak w całym Bałtyku Południowym zróżnicowaniu granulometrycznym, wykazują szereg anomalii w prawidłowościach rozmieszczenia na powierzchni dna.

Stwierdzono występowanie następujących typów i podtypów granulometrycznych osadów: piaski różnoziarniste, gruboziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste, piaski muliste, piaski ilaste, muły piaszczyste, osady typu piasek–muł–iły, muły ilaste, iły muliste i iły. W rozmieszczeniu poszczególnych typów osadów obok głębokości morza i nachylenia powierzchni dna, dużą rolę odgrywa ukształtowanie linii brzegowej i związane z tym lokalne warunki falowe i prądowe. Szczególnie wyraźnie zaznacza się wpływ Półwyspu Helskiego na rozmieszczenie osadów w zatoce Puckiej. W warunkach Zatoki Gdańskiej, przy osłabionym reżymie falowo-prądowym uwypukla się znaczenie czynników paleogeograficznych takich jak litologia i morfologia obszarów na które transgredowało morze.

Ważną rolę odgrywa również Wisła dostarczająca w przeszłości i obecnie znaczne ilości osadów, wpływając między innymi na rozmieszczenie poszczególnych typów osadów oraz tempo sedymentacji w Basenie Gdańskim — wyższe niż w innych basenach południowego Bałtyku. Cechą wyróżniającą Basen Gdański jest bardzo duże zróżnicowanie miąższości osadów morza litorynowego i baltica, od kilku centymetrów do 8–10 m w przypadku osadów mulisto-ilastych i do kilkudziesięciu metrów w przypadku osadów piaszczystych Półwyspu Helskiego i Mierzei Wiślanej.

Charakterystykę litologiczną poszczególnych typów i podtypów osadów, przedstawiono w tabelach 1–5, a zmienność przestrzenną poszczególnych cech litologicznych powierzchniowej warstwy osadów morza litorynowego i baltica na tablicach III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI — ark. Gdańsk i ark. Elbląg oraz I, II, III, IV — ark. Głębia Gdańska.

Piaski różnoziarniste morskie — $m_{pr} H_{3-5}$. Występują one tylko lokalnie, zajmując niewielkie powierzchnie dna w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk). Występowanie piasków różnoziarnistych stwierdzono na głębokościach od 0 do około 5–7 m p.p.m. na przedpolu klifu oksywskiego na północ od Gdyni, gdzie leżą one bezpośrednio na glinie zwałowej a ich miąższość jest często mniejsza od 20 cm. Ponadto piaski te stwierdzono na głębokości około 20–25 m p.p.m. w odległości około 10 km na ESE od Gdyni, na głębokości około 20 m, w odległości około 10–12 km na NE od ujścia Martwej Wisły w Gdańsku oraz na głębokości około 50 m w odległości około 14 km na NE od ujścia Wisły Śmiałej. Miąższość piasków różnoziarnistych jest mała i prawdopodobnie nie przekracza 0,5–1,0 m. Charakterystyczną cechą uziarnienia piasków różnoziarnistych jest złe wysortowanie i brak wyraźnie dominującej frakcji. Wartość średnia średnicy ziarna (Mz) wynosi 1,80 ϕ przy wartościach ekstremalnych od 1,42 do 2,31 ϕ . Wśród piasków różnoziarnistych występują jako domieszki frakcje żwirowe (2,0–64,0 mm) w ilościach dochodzących maksymalnie do 11,4% (tab. 1).

Piaski gruboziarniste morskie — $m_{pg} H_{3-5}$. Piaski gruboziarniste zajmują większe powierzchnie dna, niż piaski różnoziarniste, występując podobnie w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk) i lokalnie w zachodniej części ark. Elbląg. Piaski te występują przy brzegu morskim na głębokościach od około 7 do około 12 m p.p.m. pomiędzy Gdynią a Gdańskiem, zajmując obszar o długości około 10 km i szerokości do około 2 km. Duże powierzchnie dna (około 6 x 4 km) zajmują piaski gruboziarniste na głębokościach od około 30 m do około 50 m p.p.m. w odległości od około 14 do około 20 km na E od Gdyni. Ponadto piaski gruboziarniste występują w kilku niewielkich obszarach na NE od Gdańska oraz na NE od ujścia Wisły pod Świbnem. Miąższość piasków gruboziarnistych jest zróżnicowana, jednak najczęściej podobnie jak piasków różnoziarnistych nie przekracza 1 m. Miejscami piaski gruboziarniste przykrywają tylko cienką warstwą (<20 cm) gliny zwałowej lub osady deltowe. Przeciętna wartość średniej średnicy ziarna (Mz) wynosi 0,95 ϕ przy wartościach skrajnych od 0,63 do 1,48 ϕ . Piaski gruboziarniste najczęściej są umiarkowanie i źle wysortowane. Podobnie jak w piaskach różnoziarnistych w piaskach gruboziarnistych występują znaczne domieszki frakcji żwirowych wynoszące średnio 4,4%, a maksymalnie 20,7% (tab. 1).

Piaski średnioziarniste morskie — $m_{ps} H_{3-5}$. Należą one razem z piaskami drobnoziarnistymi do najczęściej występujących osadów strefy płytkowodnej Zatoki Gdańskiej (arkusze Gdańsk i Elbląg). Występują w formie dużych nieregularnych pól w południowej części Zatoki w strefie głębokości od około 7–10 m do około 50–55 m p.p.m. Piaski średnioziarniste występują też przy brzegach Półwyspu Helskiego do głębokości około 4–5 m, przy brzegach klifu oksywskiego na północ od Gdyni oraz lokalnie przy południowych brzegach Zatoki Gdańskiej pomiędzy Gdańskiem a ujściem Wisły Śmiałej oraz przy brzegach Mierzei Wiślanej pomiędzy Przełbemem i Krynicą Morską. W piaskach średnioziarnistych dominuje frakcja 0,5–0,25 mm występująca w ilościach od 40,9 do 87,3%. Wartości średniej średnicy ziarna (Mz), zależnie od domieszek frakcji grubo- lub drobnoziarnistych zmieniają się od 0,94 do 2,07 ϕ , przy wartości średniej 1,60 ϕ i odchyleniu standardowym 0,29.

Wysortowanie piasków średnioziarnistych waha się od dobrego ($\sigma_1 = 0,33 \phi$) do złego ($\sigma_1 = 1,18 \phi$). Najczęściej są wysortowane umiarkowanie dobrze (tab. 1). Rozkłady wielkości ziarna mogą być zarówno ujemnie skośne ($Sk_1 = -0,16$) jak i dodatnio skośne ($Sk_1 = 0,44$) oraz zarówno platykurtyczne ($K_G = 0,81$) jak i bardzo leptokurtyczne ($K_G = 1,70$). Jednak najczęściej krzywe uziarnienia piasków średnioziarnistych są symetryczne i mezokurtyczne. Uziarnienie piasków średnioziarnistych wykazuje zróżnicowanie zależne od głębokości morza. Wraz ze wzrostem głębokości morza wzrasta zawartość domieszek frakcji grubopiaszczystej (2,0–0,5 mm) i maleje zawartość frakcji drobnoziarnistej (0,25–0,062 mm). Średnie zawartości powyższych frakcji zależnie od głębokości morza wynoszą odpowiednio: w strefie głębokości od 0 do 10 m p.p.m. — 10,1 i 23,90%, od 10 do 20 m p.p.m. — 16,6 i 31,3%, od 20 do 30 m p.p.m. — 19,3 i 25,6%, od 30 do 40 m p.p.m. — 21,5 i 17,4% oraz w strefie głębokości od 40 do 50 m p.p.m. — 28,3% i 16,0%. Wraz ze wzrostem głębokości morza nieznacznie obniżają się wartości średniej średnicy ziarna (Mz), pogarsza wysortowanie, częściej pojawiają się rozkłady wielkości ziarna dodatnio skośne i bardziej strome.

Piaski drobnoziarniste morskie — $m_{pd} H_{3-5}$. Są one najszerszej rozprzestrzenionym typem granulometrycznym, osadów strefy płytkomorskiej Zatoki Gdańskiej. W obrębie arkusza Gdańsk pokrywają podwodne skłony Półwyspu Helskiego, zajmując zachodnią część Zatoki Puckiej do głębokości około 20 m. Występują też w południowo-zachodniej części Zatoki Gdańskiej (podobnie jak piaski średnioziarniste) w formie dużych nieregularnych pól. Zwartym pasem występują w strefie przybrzeżnej, dominują we wschodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Elbląg) budując podwodny skłon Mierzei Wiślanej do głębokości około 40 m. Piaski drobnoziarniste występują też lokalnie na Progu Gotlandzko-Gdańskim w północnej części ark. Głębia Gdańska na głębokości około 80–85 m p.p.m. Ze względu na miejsce i sposób występowania oraz cechy litologiczne charakterystykę piasków drobnoziarnistych przedstawiono odrębnie dla zachodniej części Zatoki Gdańskiej, osobno dla wschodniej (skłon Mierzei Wiślanej) oraz dla Progu Gotlandzko-Gdańskiego (tab. 1).

Piaski drobnoziarniste zachodniej części Zatoki Gdańskiej charakteryzują się zawartością frakcji 0,25–0,125 mm w ilości od 0,7 do 92,0% i frakcji 0,125–0,062 mm w ilości od 0,1 do 90,1%. Średnie zawartości i odchylenia standardowe tych frakcji wynoszą odpowiednio 53,0 \pm 18,3% i 20,8 \pm 20,2%. Zależnie od ilości domieszek frakcji grubszych i drobniejszych średnia średnica ziarna (Mz) waha się od 1,48 do 3,90 ϕ , a wysortowanie (σ_1) od 0,28 do 2,21 ϕ . Wartości skośności (Sk_1) zmieniają się od -0,41 do 0,63, a kurtosis (K_G) od 0,60 do 4,52. Najczęściej są to piaski wysortowane umiarkowanie dobrze o symetrycznych i leptokurtycznych rozkładach wielkości ziarna.

Piaski drobnoziarniste wschodniej części Zatoki Gdańskiej (ze skłonu Mierzei Wiślanej) różnią się od piasków z części zachodniej Zatoki nieco drobniejszym ziarnem, lepszym wysortowaniem i częstszym występowaniem rozkładów dodatnio-skośnych. Zawartość frakcji 0,250–125 mm waha się od 7,9 do 91,4% a frakcji 0,125–0,062 mm — od 0,7 do 79,3%. Średnie zawartości i odchylenia standardowe tych frakcji wynoszą odpowiednio 70,3 \pm 13,5% i 18,4 \pm 13,3%.

Domieszki frakcji grubszych od 0,25 mm występują tu rzadziej i w mniejszych ilościach niż w części zachodniej Zatoki. Wartości średniej średnicy ziarna (M_z) wahają się od 1,81 ϕ do 3,68 ϕ , wartości wysortowania (σ_1) zmieniają się od 0,29 ϕ do 1,89 ϕ , wartości skośności (Sk_1) występują w przedziale od -0,42 do 0,66, a wartości kurtosis (K_G) od 0,92 do 3,32. Najczęściej są to piaski dobrze wysortowane, o symetrycznych i leptokurtycznych rozkładach wielkości ziarna. Wartości skośności (Sk_1) są jednak najczęściej powyżej zera. Na przedpolu Mierzei Wiślanej występuje wyraźne zróżnicowanie statystycznych parametrów uziarnienia piasków drobnoziarnistych zależne od głębokości morza. Wraz ze wzrostem głębokości morza od 0 do około 40 m p.p.m. zwiększają się przeciętne wartości średniej średnicy ziarna (M_z) od 2,46 ϕ w strefie od 0 do 10 m, do 2,86 ϕ w strefie od 30 do 40 m p.p.m. Podobnie, pogarsza się wysortowanie (σ_1) od 0,38 do 0,72 ϕ , wzrastają wartości skośności (Sk_1) od -0,04 do 0,18 oraz wartości kurtosis (K_G) od 1,14 do 1,33.

Piaski drobnoziarniste występujące na Progu Gotlandzko-Gdańskim zdecydowanie różnią się od piasków drobnoziarnistych zachodniej i wschodniej części Zatoki Gdańskiej. Różnice wynikają z położenia Progu Gotlandzko-Gdańskiego w obrębie piknokliny a zatem z odmiennych warunków fizycznych i chemicznych środowiska sedimentacji. Piaski drobnoziarniste z Progu Gotlandzko-Gdańskiego odznaczają się złym wysortowaniem wynikającym z występowania znacznych niekiedy domieszek frakcji grubszych od 0,25 mm i drobniejszych od 0,062 mm.

Średnia zawartość frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 28,9%, a frakcji 0,125–0,062 mm — 33,2%. Cechą wyróżniającą są domieszki frakcji zwirowych (2,0–64,0 mm) występujące średnio w ilości 3,7%, oraz frakcji drobniejszych od 0,062 mm — średnio 15,6%. Wśród piasków drobnoziarnistych Progu Gotlandzko-Gdańskiego tworzących nieciągłą i bardzo małej miąższości (<10 cm) warstwę leżącą na glinach subakwalnych, występują konkretne żelazowo-manganowe.

*
*
*

Skład mineralno-petrograficzny i chemiczny piasków z Zatoki Gdańskiej jest jakościowo stały, ulegający niewielkim modyfikacjom, zależnie od regionu występowania i uziarnienia. We frakcji 1,0–0,5 mm, we wszystkich podtypach granulometrycznych piasków zdecydowanie dominuje kwarc (tab. 2). W piaskach średnioziarnistych kwarc występuje w ilości od 74,4 do 94,4%. W piaskach drobnoziarnistych zawartość kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm zmienia się od 72,0 do 87,0% w części zachodniej i od 79,3 do 91,0% w części wschodniej. W zachodniej części Zatoki Gdańskiej we wszystkich podtypach granulometrycznych piasków dominują ziarna kwarcu obtoczone i dobrze obtoczone (tab. 3). Piaski drobnoziarniste ze wschodniej części Zatoki wyróżniają się przewagą kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (tab. 3). Ponadto piaski drobnoziarniste ze wschodniej części Zatoki Gdańskiej zawierają średnio mniejsze ilości okruchów skał krystalicznych niż piaski z części zachodniej. Kwarc jest również zdecydowanie dominującym składnikiem frakcji 0,25–0,125 mm.

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi średnio od 0,40% w piaskach drobnoziarnistych zachodniej części Zatoki do 2,11% w piaskach gruboziarnistych (tab. 4). Skład minerałów ciężkich jest podobny jak w innych czę-

ściach polskiej strefy Bałtyku południowego. Wśród grup minerałów najliczniejszą stanowią minerały przezroczyste występujące średnio w ilości od 52,6% w piaskach drobnoziarnistych zachodniej części Zatoki Gdańskiej do 59,9% w piaskach średnioziarnistych (tab. 4). Wśród minerałów przezroczystych najwięcej jest granatów oraz amfiboli.

Granaty (wyraźnie dominujące) stanowią średnio od 34,5% minerałów przezroczystych w piaskach drobnoziarnistych zachodniej części Zatoki Gdańskiej do 62,1% w piaskach gruboziarnistych. Wyjątek stanowią piaski drobnoziarniste ze wschodniej części Zatoki Gdańskiej, gdzie średnia zawartość amfiboli jest wyższa niż granatów (tab. 4). Cechą charakterystyczną składu minerałów ciężkich z piasków Zatoki Gdańskiej, jest wyższa niż w innych rejonach polskiej strefy Bałtyku zawartość glaukonitu (np. R. Kramarska, 1991; S. Uścińowicz, 1991). Maksymalne zawartości glaukonitu wynoszą: 2,9% minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm w piaskach średnioziarnistych, 3,9% w piaskach drobnoziarnistych części wschodniej Zatoki i 5,6% w piaskach drobnoziarnistych z części zachodniej Zatoki.

W składzie chemicznym, piasków podobnie jak w innych rejonach Bałtyku Południowego wyraźnie dominuje SiO_2 (tab. 5). Tlenki glinu występują przeważnie w ilości od 3 do 4%, a tlenki żelaza od 0,5 do 2,0%. Pozostałe składniki stanowią najczęściej mniej niż 1%.

Piaski muliste morskie — $\frac{m}{pm} H_{3-5}$. Piaski muliste występują przeważnie na obrzeżach Głębi Gdańskiej, u podnóża skłonów. U podnóża skłonu Półwyspu Helskiego (ark. Gdańsk) występują na głębokości od około 60 do około 80 m p.p.m. tworząc pas o szerokości około 2 km. Na północny wschód od ujścia Wisły (ark. Elbląg) występują na głębokości od 50 do 65 m p.p.m., a na przedpolu Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg) na głębokościach od 40 do 50 m p.p.m. w obu przypadkach w strefie o szerokości nie przekraczającej 1–1,5 km. Piaski muliste występują też lokalnie na niewielkich, izolowanych powierzchniach w zachodniej części Zatoki Gdańskiej na różnych głębokościach od około 25 m do około 60 m p.p.m. Stwierdzono również występowanie piasków mulistych w dwóch rejonach strefy brzegowej, na głębokościach około 10–12 m na południe od falochronów portu gdyńskiego i na wschód od falochronów Portu Północnego w Gdańsku. Tak nietypowe w skali południowego Bałtyku wystąpienie piasków mulistych związane jest najprawdopodobniej z osłabieniem aktywności hydrodynamicznej w tych rejonach przez zabudowę portową.

Piaski muliste zawierają średnio 0,5±0,4% frakcji zwirowej (>2 mm) 61,9±11,1% frakcji piaszczystych (2,0–0,062 mm), 26,9±8,6% frakcji mulistych (0,062–0,004 mm) i 10,7±6,1% frakcji ilastych (<0,004 mm). Wśród frakcji piaszczystych dominują: 0,125–0,062 mm i 0,25–0,125 mm stanowiące średnio 39,6±16,1% i 17,4±14,6%. Wartości średnie i odchylenia standardowe 1 centyla i mediany wynoszą 1,65±0,77 ϕ oraz 3,63±0,51 ϕ . Średnia średnica ziarna M_z wynosi przeciętnie 4,24 ϕ przy odchyleniu standardowym ±0,64 ϕ . Wysortowanie piasków mulistych jest najczęściej złe. Średnia wartość σ_1 wynosi 1,58 ϕ przy odchyleniu standardowym ±0,49 ϕ .

Piaski ilaste morskie na ilach i ilach mulistych lodowcowomorskich bałtyckiego jeziora lodowego — $\frac{m}{pi} H_{3-5}$. Piaski ilaste występują stosunkowo rzadko. Stwierdzono je lokalnie na niewielkich izolowanych wyniesieniach dna w obrębie Głębi Gdań-

skiej. Większe powierzchnie zajmują w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego (ark. Głębia Gdańska). Głębokość morza w rejonie występowania piasków ilastych wynosi od około 80–90 m w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego do około 100–105 m w centrum Głębi Gdańskiej. Miąższość tych piasków jest bardzo mała, rzadko przekracza 0,2 m. Uziarnienie piasków ilastych jest zbliżone do piasków mulistych. Średnie zawartości frakcji zwirowych wynoszą 0,4%, frakcji piaszczystych — 61,9%, frakcji mulistych — 15,7, i frakcji ilastych 22,0%. Średnie wartości 1 centyla i mediany wynoszą 1,23 ϕ i 3,73 ϕ .

Piasek-muł-ił — osady morskie — $_{pmi}^m H_{3-5}$. Osady typu piasek-muł-ił, podobnie jak piaski muliste występują na obrzeżach Głębi Gdańskiej (arkusze Gdańsk i Elbląg) oraz w południowej i zachodniej części Zatoki Puckiej (ark. Gdańsk). Na wschód od Półwyspu Helskiego zajmują strefę o szerokości około 2 km układającą się ukośnie do izobat. Głębokości morza w strefie występowania osadów typu piasek-muł-ił zmieniają się od 60–70 m na wysokości Helu do 80–85 m na północny wschód od Helu.

W Zatoce Puckiej (ark. Gdańsk) osady te występują na głębokości od 15 do 25 m w części zachodniej do 50–60 m na południe od Helu.

W południowej i wschodniej części Zatoki Gdańskiej (ark. Elbląg) osady typu piasek-muł-ił stwierdzono na północny wschód od ujścia Wisły gdzie występują na głębokości około 60–65 m oraz u podnóża skłonu Mierzei Wiślanej w pasie o szerokości około 1 km położonym na głębokości około 45–50 m.

Ze względu na pozycję batymetryczną i morfologiczną osadów, ich charakterystykę litologiczną przedstawiono odrębnie dla obrzeży Basenu Gdańskiego (podnóże Półwyspu Helskiego i Mierzei Wiślanej) i odrębnie dla Zatoki Puckiej.

Osady typu piasek-muł-ił z obrzeży Głębi Gdańskiej zawierają średnio 30,8 \pm 6,8% (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) frakcji piaszczystej, 42,5 \pm 7,4% frakcji mulistej i 26,7 \pm 5,5% frakcji ilastej. Średnie wartości i odchylenia standardowe 1 centyla i mediany wynoszą 2,45 ϕ \pm 0,53 ϕ i 4,96 ϕ \pm 0,62 ϕ .

Osady typu piasek-muł-ił z Zatoki Puckiej odznaczają się nieco większą zawartością frakcji piaszczystej i minimalną domieszką frakcji zwirowej. Zawartości i odchylenia standardowe poszczególnych grup frakcji przedstawiają się następująco: frakcje zwirowe 0,3 \pm 0,2%, frakcje piaszczyste 35,0 \pm 9,9%, frakcje muliste 36,6 \pm 9,0%, frakcje ilaste 28,1 \pm 7,8%. Średnie wartości i odchylenia standardowe 1 centyla i mediany wynoszą 1,47 \pm 0,80 ϕ i 5,07 \pm 0,53 ϕ .

Muły piaszczyste morskie — $_{mp}^m H_{3-5}$. Osady te zajmują pozycję pośrednią, między piaskami mulistymi a osadami typu piasek-muł-ił. Występowanie mułów piaszczystych stwierdzono na niewielkich, izolowanych powierzchniach dna na wschód i południe od Helu (ark. Gdańsk) położonych na głębokościach około 65 i 75 m. Większe powierzchnie mułów piaszczystych znajdują się na przedpolu Mierzei Wiślanej (ark. Elbląg), gdzie występują na głębokościach od około 40 m do około 55 m.

Średnie zawartości i odchylenia standardowe podstawowych grup frakcji przedstawiają się następująco: frakcje piaszczyste — 27,4 \pm 9,5%, frakcje muliste — 57,9 \pm 8,8%, frakcje ilaste — 14,7 \pm 3,3%. Wśród frakcji mulistych dominuje frakcja 0,062–0,031 mm, a wśród piaszczystych frakcja 0,125–0,062 mm (tab. 1). Wartości

średnie i odchylenia standardowe 1 centyla i mediany dla mułów piaszczystych wynoszą 2,26 \pm 0,66 ϕ i 4,72 \pm 0,39 ϕ .

Muły ilaste morskie — $_{mi}^m H_{3-5}$. Muły ilaste zajmują duże powierzchnie dna w południowej części Głębi Gdańskiej (arkusze Gdańsk i Elbląg). Najpłycej występują na skłonach i u podnóża skłonów Mierzei Wiślanej, poczynając od głębokości około 40 m w pobliżu Piasków, około 50 przy Krynicy Morskiej i Przebrnie oraz od około 60–65 m na północny wschód od Gdańska.

Muły ilaste występują również w północnej części Głębi Gdańskiej, w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego w strefie głębokości od około 85 do około 100 m.

Poza Głębią Gdańską, muły ilaste występują również w Zatoce Puckiej, tworząc lokalnie strefę przejściową pomiędzy osadem typu piasek-muł-ił a ilami mulistymi, położoną na głębokościach około 20–40 m w zachodnich i północnych częściach Zatoki do około 50–55 m w części południowo wschodniej.

