

Piotr PRZEZDZIECKI<sup>1</sup>

## SEJSMOSTRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZ DOWYCH W POLSKIEJ CZ CI BAŁTYKU

(z 39 fig.)

## SEJSMOSTRATIGRAPHY OF QUATERNARY SEDIMENTS IN THE POLISH PART OF THE BALTIC SEA

(with 39 Figs.)

*Abstract:* The study focuses on seismostratigraphy of Quaternary seabed deposits in the Polish part of the Baltic Sea, as derived from the analysis of seismoacoustic records. The analysis allowed to identify three major units that can be interpreted in the following way. Unit A is made up by glacial and fluvio-glacial sediments deposited during the glacial period as well as by older, interglacial formations. Unit B consists of deposits of various origin, formed after the glacier had retreated and the sea transgressed. Unit C is a result of marine sedimentation in progress since the transgression. The major units are further subdivided into subunits, differing in their lithology and genesis. The distribution of the major units is presented on geological profiles and maps. The maps illustrate morphology of the major units, their thickness, and the subunit patterns.

*Key words:* seismoacoustics, 3-D model, seismostratigraphy, Quaternary, Baltic Sea.

*Abstrakt:* W pracy przedstawiono budowę pokrywy osadów czwartorzędowych polskiej części Morza Bałtyckiego opracowaną na podstawie analizy materiałów sejsmoakustycznych. Wykorzystując zmiany cech obrazu rejestracji sejsmoakustycznych opracowano kryteria rozdzielenia osadów czwartorzędowych od ich podłoża oraz wydzielenia głównych, złożonych jednostek pozwalających prześledzić zasadnicze rysy budowy pokrywy czwartorzędowej. Jednostki te określono jako kompleksy sejsmostratygraficzne.

W rejonie polskiej części Bałtyku, w obrębie czwartorzędowego wydzielenia trzy główne kompleksy, które geologicznie zinterpretowano następująco: kompleks A — jego geneza związana jest z okresem glacjacji obszaru, obejmuje również osady starsze od ostatniego zlodowacenia, w tym osady interglacjalne; kompleks

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, 80–328 Gdańsk, ul. Kościarska 5  
e-mail: piotr.przedziececki@pgi.gov.pl

B — do tego kompleksu należą osady różnej genezy powstałe od momentu deglacji, a do chwili przykrycia ich osadami morskimi; kompleks C — genetycznie związany z procesami sedymentacji morskiej. Podział pokrywy osadowej na kompleksy przedstawiono na przykładach rejestracji z różnych części rejonu badań. W obrębie kompleksów, na podstawie wewnętrznego zróżnicowania ich zapisu, wyróżniono mniejsze jednostki, które zostały skorelowane z wydzieleniami litologiczno-genetycznymi odpowiadającymi im osadów. Opisano cechy obrazu tych jednostek na rejestracjach i zilustrowano przykładami.

Sposób zalegania kompleksów (głównych, złożonych jednostek) — przedstawiono na przekrojach i mapach. Mapy prezentują ukształtowanie powierzchni rozgraniczających kompleksy oraz miąższość kompleksów i ich podział na mniejsze jednostki odpowiadające wydzieleniom litologiczno-genetycznym.

*Słowa kluczowe:* sejsmoakustyka, model przestrzenny, sejsmostratygrafia, czwartorzęd, Morze Bałtyckie.

## WSTĘP

Celem pracy jest zaprezentowanie sejsmostratygrafii osadów czwartorzędowych budujących dno polskiej części Bałtyku opracowanej na podstawie analizy rejestracji sejsmoakustycznych.

Realizacja tego celu wymagała wydzielenia na podstawie zapisu sejsmoakustycznego jednostek pozwalających prześledzić główne rysy budowy pokrywy osadów czwartorzędowych. Na podstawie analizy rejestracji wyróżniono zasadnicze, złożone jednostki określone jako kompleksy sejsmostratygraficzne (wraz z całym inwentarzem jednostek wewnętrznych) by móc przedstawić kartograficznie sposób ich rozprzestrzenienia i wykształcenia w rejonie badań.

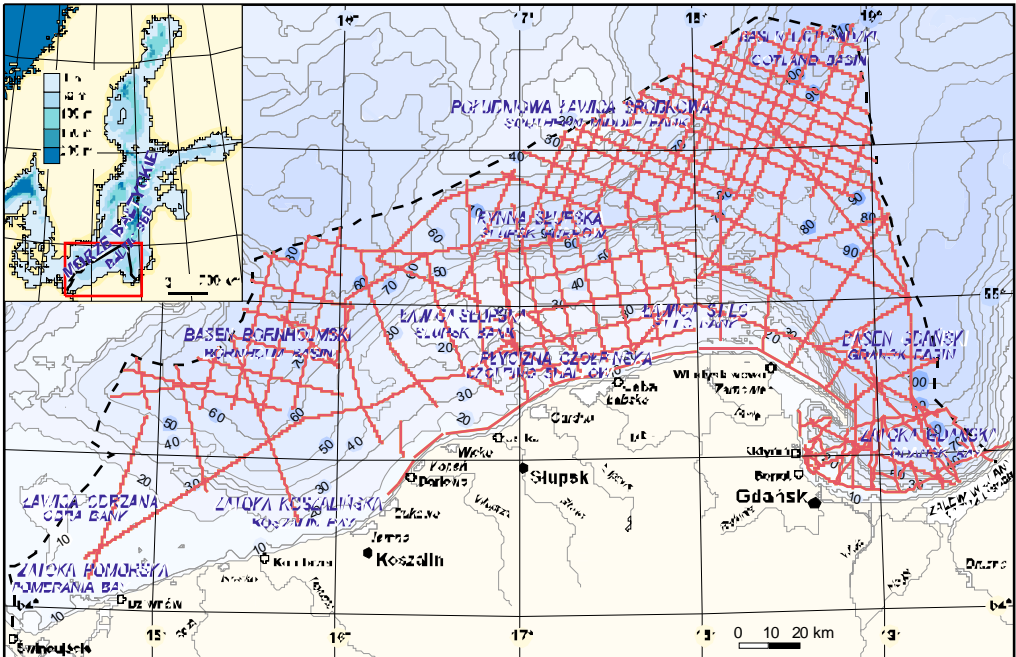
Rejonem badań jest dno morskie w granicach polskich obszarów morskich. Powierzchnia dna w polskiej części Bałtyku jest zróżnicowana morfologicznie i tworzy szereg ławic, zatok, basenów i rynien (fig. 1).

Bałtyk jest płytkim, bezpływowym morzem wewnątrzkontynentalnym, o węższym i płytkim połączeniu z wodami oceanicznymi. Współczesny Bałtyk jest morzem szelfowym, budowa obszaru, na którym się znajduje nawiązuje do otaczającego go lądu, a budowa geologiczna warstw przedkenozoicznych jest dobrze rozpoznana (Mojski, 1987).

Osady paleogenu i neogenu na obszarze południowego Bałtyku nie są jeszcze dostatecznie zbadane. Znany jest ogólnie ich zasięg i udokumentowane jest występowanie utworów miocenu i eocenu, a także paleocenu (Kramarska, 1995).

Informacje o budowie czwartorzędowej w tym rejonie można znaleźć w przetłumaczonej na język polski przez L. Bohdziewicz pracę *Geologia Morza Bałtyckiego* (Gudelis, Jemielianow, 1982). Szczególnie cenny jest tam dodatkowy rozdział dotyczący dokonania polskich badaczy do roku 1980 (Rühle, 1982). Nowsze poglądy na budowę czwartorzędową i rozwój Bałtyku przedstawia *Atlas geologiczny południowego Bałtyku* pod redakcją J. E. Mojskiego — w części *Czwartorzęd* (Kramarska i in., 1995 b).

Prezentowane w tym atlasie materiały częściowo wykorzystują również wyniki badań sejsmoakustycznych prowadzonych od 1982 w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego (Kramarska i in., 2000) dla potrzeb *Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000* (1989–1995). Sprawy interpretacji i zasad wydzielenia poszczególnych jednostek sejsmoakustycznych potraktowane zostały tam jednak skrótowo. Wcześniejsze polskie prace dotyczące interpretacji sejsmoakustycznej (Rossa, Wypych 1981) są już nieaktualne, ponieważ nie zostały one dostatecznie udokumentowane i zweryfikowane innymi badaniami dna morskiego, a przez to nie odzwierciedlają odpowiednio dzisiejszej wiedzy o budowie dna Bałtyku.



**Fig. 1. Rozmieszczenie profili sejsmoakustycznych (czerwone linie) w rejonie bada na tle batymetrii**

The seismoacoustic profiles (red lines) location in the investigated area on the bathymetry

Zważywszy na niejednorodność danych wykorzystanych w badaniach sejsmoakustycznych, a dotyczy to przede wszystkim omawianego rejonu badań, można wymienić badania dotyczące części północnej części Basenu Bornholmskiego (Kögler, Larsen, 1979) oraz prace badaczy radzieckich (Litwinow i in., 1974).

Opracowanie sejsmostratygrafii czwartorzędowej należy określić w pierwszym rzędzie kryteria rozdzielania na rejestracjach sejsmoakustycznych osadów czwartorzędowych od osadów starszych ich podłoża, a następnie określić kryteria jednolitego wydzielenia głównych jednostek — kompleksów sejsmostratygraficznych i przedstawić ich geologiczną interpretację (Przedziecki, 1999).

Uzupełnieniem tego zagadnienia jest przedstawiona charakterystyka sejsmoakustyczna jednostek niższego rzędu, które zostały skorelowane z wydzieleniami litologiczno-genetycznymi.

W pracy korzystano z danych zdobytych w trakcie wieloletnich badań prowadzonych od 1982 roku w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego dla potrzeb opracowania: *Mapa geologiczna dna Bałtyku w skali 1: 200000* oraz *Atlas geologiczny południowego Bałtyku*, przygotowanych pod kierunkiem prof. dr hab. J. E. Mojskiego.

**Podziękowania.** Pragnę złożyć serdeczne podziękowania Panu prof. dr hab. Stanisławowi Rudowskiemu (UGda) za konsultacje i cenne dyskusje merytoryczne. Dziękuję również za wyrozumiałość i pomoc wszystkim Kolegom i Koleżankom z Oddziału Geologii Morza, a zwłaszcza osobom, z którymi współpracowałem przy interpretacji materiałów sejsmoakustycznych dla potrzeb opracowań kartograficznych oraz surowcowych i geotechnicznych.

## METODYKA PRAC MORSKICH, INTERPRETACJI I PRZETWARZANIA DANYCH

W opracowaniu wykorzystano materiały uzyskane w wyniku morskich prac sejsmoakustycznych wykonanych w latach 1982–1992. Ogółem wykonano około 5000 km biejących profilowania sejsmoakustycznego (fig. 1).

Metodyka badań rozwijana była w trakcie prac morskich, ponieważ w Polsce wcześniej prace takie prowadził jedynie Oddział Morski Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej i miały one charakter eksperymentalny. Na wiecie rozwój metod sejsmoakustycznych nastąpił dopiero w latach powojennych, jest więc to stosunkowo nowa dziedzina badań. Podstawy fizyczne morskich badań akustycznych znaleźć można w licznych pracach np.: *Acoustic Oceanography* (Clay, Medwin, 1977), *Physics of sound in Marine Sediments* (Hampton, 1974), *Morskaja sejsmoakustika* (Orlijonok, 1997).

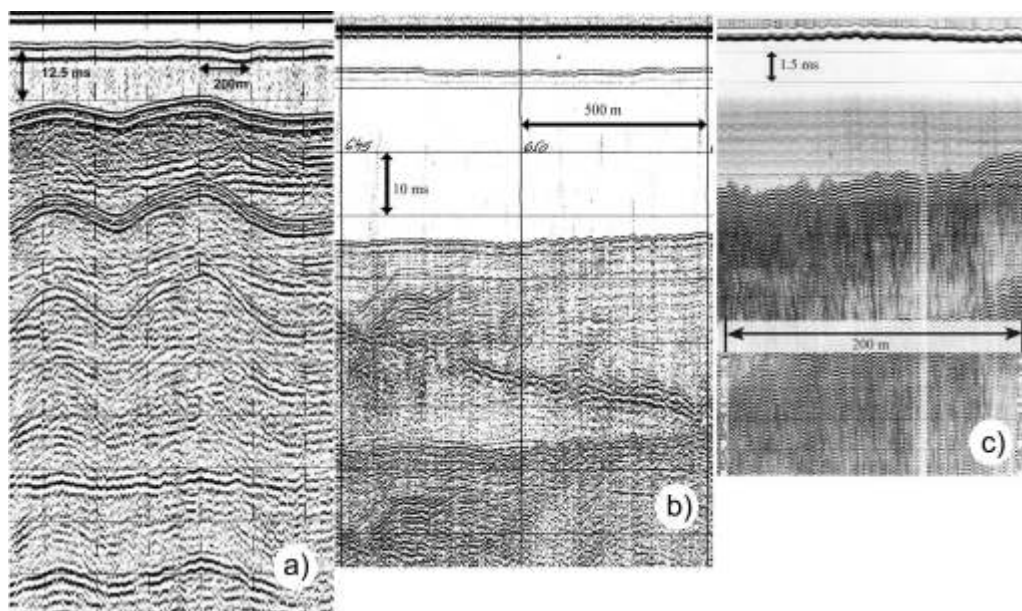
W polskiej literaturze dotyczącej sejsmoakustyki brak jest odpowiednich definicji i istnieje wiele rozbieżności w stosowanym nazewnictwie, dlatego należy sprecyzować terminy dotyczące tych badań. Sejsmoakustyka wywodzi się od metod stosowanych na amerykańskim wybrzeżu Pacyfiku i odróżnia się od metod sejsmicznych i echosonda głównie pasmem używanych częstotliwości (od 300 Hz do 15 kHz), energii impulsu (od 100 J do 10 kJ), częstotliwości repetycji (czyli częstotliwości powtórzeń sygnału sondującego) i sposobem realizacji sondowania. Przy typowych dla sejsmoakustyki czasach repetycji odległości między kolejnymi sondowanymi punktami wzdłuż profilu wynoszą ~0,3–5,0 m, toteż sejsmoakustyka bywa nazywana niekiedy „metodą ciągłego profilowania sejsmicznego” lub „metodą CSP” (ang. *Continuous Seismic Profiling*). Nazwa ta nie określa jednak prawidłowo metody, ponieważ trudno powiedzieć, że inne metody sejsmiczne nie dostarczają ciągłego profilu przez osady dna, poza tym nazwa „metoda profilowania ciągłego” używana jest też do określenia typowej lub nowej metody sejsmiki refleksyjnej, w odróżnieniu od metody „masowego sondowania przestrzennego” (Fajkiewicz, 1972).

Sejsmoakustykę dzielić można na niskoczęstotliwościową i wysokoczęstotliwościową. Chociaż podział ten opiera się o przedział częstotliwości pracy aparatury, w praktyce różna konstrukcja przetworników pozwalają uzyskać impulsy akustyczne o odmiennej charakterystyce i często nazwa źródła impulsu używana jest do oznaczenia metody (sparker, bumer, oraz pinger — są to nazwy angielskie i nie posiadają polskich odpowiedników), informując o przedziale użytych częstotliwości.

Sejsmoakustyka niskoczęstotliwościowa jako źródło fali akustycznej wykorzystuje głównie przetworników typu sparker (ang. *spark* — iskra). Impuls akustyczny jest tu wytwarzany na skutek wyładowania elektrycznego na elektrodach zanurzonych w wodzie i powstaje w wyniku tego pęcherza gazowego. To źródło sygnału pozwala używać wysokich energii wzbudzenia (rzędu 1–10 kJ) — wytworzony impuls akustyczny pozwala na głęboką penetrację, jednak charakteryzuje się wolnym narastaniem i licznymi rewerberencjami (jest długi i niskoczęstotliwościowy). Taka forma impulsu akustycznego powoduje, że rejestracje mają małą rozdzielczość (fig. 2a). Dodatkowo istnieją techniczne ograniczenia związane z nagromadzeniem odpowiedniej ilości energii zasilającej, toteż urządzenia tego typu mają z reguły niewielką częstotliwość repetycji — maksymalnie do 1–2 impulsów/sekund. Uzyskane tą metodą rejestracje nadają się lepiej do rozpoznania głębszego podłoża dzięki dużej mocy penetracji, natomiast czytelność szczegółów budowy, zwłaszcza w warstwie przypowierzchniowej osadów jest mocno ograniczona.

Sejsmoakustyka średnio- i wysokoczęstotliwościowa korzysta z przetworników typu bumer (ang. *boomer*). Nazwa nawiązuje do regularnych odgłosów, które towarzyszą pracy tego urządzenia. Jest to optymalny system do celów rozpoznania geologicznego (fig. 2b).

Uzyskana rozdzielczość jest o wiele lepsza niż urządzenie wykorzystujące wyładowanie bezpośrednio w wodzie. Typowy bumer składa się z dwu metalowych płyt dociskanych do membrany



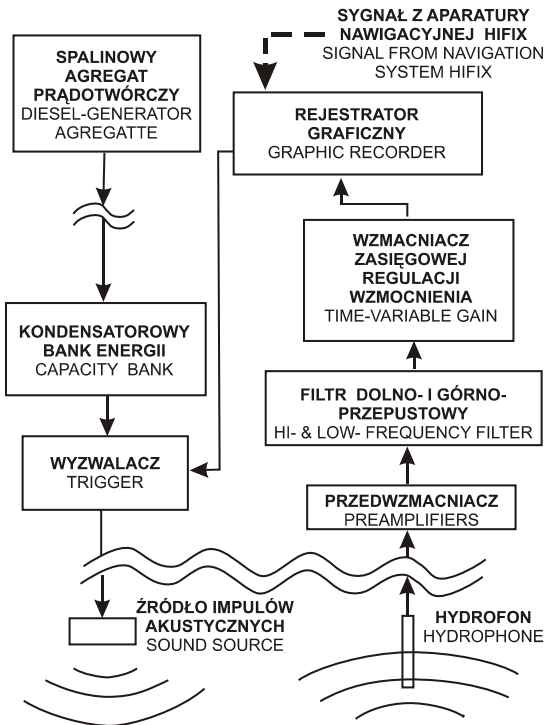
**Fig. 2. Porównanie rejestracji wykonanej różnymi aparaturami sejsmoakustycznymi:**  
**a) niskoczęstotliwościowa — sparker, b) średniczęstotliwościowa — bumer,**  
**c) wysokoczęstotliwościowa — pinger**

Various seismoacoustic equipment records comparison: a) low frequency — sparker,  
 b) middle frequency — boomer, c) high frequency — pinger

do cewki. Przepływ prądu w cewce wytwarza prądy wirowe w płytach, odpychając je gwałtownie od siebie. Powrót płyt do poprzedniej pozycji zapewnia gumowa membrana. Ten typ urządzenia charakteryzuje się wyjątkowo korzystnym kształtem wytwarzanego impulsu. Uzyskany z niego sygnał jest prawie jednofazowy, o stromym zboczu, co gwarantuje zawartość wysokich częstotliwości. Energia impulsu (przeważnie ok. 300 J) zapewnia dobrą penetrację — czasem nawet wycięży 100 m poniżej powierzchni dna. Repetycja sygnału co 0,25–0,33 s (3–4 impulsy/sekund).

Teoretycznie najlepszą rozdzielczość zapewnia sejsmoakustyka wysokoczęstotliwościowa (przetwornik określany jako pinger — w czasie pracy wydaje odgłos podobny do gry w ping-ponga), jednak jej rejestracje (fig. 2c) nie są tak czytelne jak w przypadku bumer, a penetracja jest mocno ograniczona (do 20 m w najbardziej sprzyjających warunkach) (Przedziecki, 2000 a). Aparatura ta nie była używana w trakcie prowadzonych prac i nie będzie tu szerzej omówiona.

Do rejestracji zaprezentowanych w opracowaniu materiałów sejsmoakustycznych użyto aparatury nisko- i średniczęstotliwościowej firmy EG&G. Głównie stosowano przetwornik typu bumer (Uniboomb-230 firmy EG&G), a nieliczne profile powtórzone używając urządzenia typu sparker. Przetwornik bumeru holowany był za statkiem na niewielkim pływaku-katamaranie z jednej burty, a z drugiej zestaw hydrofonów. Do odbioru sygnału używano zestaw hydrofonów w formie tzw. „kabla hydrofonowego” — jest to układ ośmiu hydrofonów we wspólnej obudowie tworzących anten kierunkowych, połączony z przedwzmacniaczem. Zestaw aparatury uzupełniony był wzmacniaczem o wzmacnieniu narastającym w czasie (TVG — ang. *time variable gain*) i filtr dolno- i górnoprzepustowy firmy TSS (fig. 3) oraz kondensatorowy bank energii pozwalający



**Fig. 3. Schemat zastosowanego zestawu sejsmoakustycznego**

Scheme of the seismoacoustic equipment used

dzo wysoko pod wzgl dem jako ci, a ich najwi ksz wad jest forma rejestracji — bezpo rednio na specjalnym papierze elektroczułym — co utrudnia jej opracowanie i kopiowanie. Nale y podkre li , e dynamika i precyzja zapisu u ywanych w pracach rejestratorów analogowych EG&G nie ust powoła współczesnym metodom rejestracji.

Zasadnicze znaczenie dla jako ci rejestracji maj warunki pogodowe (tj. poziom sfalowania morza, szумы w toni wodnej) oraz geometria układu pomiarowego. Podstawowym czynnikiem wpływaj cym na rejestrację w przypadku falowania jest unoszenie ródła sygnału i hydrofonu na fali. Próby u ycia kompensatorów falowania nie przyniosły zadowalaj cych rezultatów. Istniej ce kompensatory pracuj ce na zasadzie doboru teoretycznej charakterystyki fali najbardziej zbli onej do naturalnej nie sprawdziły si w warunkach bałtyckich ze wzgl du na rzadkie wyst powanie w pełni rozwini tej, regularnej fali. Dodatkowo, gdy ródło sygnału i hydrofon pływaj po powierzchni wody to unoszeniu ich przez fal towarzyszy kołysanie, które powoduje, e zmienia si stale kierunek wysyłania i odbierania sygnału — tego typu zakłóce nie s w stanie usun kompensatory. Wzrost falowania wiatrowego objawia si te wzrostem poziomu szumów w toni wodnej, co prowadzi do obni enia stosunku u ytecznego sygnału do szumu, a wi c obni enia czytelno ci rejestracji. Z tych powodów prace morskie wykonywane były jedynie w dobrych warunkach atmosferycznych — przy stanie morza do 2° B.

uzyska energii 300–1000 J. Tor nadawczy ze wzgl du na du y pobór energii zasilany był nie z instalacji statku, ale z dodatkowego agregatu pr dotwórczego nap dzanego silnikiem wysokopr nym.

