

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

SZYMON UŚCINOWICZ, JOANNA ZACHOWICZ

**OBJAŚNIENIA
DO MAPY GEOLOGICZNEJ
DNA BAŁTYKU**

1:200 000

Arkusze ŁEBA, SŁUPSK
pod redakcją J. E. Mojskiego

WARSZAWA 1991

Redaktor Janina Zajęc

Akceptował do druku dn. 7.VIII.1991 r.
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
Prof. dr hab. Krzysztof Jaworowski

Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie
Nr inw. M-510

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Batymetria i geomorfologia	6
Batymetria	6
Geomorfologia	7
Formy pochodzenia morskiego	7
Formy pochodzenia lądowego	9
Obszar rzeźby poligenetycznej	10
Charakterystyka geologiczna	11
Uwagi ogólne	11
Stratygrafia i litologia	14
Sylur	14
Trzeciorzęd	14
Czwartorzęd	15
Plejstocen	15
Plejstocen — holocen	32
Holocen	33
Rozwój budowy geologicznej	41
Charakterystyka geologiczno-surowcowa	49
Podsumowanie	50
Literatura	51

Opracowała w redakcji komputerowej
Zakładu Publikacji PIG - mgr Barbara Dąbrowska

Oddano do redakcji komputerowej dn. 10.VI.1991 r.

Druk ARGRAF. Zlecenie nr 34/91. Objętość 7,1 ark. wyd. Nakład 200 + 50 egz.

WSTĘP

Arkusz Łeba Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000 wyznaczony jest współrzędnymi 54°40'–55°20' szerokości geograficznej północnej oraz 17°00'–18°00' długości geograficznej wschodniej. Południową granicą morskiej części arkusza jest linia brzegowa przebiegająca w kierunku WSW–ENE między miejscowościami Rowy na zachodzie i Białogóra na wschodzie. Długość linii brzegowej w obrębie arkusza wynosi około 65 km, a powierzchnia jego morskiej części zajmuje 4087,4 km². Od południa do arkusza Łeba dołączono mały skrawek arkusza Słupsk, którego morska część zajmuje powierzchnię 5,1 km². Linia brzegowa w obrębie arkusza Słupsk przebiega od Rowów w kierunku SW, a jej długość wynosi ok. 4 km.

Łączna powierzchnia morskich części obu arkuszy wynosi 4092,5 km², a długość linii brzegowej około 69 km. Omawiany obszar, w obrębie którego na północy — występuje Rynna Słupska, na zachodzie — wschodni kraniec Ławicy Słupskiej, a na wschodzie — Ławica Stilo, położony jest w środkowej części Bałtyku Południowego. Podobnie jak inne części Morza Bałtyckiego obszar ten cechuje termohaliczna dwuwarstwowość mas wodnych. Warstwa izohalinowa o zasoleniu ok. 7,5–8,0‰ i sezonowo zmiennej temperaturze występuje do głębokości około 50–60 m (B. Cyberska, 1987). Jej nasycenie tlenem waha się od około 70% do około 100% (A. Trzosińska, 1987). Poniżej głębokości 50–60 m następuje szybki wzrost zasolenia z 8,0‰ do około 12,5–13,0‰. Nasycenie tlenem tej warstwy waha się zazwyczaj od 80–70% w jej części górnej, do około 25% w wodach przydennych (A. Trzosińska, 1987). Rynna Słupska jest trasą przemieszczania się z zachodu na wschód wód oceanicznych pochodzących z wlewów przez Cieśniny Duńskie, dzięki czemu nie zanotowano tu dotąd warunków beztlenowych ani występowania siarkowodoru.

Pierwsze prace w południowo-zachodniej części obszaru, mieszczące się w granicach arkusza Łeba, zostały wykonane przez Instytut Geologiczny w latach 1975–1977 (R. Kotliński, R. Kramarska, 1977). W latach 1980–1985 wykonano badania w pozostałej części arkusza Łeba oraz w obrębie arkusza Słupsk. Ogółem wykonano 1830 km profili echosondażowych i 740 km profili sejsmoakustycznych, pobrano 670 próbek czerpakowych i 102 rdzenie osadów o długości od 0,2 do 6,2 m. Wykonano również 2 wiercenia do głębokości 28,5 i 30,0 m poniżej poziomu dna. Pobrane próbki poddano badaniom laboratoryjnym. Wykonano 3250 analiz granulometrycznych, mineralno-petrograficznych, chemicznych i paleontologicznych.

Zebrany materiał umożliwił zgodnie z celem badań, rozpoznanie budowy geologicznej, na ogół do głębokości 10–20 m, a lokalnie 20–40 m poniżej dna, stratygrafii i litologii osadów plejstoceńskich i holoceniowych, rzeźby dna oraz współczesnych procesów litodynamicznych.

BATYMETRIA I GEOMORFOLOGIA

BATYMETRIA

Dno morskie w obrębie arkusza Łeba, Słupsk, podobnie jak w obrębie arkusza Ławica Słupska (R. Kramarska, w druku), należy do obszarów bardzo urozmaiconych morfologicznie. Od brzegu do głębokości około 20 m rozciągają się płycizny przybrzeżne. Izobata 20 m przebiega w odległości od 4 do 7 km od brzegu, a jedynie w rejonie Płycizny Czołpińskiej na północny zachód od jeziora Łebsko oddala się na odległość do 15 km. Rzeźba dna płycizn przybrzeżnych jest zróżnicowana, od równinnej (profil G 6) do lekko pagórkowatej, o lokalnych deniwelacjach 2–3 m i nachyleniach zboczy od około 40' do około 1°10' (tabl. I).

W południowej części obszaru występują dwa obniżenia o przebiegu równoleżnikowym, oddzielające płycizny przybrzeżne od Ławicy Słupskiej i Stilo.

Obniżenie oddzielające Płyciznę Czołpińską od Ławicy Słupskiej osiąga w granicach arkusza Łeba długość około 30 km i szerokość od 3 km w części wschodniej, do 9 km w części zachodniej. Dno obniżenia położone na głębokości od 30 do 35 m jest wyrównane. Zbocze południowe, na zachód od Płycizny Czołpińskiej ma wysokość względną około 5 m przy nachyleniu około 20'. W rejonie Płycizny Czołpińskiej wysokość zbocza wzrasta do 10 m, a nachylenie do 3°. Dalej ku wschodowi zbocze obniża się i zanika. Zbocza północne, będące równocześnie południowymi skłonami Ławicy Słupskiej w części zachodniej osiągnęły wysokość 7–8 m przy nachyleniu około 20'. Podobnie jak w przypadku zboczy południowych ich wysokość i nachylenie maleje w kierunku wschodnim.

Obniżenie oddzielające Ławicę Stilo od płycizn przybrzeżnych, w granicach arkusza Łeba osiąga długość około 25 km i szerokość około 3–4 km. Dno obniżenia położone na głębokości od 24 do 27 m jest na ogół płaskie, jedynie lokalnie — łagodnie pagórkowate o deniwelacjach do 2–4 m i nachyleniu od około 40' do 1° (profile G 20, H 10). Zbocza obniżenia są na ogół łagodne i słabo zaznaczone, jedynie niektóre odcinki zbocza południowego zaznaczają się nieco wyraźniej osiągnęły wysokość do około 5 m i nachylenie około 40'.

Część zachodnia arkusza na północ od opisanego obniżenia obejmuje wschodnią część Ławicy Słupskiej. Obszar Ławicy, wyniesiony w stosunku do otoczenia wyznacza izobata 25 m. Powierzchnia dna jest zróżnicowana, od równinnej do lekko falistej o deniwelacjach od 1 do 3 m. Minimalna głębokość morza wynosi w tej części Ławicy 17 m.

Na wschód od Łeby, w odległości 10–15 km od brzegu znajduje się Ławica Stilo. Głębokości morza w jej obrębie wahają się od 19 do 23 m. Wyniesienie to w stosunku

do otoczenia jest znacznie mniej wyraźne niż Ławicy Słupskiej, a powierzchnia dna mniej zwarta, o rzeźbie falistej (pagórkowatej) i deniwelacjach 1–3 m.

Na północ od Ławicy Słupskiej i Stilo dno morskie opada na ogół łagodnie do głębokości około 55 m. Nachylenia dna wynoszą tu około 4–10', lokalnie występują deniwelacje 2–3 m przy nachyleniach zboczy 20–40'; poniżej głębokości około 55 m nachylenie dna wzrasta. Nachylenie południowych zboczy Rynny Słupskiej w przedziale głębokości 55–85 m wynosi około 40'–1°. Lokalnie zbocza te osiągnęły nachylenie około 2° (przekroje A–B, C–D). Zbocza północne Rynny Słupskiej o łagodniejszym nachyleniu, wynoszącym około 10' wznoszą się w obrębie arkusza Łeba do głębokości 70 m (profil F 12). Największe głębokości morza w obrębie obszaru badań wynoszące od 90 do 94 m, występują w zachodniej części Rynny Słupskiej. W części wschodniej dno Rynny znajduje się na głębokości 90–75 m.

GEOMORFOLOGIA

Formy pochodzenia morskiego

Wybrzeża klifowe. Występują one w okolicy Rowów. Odcinek pierwszy, tzw. klif rowski rozpoczyna się około 800 m na zachód od ujścia Łupawy i ma około 150 m długości. Wysokość klifu wynosi około 5 m. Zbudowany on jest z glin zwałowych i przykrywających je piasków i żwirów wodnolodowcowych. Rzędna stropu utworów wynosi około 3,5 m n.p.m. Wyżej występują piaski wydymowe o miąższości 1,5–2,0 m (W. Subotowicz, 1982).

Odcinek drugi, tzw. klif dębiński, występuje około 3,5 km na zachód od ujścia Łupawy, sięga do granicy arkusza Słupsk i przechodzi na obszar arkusza Koszalin. Jego długość w obrębie obszaru badań wynosi prawie 1 km. Wysokość klifu dębińskiego występującego na obszarze arkusza Słupsk waha się od 18 do 22 m. W klifie występują dwa poziomy gliny zwałowej, brunatna glina zwałowa fazy pomorskiej i brązowa glina zwałowa fazy gardzieńskiej, przedzielone strefą zaburzeń glacydynamicznych i warstwą piasków różnoziarnistych. Lokalnie występują też zaburzone glacydynamicznie piaski drobnoziarniste przewarstwione ilmem. Strop górnej gliny zwałowej (gardzieńskiej) znajduje się na wysokości około 15–18 m n.p.m. Nad gliną występują holoceniowe piaski wydymowe, których miąższość dochodzi do 5–6 m (K. Petelski, 1975, 1976; W. Subotowicz, 1982). Szerokość plaży przed klifami wynosi około 20–25 m.

Wybrzeża wydymowe. Występują one pomiędzy opisanymi wyżej klifami na arkuszu Słupsk oraz na wschód od Rowów w obrębie arkusza Łeba. Długość wybrzeży wydymowych wynosi w przybliżeniu 68 km, co stanowi prawie 98,5% całości wybrzeża w obrębie arkuszy Słupsk i Łeba. Szerokość plaży wynosi 30–80 m. Wysokość wydym przednich wynosi 5–10 m w części wybrzeża na wschód oraz 10–15 m na zachód od jeziora Sarbsko (A. Mielczarski, 1964).

Podwodny skłon brzegowy. Szerokość podwodnego skłonu brzegowego wynosi 1,5–2,0 km, a nachylenie od około 30' do 40'. Załamanie profilu dna kończące skłon, występuje przeważnie na głębokości 14–15 m.

W górnej części skłonu, położonej na głębokościach do około 4–5 m występują wały rekowe tworząc lokalne deniwelacje do 3 m. Najczęściej występują 2 lub 3 rewy (profile 172, 190, 196, 204, 212). Lokalnie występują profile z 4 lub 5 rewami (profile 158, 184). Na przedpołu klifów na zachód od Rowów ilość rew maleje do 2 lub 1, miejscami zaś brak ich zupełnie (profil 218). (tabl. II).

W dolnej części podwodnego skłonu brzegowego profil dna jest na ogół wyrównany. Drobne deniwelacje (0,5–1,5 m) występują na niszczonych odcinkach podwodnego skłonu brzegowego i związane są z wychodniami glin zwałowych na przedpołu klifów (profil 218).

Taras abrazyjne. Występują one na południowych zboczach wschodniego krańca Ławicy Słupskiej, tworzą je wąskie (1–1,5 km) wycięte w glinie zwałowej stopnie około 10 km długości. Tarasy położone są na głębokości od 22 do 24 m. Powierzchnia tarasów abrazyjnych pokryta jest piaskami średnioziarnistymi, których miąższość jest mniejsza od 1 m. Miąższość piasków lokalnie wzrasta dzięki czemu tarasy stają się formami pogrzebanymi, niewidocznymi we współczesnej rzeźbie dna.

Relikty wybrzeży akumulacyjnych. Formy takie znajdują się w zachodniej części obszaru arkusza Łeba, na wschodnich krańcach Ławicy Słupskiej. Występują one w formie połączonych wałów długości 9–11 km i szerokości 1–2 km, przy czym jeden z wałów przedłuża się ku zachodowi na obszar arkusza Ławicy Słupskiej. Wały te położone na głębokości 17–21 m i 22–26 m obniżają się z zachodu ku wschodowi. Stanowią one formy akumulacji w dawnych strefach brzegowych. Są to, być może przekształcone i zniszczone mierzeje.

Równiny abrazyjno-akumulacyjne. Zajmują one rozległe obszary dna w południowej i zachodniej części obszaru. Występują w strefie głębokości od 25 m w rejonie Płycizny Czolpińskiej i na północ od jeziora Łebsko oraz na głębokości od około 22 m do około 50 m na północ i północny wschód od Ławicy Słupskiej, a także w dnie Rynny Słupskiej na głębokości 75–94 m.

Ze względu na budowę geologiczną oraz kolejność procesów erozyjnych i akumulacyjnych, równiny abrazyjno-akumulacyjne można podzielić na cztery typy:

a) równiny abrazyjno-akumulacyjne powstałe w wyniku nałożenia się pokrywy akumulacyjnej piasków morskich na ściętą erozyjnie powierzchnię glin zwałowych (np. rdzeń 04135),

b) równiny abrazyjno-akumulacyjne powstałe przez erozyjne ścięcia stropowych części piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych, a następnie zdeponowanie piasków morskich (np. rdzeń 06295); miąższość pokryw piaszczystych na równinach typu a i b nie przekracza 2 m,

c) równiny abrazyjno-akumulacyjne powstałe wskutek przekształcenia równin zastoiskowych; pokrywy piasków morskich nałożone są tu na erozyjną powierzchnię mulasto-ilastych osadów zastoiskowych; miąższość piasków morskich dochodzi do 5–7 m, a powierzchnia ich pokryta jest lokalnie falami piaszczystymi (megaripple-markami) o wysokości grzbietów około 0,5 m, czasem do 1 m i rozstępie 40–60 m,

d) równiny abrazyjno-akumulacyjne powstałe w wyniku erozyjnego ścięcia stropu pokrywy akumulacyjnej powstałej w późnym glacjale i wczesnym holocenie; równiny takiego typu, na których wcześniej zaszły procesy akumulacji a następnie erozji (odwrotnie niż w typach a, b, c), występują w dnie Rynny Słupskiej (np. rdzenie W1/k i 05100).

Równiny abrazyjne. Występują one w północno-wschodniej i północno-zachodniej części arkusza Łeba na głębokości 35–44 m i pozbawione są lokalnych deniwelacji. Powstały one przez abrazyjne ścięcie glin zwałowych. Na ich powierzchni widoczne są cienkie rezydualne pokrywy piaszczysto-żwirowe i żwirowo-kamieniste, których miąższość nie dochodzi na ogół do 20 cm.

Równiny akumulacyjne. Zajmują one północne zbocza Rynny Słupskiej w północno-zachodniej części arkusza Łeba i ciągną się poza północną granicę arkusza. Występują na głębokości 90–70 m. Formy te odznaczają się brakiem lokalnych deniwelacji. Nachylenie dna wynosi około 5–10'. Decydującą rolę w akumulacyjnym wyrównaniu powierzchni dna odgrywają osady morza litorynowego i baltica.

Formy pochodzenia lądowego

Pagórki moren subakwalnych. Pagórki morenowe występują na południowych zboczach i we wschodniej części dna Rynny Słupskiej, są one w nieznacznym stopniu zmienione przez erozję. Wysokość względna pagórków dochodzi do 5 m, a nachylenie zboczy do 3°. Formy te powstały prawdopodobnie poprzez nierównomierną akumulację glin, na ogół ilastych, wytopionych z lodolodu w warunkach subakwalnych.

Relikty równin zastoiskowych. Równiny tego typu występują w południowej części obszaru, na południe od Ławicy Słupskiej oraz na południe i północny wschód od Ławicy Stilo w przedziale głębokości 30–35 m p.p.m. Równiny zastoiskowe tworzyły się w późnym glacjale, w czasie akumulacji mulisto-ilastych osadów w zastoiskach istniejących na przedpołu lodolodu. Abrazyjne ścięcie stropowej części osadów zastoiskowych nastąpiło w czasie transgresji litorynowej. Miąższość powstałych wówczas i później piasków morskich jest na ogół mniejsza niż 1 m, a często wynosi zaledwie kilkanaście centymetrów. W części wschodniej arkusza Łeba do równin zastoiskowych należą również obszary, gdzie morska pokrywa piaszczysta osiąga lokalnie miąższość do 2 m.

Ostańce abrazyjne w obrębie relików równin zastoiskowych. We wschodniej części obszaru na głębokościach od około 30 do 40 m, pod cienką kilkunastu-centymetrową warstwą piasków morskich leżą osady zastoiskowe. Miąższość ich dochodzi do 15 m. Powierzchnia dna jest lekko falista zaś deniwelacje wahają się od 1 do około 4 m. Geneza tych pagórków wiąże się prawdopodobnie z lokalnymi różnicami w odporności na erozję mulisto-ilastych osadów zastoiskowych (przekrój C–D, rdzenie 02175, 02185).

Relikty pagórków morenowych (o wysokościach względnych 1–5 m). Rzeźba tego typu zajmuje największe powierzchnie dna we wschodniej części obszaru, w rejonie Ławicy Stilo oraz na południe od Rynny Słupskiej na głębokościach od 40 do 60 m; na niewielkich obszarach występuje też w pozostałej części arkusza Łeba.

Wysokości względne relików pagórków morenowych są na ogół mniejsze niż 3 m, przy zróżnicowanym, przeważnie bardzo łagodnym nachyleniu zboczy. Genezę ich należy wiązać bardziej z lokalnym zróżnicowaniem odporności na erozję materiału morenowego niż z pierwotną rzeźbą powierzchni poglacialnej. Obszary pier-

wotnej powierzchni zbudowane z glin bardziej zwięzłych, zawierających więcej kamieni i głazów, leżą wyżej w stosunku do zniszczonego (rozmytego w czasie transgresji morskiej) mniej odpornego na erozję, otoczenia.

Równiny Jeziorne. We wschodniej części Ławicy Słupskiej na głębokości około 21 m występuje równinny obszar dna o wymiarach około 3 na 1,5 km. Profilowanie sejsmoakustyczne i rdzenie (np. 14097 B) świadczą o tym, że równinna rzeźba tego obszaru powstała przez wypełnienie zagłębienia w stropie glin zwałowych torfami i piaskami drobnoziarnistymi zawierającymi fragmenty roślin. Osady te przykryte są cienką, 0,05–1 m pokrywą morskich piasków z domieszką żwiru.

Doliny nieokreślonej genezy (prawdopodobnie rzeczne). We wschodniej części arkusza Łeba występuje dolina o długości około 10 km i szerokości prawie 1 km. Dolina ta wciną się w osady trzeciorzędowe na głębokość do 15 m i wypełniona jest częściowo glinami zwałowymi i piaskami morskimi (np. przekrój C–D, rdzeń 7/02). Głębokość doliny zaznaczająca się we współczesnej rzeźbie dna, dochodzi do około 5–7 m. Oś podłużna doliny nachylona jest z SW na NE ku Rynny Słupskiej. We wschodniej części arkusza Łeba zaznaczają się również początki dalszych dwóch dolin przechodzących ku wschodowi na obszar arkusza Puck. Budowa geologiczna tych dolin, wypełnionych częściowo piaskami morskimi, nie jest znana.

Opisane doliny są prawdopodobnie pochodzenia rzecznoego, dotychczasowe rozpoznanie nie pozwala określić dokładniej ich wieku i genezy.

Obszar rzeźby poligenetycznej

Obszar współwystępowania reliktyw pagórków morenowych i pagórków akumulacji morskiej. Rzeźbę tego typu obserwuje się w południowej części obszaru, gdzie dno położone jest na głębokości do 25–30 m. Wysokość pagórków waha się przeważnie od 1 do 3 m, zaś nachylenie ich zboczy nie przekracza 1°.

Pagórki te mogą być zbudowane z gliny zwałowej przykrytej morskimi osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi miąższości dochodzącej do 1 m. Są to relikty pagórków morenowych. Występują też pagórki zbudowane z piasków morskich. Geneza tych ostatnich dotychczas nie została wyjaśniona. Obszar współwystępowania pagórków zbudowanych z glin zwałowych i pagórków zbudowanych z piasków morskich objęto jednym wydzieleniem, ponieważ bez szczegółowych badań ich rozdzielenie nie jest możliwe.

* * *

Stoki (skłony). Są to formy o zróżnicowanej genezie, powstałe w wyniku procesów erozji i akumulacji lodowcowej lub erozji i akumulacji morskiej.

Południowe skłony Rynny Słupskiej są pochodzenia egzaracyjnego, natomiast południowe stoki Ławicy Słupskiej utworzyły się prawdopodobnie wskutek akumulacji lodowcowej, ich późniejsze przekształcenie jest niewielkie.

Pozostałe stoki związane są z erozją i akumulacją morską zachodzącą w czasie transgresji morskiej. Erozyjny charakter mają stoki w rejonie Ławicy Stilo, wycięte w glinie zwałowej i osadach zastoiskowych.

W następstwie procesów akumulacji morskiej powstały stoki wałów piaszczystych (reliktyw wybrzeży akumulacyjnych) występujących w rejonie wschodniej części Ławicy Słupskiej. Z pokrywami piaszczystymi akumulacji morskiej związany jest północny skłon Płycizny Czołpińskiej przedłużający się w kierunku zachodnim na obszar arkusza Ławica Słupska. Wymienione formy, w których nachylenie waha się od 3° do kilku minut, tworzą stosunkowo wąskie, choć łagodnie nachylone skarpy.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

UWAGI OGÓLNE

Przeprowadzone badania geologiczne udokumentowały występowanie na obszarze arkusza Łeba osadów sylurskich, trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Dokładność rozpoznania poszczególnych warstw jest różna w zależności od stosowanych metod.

Profilowanie sejsmoakustyczne pozwoliło na rozpoznanie budowy geologicznej do około 50–60 m poniżej powierzchni dna w części północnej i do około 20–30 m w części południowej obszaru badań.

Do głębokości 28,5 i 30 m sięgnęły dwa otwory wiertnicze. Najlepiej rozpoznana jest przypowierzchniowa warstwa osadów, do 4–6 m poniżej powierzchni dna. Osady sylurskie i trzeciorzędowe występują w profilu wiertniczym WI/Ł w północnej części obszaru arkusza Łeba, pod dnem Rynny Słupskiej. Osady trzeciorzędowe stwierdzono również w rdzeniach pobranych sondą wibracyjną ze zboczy Rynny Słupskiej. Zasięg osadów sylurskich i trzeciorzędowych w rejonie Rynny Słupskiej rozpoznano metodami sejsmoakustycznymi. Osady trzeciorzędowe rozpoznano metodą sejsmoakustyczną również lokalnie w południowej części arkusza Łeba. Bardziej dokładne jest rozpoznanie osadów czwartorzędowych, zwłaszcza holocen-skich.

Miąszość osadów plejstocen-skich określono głównie za pomocą profilowania sejsmoakustycznego. Osady te zostały przewiercone w otworze wiertniczym WI/Ł w dnle Rynny Słupskiej oraz w otworze B 16-1/85 wykonanym przez WOPN "Petrobaltic", a zlokalizowanym około 30 km na północ od Łeby. Strop osadów plejstocen-skich osłagnęły liczne sondy przebijające warstwę osadów holocen-skich. Profilowanie sejsmoakustyczne i liczne rdzenie pozwoliły na rozpoznanie miąższości i sekwencji warstw osadów holocen-skich na całym obszarze badań.

Wiek osadów sylurskich i trzeciorzędowych określony został na podstawie wyników badań mikropaleontologicznych (E. Tomczyk, 1985; E. Odrzywolska-Bierkowska, 1988; J. Krzymińska, 1987). Plejstocen-skie osady lodowcowe (gliny zwałowe) datowano metodą termoluminescencji, osady holocen-skie zaś metodą ¹⁴C oraz na podstawie wyników badań palinologicznych (J. Zachowicz, 1987) (tab. 1). Określono również skład okrzemek (K. Zaborowska, 1986) i mięczaków (J. Krzymińska, 1987). Zarówno wyniki powyższych badań jak i wyniki profilowania sejsmoakustycznego posłużyły za podstawę do ustalenia podziału stratygraficznego osadów.