Średnie zawartości i odchylenia standardowe frakcji podstawowych w mułach ilastych Głębi Gdańskiej przedstawia się następująco: frakcje piaszczyste — 5,3 \pm 4,4%, frakcje muliste — 56,4 \pm 5,2%, frakcje ilaste — 38,2 \pm 6,9%, a wartości 1 centyla i mediany wynoszą 2,90 \pm 0,79 ϕ i 6,66 \pm 0,80 ϕ .

Muły ilaste z Zatoki Puckiej różnią się nieco większą zawartością frakcji piaszczystych i ilastych. Średnie zawartości frakcji piaszczystych wynoszą 10,2 \pm 5,5%, frakcji mulistych 47,4 \pm 3,1% i frakcji ilastych 42,2 \pm 3,4%, a 1 centyla i mediany 2,37 \pm 0,60 ϕ i 7,03 \pm 0,43 ϕ .

Iły muliste morskie — $_{im}^m H_{3-5}$. Osady te należą do najbardziej rozprzestrzenionych osadów na opisywanych arkuszach. Pokrywają duże obszary dna Głębi Gdańskiej. W części południowej Głębi występują od głębokości około 65 m w północno-wschodniej części arkusza Elbląg i około 80 m w części północno-zachodniej arkusza Gdańsk. W północnej części Głębi Gdańskiej w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego (ark. Głębia Gdańska) iły muliste występują poniżej głębokości około 90 m.

Odrębnym obszarem występowania iłów mulistych jest Zatoka Pucka, gdzie iły muliste występują na głębokościach od 25 do około 50 m i nie mają kontaktu z ilami mulistymi Głębi Gdańskiej. Średnie uziarnienie iłów mulistych z Głębi Gdańskiej i Zatoki Puckiej wykazuje pewne zróżnicowanie. Iły muliste z Zatoki Puckiej mają nieznacznie większe zawartości frakcji piaszczystej i mulistej, a mniejsze ilastej. Średnie wartości i odchylenia standardowe podstawowych grup frakcji w iłach mulistych z Głębi Gdańskiej wynoszą: frakcje piaszczyste 1,3 \pm 1,2%, frakcje muliste 37,4 \pm 7,6%, frakcje ilaste 61,3 \pm 7,9%. W Zatoce Puckiej wartości te kształtują się odpowiednio: 4,0 \pm 3,0%, 39,8 \pm 3,4%, 56,2 \pm 5,1%.

Wartości średnie 1 centyla i mediany dla iłów mulistych w Głębi Gdańskiej wynoszą 3,94 \pm 0,56 ϕ i 8,94 \pm 0,07 ϕ , a w Zatoce Puckiej 2,41 \pm 0,68 ϕ i 8,18 \pm 0,15 ϕ .

Iły morskie — $_{i}^m H_{3-5}$. Iły te występują w formie nieregularnych pól (o powierzchniach od kilku do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych) położonych wśród iłów mulistych w centralnej części Głębi Gdańskiej (ark. Głębia Gdańska).

Średnie zawartości i odchylenia standardowe frakcji piaszczystych wynoszą $0,5 \pm 0,2\%$, frakcji mulistych — $20,8 \pm 2,8\%$, a ilastych $78,7 \pm 2,8\%$, wartości 1 centyla — $4,55 \pm 0,38 \phi$, a mediany $>9,0 \phi$.

* * *

Skład mineralny piasków mulistych, piasków ilastych, osadów typu piasek–muł–ił, mułów piaszczystych, mułów ilastych, iłów mulistych i iłów jest jakościowo podobny. Analizy derywatograficzne wykonane w Oddziale Geologii Morza PIG wykazały powszechne występowanie illitu, chlorytu, beidelitu i kwarcu. W zależności od uziarnienia zmieniają się stosunki ilościowe poszczególnych minerałów. Zawartość kwarcu, dominującego w piaskach mulistych i piaskach ilastych obniża się wraz ze zmniejszaniem się zawartości w osadach frakcji piaszczystych.

W mułach ilastych, iłach mulistych i iłach dominują minerały ilaste, wśród których przeważa zdecydowanie illit.

Drugim minerałem ilastym pod względem ilościowym, jest chloryt. Ponadto w osadach Basenu Gdańskiego stwierdzono występowanie niewielkich domieszek kaolinitu oraz minerałów mieszanopakietowych zawierających w swojej strukturze pakiety illitowe, smektytowe, chlorytowe lub wermikulitowe (L. Stoch i in., 1980). Istotnym składnikiem osadów jest substancja organiczna, której zawartość rośnie wraz ze wzrostem zawartości frakcji mulistych i ilastych ($<0,062$ mm). Maksymalne zawartości substancji organicznej w osadach Głębi Gdańskiej wynoszą: w piaskach mulistych 3,3%, w osadach typu piasek–muł–ił 7,0%, w mułach ilastych 10,6%, w iłach mulistych 12,8% i w iłach 11,1%. Odpowiednie typy granulometryczne osadów z Zatoki Puckiej odznaczają się odpowiednio mniejszą zawartością substancji organicznej, mniej wyraźną jest też zależność od uziarnienia. Maksymalna zawartość substancji organicznej w osadach typu piasek–muł–ił wynosi 4,0% w mułach ilastych 2,6%, a w iłach mulistych 5,4%.

Podobnie jak skład mineralny i zawartość substancji organicznej, również podstawowy skład chemiczny osadów wyraźnie zależy od uziarnienia. Wraz ze wzrostem zawartości frakcji mulistych i ilastych ($<0,063$ mm) średnia zawartość krzemionki (SiO_2) spada z 82,03% w piaskach mulistych do 47,07% w iłach. Odwrotnie zachowują się tlenki glinu, których zawartość wzrasta od 4,88% w piaskach mulistych do 12,29% w iłach (tab. 5). Również pozostałe mniej liczne składniki wykazują mniej lub bardziej wyraźną tendencję do koncentracji we frakcjach mulistych i ilastych. Tendencje do koncentrowania się we frakcjach mulisto-ilastych przejawiają również metale.

Średnie zawartości niektórych metali w zależności od typu granulometrycznego osadu przedstawiają się następująco:

muły ilaste (7 analiz):

Fe — 31714,3, Mn — 295,7, Co — 16,6, Ni — 38,2,
Cu — 22,6, Zn — 48,0, Cr — 44,4, Pb — 52,4 ppm.

iły muliste (17 analiz):

Fe — 44541,1, Mn — 534,4, Co — 27,9, Ni — 58,0,
Cu — 39,8, Zn — 110,9, Cr — 75,8, Pb — 66,9 ppm.

iły (2 analizy):

Fe — 45800,0, Mn — 430,0, Co — 29,1, Ni — 57,4,
Cu — 39,4, Zn — 106,0, Cr — 77,5 ppm.

Osady powstające od roku 1895

Piaski gruboziarniste rzeczno-morskie, stożka ujściowego Wisły — $\text{md}_{\text{pg}} \text{H}_5$ (ark. Gdańsk); Piaski średnioziarniste rzeczno-morskie, stożka ujściowego Wisły — $\text{md}_{\text{ps}} \text{H}_5$ (ark. Gdańsk); Piaski drobnoziarniste rzeczno-morskie, stożka ujściowego Wisły — $\text{md}_{\text{pd}} \text{H}_5$ (ark. Gdańsk, ark. Elbląg); Iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste, piaski muliste rzeczno-morskie, stożka ujściowego Wisły — $\text{im-pm}_{\text{md}} \text{H}_5$ (ark. Gdańsk). Piaski gruboziarniste pokrywają najpłytsze obszary środkowej i wschodniej części stożka ujściowego Wisły, oraz dna koryt rozprzewadzających (ark. Gdańsk). Występują w przedziale głębokości od około 1 m do około 5 m p.p.m.

Piaski średnioziarniste w zachodniej i wschodniej części stożka występują na głębokościach od 1 do 5 m oraz budują czoło stożka od północy do głębokości około 10 m.

Piaski drobnoziarniste występują wąską 200–300 m strefą na zboczach i u podnóża stożka, na głębokościach od około 5 do około 12 m.

Iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste i piaski muliste zalegają u podnóża stożka na głębokościach od około 10 do około 20 m.

Uziarnienie piasków grubo-, średnio- i drobnoziarnistych rzeczno-morskich występujących na powierzchni stożka ujściowego Wisły, jest bardzo podobne do uziarnienia piasków morskich.

Pod wpływem fal i prądów zachodzi bardzo szybko selekcja granulometryczna. Nieco wolniej przebiega selekcja mineralogiczna. Piaski stożka ujściowego w odróżnieniu od piasków morskich są lekko wapniste. W piaskach stożka ujściowego we frakcji 1,0–0,5 m występuje nieco mniej ziarn kwarcu, a więcej okruchów skał krystalicznych i osadowych. Piaski dostarczone na stożek ujściowy przez Wisłę zawierają średnio we frakcji 1,0–0,5 mm 85,9% kwarcu, 2,5% skaleni, 9,5% okruchów skał krystalicznych i 2,1% okruchów skał osadowych (J. Górecka, 1992). Ziarna kwarcu są przeważnie obtoczone i dobrze obtoczone (śr. 46,6%) oraz częściowo obtoczone (śr. 45,4%), rzadziej kanciaste i częściowo kanciaste (śr. 8,0%).

Iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste i piaski muliste rzeczno-morskie występujące na przedpolu stożka napływowego Wisły odznaczają się dużą niejednorodnością: brakiem regularności w rozmieszczeniu poszczególnych typów, występowaniem przewarstwień piaszczystych i mulistych oraz współwystępowaniem fauny morskiej i słodkowodnej. W sondzie R5/82 (ark. Gdańsk) pobranej na głębokości ok. 17 m w pobliżu stożka ujściowego, stwierdzono kilka przewarstwień osadów mulistych z fauną morską [(liczne muszle *Macoma baltica* (Linnaeus))] oraz piaszczystych zawierających zarówno faunę morską — *Cardium glaucum* Brugnière jak i słodkowodną — *Pisidium milium* Held i *Cytherissa lacustris* (Sars).

Piaski i muły antropogeniczne — $p,m^A H_5$ (ark. Gdańsk). Osady antropogeniczne występują w basenach portowych Gdańska — Port Północny, Gdyni oraz Helu. Występują one także w rejonach dwóch wysypisk zlokalizowanych około 8–11 km na wschód od Gdyni i około 10–12 km na północny wschód od ujścia Marwej Wisły w Gdańsku, gdzie zrzucały się z szaland urobek z prac pogłębiarskich w portach i na torach wodnych. W rejonach wysypisk stwierdzono zaburzenia w naturalnym rozmieszczeniu poszczególnych typów osadów.

Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w rejonie wysypiska gdyńskiego, gdzie na morskich osadach mulisto-ilastych leżą źle wysortowane piaski różnoziarniste, o miąższości około 20–30 cm (sonda 144, ark. Gdańsk). Antropogeniczne piaski z rejonu wysypiska gdyńskiego, zawierają średnio 7,9% frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm), 26,7% frakcji grubopiaszczystych (2,0–0,5 mm), 24,3% frakcji średniopiaszczystej, 33,8% frakcji drobnopiaszczystych (0,25–0,062 mm) i 7,3% frakcji mulistych i ilastych (<0,062 mm). Stwierdzono też występowanie pojedynczych kamieni o średnicach > 64,0 mm.

Podobne osady stwierdzono też w rejonie wysypiska gdańskiego (sonda R 36, ark. Gdańsk). Osady antropogeniczne z rejonu gdańskiego zajmują nieco mniejszą powierzchnię i nie odcinają się tak wyraźnie od otoczenia jak osady na wysypisku gdyńskim.

Poza zwartymi obszarami osadów antropogenicznych, stwierdzono w licznych miejscach Zatoki Gdańskiej występowanie w osadach morskich domieszek antropogenicznych: okruchów żużlu, cegieł oraz w rejonie na południe od wysypiska gdańskiego — okruchów siarki.

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej w okresach starszych od czwartorzędu na obszarze syneklizy perybałtyckiej został przedstawiony przez szereg badaczy (m.in. R. Dadlez, 1976; R. Dadlez, S. Młynarski, 1972; W. Pożaryski, 1970; J. E. Mojski, 1987d).

O osadach kredy i trzeciorzędu występujących w Basenie Gdańskim wiadomo zbyt mało w stosunku do obszarów lądowych. Można przypuszczać, że osady kredy występujące w obszarze morskich części arkuszy Gdańsk, Elbląg i Głębia Gdańska oraz trzeciorzędu na obszarze arkuszy Gdańsk i Elbląg, nie wyróżniają się w stosunku do obszarów wybrzeży Zatoki Gdańskiej. Prawdopodobnie na obszarze Głębi i Zatoki Gdańskiej nie zachodziły w kredzie i trzeciorzędzie żadne charakterystyczne dla tego obszaru zdarzenia. Badania wykonane w Oddziale Geologii Morza PIG (R. Pikies, 1992) pozwoliły przesunąć znacznie dalej na północ i północny wschód zasięg osadów kredowych niż było to dotąd przyjmowane (m. in. W. Pożaryski i in., 1979; B. Rosa, 1990).

W plejstocenie na przeważającej części Basenu Gdańskiego, podobnie jak w całej niecce Bałtyku przeważały procesy egzaracji.

Procesy akumulacji, większe znaczenie miały jedynie w zachodniej i południowej części Zatoki Gdańskiej. Zachowały się tam widoczne na profilach sejsmoakustycz-

nych, złożone miąższe serie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych oraz w części południowej — osadów interglacjalnych.

Przedstawiona na przekrojach geologicznych (ark. Gdańsk, przekroje A–B, C–D, E–F, G–H, I–J; ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D), interpretacja litologiczna i stratygraficzna osadów plejstocenu stanowi próbę korelacji jednostek sejsmostratygraficznych z budową geologiczną wybrzeży Zatoki Gdańskiej (A. Makowska, 1978, 1988; J. E. Mojski, J. Sylwestrzak, 1978; J. E. Mojski, 1979a, b, c, d, e, f, 1987a, b, 1990 a, b).

Łądołód południowopolski w Basenie Gdańskim miał działanie egzaracyjnie. Usunął on prawdopodobnie w całości osady trzeciorzędowe z dna Głębi Gdańskiej. Śladem jego działalności jest egzaracyjnie ukształtowane zbocze wycięte w osadach najprawdopodobniej miocenijskich, wyznaczające zarazem zasięg występowania osadów trzeciorzędowych w zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Gliny zwalowe zlodowacenia południowopolskiego znane są z południowych obrzeży Zatoki Gdańskiej (A. Makowska, 1978; A. Tomczak i in., 1989). Z glinami tymi skorelowano najniższy poziom glin występujący w południowej i zachodniej części Zatoki Gdańskiej zalegający częściowo na osadach kredowych i wkraczający na osady trzeciorzędu (ark. Gdańsk — przekroje A–B, E–F; ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). W południowej przybrzeżnej części Zatoki Gdańskiej występują też prawdopodobnie znane z Mierzei Wiślanej (A. Tomczak i in., 1989) glacialne osady zastoiskowe zlodowacenia południowopolskiego (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D).

Osady interglacjalne mazowieckiego najprawdopodobniej nie zachowały się. Według B. Rosy (1990) efekty egzaracji zlodowacenia południowopolskiego były niewystarczające by na obszarze bałtyckim mogło się szerzej rozwinąć interglacjalne morze holsztyńskie, z jego ewentualną zatoką sięgającą na dolne Powiśle.

Łądołód środkowopolski po zezarowaniu i wchłonięciu osadów zlodowacenia południowopolskiego i interglacjalnego mazowieckiego niszczył odłonięte w dnie Głębi Gdańskiej osady kredowe, oraz w zachodniej i południowej części Zatoki Gdańskiej — osady trzeciorzędowe.

Osady lodowcowe i wodnolodowcowe zlodowacenia środkowopolskiego leżące często bezpośrednio na osadach miocenu występują pomiędzy Gdańskiem a Gdynią, zarówno na lądzie (J. E. Mojski, 1979c, e), jak i w dnie Zatoki Gdańskiej (ark. Gdańsk — przekroje C–D, G–H). W dnie Głębi Gdańskiej i w południowej części Zatoki Gdańskiej osady zlodowacenia środkowopolskiego nie zachowały się. Na terenie południowej części Zatoki Gdańskiej i Żuław Wiślanich zostały one najprawdopodobniej niszczone przez transgredujące morze eemskie.

Osady zaliczane do interglacjalnego eemskiego — piaski średnio- i drobnopiaszczyste z dużą ilością muskowitu, wapniste znane są z obszaru Żuław Wiślanich i Mierzei Wiślanej (A. Makowska, 1970; J. E. Mojski, 1987a, b, c, 1990a, b; A. Tomczak i in., 1989). Zachowały się one też w południowej przybrzeżnej części Zatoki Gdańskiej (ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D). Osady morza eemskiego leżą na abrazyjnej powierzchni rozcinającej niezgodnie osady starsze (A. Tomczak i in., 1989). Wyniki badań litologicznych opisane i zinterpretowane przez A. Tomczak i in. (1989) wskazują na względnie długą sedimentację w niezmiennych warunkach i takim samym źródłem alimentacji. W interglacjalnym eemskim na obszarze Basenu Gdańskiego stosunki hipsometryczne były prawdopodobnie zbliżone do współczesnych.

Wyrównane dno Głębi Gdańskiej i południowej części Zatoki Gdańskiej pokrywały osady morza eemskiego. Zachodnia część Zatoki była bardziej zróżnicowana hipsometrycznie. Zasięg morza eemskiego sięgał tu po krawędź współczesnej wysoczyzny morenowej. Obszary wysoczyzny wyniesione ponad poziomu morza eemskiego podlegały procesom erozji i denudacji.

Łądolód północnopolski wkraczając na tak zróżnicowany obszar zniszczył całkowicie osady morza eemskiego w Głębi Gdańskiej i na skłonach zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Niszczono były też odsłonięte na obszarze Głębi Gdańskiej osady kredy oraz na obrzeżach Głębi osady trzeciorzędu i starszych zlodowaceń. Łądolód północnopolski pozostawił dwa poziomy glin zwałowych. Dolny poziom gliny został datowany metodą TL w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego na 44300 ± 6600 lat (UG 792). Na skłonach zachodniej części Zatoki Gdańskiej występują też szeroko rozprzestrzenione mięszone pokrywy piaszczyste, powstałe w czasie zaniku łądolodu północnopolskiego, częściowo być może w zastoisku przykrawędziowym.

Południowa i zachodnia część Zatoki Gdańskiej została uwolniona z pod łądolodu ok. 14000–13500 lat temu. Wskazują na to datowania metodą ^{14}C osadów z niziny Gardzieńsko-Łebskiej (K. Rotnicki, K. Borówka, 1993) oraz rekonstrukcje paleogeograficzne obszary doliny Wisły (J.E. Mojski, 1990a, b; L. Starkel, E. Wiśniewski, 1990). W Głębi Gdańskiej zalegał wówczas stagnujący lód, a wody roztopowe kierowały się na północny zachód przez system pradolin Redy-Łeby.

W miarę topnienia lodów zaczęło powstawać w południowo-zachodniej części Zatoki Gdańskiej jezioro przykrawędziowe, łączące się przez Zatokę Pucką z zastoiskiem istniejącym wówczas na północ od Łeby (R. Kramarska, 1991; S. Uścińciewicz, J. Zachowicz, 1991b). W zastoisku tym zostały zdeponowane duże ilości osadów piaszczystych i piaszczysto-mulistych. W tym samym czasie w Głębi Gdańskiej powstawała górna glina morenowa. Dalsze szybkie topienie się lodów w niecce południowego Bałtyku spowodowało obniżenie się poziomu zastoiska. Zaznaczyło się to wzmożeniem procesów erozji w głębszych dolinach rozcinających krawędź wysoczyzny nad brzegami Zatoki Gdańskiej (J. E. Mojski, 1979c).

W tym czasie Wisła uchodzi już do Zatoki Gdańskiej, gdzie w miarę zmian poziomu wód w zastoisku tworzą się stożki ujściowe. Przy poziomie wody niższym od współczesnego o około 30–35 m powstała jedna z najstarszych, znanych części delty. Wiek osadów deltowych datowany metodą ^{14}C w rdzeniu 1 ZG 54 wynosi 12200 ± 240 (Gd 4634). W tym samym czasie Głębi Gdańskiej, osadzają się ility warwowe, a w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego wytapiają się gliny subakwalne. Poziom zastoiska w Zatoce Gdańskiej obniżył się maksymalnie do głębokości około 60 m. Od tego poziomu rozpoczęła się transgresja bałtyckiego jeziora lodowego, niszcząca osady zastoiska oraz częściowo, piaszczyste osady lodowcowe i wodnolodowcowe występujące na skłonach Zatoki Gdańskiej. Duże ilości redeponowanego materiału piaszczystego tworzyły dobrze rozwinięte mierzeje, przed którymi mogły rozwijać się laguny (zalewy), odpowiedniki dzisiejszego Zalewu Wiślanego. Po stosunkowo szybkiej transgresji wody bałtyckiego jeziora lodowego osiągnęły poziom około 25–30 m niższy od obecnego poziomu morza.

Regresja bałtyckiego jeziora lodowego została dobrze zarejestrowana przez nachylone pakiety warstw osadów piaszczystych mierzei, progradujących w stronę

otwartego zbiornika (ark. Gdańsk — przekroje A–B, E–F; ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D).

Zasięg regresji bałtyckiego jeziora lodowego był znacznie mniejszy niż przyjmuje to B. Rosa (1987, 1990). Poziom wód nie obniżył się prawdopodobnie poniżej 60–65 m licząc od poziomu obecnego. Ślady erozji stropu osadów bałtyckiego jeziora lodowego widoczne są maksymalnie do głębokości około 70–75 m. W Głębi Gdańskiej przy zachowanej ciągłości sedymentacji, osady bałtyckiego jeziora lodowego leżące na ility warwowych, wykształcone są podobnie jak w całym Bałtyku Południowym. Są to jasnobrązowe ility i ility muliste, wapniste laminowane i kryptolaminowane. Często zawierają wkładki piaszczyste, ilaste i mułkowe grudki niebieskoszare lub ceglastoszare i pojedyncze ziarna żwiru. W południowej części Głębi Gdańskiej i w Zatoce Gdańskiej w osadach bałtyckiego jeziora lodowego zaznaczyły się wpływy wahań poziomu zbiornika, a przede wszystkim wpływ Wisły i lagun, co spowodowało ich odmienność facjalną. Są to osady bardziej piaszczyste i o większej zawartości substancji organicznej.

Regresja bałtyckiego jeziora lodowego spowodowała wzmożenie się procesów erozji na ówczesnym wybrzeżu Zatoki Gdańskiej. Ślady procesów erozyjnych widoczne są w stropowej części osadów mierzejowych i deltowych (ark. Gdańsk — przekrój C–D, E–F; ark. Elbląg — przekrój C–D). Zagłębienia te zostały częściowo wypełnione w holocenie, przez kolejne cykle akumulacji osadów biogenicznych-jeziornych, bagiennych i deltowych, związane z kolejnymi fazami transgresyjnymi Bałtyku.

Osady preborealne i borealne zbiornika morza yoldiowego i jeziora ancylusowego są zróżnicowane facjalnie. W strefie przybrzeżnej, południowej części Zatoki Gdańskiej, istniała wówczas szeroko rozprzestrzeniona laguna w której zostały zdeponowane osady o miąższości dochodzącej do około 10 m (ark. Elbląg — przekrój C–D). Są to prawdopodobnie w dużej mierze osady przyniesione przez uchodzącą do laguny Wisłę. Miąższość preborealnych i borealnych osadów lagunowych szybko zmniejsza się od poziomu około 50 m p.p.m. Może to wiązać się ze wzrostem tempa transgresji jeziora ancylusowego i przemieszczenia się mierzei wraz z zalewem jak i zmianą położenia głównego ujścia Wisły. Borealne osady zawierające słodkowodne ślimaki i małżoraczki występują też w Zatoce Puckiej (ark. Gdańsk — przekrój A–B, sondy R 16, 2ZG 138).