Wi kszo materiałów wykonano w ramach wieloletniej kooperacji z Geofizyk Toru , opisanym powy ej zestawem aparatury. Prace wykonywane były z pokładów statków m/s Imor oraz ORP Kopernik. Cz - pomiarów została wykonana przez WOPN Petrobaltic na analogicznym zestawie aparatury jednak bez wzmacniacza firmy TSS. Prace te wykonano z pokładu r/v Barakuda. Cz prac w Zatoce Gda skiej i Puckiej wykonano aparatur nale c do Zakładu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk przy współpracy z Uniwersytetem Gda skim (Gi ejewski, Rudowski, 1995; Jankowska i in., 1992). Był to również zestaw bumeru firmy EG&G bez wzmacniacza TSS. Korzystano z jednostek r/v Szelf oraz r/v Oceanograf.

Wykorzystywana w pracach aparatura firmy EG&G była najwy szej dost pnej wówczas klasy. Od tego czasu nast pił rozwój aparatury sejsmoakustycznej, zwłaszcza pod wzgl dem cyfrowej obróbki i zapisu danych, mimo to wykonane rejestracje nale y oceni bardzo

Prowadzenie statku według kursu zabezpieczały elektroniczne systemy nawigacyjne współpracujące ze stacjami brzegowymi: HiFix oraz cz. ciowo Siledis. Błąd nawigacji statku nie przekraczał 10 m. Cz. profilów została wykonana w regularnej siatce prostokątnej, jednak w kolejnych rejonach kierunku przebiegu profili były różne, równie gęsto pokrycia obszaru bada. profilami jest zró. nicowana. Uzyskane wyniki rejestrowano bezpośrednio na papierze elektroczytu. Wynikiem morskich prac sejsmoakustycznych były rejestracje o pionowej skali czasowej. Skala pozioma zależy od prędkości statku i częstotliwości repetycji sygnałów.

Sygnały wysyłane przez system nawigacyjny zapisywane były na rejestracjach jako znaczki — pionowe ciemne linie (popularnie nazywane „markami” lub „fiksami”). Znaczniki wysyłane były w stałej odległości co kilkaset (200 lub 500) metrów wzdłuż profilu i opisywane odległości w hektometrach (skala pozioma profilu określana jako „hektometra”). System linii czasowania i hektometra u tworzy na rejestracji dwuwymiarową siatkę prostokątną.

Geofizyczna interpretacja materiałów sejsmoakustycznych, polegała na wyznaczaniu na nich granic odbijających (tzw. horyzontów sejsmicznych), rozdzielających poszczególne jednostki, podobnie jak to ma miejsce na sekcjach sejsmicznych. Chociaż materiały sejsmoakustyczne pozornie przypominają przetworzone cyfrowo sekcje sejsmiki refleksyjnej, jednak wymagają specyficznego podejścia ze względu na wyszczególnienie sygnału i waga zjawisk związanych z rozprzestrzenianiem się dźwięku w toni wodnej i osadach. Strefa, której budowę przedstawiają zapisy sejsmoakustyczne, na typowych sekcjach sejsmicznych jest w ogóle nieczytelna.

W przeciwieństwie do metod sejsmicznych materiały sejsmoakustyczne dają się przeważnie interpretować od dna do wystąpienia tzw. „pierwszej krotnej”, ponieważ granicami między warstwami wody a dnem jest tak istotna zmiana warunków fizycznych, że na zarejestrowanym obrazie obserwujemy silne refleksy wielokrotne od dna, nakładające się na rejestracje niżej leżących warstw. Próby usunięcia krotnych przez obróbkę cyfrową sygnału sejsmoakustycznego nie dają jak dotąd zadowalających rezultatów. Możliwość obserwacji warstw pod dnem ograniczona jest więc do zasięgu odpowiadającego głębokości wody w danym miejscu, choć sporadycznie poniżej krotnych przebijają refleksy pozwalające przelecieć również tam przebieg niektórych granic odbijających.

Przy interpretacji materiałów sejsmoakustycznych zasadnicze znaczenie miał charakter zapisu, jego intensywność, a przede wszystkim ciągłość horyzontów i ich stosunki przestrzenne. Forma odebranego sygnału (częstotliwość, szerokość fazy) była jedynie dodatkową informacją.

Charakterystyczne zapisy związane z wykształceniem poszczególnych typów osadów. Na podstawie stopnia rozpraszania lub pochłaniania energii akustycznej odpowiadającej stopniowi zaciemnienia rejestracji oraz wyglądu drobnej tekstury obrazu możemy wnioskować na temat litologii osadów. Istotna jest też refleksyjność warstwy, czyli dynamika wewnętrznych refleksów. Ze względu na złożoność zagadnienia nie jest jednak możliwe sformułowanie zespołu takich cech, które jednoznacznie definiowałyby z jakim osadem mamy do czynienia na danym fragmencie rejestracji.

Ogromne znaczenie ma charakter budowanych przez osady struktur i konsekwentne prowadzenie korelacji przestrzennej pomiędzy przekrojami. Właśnie nie takie kompleksowe podejście do materiałów sejsmoakustycznych w powiązaniu z informacją geologiczną uzyskaną z profili otworów i próbek czepakowych zostało zastosowane do wydzielenia omawianych w pracy jednostek i ich granic.

Opracowanie wyników profilowania sejsmoakustycznego przy użyciu gotowego oprogramowania (np.: ArcInfo, Corel, Surfer) okazało się nadmiernie pracochłonne i napotkało na trudności przy zamianie skali czasowej na głębokości. Aby móc sprawnie przetworzyć tak dużą ilość materiałów przygotowano specjalną aplikację dla systemu AutoCAD. Opracowane oprogramo-

wanie składa się z dwóch części: pierwszej — wspomagającej cyfrowanie i tworzenie bazy danych graficznych i drugiej — do generowania modelu i uzyskiwania z niego danych. Wybrano środowisko AutoCAD, ponieważ pozwala ono na tworzenie precyzyjnych obiektów rysunkowych, również w pełni trójwymiarowych, ich łatwą edycję i wizualizację. Zawiera ono wewnętrzny język programowania, a przede wszystkim funkcjonalny, nowoczesny interfejs zintegrowany z Windows 9x oraz NT, co zapewnia łatwą współpracę z urządzeniami peryferyjnymi takimi jak drukarki, plotery i stoły do digitalizacji. Wykorzystując przygotowaną aplikację dla środowiska AutoCAD, w latach 1998–2001 w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego, przygotowano zbiór danych zawierający zeszyfrowane interpretacje profili sejsmoakustycznych, który wraz z oprogramowaniem do zarządzania tymi danymi stanowi bazę danych sejsmoakustycznych GEOECHO.

Wyznaczone na rejestracjach papierowych granice były cyfrowane w programie AutoCAD, a następnie zapisywane jako rysunki w formacie \*.dwg oraz jako pliki tekstowe ASCII. Dodatkowo pliki te uzupełniane były wszelkimi informacjami o cyfrowanym odcinku, przede wszystkim danymi o jego lokalizacji. Aby przypisać cyfrowanym granicom interpretacji umieszczane były one na tzw. „warstwach” programu AutoCAD, których zbiór został wcześniej zdefiniowany i odpowiadał podziałowi pokrywy osadowej na kompleksy.

Trójwymiarowe środowisko rysunku AutoCAD pozwoliło utworzyć model przestrzenny dla całej polskiej części Bałtyku. Model budowany był w skali globalnej. Proces generowania modelu pozwolił przeliczyć współrzędne pionowe z wyrażonej w milisekundach na wyrażoną w metrach w oparciu o zadane prędkości rozchodzenia się fali akustycznej w wodzie (1,45 m/ms) i w osadzie (1,6 m/ms).

Zmiany prędkości rozchodzenia się dźwięku w wodzie, w rejonie Bałtyku, są na tyle niewielkie, że można je pominąć przyjmując średnią prędkość fali akustycznej w wodzie. Prędkość dźwięku w osadach czwartorzędowych zależy od ich litologii, od stopnia ich kompaktacji i innych cech fizycznych. O ile ocena prędkości dźwięku dla najwyższych warstw osadowych (piasków, mułków i ilów) jest na ogół przybliżona i waha się w granicach 1,5–1,6 m/ms, to dla glin i innych starszych osadów rozbieżności są większe i przyjmuje się prędkość od 1,6 do 2,4 m/ms. Początkowo, w czasie prac prowadzonych w Oddziale Geologii Morza stosowany był model zakładający następujące prędkości dla poszczególnych warstw (Przedziecki, 1987): woda — 1,45 m/ms, uwodnione muły morskie — 1,5 m/ms, piaski różnego wieku i genezy — 1,6 m/ms, gliny morenowe — 1,8 m/ms. W praktyce, jeżeli liczba warstw jest niewielka, możliwe różnice w przyjętych prędkościach dają niewiele znaczące zmiany pomiaru rzędnej — czysto porównywalne z błędami wynikającymi z rozdzielczości metody, oparte są przy tym na subiektywnej ocenie właściwości fizycznych osadu. Dla oddania geometrii środowiska przeważnie wystarczający jest model o dwóch odrębnych prędkościach — dla wody i dla warstw osadowych — jak to przyjęto w tej pracy.

Dane uzyskane z profili sejsmoakustycznych uzupełniono o zasięg linii brzegowej i dane dotyczące budowy brzegu morskiego cyfrowane z przekroju geologicznego wzdłuż wybrzeża polskiego (Tomczak, 1995).

Model umożliwił przygotowanie map dokumentacyjnych i map zasięgów wydzielonych jednostek. Odrębna funkcja pozwoliła zapisać wszystkie punkty należące do określonej „warstwy” w pliku tekstowym, do wykorzystania przez programy generujące powierzchnie. Do generowania powierzchni, map izolinowych i map cieniowanych prezentowanych w tej pracy użyto programu Surfer w wersji 6.0 stosując metodę interpolacji — kriging. Uzyskane powierzchnie gładzone były metodą macierzową (Tasaka, 1991). Gładzenie powierzchni było konieczne, ponieważ dane sejsmoakustyczne nie są rozrzucone losowo, ale zgromadzone wzdłuż profili, co prowadzi do wy-



tworzenia na obszarach niekontrolowanych danymi nieistniejących „struktur numerycznych”. Proces gładzenia prowadzi jednak do utraty drobnych szczegółów i zmniejszenia gradientów w rejonach stromych stoków. Dla poprawienia uzyskanego obrazu kładka wygenerowana siatka interpolacyjna (grid) była korygowana na podstawie pierwotnej (nie gładzonej) siatki w miejscach gdzie odbiegała od znanego przebiegu powierzchni.

Dla czytelnego przedstawienia danych zdecydowano się połączyć mapy zasięgów z mapami miąższości oraz mapy izolinowe z mapami cieniowanymi poszczególnych modelowanych powierzchni.

## JEDNOSTKI SEJSMOSTRATYGRAFICZNE CZWARTORZ DOWY W POLSKIEJ CZĘŚCI BAŁTYKU

### PODSTAWY WYDZIELENIA PODŁOŻA I POKRYWY CZWARTORZ DOWEJ

Analiza uzyskanych przekrojów sejsmoakustycznych z rejonu Bałtyku południowego pozwoliła wyodrębnić na nich dwie grupy wyraźnie odmiennych refleksów: w miejscach, gdzie penetracja na to pozwoliła zaobserwowano w miarę jednolite zespoły refleksów związane z podłożem czwartorzadowym oraz zdecydowanie odmienne refleksy związane z pokrywami osadów czwartorzadowych.

W obrębie obrazu, który przypisano podłożu czwartorzadowemu rejestrujemy regularne serie ciągłych refleksów, przerywanych najwyżej na niewielkich odcinkach strefami dyslokacji. Serie tych refleksów przeważnie zalegają monoklinalnie lub wykazują wielkopromienne fałdowanie, a pomiędzy sobą ujawniają niezgodności i źródłowanie dynamiczne. Refleksy od warstw starszych niż czwartorzadowe dają się wyróżnić głównie dzięki swojej ciągłości i jednolitości. Jedynie osady paleogeńskie i neogeńskie są trudniejsze do wyróżnienia szczególnie, gdy nie są wyraźnie warstwowane. Dotychczasowe próby podziału refleksów należących do podłoża czwartorzadowego określał jedynie z dużym przybliżeniem na rejestracjach granice poszczególnych jednostek geologicznych. Dokładne rozpoznanie podłoża czwartorzadowego wymagałoby powiększenia rejestracji sejsmoakustycznych z badaniami sejsmicznymi o innym zasięgu, przede wszystkim z wynikami sejsmiki wysokorozdzielczej, której opracowanie skorelowane jest z profilami głębokich otworów wiertniczych (Kramarska, 1999).

Powierzchnia stropowa osadów stanowi cichą podłoże czwartorzadowe jest z reguły dobrze czytelna w zapisie sejsmoakustycznym jako ciągły, raczej jednofazowy refleks o silnej dynamice, do którego dochodzi i na którym kołują się refleksy związane z wewnętrznym warstwowaniem tych osadów. Charakter horyzontu świadczy o gwałtownej zmianie na tej granicy parametrów akustycznych osadów. O takim wykształceniu powierzchni decyduje jej egzaracyjna geneza.

W przeciwieństwie do obrazu utworów podłoża, w obrębie rejestracji pokrywy czwartorzadowej daje się wyróżnić wiele krótkich refleksów. Na niewielkim odcinku różni się one charakterem i dynamiką. Refleksy te urywają się lub przechodzą w siebie nawzajem tworząc złożone formy i rozdzielają pola o mniej lub bardziej źródłowanym charakterze zapisu. Zwłaszcza rejestracje sejsmoakustyczne z rejonów płytkowodnych charakteryzują się bardzo dużym zmiennością obrazu.

## KRYTERIA WYDZIELANIA JEDNOSTEK SEJSMOAKUSTYCZNYCH W OBRĘBIE POKRYWY CZWARTORZDOWEJ

Złożony obraz budowy utworów czwartorzędowych na rejestracjach sejsmoakustycznych pozwala się uporządkować po analizie przekrojów. Na dłuższych odcinkach przekrojów można wówczas wyodrębnić główne jednostki, które wykazują cięgi i podobieństwo budowy wewnętrznej, pomimo lokalnych zmian w ich zapisie (Przedziecki, 2000 b). Rozpoznanie takich zasadniczych cech budowy pomaga konsekwentnie poprowadzić granice między jednostkami, tam gdzie są one mniej czytelne na skutek braku znaczącego zapisu lub słabego poziomu czytelności refleksów oraz ułatwia interpretację geologiczną.

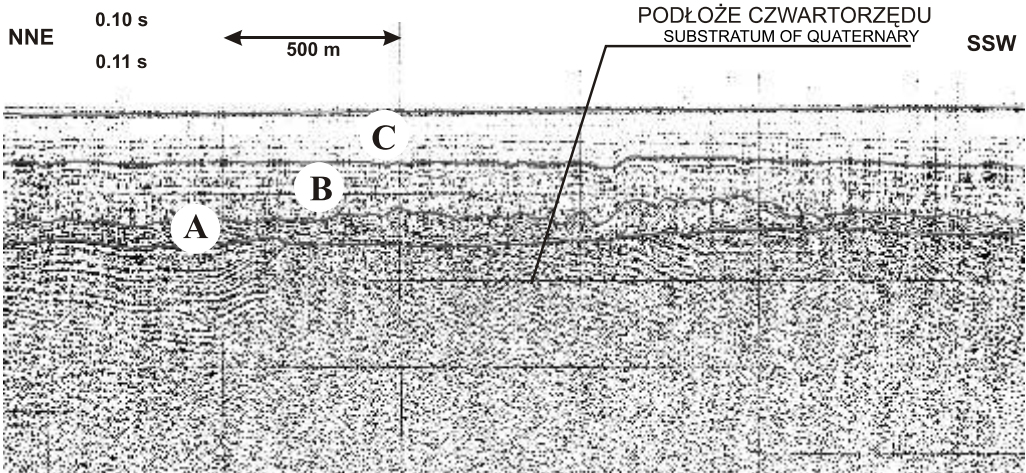
Główne jednostki charakteryzują się złożony budowy wewnętrznej. Jednostki te będą w dalszej części opracowania określane mianem „kompleksów sejsmostratygraficznych”. Koncepcja ta powstała w wyniku analizy wielu przekrojów sejsmoakustycznych zinterpretowanych geologicznie przy wykorzystaniu danych pochodzących z badań próbek. Określenie w danym miejscu litologii i genezy osadów reprezentowanych na rejestracji pomogło w wyodrębnieniu granic, które rozdzielają zasadnicze jednostki. Lokalne określenie litologii i genezy osadów pomaga określić budowę geologiczną poszczególnych kompleksów oraz procesy, które doprowadziły do ich uformowania. Ponieważ podstawą wydzielenia kompleksów jest rejestracja sejsmoakustyczna i główne cechy struktury wyodrębnionej na podstawie przebiegu zarejestrowanych na niej refleksów, nie przyjdzie dla kompleksów nawiązywać do genezy czy też wieku, a jedynie oznaczenia literowe, poczynając od najniższego.

W polskiej części Bałtyku, w obrębie czwartorzędowej, można wyróżnić generalnie trzy kompleksy. Najniższy z nich — kompleks A — ma najbardziej chaotyczną budowę (zwłaszcza w rejonach płytkowodnych) i przeważnie brak struktur wiadczych o warstwowanie. W zagłębieniach i na skłonach powierzchni stropowej tej jednostki rozwinięty jest kompleks B — cząsto wykazujący refleksy wiadczące o wewnętrznym warstwowaniu. Warstwowanie to przeważnie nie ma związku z układem do morfologii powierzchni, na której spoczywają osady. Chociaż warstwowanie jest wyraźne to jednak cząsto chaotyczne, poprzerzywane i zaburzone. Jednostka ta jest nieciągła. Dwa pierwsze kompleksy przykrywa, wyrównując morfologię ich powierzchni — kompleks C. Strop tego kompleksu stanowi dno morza. Warstwowanie w jego obrębie jest trudniej czytelne, ale cięgie na dłuższych odcinkach. Zapis sejsmoakustyczny kompleksu wiadczy, że jest on z reguły bardziej przezroczysty akustycznie od poprzedniego. Kompleksom powyższym przypisano interpretację geologiczną związaną z ich genezą i przedziałem czasowym, w którym powstały, nie tylko na podstawie korelacji z danymi z badań bezpośrednich (otworów wiertniczych, próbek czerpakowych), ale również poprzez analizę ich wzajemnego układu, budowy wewnętrznej i morfologii ograniczających je powierzchni.

Obraz wyróżnionych kompleksów zmienia się w różnych rejonach polskiej części Bałtyku, charakter zmian zapisu najlepiej prześledzić na przykładach.

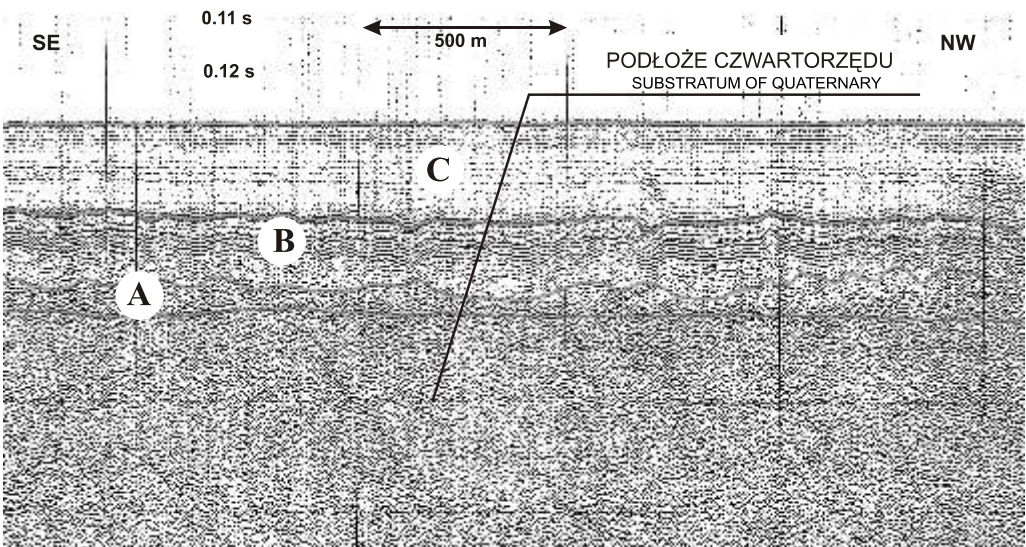
W strefach głębi białowodnych kompleksy wykształcone są podobnie zarówno w Basenie Bornholmskim (fig. 4), jak i Basenie Gdańskim (fig. 5) — chociaż różna jest liczba warstw, czytelność refleksów i tekstura zapisu. W Rynnie Słupskiej (fig. 6) zapis jest również bardzo zbliżony, chociaż wszystkie trzy kompleksy występują jedynie na północnym zboczu, a dno rynn i zbocze południowe pozbawione są zupełnie kompleksów B i C. W Basenie Gotlandzkim, przy niskim tempie sedimentacji kompleksy B i C są słabo rozwinięte (fig. 7).