Nr rdzenia przełot warstw (m)	Współrzędne geograficzne		Głębokość morza (m)	Rodzaj osadu	Meto- da	Numer la- boratoryj- ny próbki	Wiek (w latach)
	φ	λ					
02265 1,10-1,40	55°06,07'	17°41,82'	41,7	głina zwało- wa	TL	UG-312	148 000±20 000
02280 1,20-1,67	55°06,88'	17°41,58'	44,1	głina zwało- wa	TL	UG-447	50 300± 7 500
03490 1,10-1,40	54°54,22'	17°36,81'	21,7	głina zwało- wa	TL	UG-310	121 000±20 000
04279 0,97-1,27	55°03,48'	17°23,68'	34,1	głina zwało- wa	TL	UG-313	144 000±22 000
04331 1,50-1,90	55°06,20'	17°22,59'	45,0	głina zwało- wa	TL	UG-417	135 000±20 000
04439 A 1,30-1,64	55°06,62'	17°22,41'	46,9	głina zwało- wa	TL	UG-416	123 000±20 000
WI/2 6,80-7,00	55°12,56'	17°20,07'	87,5	głina zwało- wa	TL	UG-320	141 000±20 000
05140 A 4,50-4,80	55°12,58'	17°10,41'	90,9	głina zwało- wa	TL	UG-419	139 000±20 000
3/05 2,90-3,07	55°12,52'	17°10,55'	93,5	głina sub- akwalna	TL	UG-23	95 000±15 000
5/05 2,35-2,47	55°09,65'	17°11,55'	62,5	głina sub- akwalna	TL	UG-24	100 000±15 000
05509 0,70-1,00	54°53,24'	17°18,02'	29,6	głina zwało- wa	TL	UG-314	152 000±23 000
06475 A 0,65-1,02	55°08,59'	17°02,35'	47,4	głina zwało- wa	TL	UG-418	153 000±23 000
09260 2,00-2,30	54°56,73'	17°36,26'	21,8	głina zwało- wa	TL	UG-311	114 000±18 000

14097 1,68-2,73	54°55,66'	17°08,52'	20,7	głina zwało- wa	14C	Gd-3229	8 950±70 BP
14097 2,73-2,80	54°55,66'	17°08,52'	20,7	torf	14C	Gd-1947	9 850±80 BP
14097 3,20-3,55	54°55,66'	17°08,52'	20,7	głina zwało- wa	TL	UG-316	151 000±22 000
14097 4,40-4,80	54°55,66'	17°08,52'	20,7	głina zwało- wa	TL	UG-317	167 000±25 000
14097 B 0,70-0,85	54°55,67'	17°08,59'	21,1	drewno	14C	Gd-5216	9 240±90 BP
14097 B 2,95-2,97	54°55,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-4190	9 320±150 BP
14097 B 3,20-3,22	54°56,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-5217	9 320±90 BP
14097 B 3,35-3,40	54°55,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-4191	9 620±160 BP
14097 B 3,50-3,55	54°55,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-2752	9 720±160 BP
14097 B 3,55-3,58	54°55,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-2755	10 060±130 BP
14097 B 3,58-3,62	54°55,67'	17°08,59'	21,1	torf	14C	Gd-4187	10 510±170 BP
14097 B 3,67-4,05	54°55,67'	17°08,59'	21,1	głina zwało- wa	TL	UG-448	111 000±16 500
14097 B 4,33-4,60	54°55,67'	17°08,59'	21,1	głina zwało- wa	TL	UG-454	97 300±15 000
14097 B 4,65-5,05	54°55,67'	17°08,59'	21,1	głina zwało- wa	TL	UG-455	127 000±19 000
14140 1,95-2,25	54°54,18'	17°11,62'	27,0	głina zwało- wa	TL	UG-315	164 000±25 000

Uwaga - Datowania metodą ¹⁴C wykonano w Laboratorium ¹⁴C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach

Datowania metodą TL wykonano w Laboratorium TL Uniwersytetu Gdańskiego

Sylur

Utwory syluru nawiercono w otworach wiertniczych: WI/Ł zlokalizowanym w Rynnie Słupskiej i B16-1/85 zlokalizowanym około 30 km na północ od Łeby. Miąższość osadów syluru w otworze B16-1/85 dochodzi do 1500 m (R. Dadlez, A. Witkowski, 1986).

Osady sylurskie reprezentowane są głównie przez ilowce. Na podstawie profilowania sejsmoakustycznego stwierdzono, że są one lekko sfaldowane, a nachylenie warstw wynosi 1-2°. Obserwuje się w nich fleksuralne przegięcia, a także kilka uskoków. W stropowej części występują ilowce jasnoszare bardzo silnie zwietrzałe z rzadkimi nieregularnymi wkładkami wapieni do 2 cm grubości. Niekiedy widoczne są fragmenty zwietrzałych kongrecji wapieni typu "beyrichienkalk". Występuje bardzo liczna fauna, głównie brachiopody *Protochonetes piltenensis* Rybnikova, "*Camartoechia*" *nucula* (Sowerby), *Rhynchospirina baylei* (Dawidson), rzadziej *Isorthis ovalis* (Paskevicius), oraz członki liliowców i bardzo liczne ostrakody z rodziny *Beyrichiidae* (E. Tomczyk, 1985).

Skład mineralny ilowców sylurskich w stropowej partii, według analizy derywato-graficznej, przedstawia się następująco: illit, kwarc (ok. 30%), oraz kalcyt (ok. 15%). W podstawowym składzie chemicznym (tab. 2) dominują: SiO₂ (47,65%) i Al₂O₃ (14,58%). W większych ilościach występują również CaO (8,62%), K₂O (4,0%) i Fe₂O₃ (3,02%). Pozostałe składniki występują w ilościach mniejszych niż 1%. Zawartość niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawia się następująco: Cu — 90 ppm, Zn — 50 ppm, Pb — 30 ppm, Ni — 80 ppm, Co — 30 ppm, Ba — 350 ppm, Sr — 20 ppm.

Opisane wyżej osady według E. Tomczyk (1985) należą do górnego syluru — odpowiednika górnego podlasia.

Trzeciorzęd

Osady trzeciorzędowe stanowią bezpośrednie podłoże czwartorzędu i występują prawie na całym obszarze arkusza Łeba, Słupsk. Prawdopodobnie brak ich lokalnie na północnym wschodzie i północnym zachodzie, gdzie w podłożu czwartorzędu występują osady sylurskie (przekroje A-B, C-D, E-F, G-H). Miąższość utworów trzeciorzędowych w wierceniu WI/Ł wynosi 15 m, a w wierceniu B16-1/85—32 m. Miąższość utworów stwierdzona w wyniku badań sejsmoakustycznych osiąga w południowym zboczu Rynny Słupskiej 60 m (przekrój C-D). Osady te, wykazujące na profilach sejsmoakustycznych warstwowanie, zalegają poziomo. Erozyjny strop utworów trzeciorzędowych występuje od około 100-80 m ppm w północnej części obszaru badań (w rejonie Rynny Słupskiej) oraz 50-30 m ppm w jej części południowej. Maksymalne deniwelacje stropu utworów zostały stwierdzone w rejonie południowych zboczy Rynny Słupskiej (przekrój C-D). Zbocze to osiąga 40 m wysokości przy nachyleniu około 2°. Na obszarze położonym na południe od Rynny Słupskiej

lokalne deniwelacje stropu osadów trzeciorzędowych na ogół nie przekraczają 5 m, sporadycznie osiagają 10-25 m (przekrój C-D).

Według wyników badań mikropaleontologicznych próbek z otworu wiertniczego WI/Ł (E. Odrzywolska-Biełkowska, 1988), otworu B16-1/85 (R. Dadlez, A. Witkowski, 1986) i rdzeni 11/02 i 04439 (J. Krzywińska 1987), są to osady najwyższego eocenu cechujące się obecnością przewodniej mikrofauny znanej powszechnie z równoległych utworów Litwy i Białorusi.

Charakterystyka osadów eocenów analizowanych w próbkach z otworu WI/Ł i rdzenia 11/02 przedstawia się następująco: barwa osadów jest od szarozielonej do ciemnozielonej. Występują liczne, zwłaszcza w stropowych partiach, postsedymentacyjne struktury deformacyjne, prawdopodobnie związane z dynamicznym oddziaływaniem lodolodu. Pod względem granulometrycznym są to iły muliste, iły piaszczyste i piaszki ilaste — morskie. Zawartość frakcji <0,004 mm w iłach mulistych waha się 51-68,6%, a w iłach piaszczystych wynosi około 61%. Wśród frakcji piaszczystych dominują frakcje 0,25-0,125 mm i 0,125-0,062 mm, suma tych frakcji w iłach piaszczystych wynosi około 15%, a w piaskach ilastych waha się 51-63%. W składzie mineralno-petrograficznym frakcji 1,0-0,5 mm dominują okruchy skał osadowych (ok. 52%) (tab. 4). Udział kwarcu wynosi ok. 31%, a okruchów skał krystalicznych ok. 15%. Ziarna kwarcu są częściowo obtoczone (ok. 42%) oraz kanciaste i częściowo kanciaste (ok. 41%) (tab. 5). Znacznie rzadziej występują ziarna obtoczone i dobrze obtoczone (ok. 17%). Udział minerałów ciężkich we frakcji 0,25-0,125 mm określony dla 1 próbki wynosi 1,7% (tab. 6). Dominują minerały nieprzezroczyste (35%) i zmienione (34,3%). Wysoki jest też udział glaukonitu (14,9%). Wśród minerałów przezroczystych występujących w ilości 11,3% dominują chloryty i biotyt, stanowiąc razem 76,1% sumy minerałów przezroczystych. Badania derywato-graficzne 3 próbek nie rozdzielonych na frakcje wykazały występowanie illitu, kwarcu i kalcytu (ok. 2,5%).

Podstawowy skład chemiczny osadów trzeciorzędowych przedstawia tab. 2. Dominuje SiO₂ (65,6%) i Al₂O₃ (7,8%). Średnie zawartości tlenków żelaza (Fe₂O), magnezu (MgO), wapnia (CaO) i potasu (K₂O) wahają się od 1,6 do 4,7%. Pozostałe składniki występują w ilości poniżej 1%. Średnie zawartości niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawiają się następująco (wartości średnie z 4 analiz): Cu — 27 ppm, Zn — 30 ppm, Pb — 18 ppm, Ni — 65 ppm, Co — 30 ppm, Ba — 270 ppm, Sr — 185 ppm.

Czwartorzęd

Plejstocen

Podłożem osadów plejstocenów na całym niemal obszarze są osady trzeciorzędowe. Jedynie lokalnie w północno-wschodniej i północno-zachodniej części arkusza Łeba osady plejstocenów mogą zalegać bezpośrednio na sylurze (rdzenie 1/01 i 01043). Miąższość osadów plejstocenów waha się od 1,0-10,0 m w części północnej obszaru do ok. 25-30 m w części południowej. Minimalne miąższości ok.

Podstawowy skład

Symbole wydzielon na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
B	iłowce	1	<u>47,65</u> -	<u>14,58</u> -	<u>0,80</u> -
^m Pg ₂	iły muliste, iły piaszczyste	5	<u>65,63</u> <u>11,26</u>	<u>7,82</u> <u>1,92</u>	<u>0,76</u> <u>0,17</u>
gz ^{pl}	gliny zwałowe	17	<u>67,03</u> <u>5,58</u>	<u>6,65</u> <u>1,05</u>	<u>0,51</u> <u>0,07</u>
gs ^B	gliny subakwalne	6	<u>58,92</u> <u>4,67</u>	<u>10,05</u> <u>2,76</u>	<u>0,67</u> <u>0,10</u>
fg ^B pd-2	piaski żwirowe	1	<u>83,34</u> -	<u>3,83</u> -	<u>0,07</u> -
b ^B i-pd	iły muliste, muły ilaste, muły piaski drobnoziarniste	3	<u>63,30</u> -	<u>8,70</u> -	<u>0,80</u> -
		2	<u>92,24</u> -	<u>2,70</u> -	<u>0,27</u> -
^m pś ₃₋₅	piaski średnioziarniste	2	<u>90,54</u> -	<u>2,77</u> -	<u>0,33</u> -
^m pd ₃₋₅	piaski drobnoziarniste	11	<u>87,25</u> <u>12,81</u>	<u>4,01</u> <u>3,08</u>	<u>0,29</u> <u>0,19</u>
^m pm ₃₋₅	piasek-muł-żwir, piaski muliste, piaski drobnoziarniste na glinach subakwalnych	4	<u>79,75</u> -	<u>6,19</u> -	<u>2,43</u> -
^m pm ₃₋₅	piasek-muł-żwir, piasek-muł-ił, piaski ilaste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste na iłach iłach mulistych i mułach ilastych - lodowcowomorskich bałtyckiego jeziora lodowego	4	<u>82,44</u> -	<u>6,10</u> -	<u>0,40</u> -
^m pm ₃₋₅	piaski muliste	2	<u>80,56</u> -	<u>5,86</u> -	<u>0,47</u> -
^m pi ₃₋₅	piaski ilaste	1	<u>82,38</u> -	<u>6,16</u> -	<u>0,40</u> -
^m pmi ₃₋₅	piasek-muł-ił	3	<u>78,94</u> -	<u>6,91</u> -	<u>0,45</u> -
^m mi ₃₋₅	muły ilaste	2	<u>68,59</u> -	<u>8,28</u> -	<u>0,67</u> -
^m im ₃₋₅	iły muliste	2	<u>66,33</u> -	<u>9,11</u> -	<u>0,70</u> -

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Tabela 2

chemiczny osadów

Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S _{całk.}
<u>3,02</u> -	<u>0,10</u> -	<u>2,27</u> -	<u>8,62</u> -	<u>4,0</u> -	<u>0,84</u> -	<u>0,14</u> -	<u>0,30</u> -
<u>3,36</u> <u>0,96</u>	<u>0,02</u> <u>0,01</u>	<u>1,58</u> <u>0,43</u>	<u>4,67</u> <u>3,41</u>	<u>2,59</u> <u>0,43</u>	<u>0,67</u> <u>0,14</u>	<u>0,08</u> <u>0,03</u>	<u>0,57</u> <u>0,35</u>
<u>1,72</u> <u>0,58</u>	<u>0,03</u> <u>0,01</u>	<u>2,66</u> <u>0,81</u>	<u>6,40</u> <u>1,22</u>	<u>2,67</u> <u>0,39</u>	<u>0,67</u> <u>0,18</u>	<u>0,09</u> <u>0,02</u>	<u>0,22</u> <u>0,08</u>
<u>2,41</u> <u>0,77</u>	<u>0,06</u> <u>0,02</u>	<u>3,42</u> <u>0,73</u>	<u>6,31</u> <u>1,15</u>	<u>3,43</u> <u>0,58</u>	<u>0,85</u> <u>0,08</u>	<u>0,15</u> <u>0,04</u>	<u>0,14</u> <u>0,09</u>
<u>0,46</u> -	<u>0,02</u> -	<u>0,83</u> -	<u>5,17</u> -	<u>1,62</u> -	<u>0,83</u> -	<u>0,04</u> -	<u>0,02</u> -
<u>1,70</u> -	<u>0,06</u> -	<u>3,17</u> -	<u>7,47</u> -	<u>2,74</u> -	<u>0,87</u> -	<u>0,05</u> -	<u>0,33</u> -
<u>0,32</u> -	<u>0,01</u> -	<u>0,42</u> -	<u>1,19</u> -	<u>1,33</u> -	<u>0,41</u> -	<u>0,02</u> -	<u>0,06</u> -
<u>0,58</u> -	<u>0,02</u> -	<u>0,60</u> -	<u>1,06</u> -	<u>1,10</u> -	<u>0,49</u> -	<u>0,04</u> -	<u>0,01</u> -
<u>0,81</u> <u>1,11</u>	<u>0,65</u> <u>1,08</u>	<u>1,56</u> <u>2,42</u>	<u>1,69</u> <u>1,24</u>	<u>0,52</u> <u>0,18</u>	<u>0,02</u> <u>0,03</u>	<u>0,48</u> <u>0,21</u>	<u>0,00</u> <u>0,00</u>
<u>1,87</u> -	<u>0,18</u> -	<u>1,30</u> -	<u>1,13</u> -	<u>0,08</u> -	<u>2,45</u> -	<u>1,02</u> -	<u>0,24</u> -
<u>0,87</u> -	<u>0,10</u> -	<u>1,32</u> -	<u>0,59</u> -	<u>0,13</u> -	<u>2,34</u> -	<u>0,88</u> -	<u>0,14</u> -
<u>0,80</u> -	<u>0,07</u> -	<u>2,04</u> -	<u>0,78</u> -	<u>2,47</u> -	<u>0,98</u> -	<u>0,17</u> -	<u>0,17</u> -
<u>0,93</u> -	<u>0,06</u> -	<u>1,25</u> -	<u>0,58</u> -	<u>2,40</u> -	<u>0,85</u> -	<u>0,14</u> -	<u>0,08</u> -
<u>0,97</u> -	<u>0,03</u> -	<u>0,80</u> -	<u>0,71</u> -	<u>2,46</u> -	<u>1,08</u> -	<u>0,16</u> -	<u>0,17</u> -
<u>1,45</u> -	<u>0,05</u> -	<u>1,56</u> -	<u>1,02</u> -	<u>3,17</u> -	<u>1,51</u> -	<u>0,16</u> -	<u>0,51</u> -
<u>1,47</u> -	<u>0,03</u> -	<u>1,68</u> -	<u>0,74</u> -	<u>3,19</u> -	<u>1,50</u> -	<u>0,22</u> -	<u>0,82</u> -

Uziarnienie

Symbole wydzielone na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Frakcje					
			16,0 8,0	8,0 4,0	4,0 2,0	2,0 1,0	1,0 0,5	0,5 0,25
m _{pg2}	łty muliste	5		0,5	0,0	0,0	0,1	0,4
	łty piaszczyste	1		1,3	1,0	0,8	0,6	1,8
	piaski ilaste	4		0,0	0,0	0,2	2,2	6,9
g _z ^{P1}	gliny zwalowe	62	1,0 1,7	1,5 0,9	1,4 0,8	1,9 1,0	2,8 1,5	4,9 3,1
g _s ^B	gliny subkwelne	33	0,5 1,1	1,4 0,9	1,4 0,6	1,6 0,7	2,0 1,1	2,7 1,3
f _g ^B pd-2 ^B	piaski gruboziarniste	4	0,0	6,1	7,0	29,8	30,6	18,4
	piaski żwirone	7	0,0 0,0	28,9 14,1	14,8 7,1	19,6 10,6	12,3 5,3	13,0 6,0
f-pd ^B	łty muliste, muły ilaste (rejon W)	10	0,0 0,0	0,3 1,0	0,3 0,6	0,4 0,9	0,6 1,1	1,2 1,8
	łty muliste, muły ilaste (rejon S)	11	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,1 0,1	0,2 0,2	0,4 0,5
	muły ilaste, muły, muły piaszczyste (rejon E)	7	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0
	piaski muliste, piaski drobnoziarniste (rejon E)	10	0,0 0,0	0,0 0,1	0,1 0,2	0,1 0,2	0,1 0,1	3,0 3,5
gm ^{P1H} f-m ¹	łty, łty muliste, muły ilaste	22	0,1 0,2	0,3 0,8	0,2 0,4	0,2 0,4	0,3 0,5	0,4 0,7
m _m ¹ f-m ¹ 1-2	łty muliste, muły ilaste	15	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0
m _z ¹ z _p 3-5	żwirny piaszczyste	8	32,6 19,0	8,6 4,2	16,4 15,1	9,4 8,4	11,2 7,6	11,7 7,6
m _p ¹ p ₂ 3-5	piaski żwirone	15	8,4 8,7	13,5 8,2	12,2 6,6	10,2 5,7	19,4 8,7	20,5 9,8
m _p ¹ p _r 3-5	piaski różnoziarniste	16	0,4 1,0	4,4 3,6	5,2 3,3	7,5 3,8	23,9 6,5	29,7 7,1
m _p ¹ p _g 3-5	piaski gruboziarniste	73	0,2 1,1	1,7 2,4	5,3 4,8	15,9 13,0	40,3 11,5	27,7 12,3
m _p ¹ p _s 3-5	piaski średnioziarniste	113	0,1 0,9	0,5 1,2	1,4 2,1	3,3 3,3	19,7 10,4	55,3 8,8
m _p ¹ p _d 3-5	piaski drobnoziarniste	253	0,0 0,0	0,3 1,1	0,5 1,6	0,9 2,1	3,3 5,6	13,4 12,6
m _p ¹ p _m 3-5	piasek-muł-łt	23	0,0 0,0	0,1 0,3	0,2 0,3	0,3 0,5	0,9 1,1	2,5 2,4
m _m ¹ m ¹ 3-5	muły ilaste	14	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0
m _m ¹ f-m ¹ 3-5	łty muliste	5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

wartość średnia w %
odchylenie standardowe

Tabela 3

osadów

(mm)							Parametry rozkładu wielkości ziarna (wg. wzorów Folka, Warda, 1957)			
0,25 0,125	0,125 0,062	0,062 0,031	0,031 0,016	0,016 0,008	0,008 0,004	< 0,004	Mz	σ ₁	Sk ₁	K _G
4,2	9,5	11,3	6,9	5,4	7,3	75,8	-	-	-	-
12,8	2,9	6,7	1,0	2,8	6,6	61,7	-	-	-	-
8,9	44,4	5,4	3,2	3,1	2,3	23,4	-	-	-	-
11,4 9,4	13,9 4,7	6,1 2,7	7,2 4,1	9,8 3,9	8,3 3,1	29,8 8,8	-	-	-	-
5,4 2,5	8,9 4,4	5,7 2,9	5,2 1,7	9,1 2,5	9,7 3,2	46,3 14,8	-	-	-	-
6,4	0,6	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-
9,4 7,2	0,8 0,4	1,0 0,3	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	-	-	-	-
2,6 3,4	6,7 8,8	6,7 5,4	7,5 3,9	11,2 3,7	13,6 5,1	49,1 14,7	-	-	-	-
0,8 0,7	1,8 1,3	9,5 6,6	13,7 7,2	18,5 7,7	13,1 7,4	42,0 17,5	-	-	-	-
0,1 0,1	10,0 7,7	23,2 5,9	27,2 9,5	14,6 1,2	5,4 2,6	19,5 5,3	-	-	-	-
54,6 20,8	36,1 18,4	6,1 6,1	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	2,97 0,33	0,50 0,06	0,09 0,11	1,03 0,13
0,7 1,2	2,6 1,8	5,8 2,7	7,5 4,6	13,4 7,8	14,6 9,4	53,9 15,4	-	-	-	-
0,0 0,0	1,5 0,7	12,2 8,4	12,4 2,0	12,1 3,2	7,7 3,8	54,2 9,0	-	-	-	-
6,9 5,7	2,0 2,3	1,1 2,4	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	-	-	-	-
11,3 6,5	2,4 2,7	2,2 4,6	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	-	-	-	-
24,2 8,0	3,3 3,0	1,4 2,8	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	-	-	-	-
7,4 5,6	1,3 2,4	0,1 0,3	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,98 0,19	-	-	-
18,1 11,4	1,5 2,5	0,1 0,2	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	1,44 0,28	0,62 0,11	0,03 0,08	1,09 0,13
63,8 19,2	17,1 19,4	0,7 1,6	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0	2,46 0,38	0,49 0,17	0,07 0,14	1,47 0,41
14,0 9,7	26,7 10,2	11,9 4,2	6,4 2,2	5,7 1,3	4,4 1,2	27,1 4,6	-	-	-	-
0,2 0,1	5,6 2,9	24,6 4,4	11,9 1,8	9,1 1,8	6,3 2,2	42,2 4,5	-	-	-	-
0,7	8,5	13,6	11,2	10,0	7,5	48,6	-	-	-	-

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

Symbole wydziałów na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Kwarc	Skalenie	Minerały skał kryształicznych	Minerały skał osadowych	Okruchy skał kryształicznych	Okruchy skał osadowych
^m Pg ₂	piaski ilaste	1	$\frac{31,7}{-}$	$\frac{0,7}{-}$	$\frac{0,4}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{14,7}{-}$	$\frac{52,5}{-}$
gz ^{P1}	gliny zwałowe	17	$\frac{43,0}{14,1}$	$\frac{2,4}{1,2}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,1}$	$\frac{19,5}{3,1}$	$\frac{34,9}{12,8}$
gs ^B	gliny subakwalne	7	$\frac{30,8}{6,8}$	$\frac{1,7}{0,3}$	$\frac{0,3}{0,4}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{21,0}{2,7}$	$\frac{46,2}{7,3}$
fg ^B pd-2	piaski żwirowe	7	$\frac{50,7}{7,5}$	$\frac{2,0}{1,0}$	$\frac{0,2}{0,3}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{24,7}{8,3}$	$\frac{22,4}{8,0}$
	piaski gruboziarniste	4	$\frac{52,0}{-}$	$\frac{2,1}{-}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{22,3}{-}$	$\frac{23,5}{-}$
b ^B i-pd	piaski drobnoziarniste	2	$\frac{80,7}{-}$	$\frac{0,2}{-}$	$\frac{0,7}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{13,7}{-}$	$\frac{4,8}{-}$
^m p ₂ ^H 3-5	piaski żwirowe	5	$\frac{83,7}{-}$	$\frac{2,9}{-}$	$\frac{0,3}{-}$	$\frac{0,1}{-}$	$\frac{11,5}{-}$	$\frac{0,9}{-}$

^m p ₃ ^H 3-5	piaski gruboziarniste	13	$\frac{82,3}{10,2}$	$\frac{5,6}{3,5}$	$\frac{0,0}{0,1}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{10,5}{6,9}$	$\frac{1,5}{0,8}$
^m p ₃ ^H 3-5	piaski średnioziarniste	19	$\frac{85,8}{6,5}$	$\frac{4,9}{2,8}$	$\frac{0,1}{0,2}$	$\frac{0,0}{0,0}$	$\frac{8,2}{4,3}$	$\frac{1,0}{1,0}$
^m p ₃ ^H 3-5	piaski drobnoziarniste	42	$\frac{86,7}{5,9}$	$\frac{3,3}{2,2}$	$\frac{0,2}{0,3}$	$\frac{0,2}{0,6}$	$\frac{8,6}{4,3}$	$\frac{1,0}{0,8}$
^m pd ₃ ^H 3-5	piasek-muł-żwir, piaski muliste, piaski drobnoziarniste - na glinach subakwalnych	8	$\frac{67,2}{13,4}$	$\frac{8,0}{2,0}$	$\frac{0,4}{0,5}$	$\frac{0,2}{0,3}$	$\frac{11,1}{5,2}$	$\frac{11,1}{7,2}$
^m pm ₂ ^H 3-5	piasek-muł-żwir, piasek-muł-żwir, piaski ilaste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste na ilach, iłach mulistych i mułach ilastych lodowcowo-morskich bałtyckiego jeziora lodowego	3	$\frac{71,2}{-}$	$\frac{8,2}{-}$	$\frac{0,0}{-}$	$\frac{0,1}{-}$	$\frac{14,0}{-}$	$\frac{5,5}{-}$
^m pmi ₃ ^H 3-5	piasek-muł-żwir	5	$\frac{80,7}{-}$	$\frac{5,1}{-}$	$\frac{0,1}{-}$	$\frac{0,5}{-}$	$\frac{7,4}{-}$	$\frac{5,9}{-}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