W obszarze Głębi Gdańskiej, przy zachowaniu ciągłości sedymentacji, sekwencja osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego jest taka sama jak w innych głębiach bałtyckich. Są to osady ilaste barwy szarobrazowej przechodzące ku górze w barwę jasnoszarą z niebieskim odcieniem, często z czarnymi laminami i skupieniami siarczków żelaza. Według datowań metodą ^{14}C sedymentacja szaroniebieskich ility jeziora ancylusowego zakończyła się w Basenie Gdańskim, podobnie jak w innych basenach południowego Bałtyku ok. 8750 lat B.P. Analizy okrzemkowe (sonda 2 EL 96 — ark. Głębia Gdańska; 1 EL 38 — ark. Elbląg) (K. Zaborowska, 1991) wykazały, że osady te powstały w zbiorniku słodkowodnym. Wśród okrzemek dominują gatunki indyferentne stanowiące od 89,4 do 94,5%. Gatunki mezohalobowe występują w ilości od 4,3 do 8,3%, halofilne od 0,3 do 2,3%, a euhalobowe od 0,0 do 0,8% (K. Zaborowska, 1991).

Wyrównane dno Głębi Gdańskiej i południowej części Zatoki Gdańskiej pokrywały osady morza eemskiego. Zachodnia część Zatoki była bardziej zróżnicowana hipsometrycznie. Zasięg morza eemskiego sięgał tu po krawędź współczesnej wysoczyzny morenowej. Obszary wysoczyzny wyniesione ponad poziom morza eemskiego podlegały procesom erozji i denudacji.

Łądołód północnopolski wkraczając na tak zróżnicowany obszar zniszczył całkowicie osady morza eemskiego w Głębi Gdańskiej i na skłonach zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Niszczono także odsłonięte na obszarze Głębi Gdańskiej osady kredy oraz na obrzeżach Głębi osady trzeciorzędu i starszych zlodowaceń. Łądołód północnopolski pozostawił dwa poziomy glin zwalowych. Dolny poziom gliny został datowany metodą TL w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego na 44300 ± 6600 lat (UG 792). Na skłonach zachodniej części Zatoki Gdańskiej występują też szeroko rozprzestrzenione miększe pokrywy piaszczyste, powstałe w czasie zaniku łądołodu północnopolskiego, częściowo być może w zastoisku przykrawędziowym.

Południowa i zachodnia część Zatoki Gdańskiej została uwolniona z pod łądołodu ok. 14000–13500 lat temu. Wskazują na to datowania metodą ^{14}C osadów z niziny Gardzieńsko-Łebskiej (K. Rotnicki, K. Borówka, 1993) oraz rekonstrukcje paleogeograficzne obszary doliny Wisły (J.E. Mojski, 1990a, b; L. Starkel, E. Wiśniewski, 1990). W Głębi Gdańskiej zalegał wówczas stagnujący lód, a wody roztopowe kierowały się na północny zachód przez system pradolin Redy-Łeby.

W miarę topnienia lodów zaczęło powstawać w południowo-zachodniej części Zatoki Gdańskiej jezioro przykrawędziowe, łączące się przez Zatokę Pucką z zastoiskiem istniejącym wówczas na północ od Łeby (R. Kramarska, 1991; S. Uścińciewicz, J. Zachowicz, 1991b). W zastoisku tym zostały zdeponowane duże ilości osadów piaszczystych i piaszczysto-mulistych. W tym samym czasie w Głębi Gdańskiej powstawała górną glina morenowa. Dalsze szybkie topienie się lodów w niecce południowego Bałtyku spowodowało obniżenie się poziomu zastoiska. Zaznaczyło się to wzmożeniem procesów erozji w głębszych w dolinach rozcinających krawędź wysoczyzny nad brzegami Zatoki Gdańskiej (J. E. Mojski, 1979c).

W tym czasie Wisła uchodzi już do Zatoki Gdańskiej, gdzie w miarę zmian poziomu wód w zastoisku tworzą się stożki ujściowe. Przy poziomie wody niższym od współczesnego o około 30–35 m powstała jedna z najstarszych, znanych części delty. Wiek osadów deltowych datowany metodą ^{14}C w rdzeniu 1 ZG 54 wynosi 12200 ± 240 (Gd 4634). W tym samym czasie Głębi Gdańskiej, osadzają się ility warwowe, a w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego wytapiają się gliny subakwalne. Poziom zastoiska w Zatoce Gdańskiej obniżył się maksymalnie do głębokości około 60 m. Od tego poziomu rozpoczęła się transgresja bałtyckiego jeziora lodowego, niszcząca osady zastoiska oraz częściowo, piaszczyste osady lodowcowe i wodnolodowcowe występujące na skłonach Zatoki Gdańskiej. Duże ilości redeponowanego materiału piaszczystego tworzyły dobrze rozwinięte mierzeje, przed którymi mogły rozwijać się laguny (zalewy), odpowiedniki dzisiejszego Zalewu Wiślanego. Po stosunkowo szybkiej transgresji wody bałtyckiego jeziora lodowego osiągnęły poziom około 25–30 m niższy od obecnego poziomu morza.

Regresja bałtyckiego jeziora lodowego została dobrze zarejestrowana przez nachylone pakiety warstw osadów piaszczystych mierzei, progradujących w stronę

otwartego zbiornika (ark. Gdańsk — przekroje A–B, E–F; ark. Elbląg — przekroje A–B, C–D).

Zasięg regresji bałtyckiego jeziora lodowego był znacznie mniejszy niż przyjmuje to B. Rosa (1987, 1990). Poziom wód nie obniżył się prawdopodobnie poniżej 60–65 m licząc od poziomu obecnego. Ślady erozji stropu osadów bałtyckiego jeziora lodowego widoczne są maksymalnie do głębokości około 70–75 m. W Głębi Gdańskiej przy zachowanej ciągłości sedymentacji, osady bałtyckiego jeziora lodowego leżące na ility warwowych, wykształcone są podobnie jak w całym Bałtyku Południowym. Są to jasnobrązowe ility i ility muliste, wapniste laminowane i kryptolaminowane. Często zawierają wkładki piaszczyste, ilaste i mułkowe grudki niebieskoszare lub ceglastoszare i pojedyncze ziarna żwiru. W południowej części Głębi Gdańskiej i w Zatoce Gdańskiej w osadach bałtyckiego jeziora lodowego zaznaczyły się wpływy wahań poziomu zbiornika, a przede wszystkim wpływ Wisły i lagun, co spowodowało ich odmienność facjalną. Są to osady bardziej piaszczyste i o większej zawartości substancji organicznej.

Regresja bałtyckiego jeziora lodowego spowodowała wzmożenie się procesów erozji na ówczesnym wybrzeżu Zatoki Gdańskiej. Ślady procesów erozyjnych widoczne są w stropowej części osadów mierzejowych i deltowych (ark. Gdańsk — przekrój C–D, E–F; ark. Elbląg — przekrój C–D). Zagłębienia te zostały częściowo wypełnione w holocenie, przez kolejne cykle akumulacji osadów biogenicznych-jeziornych, bagiennych i deltowych, związane z kolejnymi fazami transgresyjnymi Bałtyku.

Osady preborealne i borealne zbiornika morza yoldiowego i jeziora ancylusowego są zróżnicowane facjalnie. W strefie przybrzeżnej, południowej części Zatoki Gdańskiej, istniała wówczas szeroko rozprzestrzeniona laguna w której zostały zdeponowane osady o miąższości dochodzącej do około 10 m (ark. Elbląg — przekrój C–D). Są to prawdopodobnie w dużej mierze osady przyniesione przez uchodzącą do laguny Wisłę. Miąższość preborealnych i borealnych osadów lagunowych szybko zmniejsza się od poziomu około 50 m p.p.m. Może to wiązać się ze wzrostem tempa transgresji jeziora ancylusowego i przemieszczenia się mierzei wraz z zalewem jak i zmianą położenia głównego ujścia Wisły. Borealne osady zawierające słodkowodne ślimaki i małżoraczki występują też w Zatoce Puckiej (ark. Gdańsk — przekrój A–B, sondy R 16, 2ZG 138).

W obszarze Głębi Gdańskiej, przy zachowaniu ciągłości sedymentacji, sekwencja osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego jest taka sama jak w innych głębiach bałtyckich. Są to osady ilaste barwy szarobrazowej przechodzące ku górze w barwę jasnoszarą z niebieskim odcieniem, często z czarnymi laminami i skupieniami siarczków żelaza. Według datowań metodą ^{14}C sedymentacja szaroniebieskich ility jeziora ancylusowego zakończyła się w Basenie Gdańskim, podobnie jak w innych basenach południowego Bałtyku ok. 8750 lat B.P. Analizy okrzemkowe (sonda 2 EL 96 — ark. Głębia Gdańska; 1 EL 38 — ark. Elbląg) (K. Zaborowska, 1991) wykazały, że osady te powstały w zbiorniku słodkowodnym. Wśród okrzemek dominują gatunki indyferentne stanowiące od 89,4 do 94,5%. Gatunki mezohalobowe występują w ilości od 4,3 do 8,3%, halofilne od 0,3 do 2,3%, a euhalobowe od 0,0 do 0,8% (K. Zaborowska, 1991).

W końcu okresu borealnego następuje ocieplenie klimatu, co znalazło odzwierciedlenie w osadach Głębi Gdańskiej. W obszarach Głębi przy ciągłości sedymentacji brak wyraźnej granicy pomiędzy jasnoszarymi osadami jeziora ancylusowego, a oliwkoszarymi osadami morza lityrnowego. Zmiana barwy i wzrost zawartości substancji organicznej w osadach następuje stopniowo.

Osady fazy przejściowej charakteryzujące się występowaniem okrzemek indyferentnych w ilości od 75,0 do 83,5%, mezohalobowych od 7,1 do 10,6%, halofilnych od 4,7 do 5,6% i euhalobowych od 0,0 do 12,3%, K. Zaborowska (1991) tworzyły się według datowań ^{14}C pomiędzy 8750 \pm 170 lat BP (Gd-6313), a 7590 \pm 140 lat BP (Gd-6275). Regresja kończąca istnienie jeziora ancylusowego i początek transgresji morza lityrnowego zaznaczyła się na dużych obszarach Basenu Gdańskiego procesami erozji. Procesy te zaznaczyły się czasami powstaniem laminy piasku na granicy ilastych i mulistych osadów ancylusowych i lityrnowych.

Brak bezpośrednich informacji o poziomie wody w początkach transgresji lityrnowej. Wcięcia i powierzchnie erozyjne na skłonach Zatoki Gdańskiej, widoczne na profilach sejsmoakustycznych, pozwalają przypuszczać, że nie był on niższy około 30 m od współczesnego. W północno-zachodniej, nieostłoniętej części Basenu Gdańskiego (położonej poza granicami opisywanych arkuszy) zachodziły w czasie transgresji lityrnowej intensywne procesy abrazji plejstocenijskich osadów piaszczystych. Osady te transportowane w kierunku południowo-wschodnim utworzyły akumulacyjną część Półwyspu Helskiego.

W Zatoce Gdańskiej ostłoniętej od dominujących wiatrów zachodnich, procesy abrazji i transportu osadów miały mniejsze znaczenie. W miarę postępów transgresji w południowo-zachodniej części Zatoki tworzyły się na coraz wyższych poziomach, kolejne stożki ujściowe Wisły.

Ujście Wisły przesuwało się prawdopodobnie coraz bardziej w kierunku południowo-wschodnim, zgodnie z gradientem nachylenia dna Zatoki. W końcowym etapie transgresji lityrnowej Wisła uchodziła już prawdopodobnie do zalewu (laguny) istniejącego w południowo-wschodniej części Zatoki Gdańskiej, co najmniej od okresu preborealnego.

W czasie transgresji lityrnowej rozpoczął się współczesny etap rozwoju Mierzei Wiślanej. Wyniki badań litologicznych zwłaszcza obtoczenie ziarn kwarcu (J. Górecka, 1992; M. Michałowska, S. Uścińowicz, 1985; A. Tomczak i in., 1989), wskazują, że materiał budujący Mierzeję Wiślaną pochodzi głównie z redepozycji piasków morza eemskiego występujących w podłożu mierzei. Materiał transportowany z Sambii miał mniejsze znaczenie, a jego udział w budowie mierzei zaznacza się wyraźniej jedynie w jej części wschodniej i w warstwie powierzchniowej osadów pokrywających podwodny skłon.

W końcu transgresji lityrnowej morze sięgnęło na obszar obecnego lądu, a linię jego zasięgu znaczy kopalny klif, widoczny od Sopotu do Przymorza oraz osady lagunowe i kopalny klif na terenie Żuław Wiślanych (J. E. Mojski, 1979c, 1987c, 1990a, 1990b). Wrzaz z ustabilizowaniem się poziomu morza po transgresji lityrnowej, zakończyły się zasadnicze przeobrażenia rzeźby dna Zatoki Gdańskiej. Procesy hydrodynamiczne — falowanie i prądy przydenne — nakładające się na niewielkie już w okresach subborealnym i subatlantyckim oscylacje poziomu morza, kształtują rozwój wybrzeży.

Niszczony są wybrzeża klifowe Kępy Redłowskiej i Oksywskiej. Rozbudowie ulegają wybrzeża akumulacyjne — Półwysep Helski i Mierzeja Wiślana. Wyjątek stanowi Rybitwia Mielizna której intensywny rozwój w czasie transgresji został zahamowany przez rozbudowę Półwyspu Helskiego, zasadniczo zmieniającego warunki hydrodynamiczne w Zatoce Puckiej. Fale i prądy morskie modyfikują też rozmieszczenie i cechy osadów Basenu Gdańskiego znajdujących się, w przeszłości oraz obecnie pod dużym wpływem Wisły.

Mapę litodynamiczną przedstawiającą rozmieszczenie obszarów i stref sedymentacyjnych sporządzono na podstawie analizy zespołu cech litologicznych osadów, uwzględniając złożoność i wzajemne oddziaływanie środowisk rzeczno, lagunowego i morskiego.

Wyróżniono obszary:

- rzeczno-morski (ujścia Wisły) w którym dominują procesy akumulacji osadów rzecznych, modyfikowanych przez prądy i fale morskie,
- lagunowy w którym dominują procesy sedymentacji typowe dla częściowo izolowanych płytkich zbiorników przybrzeżnych,
- płytkomorski, położony powyżej piknokliny w którym dominującą rolę odgrywają fale i prądy morskie,
- głębokomorski, położony na ogół w obrębie i poniżej piknokliny.

Obszar rzeczno-morski (ujście Wisły)

Strefa depozycji skokowej osadów mulisto-ilastych (ark. Gdańsk). Na stożku ujściowym brak jest drobnych frakcji mulisto-ilastych, które stanowią około 60% materiału transportowanego przez Wisłę do morza (K. Łomniewski, 1964). Na granicy rzeka-morze zachodzi gwałtowna zmiana składu jonowego ośrodka wodnego. Cząstki zawiesiny ulegają flokulacji, część z nich osiada bezpośrednio na przedpolu stożka ujściowego, w strefie oddziaływania na dno fal i prądów. Intensywność procesów hydrochemicznych i hydrodynamicznych prowadzi do powstania bardzo zróżnicowanej litologicznie i niestabilnej strefy depozycji rzeczno-morskich osadów mulisto-ilastych, często przewarstwionych osadami piaszczystymi. Osady te podlegają prawdopodobnie okresowej erozji i są wtórnym źródłem zawiesiny deponowanej ostatecznie w Głębi Gdańskiej.

O niestabilności występowania strefy depozycji skokowej osadów mulisto-ilastych na przedpolu stożków ujściowych, świadczy jej brak przed rozmywanymi obecnie stożkami Wisły Martwej i Wisły Śmiałej. Strefa taka istniała prawdopodobnie w okresie rozbudowy tych stożków.

Strefa depozycji skokowej osadów piaszczystych (ark. Gdańsk, ark. Elbląg) występuje na powierzchni i zboczach stożka ujściowego Wisły pod Świbnem, zbudowanego z piasków grubo-, średnio- i drobnoziarnistych.

Przekop Wisły pod Świbnem otwarto 31 marca 1895 roku i od tego czasu Wisła posiada jedyne ujście do morza. Wkrótce zaczął się formować stożek napływowy, stwarzając przez to przeszkodę do swobodnego odpływu wód Wisły. W 1930 roku podjęto rozbudowę ujścia Wisły, wyprowadzając na odpowiednią głębokość mola i przedłużając je w miarę rozwoju stożka napływowego (A. Majewski, 1969). Falochro-

ny długości około 2 km, kierują wody Wisły do morza poprzez mielizny napływowego stożka ujściowego. Prawie cała masa wody wiślanej uchodzi obecnie do Zatoki Gdańskiej. Szacuje się, że Wisła może dostarczyć rocznie około 0,4 do około 1,4 mln ton materiału wleczanego (J. Cyberski, Z. Mikulski, 1976). K. Łomniewski (1964) podaje, że na stożek ujściowy dostarczane jest przeciętnie około 1,9 mln m³/rok rumowiska rzecznego.

Osady te znajdują się na stożku ujściowym pod wpływem falowania wód i prądów morskich. Zjawiska te dokonują selekcji granulometrycznej i mineralogicznej, nie zacierając jednak całkowicie cech mineralogicznych rumowiska Wisły. Cechy te zostały całkowicie zatarte w powierzchniowej warstwie osadów, martwych stożków ujściowych Martwej Wisły i Wisły Śmiałej.

Obszar lagunowy

Strefa depozycji skokowej piasków mulistych (ark. Gdańsk); Strefa depozycji skokowej piasków mulistych, mułów piaszczystych i mułów ilastych (ark. Elbląg). Ilość i tempo gromadzenia piasków mulistych, mułów piaszczystych i mułów ilastych w obszarach lagunowych zależy od ilości dostarczanego materiału i szerokości połączenia laguny z otwartym morzem.

Duże ilości zawiesiny dostarczane przez Wisłę do Zalewu Wiślanego jeszcze w XIX wieku oraz ograniczone połączenia przez cieśninę Pilawską z Bałtykiem, spowodowało nagromadzenie się dużych ilości osadów mulisto-ilastych. Inaczej kształtuje się sytuacja w Zalewie Puckim, gdzie Ręda dostarcza dużo mniej zawiesiny, a wymiana wód z zewnętrzną Zatoką Pucką jest bardziej intensywna. Akumulacja piasków mulistych w południowej części Zalewu Puckiego jest bardzo powolna, miąższość piasków często nie przekracza 20 cm.

Płytkość lagun, zarówno Zalewu Wiślanego jak i Zalewu Puckiego, sprawia że nawet stosunkowo niewielkie falowanie może uruchomić leżące na dnie osady muliste, które w formie zawiesiny mogą być wyniesione poza obszar laguny.

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych (ark. Gdańsk); Strefa depozycji skokowej osadów piaszczystych (ark. Elbląg). Procesy litodynamiczne w obszarach lagunowych mają słabe natężenie. Frakcje piaszczyste dostarczane są w niewielkich ilościach, głównie z abrazji brzegów i przez transport eoliczny. Lagunowe osady piaszczyste tworzą znacznie większe i bardziej miększe pokrywy w Zalewie Wiślanym (ark. Elbląg), gdzie na północno-zachodnich wybrzeżach piasek dostarczany jest głównie przez wywiewanie z wydmy Mierzei Wiślanej, a na południowo-wschodnich — pochodzi głównie z abrazji wybrzeży. Znikoma intensywność erozji brzegów i procesów eolicznych w południowej części Zalewu Puckiego (ark. Gdańsk) powoduje że akumulacja osadów piaszczystych przebiega bardzo powoli. Pokrywy piasku drobnoziarnistego często nie przekraczają tu miąższości 20 cm.

Obszar płytkomorski

W południowym Bałtyku stała stratyfikacja gęstościowa mas wodnych warunkuje występowanie dwóch subsrodowisk sedymentacji — obszaru płytkomorskiego i

głębokomorskiego. Osady obszaru płytkomorskiego odznaczające się zawartością frakcji mulistych i ilastych (<0,062 mm) mniejszą od 10%, występują powyżej piknokliny.

Strefa depozycji skokowej piasków mulistych (ark. Gdańsk) występuje w strefie przybrzeżnej na głębokości około 10–12 m, na południe od portu Gdyrńskiego i wschód od Portu Północnego w Gdańsku. Depozycja piasków mulistych w tej strefie głębokości na obszarze oddziaływania na dno falowania, możliwa jest na skutek lokalnej zmiany warunków hydrodynamicznych spowodowanych budową falochronów portowych.

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych (arkusze Gdańsk i Elbląg) występuje w różnej odległości od brzegu i na różnych głębokościach, zależnie od lokalnych warunków hydrodynamicznych oraz nachylenia dna. Cechy litologiczne osadów tej strefy zależą w dużej mierze od długości drogi transportu, czasu przebywania w strefie redepozycji osadów jak i odległości od źródeł zasilania. Strefa ta położona jest poza zasięgiem oddziaływania na dno przeciętnych fal sztormowych, na granicy z obszarem głębokomorskim.

Najpłycej, na głębokościach od 10 do około 15 m strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych występuje na łagodnie nachylonych zachodnich skłonach Zatoki Puckiej. Nieco głębiej strefa ta występuje we wschodniej części Zatoki Puckiej na skłonach Półwyspu Helskiego.

Na odmorskich skłonach półwyspu strefa ta sięga głębokości 55–70 m. We wszystkich tych rejonach są to piaski na ogół wysortowane umiarkowanie dobrze, należące do V typu według diagramu C–M (R. Passega, R. Byramje, 1969), o zawartości minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm mniejszej niż 0,5%. Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych występująca w południowej części Zatoki Gdańskiej, na północny wschód od Gdańska i ujścia Wisły leży na głębokościach od około 50 do około 65 m. Piaski te leżące w bliskim sąsiedztwie pól piasków średni- i gruboziarnistych należą według diagramu C–M do typu II lub IV.

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych na przedpolu Mierzei Wiślanej występuje na głębokościach od około 25–30 m do około 35–45 m. Podobnie jak w Zatoce Puckiej i wokół Półwyspu Helskiego, są to piaski umiarkowanie dobrze wysortowane, należące według diagramu C–M do typu V i zawierające bardzo mało minerałów ciężkich.

Strefa redepozycji piasków, głównie drobnoziarnistych (arkusze Gdańsk i Elbląg) występuje na plażach i podwodnym skłonie brzegowym. Najszerzej strefa ta rozprzestrzeniona jest na przedpolu Mierzei Wiślanej, gdzie sięga głębokości około 25–30 m. Piaski drobnoziarniste tej strefy odznaczają się dobrym i bardzo dobrym wysortowaniem. W zależności od odległości od obszarów abraadowanych należą wg diagramu C–M do typów II, IV lub V. Piaski te formowane przez fale przyboju są często redeponowane. Przemieszczają się zarówno wzdłuż brzegu, jak też w stronę plaży lub otwartego morza.

Strefa redepozycji osadów piaszczystych (głównie piasków średnio- i gruboziarnistych) (arkusze Gdańsk i Elbląg) zajmuje duże obszary dna w południowo-zachodniej części Zatoki Gdańskiej w strefie głębokości od około 10 m do około 50 m.

Strefa ta występuje w przybrzeżnej części Półwyspu Helskiego, brak jej natomiast przed Mierzeją Wiślaną. Dominują w niej duże pola piasków średnio- i grubo-

ziarnistych wśród których występują izolowane pola piasków drobnoziarnistych. Osady są najczęściej wysortowane umiarkowanie (σ_1 od 0,71 do 1,0 ϕ), czasem umiarkowanie dobrze (σ_1 od 0,5 do 0,71 ϕ).

Według diagramu C–M przeważnie należą do typu I, czasem II lub IV. Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm często przekracza 0,5 a niekiedy 1%. Duże zróżnicowanie głębokości morza w obrębie strefy redepozycji osadów piaszczystych wskazuje, że obok falowania sztormowego duże znaczenie mają również silne prądy przydenne innej genezy, niż związane bezpośrednio z falowaniem. Osady występujące w tej strefie znajdują się w tranzycie od stref abrazyj brzegu i dna, do obszarów akumulacji. Dla powstania tej strefy duże znaczenie ma rodzaj podłoża na które transgredowało morze. Strefa ta nie wykształciła się na obszarach gdzie w podłożu macierzystym dominują osady drobnoziarniste.