W strefach płytkowodnych cząsto obserwujemy jedynie kompleksy A i C lub tylko kompleks A o złożony wewnętrznej budowie. Wyraźne trzy kompleksy występują na rozległym obszarze płyt-



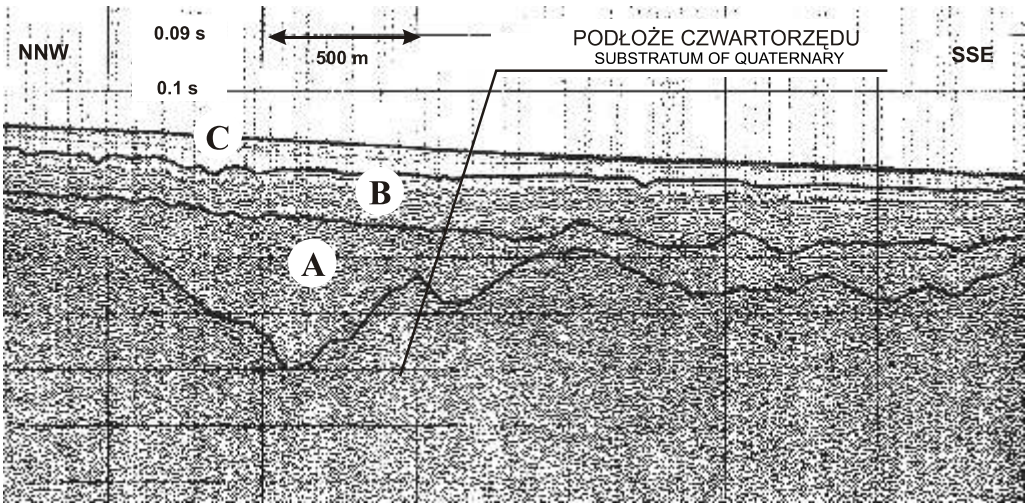
**Fig. 4. Pełne wykształcenie kompleksów sejsmostratygraficznych, w rejonie ciągłej sedimentacji — Basen Bornholmski**

All main units fully formed in the area of continuous sedimentation — the Bornholm Basin

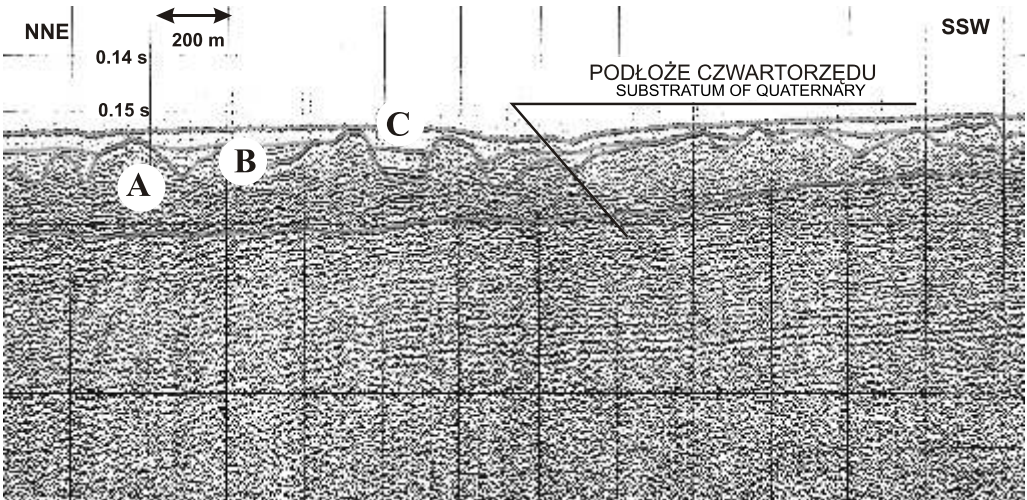


**Fig. 5. Typowe wykształcenie kompleksów w strefie głębi przy szybkim tempie sedimentacji — Basen Gdański**

The typical form of the units in deep water area with high sedimentation rate — the Gdańsk Basin



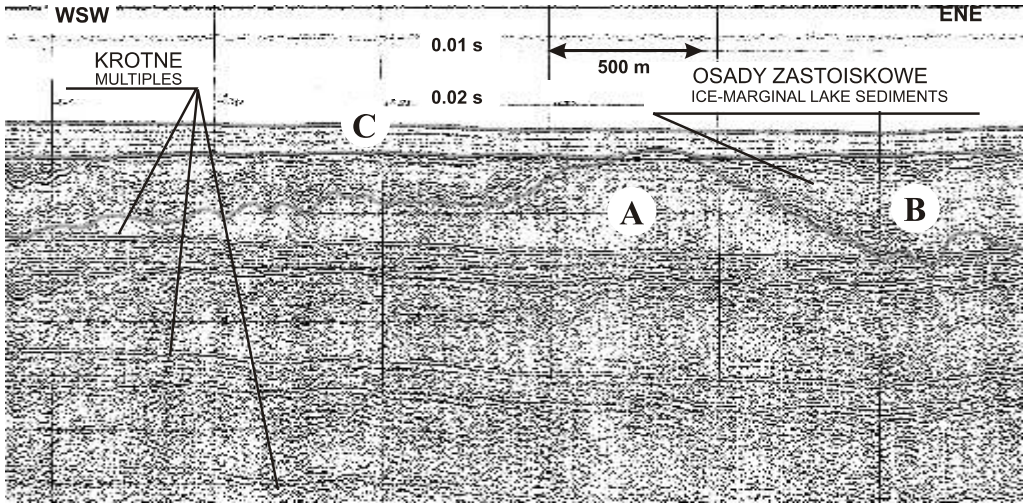
**Fig. 6. Pełne wykształcone kompleksów na północnym skłonie Rynny Słupskiej**  
Fully formed units on northern slope of the Słupsk Furrow



**Fig. 7. Wykształcenie kompleksów seismostratygraficznych w strefie gł bokowodnej o niskim tempie sedymentacji — Basen Gotlandzki**

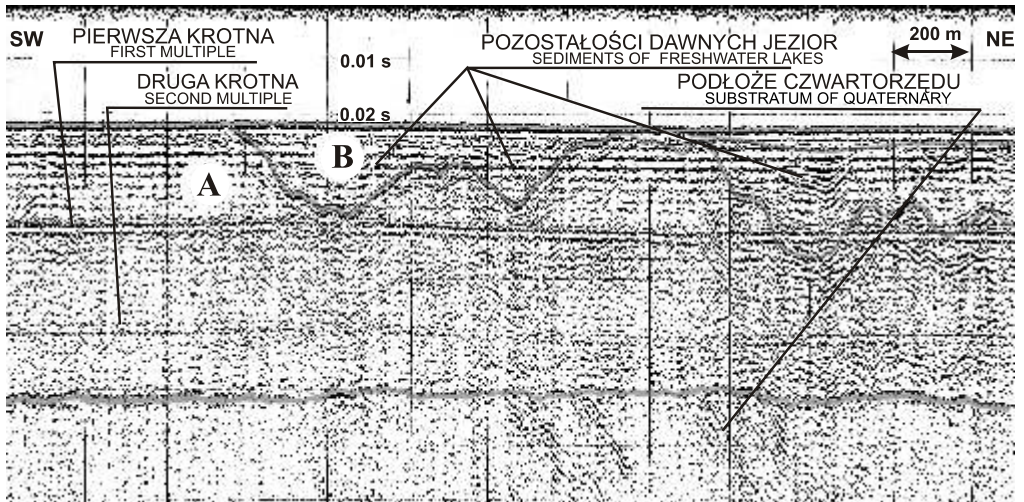
Seismoacoustic units formed in the deep-water area of low sedimentation rate — the Gotland Basin

kowodnym pomi dzy brzegiem a Rynn Słupsk , od zachodniego kra ca Ławicy Słupskiej, a po skłon Basenu Gda skiego na wschodzie (fig. 8). Równie na obszarze Zatoki Pomorskiej wyst puje taki układ, cho warstwy kompleksu C s tak zredukowane, e cz sto nie jest mo liwe ich odczytanie z rejestracji seismoakustycznej (fig. 9). Kompleks B jest nieci gły i ma tu specyficzne zapisy.



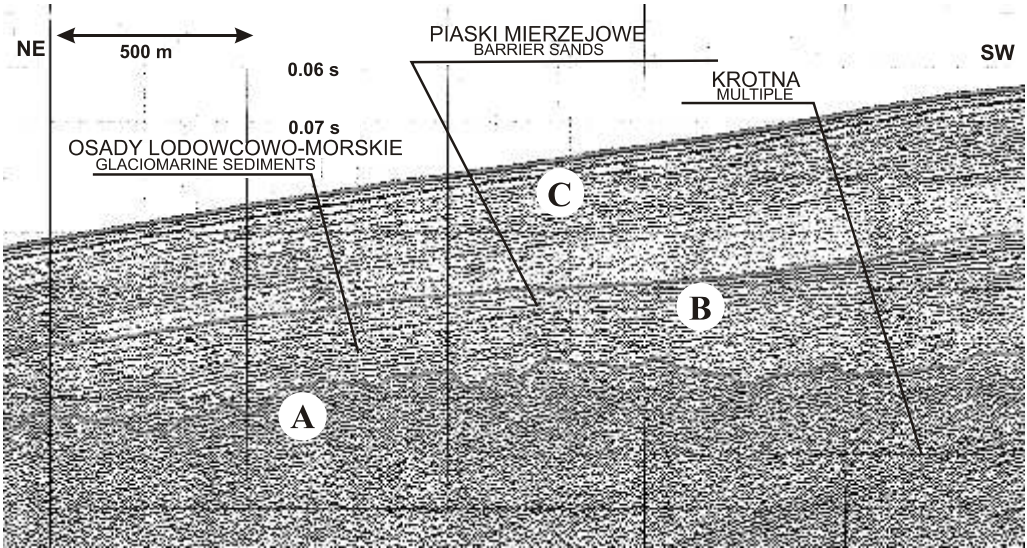
**Fig. 8. Typowe wykształcenie kompleksów w rejonie płytkowodnym — rejon Łeby**

Typical form of the units in shallow water area — the Łeba region



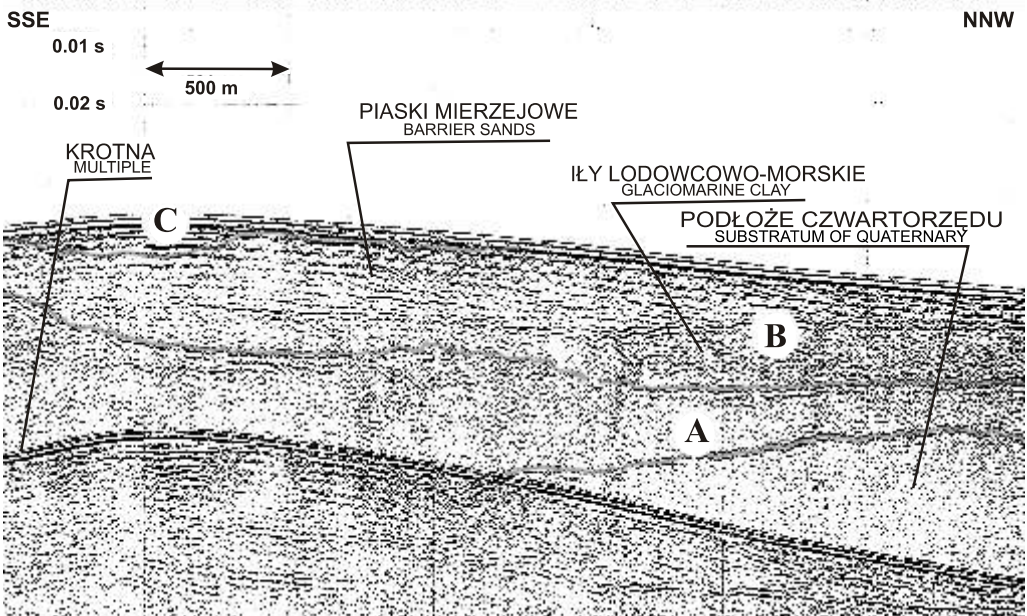
**Fig. 9. Kompleksy w rejonie płytkowodnym z pozostałościami dawnych jezior — Zatoka Pomorska**

Units in shallow water area with sediments of freshwater lakes — the Pomeranian Bay



**Fig. 10. Kompleksy w rejonie piaszczystego skłonu dna — Basen Gdański**

Units in area of sandy slope — the Gdańsk Basin



**Fig. 11. Kompleksy w rejonie skłonu dna Basenu Bornholmskiego**

Units in the Bornholm Basin slope

Trochę inaczej wyglądają kompleksy w obrębie skłónów dna, zbudowanych z osadów piaszczystych, choć i tu widać liczne podobieństwa do poprzednich przykładów (fig. 10). W takich rejonach wyznaczenie granicy między kompleksami B i C może być trudne, ale prawidłowe jej poprowadzenie możliwe jest chociażby poprzez korelację z sąsiednim rejonem głębi boku. Konsekwentnie prowadzona korelacja pokazuje, że w skład kompleksu B wchodzi chociażby osady ilaste i lejące bezpośrednio na nich osady piaszczyste (fig. 11).

## CHARAKTERYSTYKA I INTERPRETACJA GEOLOGICZNA KOMPLEKSÓW SEJSMOSTRATYGRAFICZNYCH

### Kompleks A

Kompleks ten jest szeroko rozprzestrzeniony na całym badanym obszarze. W jego obrębie, na rejestrach, występują liczne, źródnicowane refleksy przeważnie o chaotycznym przebiegu. Między kompleksami waha się od 0 do około 60 m.

Horyzont odpowiadający dolnej powierzchni ograniczającej ten kompleks jest stropem utworów podłoża a czwartorzędowy i jest dobrze czytelny wszędzie tam, gdzie penetracja sygnału akustycznego pozwala zarejestrować obraz warstw podłoża.

Geneza tego kompleksu jest związana z okresem glacjacji obszaru, są to przede wszystkim osady zdeponowane na skutek akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej. W skład kompleksu A wchodzi głównie gliny, jednak spośród charakteru rejestracji oprócz glin spotykamy piaski — prawdopodobnie wodnolodowcowe oraz przynajmniej w części — starsze osady rodowisk lądowych (rzeczne lub jeziorne). Przykrycie miejscami tych ostatnich cienkimi warstwami glin sugeruje, że mamy do czynienia z osadami interglacjalnymi. Datowania próbek tych osadów metodami radiowęglowymi ( $^{14}\text{C}$ ) potwierdzają wnioski wynikające z ich położenia obserwowanego na rejestracjach sejsmoakustycznych (Kramarska, 1998). Do kompleksu A należą również osady ozów i kemów, które stratygraficznie nawiązują do poziomu glin.

Szczegółowe rozpoznanie wiekowe osadów tego kompleksu na podstawie sejsmoakustyki jest trudnym zadaniem, aby tego w pełni dokonać należałoby dysponować bardziej szczegółowymi siatkami profilów i większą ilością próbek osadów. Generalnie, na rejestracjach sejsmoakustycznych wyróżniamy osady związane z końcowym etapem ostatniego zlodowacenia oraz inne starsze od nich osady plejstoceńskie. Wśród osadów związanych z ostatnim zlodowaceniem, oprócz glin zwałowych wyróżniają się gliny subakwalne oraz osady ozów i kemów. Starsze osady plejstoceńskie dają się ogólnie podzielić na gliny i piaski.

Górna powierzchnia ograniczająca kompleks jest stropem utworów morenowych i jako taka daje się również jednoznacznie korelować.

### Kompleks B

Kompleks B jest nieciągły, jednak wyodrębnienie zapisów należących do niego osadów nie jest trudne ze względu na ich specyficzny charakter i wyraźne tworzenie łatwych do odczytania form. Wewnątrz tego kompleksu występują przeważnie wyraźne, równoległe do siebie refleksy związane z jego warstwowaniem.

Osady tego kompleksu w dużej mierze wypełniają zagłębienia w stropie kompleksu A lub zalegają na jego skłonach. Dolna powierzchnia tego kompleksu styka się z osadami kompleksu A. Miejscami, tam gdzie osady należą do kompleksu A są zredukowane do zera na skutek erozji, kompleks B leży bezpośrednio na osadach podłoża. Sytuacje takie są jednak rzadkie i dotyczą krótkich odcinków profilów. Zależnie od rodzaju podłoża granica rozdzielająca ma różną czytelność. Natomiast strop kompleksu zaznacza się głównie zmianą refleksyjności i rejestracji. O ile (przynajmniej w górnej partii) osady należą do kompleksu B cechuje wysoka refleksyjność, to osady zalegające powyżej są z reguły słaborefleksyjne.

Do kompleksu B należą osady powstałe od momentu deglacjacji, a do chwili przykrycia ich osadami morskimi. Zarówno geneza, jak i czas powstania tych osadów są różnicowane. Najczęściej powstały nagromadzenia osadów wiążące się bezpośrednio z procesem deglacjacji i działalnością wód roztopowych. Bezpośrednio po ustąpieniu lodowca tworzyły się na jego przedpolu sandry i delty fluwioglacjalne. W niewielkiej odległości od czoła lodowca gromadziły się osady jezior przykrawdziowych i zastoisk. Wody roztopowe pozostawiały materiał osadowy w coraz większym zbiorniku, a po szczytowej fazie rozwoju bałtyckiego jeziora lodowego, po którym nastąpiła jego regresja zakończona już transgresją o morskim charakterze. Po regresji bałtyckiego jeziora lodowego w obszarach wyżej położonych nastąpił rozwój innych zbiorników mających wyraźny charakter jeziorny, w których zmiana rodzaju sedimentacji nastąpiła dopiero w wyniku morskiej transgresji (Krzymińska, Przezdziecki, 2000).

### Kompleks C

Dolna powierzchnia ograniczająca ten kompleks jest stropem kompleksu B — tam gdzie on występuje, na pozostałej przestrzeni stanowi strop kompleksu A. Stropem kompleksu C jest powierzchnia współczesnego dna morskiego. Można przyjąć, że całe dno morskie badanego obszaru stanowi ten kompleks, jednak wszędzie tam gdzie jego miąższość jest mniejsza od szerokości echa odbitego od dna, określenie jego obecności i miąższości metodami sejsmoakustycznymi nie jest możliwe. W zależności od tego, jakie osady stanowi dno, różnica jest szerokości echa odbitego od dna i wynosi dla użytej aparatury od ~0,5 do ~1 m.

Genetycznie kompleks związany jest ściśle z procesami sedimentacji morskiej. W skład kompleksu C wchodzi w rejonach płytkowodnych osady piaszczyste brzegu morskiego oraz piaszczystych form akumulacyjnych. Na podstawie badań sejsmoakustycznych trudno określić, czy są to jedynie osady współczesne, czy również należą do wcześniejszych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego. Wydzielenie jednostek związanych z tymi fazami możliwe jest jedynie w nielicznych miejscach, gdzie pokrywa piaszczysta jest silnie rozbudowana. Podział taki opiera się na korelacji wewnętrznych horyzontów tego kompleksu z profilami rdzeni otworów wiertniczych.

W rejonach głębokowodnych kompleks ten tworzą osady drobnoklastyczne — głównie muły morskie z dużą zawartością substancji organicznej. Piaski strefy przybrzeżnej przechodzą nie bez wyraźnej granicy w muły morskie przykrywające dno zbiorników głębokowodnych. Dzięki regularnemu warstwowaniu możliwe jest podział tej pokrywy, na szereg jednostek. Odniesienie ich jednak do faz rozwojowych Morza Bałtyckiego możliwe jest najwyżej na podstawie korelacji z profilami rdzeni z otworów znajdujących się w pobliżu, brak jest bowiem generalnych cech umożliwiających jednoznaczne identyfikacje. W kolejnych basenach głębokowodnych osady te na rejestracjach sugerują swoim zapisem różne podziały. Najbardziej czytelny i wiarygodny jest refleks dający się wyodrębnić w Basenie Gdańskim, odpowiada on granicy ancyclus-litoryna,



oczywi ę cie tam gdzie rejestracja jest czytelna, w basenie tym wyst ę puje bowiem rozległe strefy braku rejestracji, zwi ę szcza w pobl ę u Półwyspu Helskiego.

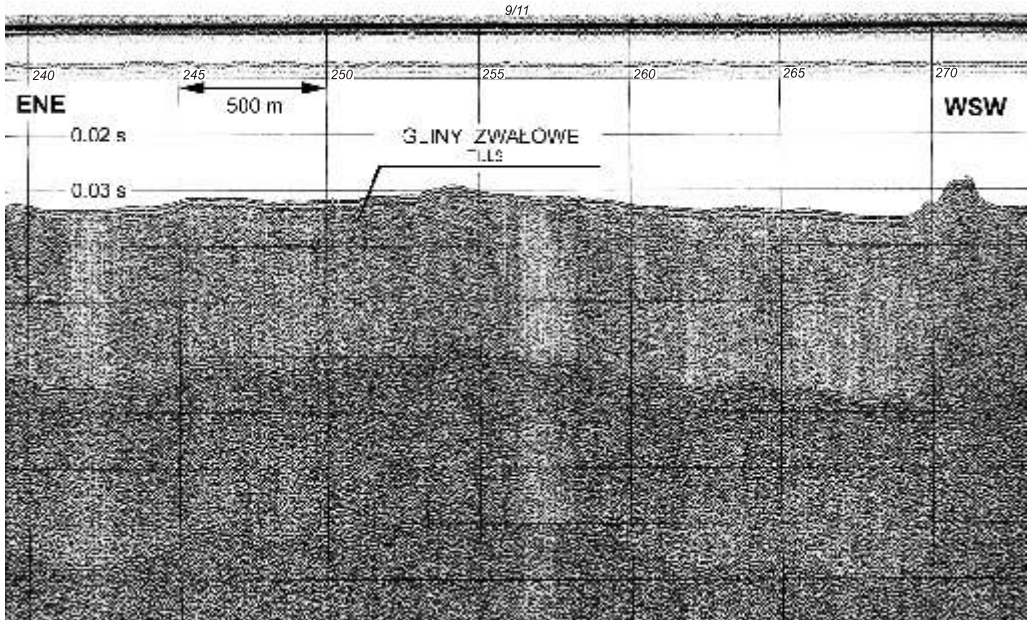
Do kompleksu tego zaliczaj ę si ę równie ę osady rezydualne spotykane na obszarach dna, gdzie przebiegaj ę procesy abrazji nad akumulacj ę lub współczesna akumulacja jest nieznaczna. Osady te to wiry i piaski wirowate powstałe z morskiej erozji wyniesie ę morenowych dna oraz piaski różnoziarniste buduj ę ce dno Rynny Słupskiej i obszaru pomostowego (zwanego progiem ukonnym) oddzielaj ę cego Basen Gotlandzki od Basenu Gda ę skiego. Pokrywa tych piasków jest na tyle cienka, ę prze ledzenie ich na rejestracjach sejsmoakustycznych jest niemo ęliwe i rejony takie na podstawie rejestracji sejsmoakustycznych oceniane s ę jako wychodnie osadów starszych.

#### PODZIAŁ KOMPLEKSÓW NA JEDNOSTKI NIZSZEGO RZ ę DU I ICH CHARAKTERYSTYKA SEJSMOAKUSTYCZNA

W obr ę bie kompleksów obserwujemy liczne refleksy i niejednokrotnie zmian ę charakteru zapisu, na podstawie kt ę oej wydziela ę my jednostki ni szego rz ę du. Granice mniejszych jednostek s ę umowne i nie zawsze maj ę odpowiednie w postaci istniej ę cych refleksów. Czasem jednoznaczne okre lenie zasi ę gu poziomego niektórych jednostek jest trudne ze wzgl ę du na zbyt małą ilo ę wykonanych profilów je przecinaj ę cych. Omawiane jednostki maj ę jednak du ę znaczenie, gdy daj ę si ę dokładnie skorelowa z wydzieleniami litologicznymi i genetycznymi określonymi na podstawie bada ę próbek osadów. Dla opisanie tych wydzieleni ę to bezpo rednio nazwy wydzieleni ę litologiczno-genetycznych odpowiadaj ę cych im osadów. Analizuj ę c charakter obrazu rejestracji sejsmoakustycznej tych jednostek łatwo mo ę na znale ę znaczne podobie stwa pomi ę dzy odr ębnymi wydzieleniami. Rozdzielenie jednostek dokonane jest nie tylko przy wykorzystaniu ich obrazu na rejestracji, ale przede wszystkim dzi ę ki konsekwentnie prowadzonej korelacji przestrzennej i analizie budowy poszczeg ęlnych kompleksów.