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

Symbole wydzielień na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Klasy obtroczenia wg wzorca Russela, Taylora i Pettijohna		
			kanciaste i częściowo kanciaste	częściowo obtoczone	obtroczone i drobnie obtoczone
m_{Pg2}	piaski ilaste	1	$\frac{41,3}{-}$	$\frac{42,0}{-}$	$\frac{16,7}{-}$
gz_{Pl}	gliny zwałowe	17	$\frac{44,9}{-}$	$\frac{41,0}{-}$	$\frac{14,1}{-}$
gs_B	gliny subakwalne	8	$\frac{46,3}{-}$	$\frac{38,7}{2,2}$	$\frac{15,0}{1,5}$
fg_B $pd-2$	piaski żwirowe	7	$\frac{47,7}{2,8}$	$\frac{38,4}{1,6}$	$\frac{13,9}{1,8}$
	piaski gruboziarniste	4	$\frac{46,5}{-}$	$\frac{37,3}{-}$	$\frac{16,3}{-}$
b_B $i-pd_B$	piaski drobnoziarniste (rejon E)	3	$\frac{46,4}{-}$	$\frac{32,9}{-}$	$\frac{20,7}{-}$
m_{H3-5} pd^2_{3-5}	piaski żwirowe	5	$\frac{32,7}{4,2}$	$\frac{42,8}{8,1}$	$\frac{24,5}{6,5}$

m_{H3-5} pg^2_{3-5}	piaski gruboziarniste	13	$\frac{27,1}{7,2}$	$\frac{45,7}{5,0}$	$\frac{27,2}{8,4}$
m_{H3-5} ps^2_{3-5}	piaski średnioziarniste	18	$\frac{32,2}{9,0}$	$\frac{46,2}{6,7}$	$\frac{21,6}{6,7}$
m_{H3-5} pd^2_{3-5}	piaski drobnoziarniste	40	$\frac{36,2}{12,9}$	$\frac{45,1}{8,1}$	$\frac{18,7}{10,0}$
m_{H3-5} pm^2_{3-5}	piasek-muł-żwir, piaski muliste, piaski drobnoziarniste na glinach subakwalnych	8	$\frac{36,7}{6,3}$	$\frac{41,4}{3,8}$	$\frac{21,9}{6,1}$
m_{H3-5} pm^2_{3-5}	piasek-muł-żwir, piasek-muł-ił, piaski ilaste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste na łąkach, łąkach mulistych i mułach ilastych - lodowcowomorskich bałtyckiego jeziora lodowego	3	$\frac{41,0}{-}$	$\frac{38,9}{-}$	$\frac{20,0}{-}$
m_{H3-5} pmi^2_{3-5}	piasek-muł-ił	5	$\frac{33,3}{6,7}$	$\frac{44,9}{4,4}$	$\frac{21,9}{7,8}$

wartość średnia
odchylenie standardowe w %

Skład minerałów ciężkich

Symbole wydzieleni na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Zawartość minerałów ciężkich w % wag.	Grupy minerałów (% ilościowe)						
				minerały nieprzezroczyste	minerały zmienne	okruchy skał	glaukonit	węgliny	minerały przezroczyste	
^m Pg ₂	piaski ilaste	1* (1)**	1,7	35,0	34,3	2,4	14,9	2,1	11,3	
gz ^{P1}	gliny zwalowe	17 (17)	1,3 0,5	46,4 10,1	5,4 2,4	0,0 0,0	1,5 0,9	4,1 4,0	42,6 7,5	
gs ^B	gliny subakwalne	7 (7)	1,0 0,5	33,1 8,5	16,1 15,5	2,3 3,9	0,6 0,6	6,7 3,5	41,3 10,2	
f ^{gB} pd-2	piaski gruboziarniste	4 (4)	2,8	11,9	36,2	4,4	2,7	18,4	26,4	
	piaski żwirowe	7 (7)	1,9 0,8	6,4 1,9	37,5 5,2	4,8 1,3	2,8 1,2	16,2 5,6	32,3 5,5	
b ^B i-pd ^B	piaski drobnoziarniste (rejon E)	4 (4)	0,2	17,7	32,8	5,0	6,6	2,2	35,7	
^m z _{p3-5}	żwiry piaszczyste	5 (0)	2,0 1,1	-	-	-	-	-	-	
^m p _{z3-5}	piaski żwirowe	5 (11)	2,7 1,7	41,5 9,2	2,6 2,0	0,4 0,8	5,6 5,5	4,7 3,9	45,2 5,0	
^m pr ₃₋₅	piaski różnoziarniste	5 (11)	2,1 3,3	27,1 9,3	17,2 11,6	3,0 2,9	0,9 0,6	1,9 3,4	50,0 11,8	
^m pg ₃₋₅	piaski gruboziarniste	17 (55)	2,2 2,6	31,1 7,0	11,1 6,5	2,2 2,2	1,7 2,8	2,0 3,2	52,0 6,6	
^m ps ₃₋₅	piaski średnioziarniste	33 (75)	2,1 1,7	25,7 9,6	15,5 7,1	3,3 2,7	1,1 1,2	1,0 2,5	53,4 7,7	
^m pd ₃₋₅	piaski drobnoziarniste	64 (198)	0,4 0,5	27,9 9,6	12,5 7,0	2,6 2,8	1,4 1,5	2,3 3,7	53,3 7,9	
^m pm _{z3-5}	piasek-muł-żwir, piasek-mułiste, piaski drobnoziarniste na glinach subakwalnych	17 (8)	1,4 0,7	25,2 22,5	23,9 15,9	7,2 6,3	3,2 2,0	6,3 5,2	34,2 5,1	
^m pm _{z3-5}	piasek-muł-żwir, piasek-muł- -i), piaski ilaste, piaski mułiste, piaski drobnoziarniste na łąkach, łąkach mułistych i mułach ilastych, lodowcowomorskich bałtyckiego jeziora lodowego	13 (3)	1,3 1,9	9,6	38,6	10,7	4,8	1,2	35,0	
^m pm _{z3-5}	piasek-muł-i)	5 (6)	0,44 0,2	15,3 16,4	32,9 14,8	10,4 6,0	6,2 2,0	1,9 1,3	33,2 4,8	

* - zawartość minerałów ciężkich
 ** - skład minerałów ciężkich
 wartość średnia
 odchylenie standardowe

Tabela 6

(frakcja 0,25-0,125 mm)

Minerały przezroczyste (% ilościowe)															
granaty	amfibole	epidot	pirokseny	dysten	turmalin	biotyt	chloryt	apatyt	andaluzyt	sylinonit	staurolit	wezuwian	cyrkon	rutył	monacyt
5,3	14,7	1,3	1,3	0,0	0,0	21,3	54,8	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
19,0 6,6	31,6 7,9	9,1 2,3	8,8 3,9	6,8 3,2	1,8 1,3	8,0 3,1	0,4 0,7	0,0 0,0	3,0 1,5	0,8 0,9	4,0 2,5	0,0 0,0	5,3 4,5	1,2 0,9	0,0 0,0
18,8 4,4	37,5 6,6	8,4 2,3	7,7 4,1	2,3 2,0	1,3 1,4	10,0 6,4	5,6 8,9	0,0 0,0	2,6 1,7	0,5 0,5	2,3 1,9	0,0 0,0	2,5 1,9	0,3 0,4	0,0 0,0
18,7	39,6	6,2	12,6	1,6	0,7	1,2	16,7	0,8	0,2	0,3	0,4	0,0	0,5	0,3	0,0
12,1 2,1	38,3 5,9	7,9 3,3	8,8 3,1	0,9 1,0	0,7 0,6	2,1 1,1	27,0 9,0	0,2 0,5	0,4 0,4	0,3 0,3	0,4 0,5	0,1 0,2	0,0 0,0	0,1 0,2	0,0 0,0
18,7	33,5	14,2	8,2	2,2	1,0	1,2	17,6	0,1	0,4	1,2	0,7	0,0	0,7	0,4	0,0
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44,4 11,5	29,2 8,1	5,2 1,2	5,7 1,2	3,4 1,4	2,6 2,3	1,7 2,2	0,1 0,2	0,0 0,0	1,6 1,0	0,3 0,4	1,2 1,1	0,0 0,0	4,3 0,8	0,3 0,3	0,1 0,1
39,2 15,0	26,9 8,1	8,2 2,5	9,8 4,0	1,0 0,5	0,7 0,6	4,9 5,8	3,4 4,5	0,3 0,3	0,3 0,4	0,3 0,7	1,9 1,2	0,4 0,5	1,3 0,5	0,8 0,5	0,4 0,3
44,3 19,2	23,5 11,3	8,3 2,7	7,4 3,0	3,0 2,7	1,3 1,5	3,0 2,3	0,7 1,6	0,1 0,2	0,5 0,6	0,5 0,6	2,3 1,4	0,2 0,3	3,1 2,3	1,5 1,2	0,1 0,2
44,1 16,8	26,9 12,3	8,6 4,0	8,7 3,2	1,3 1,4	0,9 1,4	2,0 1,2	0,6 1,4	0,0 0,1	0,7 0,8	0,5 0,4	3,0 1,7	0,1 0,2	1,7 1,7	0,7 0,7	0,1 0,2
24,9 15,7	36,7 12,4	12,1 4,3	8,8 3,9	2,7 3,2	1,2 1,1	4,2 4,5	1,1 2,3	0,2 0,2	0,9 1,2	0,5 0,5	2,0 1,6	0,2 0,3	2,9 3,2	0,9 0,9	0,3 0,4
17,9 3,8	33,9 5,9	7,1 1,6	16,1 7,2	2,1 3,0	0,9 1,0	9,8 4,1	7,3 6,1	0,0 0,0	1,4 1,5	0,1 0,1	0,5 0,7	0,0 0,0	1,9 2,0	0,8 1,0	0,0 0,0
18,2	26,0	4,6	17,5	0,2	0,3	12,0	18,8	0,0	0,6	0,1	1,1	0,0	0,5	0,1	0,0
16,0 4,3	29,4 8,2	6,1 2,0	15,5 7,0	0,9 1,4	0,6 0,4	12,4 4,0	15,1 9,4	0,0 0,0	1,1 1,0	0,1 0,3	0,9 0,8	0,0 0,0	1,0 0,7	0,6 0,6	0,0 0,0

1–2 m występują na południowych zboczach Rynny Słupskiej. W rejonie wybrzeża miąższość jest bardzo zróżnicowana od powyżej 130 m w rejonie Łeby do około 5–10 m w rejonie Stilo (W. Morawski, 1986) i ok. 30 m w rejonie Białogóry (S. Skompski, 1982).

Zebrany materiał dokumentacyjny nie umożliwił przeprowadzenia szczegółowego podziału stratygraficznego plejstocenu. Gliny zwałowe zaliczono do plejstocenu nie rozdzielonego. W oparciu o przesłanki paleogeograficzne, gliny subakwalne, osady wodnolodowcowe, ily warwowe i osady zastoiskowe — lodowcowo-jeziorne zaliczono do zlodowacenia północnopolskiego.

Gliny zwałowe — g_zPi. Profilowanie sejsmoakustyczne wykazało występowanie jednej lub dwóch warstw glin zwałowych o miąższości do 35 m. Na znacznych obszarach glina zwałowa znajduje się w pobliżu powierzchni dna, przykryta cienką pokrywą osadów morza litorynowego i baltica. W obszarach tych strop gliny jest wyrównany lub lekko falisty o deniwelacjach do 3 m. Pierwotna rzeźba powierzchni glin zwałowych o deniwelacjach do 25 m i nachyleniu zboczy do 3° zachowała się w południowej części obszaru pod osadami zastoiskowymi. W rejonach tych gliny występują od 5 do 30 m poniżej powierzchni dna. Na północnych zboczach Rynny Słupskiej gliny występują na głębokości od 5 do 15 m poniżej powierzchni dna. Nie stwierdzono występowania glin zwałowych we wschodniej części południowych zboczy Rynny Słupskiej i w jej dnie.

Wiek termoluminescencyjny glin zwałowych określony dla 17 próbek waha się w granicach od 97300±15000 lat (UG-454) do 167000±25000 lat (UG-317). Tylko w jednym przypadku zanotowano datę zdecydowanie niższą od 100000 lat. Wiek ten dla gliny zwałowej w rdzeniu 02 280 wynosi 50300±7500 lat (UG-447) (tab. 1). Wiek termoluminescencyjny oraz cechy litologiczne określono wyłącznie dla stropowych części glin zwałowych. Próby korelacji danych sejsmoakustycznych z uzyskanymi datami i wynikami badań litologicznych nie dały możliwości podziału glin zwałowych.

W obszarze arkusza Łeba występują przeważnie gliny zwałowe — piaszczyste barwy szarej. Często występują też gliny ilaste barwy brązowej (brunatnej) i szaro-brązowej. Sporadycznie występują gliny muliste barwy brązowej i brązowszarej. Wśród glin zwałowych występują lokalnie szare wapniste piaski ilaste, piaski muliste i piaski drobnoziarniste. Zawartość frakcji żwirowych jest w glinach zwałowych na ogół niższa niż 6% (tab. 3).

Wśród ziarn o średnicach od 8 do 4 mm występują okruchy wapieni paleozoicznych (śr. 37,7%), skał krystalicznych (śr. 34,6%) oraz piaskowców paleozoicznych i kwarcytów (śr. 13,8%) (tab. 7). Zawartości wymienionych składników wahają się odpowiednio: od 17,6 do 57,8% od 23,4 do 48,9% i od 4,3 do 22,0%

Wśród frakcji piaszczystych najliczniej występuje kwarc. We frakcji 1,0–0,5 mm stanowi on średnio 43,0%. Istotny udział (tab. 4) mają też okruchy skał osadowych i krystalicznych (śr. 34,9 i 19,5%). Ziarna kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm najczęściej są kanciaste i częściowo kanciaste (śr. 44,9%) oraz częściowo obtoczone (śr. 41,0%). Udział ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych jest mały (śr. 14,1%) (tab. 5).

Zawartość mineralów ciężkich (tab. 6) wśród frakcji 0,25–0,125 mm waha się od 0,7 do 2,5% (śr. 1,3%). Wśród mineralów ciężkich najliczniej występują minerały nieprzezroczyste (śr. 46,4%) i przezroczyste (śr. 42,6%). W grupie mineralów prze-

T a b e l a 7

Skład petrograficzny (frakcja 8,0–4,0 mm)

Symbol wydzielony na mapie	Typ (podtyp) granulometryczny	Ilość analiz	Okruchy skał krystalicznych	Kwarc	Wapnie paleozoiczne	Piaskowce paleozoiczne i kwarcyt	Piaszczystość	Wapnie i margle lokalne	Lidyty i krzemienie	Inne
g _z Pi	gliny zwałowe	12	$\frac{34,6}{8,4}$	$\frac{2,7}{2,4}$	$\frac{37,7}{11,4}$	$\frac{13,8}{5,5}$	$\frac{6,8}{5,2}$	0	$\frac{4,4}{3,3}$	$\frac{0,1}{0,3}$
fgB pd-2	żwir, żwir czyste, piaski żwirowe	8	$\frac{38,9}{5,3}$	$\frac{2,7}{1,8}$	$\frac{37,3}{5,6}$	$\frac{18,3}{4,2}$	$\frac{0,7}{0,9}$	$\frac{0,8}{1,0}$	$\frac{1,3}{1,5}$	$\frac{0,1}{0,2}$
^m H ₃₋₅ p ₂ ^m H ₃₋₅	żwir piaszczyste i piaski żwirowe	16	$\frac{61,3}{14,2}$	$\frac{4,5}{3,5}$	$\frac{10,0}{13,8}$	$\frac{17,5}{9,1}$	$\frac{1,9}{2,9}$	$\frac{0,2}{0,5}$	$\frac{2,6}{1,6}$	$\frac{2,0}{6,3}$

wartość średnia w %
odchylenie standardowe

zroczystych dominują amfibole, granaty, epidot, pirokseny, dysten i biotyt. Niski jest udział chlorytu (śr. 0,4% minerałów przezroczystych).

Analiza derywatograficzna 39 próbek nierozdzielonych wykazała powszechne występowanie illitu, kwarcu i kalcytu. Zawartość kwarcu waha się od 30 do 70% a kalcytu od 6,6 do 22,1%. Stwierdzono również występowanie dolomitu. Badania dyfraktometryczne frakcji ilastych (<0,004 mm) wykazały, poza minerałami oznaczonymi za pomocą analizy derywatograficznej, występowanie chlorytu, kaolinitu i skaleni.

Podstawowy skład chemiczny glin zwałowych przedstawiono w tab. 2. Zdecydowanie dominują SiO_2 (śr. 67,03%), istotnymi składnikami są też Al_2O_3 (śr. 6,65%) i CaO (śr. 6,40%).

Średnie zawartości niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawiają się w glinach zwałowych następująco: wartości średnie i odchylenia standardowe (17 analiz): Cu — $28,8 \pm 17,8$ ppm, Zn — $16,5 \pm 12,1$ ppm, Pb — $14,7 \pm 6,1$ ppm, Ni — $50,0 \pm 20,3$ ppm, Ba — $361,8 \pm 118$ ppm, Sr — 229 ± 105 ppm, Co — $24,7 \pm 10,4$ ppm.

ZŁODOWACENIE PÓLNOCPOLSKIE

Gliny subakwalne — g_sB występują w północnej części obszaru, gdzie pokrywają południowe zbocze Rynny Słupskiej i jej dno. Południowa granica zasięgu tych osadów ma charakter erozyjny i przebiega mniej więcej wzdłuż izobaty 60 m. Gliny subakwalne zalegają na ogół bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych, lokalnie na glinach zwałowych. Na południowych zboczach i we wschodniej części dna Rynny Słupskiej gliny subakwalne występują niemal na powierzchni dna przykryte tylko kilkucentymetrową warstwą osadów morza litorynowego i morza bałtyckiego. W rejonach tych powierzchnia glin subakwalnych zachowała pierwotną rzeźbę, nieznacznie tylko przekształconą erozyjnie. Deniwelacje dochodzą do 5 m, a nachylenie zboczy do 3° (przekroje C-D, G-H). W zachodniej części dna Rynny Słupskiej gliny subakwalne występują na głębokości od 2 do 7 m poniżej powierzchni dna, przykryte laminowanymi i homogenicznymi osadami ilastymi bałtyckiego jeziora lodowego, zalegającymi z osadami warwowymi osadzonymi w zbiorniku przykrawędziowym poprzedzającym bałtyckie jezioro lodowe, lub być może w początkach bałtyckiego jeziora lodowego. Można przypuszczać, że gliny subakwalne są równoległe z osadami warwowymi i wytopiły się z brył martwego lodu w warunkach subakwalnych w schyłkowym okresie zlodowacenia północnopolskiego. W świetle powyższych przesłanek paleogeograficznych wiek termoluminescencyjny glin subakwalnych określony w rdzeniach 3/05 i 5/05 wynoszący 95000 ± 15000 lat (UG-23) i 100000 ± 15000 lat (UG-24) wydaje się niewiarygodny. Miąższość glin subakwalnych jest zróżnicowana, waha się od kilkunastu centymetrów do 5–6 m, maksymalnie do 10 m. Gliny subakwalne są miękkoplastyczne, odznaczają się brązową i szarobrązową barwą oraz wyraźnymi szarymi i czerwonymi gniazdami i soczewkami. Wykazują duże zróżnicowanie pod względem uziarnienia. Najczęściej są to gliny ilaste i gliny muliste. Często występują w postaci ilów mulistych i ilów z domieszką frakcji piaszczystych i żwirowych dochodzącą do 20%. W glinach subakwalnych występują pojedyncze ostrokrawędziste okruchy skalne o średnicy do kilku centymetrów.

Struktura glin subakwalnych jest zróżnicowana, są odcinki o nieuporządkowanym ułożeniu osadów a także i odcinki wykazujące laminację i nieregularne warstwowanie, co świadczy, że osady te powstały w środowisku wodnym.

Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm jest podobny do składu w glinach zwałowych. Dominują okruchy skał osadowych (46,2%) i ziarna kwarcu (śr. 30,8%). Wysoki udział mają też okruchy skał krystalicznych (śr. 21,0%). Obtoczenie ziarn kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm jest bardzo podobne do obtoczenia w glinach zwałowych, zdecydowanie dominują ziarna kanciaste i częściowo obtoczone nad ziarnami obtoczonymi i dobrze obtoczonymi (tab. 5).

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi średnio 1,0%, przy rozrzucie wyników od 0,3 do 1,5%, co jest wartością bardzo podobną jak w glinach zwałowych. Podobny jest też skład minerałów ciężkich. Niewielkie różnice zachodzą tylko w ilości minerałów zmienionych, których średni udział wzrasta od 16,1%, przy obniżeniu zawartości minerałów nieprzezroczystych do 33,1%. Skład minerałów przezroczystych (tab. 6) w stosunku do glin zwałowych różni się tylko nieco większym udziałem biotytu (śr. 10,0%) i chlorytu (śr. 5,6%).

Skład mineralny próbek nierozdzielonych na frakcje oznaczony metodą derywatograficzną jest analogiczny jak w glinach zwałowych. Występuje illit, kwarc w ilości od 30 do 50% i kalcyt w ilości od 8 do 24,6% oraz miejscami dolomit. W składzie frakcji ilastej (<0,004 mm) stwierdzono ponadto metodą dyfraktometryczną chloryt, a w jednej próbce również kaolinit. Efekty endotermiczne chlorytu w analizie derywatograficznej mogą być maskowane przez efekty endotermiczne związane z rozkładem kalcytu.

Podstawowy skład chemiczny glin subakwalnych pozostaje w związku z ich uziarnieniem. Większy niż w glinach zwałowych udział frakcji ilastych, średnio o 16,5%, powoduje spadek zawartości SiO_2 – średnio do 58,9% oraz wzrost zawartości Al_2O_3 średnio – do 10,1%, Fe_2O_3 do 2,4% i K_2O do 3,4%.

Średnia zawartość i odchylenie standardowe niektórych metali występujących w ilościach śladowych przedstawia się następująco: Cu — $23,7 \pm 11,1$ ppm, Zn — $53,7 \pm 42,4$ ppm, Pb — $18,7 \pm 6,0$ ppm, Ni — $71,2 \pm 16,2$ ppm, Co — $32,5 \pm 4,3$ ppm, Ba — $356,2 \pm 131,0$ ppm, Sr — $162,5 \pm 114,3$ ppm. W stosunku do glin zwałowych więcej jest cynku, niklu i kobaltu a mniej strontu.

Piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, piaski żwirowe, żwiry piaszczyste i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pd-2}B$. Osady wodnolodowcowe, prawdopodobnie sandrowe zostały stwierdzone profilowaniem sejsmoakustycznym i sondami w zachodniej części obszaru arkusza Łeba na północny wschód od Ławicy Słupskiej. Osady przedłużają się w kierunku północno-zachodnim na obszar arkusza Ławica Słupska. Występują one ok. 1,0 m pod powierzchnią dna osiągając miąższość (według danych sejsmoakustycznych) dochodzącą do 5–6 m. W rdzeniu 06295 są to osady warstwowe, reprezentowane przez wszystkie wymienione w tytule typy granulometryczne. Miąższość poszczególnych warstw o wyraźnych ostrych granicach waha się od 10 do 40 cm.

Skład petrograficzny frakcji żwirowych (8–4 mm) osadów fluwioglacjalnych jest analogiczny do składu glin zwałowych (tab. 7). Najliczniej występują okruchy skał krystalicznych (śr. 39,0%) i wapienie paleozoiczne (śr. 37,3%). Piaskowce i kwarcyty występują przeciętnie w ilości 18,3%.

Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm i obtoczenie ziarn kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm określono dla piasków gruboziarnistych i piasków żwirowych. Udział kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm wynosi średnio od 50,7 do 52,0%, a okruchy skał krystalicznych od 22,3 do 24,7%, to jest nieco więcej niż w glinach zwałowych i subakwalnych. Udział okruchów skał osadowych jest nieco mniejszy niż w glinach i wynosi średnio od 22,4 do 23,5%. Obtoczenie ziarn kwarcu w osadach fluwioglacjalnych jest analogiczne jak w glinach zwałowych i subakwalnych (tab. 5). Zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi średnio 2,8% w piaskach gruboziarnistych i 1,9% w piaskach żwirowych. W składzie jakościowym mineralów ciężkich udział mineralów przezroczystych wynosi średnio 26,4% dla piasków gruboziarnistych i 32,3% dla piasków żwirowych. Udział węglanów wynosi odpowiednio 16,2% i 18,4% a mineralów nieprzezroczystych 6,4% i 11,9%. W znacznych ilościach (śr. 36,2–37,5%) występują minerały zmienione, niemożliwe do oznaczenia. W składzie mineralów przezroczystych podobnie jak w glinach zwałowych i subakwalnych najliczniej występują: amfibole, granaty, pirokseny i epidot. Znacznie wyższe niż w glinach są zawartości chlorytu (tab. 6) wynoszące średnio 16,7% w piaskach gruboziarnistych i 27,0% w piaskach żwirowych.

Iły warwowe (i), iły, iły muliste, muły ilaste, muły piaszczyste, piaski muliste, piaski drobnoziarniste zastoiskowe (i-pd) — lodowcowojeziorne — i_{i-pd}^b B. Osady zastoiskowe (i-pd) występują w południowej części obszaru arkusza Łęba, na południe i południowy wschód od Ławicy Słupskiej, a także na południe i południowy zachód oraz na północ od Ławicy Stilo. Osady te występują na głębokości od 0,2–0,5 m pod powierzchnią dna w rejonie na północ od Ławicy Stilo i do 5,0–7,0 m w rejonie Płycizny Czolpińskiej, zalegając bezpośrednio pod piaskami morskimi. Miąższość osadów zastoiskowych jest zróżnicowana. Według danych sejsmoakustycznych wynosi ona najczęściej od 5 do 10 m lokalnie dochodząc do ok. 25 m (przekroje A–B, C–D, E–F). W otworze wiertniczym WII/Ł miąższość osadów zastoiskowych wynosi 17,1 m. Osady te zalegają na glinie zwałowej. Liczne sondy osiągnęły jedynie strop osadów zastoiskowych, dlatego też charakterystyka litologiczna dotyczy głównie ich przypowierzchniowej części. Uziarnienie osadów zastoiskowych jest zróżnicowane, zależnie od rejonu występowania.