Strefa o przewodzie abrazyj osadów piaszczystych (arkusze Gdańsk i Elbląg) występuje lokalnie na podwodnym skłonie brzegowym na przedpolu klifów oraz niektórych niszczonych wybrzeży wydmowych, a także lokalnie z dala od brzegu jako izolowane obszary wśród strefy redepozycji osadów piaszczystych.

W strefie o przewodzie abrazyj dominują piaski gruboziarniste, czasem są to piaski średnio- i różnoziarniste. Piaski te zawierają często domieszki frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm). Według diagramu C–M są to osady należące do typu I. Wysortowanie piasków ze strefy o przewodzie procesów abrazyj jest przeważnie złe lub umiarkowane ($\sigma_1 > 0,71 \phi$), a zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm często wynosi od 1 do 3%.

Klif i podwodny skłone brzegowy przed klifami są abradowane przez fale sztormowe, natomiast obszary położone z dala od brzegu na głębokości od około 40 m, częściowo znajdują się poza zasięgiem fal sztormowych.

Przypuszczać należy, że osady piaszczyste występujące w tych obszarach rozmywane są przez różnego rodzaju prądy przydenne, nie powiązane bezpośrednio z przenikaniem falowania powierzchniowego w głąb akwenu.

Obszar głębokomorski

Osady występujące na obszarze głębokomorskim zawierają więcej niż 10% frakcji mulistych i ilastych (<0,062 mm). Przeważnie występują poniżej warstwy skoku gęstości wód (piknokliny) oraz w obrębie kontaktu tej warstwy z dnem.

Kształt lini brzegowej i związane z tym zróżnicowanie warunków hydrodynamicznych w Zatoce Gdańskiej sprawia, że osady obszaru głębokomorskiego mogą lokalnie występować również powyżej piknokliny. Sytuacja taka ma miejsce w Zatoce Puckiej. Niejasna jest przyczyna występowania na przedpolu wschodniej części Mierzei Wiślanej na stosunkowo małej głębokości, osadów obszaru głębokomorskiego.

Strefa depozycji ciągłej mułów ilastych i iłłów mulistych (arkusze Gdańsk i Elbląg); Strefa depozycji ciągłej mułów ilastych, iłłów mulistych i iłłów (ark. Głębia Gdańska) odznacza się występowaniem głównie osadów typu VIII niekiedy VI (według diagramu C–M Passegi). W strefie tej panują stosunkowo spokojne warunki hydrodynamiczne pozwalające na depozycję osadów z zawiesiny jednorodnej.

Współcześnie tempo sedymentacji w Głębi Gdańskiej wynosi od 1,73 do 2,04 mm/rok (J. Walkusz i in., 1992). Poza Zatoką Pucką, gdzie strefa depozycji ciągłej mułów ilastych i iłłów mulistych występuje na głębokościach od około 20–25 m do około 55 m, strefa ta położona jest poniżej piknokliny. Zróżnicowanie hydrochemiczne wód przydennych Zatoki Puckiej i Głębi Gdańskiej sprawia że muły ilaste i ility muliste z Zatoki zawierają mniej substancji organicznej niż analogicznie uziarnione osady z Głębi Gdańskiej.

Strefa depozycji okresowej piasków mulistych, mułów piaszczystych, osadów typu piasek–muł–ił i mułów ilastych (ark. Gdańsk); Strefa depozycji okresowej piasków mulistych, mułów piaszczystych i osadów typu piasek–muł–ił (ark. Elbląg); Strefa depozycji okresowej piasków ilastych i piasków mulistych (ark. Głębia Gdańska). W Zatokach Puckiej i Gdańskiej powyższa strefa rozdziela strefę depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych w obszarze płytkomorskim od strefy depozycji ciągłej mułów ilastych i iłłów mulistych. W Głębi Gdańskiej występuje lokalnie w rejonach wyniesień podłoża, a większe obszary zajmuje w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego. Głębokość występowania tej strefy zależy od lokalnych warunków hydrodynamicznych. Najpłycej na głębokościach od około 15 m do około 25 m występuje w zachodniej części Zatoki Puckiej. Wokół południowej części Półwyspu Helskiego występuje na głębokościach od około 50 m do około 80 m, a przed Mierzeją Wiślaną — na głębokościach od około 40 do około 50 m. Najgłębiej, na głębokościach od około 85 do około 95 m strefa ta występuje w pobliżu Progu Gotlandzko-Gdańskiego. Poza Zatoką Pucką strefa ta położona jest na ogół w obszarach kontaktu z dnem warstwy skoku gęstości wód. Według diagramu C–M (R. Passega, R. Byramie, 1969) osady należą do typu VI i VII, co wskazuje, że podobnie jak w Basenie Bornholmskim (R. Kramarska, 1991; S. Uścińowicz, 1991; S. Uścińowicz, J. Zachowicz, 1992) zachodzą tu złożone procesy sedymentacji. Transport i depozycja zawiesiny frakcjonalnej frakcji piaszczystych zachodzi okresowo, prawdopodobnie przy występowaniu fal wewnętrznych o odpowiednich parametrach. Frakcje muliste i ilaste transportowane w zawieszynie jednorodnej deponowane są w okresach osłabionej aktywności hydrodynamicznej. Wydaje się, że przy tak złożonych warunkach hydrodynamicznych możliwa jest też depozycja skokowa, przedzielona okresami erozji.

Strefa o przewodzie redepozycji piasków mulistych i osadów typu piasek–muł–ił (arkusze Gdańsk i Elbląg); Strefa o przewodzie redepozycji piasków ilastych i piasków drobnoziarnistych (ark. Głębia Gdańska). Strefa ta podobnie jak strefa opisana powyżej, należy do obszaru głębokomorskiego. W Zatokach Puckiej i Gdańskiej występuje na podobnych głębokościach jak strefa depozycji okresowej piasków mulistych, mułów piaszczystych i osadów typu piasek–muł–ił, lecz na dnie o nieco większym nachyleniu.

W obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego w strefie o przewodzie procesów redepozycji położonej na głębokościach około 80–85 m występują piaski ilaste i piaski drobnoziarniste.

W Zatokach Puckiej i Gdańskiej osady opisywanej strefy należą według diagramu C–M, do typów VII, III czasami II, a w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego do typów III, IX i niekiedy II. Uziarnienie osadów odzwierciedla złożoność procesów hydro- i litodynamicznych.

Osady te, podobnie jak osady ze strefy depozycji okresowej obszaru głębokomorskiego, znajdują się pod okresowym oddziaływaniem fal wewnętrznych i prądów występujących w warstwie skoku gęstości wód. Mała miąższość osadów ze strefy redepozycji (<20 cm) i występowanie domieszek ziarn większych niż 1 mm, wskazuje na większą energię procesów hydrodynamicznych oraz na bliskość obszarów abradowanych. W obszarach dna o większym nachyleniu i u podnóża skłónów może następować lokalna intensyfikacja prądów przydennych, umożliwiającą okresowo erozję osadów i transport frakcji piaszczystych.

Strefa abrazji piasków ilastych i piasków drobnoziarnistych (ark. Głębia Gdańska) występuje w obrębie Progu Gotlandzko-Gdańskiego na głębokościach około 77–80 m. Według diagramu C–M piaski ilaste i piaski drobnoziarniste należą do typów II, III i IX, co wskazuje że okresowo mogą tu występować prądy transportujące w zawieszynie oraz przez wleczenie i toczenie ziarna o średnicach przekraczających 1 mm.

Frakcje zwirowe i piaszczyste pochodzą z rozmycia glin subakwalnych. Nie wiadomo, czy procesy abrazji glin zachodziły tylko na początku transgresji, przy niższym poziomie morza, czy też mogą zachodzić również współcześnie. Bardzo mała miąższość piasków ilastych i piasków drobnoziarnistych i ich uziarnienie wskazuje na przewagę występujących współcześnie procesów erozji oraz, że frakcje muliste i ilaste (<0,062 mm) deponowane są tu tylko czasowo. Obok wpływu fal wewnętrznych istotne znaczenie mają też prądy związane z wlewami wód oceanicznych. Występowanie w tym rejonie natlenionych wód przydennych w połączeniu ze stosunkowo silnymi prądami przydennymi uniemożliwiającymi trwałą depozycję cząstek mulistych i ilastych, a także występowanie na powierzchni dna ziarn żwiru umożliwia wytrącanie się na kontakcie wody z osadem związków żelaza i manganu tworzących naskorupienie i konkretacje.

* * *

Naturalny przebieg procesów sedymentacyjnych w Zatoce Gdańskiej w wielu miejscach został zaburzony przez działalność ludzką. Budowa falochronów portowych i pogłębianie torów wodnych do portów prowadzi do lokalnych zmian warunków hydrodynamicznych i związanych z nimi procesów litodynamicznych zachodzących na dnie i brzegach morskich. Również zrzucenie na dno morskie Zatoki Gdańskiej urobku z prac pogłębiarskich prowadzonych w portach i na redach portowych, powoduje widoczne zakłócenie w naturalnym rozmieszczeniu i składzie osadów dennych.

Zanieczyszczenia przemysłowe i komunalne dostające się do wód Basenu Gdańskiego wpływają na skład chemiczny osadów dennych. Dotychczasowe wyniki badań (np. J. Walkusz i in., 1992) wskazują, że osady mulisto-ilaste deponowane współcześnie w Głębi Gdańskiej zawierają znacznie więcej niektórych metali ciężkich niż osady zdeponowane 200 lat temu.

Problem wpływu czynników antropogenicznych na dynamikę dna, rozmieszczenie i skład osadów dennych pozostaje ciągle niedostatecznie rozpoznany.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-SUROWCOWA

Surowce piaszczyste (arkusze Gdańsk i Elbląg). Piaski (p) zajmują duże powierzchnie dna w Zatoce Gdańskiej. Na znacznych obszarach miąższość ich jest większa od 1 m, przez co zaliczono je do obszarów perspektywicznych. Wyróżniono trzy obszary perspektywiczne surowców piaszczystych.

— Obszar położony na północny wschód od Rewy tworzą piaski drobnoziarniste. Powierzchnia tego obszaru (ark. Gdańsk) wynosi około 20 km², z czego około 2 km² położonych jest w strefie ochrony brzegu. Głębokości morza w tym obszarze wynoszą od 5 do 15 m;

— Obszar położony na północny wschód i wschód od Gdańska jest najbardziej zróżnicowany. Występują tu piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste. Powierzchnia obszaru wynosi około 140 km², z czego około 60 km² położonych jest w strefie ochrony brzegu oraz torów wodnych i redy Portu Gdańskiego. Głębokości morza w tym obszarze (poza strefą ochrony brzegu), wynoszą od około 15 m do około 40 m. Dno jest przeważnie faliste o lokalnych deniwelacjach dochodzących do 8 m przy nachyleniu zboczy do około 2°. W północnej części obszaru przeważają piaski średnio- i gruboziarniste, a w części wschodniej — piaski drobno- i średnioziarniste;

— Obszar położony na skłonie Mierzei Wiślanej prawie w całości pokrywają piaski drobnoziarniste. Tylko w części zachodniej występują na małej powierzchni piaski średnioziarniste. Powierzchnia obszaru perspektywicznego wynosi około 200 km² z czego około 80 km² znajduje się w strefie ochrony brzegu. Głębokości morza w tym obszarze (poza strefą ochrony brzegu), wynoszą od 15 do około 35–40 m. Dno morskie jest wyrównane, nachylone łagodnie ku północy. Piaski drobnoziarniste z przedpola Mierzei Wiślanej odznaczają się dużą jednorodnością. Zawartość frakcji 0,25–0,125 mm wynosi od 53,8% w strefie głębokości 30–40 m do 68,5% w strefie głębokości 10–20 m. Domieszki ziarn grubszych od 0,25 mm i drobniejszych od 0,063 mm, wynoszą odpowiednio od 4,7% i 1,6% w strefie głębokości 10–20 m, do 10,6% i 7,1% w strefie 30–40 m.

Piaski obszarów perspektywicznych mogą służyć do sztucznego zasilania brzegów. Ewentualne inne wykorzystanie surowcowe piasków wymaga dodatkowych badań, zwłaszcza, że mogą one zawierać zanieczyszczenia antropogeniczne.

Piaski wzbogacone w minerały ciężkie (pc) — (ark. Elbląg). Podwyższone zawartości minerałów ciężkich występują lokalnie wśród piasków drobnoziarnistych na przedpolu Mierzei Wiślanej. Koncentracje minerałów ciężkich stwierdzono w dwóch rejonach pomiędzy ujściem Wisły a Zalewem Wiślanym oraz w rejonie na przedpolu wschodniej części Mierzei Wiślanej. Zawartość minerałów ciężkich w próbkach z tych rejonów wynosi w rejonach zachodnich od 2,5 do 3,2%, a w rejonie wschodnim od 2,2 do 3,5% frakcji 0,25–0,125 mm, przy zawartości tej frakcji od 63 do 76%.

Surowce ilaste. Gliny i iły (i). Gliny subakwalne występujące na Progu Gotlandzko-Gdańskim zawierają ziarna większe od 2,0 mm w ilości od 0,5 do 5,4%, frakcje mniejsze od 0,062 mm w ilości od 72,9 do 92,7%. Straty prażenia w temperaturze 1000° C wynoszą od 10,1 do 13,3%, a zawartość CaCO₃ od 6,0 do 16,4%. Gliny

subakwalne występują na głębokości około 77–82 m, pod cienką warstwą (do 20 cm) piasków drobnoziarnistych i piasków ilastych.

Iły występują częściowo na Progu Gotlandzko-Gdańskim i w jego otoczeniu, a także lokalnie na niewielkich powierzchniach w Głębi Gdańskiej. Są to osady bałtyckiego jeziora lodowego w których domieszki frakcji grubszych od 2,0 mm wynoszą od 0,0 do 1,4%, a frakcje mniejsze od 0,062 mm występują w ilościach od 92,0 do 98,0%. Straty prażenia w temperaturze 1000° C wahają się od 5,9 do 15,5%, a zawartości CaCO₃ od 0,0 do 15,2%. Osady te występują na głębokościach od około 80 do około 97 m pod cienką (<20 cm) warstwą piasków ilastych i piasków drobnoziarnistych.

Muły i iły organiczne (*iorg*) pokrywają powierzchnię dna Głębi Gdańskiej. Występują też w Zatoce Puckiej i w Zalewie Wiślanym. Do mułów i iłów organicznych zaliczono osady o zawartości frakcji drobniejszej od 0,062 mm większej niż 50% i zawartości substancji organicznej większej niż 2%. W obszarach perspektywicznych miąższość tych osadów jest większa od 1 m, a zawartość substancji organicznej przekracza 8%. Podstawowe cechy surowcowe mułów i iłów organicznych z obszarów perspektywicznych Głębi Gdańskiej przedstawiają się następująco:

zawartość frakcji < 0,062 mm	— od 80,4 do 100%
zawartość frakcji > 2,0 mm	— od 0,0 do 0,1%
straty prażenia w temperaturze 1000°C	— od 9,8 do 23,4%
zawartość CaCO ₃	— 0%
zawartość substancji organicznej	— od 8,0 do 12,8%
zawartość siarki całkowitej	— od 0,31 do 1,99%

Konkrecje żelazowo-manganowe (Fe-Mn) występują na części Progu Gotlandzko-Gdańskiego graniczącej z arkuszem Puck. Głębokość morza w rejonie występowania konkrecji wynosi od około 75 do 80 m. Konkrecje te występują w warstwie rezydualnych piasków drobnoziarnistych oraz piasków ilastych tworzących cienką pokrywę na glinie subakwalnej i iłach bałtyckiego jeziora lodowego. Zawartości metali w konkrecjach Fe-Mn z części Progu Gotlandzko-Gdańskiego leżącej w obrębie arkusza Głębia Gdańska przedstawiają się następująco: (dane z 3 próbek) Fe — 11,6–13,2%, Mn — 0,64–1,4%, Ti — 4600–4900 ppm, V — 120–140 ppm, Cr — 60–74 ppm, Co — 17–29 ppm, Ni — 45–62 ppm, Cu — 9–12 ppm, Pb — 20 ppm, Ba — 800 ppm.

Na mapie prognoz surowcowych 1:500 000, zaznaczono strefę ochrony brzegu i torów wodnych (P. Słomianko i in., 1972). Strefa ta określa granicę dopuszczalnego zasięgu eksploatacji surowców z dna morskiego bez zachwiania równowagi dna, a tym samym zagrożenia brzegu.

PODSUMOWANIE

Wieloletnie badania Basenu Gdańskiego dostarczyły wielu nowych informacji zdecydowanie rozszerzających dotychczasowy stan rozpoznania budowy geologicznej.

Zakres badań rejsowych i laboratoryjnych, zwłaszcza wykonanych w ostatnich latach, umożliwił zestawienie map i tabel przedstawiających rozmieszczenie, sposób zalegania i cechy litologiczne osadów plejstoceniowych i holoceniowych oraz, w kilku przypadkach określenie ich wieku metodami chronologii bezwzględnej.

Osady podłoża czwartorzędu zostały udokumentowane głównie metodami sejsmoakustycznymi. Otwór wiertniczy G 1 zlokalizowany na progu rozdzielającym Basenu Gdańskiego i Gotlandzki dowiódł występowania w tym rejonie, w podłożu czwartorzędu, osadów kredowych. Rozszerza to zasięg ich występowania w stosunku do wcześniejszych poglądów. Wyznaczono również zasięg osadów trzeciorzędowych w zachodniej i południowej części Zatoki Gdańskiej.

Badania sejsmoakustyczne udokumentowały złożoną budowę geologiczną plejstocenu, zwłaszcza w zachodnich i południowych częściach Zatoki Gdańskiej. Przedstawiona interpretacja litologiczna i stratygraficzna osadów plejstocenu jest próbą dowiązania jednostek sejsmostratygraficznych do przekrojów geologicznych z wybrzeży Zatoki Gdańskiej. Weryfikacja wydzielanych jednostek litologicznych, a zwłaszcza stratygraficznych była niemożliwa ze względu na brak odpowiednich profili wiertniczych w Zatoce Gdańskiej. Również w przyszłości problemy te pozostaną trudne do rozwiązania z uwagi na dominację w warstwach plejstoceniowych osadów piaszczystych.

W przyszłych badaniach stratygraficznych osadów plejstoceniowych Zatoki Gdańskiej należałoby skupić się na pozyskaniu profili geologicznych z rejonów występowania glin zwalowych.

Lepiej udokumentowano osady oraz przebieg zdarzeń geologicznych w późnym glacie, a zwłaszcza w holocenie. Wymienić tu należy takie procesy jak rozwój zatopionej obecnie delty Wisły, rozwój Zalewu i Mierzei Wiślanej oraz Półwyspu Helskiego. Udokumentowane mikro- i makrofaunistyczne oraz datowane późnoglacialne i holoceniowe osady deltowe i lagunowe z dna Zatoki Gdańskiej uzupełniają i weryfikują istniejący stan wiedzy wynikający z badań przyległego lądu.

Odrębnym szerokim zagadnieniem jest historia formowania się późnoglacialnych i holoceniowych osadów pokrywających dno Głębi Gdańskiej, a zwłaszcza odtworzenie zmian warunków klimatycznych i hydrologicznych kształtujących środowisko sedymentacji. Wykonane badania mikro- i makrofaunistyczne rdzeni osadów późnoglacialnych i holoceniowych z dna Głębi Gdańskiej nie pozwoliły na pełne wyjaśnienie kontrowersji dotyczących faz rozwojowych Bałtyku i ich korelacji z okresami klimatycznymi w późnym glacie i wczesnym holocenie. Nie znaleziono dowodów na istnienie, wyróżnianych wcześniej (m.in. F.B. Pieczka, 1980) późnoglacialnego morza yoldiowego rozdzielającego I i II bałtyckie jeziora lodowe.

Wydaje się, że na zróżnicowanie facjalne osadów późnoglacialnych i dolnoloceniowych, jakie występuje w Basenie Gdańskim, duży wpływ miał dopływ wód rzecznych, zwłaszcza Wisły i Niemna. Występujące w tym okresie wahania poziomu

wód w zbiorniku Morza Bałtyckiego i związane z tym przemieszczenia linii brzegowej wpływały na zasięg penetracji wód rzecznych i zmiany proporcji pomiędzy dopływem rzeczny, a objętością wód Basenu Gdańskiego. Procesy te miały prawdopodobnie duży wpływ na zmiany warunków hydrologicznych tego akwenu. Dlatego też pomimo, że w głębokowodnej części Basenu Gdańskiego występują osady reprezentujące wszystkie fazy rozwojowe Bałtyku, akwen ten przynajmniej w jego części południowej nie jest reprezentatywny dla prób odtworzenia ewolucji, zwłaszcza hydrochemicznej, Morza Bałtyckiego w późnym glacie i holocenie.

Podział osadów Morza Bałtyckiego, w którym wyróżniono osady bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancyclusowego oraz osady morza litorynowego i baltica, oparto o kryteria litostratygraficzne i sejsmostratygraficzne, nawiązując do podziałów H. Ignatiusa i in. (1981), A.I. Błażczyszyna (1985). Istotne znaczenie w poznaniu chronologii procesów tworzenia się holocenijskiej pokrywy osadowej Głębi Gdańskiej miały badania palinologiczne i okrzemkowe a zwłaszcza pierwsze w tym obszarze datowania metodą ^{14}C osadów morskich.

Współczesne rozmieszczenie osadów na dnie Zatoki Gdańskiej wykazuje wiele anomalii w stosunku do prawidłowości znanych z innych akwenów Bałtyku południowego. Dominujące znaczenie miała tu paleogeografia — rzeźba terenu i budowa geologiczna obszarów na które transgredowało morze. Dużą rolę odgrywa też kształt linii brzegowej, mocno różnicujący warunki hydrodynamiczne w różnych częściach akwenu. Nie bez znaczenia jest też wpływ Wisły, dostarczającej do Basenu Gdańskiego materiał osadowy. Wisła modyfikowała warunki hydrochemiczne, zarówno w przeszłości jak i obecnie. Współczesne procesy hydrodynamiczne — fale i prądy morskie oraz hydrochemiczne kształtują cechy litologiczne osadów, tak że nie odbiegają one od cech osadów z innych części Bałtyku południowego. Procesy te nie zmieniły zasadniczych rysów rozmieszczenia osadów w obszarze płytkomorskim, wynikającego z uwarunkowań paleogeograficznych.

Złożoność budowy geologicznej, historii rozwoju i czynników wpływających na procesy sedymentacji w przeszłości i współcześnie sprawiają, że wiele problemów, w niniejszych objaśnieniach do arkuszy Gdańsk, Elbląg i Głębia Gdańska — Mapy Geologicznej Dna Bałtyku 1:200 000, zostało jedynie zasygnalizowanych. Zagadnienia takie jak rozwój delty Wisły, Półwyspu Helskiego oraz Mierzei i Zalewu Wiślanego w późnym glacie i dolnym holocenie, czy stratygrafia i warunki paleogeograficzne tworzenia się pokrywy osadowej Basenu Gdańskiego, powinny stać się w najbliższej przyszłości przedmiotem szczegółowych opracowań.