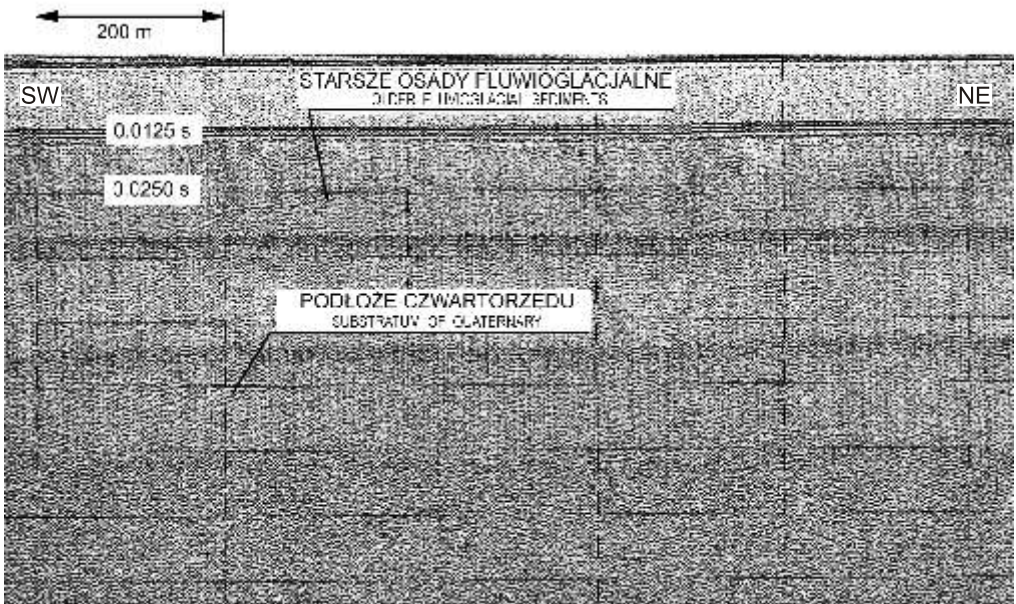
#### Podział kompleksu A

**Gliny zwałowe.** Zapis glin jest przeważnie ciemny, intensywny o drobnej kontrastowej teksturze (fig. 12). Warstwy glin maj ę zwykle chaotyczn ę, bezładn ę wewn ętrzn ę struktur ę, zróżnicowan ę refleksyjnie w zale ęno ci od składu granulometrycznego i stopnia plastyczno ci. Często w obr ę bie glin rysuj ę si ę liczne horyzonty i wyst ę puje refleksy zwi ę zane z dyfrakcj ę na wi ększych głazach lub twardszych (bardziej skonsolidowanych) bryłach osadu. Dyfrakcje cz ęsto zachodz ę na siebie tworz ę c bardzo zło ęny obraz. Szczeg ęlnie ostro widoczne s ę granice erozyjne pomi ę dzy glinami różnego wieku, powierzchni ę rozmyte przez wody lodowcowe oraz wkładki osadów ilastych i fragmenty wzbogacone w głazy lub bruk. Wyr ę ni te mo ę na wkładki piaszczyste. W niektórych miejscach obserwowa ę my refleksy wiadcz ęce o obecno ci wi ększych fragmentów osadów starszych, przedczwartorz ędowych (porwaki) lub piasków wodnolodowcowych. Du ę a ilo ę kr ętkich, chaotycznie uło ęzonych horyzontów utrudnia rozpozniowanie wiekowe glin. Nawet niewielkiej mi ęszo ci warstwa gliny morenowej mo ę utrudni ę rozpozniowanie osadów zalegaj ę cych poni ęj. Na skutek swej zło ęonej, chaotycznej budowy wewn ętrzn ęj gliny pochłaniaj ę i rozpraszaj ę energi ę akustyczn ę, nie pozwalaj ę c na jej gł ębsz ę penetracj ę. Poziom szumów wzrasta na tyle, ę nawet silne granice poni ęj staj ę si ę



**Fig. 12. Wychodnie glin zwałowych na Ławicy Stilo**

Outcrops of the till on the Stilo Bank



**Fig. 13. Starsze osady fluwioglacialne bezpo rednio pod cienk warstw współczesnych piasków w Zatoce Pomorskiej**

Older fluvioglacial sands under thin cover at the recent marine sands in the Pomeranian Bay

trudne do rozpoznania. W rejonach moren czołowych gliny z reguły pokryte są warstwami wierzchołkami z licznymi głazami. W połączeniu z mocno zróżnicowanymi poziomami deniwelacji powoduje to całkowite rozproszenie i odbicie energii akustycznej już na powierzchni dna, a tym samym kompletny brak penetracji.

**Osady fluwioglacjalne starsze od ostatniego zlodowacenia.** Na przekrojach sejsmoakustycznych rozpoznaje się je po dużej amplitudzie w stosunku do glin refleksyjności. Budowa wewnętrzna jest chaotyczna. Horyzonty w obrębie tej warstwy są o wiele mniej wyraźne, o niskiej refleksyjności i teksturze bardziej rozproszonej. Niewyraźna rejestracja wiadczy o słabej pochłanianiu energii nad jej rozpraszaniem, co jest charakterystyczne dla osadów piaszczystych. W rejonie występowania tych osadów, często poniżej nawet drugiej krotnej, spotyka się czytelne refleksy od podłoża. Gdyby warstwa ta była zbudowana z glin, tak głęboka penetracja byłaby niemożliwa (fig. 13).

**Inne osady piaszczyste prawdopodobnie genyzy lodowcowej.** Wyodrębnienie tych osadów możliwe jest dzięki rozpoznaniu na rejestracji form przez nie utworzonych. Rozpoznawalne są doliny rzeczne (fig. 14) lub zbiorniki wypełnione piaskami jeziornymi. Identyfikacja tych osadów opiera się na ich położeniu w stosunku do otoczenia i potwierdzeniu ich wieku i genyzy badaniami pobranych pr-

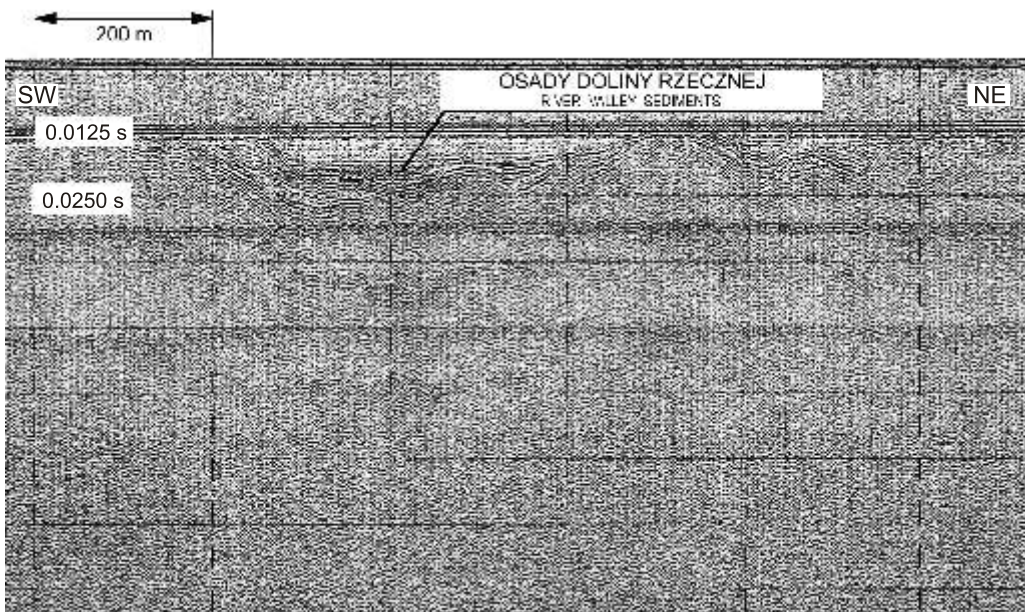
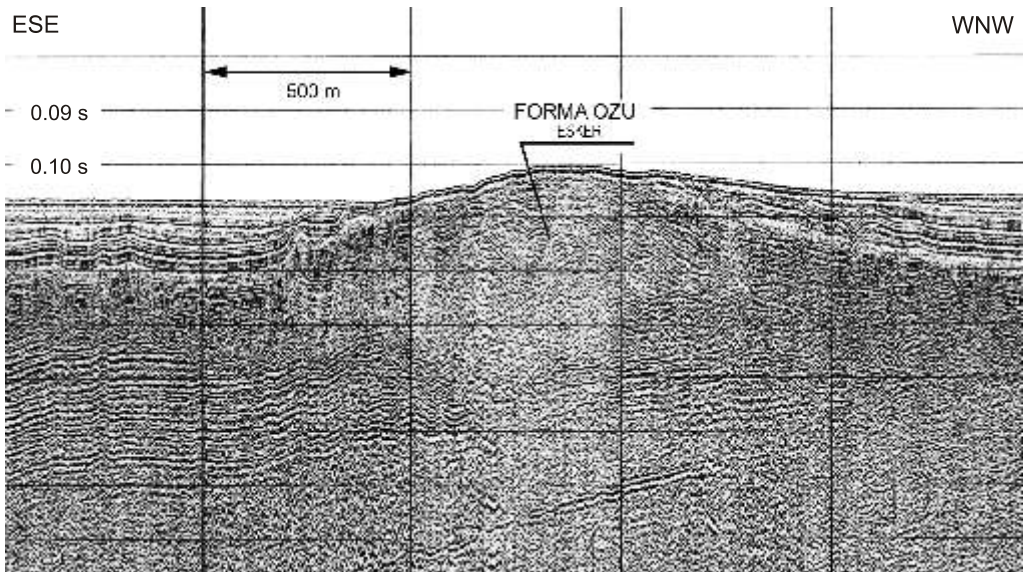


Fig. 14. Przekrój przez kopalinę dolin rzecznych w strefie płytkowodnej, rejon Zatoki Pomorskiej

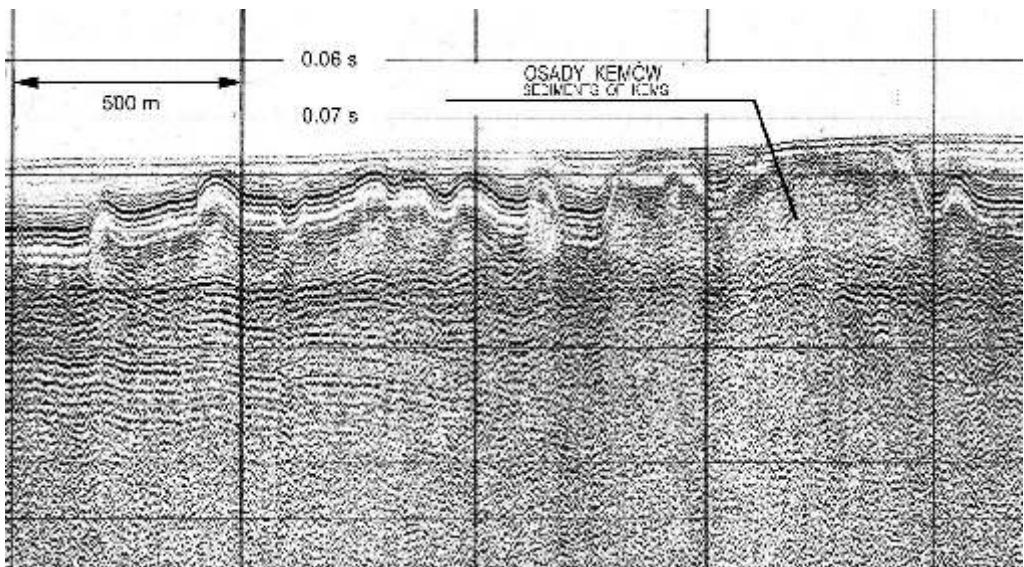
Buried fluvial valley in shallow water area, the Pomeranian Bay

óbek.

**Osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe ozów i kemów.** Osady te wyodrębnia się głównie na podstawie określenia granic form, które są z nich zbudowane (fig. 15 i 16). Struktura wewnętrzna i tekstura wyraźnie odróżniają je od glin. Osady te są słaborefleksyjne, zapis ich jest ja-



**Fig. 15. Przekrój poprzeczny przez ozu w Basenie Bornholmskim**  
Profile across the esker in the Bornholm Basin (perpendicular section)

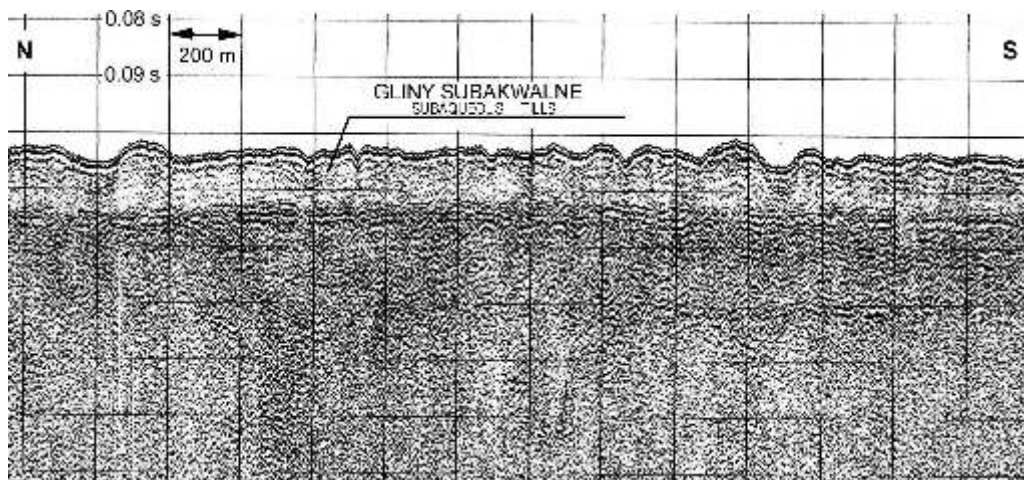


**Fig. 16. Kemy na zachodnich stokach Ławicy Słupskiej**  
Kems on western slope of the Słupsk Bank

niejszy, co wiadczy raczej o pochłanianiu niż rozpraszaniu energii. Wewnętrzna tekstura sugeruje w niektórych miejscach drobne warstwowanie.

**Gliny subakwalne.** Są to gliny powstałe podczas ostatniego zlodowacenia w ostatniej fazie deglacji. Są one przeważnie względnie jednorodne, mocno ilaste i nie zawierają większych głazów. Na rejestracjach sejsmowych przybierają wygląd bardzo zbliżony do nielaminowanych warstw ilastych (mają zbliżony do nich skład litologiczny). Gliny subakwalne trudno rozpoznać po budowie wewnętrznej — warstwa ta mogłaby zostać mylnie uznana za nagromadzenie pozabawionego wewnętrznej struktury łu, mułu lub nawet drobnego piasku. Aby rozpoznać warstwę glin subakwalnych należy zwrócić uwagę na charakter i morfologię jej stropu. Rzeźba stropu ma charakterystyczny nierówny relief, o deniwelacjach rzędu 1–2 m (fig. 17).

W miejscach, gdzie strop został zrównany w wyniku późniejszych procesów, przy interpretacji kierować się może na jedynie korelacją z warstwami w sąsiednich rejonach i wynikami analiz próbek. W rejonie podwodnego progu rozdzielającego Basen Bornholmski od Rynny Słupskiej, gdzie gliny te osiągnęły największą moc, daje się zauważyć w nich obróbkę na niewielkich odciśnięciach słabe refleksy. Jednak nawet tam, penetracja sygnału akustycznego nie napotyka większych



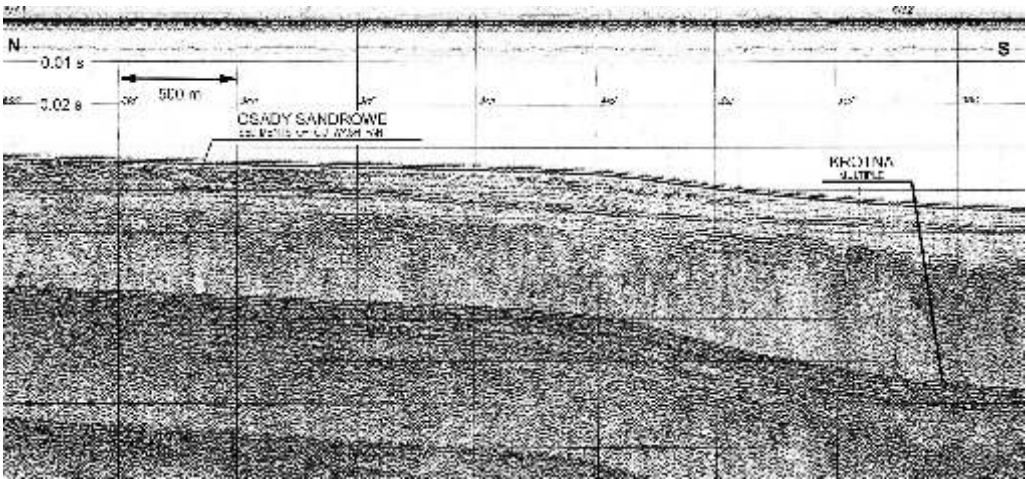
**Fig. 17. Typowe wykształcenie glin subakwalnych — Rynna Słupska**

Subaqueous tills — the Słupsk Furrow

szych przeszkód i nie obserwuje się silniejszych fal dyfrakcyjnych, które mogłyby świadczyć o obecności większych głazów.

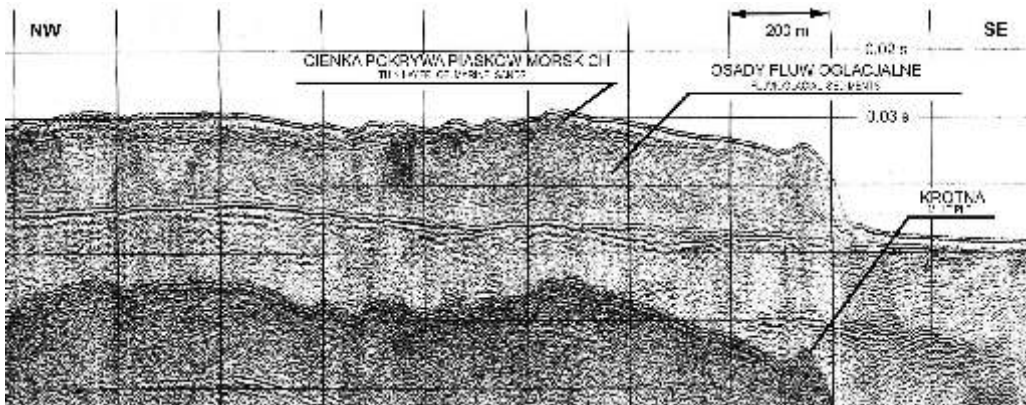
### Podział kompleksu B

**Osady delt wodnolodowcowych okresu deglacji ostatniego zlodowacenia.** Formy delt wodnolodowcowych na rejestracjach sejsmoakustycznych rozpoznaje się na podstawie wyraźnego warstwowania skomplikowanego (fig. 18 i 19). Obraz osadów charakteryzuje się w szczególności dla piasków



**Fig. 18. Przekrój przez sandr na Ławicy Słupskiej**

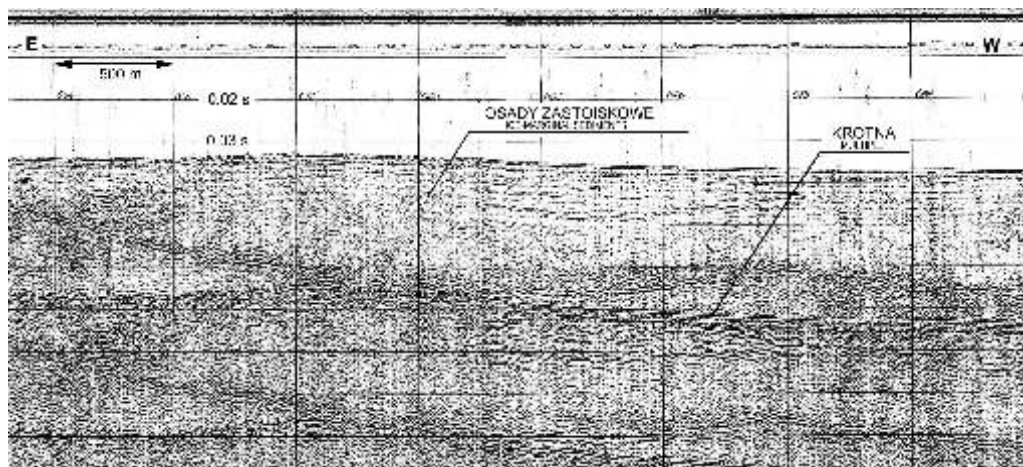
Outwash fan on the Słupsk Bank



**Fig. 19. Fragment rozległej delty wodnolodowcowej na Południowej Ławicy środkowej**

The part of fluvio-glacial delta on the Southern Middle Bank

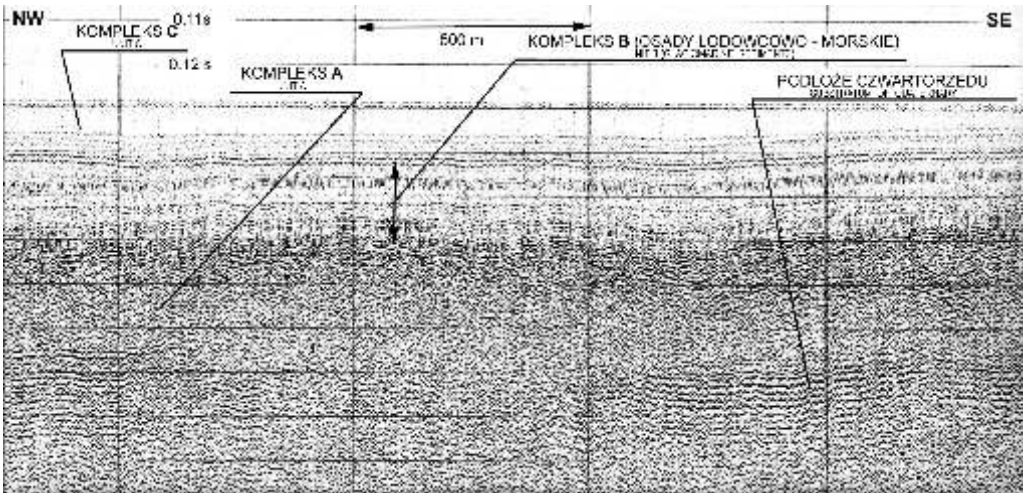
pochłanianiem energii akustycznej w dużym zakresie częstotliwości. Osady te są pod względem cech akustycznych zbliżone do współczesnych piasków morskich lub piasków budujących współczesne i starsze delty lub mierzeje. Ponadto, przykryte są one piaskami morskimi. Wyodrębnienie na rejestracjach osadów tego typu możliwe jest dzięki dobrej czytelności refleksów w strefach ich występowania i skrupulatnie prowadzonej korelacji horyzontów. Wobec dużej ilości horyzontów związanych z warstwowaniem osadu, dla wyodrębnienia ich granic największą rolę ma ledzenie dynamiki i charakteru refleksów.