W rejonie na południowy wschód od Ławicy Słupskiej i na południowy zachód od Ławicy Stilo osady zastoiskowe w części stropowej to muły ilaste i iły muliste, laminowane, barwy brązowej i brązowszarej. W otworze wiertniczym WII/Ł występują na rzędnej od 3–4 m poniżej stropu osadów zastoiskowych, naprzemianległe laminy i warstwy iłu oraz piasku drobnoziarnistego. Warstwy i laminy są bardzo często zdeformowane postsedymentacyjnie. Zaburzenia struktur sedymentacyjnych związane są prawdopodobnie z wytapianiem brył martwego lodu pogrzebanych w osadach zastoiskowych.

W rejonie na północ od Ławicy Stilo w stropie osadów zastoiskowych występują muły ilaste, muły i muły piaszczyste laminowane, barwy brązowszarej. Skład mineralny oznaczony metodą derywatograficzną jest taki sam jak w glinach zwałowych i subakwalnych. Powszechnie występuje illit, kwarc w ilości od 40 do 65% oraz kalcyt w ilości od 7,1 do 20,5%. Obecny jest też dolomit i siarczki żelaza.

Zawartość substancji organicznej jest niska. W rejonie na południowy wschód od Ławicy Słupskiej wynosi średnio $1,6 \pm 0,2\%$ (5 analiz), na południowy zachód i

południe od Ławicy Stilo $1,4\%$ (2 analizy), na północ od Ławicy Stilo $1,2 \pm 0,2\%$ (5 analiz). Badania dyfraktometryczne frakcji ilastej ($< 0,004$ mm) wykazały ponadto występowanie chlorytu, kaolinitu i śladów skaleni. Podstawowy skład chemiczny osadów zastoiskowych jest zbliżony do składu glin zwałowych i subakwalnych (tab. 2). Podobne są również, poza wyraźną wyższą zawartością baru, zawartości metali śladowych. Średnia zawartość wynosi: Cu – 22,5 ppm, Zn – 37,5 ppm, Pb – 27,5 ppm, Ni – 75,0 ppm, Co – 12,5 ppm, Ba – 512,5 ppm, Sr – 210,0 ppm.

Piaski drobnoziarniste i muliste występują w stropowej części osadów zastoiskowych w rejonie na wschód i północny wschód od Ławicy Stilo. Zdecydowanie dominują ziarna frakcji 0,25–0,125 mm i 0,125–0,062 mm, których średnie zawartości wynoszą odpowiednio 54,6 i 36,1% (tab. 3), wysortowanie piasków jest dobre, a rozkłady wielkości ziarna są najczęściej symetryczne i dodatnioskośne oraz mezo-kurtyczne. Wśród frakcji 1,0–0,5 mm dominuje kwarc stanowiący średnio 80,7%. Udział okruchów skał krystalicznych wynosi średnio 13,7% a okruchów skał osadowych 4,8%. Stopień obtoczenia ziarn kwarcu jest słaby. Podobnie jak w glinach zwałowych i subakwalnych oraz w osadach fluwioglacjalnych dominują ziarna kanciaste i częściowo kanciaste. Licznie występują też ziarna częściowo obtoczone (tab. 5).

Zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm (tab. 6) wynosząca średnio 0,2% jest najniższa wśród osadów plejstocenijskich. Skład jakościowy mineralów ciężkich, przeciętne zawartości grup mineralów i mineralów przezroczystych są takie jak w osadach wodnolodowcowych. Piaski zastoiskowe zawierają podobnie jak osady wodnolodowcowe podwyższone zawartości chlorytów.

Skład chemiczny drobnoziarnistych piasków zastoiskowych wyróżnia się wśród osadów plejstocenijskich najwyższą zawartością SiO_2 (śr. 92,24%) i najniższymi zawartościami pozostałych składników (tab. 2). Średnie zawartości metali śladowych wynoszą (2 analizy): Cu — 3,0 ppm, Zn — 5,0 ppm, Pb — 10,0 ppm, Ni — 5,0 ppm, Co — 5,0 ppm, Ba — 30,0 ppm, Sr — 10,0 ppm.

Osady warwowe (i) występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza Łęba na północnych zboczach Rynny Słupskiej (przekrój A–B). Leżą one bezpośrednio na glinach zwałowych. Miąższość ich waha się od 3,0 do 6,0 m. W rejonie północnych zboczy osady warwowe występują na głębokości od 5,0 do 10,0 m poniżej powierzchni dna przykryte laminowanymi i homogenicznymi osadami ilastymi bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego, jeziora ancylusowego, morza litorynowego i baltica. Na powierzchni dna odsłaniają się lokalnie w dnie Rynny Słupskiej. Północna granica zasięgu osadów warwowych na północnych zboczach Rynny Słupskiej, przebiega poza granicami arkusza Łęba. Południowa granica zasięgu przebiega mniej więcej w osi dna Rynny Słupskiej, tam gdzie osady te zazębiają się z glinami subakwalnymi. Osady warwowe tworzyły się w późnym glacie, w zbiorniku przykrawędziowym poprzedzającym bałtyckie jezioro lodowe, być może również w początkach bałtyckiego jeziora lodowego.

Osady warwowe występują w postaci naprzemianległych warstewek ilastych, barwy brązowej i mulisto-piaszczystych barwy szarej i jasnoszarej. Warstwowanie jest nieregularne, miąższość warstw waha się od 1 do ok. 10 mm maksymalnie do 30–40 mm. Lokalnie wśród warw występują podobnie jak w glinach subakwalnych nieregularne czerwone i szare wkładki w formie gniazd i soczewek. Występują również nieregularne wkładki piaszczyste i pojedyncze ziarna żwiru. Cechy te

wskazują, że osady te tworzyły się w bezpośredniej bliskości krawędzi lądolodu. W składzie mineralnym osadów warwowych występuje głównie illit, kwarc i kalcyt.

Plejstocen — holocen

Baltyckie jezioro lodowe

ilty, ily muliste, muły ilaste — lodowcowomorskie — l_{mi}^{gm} PIH. Osady lodowcowomorskie występują w północnej części obszaru arkusza Łeba. W rejonie południowych zboczy i dna Rynny Słupskiej leżą bezpośrednio na powierzchni glin subakwalnych, a przykryte są tylko kilkucentymetrową warstwą osadów morza litorynowego i baltica. Strop ich ma charakter erozyjny. Południowa, erozyjna granica ich zasięgu przebiega po południowych zboczach Rynny Słupskiej, na ogół na głębokości ok. 80–85 m p.p.m., a we wschodniej części zbocza dochodzi lokalnie do 50 m p.p.m. W rejonie północnych zboczy Rynny Słupskiej osady lodowcowomorskie występują na głębokości ok. 4–6 m poniżej powierzchni dna, przykryte utworami morza yoldiowego, jeziora ancylusowego, morza litorynowego i baltica.

Powierzchnia osadów lodowcowomorskich powtarza rzeźbę podścielających je osadów warwowych, z którymi są genetycznie związane. Osady lodowcowomorskie formowane były w późnym glacie i prawdopodobnie w początkach okresu preborealnego w bałtyckim jeziorze lodowym. Miąższość tych osadów wynosi przeważnie od 2 do 3 m.

Lodowcowomorskie osady bałtyckiego jeziora lodowego reprezentowane są przez ily, ily muliste i muły ilaste w części spągowej laminowane a w części stropowej homogeniczne. Osady te mają barwę brązową i szarobrązową oraz niską zawartość substancji organicznej wynoszącą średnio 1,2%. Charakterystyczne dla tych osadów domieszki frakcji piaszczystej (2,0–0,062 mm) wynoszą średnio 4,2%, a frakcji żwirowej (64,0–2,0 mm) — 0,6%. Skład mineralny oznaczony metodą derywatograficzną dla próbek nie rozdzielonych na frakcje przedstawia się następująco: illit, kwarc, kalcyt oraz miejscami beidelit i dolomit. Kwarc występuje średnio w ilości ok. 30%. Zawartość kalcytu waha się od 0 do 17,1%.

*
*
*

Torfy i torfy piaszczyste — t_{tp} PIH występują we wschodniej części Ławicy Słupskiej zalegając w lokalnym obniżeniu stropu gliny zwałowej. Według danych sejsmoakustycznych obniżenie to ma długość ok. 500 m i głębokość do 3 m. Torfy stwierdzono w dwóch rdzeniach (14097 i 14097B) pobranych w odległości ok. 90 m jeden od drugiego. Głębokość morza w miejscu pobrania rdzeni wynosi 20,7 i 21,1 m. Miąższość torfu wynosi 15 cm w rdzeniu 14097 i 65 cm w rdzeniu 14097B. Wiek torfów określono metodą ^{14}C oraz palinologicznie. Powstawały one w okresie od 10510 BP (Gd-4187) do 8950 BP (Gd-3229) to jest w późnym glacie i w okresie preborealnym. W torfie występują przewarstwienia piasków drobnoziarnistych oraz nierozłożone fragmenty drewna. W przewarstwieńiach stwierdzono obecność muszli ślimaków i małżów. Wg J. Krzymińskiej (1987) są to: *Pisidium amnicum* (Müll),

Pisidium ponderosum (Stelf) *Valvata cristata* (Mull) i *Bithynia tentaculata*, stanowiące zespół wodny żyjący w przybrzeżnej strefie płytkiego zarastającego jeziora, zamieszkujący także rzeki.

Holocen

Piaski drobnoziarniste jeziorne — pdH_{1-2} . Związane z wyżej opisaną warstwą torfów, zalegają nad torfami wypełniając zagłębienie w powierzchni gliny zwałowej. Miąższość piasków wynosi od 1,7 m w rdzeniu 14097 do 2,90 w rdzeniu 14097B, a strop ich jest erozyjny. Barwa osadów jest jasnoszara z odcieniem zielonkawym, w całej warstwie występują nierozłożone fragmenty drewna i roślin. W górnej części warstwy dominuje frakcja 0,25–0,125 mm. Piaski są dobrze i bardzo dobrze wysortowane. Rozkłady wielkości ziarna są symetryczne, mezo i leptokurtyczne. Zmienność parametrów rozkładów wielkości ziarna przedstawia się następująco: Mz od 2,52 do 2,58 ϕ , σ_1 od 0,34 do 0,44, Sk₁ od 0,02 do 0,09, K_G od 1,01 do 1,29. W dolnej części warstwy dominuje frakcja 0,125–0,062 mm a domieszka frakcji drobniejszych od 0,062 mm dochodzi do 10%. Analizy palinologiczne wykazały, że piaski te były osadzone w okresach preborealnym i borealnym.

Drobnoziarniste piaski jeziorne odznaczają się wysoką zawartością kwarcu, wynoszącą we frakcji 1,0–0,5 mm od 88,8 do 90,0%. Udział okruchów skał krystalicznych w tej frakcji wynosi od 8,3 do 9,7%, okruchy skał osadowych i skalenie występują na ogół w ilości mniejszej niż 1–2%.

Ziarna kwarcu frakcji 0,5–0,25 mm są kanciaste i częściowo kanciaste, udział ich waha się od 46,7 do 57,0%. Również ziarna częściowo obtoczone występują liczniej niż ziarna obtoczone i dobrze obtoczone.

Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm waha się od 0,12 do 1,71%. Najliczniej występują minerały przezroczyste oraz zmienione. Wśród minerałów przezroczystych w części górnej warstwy dominują amfibole, których zawartość wynosi od 40,8 do 48,5%. Liczne są również granaty (12,5–23,1%), epidoty (6,1–7,9%), pirokseny (9,5–13,2%) oraz chloryty (10,5–22,2%). W dolnej części warstwy piasków drobnoziarnistych, wraz ze wzrostem zawartości frakcji 0,125–0,062 mm i <0,062 mm zmniejszają się zawartości amfiboli, granatów, epidoty i piroksenów, a wzrasta zdecydowanie udział chlorytów, osiągając 67,8% ilości minerałów przezroczystych. Jeziorne piaski drobnoziarniste odznaczają się zawartością kalcytu w ilości od 3,0 do 6,4%. Zawartość substancji organicznej związana jest z uziarnieniem, w części górnej warstwy wynosi ona 0,4% i wzrasta do 5,5% w części dolnej.

Morze yoldiowe i jezioro ancylusowe

ily muliste i muły ilaste morskie — $l_{m,mi}^mH_{1-2}$ powstałe w okresach preborealnym i borealnym zostały zdeponowane w morzu yoldiowym i jeziorze ancylusowym. Współcześnie występują one w północno-zachodniej części obszaru arkusza Łeba, wchodząc w skład późnoglacialno-holocenijskiej pokrywy osadowej północnego zbocza Rynny Słupskiej i zalegając zgodnie na osadach bałtyckiego jeziora lodowego. W strefie głębokości od ok. 80 do ok. 90 m występują tuż pod powierzchnią dna,

przykryte tylko kilkucentymetrową warstwą osadów morza litorynowego i baltica. Strop warstwy osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego jest na tej głębokości ścięty erozyjnie (przekrój A-B) tak, że lokalnie brak jest osadów jeziora ancylusowego (np. rdzeń 05100). Na głębokościach od ok. 80 do ok. 70 m brak jest śladów erozji w stropie opisywanej warstwy. Istnieje natomiast prawdopodobnie luka sedimentacyjna w jej spągu, gdzie osady morza yoldiowego nie występują lub osiągają bardzo małą miąższość (przekrój A-B, rdzeń 1/05).

Osady morza yoldiowego i jeziora ancylusowego reprezentowane są przez ility muliste i muły ilaste, które w odróżnieniu od osadów bałtyckiego jeziora lodowego nie zawierają domieszek frakcji żwirowych. Udział frakcji piaszczystych jest również znacznie mniejszy. Jako domieszki występują jedynie ziarna o średnicach 0,125–0,062 mm, stanowiąc średnio 1,5%. Barwa osadów jest szara i ciemnoszara, w części stropowej (osady jeziora ancylusowego) z odcieniem niebieskoszarym. Występują liczne czarne laminy i skupienia siarczków żelaza, przeważnie w części stropowej warstwy (osady jeziora ancylusowego), rzadziej w części spągowej (osady morza yoldiowego).

W składzie mineralnym osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego według analizy derywatograficznej występuje illit, kwarc i chloryty. Analiza dyfraktometryczna frakcji ilastych (<0,004 mm) wykazała ponadto występowanie skaleni. Cechami różniącymi te osady od osadów bałtyckiego jeziora lodowego są brak węglanów oraz wyższa zawartość substancji organicznej, wynosząca średnio 2,7% przy odchyleniu standardowym 0,7%.

Morze litorynowe i baltica

Osady morskie okresów atlantyckiego, subborealnego i subatlantyckiego powstały w morzu litorynowym i baltica. Występują one na całym obszarze arkusza Łeba, Słupsk, tworząc pokrywę osadową, ciągłą ale o nikłej i bardzo zróżnicowanej miąższości. Ich miąższość bowiem waha się od kilku centymetrów do kilku metrów, na dużych obszarach dna miąższość osadów jest mniejsza niż 1 m. Minimalne miąższości występują na dnie i południowych zboczach Rynny Słupskiej. Maksymalne miąższości przekraczające 2,5–3 m znajdują się na północnych zboczach Rynny Słupskiej i w rejonie Płycizny Czolpińskiej. Podobnie jak miąższość, zróżnicowane jest uziarnienie osadów. Występują tu żwiry piaszczyste, piaszki żwirowe, piaszki różnoziarniste, gruboziarniste, średnioziarniste, drobnoziarniste, piaszki muliste i piaszki ilaste, osady typu piasek-muł-żwir, muły ilaste, ility muliste. Odrębnym zagadnieniem są osady występujące na dnie i południowych zboczach Rynny Słupskiej. Występują tam piaszki ilaste, piaszki muliste, piaszki drobnoziarniste, osady typu piasek-muł-żwir i piasek-muł-żwir odznaczające się skrajną niejednorodnością uziarnienia. Osady te składają się z mieszaniny frakcji żwirowych, piaszczystych, mulistych i ilastych, a o zaliczeniu ich do jednego z wyżej wymienionych typów decyduje minimalna miejscami, względna przewaga jednej z frakcji. Ponadto tworzą one skomplikowany, mozaikowy układ przestrzenny, zalegając cienką kilku-kilkunastocentymetrową warstwą na glinach subakwalnych i osadach bałtyckiego jeziora lodowego. Dlatego też osady te połączono na mapie geologicznej w dwa wydzielenia o jednakowym symbolu — ${}_{pmz}^m H_{3-5}$. Są to: piasek-muł-żwir, piaszki muliste, piaszki

drobnoziarniste — morskie na glinach subakwalnych oraz piasek-muł-żwir, piasek-muł-żwir, piaszki ilaste, piaszki muliste, piaszki drobnoziarniste — morskie na łąkach, łąkach mulistych i mulach ilastych — lodowcowomorskich bałtyckiego jeziora lodowego. Charakterystykę litologiczną poszczególnych typów i podtypów osadów przedstawiono w tabelach 2–7, a zmienność przestrzenną poszczególnych cech litologicznych powierzchniowej warstwy osadów morza litorynowego i baltica na tablicach III–XI.

Żwiry piaszczyste morskie — ${}_{zp}^m H_{3-5}$, piaszki żwirowe morskie — ${}_{pz}^m H_{3-5}$ występują lokalnie na powierzchni dna w obrębie arkusza Łeba na głębokości od 10 do 60–70 m. Na największych obszarach dna, osady tego typu znajdują się na głębokościach 25–30 m na północny wschód od Płycizny Czolpińskiej i w północno-zachodniej części Ławicy Stilo. Występują również pospolicie w północno-wschodniej części arkusza Łeba na głębokościach od 40 do około 65 m. Na pozostałych obszarach, żwiry piaszczyste i piaszki żwirowe występują tylko w pojedynczych miejscach. Żwiry piaszczyste i piaszki żwirowe morskie występują również w spągu piasków morskich na kontakcie z gliną zwałową lub rzadziej z osadami zastoiskowymi. Miąższość morskich żwirów piaszczystych i piasków żwirowych jest mała od kilkunastu centymetrów do 0,5 m. Maksymalna miąższość według danych sejsmoakustycznych, wynosi ok. 1,5–2,0 m. W rdzeniu 05455, który nie osiągnął spągu warstwy, miąższość żwirów piaszczystych z muszlami *Macoma* i *Cardium* wynosi 0,9 m.

Żwiry piaszczyste i piaszki żwirowe charakteryzują się dużą zmiennością uziarnienia i brakiem wyraźnie dominującej frakcji. Osady te są najczęściej źle wysortowane, z polimodalną i bimodalną krzywą uziarnienia.

W składzie mineralno-petrograficznym frakcji 8,0–4,0 mm dominują okruchy skał krystalicznych, występujących średnio w ilości 61,3%, to jest blisko dwukrotnie więcej niż w glinach zwałowych i ok. 1,5 krotnie więcej niż w osadach fluwioglacjalnych (tab. 7). Wapieni paleozoicznych jest średnio 10%, czyli ponad trzykrotnie mniej niż w glinach zwałowych i osadach fluwioglacjalnych. Podobne tendencje zmian składu mineralno-petrograficznego w stosunku do osadów plejstoceniowych występują we frakcji 1,0–0,5 mm (tab. 4), gdzie zdecydowanie dominuje kwarc. Udział kwarcu wynosi średnio 83,7%, skaleni 2,9%, okruchów skał krystalicznych 11,5%. Pozostałe składniki występują w ilościach poniżej 1%. Wśród ziarn kwarcu frakcji 0,5–0,25 mm dominują ziarna częściowo obtoczone, występujące średnio w ilości 42,8%. Licznie występują też ziarna kanciaste i częściowo kanciaste stanowiąc średnio 32,7%. W stosunku do osadów plejstoceniowych (glin zwałowych, glin subakwalnych, osadów fluwioglacjalnych i zastoiskowych) udział tych ziarn jest mniejszy, wzrasta natomiast zawartość ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych.

Średnia zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 2,7% w piaskach żwirowych i 2,0% w żwirach piaszczystych. Wśród minerałów ciężkich występujących w piaskach żwirowych najliczniejsze są minerały przezroczyste (śr. 45,2%) oraz minerały nieprzezroczyste (śr. 41,5%). Minerały przezroczyste, stanowią typowy dla Bałtyku Południowego zespół w którym dominują granaty (śr. 44,4% minerałów przezroczystych) oraz amfibole (śr. 29,2%) — (tab. 6).

Piaszki różnoziarniste morskie — ${}_{pr}^m H_{3-5}$, piaszki gruboziarniste morskie — ${}_{pg}^m H_{3-5}$, piaszki średnioziarniste morskie — ${}_{ps}^m H_{3-5}$, piaszki drobnoziarniste morskie

skie — $m_{pd}H_3-5$. Piaski różno-, grubo- i średnioziarniste morskie zajmują duże obszary dna w strefie głębokości od 10–15 m do 25–30 m we wschodniej części Ławicy Słupskiej, Płycizny Czolpińskiej i Ławicy Stilo. Druga strefa występowania tych osadów rozpościera się dalej na północ na głębokościach od 35–40 m do 60–65 m. Wymienione strefy łączą się ze sobą na wysokości Ławicy Słupskiej i Stilo. Piaski drobnoziarniste występują w strefie brzegowej od 0 do 15 m oraz na północ od wschodniej części Ławicy Słupskiej i Ławicy Stilo na głębokościach od 25–30 m do 40–45 m. Oba obszary łączą się ze sobą w rejonie na północ od Łeby, pomiędzy Płycizną Czolpińską a Ławicą Stilo. Piaski drobnoziarniste zajmują też dużą powierzchnię we wschodniej części arkusza Łeba przy granicy z arkuszem Puck, rozciągając się od brzegu morza do głębokości prawie 45 m. Mniejsza strefa występowania piasków drobnoziarnistych znajduje się w górnej części południowych zboczy Rynny Słupskiej na głębokościach od 52–57 m do 65–67 m. Ponadto liczne, ale małe pola piasków drobnoziarnistych występują wśród żwirów piaszczystych, piasków żwirowych oraz piasków grubo- i średnioziarnistych. Miąższość piasków jest zróżnicowana. Na ogół jest ona mniejsza niż 2 m, a na dużych obszarach mniejsza niż 1 m. Szczególnie mała, często kilkunastocentymetrowa, miąższość piasków występuje na głębokości od 40 do 60 m. Największe miąższości piasków obserwuje się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Łeba w rejonie Płycizny Czolpińskiej.

Piaski grubo-, średnio- i drobnoziarniste morskie budujące pokrywę osadów w rejonie Płycizny Czolpińskiej, według danych sejsmoakustycznych osiągają miąższość do 5–7 m.

Piaski różnoziarniste morskie odznaczają się dużą niejednorodnością uziarnienia, co wyraża się brakiem wyraźnie dominującej frakcji, przez co są one podobne do piasków żwirowych. Wysortowanie ich jest złe, miejscami umiarkowane. Domieszka frakcji żwirowych wynosząca średnio 9,0% sprawia, że rozkłady wielkości ziarn piasków różnoziarnistych są najczęściej ujemnieskośne.

Piaski gruboziarniste morskie odznaczają się średnią zawartością frakcji 2,0–0,5 mm w ilości 55,9%, przy dominującym udziale frakcji 1,0–0,5 mm. Średnia domieszka frakcji żwirowych wynosi 7,2%, przy czym piaski gruboziarniste częściej niż piaski różnoziarniste pozbawione są tych frakcji. Wobec powyższego graficzne standardowe odchylenie średnic ziarn częściej osiąga wartości charakterystyczne dla osadów umiarkowanie wysortowanych, a rozkłady wielkości ziarna mogą być zarówno ujemnie jak i dodatnioskośne.

Piaski średnioziarniste morskie charakteryzują się występowaniem frakcji dominującej w przedziale 0,5–0,25 mm. Średni udział tej frakcji wynosi 55,3%. Wartości graficzne średniej średnicy (M_z) wahają się najczęściej w granicach od 1,1 do 1,7 ϕ . Wysortowanie jest przeważnie umiarkowane, a rozkłady wielkości ziarna symetryczne.

Piaski drobnoziarniste morskie charakteryzują się średnią zawartością frakcji określającej (0,25–0,062 mm) wynoszącą 80,9%. Zależnie od głębokości morza oraz lokalnych warunków geologicznych i rzeźby dna występuje znaczne zróżnicowanie uziarnienia wyrażające się zmianami proporcji frakcji dominujących (0,25–0,125 mm i 0,125–0,062) oraz występowaniem domieszek innych frakcji. Średnia zawartość

frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 63,8% przy zmienności od 3,1 do 95,9% a frakcji 0,125–0,062 mm — 12,1% przy zmienności od 0,1 do 90,5%. Zmienność domieszek innych frakcji przedstawia się następująco: 64,0–2,0 mm od 0,0 do 18,2%, 2,0–0,5 mm od 0,0 do 42,0%, 0,5–0,25 mm od 0,1 do 48,1%, <0,062 mm od 0,0 do 14,0%. Wysortowanie piasków drobnoziarnistych waha się od bardzo dobrego do umiarkowanego, a sporadycznie — złego. Najczęściej są to piaski dobrze wysortowane o symetrycznych i ujemnie skośnych rozkładach wielkości ziarna.

*
* * *

Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm w wyróżnionych podtypach granulometrycznych piasków morskich jest podobny (tab. 4), przy przejściu od piasków grubo- do drobnoziarnistych obserwuje się nieznaczny wzrost średniej zawartości kwarcu (od 82,3% w piaskach gruboziarnistych do 86,7% w piaskach drobnoziarnistych). Zawartość pozostałych składników ulega obniżeniu, skaleni z 5,6 do 3,3%, a okruchów skał krystalicznych z 10,5 do 8,6%. Piaski średnioziarniste zajmują pozycję pośrednią. Ziarna kwarcu, podobnie jak w piaskach żwirowych są najczęściej częściowo obtoczone. Średni udział ziarn kanciastych i częściowo kanciastych wzrasta od 27,1% w piaskach gruboziarnistych do 36,2% w piaskach drobnoziarnistych. Odwrotnie zmieniają się średnie zawartości ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych (tab. 5).