LITERATURA

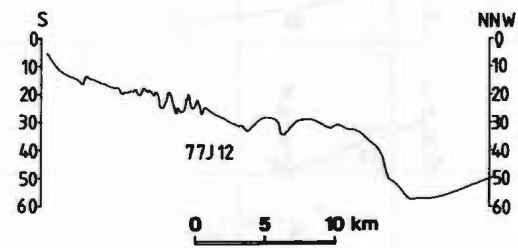
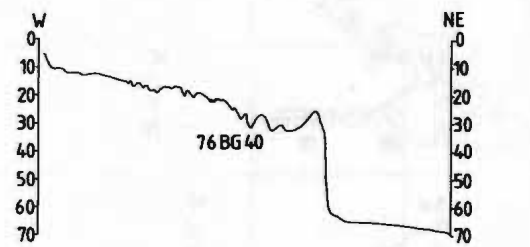
- BĄCZYK J., 1963 — Genèse de la Presqu'île de Hel sur la base du développement du Golf de Gdańsk. *Baltica* 1.
- BŁAŻCZYŚYNA A. I., 1985 — Principles of lithostratigraphical subdivision of the Quaternary. W: Litho- and biostratigraphy of the Baltic Sea bottom deposits. W. Gudelis red. Vilnius.
- BOHDZIEWICZ L., 1963 — Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, nr 5.

- CYBERSKI J., MIKULSKI Z., 1976 — Stosunki hydrologiczne Żuław. W: Żuławy Wiślane, red. B. Augustowski, GTN, Gdańsk.
- DADLEZ R., MLYNARSKI S., 1972 — Wgłębna budowa geologiczna polskiego obszaru szelfu bałtyckiego. *Przew. XLIV Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Warszawa.
- DADLEZ R., 1976 — Zarys geologii podłoża kenozoiku w basenie południowego Bałtyku. *Biul. Inst. Geol.* nr 285.
- DAVIDOWA N. N. i in., 1968 — Stratygrafia osadów Głębi Gdańskiej w świetle nowych danych. *Prz. Geofiz.* R. 13/21, z. 4.
- DROZDOWSKI E., 1989 — Morskie i glacialno-morskie osady środkowego i górnego Vistulianu w północnej części dolnego Powiśla. *Stud. i Mater. Ocean.* nr 56, KBM PAN, Sopot.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1990 — Określenie wieku próbek z Basenu Bornholmskiego i Basenu Gdańskiego — ekspertyza paleontologiczna. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- GÓRZECKA I., 1992 — Dynamika powierzchniowych osadów dennych podbrzeża Mierzei Wiślanej. *Praca magisterska. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- GUDELIS W., JEMIELIANOW J. M., 1982 — Geologia Morza Bałtyckiego. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- IGNATIUS H., AXBERG S., NIEMISTÓ L., WINTERHALTER B., 1981 — Quaternary geology of the Baltic Sea. W: *The Baltic Sea*, red. A. Voipio. Elsevier Publishing Company Amsterdam-London.
- JEMIELIANOW J. M., WYPYCH K., 1987 — Procesy osadkonakaplenia w Gdańskim Basenie (Bałtyjskoje Morie), Akademia Nauk ZSRR, Moskwa.
- KĘPIŃSKA U., WYPYCH K., 1990 — Osady denne. W: *Zatoka Gdańska*. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- KRAMARSKA R., 1991 — Objasnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. *Ark. Ławica Słupska, Ławica Słupska N. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KRZYMIŃSKA J., 1991 — Ekspertyza mikro- i makrofaunistyczna osadów dennych dla Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. *Ark. Gdańsk, Głębia Gdańska, Elbląg. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- LISICYN A. P., JEMIELIANOW J. M., (red.), 1981 — Sedimentation in the Baltic Sea. *Nauka*, Moskwa.
- ŁOMNIEWSKI K., 1974 — Stosunki hydrograficzne. W: *Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego* (red. J. Moniak). GTN, Gdańsk.
- ŁOMNIEWSKI K., MAŃKOWSKI W., ZALESKI J., 1975 — *Morze Bałtyckie*. PWN, Warszawa.
- MAJEWSKI A., 1969 — Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym. *Prz. Geogr. R.* XIV/XXIII, z. 1.
- MAJEWSKI A., 1987 — Charakterystyka wód. W: *Bałtyk Południowy* (red. B. Augustowski). GTN Gdańsk.
- MAJEWSKI A., 1990 — Morfometria i hydrografia zlewiska. W: *Zatoka Gdańska*. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, Wyd. A — mapa utworów powierzchniowych, ark. Elbląg. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979a — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000. *Ark. Elbląg. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979b — Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Studia Geol. Pol.*, vol. 63.
- MAKOWSKA A., 1988 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. *Ark. Krynica Morska. Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- MASICKA H., 1965 — Essai de définition stratigraphique ainsi que de l'âge carote prelevee de la Baie de Gdańsk. *Baltica*, nr 2.
- MASICKA H., 1966 — Osady denne Zatoki Gdańskiej. *Praca doktorska. Arch. Inst. Ocean.*, PAN Sopot.
- MASICKA H., 1974a — Stratyfikacja warwowa 10-metrowego rdzenia z dna Głębi Gdańskiej. *Stud. i Mater. Ocean. Geol. Morza*. nr 4, KBM PAN, Sopot.
- MASICKA H., 1974b — Charakterystyka makroskopowo-granulometryczna dziesięciometrowego rdzenia z Głębi Gdańskiej. *Stud. i Mat. Ocean. Geol. Morza*. nr 8, KBM PAN, Sopot.
- MICHAŁOWSKA M., UŚCINOWICZ S., 1985 — Morfologia ziam kwarcu osadów piaszczystych Bałtyku Południowego. *Biul. Inst. Geol.* nr 352.
- MOJSKI J. E., SYLWESTRZAK J., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, Wyd. A — mapa utworów powierzchniowych. *Ark. Gdańsk. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1979a — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000. *Ark. Gdańsk. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1979b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. *Ark. Gdańsk. Inst. Geol.*, Warszawa.

- MOJSKI J. E., 1979c — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Gdańsk. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1979d — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Gdynia. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1979e — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Ark. Gdynia. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1979f — Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. *Biul. Inst. Geol.* nr 317, Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1983 — Lithostratigraphic Units of the Holocene and the Surface Morphology of the Bedrock in the Northwestern Part of the Vistula Delta Plain (Żuławy Wiślane) *Geol. Jb. A.* 71. Hannover.
- MOJSKI J. E., 1987a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Sobieszewo i Drewnica. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1987b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Kąty i Nowy Dwór Gdański. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1987c — Development of the Vistula River Delta and evolution of the Baltic Sea, an attempt at chronological correlation. W: *The Baltic Sea. Geol. Survey of Finland, Special Papers* 6.
- MOJSKI J. E., 1987d — Zarys budowy geologicznej obszaru południowobałtyckiego (bez czwartorzędu). W: *Bałtyk południowy* (red. B. Augustowski). GTN Ossolineum.
- MOJSKI J. E., 1990a — The Vistula River Delta. W: *The evolution of the Vistula River Valley during the last 15000 years. Part III.* Ossolineum Wrocław.
- MOJSKI J. E., 1990b — Budowa geologiczna północnej części Dłty Wisły i Mierzei Wiślanej. *Przew. LXI Zjazdu PTG.* Gdańsk.
- MUSIELAK S., 1979 — Osady dennie Zatoki Puckiej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- NOWAK B., 1961 — Minerale ciężkie w osadach dennych stożka ujściowego Wisły pod Świbnem. Praca doktorska. Arch. IMGW, Gdynia.
- PASSEGA R., BYRAMJE R., 1969 — Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, Amsterdam.
- PAWŁOWSKI S., 1992 — O utworach na dnie Zatoki Gdańskiej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Prace Kom. Mat.-Przyr.* Ser. A, T. I, z. 4, Poznań.
- PIECZKA F. B., 1972a — Osady dennie Zatoki Gdańskiej i południowej części Głębi Gdańskiej z uwzględnieniem procesów sedymentacyjnych. Rozprawa doktorska. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- PIECZKA F. B., 1972b — Z badań osadów dennych Zatoki Gdańskiej i południowej części Głębi Gdańskiej. *Stud. i Mat. Ocean. Geol. Morza.* nr 5, KBM PAN.
- PIECZKA F. B., 1980 — Geomorfologia i osady dennie Basenu Gdańskiego. *Peribalticum.* GTN Ossolineum, Gdańsk.
- PIKIES R., 1992 — New data about the Upper Cretaceous from eastern part of the Southern Baltic Sea. *Kwart. Geol.* T. 36 nr 2.
- POŻARYSKI W., 1970 — Szkic geologiczny obszaru południowego Bałtyku (bez kenezoiku). *Prz. Geol.* nr 7.
- POŻARYSKI W. i in., 1979 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- ROSA B., 1967 — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. UMK, Toruń.
- ROSA B., 1987 — Pokrywa osadowa i rzeźba dna. W: *Bałtyk południowy* (red. B. Augustowski). GTN Ossolineum.
- ROSA B., 1990 — Morfologia i geologia. W: *Zatoka Gdańska.* Wyd. Geol. Warszawa.
- ROTNICKI K., BORÓWKA K., 1993 — Dating of the main stadial of the North Polish Glacialian in the Polish Baltic Middle Coast. *Abstracts of the Third Marine Geological Conference — The Baltic.* Państw. Inst. Geol. Sopot.
- SEMRAU I., 1989 — Wpływ budowli hydrotechnicznych na litodynamikę polskiej strefy brzegowej. *Stud. i Mat. Ocean. Geol. Morza* nr 55 KBM PAN. Sopot.
- 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. Geofiz. Oddz. Bałtycki, Sopot.*

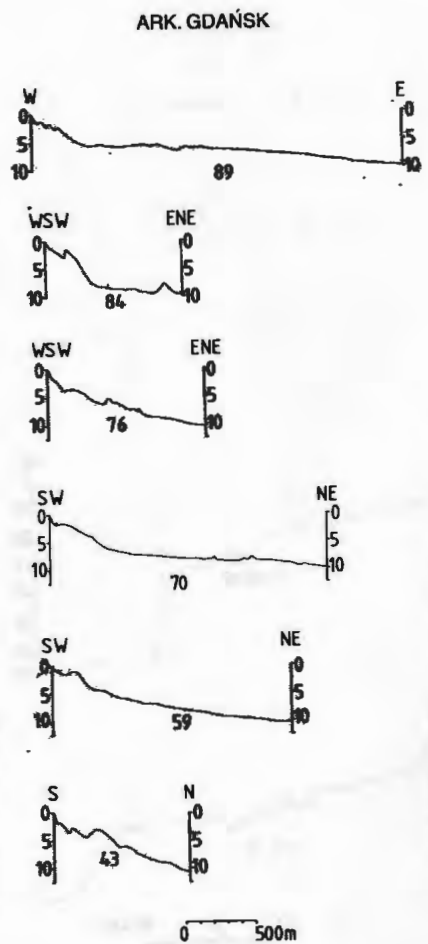
- SOŁOWIEW J.J., 1975 — Usytuowanie geograficzne. Charakterystyka morfometryczna zalewu i jego linia brzegowa. W: *Hydrometeorologiczny ustrój Zalewu Wiślanego.* (red. N. N. Łazarienko, A. Majewski). Wyd. Kom. i Łączności. Warszawa.
- STARKE L., WIŚNIEWSKI E., 1990 — The evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part III, *Ossolineum* Wrocław.
- STOCH L., GORLICH K., PIECZKA F.B., 1980 — Litologia i skład mineralny osadów z dna Basenu -Gdańskiego. *Kwart. Geol.* T. 24, nr 2.
- SUBOTOWICZ W., 1982 — Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. GTN. Ossolineum.
- TOMCZAK A. i in., 1989 — Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej. *Kwart. Geol.* T. 33, nr 2.
- TOMCZAK A., 1990a — O fazach rozwoju Mierzei Wiślanej w najmłodszym holocenie w świetle dat radiowęglowych. *Przew. LXI Zjazdu PTG.* Gdańsk.
- TOMCZAK A., 1990b — Budowa geologiczna i rozwój Półwyspu Helskiego w świetle najnowszych badań. *Przew. LXI Zjazdu PTG.* Gdańsk.
- UŚCINOWICZ S., 1991a — Objasnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. Ark. Kołobrzeg. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1991 — Objasnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. Ark. Łeba, Słupsk. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1991 — Objasnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. Ark. Rønne, Nexø. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- VOIPIO A., 1981 — *The Baltic Sea.* Elsevier, Amsterdam.
- WALKUSZ J., ROMAN S., PEMPKOWIAK J., 1992 — Contamination of the southern Baltic surface sediments with heavy metals. *Biul. Morskiego Instytutu Rybackiego* 1(125).
- WYPYCH K., 1968a — Osady dennie Zalewu Wiślanego. Arch. IMGW, Oddział Morski, Gdynia.
- WYPYCH K., 1968b — Osady dennie strefy przybrzeżnej rejonu Martwej Wisły. Arch. IMGW, Oddział Morski, Gdynia.
- WYPYCH K. i in., 1975 — Ukształtowanie dna i osady dennie Zalewu. W: *Hydrometeorologiczny ustrój Zalewu Wiślanego* (red. N. N. Łazarienko, A. Majewski). Wyd. Kom. i Łączności, Warszawa.
- ZABOROWSKA K., 1991 — Analiza okrzemkowa osadów z arkuszy Elbląg, Gdańsk i Głębia Gdańska dla Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddział. Geol. Morza, Sopot.*
- ZACHOWICZ J., 1985 — Z badań biostratygraficznych nad osadami Zalewu Wiślanego. *Peribalticum* III, GTN Ossolineum, Wrocław.
- ZACHOWICZ J., 1991 — Ekspertyza palinologiczna osadów dennych z Arkuszy Elbląg, Gdańsk i Głębia Gdańska dla Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geol. Morza, Sopot.*
- ZAWADZKA E., 1989 — Morfodynamika wybranych odcinków nadbrzeży wydmywych. *Stud. i Mat. Ocean. Geol. Morza.* nr 55, z. 1.
- ZENKOWICZ W. P., 1962 — *Osnovy uczenia o razvitii morskich bieregow.* Izd. A.N. SSSR Moskwa.

ARK. GDAŃSK



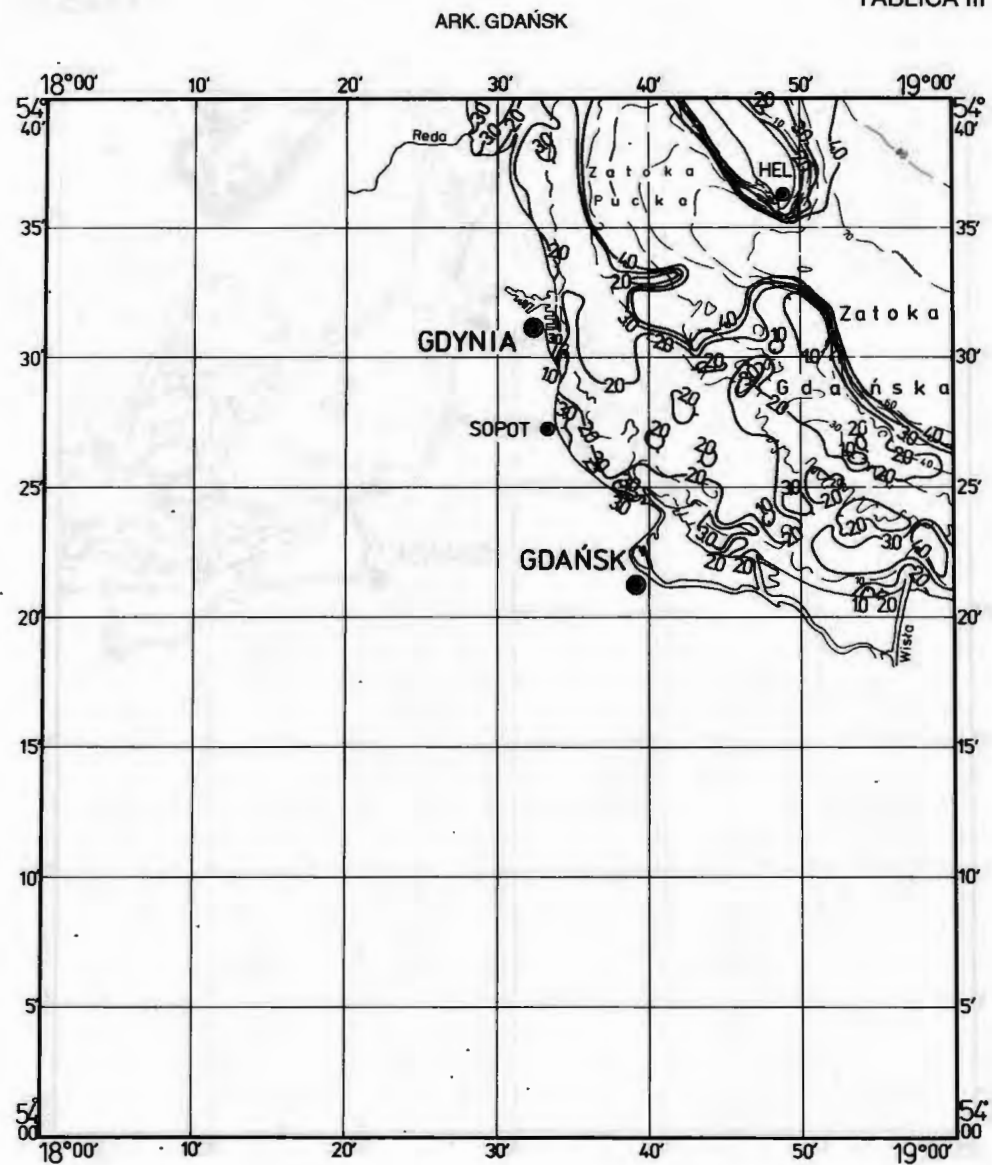
Profile batymetryczne
(według R. Pikiesa)

TABLICA II



Profile batymetryczne strefy brzegowej
(według R. Pikiesa)

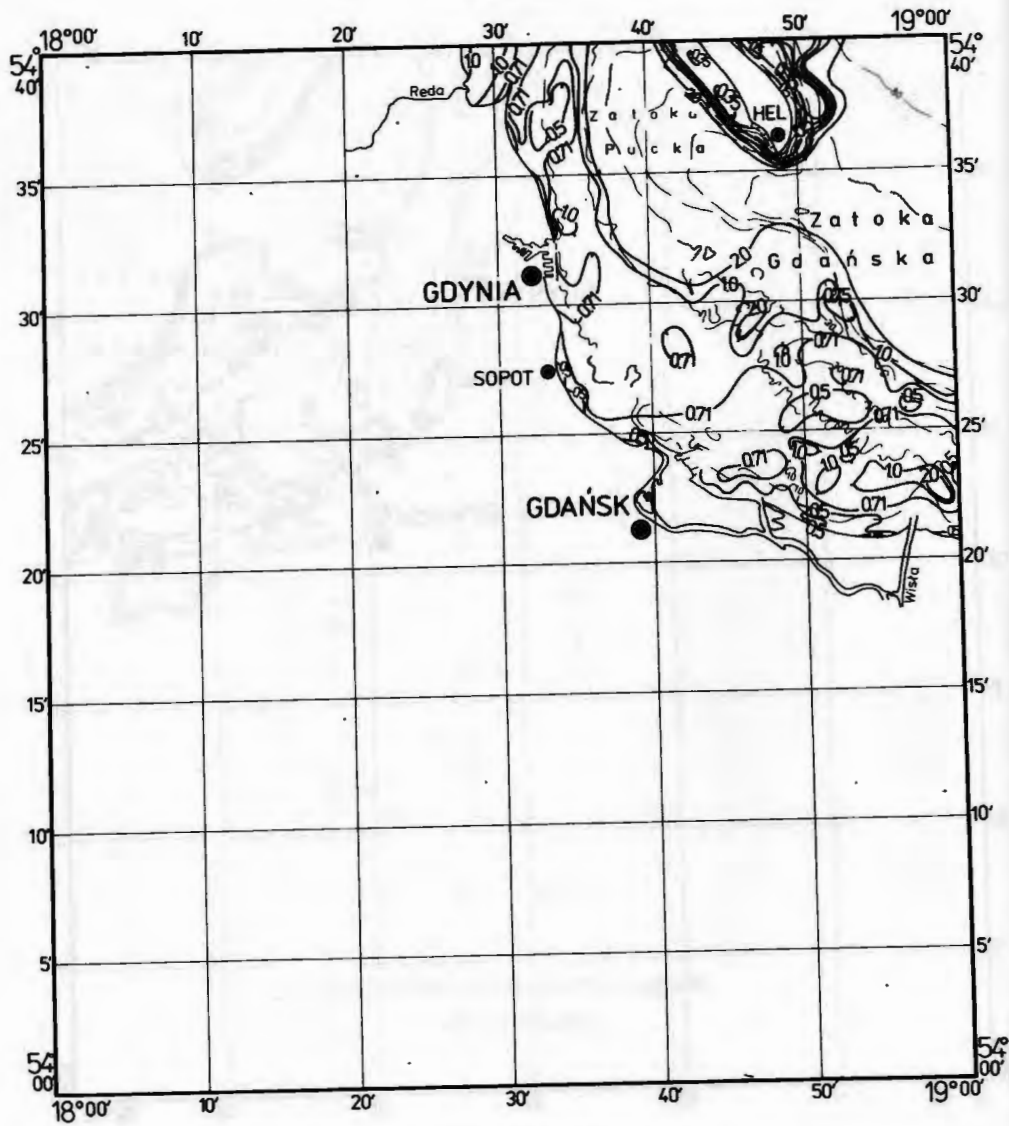
TABLICA III



Skala 1:500 000

Średnia średnica ziarn — Mz (φ)
(według S. Uścińowicza)

Wartości obliczono według wzoru R. L. Folk, W. C. Warda (1957)
Uwaga: Tabl. III-XI dotyczą warstwy powierzchniowej (0-20 cm) osadów morza litorynowego i baltica.
Linia przerywaną oznaczono izobaty, linią ciągłą — izarytmy wartości odpowiednich parametrów.