**Fig. 20. Osady zastoiskowe z charakterystycznymi deformacjami warstwowania, okolice Łeby**  
Ice-marginal lake sediments, with typical deformations of the layers pattern, Łeba area

**Osady zastoiskowe.** Osady jezior przykrawdziowych lodowca to przeważnie warstwowane iły lub mułki, względnie piaski pyłowate. Dzięki specyficznemu warstwowaniu osady te dają się dobrze wyróżnić na rejestracjach (fig. 20). Refleksy od poszczególnych warstw są wyraźne nawet wówczas gdy nie mają dużej dynamiki. Obraz ten spowodowany jest występowaniem zdecydowanych, cyklicznych zmian pionowych w uziarnieniu osadów. Nie można wykluczyć, że refleksów na rejestracji nie reprezentuje rzeczywistych horyzontów lecz fazy powstałe na skutek zdudnienia dźwięku na cienkich warstwach. Tworzenie się osadów w bezpośredniej bliskości lodowca jak i obecność większych i mniejszych brył lodu, zagrzebanych lub pływających, wywarły decydujący wpływ na obraz form, które wypełnione są tymi osadami i czytelnie ograniczają je horyzontów. Osady zastoiskowe wypełniają zagłębienia, które były poddawane działalności wód roztopowych lodowca. Tam gdzie erozja była silna horyzonty są wyraźne i czytelne, niezależnie czy wytworzone są w glinach czy też są warstwami podłoża np. neogenu, jednocześnie nie w wielu miejscach czytelny horyzontów zdecydowanie spada — tam gdzie przeważały procesy wytapiania glin z brył martwego lodu lub dostawa materiału ilastego była zbyt intensywna. Dla warstw tych charakterystyczne są liczne zaburzenia i deformacje. Właśnie obecność brył martwego lodu zaznaczyła się wyraźnymi postsedymentacyjnymi deformacjami warstw ilastych na rejestracjach. Powstały one na skutek wytapiania brył martwego lodu w dnie zbiornika, przykrytych już uprzednio warstwami osadów (Rudowski i in., 1999). Ponadto dają się obserwować deformacje związane z zmianami dynamiki wód lodowcowych i naciskiem czoła lodowca na uformowane już warstwy osadów zastoiskowych.

**Lodowcowo-morskie osady z basenów głąb bokuwodnych.** Osady te (iły warwowe mikro laminowane i homogeniczne, miejscami muły) na rejestracjach mają charakter zbliżony do opisanych wyżej osadów zastoiskowych, powstały one w zbliżonych warunkach, na przedpolu lodowca tylko w większym zbiorniku — w bałtyckim jeziorze lodowym. W osadach tych również spotykamy deformacje, które zapewne wywołane są wytapianiem brył martwego lodu pogrzebanego w dnie zbiornika. Osady lodowcowo-morskie zalegają zgodnie na glinach morenowych,



**Fig. 21. Regularne warstwowanie pocz. wszy od stropu glin do powierzchni dna — Basen Bornholmski**

Regular layers of the sediments sequence from top of the till to the sea floor — the Bornholm Basin

przewa nie powtarzają ich powierzchni. Osady te na przekrojach sejsmoakustycznych reprezentowane są przez różne typy zapisów, cz. sto przechodzące w siebie nawzajem i trudne do rozgraniczenia. Najbliżej stropu glin obserwujemy przeważnie zapis o charakterystycznym bardzo drobnym i nieregularnym układzie słabych refleksów sugerujących warstwowanie osadu. Refleksy te są w miarę głębokości w najgłębszych partiach zbiorników (fig. 21). Strop takiej warstwy jest na dużej przestrzeni bardzo trudny do wydzielenia, refleksy po prostu stopniowo zanikają, a warstwa ta przechodzi w sposób płynny w charakterystycznie białą strefę słaborefleksyjną, przezroczystą akustycznie. Przejście od jednego do drugiego rodzaju zapisu jest jednak bardzo łagodne. W kierunku najgłębszych rejonów basenów strefa braku refleksów stopniowo zmniejsza swoją miarę, a do postaci pojedynczej, nieco szerszej białej linii. W miejscach płytszych natomiast warstwa przezroczysta akustycznie ma właściwość i przy braku wewnętrznej tekstury obraz jej upodabnia się do obrazu glin subakwalnych, co wiarygodnie świadczy o podobieństwie litologicznym tych osadów. Wzrost przezroczystości akustycznej osadów może na prawdopodobnie wynikać ze wzrostem w osadzie zawartości frakcji pyłastej, co powoduje pochłanianie energii oraz brakiem warstwowania osadu. Ku górze strefa bezrefleksyjna przechodzi w osady regularnie warstwowane. Również przejście do tego trzeciego rodzaju zapisu jest stopniowe. Pojawiają się najpierw urywane, bardzo słabe refleksy, które z kądą głębią stają się silniejsze i ciężej. Ten zapis jest bardzo charakterystyczny. Warstwowanie powtarza zarys stropu glin, jednocześnie nie dzieli go regularnie czytelnie stają się wszelkie przerwania i zaburzenia w układzie warstw. Na podstawie zapisu zaburzone można wnioskować o wytopiskowym charakterze deformacji w osadach. Analiza zapisu pozwoliłaby w wielu miejscach podzielić osady lodowcowo-morskie kompleksu B, jednak analiza dotychczas pobranych próbek nie upo-



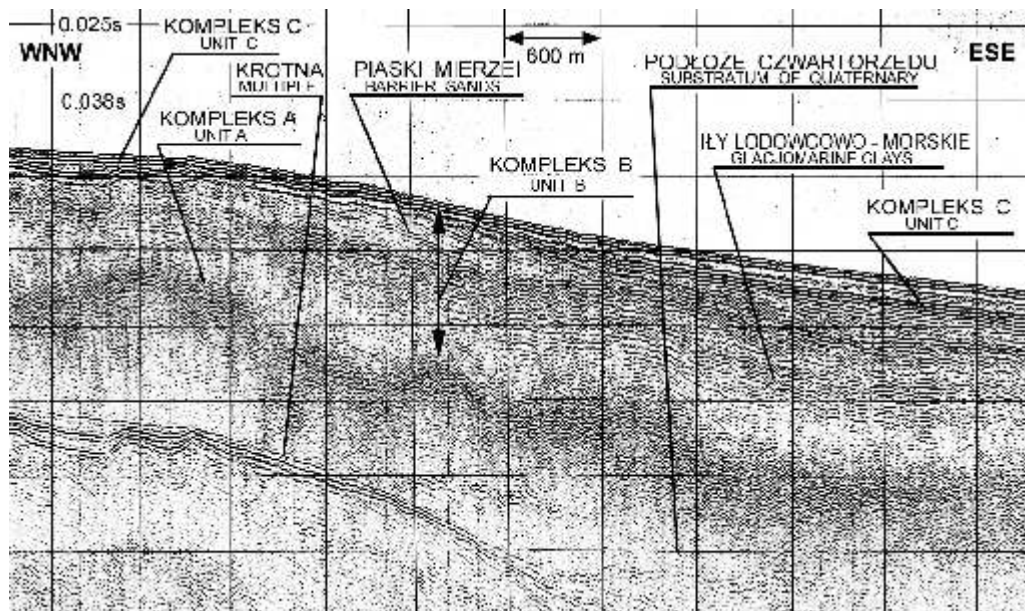


Fig. 22. Dawna mierzeja piaszczysta — Zatoka Gdańska

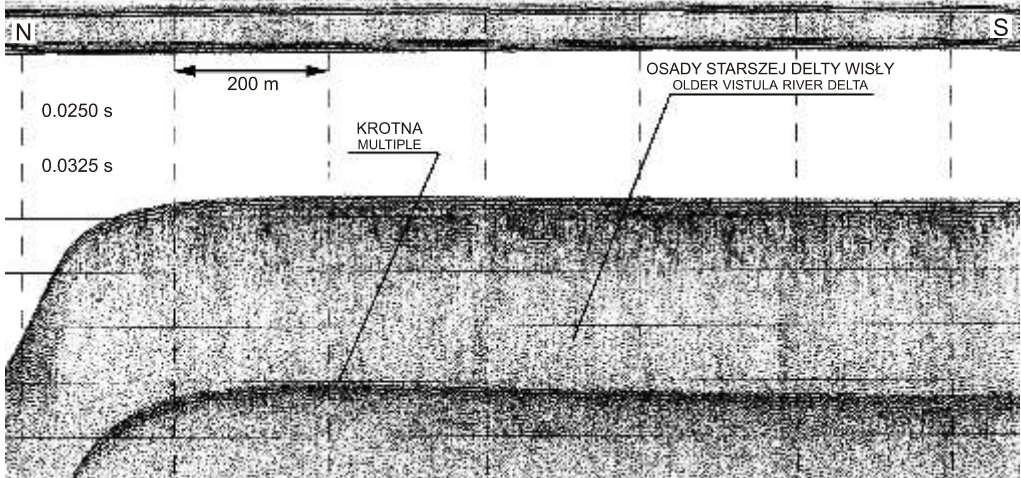
Old sand barrier in Gdańsk Bay

wa nia do przypisania poszczególnym odmianom zapisu tej warstwy interpretacji genetyczno-stratygraficznej.

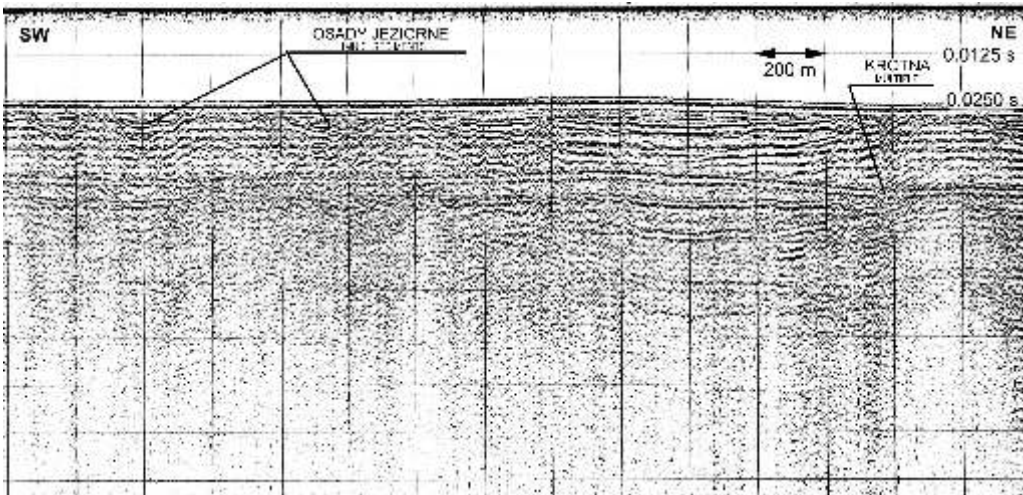
**Osady piaszczyste tworzące formy dawnych mierzei.** Zalegają one na powierzchni omówionych osadów ilastych bałtyckiego jeziora lodowego. Wyodrębniają się one dzięki typowej budowie dającej się odczytać na rejestracjach jako serie osadzane przy stopniowo obniżającym się poziomie zbiornika (fig. 22). Powstanie tak wykształconych form mierzei związane jest z regresją bałtyckiego jeziora lodowego (Ucinowicz, 1996). Osady mierzei charakteryzują się typowymi dla piasków parametrami akustycznymi tj. brakiem wypełniającej je tekstury i wyraźnym warstwowaniem kolejnych serii sedymentacyjnych. Strop tych osadów jest przeważnie nieczytelny, jednofazowy, graniczny, zwłaszcza w rejonach gdzie podlegały one erozji.

**Piaski i mułki deltowe.** W rejonie Zatoki Gdańskiej duży wpływ na rozwój linii brzegowej i budowę dna miało ujście Wisły. Spotykamy tam charakterystyczne formy o wewnętrznym warstwowaniu składowym (fig. 23), utworzone z warstw progradujących. Formy te związane są z dawnymi deltami Wisły, budowanymi przy niższym od obecnego poziomie zbiornika. Dają się wyodrębnić kolejne serie. Należy przypuszczać, że przynajmniej część z nich związana jest z regresją bałtyckiego jeziora lodowego, o czym świadczą również różnice dna ich stropu.

**Mułki i piaski jeziorne.** Obecne rejonny płytkowodne Bałtyku przez długi okres rozwoju jego zbiornika pozostawały obszarem lądowym. W rejonach tych tworzyły się wówczas wiśskie lub



**Fig. 23. Fragment zatopionej delty Wisły w Zatoce Gdańskiejk**  
The submerged part of the Vistula River delta in the Gdańsk Bay



**Fig. 24. Pozostało ci dawnych jezior w Zatoce Pomorskiej**  
Sediments of the old lakes in the Pomeranian Bay

mniejsze zbiorniki słodkowodne. Dopiero ostatni etap transgresji lityrnowej doprowadził do zalania tych obszarów i przykrycia osadów tam zgromadzonych cienkimi warstwami piasków morskich. Omawiane pozostałości niewielkich zbiorników łatwo wyodrębnić na rejestracjach (fig. 24), lecz aby wypowiedzieć się o ich wieku lub genezie konieczne jest wykonanie odpowiednich badań próbek pobranych tam z rdzeni otworów wiertniczych.

### Podział kompleksu C

**Piaski morskie.** Pochłanianie energii akustycznej powoduje, że obraz piasków na rejestracjach jest czysto przezroczysty, pozbawiony tekstury, a na tym tle rysują się wyraźne refleksy związane z wewnętrznym warstwowaniem osadów. Powierzchnia dna w rejonie pokryw piaszczystych rysuje się na rejestracjach w charakterystyczny sposób: refleks odbity od dna posiada dużą szerokość i jest z reguły wielofazowy. Charakter tego refleksu związany jest z uziarnieniem piasków budujących pokrywę a liczba i szerokość faz zależy mocno od parametrów sygnału akustycznego i filtracji zastosowanej w czasie rejestracji. Refleks pochodzący od dna maskuje czysto rzeczywisty spąg osadów w miejscach, gdzie miąższość ich jest niewielka. Prowadząc korelację tego spągu łatwo pomyłkowo przyjąć szeroki impuls od powierzchni dna za miąższość osadów. Często zdarza się, że grubość warstwy zbliżona jest do wielokrotności długości fali akustycznej i zachodzi zjawisko dudnienia, widoczne jako nienaturalnie szeroki refleks o rozmytych krawędziach.

Osady piaszczyste zalegają na dużym obszarze dna przykrywając inne osady w rejonie płytkowodnym. Warstwa piasków jest zmiennej miąższości i w wielu miejscach utworzone są z nich for-

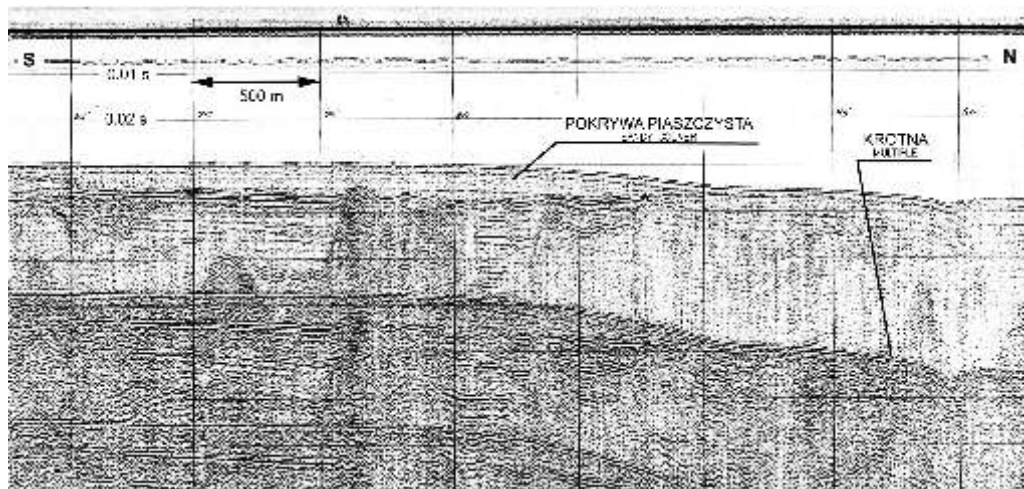
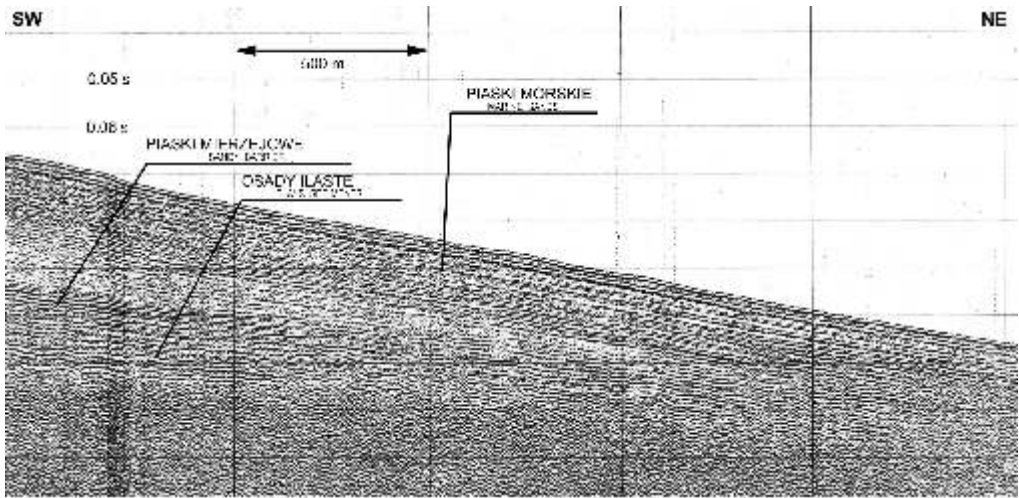


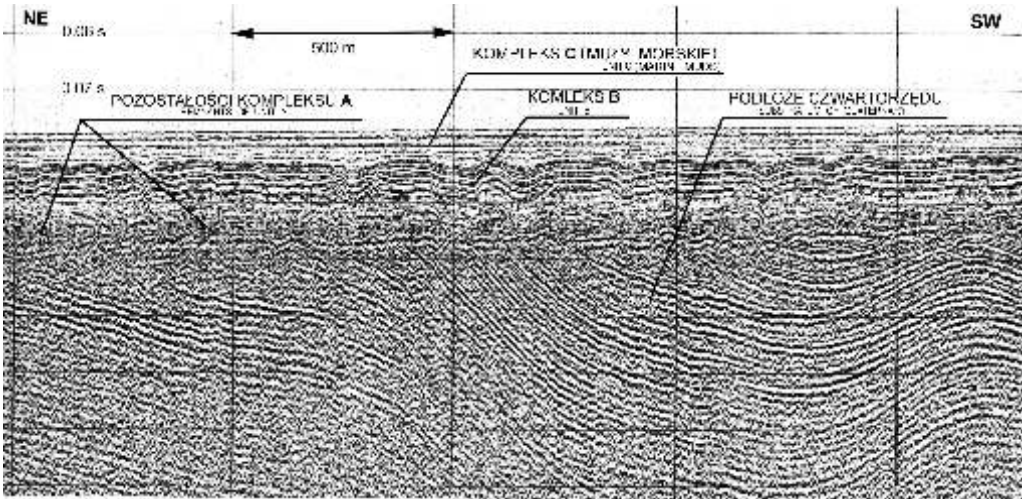
Fig. 25. Zapis pokrywy piaszczystej w rejonie Płycizny Czolpińskiej

Sandy cover in the Czolpino Shallow



**Fig. 26. Piaszczysta pokrywa w rejonie skłonu dna Basenu Gdańskiego (na północ od półwyspu Helskiego)**

Sandy cover in the Gdansk Basin slope (north of Hel Peninsula)



**Fig. 27. Rejon głębokowodny, kompleks C tworzy muł morski — Basen Bornholmski**

Deep-water area, marine mud of the unit C — the Bornholm Basin

my akumulacyjne (fig. 25). Formy takie mają przeważnie nieczytelny budowę wewnątrz i wyraźnie nie są zaznaczone w sp. g. W miejscach, gdzie dno przykrywane jest przez osady piaszczyste (fig. 26) oddzielone są one od starszych osadów wyraźnym refleksem, który kontynuuje się w kierunku głębszych partii basenów (gdzie nie występują osady piaszczyste) i przechodzi bezpośrednio w sp. g. morskich mułów współczesnego zbiornika. Określenie miejsca,

gdzie osady piaszczyste przechodzą w muły na podstawie rejestracji sejsmoakustycznych jest trudne i kierować się można na najwyższe zmiany nachylenia powierzchni dna.

**Muły morskie.** Wypełniają one zagłębienia dna w rejonach głębi bocznych, wyrównując starsze brzoza powierzchni (fig. 27). Na przekrojach sejsmoakustycznych tworzą one warstwy o jednolitym charakterze. W obrębie tej jednostki ujawnia się mniej lub bardziej wyraźne warstwowanie wewnętrzne, w zależności od rejonu badania i w tych parametrów rejestracji. Wzmocnienie refleksów zaznacza się wyraźniej jedynie w strefach występowania monosiarczków.