Zawartość i skład minerałów ciężkich są zróżnicowane, zależnie od uziarnienia osadów i głębokości morza. W piaskach różno-, grubo- i średnioziarnistych średnia zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm waha się od 2,1 do 2,2%, zawartość ekstremalna od 0,1 do 17,5%. Wśród minerałów ciężkich najliczniej występuje grupa minerałów przezroczystych (śr. od 50,0 do 53,4%). Wśród minerałów przezroczystych zdecydowanie dominują granaty, stanowiące średnio 39,2% w piaskach różnoziarnistych do 44,1 i 44,3% odpowiednio w piaskach średnio- i gruboziarnistych (tab. 6). Licznie występują też amfibole (śr. od 23,5 do 26,9%). Wśród grup mineralnych, poza minerałami przezroczystymi, istotny jest udział minerałów nieprzezroczystych, których średnie zawartości wynoszą od 25,7% w piaskach średnioziarnistych do 31,1% w piaskach gruboziarnistych.

W piaskach drobnoziarnistych zawartość minerałów ciężkich stanowi od 0,01 do 3,1% frakcji 0,25–0,125 mm (śr. 0,4%). Podobnie jak w pozostałych podtypach piasków dominują minerały przezroczyste, podobnie liczne są minerały nieprzezroczyste. Wśród minerałów przezroczystych najwięcej jest amfiboli. Nieco więcej niż w pozostałych piaskach jest też epidotu. Znacznie niższy natomiast jest średni udział granatów. Pozostałe minerały przezroczyste występują w podobnych ilościach jak w innych podtypach piasków. Wraz ze wzrostem głębokości morza zmniejsza się udział granatów, a wzrasta amfiboli, zwiększa się również zawartość minerałów blaszkowych, a mianowicie biotyty i chloryty.

W podstawowym składzie chemicznym wyraźnie dominuje SiO_2 . Średnie zawartości krzemionki wynoszą 90,5% w piaskach średnioziarnistych i 87,3% w piaskach drobnoziarnistych, a Al_2O_3 odpowiednio 2,8 i 4,0% (tab. 2).

W piaskach drobnoziarnistych morskich średnie zawartości pierwiastków wynoszą: Cu — 2,0 ppm, Pb — 16,0 ppm, Ba — 10,0 ppm, Sr — 8,0 ppm, cynk, nikiel i

Redaktor Janina Zajęc

Akceptował do druku dn. 7.VIII.1991 r.
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
Prof. dr hab. Krzysztof Jaworowski

Państwowy Instytut Geologiczny
Archiwum w Sopocie
Nr inw. M-510

Opracowała w redakcji komputerowej
Zakładu Publikacji PIG - mgr Barbara Dąbrowska

Oddano do redakcji komputerowej dn. 10.VI.1991 r.

Druk ARGRAF. Zlecenie nr 34/91. Objętość 7,1 ark. wyd. Nakład 200 + 50 egz.

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Batymetria i geomorfologia	6
Batymetria	6
Geomorfologia	7
Formy pochodzenia morskiego	7
Formy pochodzenia lądowego	9
Obszar rzeźby poligenetycznej	10
Charakterystyka geologiczna	11
Uwagi ogólne	11
Stratygrafia i litologia	14
Sylur	14
Trzeciorzęd	14
Czwartorzęd	15
Plejstocen	15
Plejstocen — holocen	32
Holocen	33
Rozwój budowy geologicznej	41
Charakterystyka geologiczno-surowcowa	49
Podsumowanie	50
Literatura	51

skie — $m_{pd}H_3-5$. Piaski różno-, grubo- i średnioziarniste morskie zajmują duże obszary dna w strefie głębokości od 10–15 m do 25–30 m we wschodniej części Ławicy Słupskiej, Płycizny Czolpińskiej i Ławicy Stilo. Druga strefa występowania tych osadów rozpościera się dalej na północ na głębokościach od 35–40 m do 60–65 m. Wymienione strefy łączą się ze sobą na wysokości Ławicy Słupskiej i Stilo. Piaski drobnoziarniste występują w strefie brzegowej od 0 do 15 m oraz na północ od wschodniej części Ławicy Słupskiej i Ławicy Stilo na głębokościach od 25–30 m do 40–45 m. Oba obszary łączą się ze sobą w rejonie na północ od Łeby, pomiędzy Płycizną Czolpińską a Ławicą Stilo. Piaski drobnoziarniste zajmują też dużą powierzchnię we wschodniej części arkusza Łeba przy granicy z arkuszem Puck, rozciągając się od brzegu morza do głębokości prawie 45 m. Mniejsza strefa występowania piasków drobnoziarnistych znajduje się w górnej części południowych zboczy Rynny Słupskiej na głębokościach od 52–57 m do 65–67 m. Ponadto liczne, ale małe pola piasków drobnoziarnistych występują wśród żwirów piaszczystych, piasków żwirowych oraz piasków grubo- i średnioziarnistych. Miąższość piasków jest zróżnicowana. Na ogół jest ona mniejsza niż 2 m, a na dużych obszarach mniejsza niż 1 m. Szczególnie mała, często kilkunastocentymetrowa, miąższość piasków występuje na głębokości od 40 do 60 m. Największe miąższości piasków obserwuje się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Łeba w rejonie Płycizny Czolpińskiej.

Piaski grubo-, średnio- i drobnoziarniste morskie budujące pokrywę osadów w rejonie Płycizny Czolpińskiej, według danych sejsmoakustycznych osiągają miąższość do 5–7 m.

Piaski różnoziarniste morskie odznaczają się dużą niejednorodnością uziarnienia, co wyraża się brakiem wyraźnie dominującej frakcji, przez co są one podobne do piasków żwirowych. Wysortowanie ich jest złe, miejscami umiarkowane. Domieszka frakcji żwirowych wynosząca średnio 9,0% sprawia, że rozkłady wielkości ziarn piasków różnoziarnistych są najczęściej ujemnieskośne.

Piaski gruboziarniste morskie odznaczają się średnią zawartością frakcji 2,0–0,5 mm w ilości 55,9%, przy dominującym udziale frakcji 1,0–0,5 mm. Średnia domieszka frakcji żwirowych wynosi 7,2%, przy czym piaski gruboziarniste częściej niż piaski różnoziarniste pozbawione są tych frakcji. Wobec powyższego graficzne standardowe odchylenie średnic ziarn częściej osiąga wartości charakterystyczne dla osadów umiarkowanie wysortowanych, a rozkłady wielkości ziarna mogą być zarówno ujemnie jak i dodatnioskośne.

Piaski średnioziarniste morskie charakteryzują się występowaniem frakcji dominującej w przedziale 0,5–0,25 mm. Średni udział tej frakcji wynosi 55,3%. Wartości graficzne średniej średnicy (M_z) wahają się najczęściej w granicach od 1,1 do 1,7 ϕ . Wysortowanie jest przeważnie umiarkowane, a rozkłady wielkości ziarna symetryczne.

Piaski drobnoziarniste morskie charakteryzują się średnią zawartością frakcji określającej (0,25–0,062 mm) wynoszącą 80,9%. Zależnie od głębokości morza oraz lokalnych warunków geologicznych i rzeźby dna występuje znaczne zróżnicowanie uziarnienia wyrażające się zmianami proporcji frakcji dominujących (0,25–0,125 mm i 0,125–0,062) oraz występowaniem domieszek innych frakcji. Średnia zawartość

frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 63,8% przy zmienności od 3,1 do 95,9% a frakcji 0,125–0,062 mm — 12,1% przy zmienności od 0,1 do 90,5%. Zmienność domieszek innych frakcji przedstawia się następująco: 64,0–2,0 mm od 0,0 do 18,2%, 2,0–0,5 mm od 0,0 do 42,0%, 0,5–0,25 mm od 0,1 do 48,1%, <0,062 mm od 0,0 do 14,0%. Wysortowanie piasków drobnoziarnistych waha się od bardzo dobrego do umiarkowanego, a sporadycznie — złego. Najczęściej są to piaski dobrze wysortowane o symetrycznych i ujemnie skośnych rozkładach wielkości ziarna.

Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm w wyróżnionych podtypach granulometrycznych piasków morskich jest podobny (tab. 4), przy przejściu od piasków grubo- do drobnoziarnistych obserwuje się nieznaczny wzrost średniej zawartości kwarcu (od 82,3% w piaskach gruboziarnistych do 86,7% w piaskach drobnoziarnistych). Zawartość pozostałych składników ulega obniżeniu, skaleni z 5,6 do 3,3%, a okruszków skał krystalicznych z 10,5 do 8,6%. Piaski średnioziarniste zajmują pozycję pośrednią. Ziarna kwarcu, podobnie jak w piaskach żwirowych są najczęściej częściowo obtoczone. Średni udział ziarn kanciastych i częściowo kanciastych wzrasta od 27,1% w piaskach gruboziarnistych do 36,2% w piaskach drobnoziarnistych. Odwrotnie zmieniają się średnie zawartości ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych (tab. 5).

Zawartość i skład minerałów ciężkich są zróżnicowane, zależnie od uziarnienia osadów i głębokości morza. W piaskach różno-, grubo- i średnioziarnistych średnia zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm waha się od 2,1 do 2,2%, zawartość ekstremalna od 0,1 do 17,5%. Wśród minerałów ciężkich najliczniej występuje grupa minerałów przezroczystych (śr. od 50,0 do 53,4%). Wśród minerałów przezroczystych zdecydowanie dominują granaty, stanowiące średnio 39,2% w piaskach różnoziarnistych do 44,1 i 44,3% odpowiednio w piaskach średnio- i gruboziarnistych (tab. 6). Licznie występują też amfibole (śr. od 23,5 do 26,9%). Wśród grup mineralnych, poza minerałami przezroczystymi, istotny jest udział minerałów nieprzezroczystych, których średnie zawartości wynoszą od 25,7% w piaskach średnioziarnistych do 31,1% w piaskach gruboziarnistych.

W piaskach drobnoziarnistych zawartość minerałów ciężkich stanowi od 0,01 do 3,1% frakcji 0,25–0,125 mm (śr. 0,4%). Podobnie jak w pozostałych podtypach piasków dominują minerały przezroczyste, podobnie liczne są minerały nieprzezroczyste. Wśród minerałów przezroczystych najwięcej jest amfiboli. Nieco więcej niż w pozostałych piaskach jest też epidotu. Znacznie niższy natomiast jest średni udział granatów. Pozostałe minerały przezroczyste występują w podobnych ilościach jak w innych podtypach piasków. Wraz ze wzrostem głębokości morza zmniejsza się udział granatów, a wzrasta amfiboli, zwiększa się również zawartość minerałów blaszkowych, a mianowicie biotyty i chloryty.

W podstawowym składzie chemicznym wyraźnie dominuje SiO_2 . Średnie zawartości krzemionki wynoszą 90,5% w piaskach średnioziarnistych i 87,3% w piaskach drobnoziarnistych, a Al_2O_3 odpowiednio 2,8 i 4,0% (tab. 2).

W piaskach drobnoziarnistych morskich średnie zawartości pierwiastków wynoszą: Cu — 2,0 ppm, Pb — 16,0 ppm, Ba — 10,0 ppm, Sr — 8,0 ppm, cynk, nikiel i

nej części obszaru arkusza Łeba, w obrębie Rynny Słupskiej. Zajmują one niewielkie powierzchnie zagłębienia podłoża. Osady te o miąższości na ogół nie przekraczającej 20–30 cm leżą na łąkach mulistych i mułach ilastych morza yoldiowego i jeziora ancylusowego. Lokalnie (rdzeń 12625) osiągają miąższość do 0,5 m przechodząc w osady typu piasek–muł–ił.

Osady typu piasek–muł–ił, muły ilaste i ły muliste występują w północno-zachodniej części obszaru, na północnych zboczach Rynny Słupskiej. Muły ilaste leżą na północnych zboczach Rynny Słupskiej do głębokości ok. 77–82 m. Poniżej, do głębokości ok. 85–90 m, leżą osady typu piasek–muł–ił. ły muliste występują lokalnie, na pograniczu mułów ilastych i osadów typu piasek–muł–ił. Miąższość mułów ilastych waha się od ok. 1,5–2,0 do ok. 2,5–3,0 m. Miąższość osadów typu piasek–muł–ił maleje od około 1,5–1,0 m do kilku centymetrów na dnie Rynny Słupskiej.

Piaski muliste, piaski ilaste, osady typu piasek–muł–ił, muły ilaste i ły muliste — morskie odznaczają się barwą szarą z wyraźnym oliwkowoszarym odcieniem. Wszystkie wymienione typy granulometryczne leżą niezgodnie na osadach morza yoldiowego i jeziora ancylusowego wypełniając zagłębienia podłoża. Średnie rozkłady wielkości ziarna i odchylenia standardowe zawartości poszczególnych frakcji przedstawia tab. 3. Średnie wartości i odchylenia standardowe wartości i centyla i mediany dla poszczególnych typów granulometrycznych osadów przedstawiają się następująco:

piasek–muł–ił	1,57 ± 0,98 φ	4,45 ± 0,71 φ
muł ilasty	3,50 ± 0,17 φ	6,84 ± 0,65 φ
ił mulisty	3,28 ± 0,39 φ	7,65 ± 0,34 φ

Piaski muliste, piaski ilaste i piasek–muł–ił, podobnie jak inne osady morskie, odznaczają się wysoką zawartością kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm (tab. 4), różnią się natomiast nieco wyższymi zawartościami okruchów skał osadowych. Ziarna kwarcu są najczęściej częściowo obtoczone, a ziarna kanciaste i częściowo kanciaste są liczniejsze od ziarn obtoczonych i dobrze obtoczonych.

Minerały ciężkie stanowią średnio w piaskach ilastych 0,35% frakcji 0,25–0,125 mm, a w osadach typu piasek–muł–ił 0,44%. W składzie minerałów ciężkich, obok minerałów przezroczystych, występuje też dużo minerałów zmienionych. Wśród minerałów przezroczystych najliczniej występują amfibole, stanowiąc średnio 29,4%. Liczne są również minerały blaszkowe (biotyt chloryt), których suma średnio wynosi 27,5%. Ponadto istotny jest udział granatów (śr. 16,0%), piroksenów (śr. 15,5%) oraz epidotu (śr. 6,1%).

Skład mineralny piasków mulistych, piasków ilastych, osadów typu piasek–muł–ił, mułów ilastych i łów mulistych określony na podstawie analiz derywatograficznych i dyfraktometrycznych jest podobny, powszechnie występuje illit, kwarc i chloryt. Po przejściu od piasków mulistych do łów mulistych maleje udział kwarcu, a wzrasta illitu. W osadach typu piasek–muł–ił kwarc stanowi średnio do 72%, w mułach ilastych do 54% a w łąkach mulistych do 47%. Istotnym składnikiem osadów typu piasek–muł–ił, mułów ilastych i łów mulistych jest substancja organiczna. Wartości średnie i odchylenia standardowe zawartości substancji organicznych wynoszą: 2,69% ± 0,94 dla osadów typu piasek–muł–ił (7 analiz) i 5,00% ± 0,42 dla mułów

ilastych i łów mulistych (6 analiz). W podstawowym składzie chemicznym osadów omawianych typów granulometrycznych dominuje krzemionka, występująca średnio w ilości od 66,3% w łąkach mulistych do 78,9% w osadach typu piasek–muł–ił. Odwrotne tendencje zmian wykazują tlenki glinu, tytanu, żelaza, magnezu, potasu, sodu i siarki. Zawartości tlenków manganu, wapnia i fosforu nie wykazują zależności od uziarnienia. Podobne tendencje zmian obserwuje się w przypadku metali występujących w ilościach śladowych.

W osadach typu piasek–muł–ił ich średnie zawartości przedstawiają się następująco (analiza 2 próbek): Cu — 5 ppm, Zn — 55 ppm, Pb — 25 ppm, Ni — 45 ppm, Co — 25 ppm, Ba — 325 ppm, Sr — 30 ppm. Muły ilaste i ły muliste charakteryzują się na ogół nieco wyższymi średnimi zawartościami tych metali, a mianowicie (analiza 4 próbek): Cu — 30 ppm, Zn — 55 ppm, Pb — 27,5 ppm, Ni — 52,5 ppm, Co — 36,5 ppm, Ba — 387,0 ppm, Sr — 35,0 ppm.

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozpoznanie budowy geologicznej w obrębie arkusza Łeba, Słupsk przedstawione w poprzednich rozdziałach umożliwia odtworzenie procesów, jakie zachodziły w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Stopień poznania osadów, ich dokładnego wieku, genezy i rozprzestrzenienia jest różny, a tym samym różne są możliwości interpretacji rozwoju geologicznego obszaru badań. Najstabilniej poznany jest okres trzeciorzędu i plejstocenu, nieco lepiej schyłek plejstocenu i dolny holocen, a najlepiej holocen środkowy i górny — okresy atlantycki, subborealny i subatlantycki.

Udokumentowane metodami sejsmoakustycznymi i wierceniami osady eoceńskie z bogatą mikrofauną otwornic świadczą, że na obszarze całego arkusza Łeba istniało wówczas morze. Morze to istniało również prawdopodobnie w oligocenie, jak można sądzić na podstawie osadów zachowanych na przyległym lądzie (W. Morawski, 1986; S. Skompski, 1982). Morza trzeciorzędowe pozostawiły osady ilasto–płaszczyste o znacznych miąższościach. Strop morskich osadów trzeciorzędowych jest erozyjny, w związku z czym nieznaną jest ich pierwotna miąższość. Zachowane osady eoceńskie osiągają miąższość do 60 m.

Procesy erozji i denudacji, niszczące morskie osady eoceńskie i oligoceńskie, zapoczątkowane zostały w neogenie, kiedy to na obszarze Bałtyku Południowego istniały warunki lądowe (W. Gudelis, J. Jemieljanow, 1982). Zasadnicze przeobrażenia powierzchni osadów trzeciorzędowych zaszły w plejstocenie w czasie kolejnych zlodowaceń. Procesy egzaracyjne najwyraźniej zaznaczyły się w rejonie Rynny Słupskiej. Egzaracyjnego pochodzenia jest przypuszczalnie południowe zbocze Rynny Słupskiej o wysokości względnej do 40 m. W Rynnie Słupskiej osady starszych zlodowaceń występują prawdopodobnie w formie niewielkich izolowanych płatów o małej miąższości. Bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych leżą na ogół osady zlodowacenia północnopolskiego.

Wyraźne ślady egzaracji powierzchni podczwartorzędowej widoczne na profilach sejsmoakustycznych, zaburzenia glacydynamiczne osadów trzeciorzędowych (otwór wiertn. W1/t) oraz mała miąższość osadów plejstocenijskich, reprezentowanych prawie wyłącznie przez gliny subakwalne zdeponowane u schyłku ostatniego

złodowacenia wskazują, że w rejonie Rynny Słupskiej zdecydowanie przeważały procesy egzaracji nad działalnością akumulacyjną lądolodu.

Procesy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej przeważały w południowych częściach obszaru, położonych płycej niż 55–50 m. Zachowały się tutaj gliny zwalowe, zapewne złodowacenia środkowopolskiego (R. Kramarska i in., 1990; J. E. Mojski, 1990), oraz lokalnie gliny i osady wodnolodowcowe złodowacenia północnopolskiego. Prawdopodobne jest również, że w południowej części, przy występujących tam dużych miąższościach osadów plejstoceniowych (przekroje A–B i E–F) w ich spągu mogły zachować się osady złodowacenia południowopolskiego. Osady tego wieku stwierdzono w strefie brzegowej przyległego lądu (S. Ostaficzuk i in., 1978; S. Skompski, 1982). Dokładne odtworzenie zdarzeń jakie miały miejsce w plejstocenie nie jest możliwe. Wynika to ze znacznego zniszczenia osadów poszczególnych złodowaceń i interglacjalów przez powtarzające się procesy egzaracji, erozji i denudacji. Dużą, niedocenioną jak dotąd rolę, odegrały też prawdopodobnie procesy abrazji w czasie transgresji mórz interglacjalnych. Również brak otworów wiertniczych osiagających spąg osadów plejstoceniowych, uniemożliwia określenie wieku poszczególnych serii glin zwalowych rysujących się na profilach sejsmoakustycznych.

Znacznie lepsze podstawy ma interpretacja procesów zachodzących podczas ostatniej deglacjacji. W czasie wycofywania się lądolodu z pozycji moren gardzieńskich na przedpolu zachodziły intensywne procesy erozji. Wody roztopowe odpływały tzw. pradoliną nadmorską, która istniała najprawdopodobniej w rejonie dzisiejszej linii brzegowej (S. Skompski, 1982, 1985) oraz w miarę zaniku lądolodu prawdopodobnie również skomplikowanym systemem dolin marginalnych położonych dalej na północ w obrębie dzisiejszego dna morskiego. Wody te niszczyły gliny złodowacenia północnopolskiego a następnie częściowo zapełniały doliny marginalne piaskami i żwirami wodnolodowcowymi i rzeczno-jeziornymi. Brak glin zwalowych złodowacenia północnopolskiego oraz występowanie piasków i żwirów wodnolodowcowych, rzecznych i rzeczno-jeziornych w strefie nadmorskiej arkuszy Choczewo i Łeba, Szczegółowej mapy geologicznej Polski, stwierdzili S. Skompski (1982, 1985) i W. Morawski (1986). Deglacjacja miała prawdopodobnie przebieg podobny jak na przyległym obszarze Pobrzeża Pomorskiego. Według A. Marsza (1984) była to deglacjacja związana ze stagnującym i martwym lodem, gdzie dużą rolę odgrywało rozcinanie strefy krawędziowej wodami roztopowymi. Pozostawały rozległe płyty martwego lodu, a odpływ wód odbywał się dolinami marginalnymi tworzącymi zawiłą sieć pradoliną. W takich warunkach powstawała głównie morena denna. Formy czołowomorenowe, o ile powstawały, były nieliczne. Pozostałością moren czołowych są głązy występujące w rejonie Ławicy Stilo oraz na zachód od granic arkusza Łeba, na Ławicy Słupskiej. Z okresu deglacjacji pozostawały ślady postoju czoła krawędzi lądolodu, w rejonie Ławicy Słupskiej. Wówczas to mogło nastąpić podniesienie poziomu wód w zbiornikach przykrawędziowych istniejących w południowych częściach Basenów Gdańskiego i Bornholmskiego, co spowodowało ich połączenie się i powstanie zastoiska również na obszarze na południe od Ławicy Słupskiej i w rejonie Ławicy Stilo. Osady zastoiskowe stwierdzono w południowej części obszaru arkusza Łeba oraz południowej części przyległych arkuszy: Ławica Słupska i Puck. Zastoisko to rozciągało się na zachód, od zachodnich krańców Ławicy Słupskiej po rejon Jez. Wicko oraz Ustki, a na wschodzie po okolice

Rozewia. W obrębie arkusza Łeba zastoisko zajmowało obszary na południowy wschód od Ławicy Słupskiej oraz na północ i południe od Ławicy Stilo.

Strop osadów zastoiskowych występuje współcześnie od głębokości około 40 m p.p.m. w rejonie na północ od Ławicy Stilo do 15 m p.p.m. w rejonie Płycizny Czolpińskiej. Ławica Stilo była wówczas prawdopodobnie wyspą w obrębie zastoiska, lub była tylko nieznacznie przykryta jego wodami. Od południa zastoisko nie wkraczało na obszar dzisiejszego lądu. Osadów zastoiskowych na Ławicy Stilo nie stwierdzono. Również na przyległym lądzie brak osadów zastoiskowych, które można by korelować z występującymi w dnie morskim. W zastoisku tym zdeponowane zostały duże ilości materiału ilastego i piaszczystego. Sedymentacja zachodziła najprawdopodobniej w obecności licznych płatów martwego lodu zalegającego na dnie zastoiska. Świadczą o tym liczne postsedymentacyjne struktury deformacyjne, widoczne zarówno na profilach sejsmoakustycznych, jak i w profilu wiertniczym WII/Ł. W Basenie Gdańskim i Bornholmskim, w tym samym czasie zdeponowane były osady warwowe. Po wycofaniu się czoła lądolodu z linii moren Ławicy Słupskiej i obniżeniu poziomu wód w zbiornikach przykrawędziowych wody zastoiska spłynęły bądź w kierunku Basenu Bornholmskiego, bądź Gdańskiego. Obniżenia dolinne w stropie gliny zwalowej umożliwiały odpływ w obu kierunkach, natomiast brak dotąd danych, który z tych basenów pierwszy został uwolniony z pokrywy lodowej. W czasie ostatniej deglacjacji, przy jej arealnym na ogół charakterze, tworzyły się tylko lokalnie niewielkie powierzchnie sandrowe. Największy zachowany sandr znajduje się na północno-wschodniej stronie Ławicy Słupskiej.

Po połączeniu się przez Rynną Słupską zastoisk Basenów Gdańskiego i Bornholmskiego zanik pokrywy lodowej na obszarze północnej części arkusza Łeba, w rejonie Rynny Słupskiej, odbywał się w warunkach subakwalnych. Bryły martwego lodu, zalegające w Rynnie Słupskiej, wytapiając się pod wodą pozostawiły po sobie najmłodsze gliny subakwalne. W tym samym czasie w rejonie Rynny Słupskiej, gdzie nie było płatów martwego lodu, powstawały na dnie osady warwowe. Duża i zmienna miąższość warw, ich nieregularny i często zaburzony układ oraz domieszki piaski i żwiru wskazują, że powstawały one w bezpośredniej bliskości lądolodu. Zasięg i poziom wód w zastoisku Rynny Słupskiej ulegał prawdopodobnie dużym wahaniom, a ich maksymalny zasięg w kierunku południowym przekraczał izobatę 60 m p.p.m.

Erozja glin subakwalnych związana jest prawdopodobnie z transgresją bałtyckiego jeziora lodowego. Topniejący lądolód dostarczał dużych ilości zawiesiny zdeponowanej na glinach subakwalnych i osadach warwowych. Osady te są laminowane, a w górnych partiach homogeniczne. Zawierają domieszki materiału piaszczystego i żwirowego dostarczonego przez pływające lody.

Maksymalny zasięg bałtyckiego jeziora lodowego na obszarze arkusza Łeba nie jest znany. Procesy abrazji zachodzące w późniejszych etapach rozwoju Bałtyku w dużej mierze zniszczyły osady bałtyckiego jeziora lodowego. Osady te od północy przedłużają się poza obręb arkusza, a od południa granice ich są erozyjne; maksymalnie osiagają izobatę 50 m. Należy sądzić, że pierwotnie, podobnie jak w Basenie Bornholmskim mogły występować do izobaty ok. 35 m (Sz. Uścińowicz, 1989; R. Kramarska, w druku). Istnienie bałtyckiego jeziora lodowego kończy regresja, której początek wg H. Ignatiusa i in. (fide A. Voipio, 1981) miał miejsce około 8213 lat BC (tj. około 10163 BP). Zasięg regresji bałtyckiego jeziora lodowego oraz przebieg procesów erozji i sedymentacji w morzu yoldiowym i jeziorze ancylusowym jest słabo

udokumentowany. Sądząc po zachowanej pierwotnej urozmaiconej rzeźbie powierzchni glin subakwalnych poziom bałtyckiego jeziora lodowego w czasie regresji nie obniżył się poniżej dzisiejszej izobaty 60 m. Możliwe, że poziom ten jest wspólny dla początkowej i końcowej fazy bałtyckiego jeziora lodowego, podobnie jak ma to miejsce w Basenie Bornholmskim (Sz. Uścińowicz, 1990).