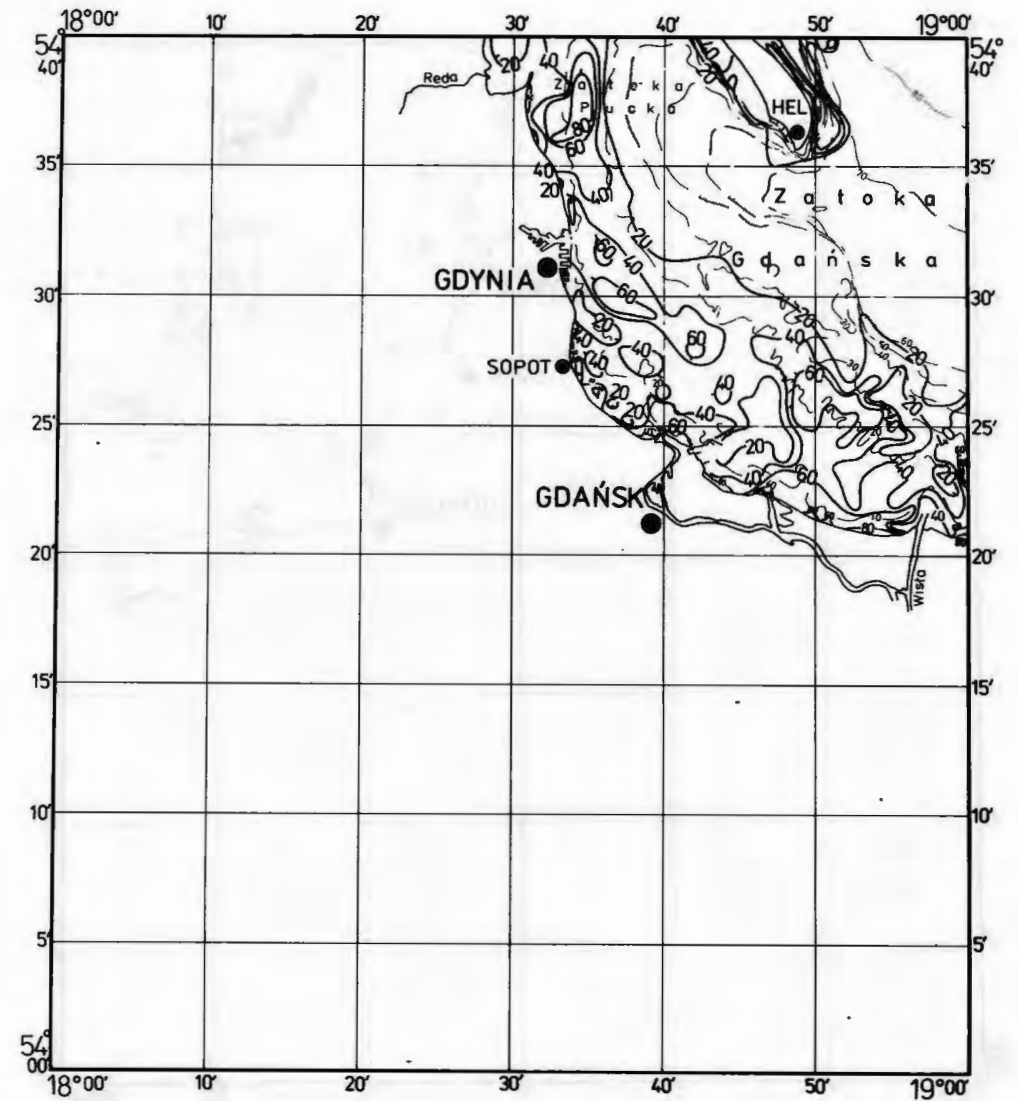
Skala 1:500 000

Wysortowanie osadów — σ_1 (φ)

(według S. Uścińowicza)

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

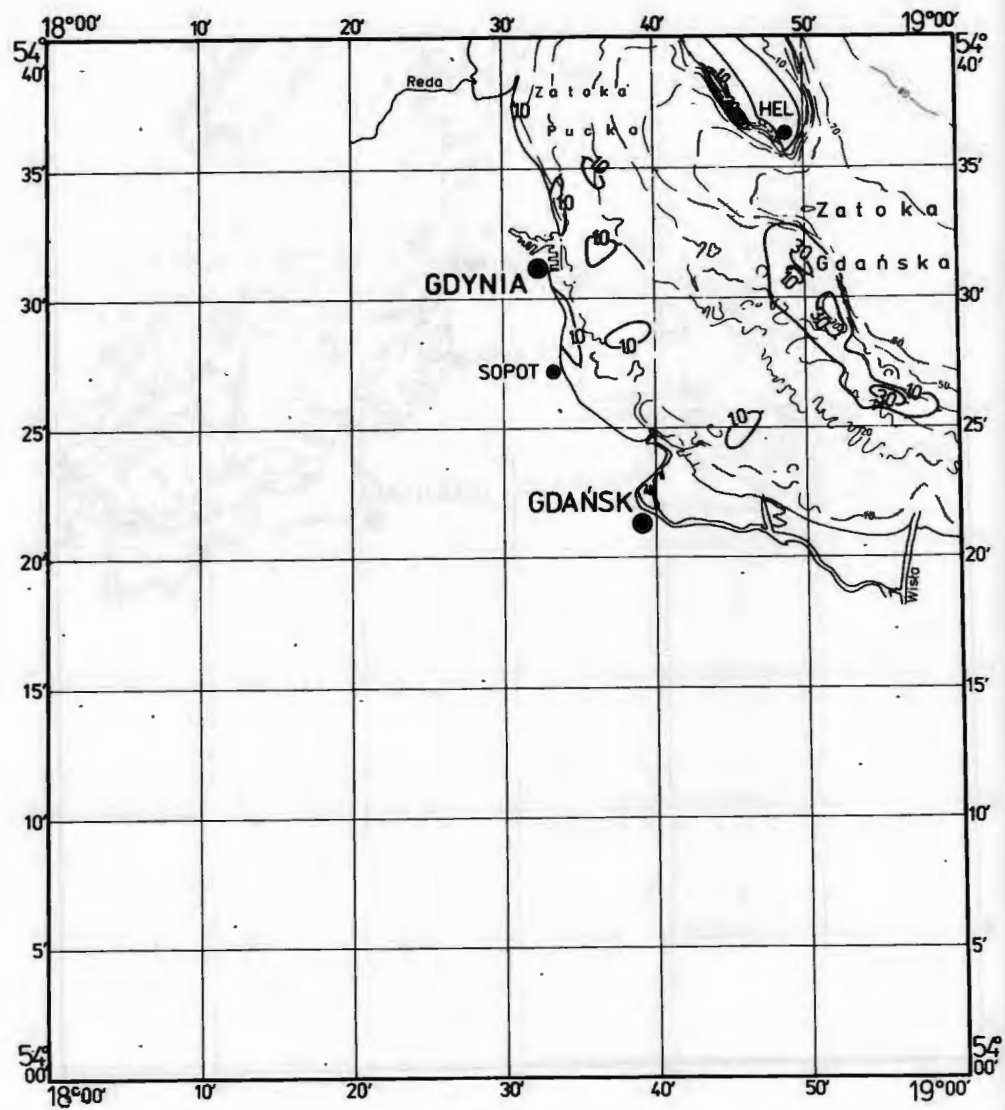
- < - 0,35 — osady bardzo dobrze wysortowane
- 0,35 - 0,50 — osady dobrze wysortowane
- 0,50 - 0,71 — osady umiarkowanie dobrze wysortowane
- 0,71 - 1,0 — osady dobrze wysortowane
- 1,0 - 2,0 — osady źle wysortowane



Skala 1:500 000

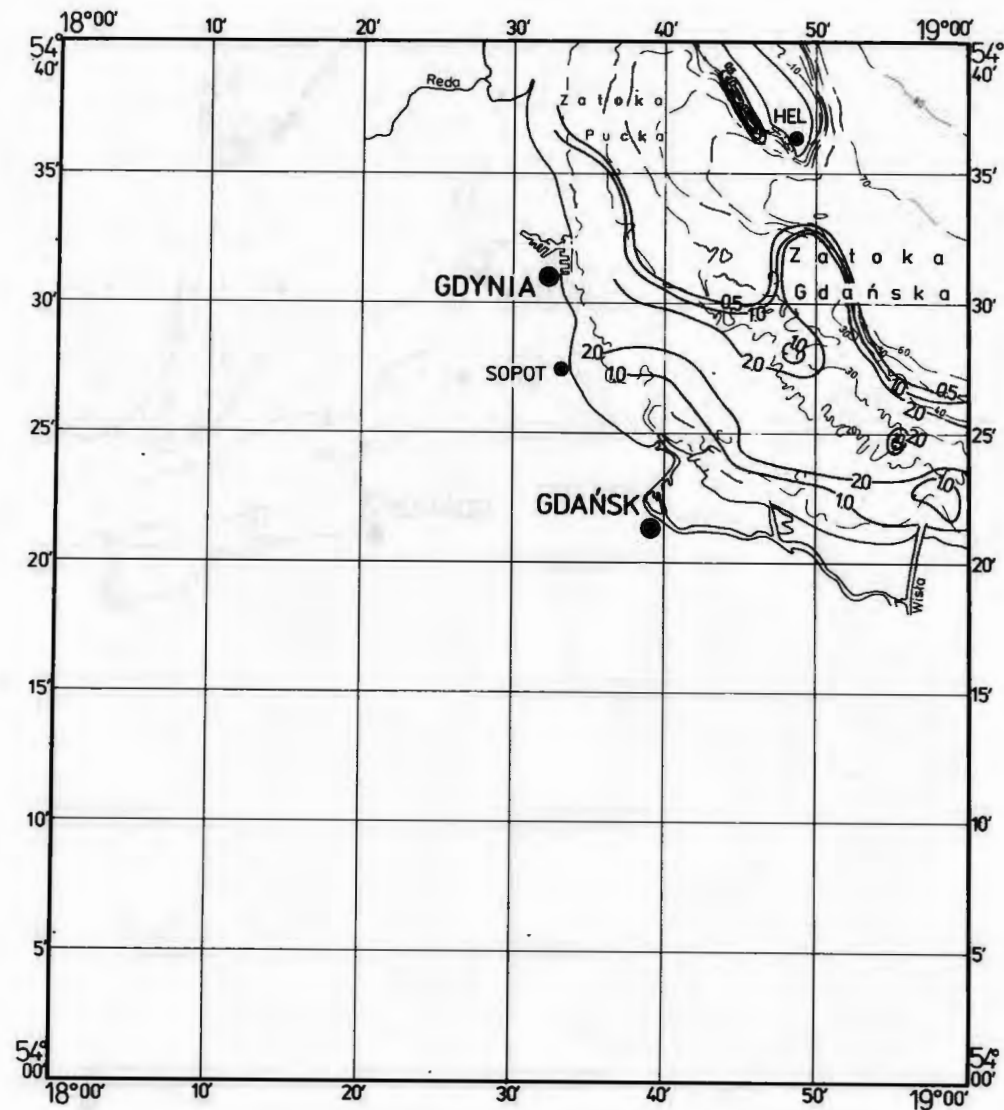
Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25-0,125 mm (w %)

(według S. Uścińowicza)



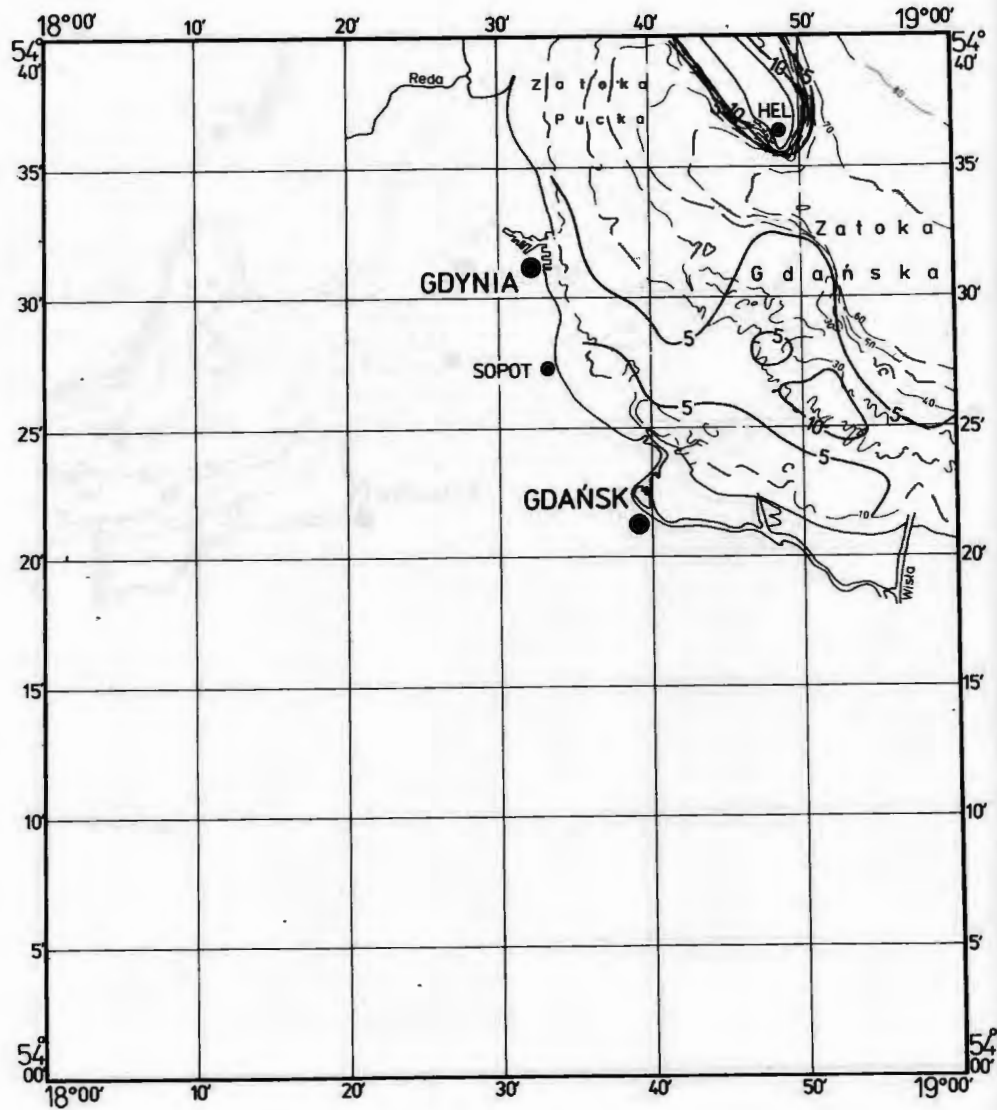
Skala 1:500 000

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



Skala 1:500 000

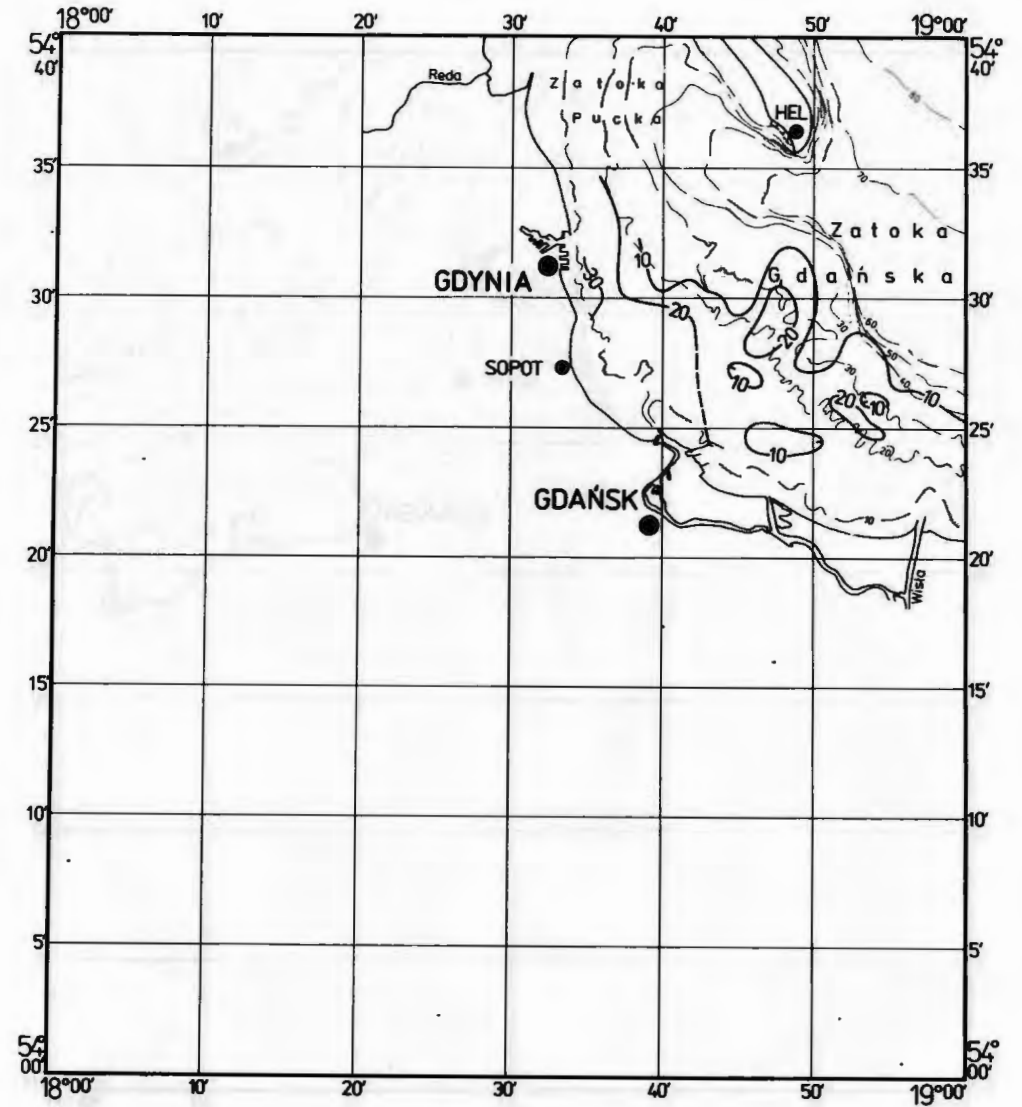
Wskaźnik składu mineralnego G/A
(według S. Uścińowicza)
G/A — stosunek zawartości granatów (G) do amfiboli (A)



Skala 1:500 000

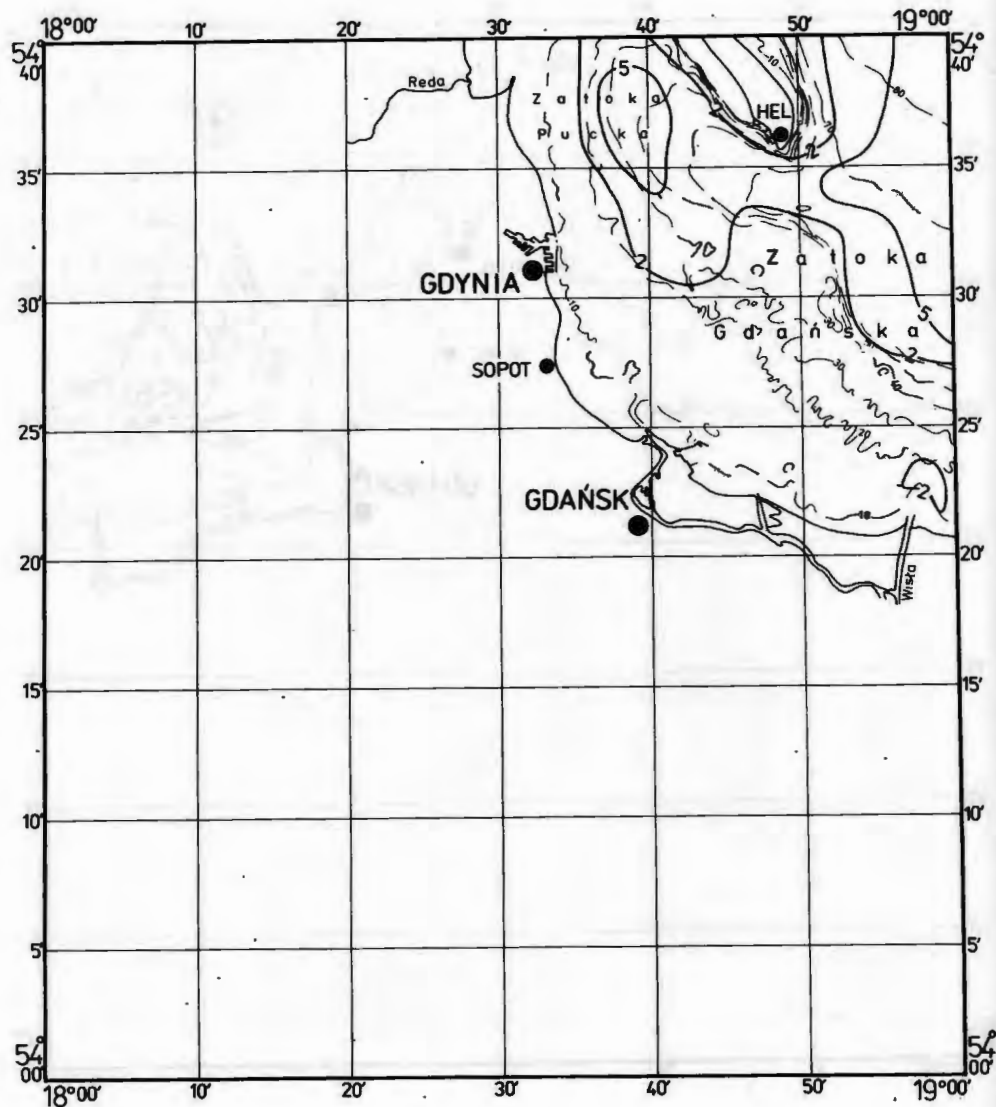
Wskaźnik składu mineralnego A/B+Ch
(według S. Uścińowicza)

A/B+Ch — stosunek zawartości amfiboli (A) do sumy biotyту i chlorytu (B+Ch)



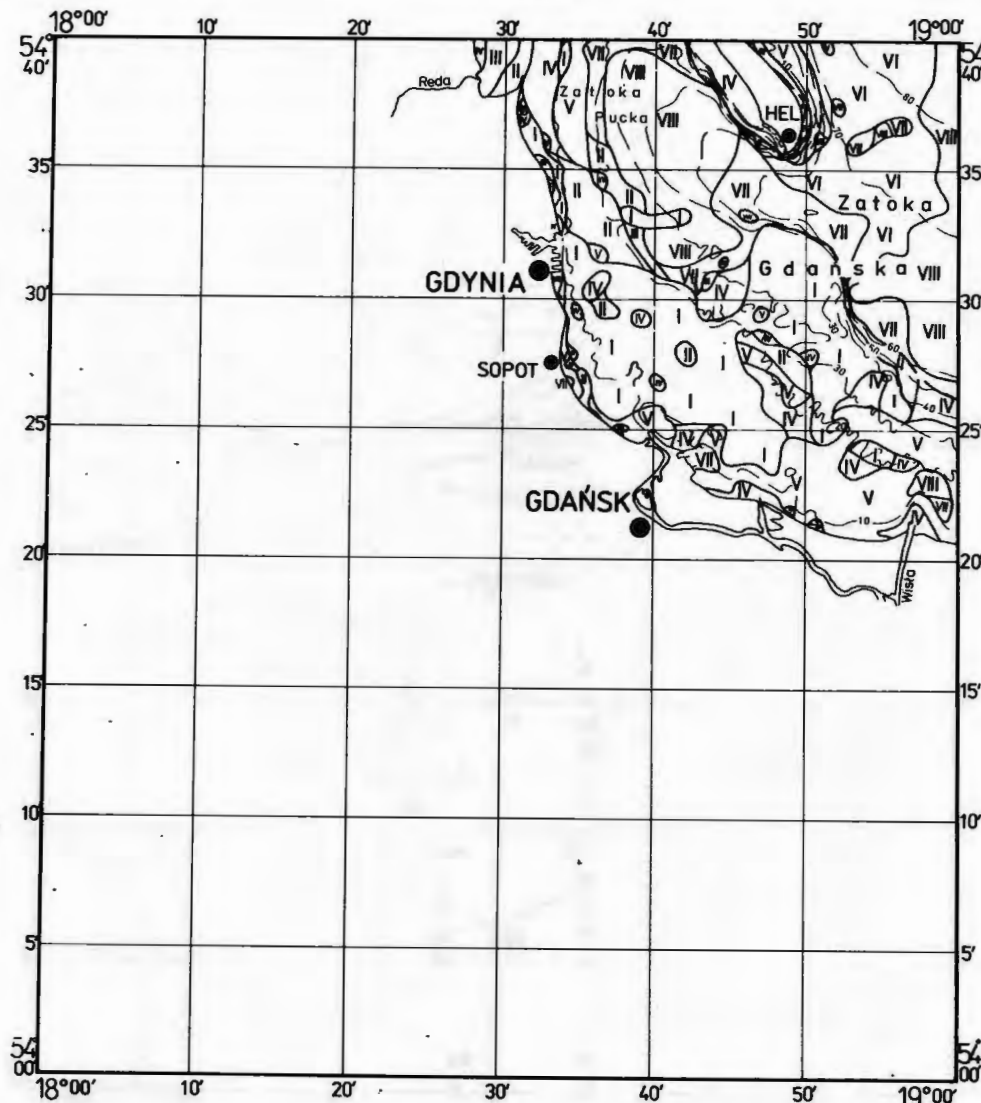
Skala 1:500 000

Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (K+Kc)
we frakcji 0,5–0,25 mm (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

Zawartość substancji organicznej (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

Wskaźnik uziarnienia C-M
(według S. Uścińowicza)

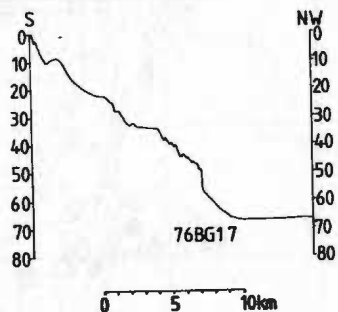
Typy osadów według diagramu R. Passegi, R. Byramje (1969)