Jednoznaczne, szczegółowe rozdzielenie tej jednostki na całym obszarze jest bardzo trudne. Osady te zalegają nad innymi płaszczyznami, co nie pozwala przełedzielić ich wewnątrz trznych horyzontów. Refleksyjność warstw jest różna w poszczególnych rejonach. Wyodrębnienie w ich zasięgu jednostek nie szego rzędu jest możliwe przy korelacji rejestracji z rdzeniami otworów, ale jest wiarygodne jedynie w ich sąsiedztwie. Niewiele jest długich rdzeni przechodzących przez całą grubość tej jednostki i pozwalających na tak korelację. Zazwyczaj korzysta się z krótkich trzymetrowych rdzeni otworów zlokalizowanych w pobliżu wychodni starszych osadów, co dodatkowo utrudnia prawidłową korelację. Najbardziej wiarygodna jest granica odpowiadająca stropowi osadów ancylusowych. Najlepiej czytelna jest ona w obrębie Basenu Gdańskiego (fig. 28), wyróżniają się w kształcie dynamik od pozostałych refleksów i daje się korelować w całym tym rejonie, a zinterpretowana została jako strop osadów ancylusowych. W Basenie Bornholmskim miejscami można na ledzi

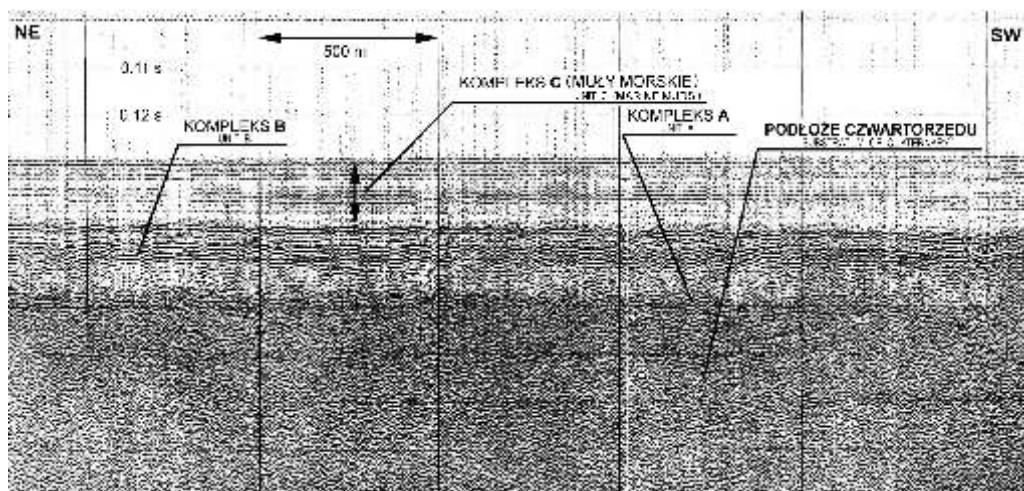
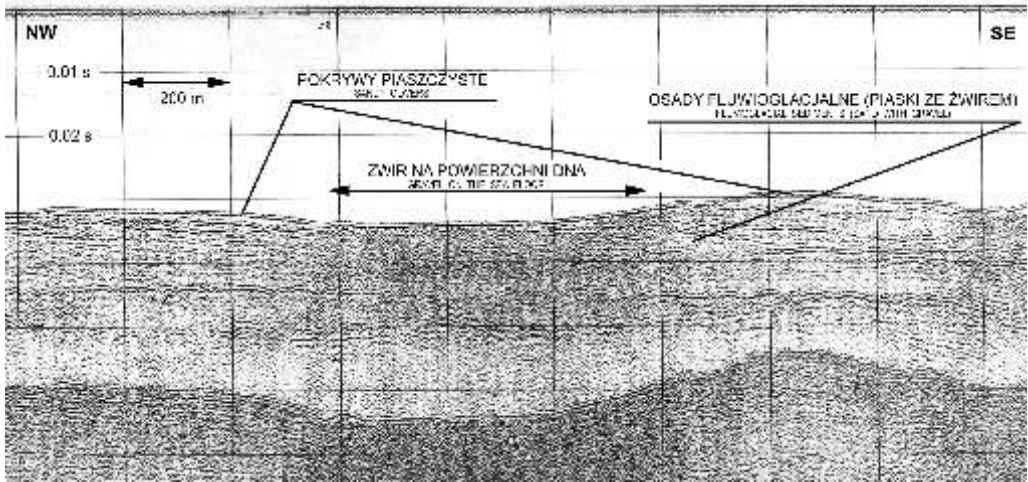


Fig. 28. Muły morskie kompleksu C w rejonie Basenu Gdańskiego

Marine mud sediments of the units C — the Gdańsk Basin

refleksy, które świadczą o erozyjnym charakterze granicy odpowiadającej stropowi ancylusa. Wiarygodne rozdzielenie osadów morza yoldiowego od osadów jeziora ancylusowego nie wydaje się możliwe na podstawie rejestracji sejsmoakustycznych ze względu na podobieństwo tych osadów i ich zgodne zaleganie. Wydzielanie młodszych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego na rejestracjach wydaje się również mało wiarygodne z analogicznych powodów. Podziały takie mogą być



**Fig. 29. Obszary dna pokryte wysortowanym wirem na powierzchni szczytowej Południowej Ławicy rodkowej**

Gravel on the sea floor on the Southern Middle Bank

w pobliżu odpowiednio przebadanych rdzeni o nienaruszonej strukturze. Korelacja wyników na większe obszary jest mało wiarygodna.

**wiry i piaski wirowate.** Obecnie wirów ujawnia się podwyższony refleksyjnie i w kształcie szerokości fazy refleksu, jednocześnie nie obserwuje się powstawania wielu drobnych dyfrakcji. Zjawisko powstawania drobnych dyfrakcji na zapisie jest szczególnie widoczne jeżeli warstwa wirowa leży bezpośrednio na powierzchni dna, jej obecność ujawnia wówczas charakterystyczna tekstura w formie regularnego wzoru „jodełki” (fig. 29). Tekstura ta wywołana jest przez obecność dyfrakcji i jej zasięg nie ogranicza się do warstwy, od której stropu pochodzi. Przeciwnie zasięg ten zależy głównie od poziomu sygnału odbitego i rozproszonego bezpośrednio na tym stropie. Niestety obecność drobnych dyfrakcji daje nam głównie informację o powierzchni, która reprezentuje dany horyzont i nie można na jej podstawie prognozować istnienia warstwy ani zawartości w niej wiru. Sytuacja taka powoduje silne osłabienie penetracji poniżej danej warstwy z jednoczesnym niejakim rozciąganiem w czasie sygnału odbitego. Daje to na rejestracjach obraz przyciemnienia zapisu i ograniczenia refleksyjnieści niżej leżących horyzontów (w wyniku obniżenia poziomu docierającej do nich energii — a więc i poziomu echa). Inne osady rezydualne, np. piaski różnoziarniste występują na dnie Rynny Słupskiej i progach rozdzielających baseny, a ich grubość wynosi około kilkunastu centymetrów, nie zaznaczają się na rejestracjach sejsmoakustycznych.

ROZMIESZCZENIE I BUDOWA WEWNĘTRZNA KOMPLEKSÓW  
SEJSMOSTRATYGRAFICZNYCH

Na materiałach sejsmoakustycznych z polskiej części Morza Bałtyckiego wydzielone zostały kompleksy osadów (A, B, C) na podstawie informacji zawartych w obrazie rejestracji.

Prócz granic tych głównych jednostek wyodrębniono cały szereg innych granic odbijających, które zostały uznane za granice wewnętrzne. Analizując przekroje możemy stwierdzić, jak zmieniają się wzajemne relacje między nimi i wewnątrz budów poszczególnych kompleksów. Aby poddać analizie tak dużą ilość materiałów, całe dane przeniesiono do komputera przez cyfrowanie, a następnie umieszczono w przestrzeni trójwymiarowej. Uzupełnienie danych o narzędzia do przeglądania, wyszukiwania i edycji przekrojów doprowadziło do utworzenia komputerowej bazy danych sejsmoakustycznych GEOECHO, w której zebrane interpretacje wszystkich przekrojów sejsmoakustycznych wykonanych w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego. Przekroje w bazie tej składają się z linii umieszczonych w przestrzeni trójwymiarowej, każda linia przyporządkowana jest do tzw. „warstwy” w systemie komputerowym. Aby termin ten nie był mylony z określeniem „warstwa” w sensie geologicznym, warstwy związane z organizacją informacji w rysunku nazywane będą dalej „warstwami informacyjnymi”. Zbiór warstw informacyjnych związany jest z podziałem pokrywy osadowej na kompleksy. Według przyjętej koncepcji linie związane są ze sposobem danego wydzielenia, co jest podyktowane procesem cyfrowania i przetwarzania danych. Dla uproszczenia granice wewnętrzne w obrębie kompleksu umieszczane są często na pojedynczej warstwie informacyjnej, bez ich rozróżnienia.

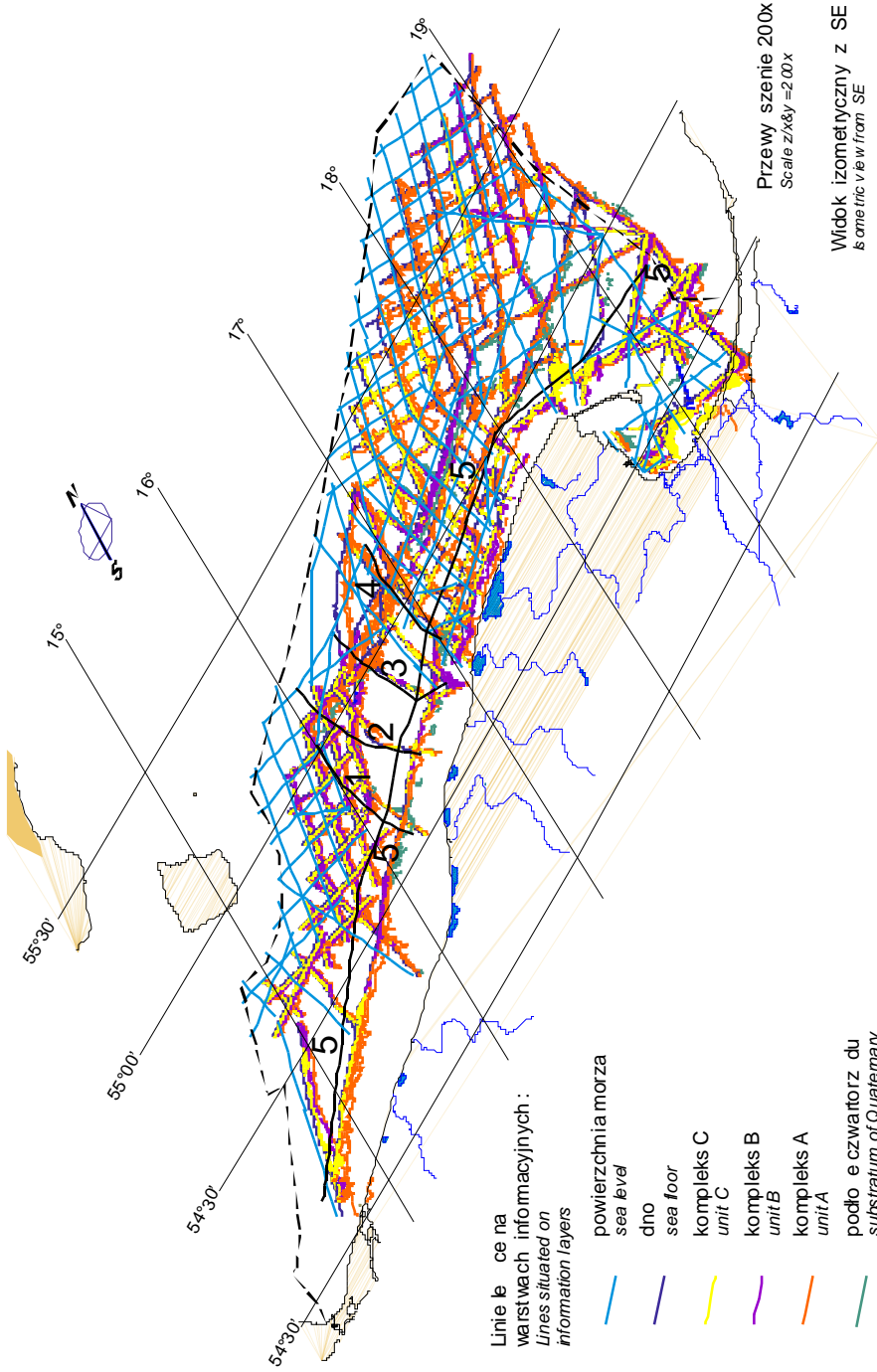
Takie podejście pozwala wyświetlać kombinacje wybranych granic z wybranych odcinków różnych profili i nadać im kolory dla ułatwienia analizy obrazu. Zbudowane w ten sposób przekroje można oglądać z dowolnego kierunku. Przedstawione bliżej przykładowe przekroje obrazujące układ kompleksów sejsmostratygraficznych stanowi niewielki fragment materiałów zgromadzonych w bazie GEOECHO (fig. 30).

Przykładem wykorzystania możliwości tej bazy jest figura 31 przedstawiająca budowę geologiczną Ławicy Słupskiej. Można tu na jednej ilustracji obserwować, jak zmienia się przekrój formy ławicy na kolejnych profilach.

Wzajemny układ kompleksów sejsmostratygraficznych najlepiej przedzielić na przekroju biegnącym z zachodu na wschód wzdłuż całego polskiego wybrzeża a w odległości około 10 km (profil oddala się bardziej od brzegu jedynie w rejonie Basenu Bornholmskiego i Basenu Gdańskiego). Został on utworzony wykorzystując rejestracje z szeregu różnych profili sejsmoakustycznych (w sumie 92 cyfrowane odcinki rejestracji, po około 1m długości). Profil ten (fig. 32) został przetworzony odmiennie: na podstawie informacji o zasięgu kompleksów — wypełniono ich obszar kolorem, a wszystkie wyznaczone granice odbijające przedstawiono jako czarne linie niezależnie od ich przynależności do warstw informacyjnych.

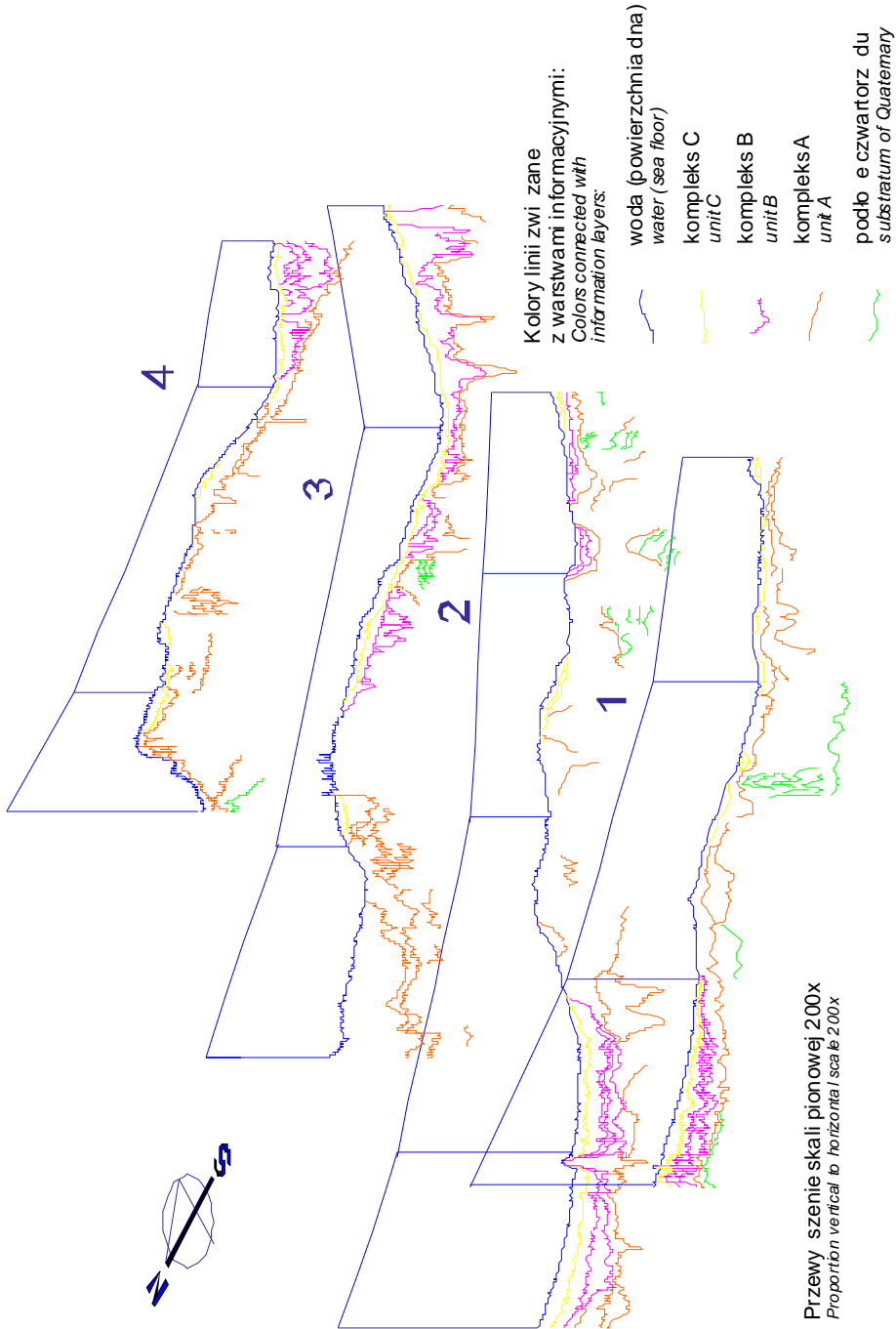
Przedstawiony przekrój pokazuje zmienność budowy kompleksów zarówno w strefie płytkowodnej, jak i na skraju dwóch wymienionych wcześniej basenów. W części zachodniej kompleks A ma złożoną budowę i dużą miąższość. Zapis tej jednostki na rejestracji wiadczy, co najmniej w części nie są to gliny zwałowe. Dalej w kierunku centrum Basenu Bornholmskiego budowa kompleksu A jest coraz prostsza, a jego miąższość maleje. W kolejnych miejscach obserwujemy wzrost miąższości: na zapleczu niewidocznej tu Ławicy Słupskiej, na Ławicy Stilo, na przedpolu skłonu związanego z Basenem Gdańskim. W tym ostatnim rejonie widać znów bardziej złożoną budowę kompleksu A, ale nie w takim stopniu jak w części zachodniej.

Kompleks B wypełnia zagłębienia terenu (mułki lub osady ilaste) oraz tworzy dwie formy dawnych mierzei (zapis charakterystyczny dla piasków) na skłonie odpowiednio Basenu Bornholmskiego i Basenu Gdańskiego.



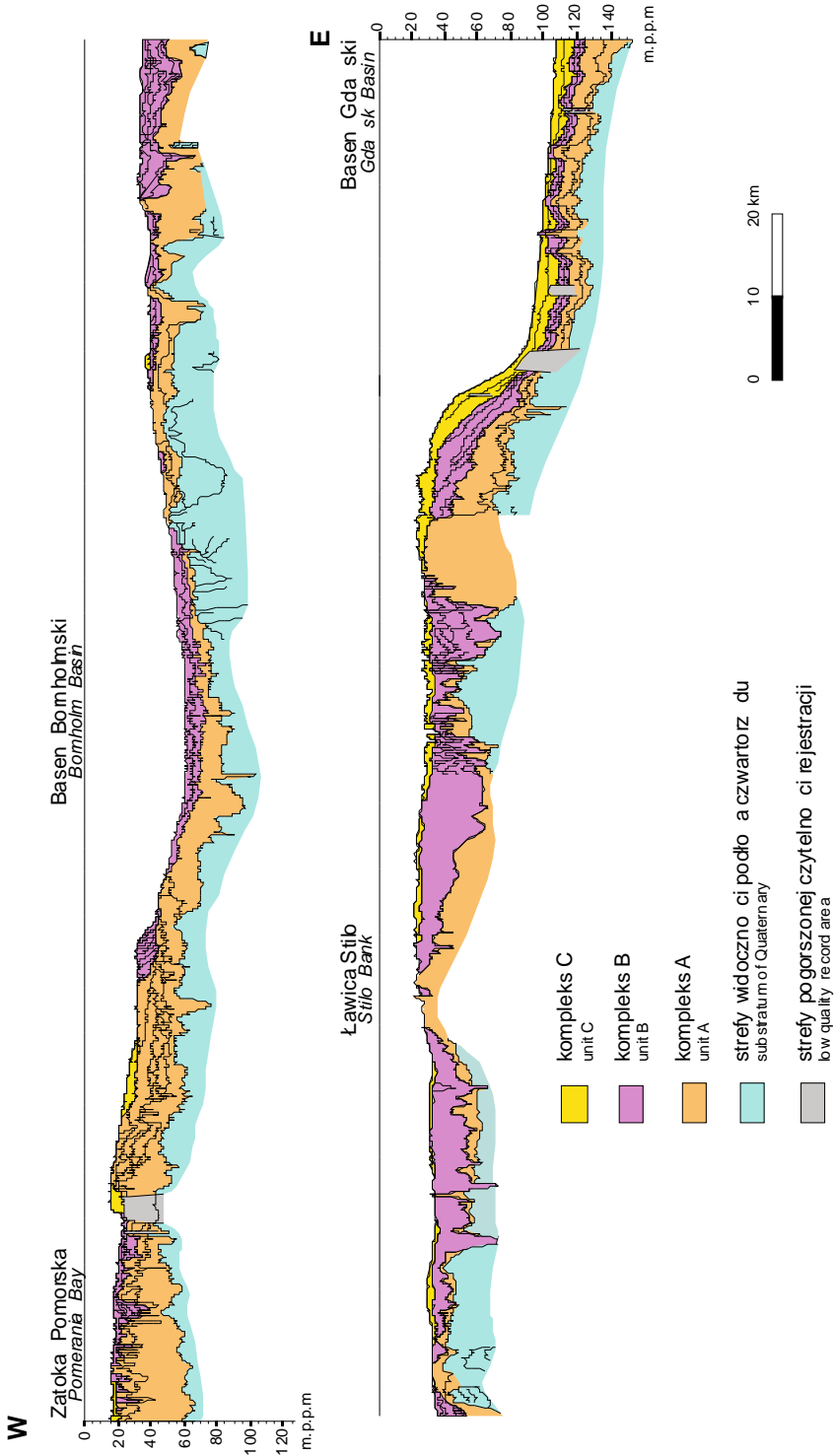
**Fig. 30. Model przestrzenny utworzony z przekrojów zgromadzonych w bazie danych „GEOECHO”  
(1–5 przekroje przedstawione na fig. 31 i 32)**





**Fig. 31. Przekroje przez Ławic Słupsk — widok z południowego zachodu (lokalizacja fig. 30)**

Geological cross-sections of the Słupsk Bank — view from south-west (localization Fig. 30)



**Fig. 32. Przekrój nr 5 przedstawiający rozmieszczenie kompleksów sejsmoakustycznych wzdłuż polskiego wybrzeża w odległości ~10 km od brzożu (lokalizacja fig. 30)**

Geological cross-section nr 5 located c. 10 km from Polish coast (localization Fig. 30)

Kompleks C pokazany jest jedynie w miejscach, gdzie jego miąższość jest większa niż 1 m, ponieważ poniżej tej wielkości udowodnienie jego ciągłości zastosowanymi tu metodami sejsmoakustycznymi jest niemożliwe. W części zachodniej obserwowano formy nagromadzenia osadów piaszczystych na wysokościach nie widocznych tu ławic: Odrzańskiej i Słupskiej. W Basenie Bornholmskim profil przechodzi zbyt blisko brzegu, aby ukazać warstwy mułów morskich. W Basenie Gdańskim można obserwować te warstwy, a nawet podzielić je na mniejsze jednostki. Nie można natomiast zaobserwować na rejestracji granicy między osadami piaszczystymi zalegającymi w strefie płytkowodnej i na skłonie, a mułami w obszarze Głębi Gdańskiej.

Wzdłuż tej samej linii przeprowadzono przekrój opublikowany na tablicy XX w Atlasie geologicznym południowego Bałtyku (Kramarska i in., 1995 a). Przekrój ten przedstawia wydzielenia litologiczno-genetyczne dokonane w oparciu o charakter rejestracji, a przede wszystkim na podstawie danych z przebadanych rdzeni otworów. Porównanie obu tych przekrojów ukazuje jak wiele informacji można otrzymać z analizy rejestracji sejsmoakustycznej i w jaki sposób poszczególnym jednostkom sejsmoakustycznym przypisywana jest interpretacja geologiczna.