Osady wieku preborealnego i borealnego, które można wiązać z morzem yoldiowym i jeziorem ancylusowym, zachowały się na północno-zachodnim zboczu Rynny Słupskiej, przekraczając północne granice obszaru arkusza. Na południu strop tych osadów położony jest na głębokości około 80–90 m i ścięty erozyjnie. Można przypuszczać, że pierwotnie osady te pokrywały również dno Rynny Słupskiej. Sedymentacja osadów morza yoldiowego i jeziora ancylusowego zachodziła w bardziej jednorodnych warunkach niż w bałtyckim jeziorze lodowym. Osady z tego okresu są na ogół homogeniczne, a wzrost zawartości substancji organicznej wskazuje na bujniejsze życie organiczne.

W miarę postępu deglacji uwolnione spod lądolodu obszary rozwijały się w warunkach lądowych. Procesy wytapiania się brył martwego lodu, jakie zachodziły prawdopodobnie jeszcze na przełomie młodszego dryasu i okresu preborealnego (A. Marsz 1984) oraz procesy erozji i denudacji przekształcają rzeźbę polodowcową. Duże znaczenie miała przypuszczalnie w tym okresie erozja w dolinach odprowadzających wody z zastoiska w południowej części obszaru badań oraz w okresie późniejszym — w dolinach rzek. Osady zlodowacenia północnopolskiego mogły wówczas ulec lokalnemu rozmyciu tak, że następnie po zaniku procesów erozji akumulacja osadów biogenicznych mogła zachodzić bezpośrednio na glinach zlodowacenia środkowopolskiego (np. rdzeń 14097). Osady biogeniczne gromadziły się prawdopodobnie również w rozległych jeziorzyskach pozostałych w obniżeniach terenu po zaniku zastoiska w rejonie na południe od Ławic Słupskiej i Stilo.

Obszary położone pomiędzy Rynną Słupską a Ławicami Słupską i Stilo rozwijały się na zmianę w warunkach lądowych i morskich, zależnie od transgresji i regresji bałtyckiego jeziora lodowego, morza yoldiowego i jeziora ancylusowego. Procesy abrazji zachodzące wówczas w strefie brzegowej doprowadziły do zniszczenia większości osadów zlodowacenia północnopolskiego i utworzenia na znacznych powierzchniach równin abrazyjnych i abrazyjno-akumulacyjnych. Na podstawie zebranych materiałów nie udało się dokładnie odtworzyć zasięgu zbiorników wodnych poprzedzających powstanie morza litorynowego.

Jak wynika z analiz palinologicznych, okrzemkowych i litologicznych rdzenia 1/05 pobranego z północnych zboczy Rynny Słupskiej istnieje niezgodność granic pomiędzy okresem borealnym i atlantyckim, a fazami rozwojowymi Morza Bałtyckiego, jeziorem ancylusowym i morzem litorynowym. Zmiany klimatyczne wyprzedziły zmiany warunków hydrologicznych. Z początkiem okresu atlantyckiego w rejonie Rynny Słupskiej istniał jeszcze zbiornik o charakterze słodkowodnym. Z chwilą połączenia się jeziora ancylusowego z oceanem przez Cieśniny Duńskie i powstaniem morza litorynowego, w Rynnie Słupskiej pojawiły się stosunkowo silne prądy przydenne, które doprowadziły do częściowego rozmycia osadów wcześniejszych faz rozwojowych (tj. jeziora ancylusowego, morza yoldiowego i bałtyckiego jeziora lodowego) oraz częściowo glin subakwalnych. Procesy erozji najintensywniej zaznaczyły się na południowych zboczach i w osi Rynny Słupskiej. Na zboczach północnych zachowana została ciągłość sedymentacji (przekrój A–B, rdzeń 1/05).

Transgresja morza litorynowego w okresie atlantyckim spowodowała zatopienie Ławic Słupskiej i Stilo oraz obszarów położonych na południe od nich. W strefie brzegowej transgredującego morza zachodziły wówczas intensywne procesy abrazji, niszczące głównie osady zlodowacenia północnopolskiego oraz osady dolnoholoceńskie powstałe w środowiskach lądowych. W początkach transgresji litorynowej powstały prawdopodobnie tarasy abrazyjne na południowych zboczach Ławicy Słupskiej, położone obecnie na głębokości około 25–22 m p.p.m. oraz wały piaszczyste będące prawdopodobnie relikami mierzei. Z transgresją litorynową należy też wiązać powstanie miąższej pokrywy osadowej Płycizny Czolpińskiej, która zbudowana została przez rozmywane, redeponowane piaski wodnolodowcowe i rzeczne wypełniające doliny marginalne, które istniały w rejonie dzisiejszej strefy brzegowej. Wskazuje na to budowa geologiczna przyległych obszarów lądowych (L. Bohdziewicz i in., 1979; W. Morawski, 1986). Fakt ten oraz występowanie w podłożu osadów zastoiiskowych nie potwierdzają koncepcji B. Rosy (1967), że Płycizna Czolpińska jest wysoczyzną morenową. Piaski Płycizny Czolpińskiej o miąższości do 8 m budują w południowo-zachodnim obszarze arkusza Łeba, południowe zbocza obniżenia dna, nazywanego dotąd za B. Rosą (1967, 1987) pradoliną słupską. Zbocza północne tego obniżenia wycięte są w glinie zwałowej. Obniżenie to, jak wynika z różnej budowy, genezy i wieku zboczy południowych i północnych, nie jest pradoliną. Dolina i doliny marginalne, które prawdopodobnie występowały w tym rejonie w okresie deglacji zostały zamaskowane przez osady zastoiiskowe.

W czasie transgresji morza litorynowego powstały zasadnicze rysy rzeźby dna. W okresach subborealnym i subatlantyckim, w morzu bałtyka (sensu R. Kotliński, 1989), będącym współczesnym etapem rozwoju Morza Bałtyckiego, zachodzą procesy abrazji, redepozycji i akumulacji będące kontynuacją procesów zapoczątkowanych w czasie transgresji morza litorynowego. Rozmieszczenie obszarów i stref sedymentacyjnych przedstawiono na mapie litodynamicznej sporządzonej na podstawie analizy zespołu cech litologicznych osadów. W najogólniejszym zarysie uzyskany obraz wykazuje zwłazki z głębokością morza i dużymi elementami rzeźby dna oraz ich ekspozycją w stosunku do przeważających zachodnich i południowo-zachodnich kierunków fal i prądów. Stała stratyfikacja gęstościowa mas wodnych warunkuje występowanie dwóch odrębnych subsrodowisk sedymentacji: obszaru płytkomorskiego i głębokomorskiego. Granicę obszarów wyznacza górny zasięg piknokliny występujący w rejonie Rynny Słupskiej przeciętnie na głębokości około 50–60 m. Osady obszaru płytkomorskiego odznaczają się zawartością frakcji mulistych i ilastych (<0,062 mm) mniejszą niż 10%, a osady obszaru głębokomorskiego większą niż 10%.

Obszar płytkomorski

Wyróżniono tu następujące strefy sedymentacyjne:

- strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych,
- strefa redepozycji piasków głównie drobnoziarnistych,
- strefa o przewadze redepozycji osadów piaszczystych (głównie piasków średnio- i gruboziarnistych),
- strefa o przewadze abrazji osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych.

Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych występuje we wszystkich większych obniżeniach dna w obszarze płytkomorskim z reguły na głębokościach większych niż zasięg oddziaływania fal sztormowych. Największe powierzchnie dna strefa ta zajmuje w środkowych częściach arkusza Łeba, na głębokościach od 25 do 50 m. Zlokalizowana jest w rozległych nieckowatych obniżeniach dna na wschód od stref abrazji. Piaski drobnoziarniste deponowane w tej strefie odznaczają się podobnie jak piaski redeponowane na podwodnym skłonie brzegowym wartościami graficznej średniej średnicy ziarn (M_z) od 2 do 3 φ oraz dobrym i bardzo dobrym wysortowaniem. Według diagramu C–M należą najczęściej do typu V. Występując miejscami w pobliżu stref abrazji i redepozycji osadów, zawierają niewielkie domieszki ziarn większych niż 1 mm, przez co należą do typów I i II. Minerale ciężkie stanowią z reguły mniej niż 0,5% frakcji 0,25–0,125 mm. Podobnie niski, nie przekraczający wartości 0,5, jest stosunek granatów do amfiboli.

Piaski drobnoziarniste deponowane z dala od brzegu odznaczają się podwyższoną zawartością kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu, przekraczającą 40%, a dochodzącą maksymalnie do 88,3%. W opisywanych strefach dominuje proces depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych, które po wydostaniu się ze strefy brzegowej i długotrwałym i wielokrotnym transporcie przez strefy abrazji i redepozycji wydostały się poza zasięg przeciętnych fal sztormowych. Depozycja piasków drobnoziarnistych w obrębie arkusza Łeba nie tworzy jednej szerokiej strefy, jak ma to miejsce na przykład w Basenie Bornholmskim (Z. Jurowska, R. Kramarska, 1990; Sz. Uścińowicz, 1989; M. Michałowska, R. Pikies, 1990), ale system izolowanych pułapek sedymentacyjnych, którymi są nieznaczne nawet ale rozległe obniżenia dna, osłonięte od przeważających prądów zachodnich poлогіmi rozległymi grzbietami. Sytuacja taka wynika prawdopodobnie zarówno z większego urozmaicenia morfologicznego dna, jak i na skutek większej niż w rejonie Basenu Bornholmskiego aktywności hydrodynamicznej przydennych mas wodnych. Jak wynika z analizy pól falowania sztormowego (Cz. Paszkiewicz, 1983) w obszarze arkusza Łeba, zwłaszcza przy przeważających zachodnich wiatrach, występują większe fale niż w południowej części Basenu Bornholmskiego.

Strefa redepozycji piasków głównie drobnoziarnistych występuje na plaży i podwodnym skłonie brzegowym do głębokości 10–15 m. Piaski drobnoziarniste występujące w tej strefie odznaczają się wartościami M_z od 2 do 3 φ oraz dobrym i bardzo dobrym wysortowaniem ($\sigma_1 < 0,5$). Według diagramu C–M są to osady typu V, lokalnie IV. Zawartość mineralów ciężkich jest mniejsza niż 0,5% a często niż 0,1%. Również stosunek granatów do amfiboli jest niski i nie przekracza wartości 0,5.

Piaski drobnoziarniste występujące na podwodnym skłonie brzegowym formowane są pod wpływem fal przyboju i są one wyjątkowo często redeponowane. Piaski te transportowane głównie wzdłuż brzegu od rejonów rozmywania brzegu i podwodnego skłonu brzegowego, wydostają się zarówno na plażę jak i w głębsze obszary morza, poza podwodny skłon brzegowy. Strefa redepozycji piasków drobnoziarnistych jest więc źródłem osadów budujących w strefie brzegowej wydmy, a pokrywy osadowe w głębszych częściach akwenu.

Strefa o przewadze redepozycji osadów piaszczystych (głównie piasków średnio- i gruboziarnistych) otacza strefę abrazji. Piaski gruboziarniste i średnioziarniste oraz

lokalnie drobnoziarniste występujące w tej strefie odznaczają się wartościami graficznej średniej średnicy (M_z) od 1 do 2 φ oraz umiarkowanym wysortowaniem (σ_1 od 0,5 do 1,0). Według diagramu C–M wg R. Passegi i R. Byramje (1969) należą one najczęściej do typów IV i II, niekiedy do I. Piaski te zawierają przeważnie we frakcji 0,25–0,125 mm od 1 do 2% (maksymalnie do 3%) mineralów ciężkich, a stosunek granatów do amfiboli waha się od 1 do 2. Strefy redepozycji znajdują się na ogół pod wpływem przeciętnych fal sztormowych oraz prądów przydennych innego typu, a osady tam występujące — w fazie selekcji i transportu od stref abrazji do depozycji.

Strefa o przewadze abrazji osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych występuje lokalnie na podwodnym skłonie brzegowym na przedpolu klifu w Rowach oraz w rejonie Łeby. Przeciętne fale sztormowe abradują obecnie również osady w rejonie Płycizny Czolpińskiej oraz w rejonie Ławicy Słupskiej i Stilo. Niejasna jest geneza stref abrazji położonych na większych głębokościach (35–45 m). Strefy te mogły powstać w początkach transgresji litorynowej przy niższym poziomie morza. Osady tych stref byłyby w takim przypadku relikami zachowanymi na powierzchni dna, współcześnie nie rozmywanymi. Mogą to być też osady rozmywane współcześnie przez inne niż falowe rodzaje prądów przydennych. Interpretację taką sugeruje fakt, że te strefy abrazji położone są po zachodnich stronach linii grzbietowych, dużych łagodnych garbów, eksponowanych w stosunku do przeważających kierunków prądów. Osady występujące w strefach abrazji odznaczają się wartościami średniej średnicy (M_z) mniejszymi niż 1 φ oraz najczęściej złym, niekiedy umiarkowanym, wysortowaniem ($\sigma_1 > 0,71$). Najczęściej należą do I czasem II typu według diagramu C–M. Minerale ciężkie we frakcji 0,25–0,125 mm występują najczęściej w ilości większej niż 3%, a stosunek granatów do amfiboli jest większy niż 2 ($G/A > 2$). Na przewagę procesów rozmywania osadów, wskazuje również niska zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu występujących w ilości nie większej niż 30%.

Obszar głębokomorski

Występują tu następujące strefy sedymentacyjne:

- strefa depozycji ciągłej mułów ilastych i ilów mulistych,
- strefa depozycji okresowej piasków mulistych, piasków ilastych i osadów typu piasek–mul–il,
- strefa o przewadze abrazji piasków mulistych i osadów typu piasek–mul–żwir.

Strefa depozycji ciągłej mułów ilastych i ilów mulistych występuje w północno-zachodnim obszarze arkusza Łeba. Zajmuje ona północne zbocze Rynny Słupskiej od ok. 80–75 do ok. 60–55 m głębokości, występujących już poza północnym obszarem arkusza Łeba, w obrębie arkusza Południowa Ławica Środkowa. W strefie tej występują osady deponowane z zawiesiny jednorodnej. Panują tu stosunkowo spokojne warunki hydrodynamiczne, pozwalające na depozycję cząstek drobniejszych niż 0,062 mm, tworzących wg diagramu C–M typ VIII oraz miejscami VI. Warunki hydrochemiczne, zwłaszcza stosunkowo dobre natlenienie wód przydennych, sprawiają, że muły ilaste i ily muliste występujące w Rynnie Słupskiej, zawierają ok. 4–6% mniej substancji organicznej niż analogicznie uziarnione osady

współczesne Basenów Bornholmskiego i Gdańskiego. Regionalnej specyfice warunków hydrodynamicznych Rynny Słupskiej należy przypisać też fakt, że strefa depozycji ciągłej (być może okresowej) mułów ilastych i ilów mulistych, występuje na zboczach basenu, a nie w jego najgłębszych partiach.

Strefa depozycji okresowej piaszków mulistych, piaszków ilastych i osadów typu piasek-muł-ł występuje w północno-zachodnim obszarze arkusza Łeba. Zajmuje ona głównie północne zbocze Rynny Słupskiej od ok. 90 do 80 m głębokości, lokalnie do 75 m oraz niewielkie powierzchnie na zboczach południowych. Osady występujące w tej strefie deponowane są z zawiesiny jednorodnej (VI i VII typ według diagramu C-M). Domieszka ziarn większych niż 0,125–0,100 mm, transportowanych w zawieszynie frakcjonalnej, wskazuje na występowanie okresowe większych prędkości prądów transportujących te ziarna z abradowanych obszarów dna Rynny Słupskiej. Wydaje się, że obok dominującego procesu depozycji okresowej, możliwa jest też depozycja skokowa, przedzielona okresami erozji. Interpretacja taka wyjaśniałaby pochodzenie niewielkich domieszek ziarn w średnicach od 0,25 do 4,0 mm.

Strefa o przewadze abrazji piaszków mulistych i osadów typu piasek-muł-żwir zajmuje południowe zbocza i dno Rynny Słupskiej. Osady występujące w tej strefie składające się ze zmieszanych w różnych i zmiennych proporcjach frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm), piaszczystych (2,0–0,062 mm), mulistych (0,062–0,004 mm) i ilastych (<0,004 mm) odznaczają się złym i bardzo złym wysortowaniem. Wartości pierwszego centyla i mediany kwalifikują je do II i III, czasem I typu genetycznego wg diagramu C-M. Zawartości minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm, podobnie jak inne cechy litologiczne, zmieniają się w szerokim zakresie od 0,5 do 3,40%. Powyższe cechy osadów oraz bardzo mała miąższość od kilku do kilkunastu centymetrów pozwalają przypuszczać, że w strefie tej panowały złożone i zmienne warunki sedymentacji. Najintensywniejsze procesy abrazji, które spowodowały częściowe rozmycie powierzchni glin subakwalnych oraz osadów wcześniejszych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego zachodziły prawdopodobnie w początkowym okresie transgresji litorynowej.

Współczesne rozmywanie podłoża ma prawdopodobnie ograniczone i niewielkie rozmiary. Osady występujące na powierzchni dna powstają w wyniku zmieszania niewielkich ilości piasku i żwiru transportowanego przez wleczenie i toczenie na małe odległości, z cząstkami deponowanymi z zawiesiny (drobniejszymi niż 0,062 mm). Mała miąższość osadów występujących w tej strefie wskazuje na przewagę procesów abrazji oraz na to, że cząstki drobniejsze niż 0,062 mm deponowane są tu tylko czasowo, podlegając okresowej erozji i dalszemu transportowi. We wschodniej części Rynny Słupskiej, w obrębie strefy abrazji osadów, występują kongregacje żelazowo-manganowe (Fe-Mn), w powstaniu których obok procesów litodynamicznych (abrazji i transportu osadów) duży udział mają procesy hydrochemiczne. Warunki hydrologiczne (kontakt stosunkowo dobrze natlenionych wód piknokliny i występowanie dość silnych prądów uniemożliwiających trwałą depozycję cząstek drobniejszych niż 0,062 mm) wraz z warunkami geologicznymi (występowanie na powierzchni dna ziarn żwiru wymytych z glin subakwalnych) sprawiają, że na kontakcie wody z osadem wytrącają się związki żelaza i manganu tworząc naskorupienia i kongregacje.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-SUROWCOWA

Surowce żwirowo-piaszczyste (żp) i piaszczysto-żwirowe (pż) występujące w obrębie arkusza Łeba, Słupsk na ogół nie odpowiadają kryteriom pozwalającym zaliczyć je do perspektywicznych. Obszary perspektywiczne występowania tych surowców wyznaczono tylko we wschodniej części Ławicy Słupskiej. Większy z obszarów o powierzchni ok. 20 km², położony jest na głębokości 20–25 m. W obszarze tym występują żwiry, żwiry piaszczyste, piaski żwirowe oraz piaski gruboziarniste z domieszką żwiru pochodzenia wodnolodowcowego. Zawartość frakcji żwirowych (64,0–2,0 mm) waha się od 5,6 do 88,9%. Zawartość średnia obliczona na podstawie 12 próbek z profilu wiertniczego 06295 wynosi 37,3%. Skład mineralno-petrograficzny opisano na str. 29 i podano w tab. 4. Osady te występują pod nakładem piaszków drobnoziarnistych o miąższości od 0,7 do 1,3 m, jednak ze względu na znaczną miąższość warstw (żwirowo-piaszczystych i piaszczysto-żwirowych) dochodzącą do 5–6 m oraz ich znaczną rozciągłość i stosunkowo niski średni punkt piaskowy, zaliczono je do obszaru perspektywicznego występowania kruszywa piaszczysto-żwirowego.

Mniejszy z obszarów perspektywicznych, o powierzchni ok. 2,0 km², położony jest na głębokości ok. 25 m. Występują tu żwiry piaszczyste pochodzenia morskiego. Miąższość warstw żwirowo-piaszczystych waha się od ok. 1 m do ok. 2 m, a nakład piaszków od 0,4 do 0,55 m. Zawartość frakcji 64,0–2,0 mm waha się od 55,8 do 71,9%. Średnia zawartość tych frakcji obliczona dla 6 próbek z dwóch profili wynosi 64,4%. W średnim składzie mineralno-petrograficznym frakcji 8,0–4,0 mm okruszków skał krystalicznych jest 45,0%, kwarców 5,3%, wapieni 31,6%, piaszczystych 12,3% i innych składników 5,8%.

Poza opisanymi obszarami perspektywicznymi, interesujące pod względem surowcowym mogą być wystąpienia osadów piaszczysto-żwirowych i żwirowo-piaszczystych na Ławicy Stilo. Znaczne powierzchnie zajmowane przez te osady oraz pewne analogie budowy geologicznej do Ławicy Słupskiej, gdzie udokumentowano złoża kruszywa naturalnego, predysponują ten rejon do przeprowadzenia dokładniejszych prac rozpoznawczych.

Pozostałe wystąpienia osadów żwirowo-piaszczystych i piaszczysto-żwirowych, ze względu na ich małą miąższość, z reguły mniejszą niż 20 cm, oraz głębokości morza większe niż 30 m nie kwalifikują się do zaliczenia tych obszarów jako perspektywiczne.

Surowce piaszczyste. Obszary perspektywiczne surowców piaszczystych występują w południowej części arkusza Łeba w przedziale głębokości do 35 m, lokalnie do ok. 50–55 m. Miąższość piaszków (p) przekracza 1 m; przeważnie są to piaski drobnoziarniste, które mogą być wykorzystywane jako surowce budowlane, materiał do umacniania brzegów bądź jako piaski podsadzkowe.

Surowce ilaste. Gliny i ły (l) występują na dnie i południowych zboczach Rynny Słupskiej, na głębokościach większych niż 60 m. Osady te to gliny subakwalne oraz ły, ły mulliste i muły ilaste bałtyckiego jeziora lodowego. Gliny subakwalne zawierają średnio: ziarn większych od 2,0 mm — 3,4%, ziarn mniejszych od 0,062 mm — 76,1%, CaCO₃ — 13,6%, substancji organicznej — 1,2%, średnie straty prażenia dla glin

subakwalnych wynoszą 11,7%. Osady ilaste bałtyckiego jeziora lodowego zawierają średnio: ziarn większych od 2,0 mm — 0,6%, ziarn mniejszych od 0,062 mm — 95,2%, CaCO₃ — 13,6%, substancji organicznej — 1,2%. Średnie straty prażenia dla osadów bałtyckiego jeziora lodowego wynoszą 9,5%. Zarówno gliny subakwalne, jak i osady bałtyckiego jeziora lodowego, przykryte są cienką do 20 cm warstwą osadów morskich, w których miejscami występują znaczne domieszki ziarn żwirowych w ilości dochodzącej do 36,4%.

We wschodniej części Rynny Słupskiej, gdzie gliny subakwalne pokryte są warstwą osadów typu piasek-muł-żwir występują konkrecje żelazowo-manganowe (Fe-Mn). Zawartość metali w konkrecjach oraz stopień pokrycia dna konkrecjami nie rokują perspektyw wykorzystania ich jako surowca.

Muły i łyły organiczne (I) występują na północnych zboczach Rynny Słupskiej. Są to muły ilaste, łyły muliste i osady typu piasek-muł-żwir — morskie o zawartości frakcji <0,062 mm w ilości większej niż 50% i zawartości substancji organicznej większej niż 2%. W obszarze perspektywnym osady te osiągają miąższość większą niż 1 m i zawartości substancji organicznej od 5 do 6%.

*
* * *

Strefa ochrony brzegu wyznaczona przez P. Słomiankę i in. (1972) określa granicę dopuszczalnego zasięgu eksploatacji surowców z dna morskiego bez zachwiania naturalnej równowagi dna, a tym samym zagrożenia brzegu.

PODSUMOWANIE

Przeprowadzone badania dostarczyły wiele nowych cennych informacji o budowie geologicznej dna morskiego w obrębie arkusza Łeba i Słupsk. Zmianom uległ obraz podłoża osadów czwartorzędowych. Znacznie mniejszy zasięg niż przyjmowano dotąd (W. Pożaryski, 1970; W. Pożaryski i in. 1979; W. Gudelis, J. Jemieljanow, 1982; W. Pożaryski, A. Witkowski, 1990) mają osady permu, triasu i kredy. Udokumentowano znacznie szersze, od dotychczas rozpoznanego, występowanie osadów trzeciorzędowych (eocenówskich) sięgających na północy w rejon Południowej Ławicy Środkowej. Stwierdzono, że na większej części obszaru arkusza Łeba w podłożu czwartorzędu występują osady trzeciorzędowe leżące bezpośrednio na osadach sylurskich.

Uzyskano również szereg nowych danych na temat budowy osadowej pokrywy czwartorzędowej. Nowe dane dotyczą miąższości i zróżnicowania genetycznego glin. Wyróżniono gliny zwałowe i gliny subakwalne. Gliny zwałowe wg datowań metodą TL należą głównie do zlodowacenia środkopolskiego, lokalnie północnopolskiego (R. Kramarska i in., 1990). Ze względu na brak możliwości przeprowadzenia na mapach i przekrojach granic pomiędzy glinami zwałowymi zlodowacenia środkopolskiego i północnopolskiego potraktowano je łącznie jako plejstocen nie roz-

dzielony. Gliny subakwalne zaliczono na podstawie przesłanek paleogeograficznych do osadów plejstoceńskich powstałych w czasie ostatniej deglacjacji.

Udokumentowano również występujące na dużym obszarze plejstoceńskie osady zastoiskowe. Dalsze badanie tego zastoiska powinno rzucić nowe światło na przebieg procesów deglacjacji w obszarze Bałtyku Południowego.