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

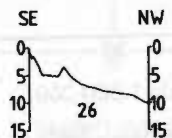
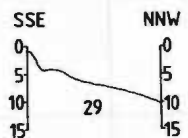
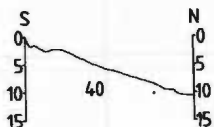
ARK. ELBLĄG



Profile batymetryczne
(według R. Pikiesa)

TABLICA I

ARK. ELBLĄG



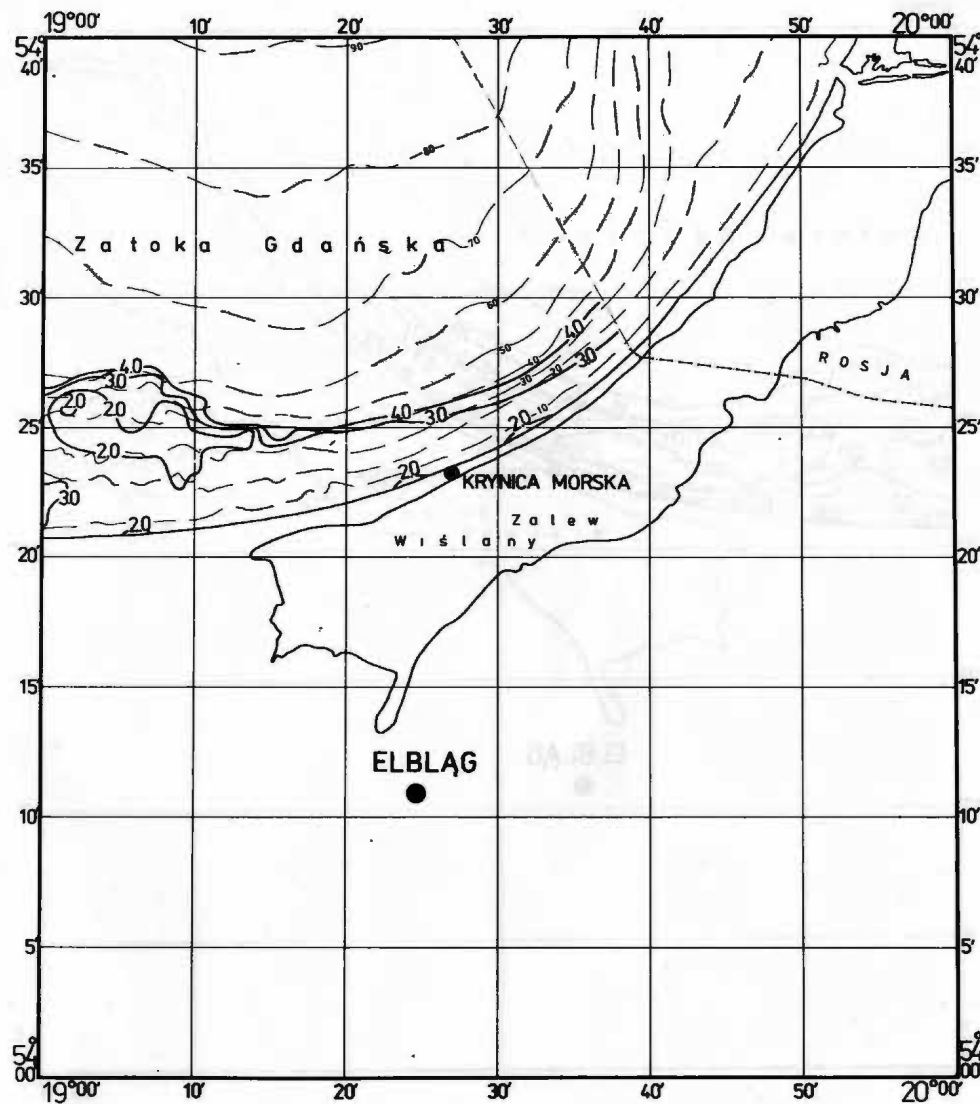
0 500m

Profile batymetryczne strefy brzegowej
(według R. Pikiesa)

TABLICA II

ARK. ELBLĄG

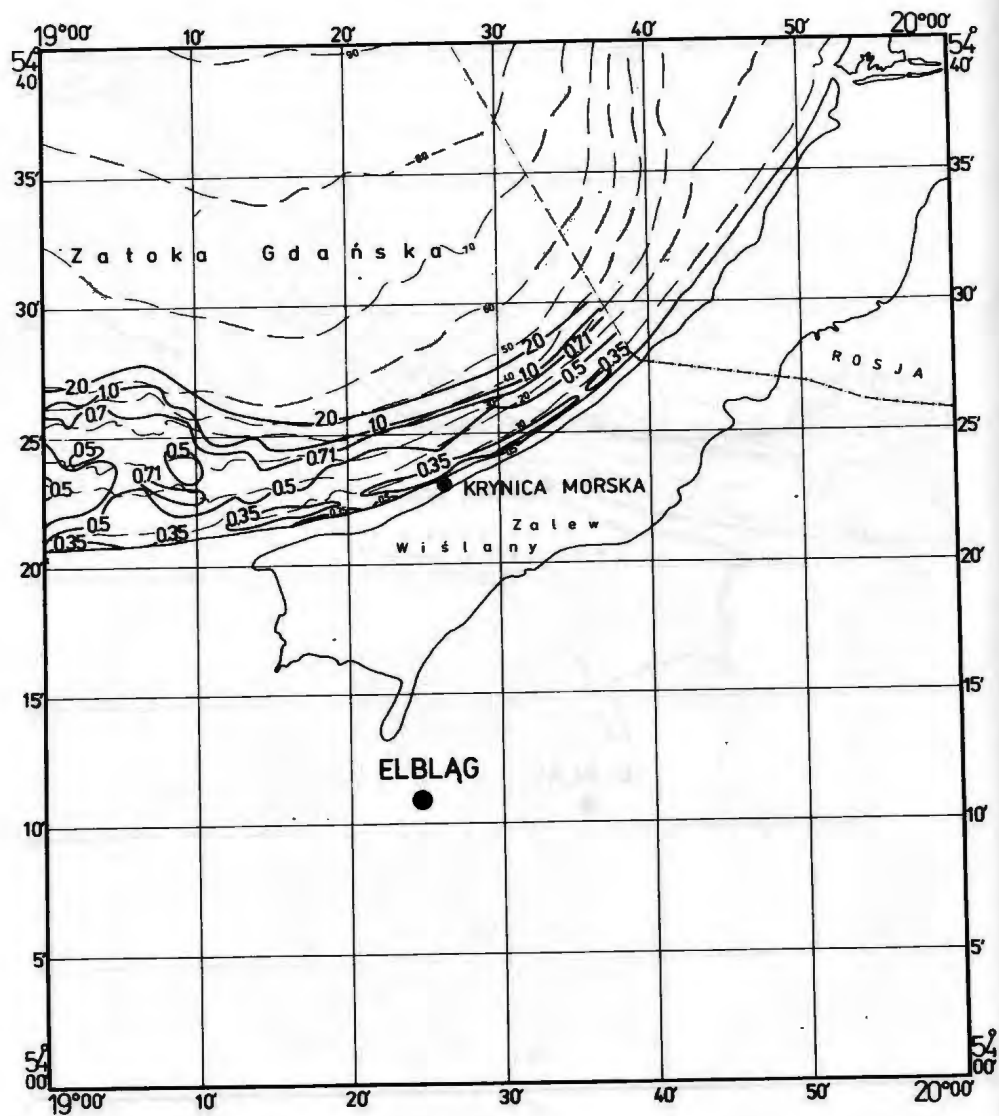
TABLICA III



Skala 1:500 000

Średnia średnica ziarn — Mz (φ)
(według S. Uścińowicza)

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 bałtyka.
Linia przerywaną oznaczono izobaty, linią ciągłą — izarytmy wartości odpowiednich parametrów.

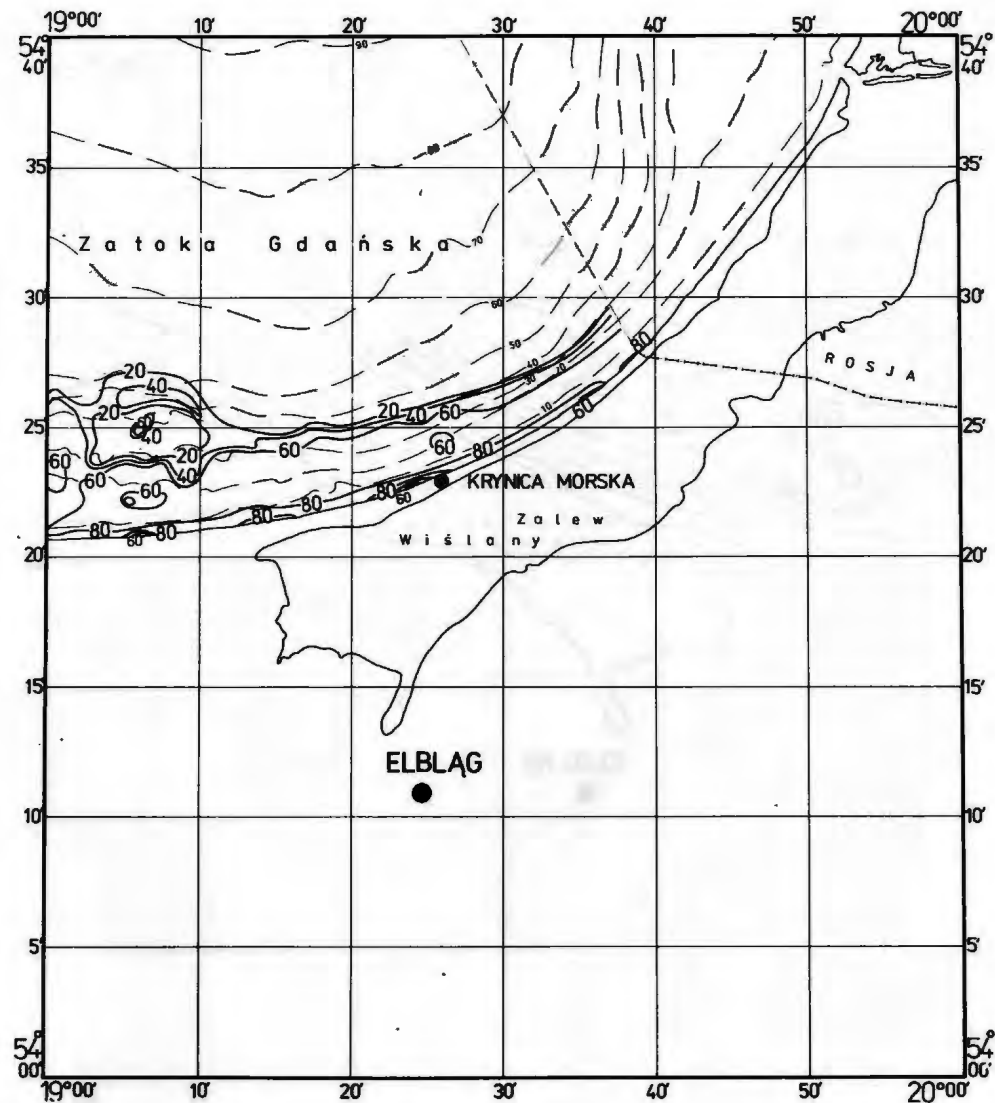


Skala 1:500 000

Wysortowanie osadów — σ_1 (φ)
(według S. Uścińowicza)

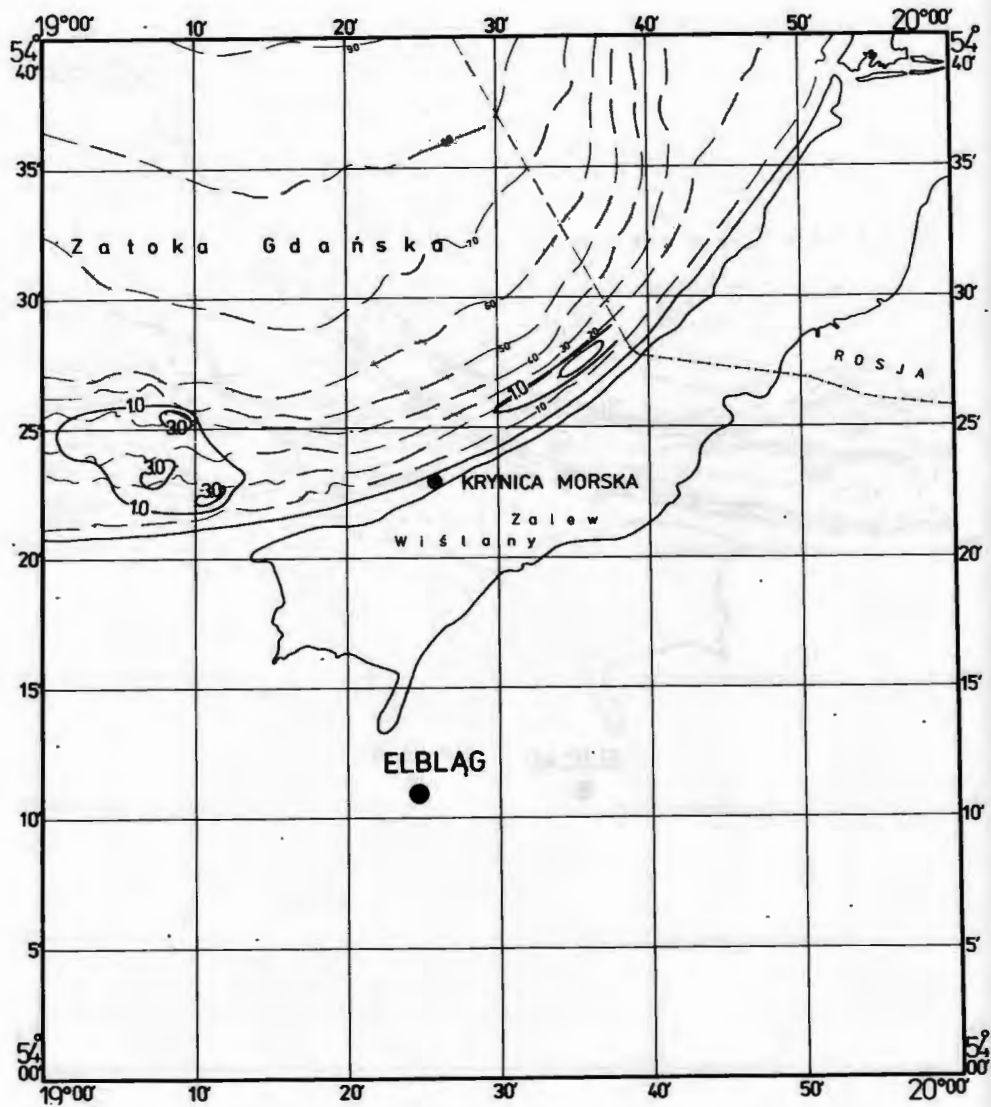
Wartości obliczono według wzoru R. L. Folka, W. C. Warda (1957).

- < - 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



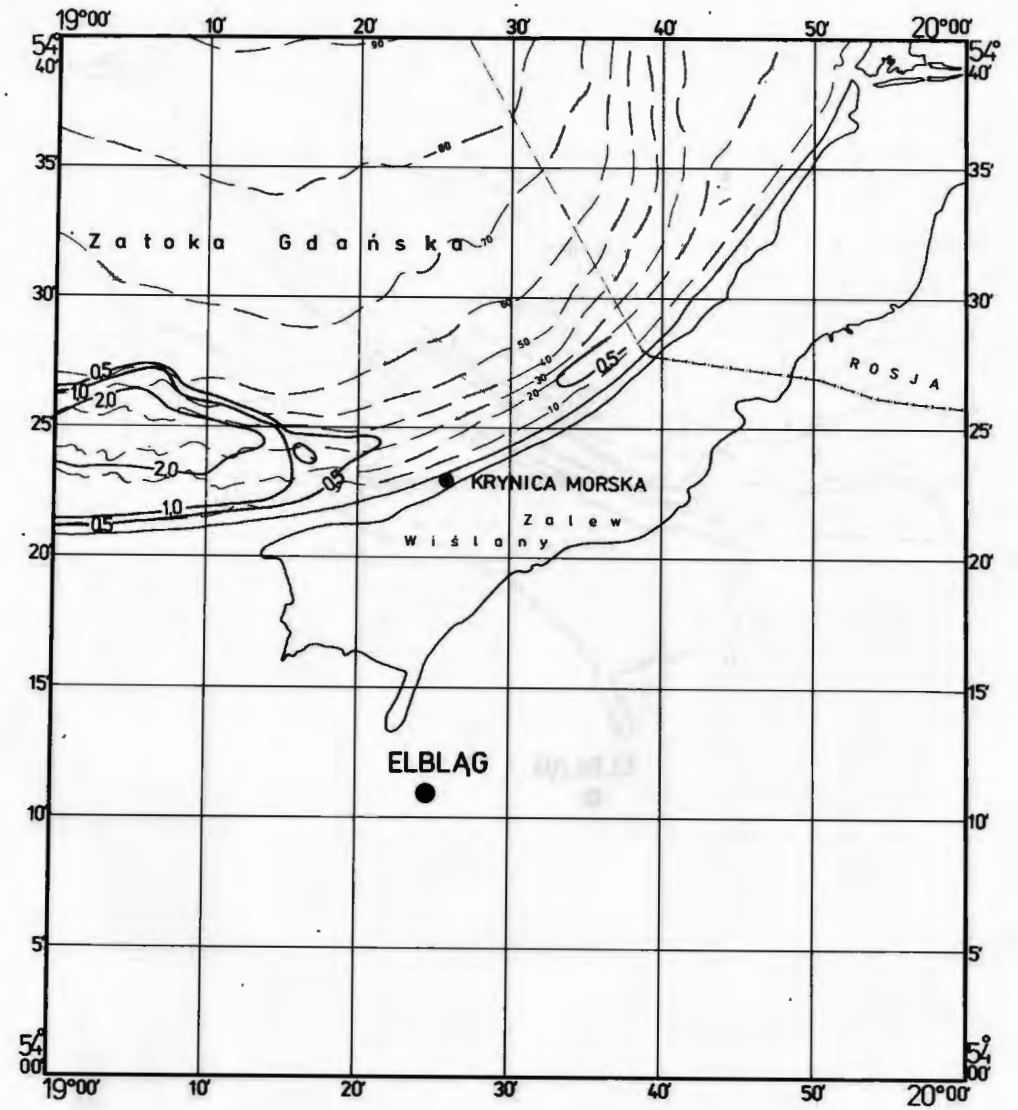
Skala 1:500 000

Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25-0,125 mm (w %)
(według S. Uścińowicza)