#### BUDOWA KOMPLEKSU A

Kompleks ten jako najniższy w obrębie osadów czwartorzędowych zalega bezpośrednio na powierzchni powstałej w wyniku egzaracji lodowcowej starszych osadów. Niewątpliwie na ukształtowanie tej powierzchni miała wpływ odporność skał podłoża, na które natrafiał egzarujący lodolód, a więc zarówno litologia osadów, poziom procesów wietrzeniowych, jak i podatność uwarunkowana sprężkami tektonicznymi (Mojski, 1995). Analizując model tej powierzchni sporządzony na podstawie przekrojów sejsmoakustycznych (fig. 33) stwierdza się, że generalnie nawiązuje on do ukształtowania dzisiejszego dna, jednak wyłaniają się pewne strefy odmiennie:

— obszar pomiędzy Darłowem a wyspą Bornholm jest obniżony, a o tego obniżenia ma kierunek SE–NW i nawiązuje wyraźnie do strefy tektonicznej T-T (Teisseyre’a-Tornquista),

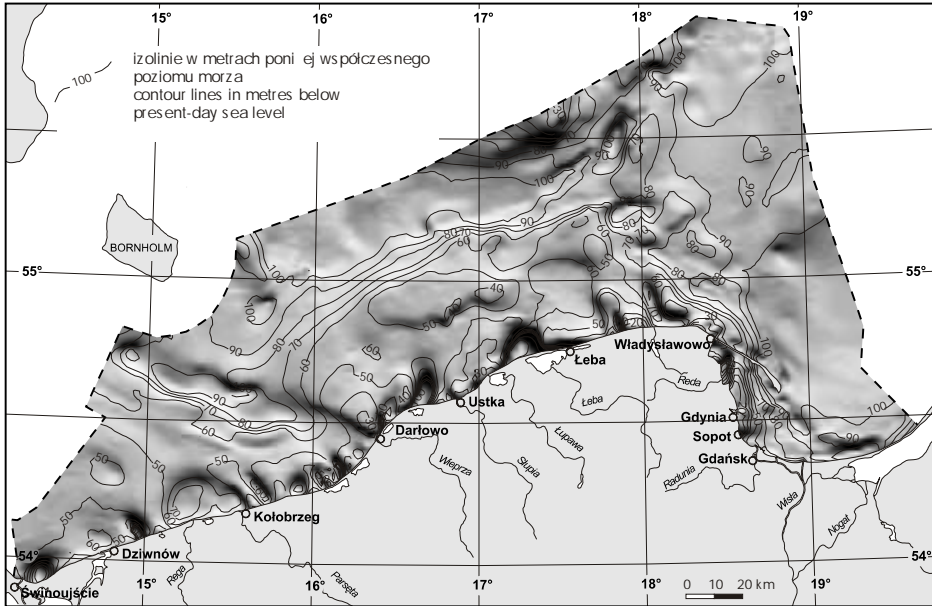
— nie da się wyróżnić progów rozdzielających obecnie Basen Bornholmski od Rynny Słupskiej (tzw. Próg Poprzeczny), co wiadomo, że pochodzi ona z czwartorzędowej i nie ma starszych założeń,

— centralna część obszaru jest wyniesiona, co sugeruje, że Ławica Słupska ma swoje predyspozycje w ukształtowaniu podłoża, jej istnienie nie jest więc wyłącznie wynikiem obecności moreny czołowej,

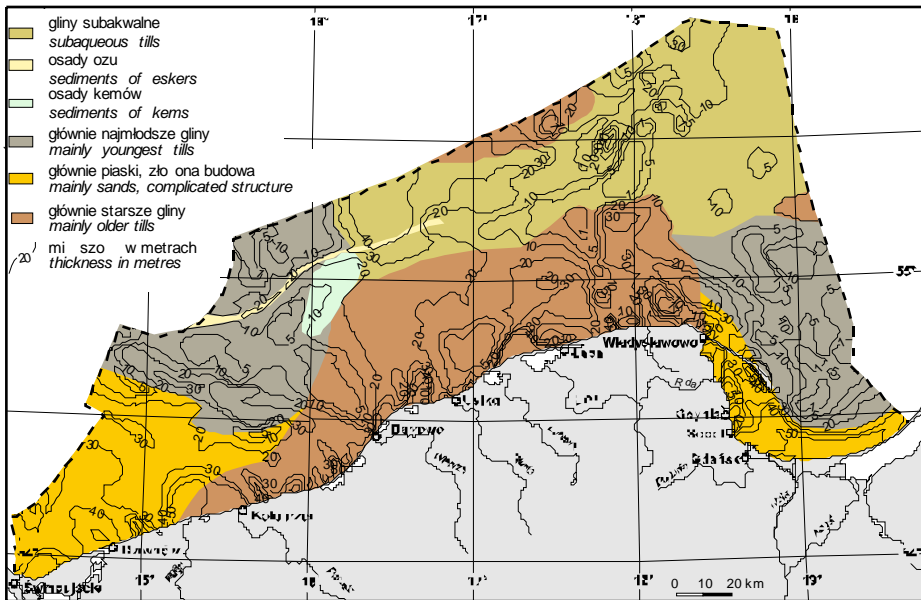
— w pobliżu dna powierzchnia jest silnie urzeźbiona głębokimi bruzdami o przebiegu południkowym.

Porównując ukształtowanie omawianej powierzchni z *Mapą geologiczną dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych* (Kramarska, 1999) widać, że centralna część powierzchni zbudowana jest z osadów neogennych. Utwory te stosunkowo młode, nie uległy jednak egzaracji — być może dlatego, że osłoniły je wyniesieniem białymcym założeń Ławicy Rodkowej. Osady neogenne układają się w wyraźny klin, który mógł rozgraniczać odrębne łoby lodowcowe.

Budowa geologiczna kompleksu A pokazuje, że gliny najmłodszego zlodowacenia zachowały się głównie w rejonach głębokowodnych (fig. 34). Jak wynika z zapisów sejsmoakustycznych, duża część obszaru została pozbawiona zupełnie starszych glin i pokryta jest jedynie cienkimi warstwami glin najmłodszego zlodowacenia. Gliny te osiagają więc jedynie w rejonie, gdzie znajduje się obecnie próg pomiędzy Basenem Bornholmskim a Rynną Słupską (tzw. Próg



**Fig. 33. Cieniowany model powierzchni stropu podło a czwartorz du (sp gu kompleksu A)**  
 Shaded model of surface of Quaternary base (bottom surface of unit A)



**Fig. 34. Budowa geologiczna kompleksu A**  
 Geological structure of the unit A

Poprzeczny). Próg ten jest elementem granicznym — na wschód od niego dominują gliny subakwalne o niewielkiej miąższości i charakterystycznej rzebie stropu, na zachód warstwa glin jest również niewielkiej miąższości, ale jej strop jest raczej wyrównany.

W płytszych partiach współczesnego morza gliny najmłodszego zlodowacenia zostały prawdopodobnie zniszczone w wyniku działalności wód roztopowych i erozji spowodowanej transgresją morską (Ucinowicz, 1996). W rejonach tych dominują gliny starszych zlodowaceń, które nie zostały zniszczone w czasie egzaracji ostatniego lądolodu (Kramarska i in., 1990).

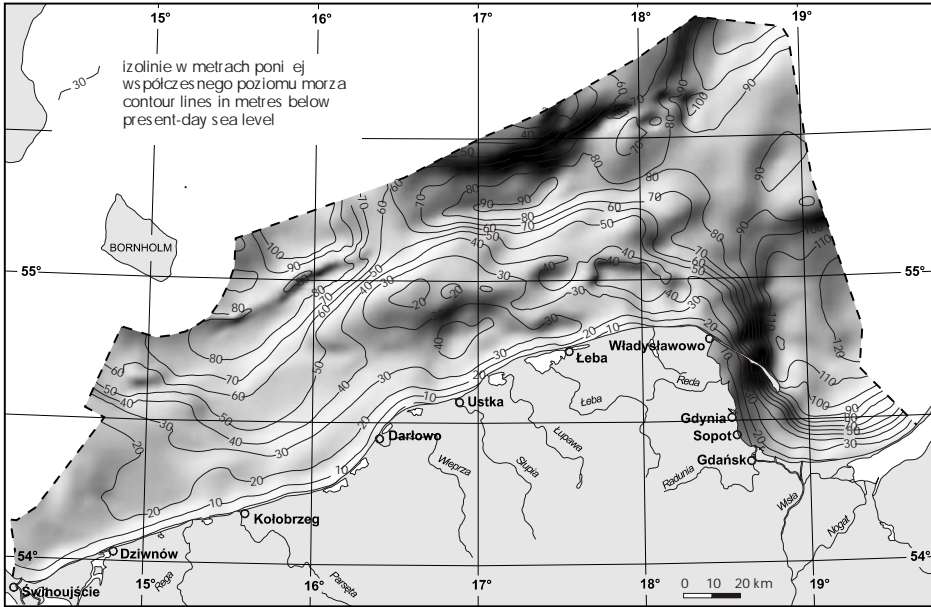
W części południowo-zachodniej rejonu badanej miąższości kompleksu A jest stosunkowo duży, jednak nie tworzy go gliny, a osady piaszczyste (Przedziecki i in., 1988). Zostało to zaobserwowane na przekrojach sejsmoakustycznych i potwierdzone w profilach otworów. Przez analogię do sytuacji na siedniam i dziełach, a także osady fluwioglacjalne poprzednich zlodowaceń. Najnowsze badania dowodzą, że przynajmniej w części to również osady interglacjalne (Kramarska, 1998).

Ciekawą formą w obrębie kompleksu A jest długi wał ciągnący się na dnie Basenu Bornholmskiego. Zapisy sejsmoakustyczne sugerują, że jest to osłona rozpoczynająca się w rejonie Rynny Słupskiej i częściowo pogrzebana pod osadami progu rozdzielającego oba te rejon (Kramarska, Przedziecki, 1987). Osłona wykorzystuje przebieg linii uskoku, wypełniając w takich miejscach głębokie wcięcia podłoża, gdzie indziej tworzy wyraźne formy wypukłe, mające swoje odzwierciedlenie nawet w morfologii dna. Interesujące zapisy uzyskano również na zachodnim skłonie Ławicy Słupskiej, gdzie spotyka się pola form przypominających kemy.

## BUDOWA KOMPLEKSU B

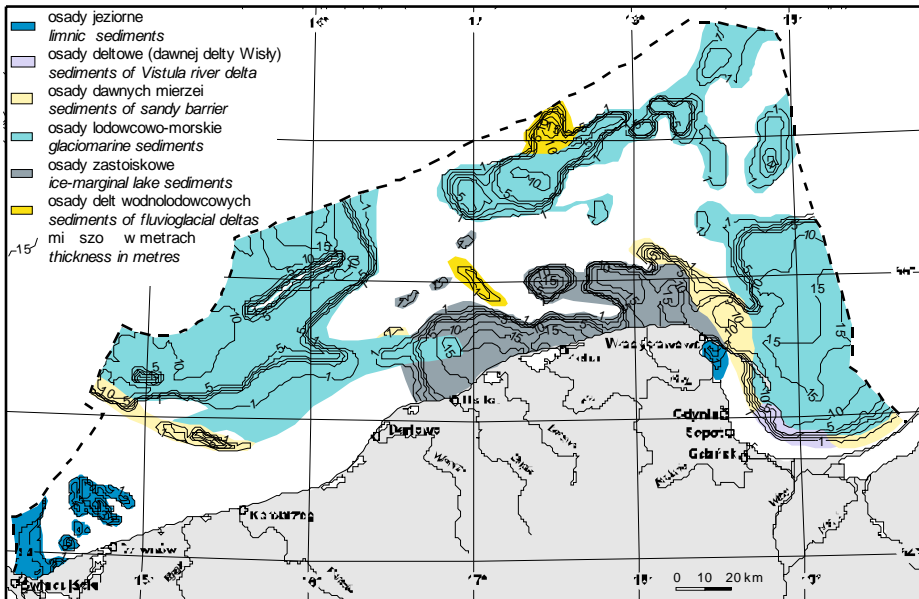
Powierzchnia, na której zalega ten kompleks pozostała po wycofaniu się lądolodu (fig. 35). Na przełajach części jest to strop glin morenowych. Wszędzie tam, gdzie wytworzyły się zagłębienia tej powierzchni gromadziły się wody roztopowe pozostawiając materiał osadowy. Niektóre z zagłębienia powstały prawdopodobnie na skutek działalności tych wód, bezpośrednio na przedpolu lądolodu. Zapewne tak gęsto mają zagłębienia w pobliżu dzisiejszego brzegu morskiego wypełnione osadami zastoiskowymi.

Kompleks ten jest nieciągły i najbardziej zróżnicowany pod względem budowy (fig. 36). Najstarszymi osadami należącymi do tego kompleksu są piaski i wiry delt wodnolodowcowych, powstałych bezpośrednio na przedpolu lądolodu. Osady te zaznaczają się w dwóch odrębnych miejscach, a ich położenie świadczy, że zwiastane są odrębnymi etapami deglacji obszaru. Mniejsza z delt, położona w pobliżu szczytowej powierzchni Ławicy Słupskiej, zwiastana jest prawdopodobnie ze starszym etapem deglacji. Druga, młodsza delta położona jest na południowym skłonie Południowej Ławicy Rodkowej. Forma ta jest dużej wiarygodności i na jej obecność złożyło się wiele procesów. Najważniejszymi były transgresje: najpierw bałtyckiego jeziora lodowego, a później morska. Doprowadziły one do częściowego przerobienia zgromadzonego tu materiału piaszczystego. Ponieważ przez pewien okres Południowa Ławica Rodkowa pozostawała wyspą (Ucinowicz, 1996), aktywizowało to procesy abrazji i redepozycji osadów piaszczystych w istniejącej tam wówczas strefie brzegowej. Na zapleczu brzegu morskiego rozwijały się większe lub mniejsze zbiorniki jeziorne i lagunowe, czego wyrazem jest obecność fauny słodkowodnej w tych osadach (Masłowska, Michałowska, 1995). Wyniki działania tych procesów możemy obserwować na przekrojach



**Fig. 35. Cieniowany model powierzchni stropu utworów lodowcowych (sp g kompleksu B)**

Shaded model of surface of the glacial sediments (bottom surface of unit B)



**Fig. 36. Budowa geologiczna kompleksu B**

Geological structure of the unit B

sejsmoakustycznych, zwłaszcza na wykonanych tu szczegółowych pracach przy dokumentowaniu złóż kruszywa naturalnego.

W dzisiejszych obszarach płytkowodnych kompleks B reprezentują głównie osady zastoiskowe tworzące się na przedpolu lodu. Wypełniają one zagłębienia terenu i są wyrażone warstwami z licznymi zaburzeniami o genezie wytopiskowej a częściowo glaciektonicznej. Osady te są szeroko rozprzestrzenione począwszy od rejonu zaplecza Ławicy Słupskiej na zachodzie, a po Zatokę Pucką na wschodzie. Południowa ich krawędź sięga strefy brzegowej, gdzie nieraz były one obserwowane w podłożu.

Największym obszaru zajmowanego przez kompleks B stanowi szeroko rozumiane osady bałtyckiego jeziora lodowego. Osady te uwiadcniają się w postaci różnorodnych zapisów, co widzi się z ich złożoną genezą. W najgłębszych partiach zbiorników gdzie sedimentacja od początku miała spokojny charakter ujawniają się zapisy osadów drobnolaminowanych, prawdopodobnie ilów warwowych. W rejonach bezpośrednio blisko lodu, gdzie sedimentacja była intensywna powstawały osady bezstrukturalne o dużej przezroczystości akustycznej. Po utworzeniu jednolitego zbiornika, w miarę jego rozwoju zaczynała dominować spokojna sedimentacja, przedstawiająca się w zapisie regularnymi, wyraźnymi, równoległymi refleksami ujawniającymi jej wewnętrzne warstwowanie. Warstwowanie to powtarza zgodnie z rytmem stropu niżej leżących utworów. Regularne warstwowanie ujawnia wszelkie zaburzenia postsedymencyjne, które widzi się głównie z wytopianiem większych i mniejszych brył martwego lodu pogrzebanych w osadzie (Rudowski i in., 1999). Słuchając z zasięgu zarejestrowanych zaburzeń, procesy wytopiania brył martwego lodu miały miejsce do końca okresu bałtyckiego jeziora lodowego, a nawet później.

Do kompleksu B zaliczyć można także osady wypełniające niewielkie zagłębienia terenu na południowy wschód od Ławicy Odrzanej. Rejestracje tych osadów mają podobny charakter do osadów zastoiskowych. Charakteryzują się również warstwowaniem, ale refleksy je reprezentującej mają mniejszą dynamikę i brak jest w nich wspomnianych zaburzeń. Badania pobranych tam próbek ujawniają, że są to osady jeziorne, powstałe w okresie gdy był to obszar lodowy po ustąpieniu lodu, zanim tereny te objęła transgresja morska. Podobne osady spotykamy też w obrębie Zalewu Puckiego.

Oprócz osadów ilastych i mułkowych do kompleksu B zaliczyć należy również osady piaszczyste budujące dawne mierzeje bałtyckiego jeziora lodowego i tworzące się wówczas delty Wisły. Rejestracje ujawniają te osady jako leżące bezpośrednio na osadach ilastych bałtyckiego jeziora lodowego, a oddzielone czytelnym horyzontem od typowo morskich utworów piaszczystych. Takie położenie stratygraficzne, oraz ich wykształcenie jako progradujących serii świadczą, że mamy do czynienia ze strukturami powstałymi w czasie regresji zbiornika bałtyckiego jeziora lodowego.

## BUDOWA KOMPLEKSU C

W pewnym uproszczeniu można przyjąć, że powierzchnia spłaskawiona tego kompleksu (fig. 37) przedstawia rzeźbę terenu przed transgresją morską (bezpośrednio po obniżeniu się wód bałtyckiego jeziora lodowego, poprzez utworzony na zachodzie odpływ do oceanu) i jego kontynuacji w postaci ówczesnego dna bałtyckiego jeziora lodowego. Oczywiście istniejąca wówczas powierzchnia została w wielu miejscach zniszczona w wyniku abrazji związanej z postępującą transgresją morską, a uzyskany w ten sposób materiał osadowy posłużył do budowy piaszczystych form akumulacyjnych kompleksu C (bardzo ciekawym wynikiem sedimentacji morskiej) oraz cz-

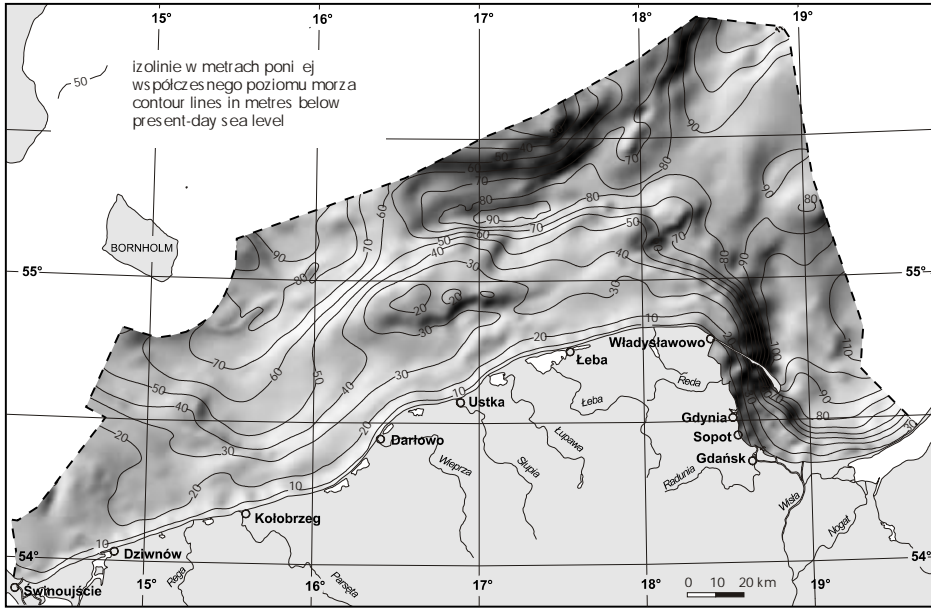


Fig. 37. Cieniowany model powierzchni stropu podło a osadów morskich (sp. gu kompleksu C)

Shaded model of surface of the marine sediments base (bottom surface of unit C)

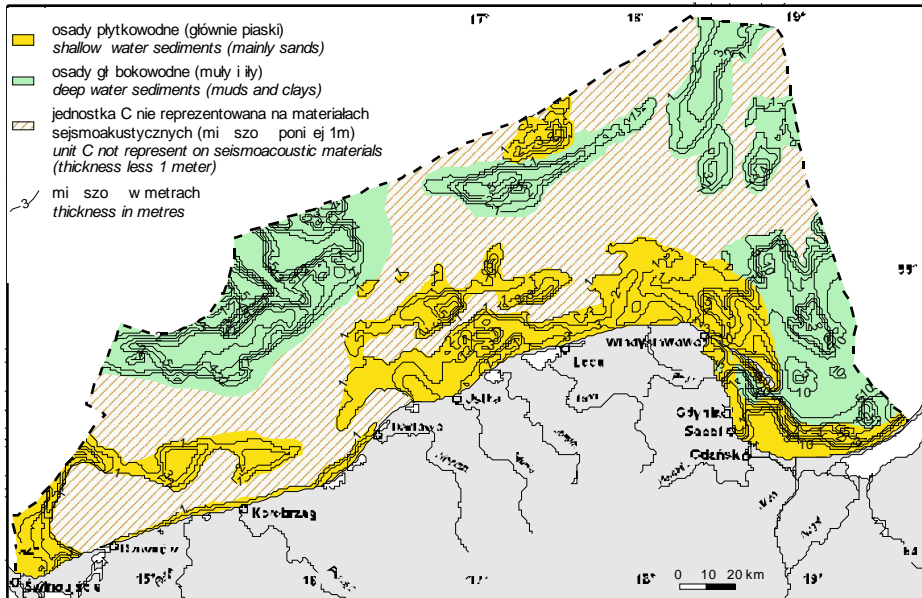
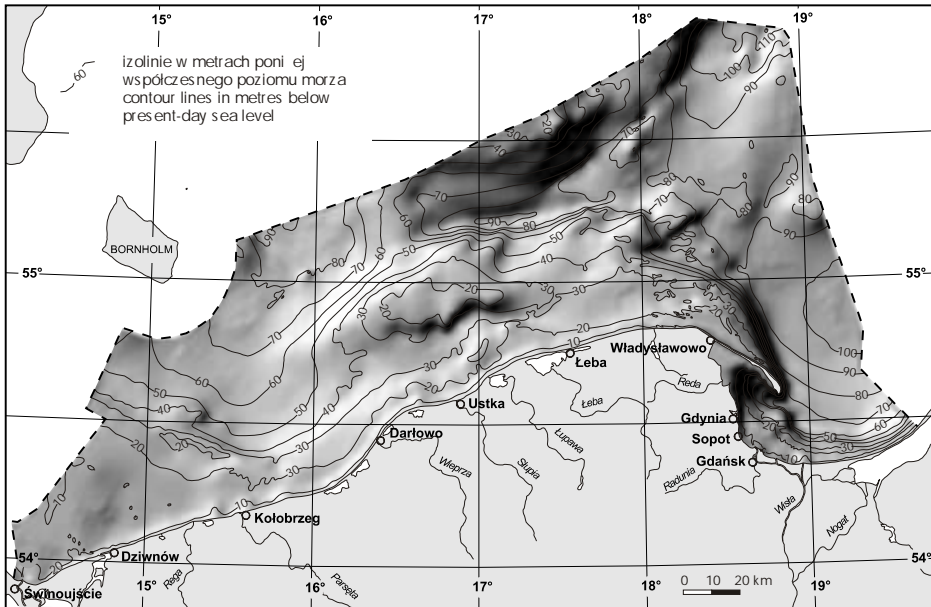


Fig. 38. Budowa geologiczna kompleksu C

Geological structure of the unit C





**Fig. 39. Cieniowany model powierzchni dna współczesnego morza (stropu kompleksu C)**

Shaded model of surface of sea floor (upper surface of unit C)

ciowo przyczynił si do uformowania osadów wy cielij cych dna basenów gł bokowodnych. Poza obszarami gdzie zalegaj te dwa typy osadów (fig. 38) dno morskie jest pokryte jedynie cienk warstw osadów rezydualnych. Posiadane materiały sejsmoakustyczne nie pozwalaj prze ledzi zalegania tej cienkiej warstwy i dlatego nie została ona przedstawiona graficznie. Powy ej kompleksu C znajduje si warstwa wody. Dno morskie (fig. 39) stanowi ce doln powierzchni warstwy wody jest równocze nie stropem kompleksu C.