Uzyskano również dane dotyczące wieku torfów we wschodniej części Ławicy Słupskiej. Daty otrzymane metodą ¹⁴C w powiązaniu z wynikami analizy palinologicznej i mikrofaunistycznej dokumentują rozwój obszaru Ławicy Słupskiej od późnego glacjału po okres borealny włącznie, w warunkach lądowych. Zebrane materiały umożliwiły odtworzenie przebiegu procesów erozji i sedymentacji w poszczególnych fazach rozwojowych Morza Bałtyckiego.

Początek transgresji morza litynowego zaznaczył się wzmożeniem procesów erozji nie tylko w obszarze płytkomorskim, ale także w obrębie Rynny Słupskiej (obszar głębokomorski), gdzie częściowemu rozmyciu uległy osady wcześniejszych faz rozwojowych. Na północnych zboczach Rynny Słupskiej udokumentowano ciągłość procesów sedymentacji od późnego glacjału do czasów współczesnych. Stwierdzono tam występowanie osadów wszystkich głównych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego.

Analiza współczesnych procesów sedymentacyjnych wykazała, że w obszarze arkusza Łeba, podobnie jak w obrębie arkusza Ławica Słupska (R. Kramarska, w druku), nie występuje typowa strefowość (O. Pratje, 1948) w rozmieszczeniu poszczególnych typów granulometrycznych na dnie. Rozmieszczenie osadów, obok zależności od głębokości morza, wykazuje zależność od dużych elementów rzeźby dna i ich ekspozycji w stosunku do przeważających kierunków fal i prądów.

Uzyskane wyniki badań pozwoliły również na wskazanie obszarów perspektywicznych występowania kruszywa naturalnego we wschodniej części Ławicy Słupskiej.

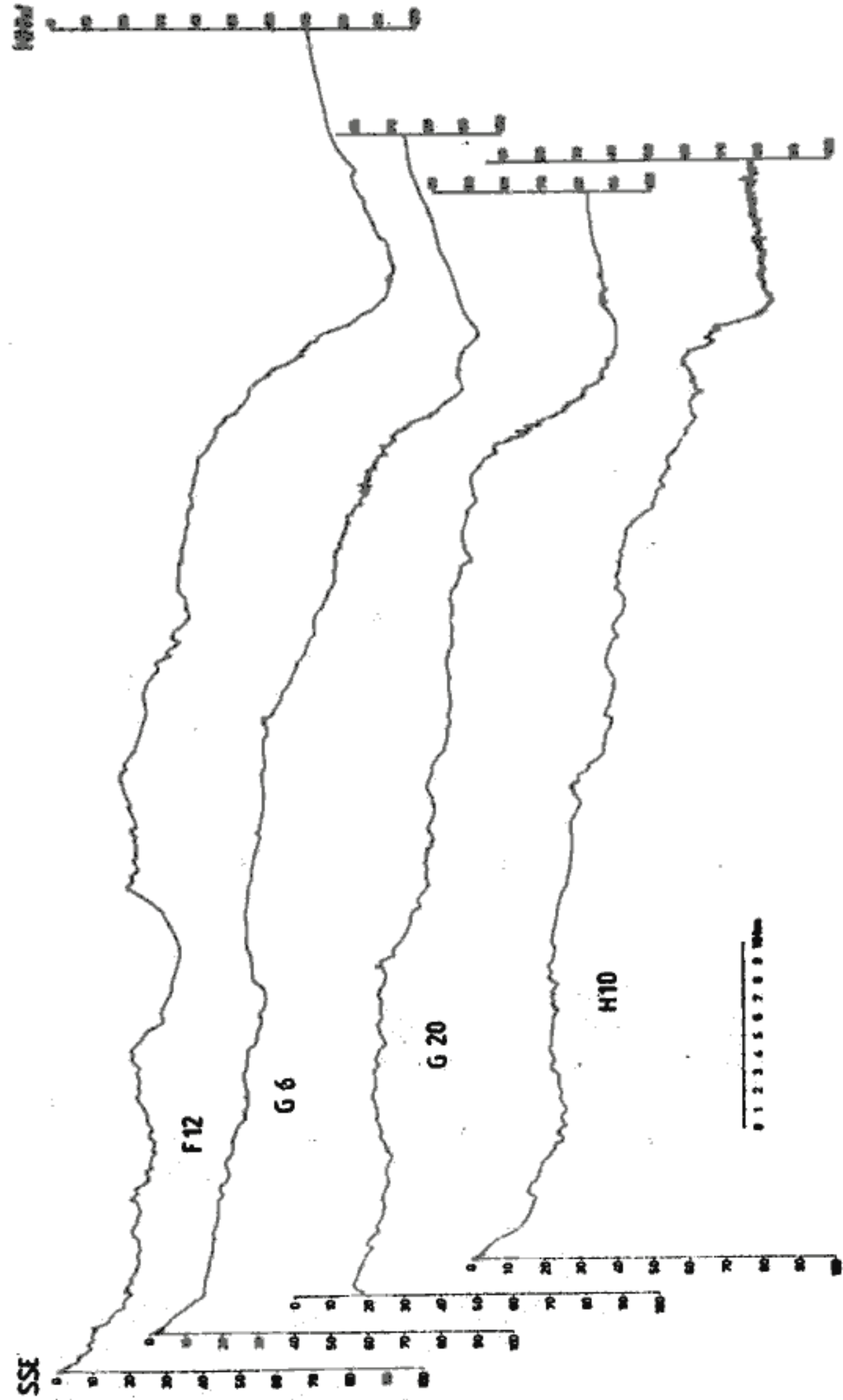
LITERATURA

- BOHDZIEWICZ L., PAZDRO Z., PIĄTKOWSKI J., WRÓBEL B., 1979 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Łeba, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYBERSKA B., 1987 — Charakterystyka warunków fizycznych i chemicznych w polskiej strefie Bałtyku. Temperatura wody, zasolenie. W: Warunki środowiskowe polskiej strefy południowego Bałtyku w 1986 roku. IMGW, Materiały Oddziału Morskiego, Gdynia.
- DADLEZ R., WITKOWSKI A., (pod red.), 1986 — Opracowanie stratygrafii profilu otworu B 16 — 1/85. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GUDELIS W., JEMIELJANOW J., 1982 — Geologia Morza Bałtyckiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- JUROWSKA Z., KRAMARSKA R., 1990 — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, arkusz Dziwnów, Szczecin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOTLIŃSKI R., KRAMARSKA R., 1977 — Badania nad wytypowaniem najbardziej perspektywicznego rejonu dla poszukiwań złóż rozsypanych mineralów ciężkich w strefie szelfu południowego Bałtyku. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.
- KOTLIŃSKI R., 1989 — Litostratygrafia osadów późnoglacialnych i holocenówskich południowej części Morza Bałtyckiego. *Studia i Materiały Oceanologiczne* Nr 56, KBM PAN, Gdańsk.

- KRAMARSKA R., (w druku) — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, arkusz Ławica Słupska, Ławica Słupska N. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRAMARSKA R., MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., ŚLIWIŃSKI Z., TOMCZAK A., UŚCINOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 1990 — Pozycja geologiczna osadów plejstocenских z dna Bałtyku Południowego datowanych metodą termoluminescencji. *Prz. Geol.* nr 5-6.
- KRZYMIŃSKA J., 1987 — Ekspertyza mikro- i makrofaunistyczna próbek osadów z obszaru arkusza Łeba. Mapy geologiczne dna Bałtyku 1:200 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.
- ŁOMNIEWSKI K., MAŃKOWSKI W., ZALESKI J., 1975 — Morze Bałtyckie. PWN, Warszawa.
- MARSZ A., 1984 — Główne cechy geomorfologiczne. W: *Pobrzeże Pomorskie* — Augustowski B., (red.). GTN, Ossolineum, Gdańsk.
- MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., 1990 — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, arkusz Koszalin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MIELCZARSKI A., 1984 — Wyniki badań i studiów nad topografią, morfometrią i rejonizacją brzegów Bałtyku od Rozewia do Świnoujścia. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z 6. IBW PAN, Gdańsk, Poznań.
- MOJSKI J. E., 1990 — Niektóre zagadnienia geologii kenozoiku Pomorza. *Prz. Geol.*, nr 5-6.
- MORAWSKI W., 1987 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łeba. Inst. Geol., Warszawa.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., 1988 — Opracowanie mikropaleontologiczne prób z wiercenia W/Ł. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.
- OSTAFICZUK S., JAKUBICZ B., SKOMPSKI S., 1978 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sławoszyń. Inst. Geol., Warszawa.
- PASZKIEWICZ Cz., 1983 — Pola średnich elementów fal i kryteria identyfikacji typów pól wiatru i falowania wiatrowego Morza Bałtyckiego. *Studia i materiały oceanologiczne* nr 40. KBM PAN, Gdańsk.
- PETELSKI K., 1975 — O budowie geologicznej gardzieńskiej moreny czołowej w odłonięciach kilfu pomiędzy Dębina a Poddębem na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. *Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ UG, Geografia* nr 5.
- PETELSKI K., 1975 — Zaburzenia glaciodynamiczne w spągu środkowego poziomego glin zwalowych w odłonięciach kilfu w pobliżu wsi Dębina na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. *Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ UG, Geografia* nr 6.
- PIKIES R., (w druku) — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, arkusz Puck. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1970 — Szkic geologiczny obszaru środkowego Bałtyku (bez kenozoiku). *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.
- POŻARYSKI W., WITKOWSKI A., 1990 — Budowa geologiczna obszaru południowobałtyckiego (bez kenozoiku). *Prz. Geol.* nr 5-6.
- PRATJE O., 1948 — Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Auedeutung fossiler Sedimente. *Deutsch. Hydrograf. Zeitschr.* Bd. I, H. 2/3.
- ROSA B., 1967 — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. UMK, Toruń.
- ROSA B., 1987 — Pokrywa osadowa i rzeźba dna w: Bałtyk Południowy — Augustowski B., (red.). GTN, Ossolineum, Wrocław.
- SKOMPSKI S., 1985 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Choczewo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SKOMPSKI S., 1985 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Choczewo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- 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.

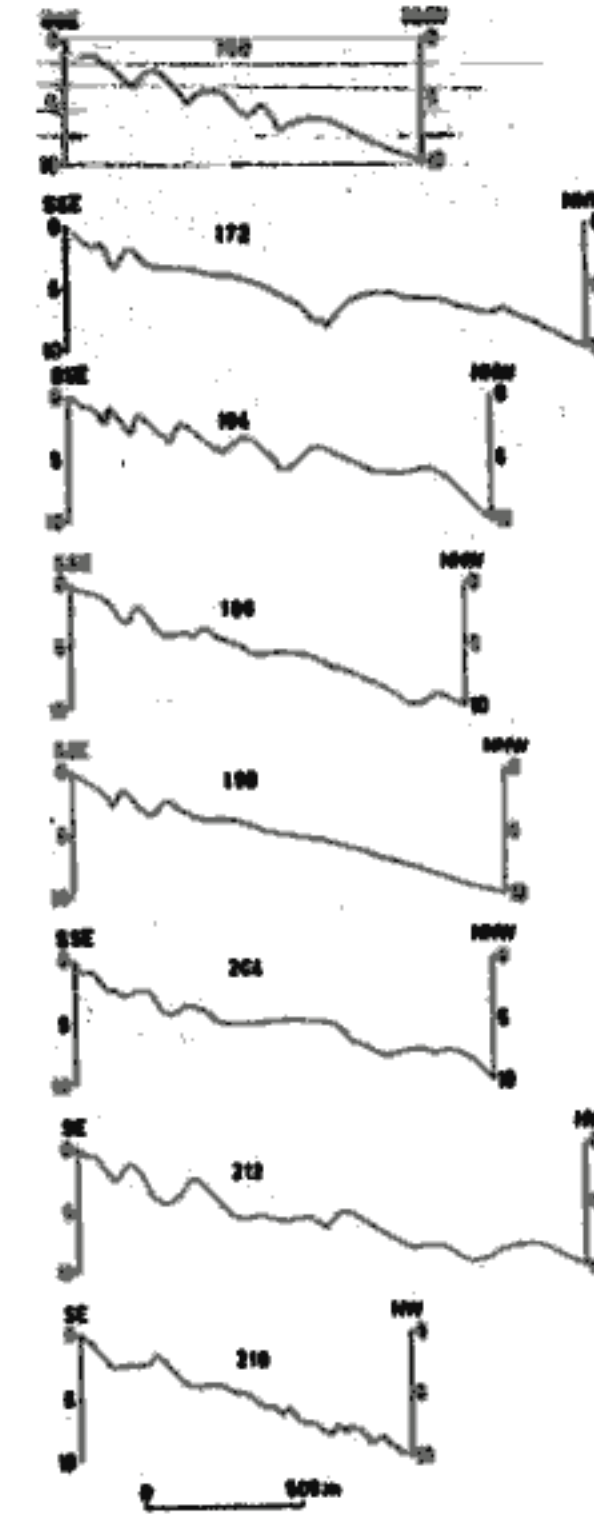
- SUBOTOWICZ W., 1982 — Litodynamika brzegów kilfowych wybrzeża Polski. GTN, Ossolineum, Gdańsk.
- TOMCZYK E., 1985 — Orzeczenie dotyczące profilu W/Ł. Centr. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.
- TRZOSIŃSKA A., 1987 — Charakterystyka warunków fizycznych i chemicznych w polskiej strefie Bałtyku. Tien. W: *Warunki środowiskowe polskiej strefy południowego Bałtyku w 1986 r.* IMGW, Materiały Oddziału Morskiego, Gdynia.
- UŚCINOWICZ Sz., 1989 — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, arkusz Kołobrzeg. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZABOROWSKA K., 1986 — Ekspertyzy okrzemkowe osadów z rdzeni 1/05 i 2/04. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.
- ZACHOWICZ J., 1987 — Ekspertyzy palinologiczne osadów z rdzeni 1/05, 2/04 14097, 14097 B. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Geologii Morza, Sopot.

TABLICA I



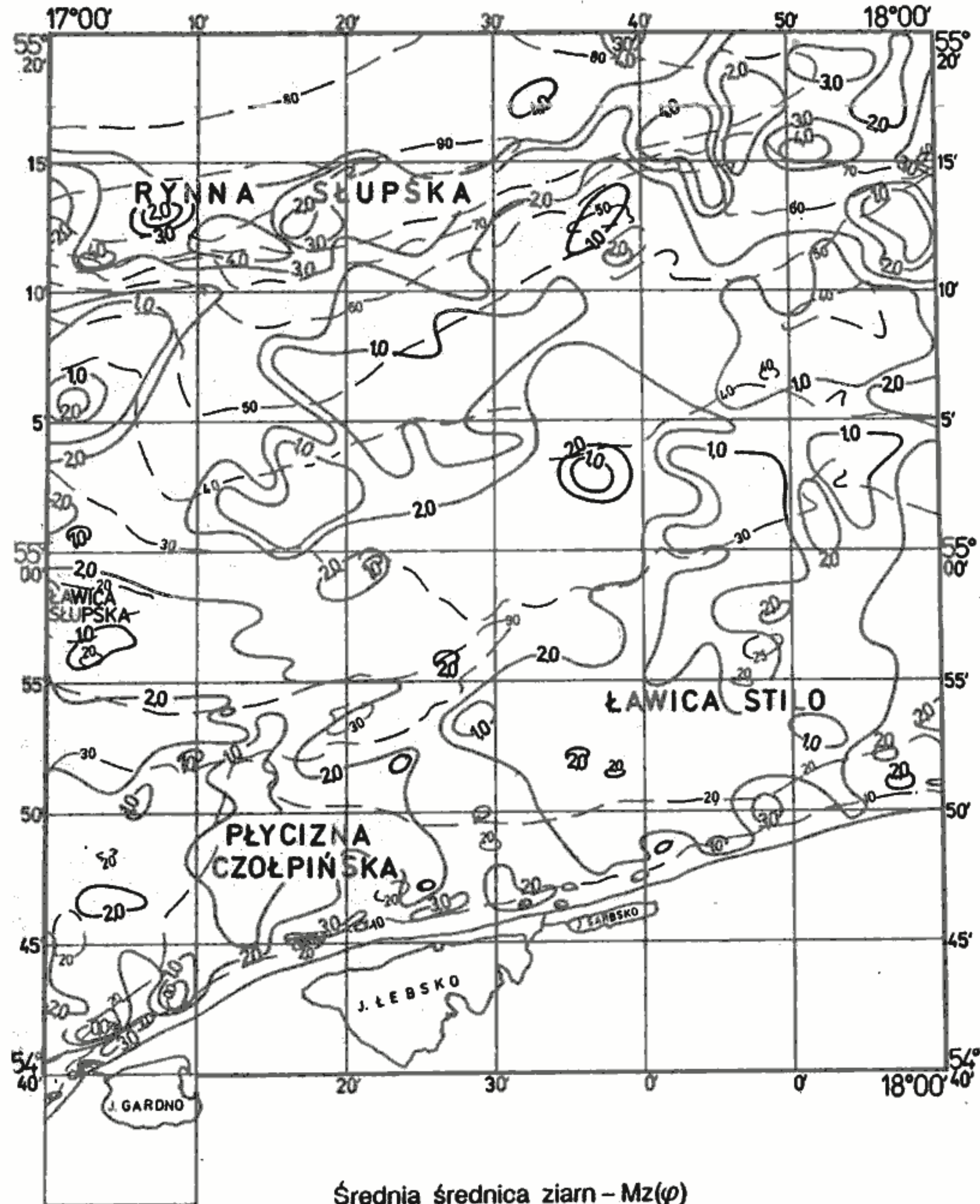
Profile batymetryczne

Profile batymetryczne strefy brzegowej



TABLICA II

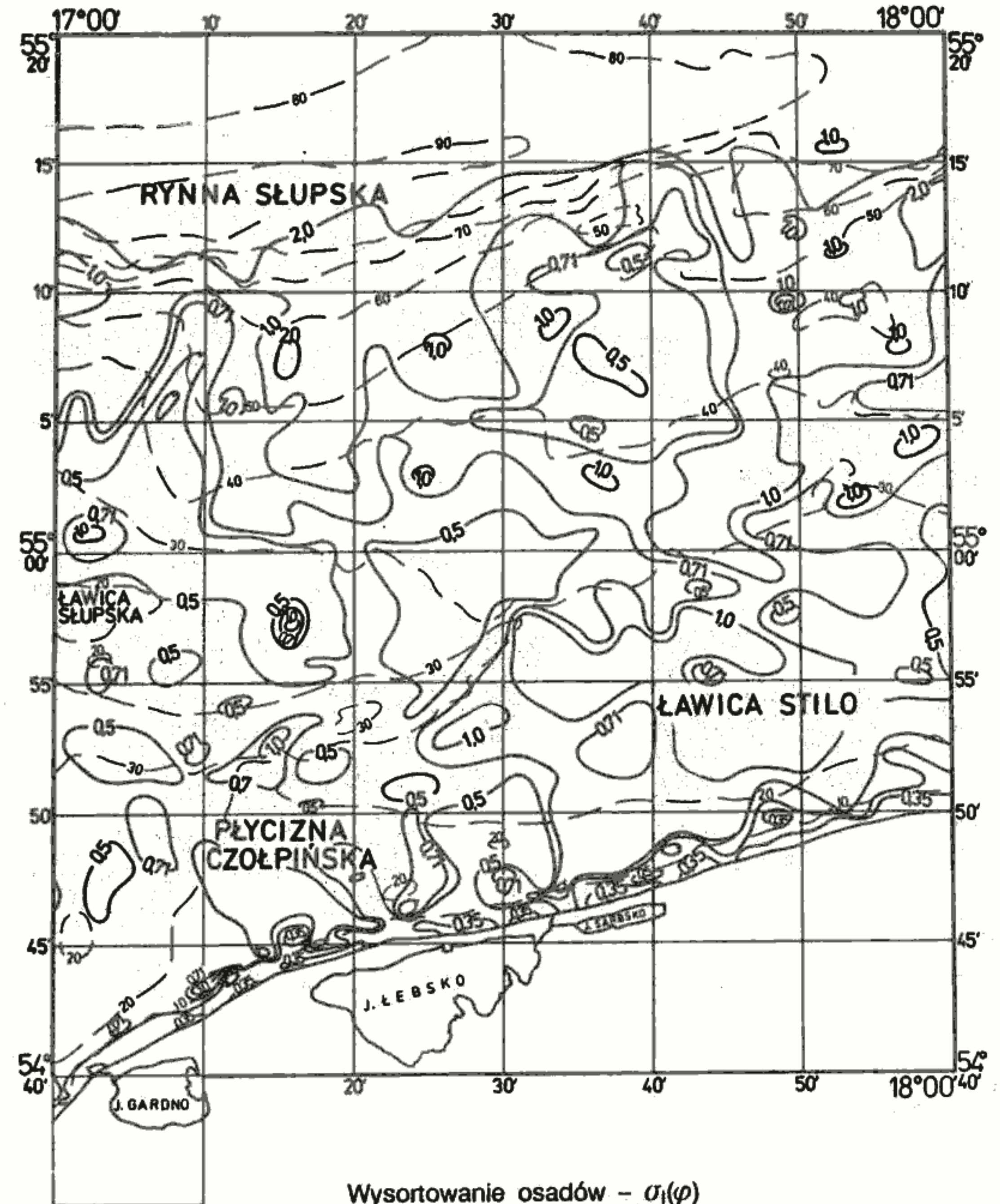
TABLICA III



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

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

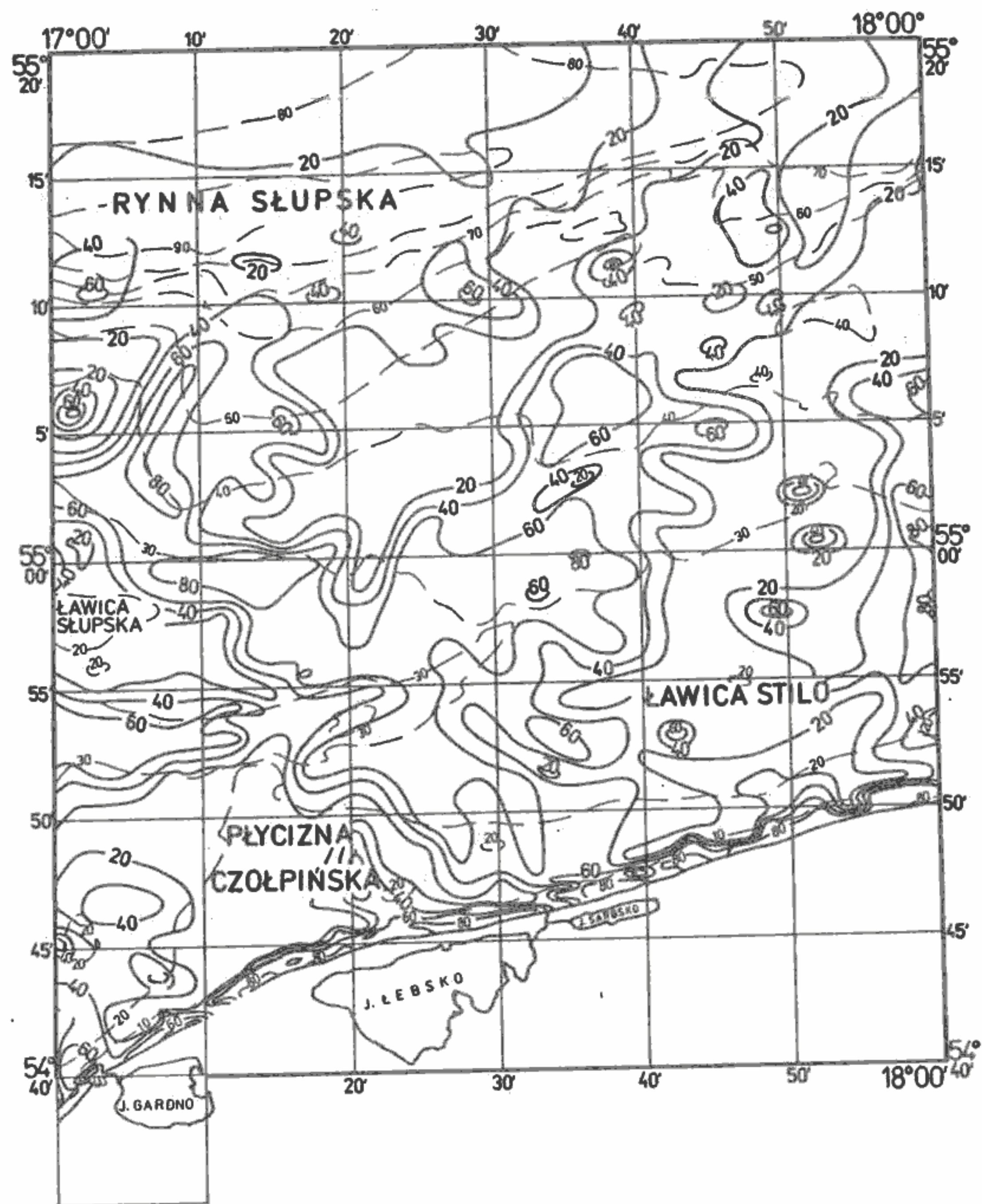
TABLICA IV



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

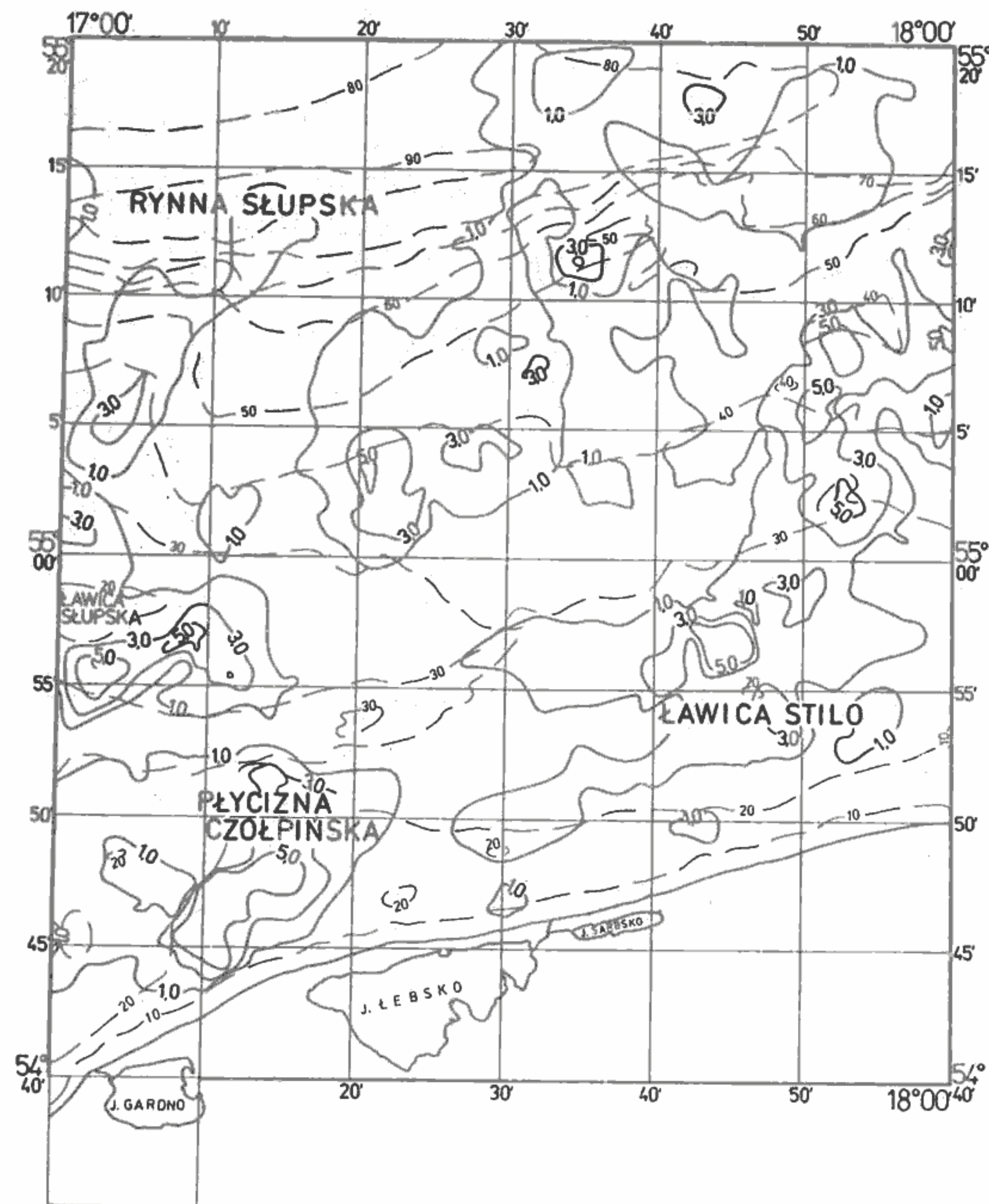
<0,35 — osady bardzo dobrze wysortowane	0,71-1,0 — osady umiarkowanie wysortowane
0,35-0,50 — osady dobrze wysortowane	
0,50-0,71 — osady umiarkowanie dobrze wysortowane	1,0-2,0 — osady źle wysortowane