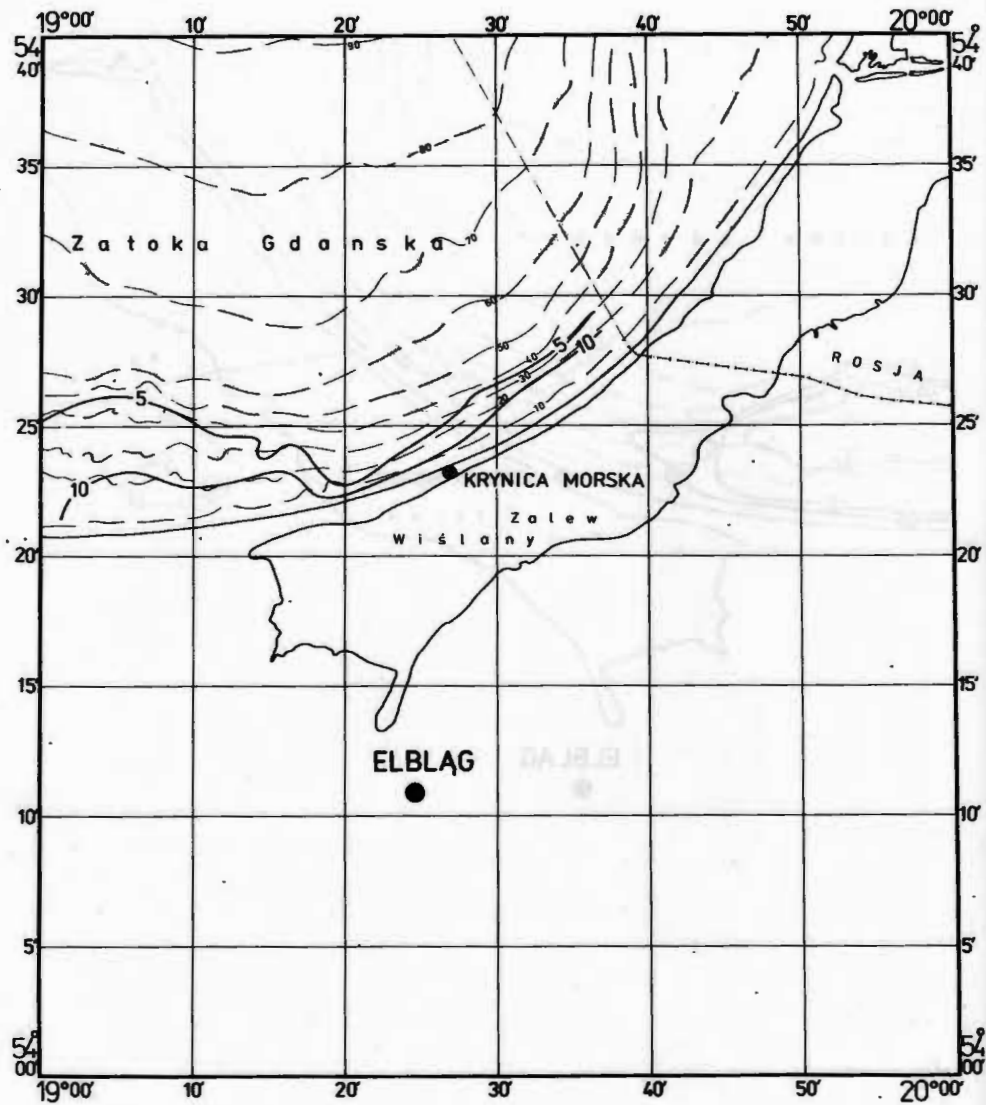
Skala 1:500 000

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



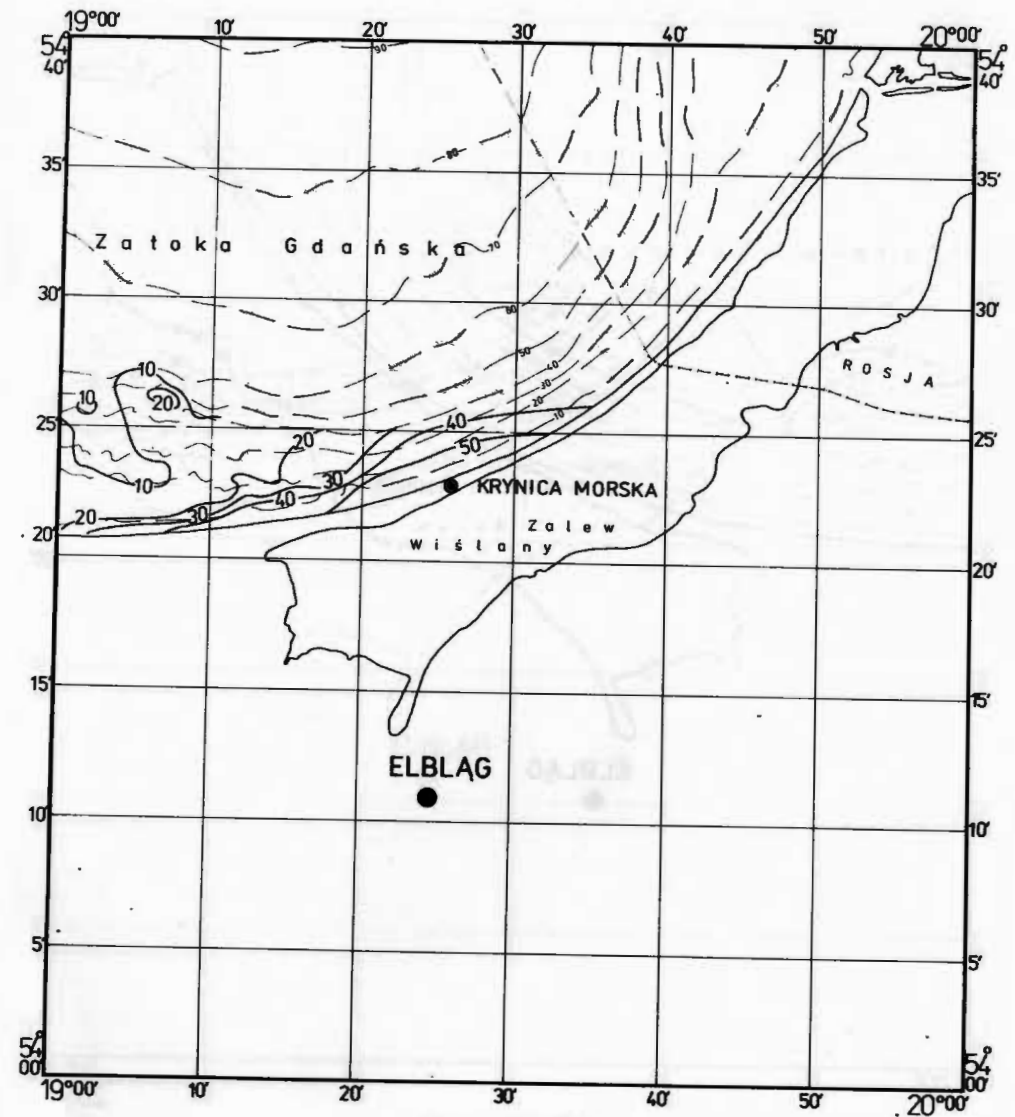
Skala 1:500 000

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



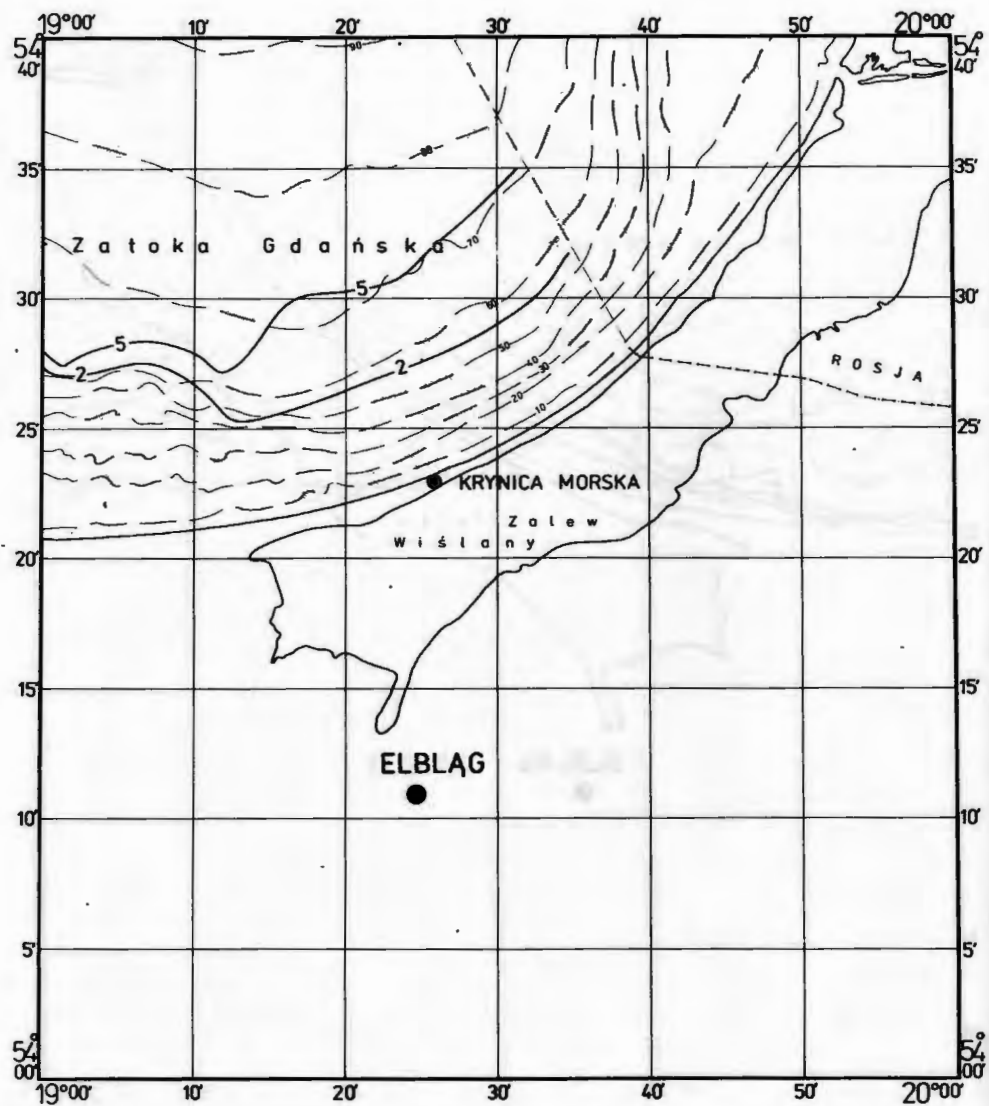
Skala 1:500 000

Wskaźnik składu mineralnego A/B+Ch
(według S. Uścińowicza)
A/B+Ch — stosunek zawartości amfiboli (A) do sumy biotyty i chlorytu (B+Ch)



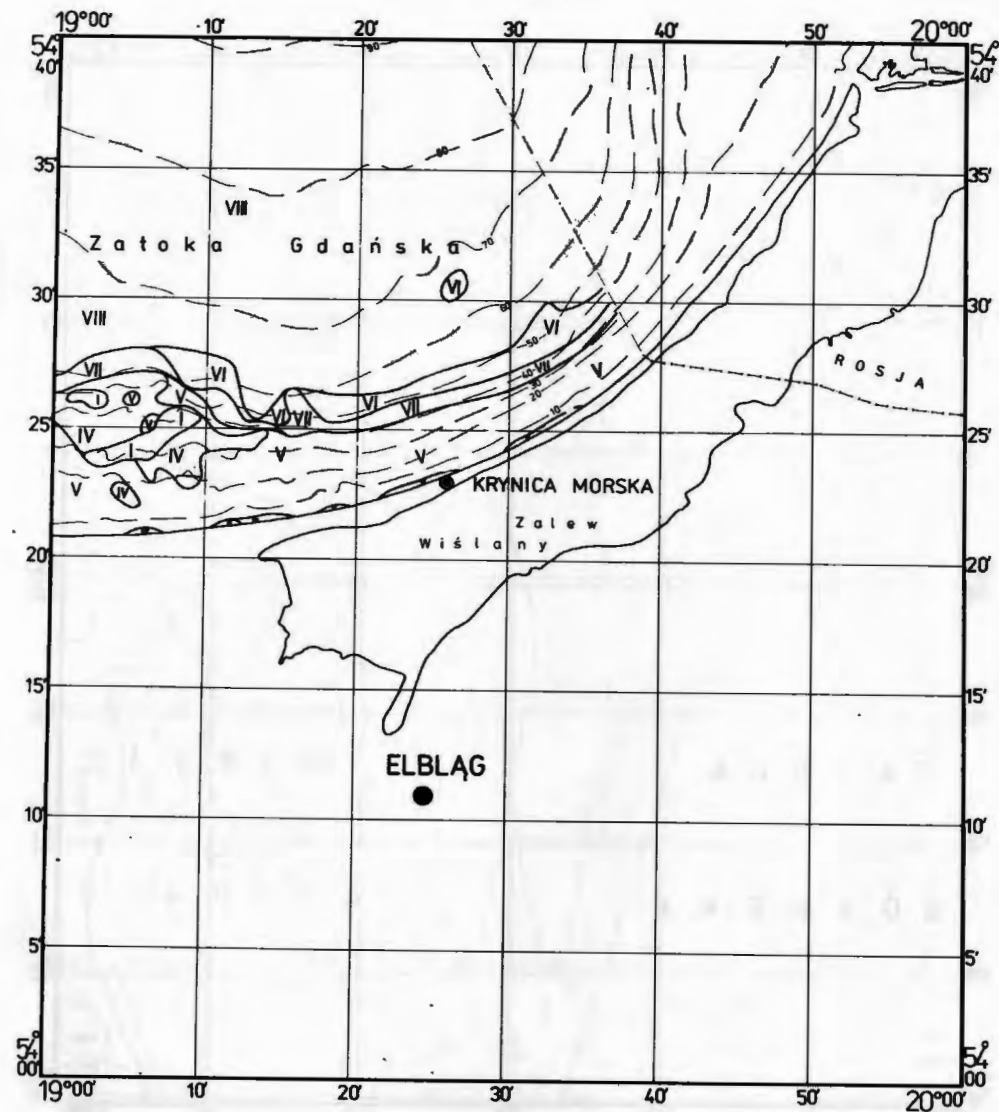
Skala 1:500 000

Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (K+Kc)
we frakcji 0,5–0,25 mm (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

Zawartość substancji organicznej (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

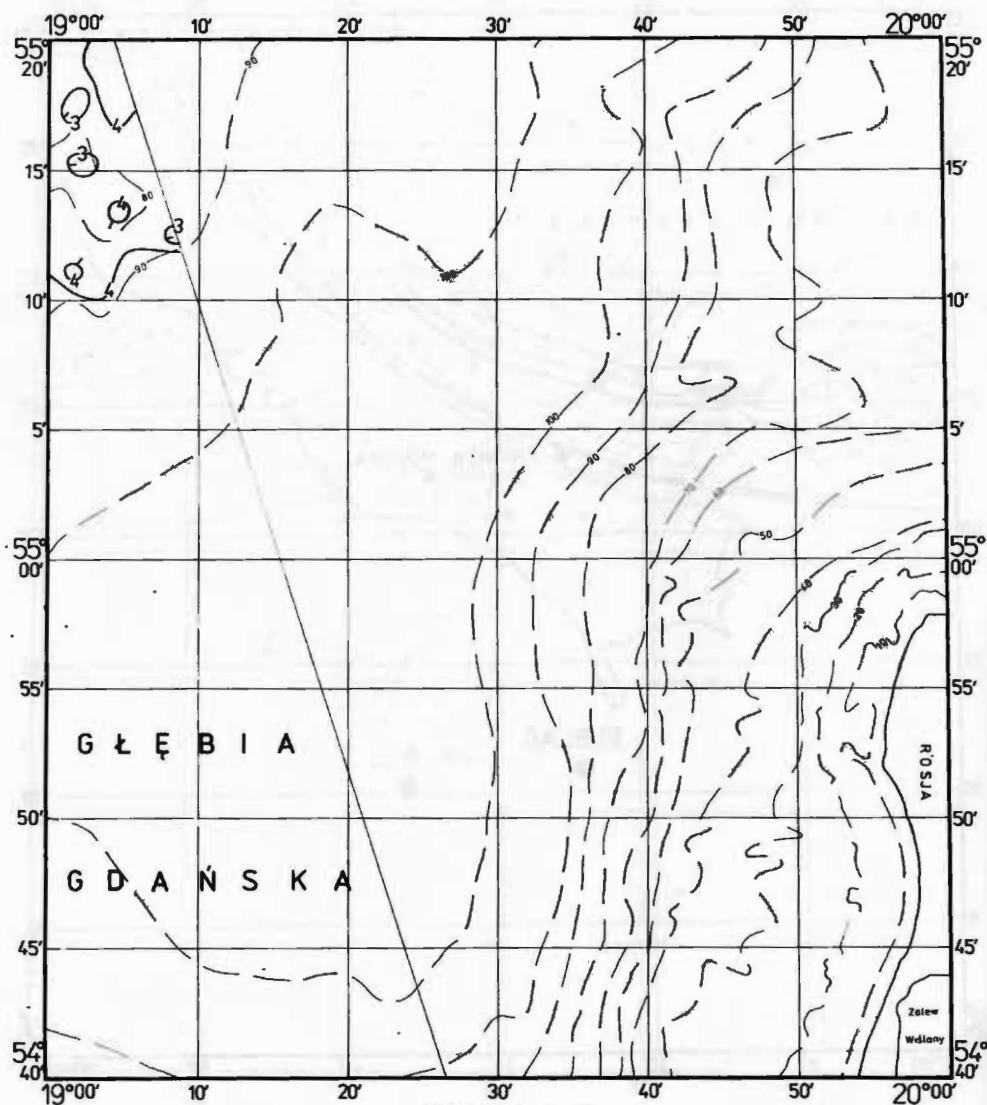
Wskaźnik uziarnienia C-M
(według S. Uścińowicza)

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

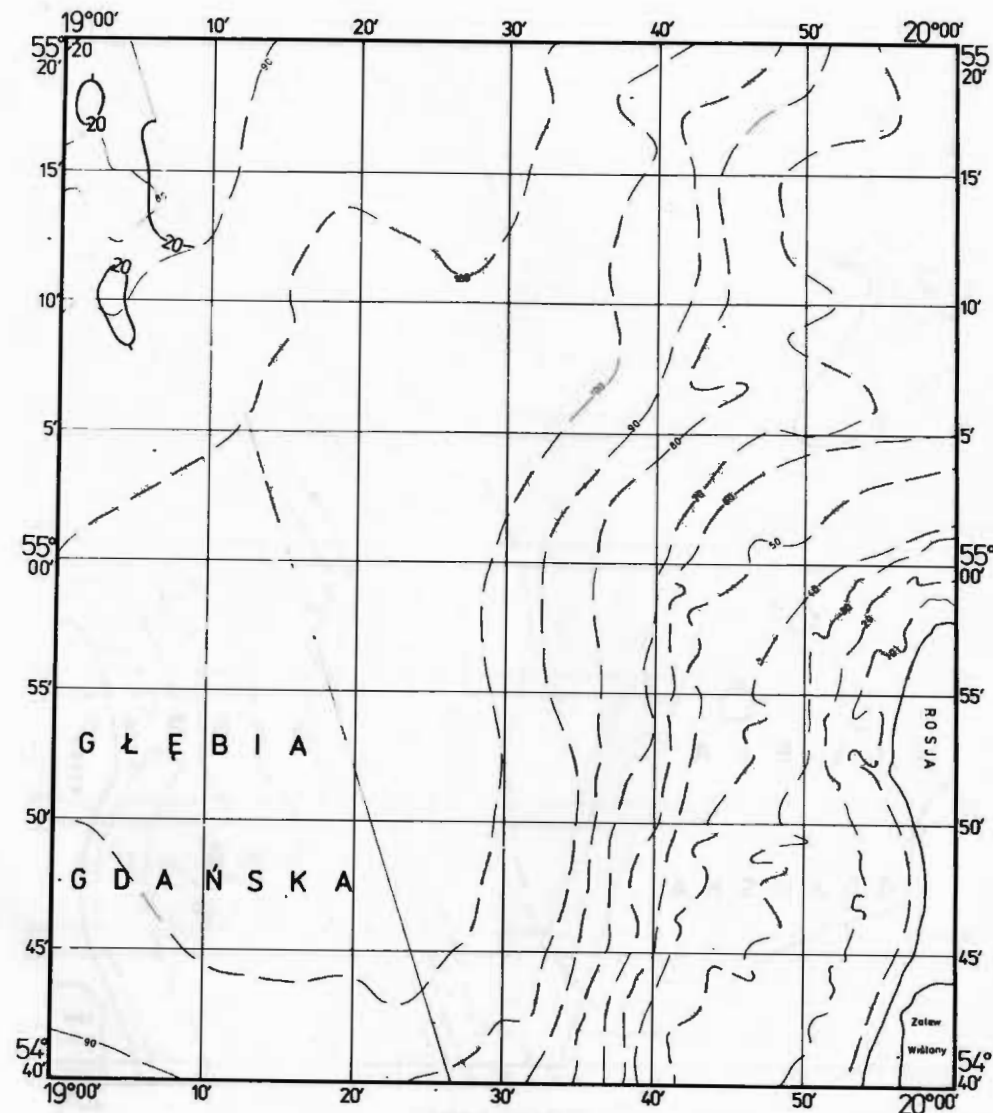


Skala 1:500 000

Średnia średnica ziarn — Mz (ϕ)
(według S. Uścińowicza)

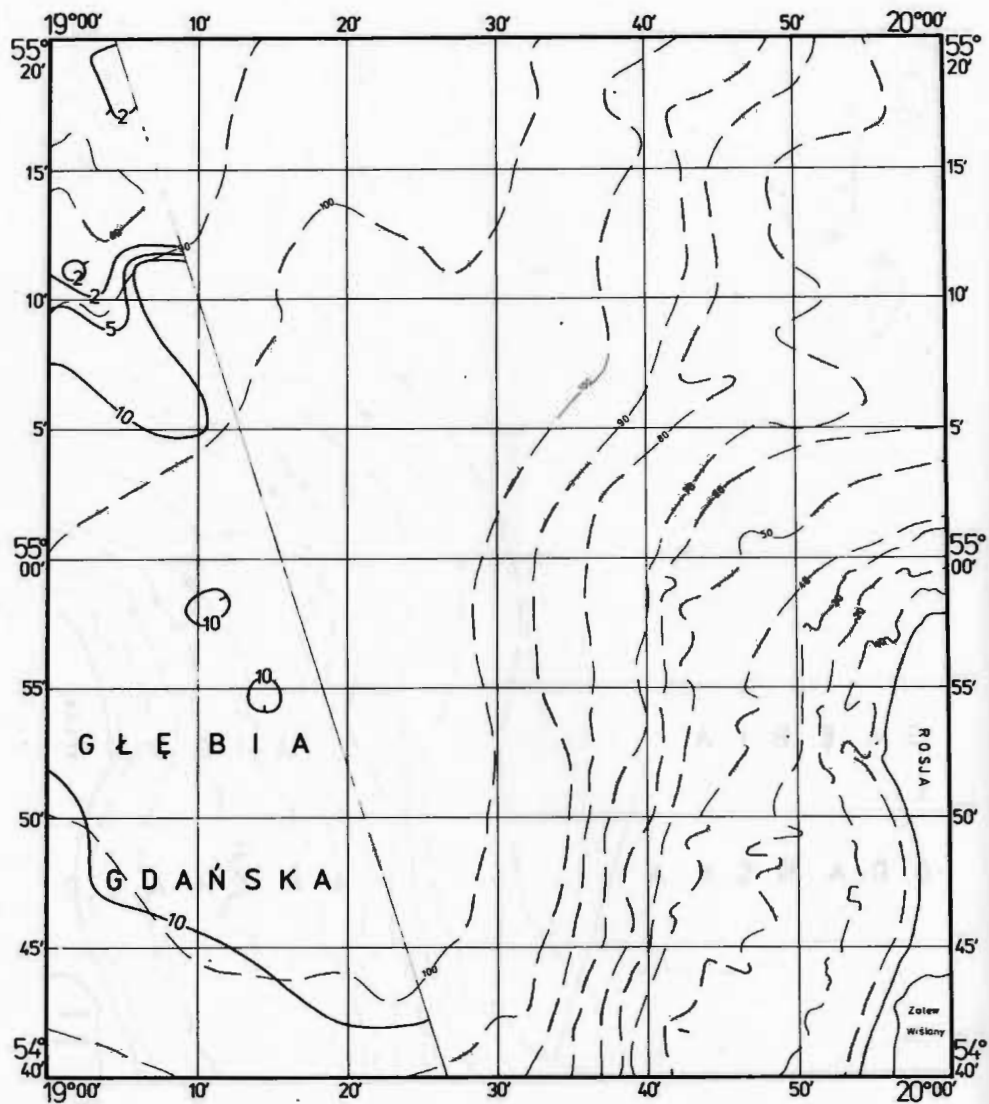
Wartości obliczono według wzoru R. L. Folka, W. C. Warda (1957)

Uwaga: Tabl. I-IV dotyczą warstwy powierzchniowej (0-20 cm) osadów morza litorynowego i bałtyckiego.
Linia przerywaną oznaczono izobatę, linią ciągłą — izarytmy wartości odpowiednich parametrów.



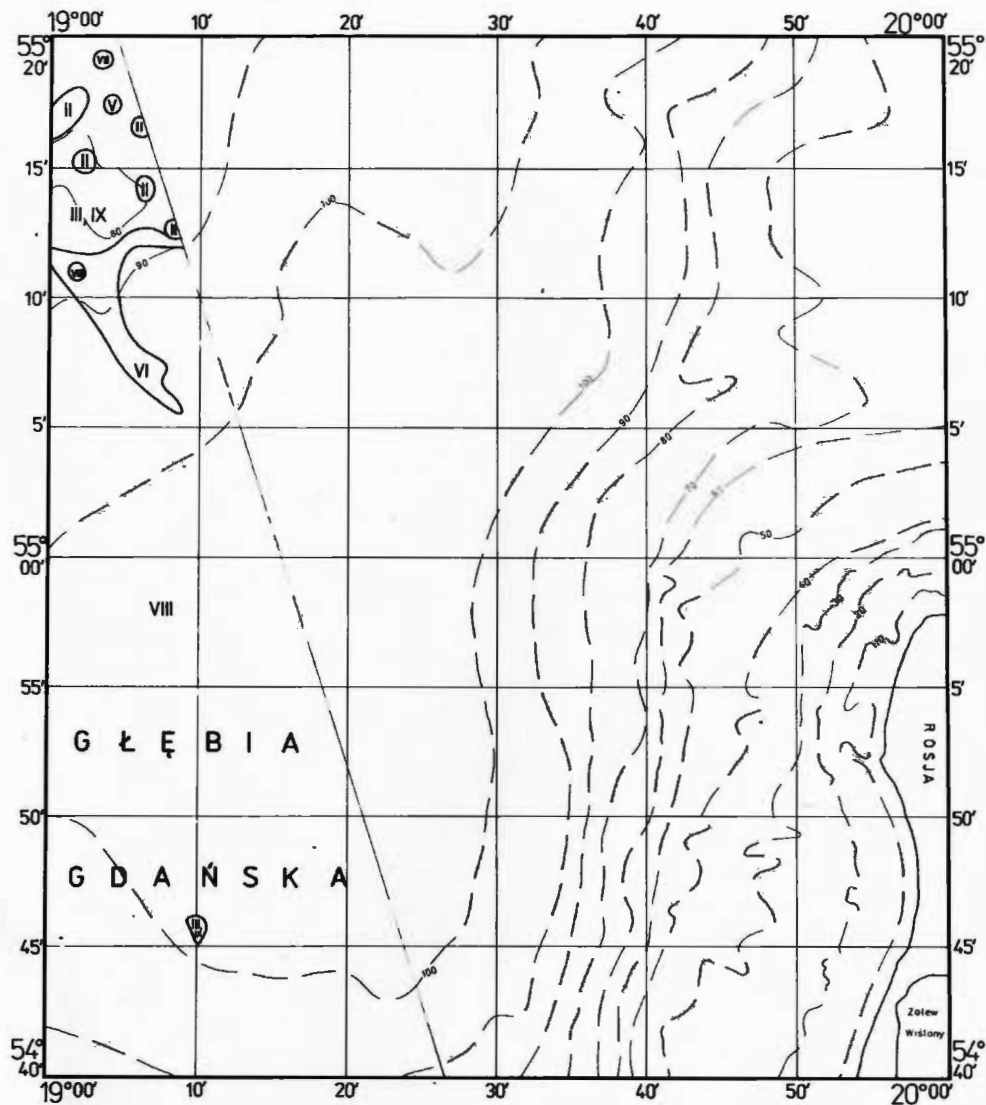
Skala 1:500 000

Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25-0,125 mm (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

Zawartość substancji organicznej (w %)
(według S. Uścińowicza)



Skala 1:500 000

Wskaźnik uziarnienia C-M
(według S. Uścińowicza)

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