#### REGIONALNE ZRÓ NICOWANIE OBSZARU BADA

Analizuj c budow geologiczn kompleksów sejsmostratygraficznych, zarówno w poziomie jak i przekroju pionowym, cały obszar polskiej cz ci Morza Bałtyckiego podzielono na regiony o zbli onej budowie. Prowadz c prace sejsmoakustyczne w obr bie tych regionów uzyskano na rejestracjach obraz daj cych si wydzieli , odpowiednio wykształconych kompleksów sejsmostratygraficznych, co pozwoliło wykonanym przekrojom przypisa , z du ym prawdopodobie stwem, interpretacj geologiczn .

Obszar bada podzielono na nast puj ce regiony:

- Basen Bornholmski,
- Zatoka Pomorska wraz Ławic Odrzan i obszarem płytkowodnym, a po zaplecze Ławicy Słupskiej,
- skraj Basenu Gotlandzkiego, Południowa Ławica rodkowa i tzw. „Próg Poprzeczny”, a dalej południowe zbocze Rynny Słupskiej i rejon tzw. „Progu Ukonego”,

- Ławica Słupska, wraz z Ławic Stilo,
- Basen Gotlandzki i Rynna Słupska,
- zaplecze Ławicy Słupskiej i dalej obszar płytkowodny, a po Półwysp Helski wraz ze skłonem Basenu Gdańskiego,
- Basen Gdański,
- rejon Zatoki Gdańskiej z Zatok Puck .

Poszczególne regiony charakteryzuje różne wykształcenie kolejnych kompleksów, zarówno jeżeli chodzi o ich miąższość jak i budowę wewnętrzną .

## WNIOSKI

**1.** Podziału obrazu rejestracji sejsmoakustycznej na jednostki dokonano kierując się zróżnicowaniem zapisu i korelacją wyróżnionych granic odbijających głównych jednostek. Złożona struktura i duża zmienność rejestracji spowodowały konieczność określenia kryteriów, dzięki którym można wyróżnić jednostki odpowiedniej rangi — kompleksy, pozwalające przedstawić główne rysy budowy — podstawową architekturę sejsmicznych badanych utworów.

**2.** Analizując materiały sejsmoakustyczne z polskiej części Bałtyku wydzielono w pokrywie osadowej czwartorzędowej (i to niezależnie od rejonu) trzy zasadnicze jednostki — kompleksy sejsmostratygraficzne, które zinterpretowano w następujący sposób:

kompleks A — osady akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, powstałe w okresie zlodowacenia obszaru, wraz z osadami interglacjalnymi;

kompleks B — osady różnych rodzajów, powstałe pomiędzy wycofaniem lodowca, a transgresją morską ;

kompleks C — osady będące wynikiem sedymentacji morskiej, formowane od czasu wkroczenia morza, do chwili obecnej.

**3.** W obrębie kompleksów, na podstawie wewnętrznego zróżnicowania ich zapisu, wyróżniono mniejsze jednostki odnoszące się bezpośrednio do wydzieleni litologiczno-genetycznych odpowiadających im osadów. Analiza zapisów wykazuje, że nie jest celowe poszukiwanie unikatowego zespołu cech rejestracji, po których można by każą dorazowo i niezależnie rozpoznać konkretne wydzielenie litologiczno-genetyczne. Jedynie całościowe podejście do przekrojów sejsmoakustycznych, wzbogacone o korelację przestrzenną wyróżnionych jednostek, pozwala na prawidłowe ich interpretację .

**4.** W dotychczasowych pracach dotyczących rejonu bada materiały sejsmoakustyczne wykorzystywane były głównie do określenia zasięgu wydzieleni litologiczno-genetycznych dokonanych na podstawie analizy próbek pobranych z rdzeni otworów. W prezentowanej pracy po raz pierwszy punktem wyjścia są rejestracje sejsmoakustyczne, na podstawie których określono układ i wzajemne relacje podstawowych jednostek — kompleksów sejsmostratygraficznych, wykorzystując wydzielenia litogenetyczne do wyjaśnienia prezentowanego wykształcenia wyróżnionych jednostek.

5. Podział pokrywy czwartorzędowej na kompleksy sejsmostratygraficzne pozwolił w sposób czytelny przedstawić budowę geologiczną obszaru na podstawie wyników badań sejsmoakustycznych. Dzięki takiemu podziałowi możliwe jest komputerowe przetwarzanie danych z ich kartograficznym opracowaniem, a przez to ich łatwa i sugestywna wizualizacja.

6. Podziału pokrywy czwartorzędowej dokonano w sposób, który pozwoli, w miarę postępu badań sejsmoakustycznych dna Bałtyku, na dalsze uściślenie granic kompleksów oraz uszczegółowienie zawartych w ich obrębie mniejszych jednostek, bez zasadniczych zmian wydzielenia samych kompleksów.

7. Uzyskane wyniki mogą być użyte przy prowadzeniu interpretacji materiałów przyszłych prac sejsmoakustycznych oraz będą podstawą opracowywania danych z innych rejonów Bałtyku lub innych akwenów.

## LITERATURA

- CLAY C.S., MEDWIN H., 1977 — Acoustic Oceanography. John Wiley & Sons Inc. New York.
- FAJKLEWICZ Z. (red.), 1972 — Zarys geofizyki stosowanej. Wyd. Geol. Warszawa.
- GI EJEWSKI J., RUDOWSKI S., 1995 — Geological structure of the Rzucewo Deep, Puck Bay. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **149**: 126–127.
- GUDELIS W. K., JEMIELIANOW J. M. 1982 — Geologia Morza Bałtyckiego (tłum. L. Bohdziewicz): 412 ss. Wyd. Geol. Warszawa.
- HAMPTON L. (red), 1974 — Physics of sound in Marine Sediments: 530 pp. Plenum Press, New York.
- JANKOWSKA H., RUDOWSKI S., U CIŃOWICZ SZ., 1992 — Sejsmoakustyczne badania dna Zatoki Gdańskiej. *Prz. Geof.*, **37**, 1-2: 61–65.
- KÖGLER F.C., LARSEN B., 1979 — The West Bornholm basin in the Baltic Sea; geological structure and Quaternary Sediments. *Boreas*, 8: 1–22.
- KRAMARSKA R., 1995 — Trzeciorzęd. W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku. 1:500000. (red. J. E. Mojski): 19–20. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAMARSKA R., 1998 — Origin and development of Odra Bank in the light of geologic structure and radiocarbon dating. *Geol. Quart.*, **42**, 3: 277–288.
- KRAMARSKA R. (pod kier.), 1999 — Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych. 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAMARSKA R., PRZEZDZIECKI P., 1987 — Interpretacja geologiczna profili sejsmoakustycznych na obszarze ark. Ławica Słupska. Mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1:200 000. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 513.
- KRAMARSKA R., MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., LIWISKI Z., TOMCZAK A., U CIŃOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 1990 — Pozycja geologiczna osadów plejstoceńskich z dna Bałtyku południowego datowanych metodą termoluminescencji. *Prz. Geol.*, **38**, 5–6: 248–253.
- KRAMARSKA R., MASŁOWSKA M., PRZEZDZIECKI P., U CIŃOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 2000 — Podstawowe badania geologiczne morza i wybrzeża oraz ich praktyczne znaczenie. *Prz. Geol.*, **48**, 9: 779–784.
- KRAMARSKA R., PRZEZDZIECKI P., U CIŃOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 1995 a — Przekroje geologiczne. W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku. 1:500 000 (red. J. E. Mojski): tablice XIX, XX. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAMARSKA R., U CIŃOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 1995 b — Czwartorzęd. W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku. (red. J. E. Mojski): 22–30, tablice XII–XXII. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- KRZYMIŃSKA J., PRZEZDZIECKI P., 2000 — Paleogeography of Late Glacial and Lower Holocene lakes in the Pomeranian Bay area on the basis of malacofauna and ostracods and seismoacoustic data. *W: The Baltic. The Sixth Marine Geological Conference Abstracts: 47.* Copenhagen.
- LITWINOW V. M., SAGALEWICZ A. M., SWIRNOW N. I., SZECHATIEW B. W., 1974 — Strojenije osadocznij tolszczi i rozwitije rieliefa dna Baltijskogo moria po danym niepriernowno siejsmoprofilirowanija. *Baltica*, 5: 127–136.
- MAPA geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, 1989–1995. Red. nauk. J. E. Mojski. Państw. Inst. Geol. Warszawa. Arkusze:
1. Kołobrzeg — Sz. Ucinowicz 1989 (objaśnienia — 1991)
  2. Dziwnów — Z. Jurowska, R. Kramarska 1990 (1991)
  3. Koszalin — M. Michałowska, R. Pikies 1990 (1992)
  4. Nexø — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1990 (1992)
  5. Rönne — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1990 (1992)
  6. Słupsk — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1991 (1991)
  7. Szczecin — Z. Jurowska, R. Kramarska 1990 (1991)
  8. Ławica Słupska — R. Kramarska 1991 (1991)
  9. Ławica Słupska N — R. Kramarska 1991 (1991)
  10. Łeba — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1991 (1991).
  11. Południowa Ławica rodkowa — R. Pikies 1992 (1995)
  12. Basen Gotlandzki — R. Pikies 1993 (1995)
  13. Elbląg — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1993 (1994)
  14. Gdańsk — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1993 (1994)
  15. Głębka Gdańska — Sz. Ucinowicz, J. Zachowicz 1993 (1994)
  16. Próg Gotlandzko-Gdański — R. Pikies 1993 (1995)
  17. Puck — R. Pikies, Z. Jurowska 1994 (1995)
- MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., 1995 — Geological structure of South-Middle Bank, south Baltic, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **149**: 215–219.
- MASŁOWSKA M., PRZEZDZIECKI P., 1988 — Wyniki badań sejsmoakustycznych Południowej Ławicy rodkowej w ramach badań kruszywa na obszarze południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 252–253.
- MOJSKI J. E., 1987 — Zarys budowy geologicznej obszaru południowobałtyckiego (bez czwartorzędów). *W: Bałtyk południowy* (red. B. Augustowski): 173–217. Ossolineum. Wrocław.
- MOJSKI J. E. (red), 1995 — Atlas geologiczny południowego Bałtyku. 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ORLIJONOK W. W., 1997 — Morskaja sejsmoakustika: 177 ss. Kaliningradskij Gosudarstwennyj Uniwersitet. Kaliningrad.
- PRZEZDZIECKI P., 1987 — Zagadnienia interpretacji i wykorzystania materiałów sejsmoakustycznych w badaniach geologicznych południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 233–234.
- PRZEZDZIECKI P., 1999 — Kryteria wydzielenia jednostek sejsmostratygraficznych dla Bałtyku Południowego. *W: Półnoglacialna, holocenska i współczesna ewolucja geosystemów nadmorskich Południowego Bałtyku*: 73–74. Inst. Nauk o Morzu WNP USzczec.
- PRZEZDZIECKI P., 2000 a — Międzynarodowy rejs badawczy na statku t/v „A. v. Humboldt”. *Prz. Geol.*, **48**, 1: 52–55.
- PRZEZDZIECKI P., 2000 b — Kompleksy sejsmostratygraficzne w obrębie czwartorzędów. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **56**: 152–154.

- PRZEZDZIECKI P., U CINOWICZ SZ., KRAMARSKA R., 1988 — The Quaternary of the south-west of the Polish Baltic. Geological Survey of Finland, *Sp. Paper* 6: 53–64.
- ROSSA W., WYPYCH K., 1981 — Sejsmostratygrafia dna Bałtyku Południowego. W: Geologiczno-Inżynierskie Badania Wybrzeża i dna Bałtyku Południowego (red. W. Subotowicz): 48–71. Kom. Nauk Geol. PAN. Gdańsk.
- RUDOWSKI S., PRZEZDZIECKI P., GRIGIELIS A., 1999 — Glaciomarine muds deformation structures related to bottom ice thawing. W: Polish Polar Studies — 26th International Polar Symposium (ed. J. Reppelewska-Palkowa): 251–255. UMCS, Lublin.
- RÜHLE E., 1982 — Budowa geologiczna południowej części Morza Bałtyckiego w świetle polskich badań prowadzonych w latach 1965–1980. W: Geologia Morza Bałtyckiego (W. K. Gudelis, J. M. Jemielianow): 378–412. Wyd. Geol. Warszawa.
- TASZKI T., 1991 — Surfer — przewodnik użytkownika: 190 ss. Wyd. PGI, Warszawa.
- TOMCZAK A., 1995 — Budowa geologiczna i ewolucja polskiej strefy brzegowej. W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku. 1:500 000 (red. J. E. Mojski): 48–51, tablice XXXIII, XXXIV. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- U CINOWICZ SZ., 1996 — Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biul. Inst. Geol.*, **373**: 179–193.

## SUMMARY

The study focuses on the bottom of the Polish part of the Baltic Sea (the Polish exclusive economic zone) (Fig. 1). The contemporary Baltic is a shelf sea, for which reason the geology of its pre-Cenozoic layers resembles that of the surrounding land mass (Mojski, 1987). The Paleogene and Neogene structures of the area are still poorly known (Kramarska, 1995). The current opinions on the Quaternary structure of the area have been presented in the “Quaternary” chapter (Kramarska *et al.*, 1995) of “The Geological Atlas of the Southern Baltic”. The “Atlas” was based on seismoacoustic research carried out in the Polish exclusive economic zone; however, the problems of seismoacoustic data interpretation were only marginally touched upon.

The major foreign studies dealing with the seismoacoustics of adjacent areas include research on the northern part of the Bornholm Basin (Kögler, Larsen, 1979) and publications of Soviet workers (Litvinov *et al.*, 1974).

Seismoacoustic surveys have been used at the Marine Geology Branch of the Polish Geological Institute for cartography and geological exploration since 1982 (Kramarska *et al.*, 2000), primarily for the purposes of developing a 1:200 000 geological map of the Baltic seabed. The author has participated in most of that research effort. Detailed data on the methodology of the research and on preliminary geophysical interpretation of the data can be found in unpublished reports (gray literature) only. The results have been presented mainly as conference papers (Przedziecki, 1987; Kramarska, Przedziecki, 1987; Masłowska, Przedziecki, 1988).

For the purpose of this study, the sea-going work involved application of an intermediate frequency boomer (manufacturer: EG&G). The equipment proved optimal for mapping the Southern Baltic Quaternary deposits (Fig. 2). The seismoacoustic equipment used (Fig. 3) consisted of a 300 J capacitor energy storage unit; a trigger; a Uniboom-230 seismic source; a hydrophone array (a directional antenna formed by 8 hydrophones in a single case) connected with a preamplifier (manufacturer: EG&G); a time variable gain (TVG) amplifier and a high-low transmission filter (manufacturer: TSS); and an electrosensitive paper recorder (EG&G).

Navigation and positioning were effected by the HiFix shore reference station-guided electronic navigation system; occasionally, the Siledis system was used as well. The ship’s position error did not exceed 10 m. The signals produced by the navigation system were recorded and marked every 200 or 500 m. Overall, in 1982–1992, seismoacoustic transects of the total length of about 5,000 km were surveyed (Fig. 1).

Interpretation of seismoacoustic materials obtained involved plotting reflection boundaries on seismograms. The boundaries were digitised to form digital profiles which were then used to create a unique GEO-ECHO seismoacoustic database. To create the database, it was necessary to define criteria upon which the major seismostratigraphic units were to be identified. Such units were needed for the major features of the Quaternary deposits to be discerned.

Analysis of the data acquired in the Southern Baltic showed the seismoacoustic profiles to reveal, wherever possible, two groups of clearly different reflections. One group was formed by regular, fairly homogeneous sets of reflections associated with the Quaternary base, while the other consisted of markedly different reflections associated with the Quaternary sediment cover.

The complex pattern of the Quaternary structures observed on the seismograms could be simplified once longer stretches of the profiles were integrated. It was then possible to identify certain major units that, in spite of local variability, showed a continuity and similarity in their internal structure.

Thus, three major seismostratigraphic units were identified in the Quaternary deposits of the Polish part of the Baltic Sea. The units, from the lowest to the topmost, were denoted by letters A, B, and C. It was decided against tagging the units by using names that would refer to the genesis or age of a unit because both the genesis and age are dependent on interpretation, while the units were identified based on seismoacoustic records and primary features of the structures recognised from the reflections visible on the seismograms.

The lowest-lying unit A shows the most chaotic structure (particularly in shallow-water areas) and usually lacks features that would evidence any layering. Depressions and slopes of the unit A roof reveal the presence of unit B the reflections in which frequently evidence its internal layering. The strata are usually arranged according to a pattern following the morphology of the surface the deposits rest upon. Although distinct, the layering is frequently chaotic, interrupted, and disturbed. The unit in question is non-continuous. Unit C, the third major unit, caps the preceding two and levels off their surfaces. The internal structure of the unit reflects the seabed surface which forms its roof. The unit is, as a rule, more acoustically transparent than unit B and shows layering which, although less legible, is continuous along extended stretches.

In deep-water areas, the units follow a similar pattern (Figs. 4–6). It is only in the Gotland Basin, characterised by a low sedimentation rate, that units B and C are poorly developed (Fig. 7). The shallow-water areas frequently show the presence of units A and C only; alternatively, unit A with a complex internal structure is the sole unit observed. The extensive shallow-water area between the Polish coast and the Słupsk Furrow, from the Słupsk Bank to the slope of the Gdańsk Basin, shows distinctly the three units (Fig. 8). Similar is the pattern observed in the Pomeranian Bay (Fig. 9). On the other hand, the sand-covered slopes of the seafloor reveal somewhat different structuring, although numerous similarities to the preceding examples can be discerned (Figs 10 and 11).

The major stratigraphic units receive the following geological interpretation. Unit A consists of glacial and fluvioglacial sediments formed during the glacial, accompanied by interglacial deposits. Unit B is made up by sediments of various origin, formed between the glacier's retreat and the transgression of the sea. Unit C consists of deposits produced by marine sedimentation, in progress since the transgression.

The records of the major units show numerous reflections and frequent alterations of the nature of a record. Those changes have made it possible to identify subunits that could be correlated with lithogenetic formations. The study contains a seismoacoustic characteristics of such subunits, supported by appropriate examples discernible in the records. The following subunits were identified within unit A: tiles (Fig. 12); fluvioglacial sediments predating the last glaciation (Fig. 13), other sandy sediments, presumably of terrestrial origin (Fig. 14); sand and sandy-silty sediments of eskers and kames (Figs 15 and 16); and subaqueous clays (Fig. 17). Unit B is made by: fluvioglacial deltaic sediments dating to deglaciation of the last glacial (Figs 18 and 19); marginal lake sediments (Fig. 20); glacial-marine deposits from deep-water basins (Fig. 21); sandy sediments from former spits (Fig. 22); deltaic sands and silts (Fig. 23); and limnetic sands and silts (Fig. 24). Unit C reveals marine sands (Figs. 25 and 26); marine silts, silty clays, and clays (Figs. 27 and 28); and gravels and sandy gravels (Fig. 29).

The profiles illustrating the patterns of seismographic complexity have been integrated into the GEO-ECHO seismoacoustic computer database (Fig. 30). The database makes it possible to select certain profiles for their structure to be analysed and compared (Fig. 31).

---

The seismostratigraphic patterns are best observed in a profile obtained from a west-east transect running along the entire Polish coastline, about 10 km offshore from the coast (transect 5 in Fig. 30). For clarity, all the reflection boundaries in the profile (Fig. 32) are marked as black lines; the major seismostratigraphic units as well as poorly and well legible zones in the records are colour-coded. The profile described in Table XX in "The Geological Atlas of the Southern Baltic" (Kramarska *et al.*, 1995) refers to the same transect. The profile reveals lithogenetic structures identified based on the seismoacoustic records and on data provided by sediment cores. A comparison of the two representations of the transect shows the kind of geological interpretation that can be applied to individual seismoacoustic units and the amount of information that can be gained from the analysis of seismoacoustic records alone.

Modelling of surfaces bordering the seismostratigraphic units (Figs. 33, 35, 37 and 39) provides copious information on the structure of individual units. The bordering surfaces are presented as shaded morphological maps; the present sea level is indicated by isolines. The models were used to develop major unit thickness maps onto which the subunits were plotted (Figs. 34, 36, and 38). The maps allowed a detailed analysis of the major units, whereby the entire area of study could be divided into regions.

The regions identified differ in the advancement of the major seismostratigraphic units. A total of eight regions were identified: the Bornholm Basin; the Pomeranian Bay along with the Oder Bank and the shallow water area adjacent to the Słupsk Bank; the Gotland Basin margin, the South-Middle Bank, the so-called "Transverse Sill", the southern slope of the Słupsk Furrow and the so-called "Oblique Sill"; the Słupsk Bank, along with the Stilo Bank; the Gotland Basin and the Słupsk Furrow; the shallow-water area bordering the Słupsk Bank to the Hel Peninsula and the slope of the Gdańsk Basin; the Gdańsk Basin and the Gulf of Gdańsk along with the Puck Bay.