TABLICA V



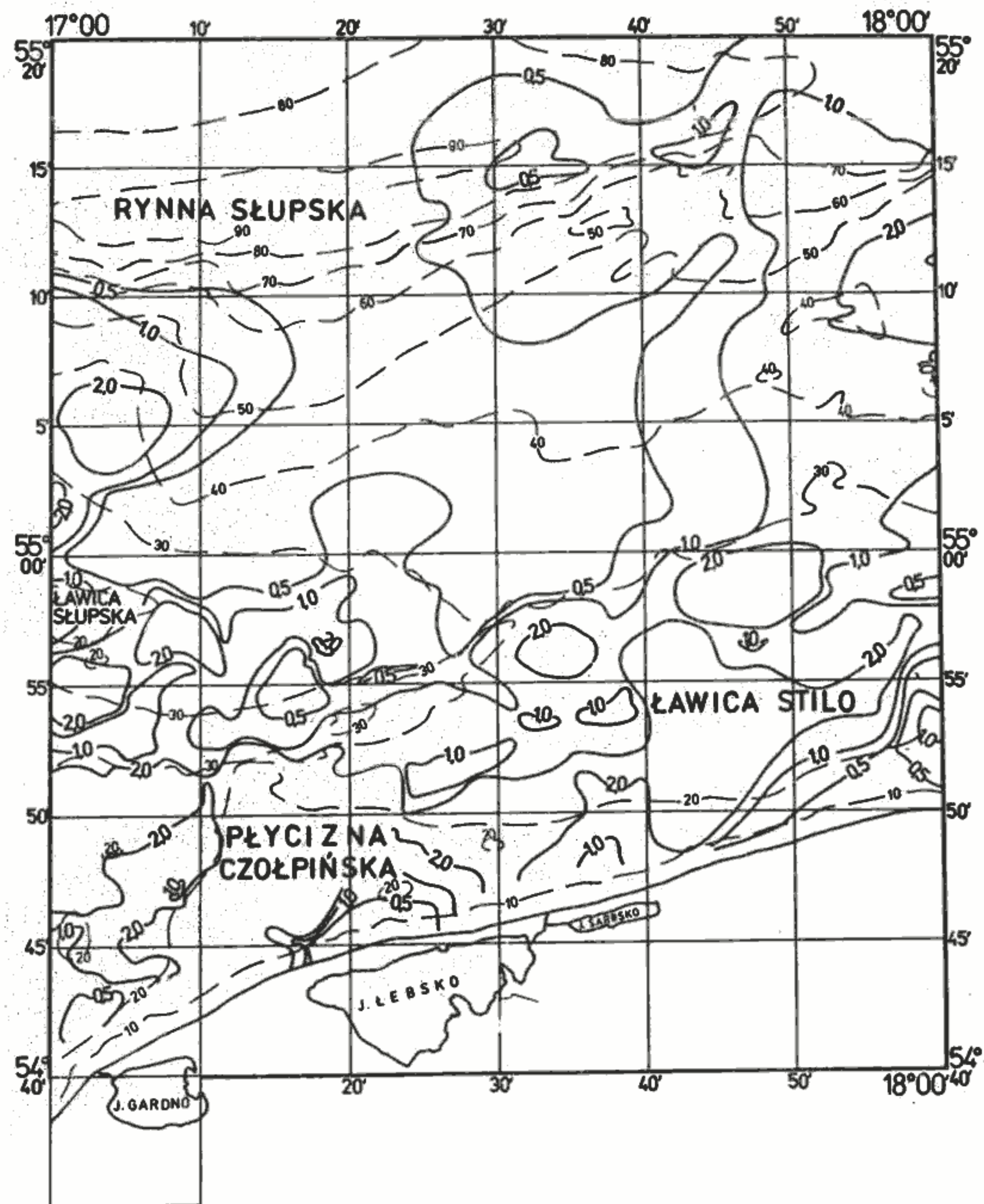
Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25–0,125 mm (w %)
(wg Sz. Uścińowicza)

TABLICA VI



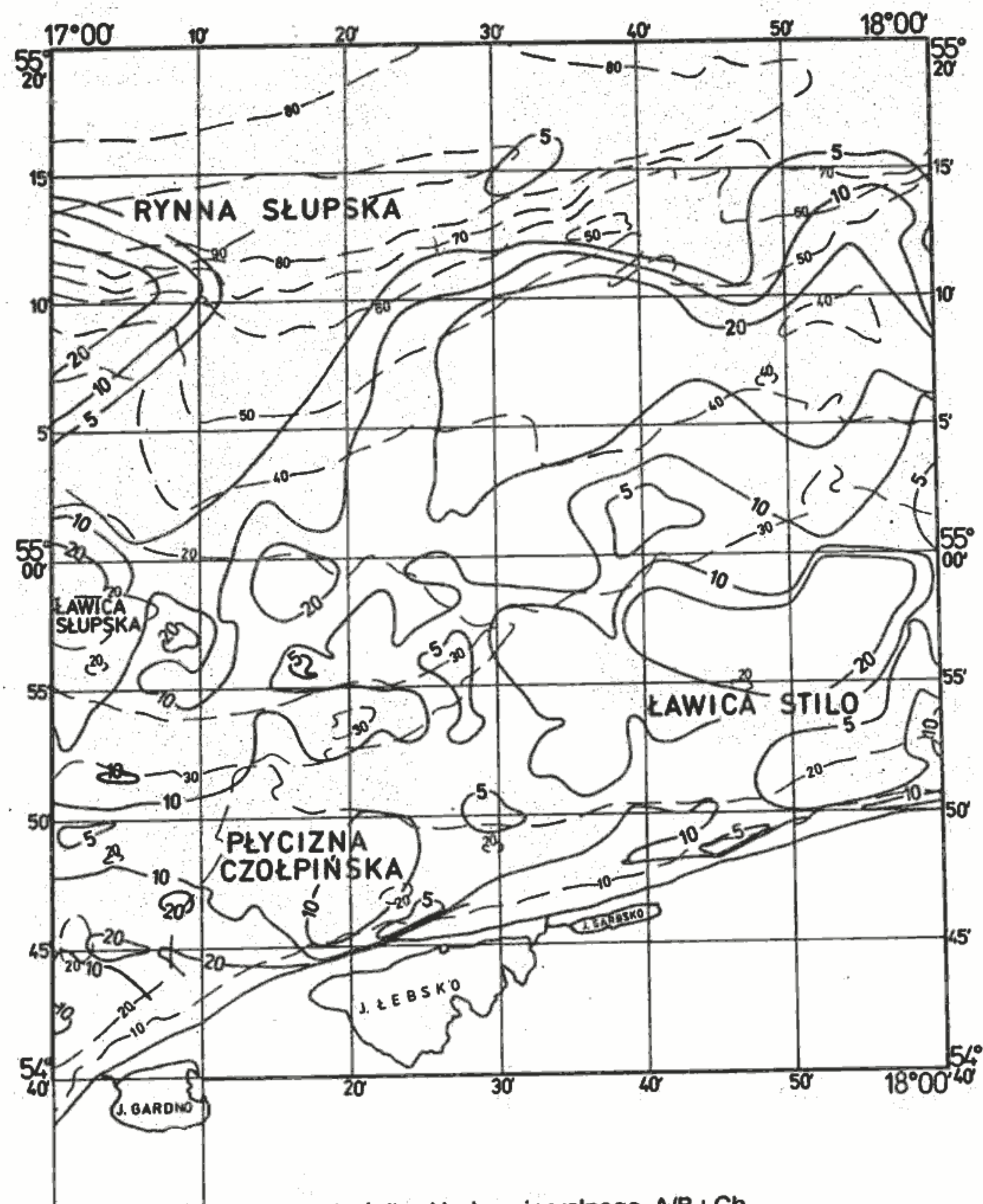
Zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm (w % wag.)
(wg Sz. Uścińowicza)

TABLICA VII



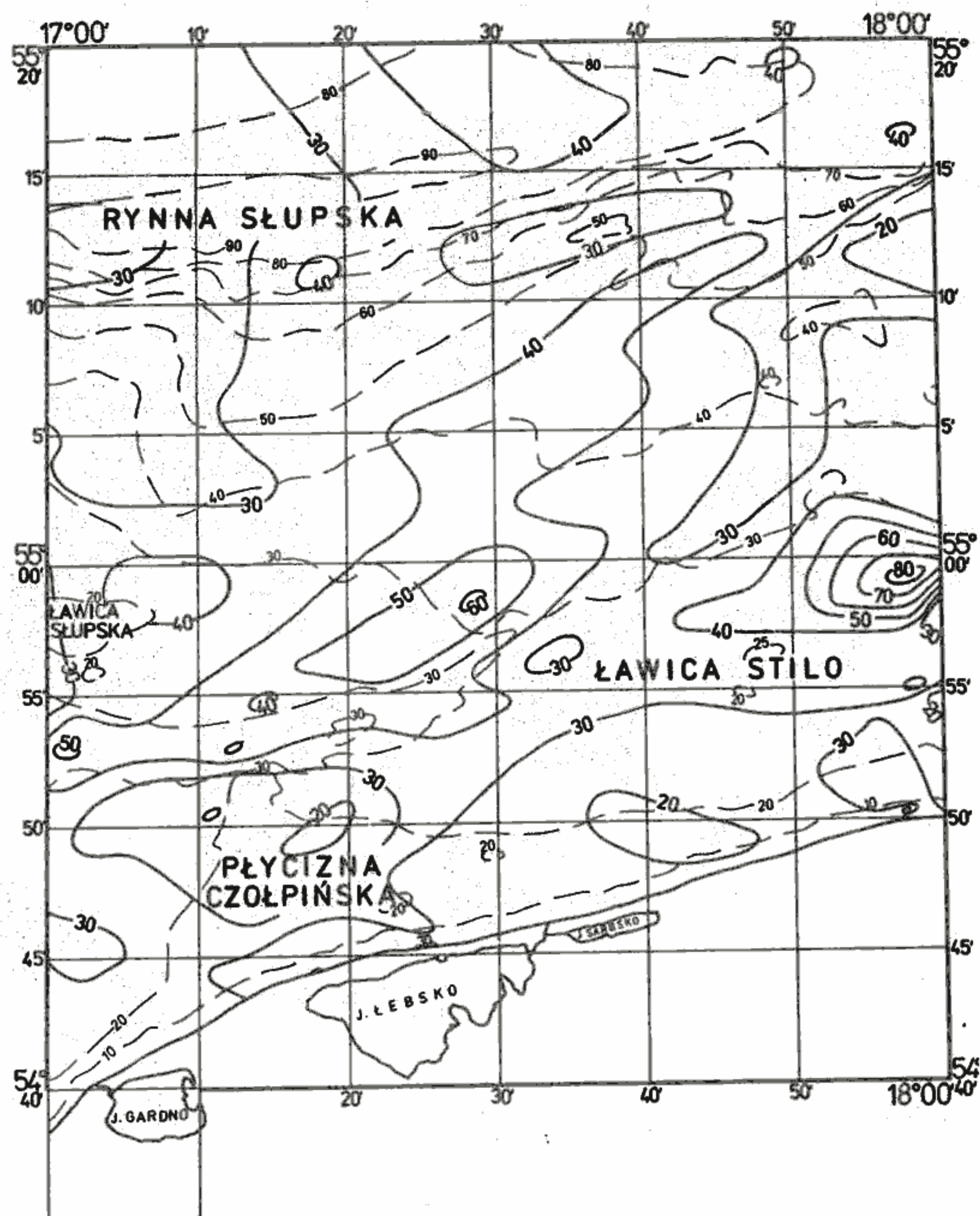
Wskaźnik składu mineralnego G/A
(wg Sz. Uściłowicza)
G/A – stosunek zawartości granatów (G) do amfiboli (A)

TABLICA VIII



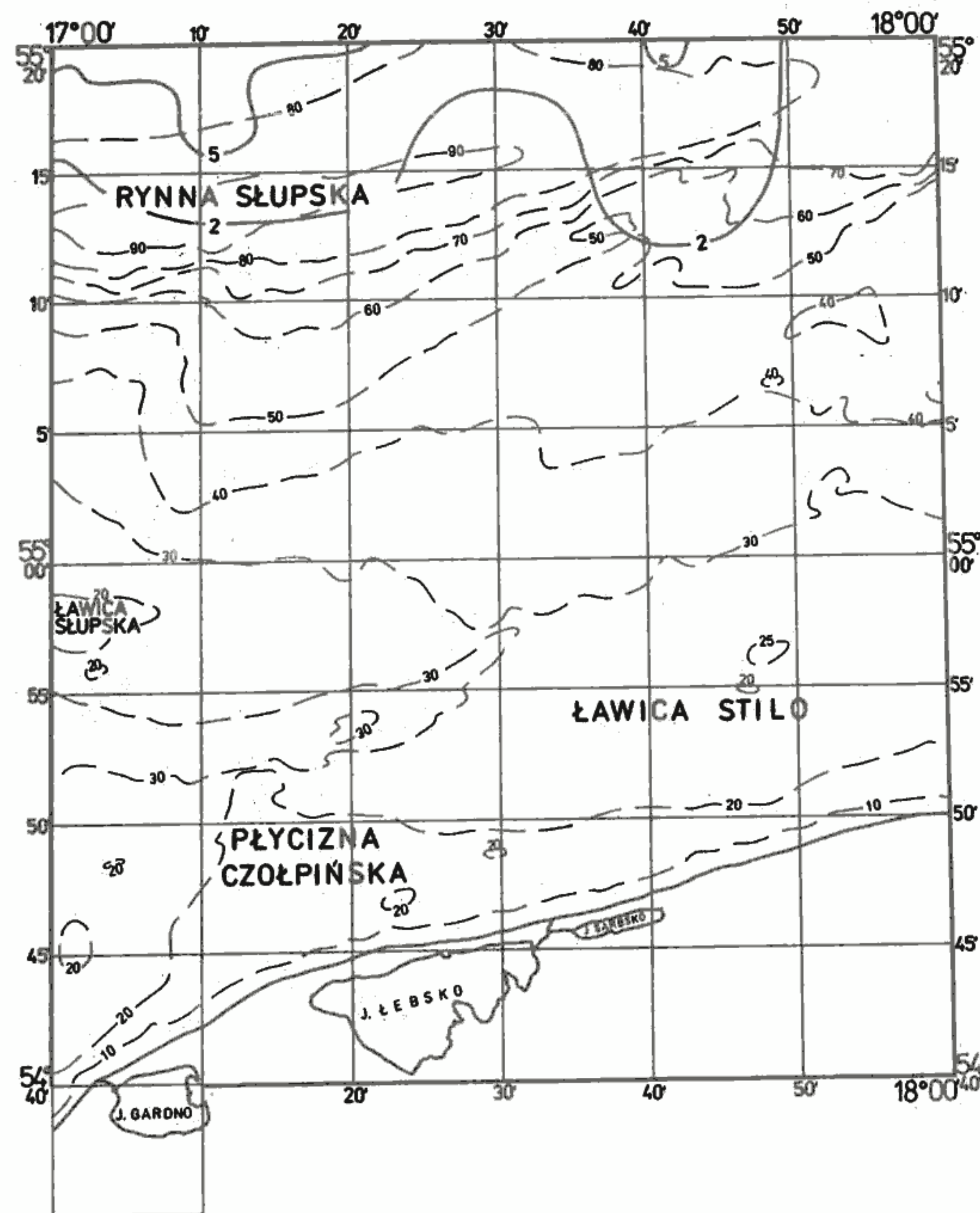
Wskaźnik składu mineralnego A/B+Ch
(wg Sz. Uściłowicza)
A/B+Ch – stosunek zawartości amfibolu (A) do sumy biotyту i chlorytu (B+Ch)

TABLICA IX



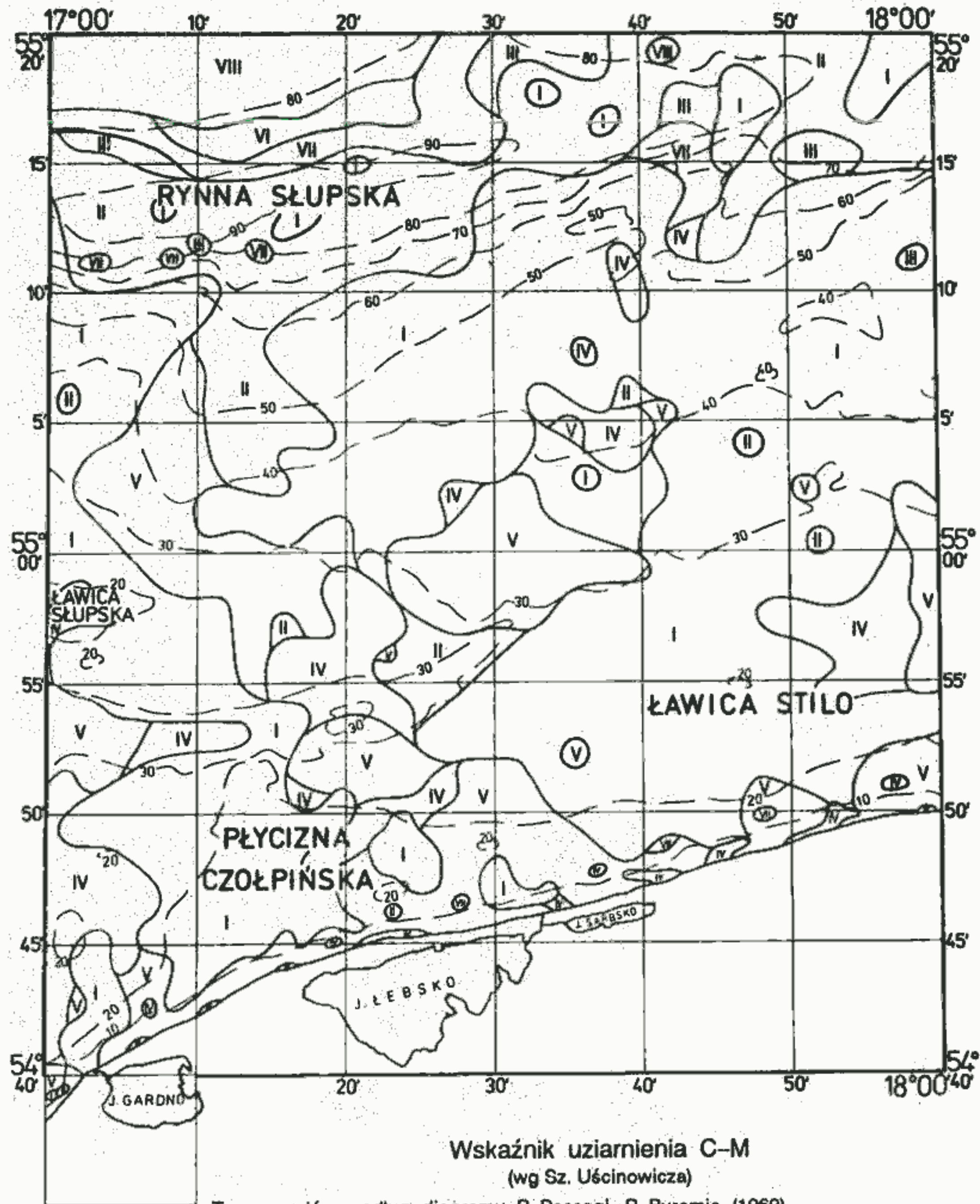
Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziarn kwarcu (K+CK)
we frakcji 0,5-0,25 mm (w %)
(wg Sz. Uścińowicza)

TABLICA X



Zawartość substancji organicznej (w %)
(wg Sz. Uścińowicza)

TABLICA XI



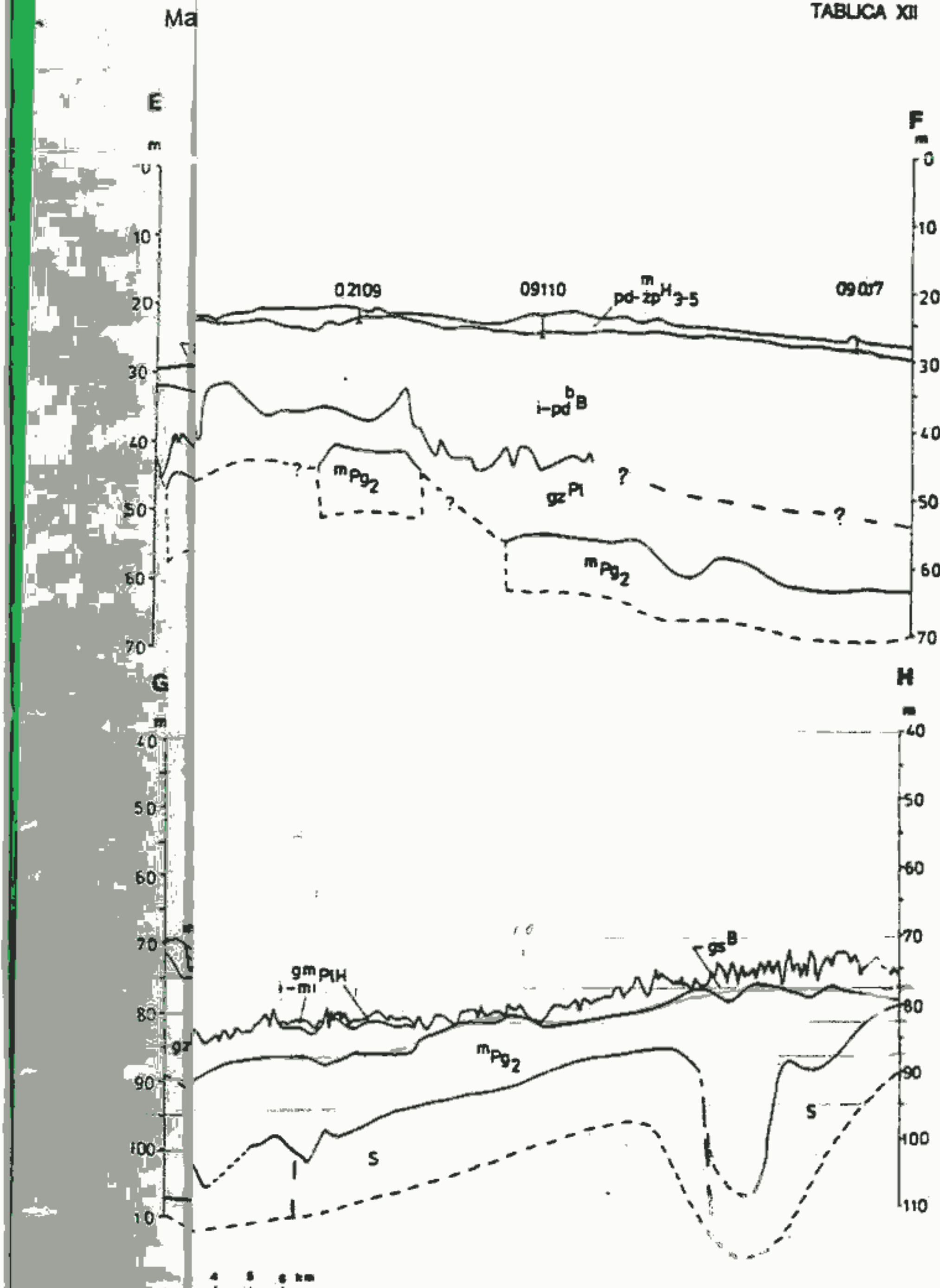
Typy osadów według diagramu R. Passegl, R. Byramje (1969)

C - pierwszy percentyl rozkładu wielkości ziarn (μm)

M - mediana rozkładu wielkości ziarn (μm)

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

TABLICA XII



Uwaga: symbole jak na mapie