

## Kenozoik południowego Bałtyku — wybrane zagadnienia

Regina Kramarska\*, Szymon Uścińowicz\*, Joanna Zachowicz\*

**Cainozoic of the Southern Baltic — selected problems.** Prz. Geol., 50: 709–716.

*Summary.* Tertiary deposits in the area of the Southern Baltic represent only some parts of the stratigraphic column: Lower Palaeocene, Upper Eocene, Lower Oligocene, and Lower and Middle Miocene. Younger members of the Tertiary are known only from coastal zone area. Pleistocene is represented mainly by deposits of Wartanian and Vistulian glaciations. Full sequence of the Holocene occurs only in deep water basins. In the shallow water area the Early Holocene deposits occur only locally. On large areas Middle and Late Holocene marine deposits are laying directly on top of till. Long-lasting denudation processes at the end of Tertiary and beginning of Pleistocene as well as glacial erosion during the Pleistocene are responsible for the origin of Baltic depression. The main features of present day morphology of the sea floor is a result of marine erosion during the Holocene transgressions.

**Key words:** Tertiary, Quaternary, glacial erosion, marine erosion, southern Baltic

Celem artykułu jest przedstawienie niektórych zagadnień geologicznych związanych z rozwojem obszaru w trzeciorzędzie, plejstoceńską erozją i egzaracją oraz procesami kształtującymi rozwój południowej linii brzegowej zbiornika bałtyckiego w późnym glacie i holocenie. Zarys profilu stratygraficznego kenozoiku w obszarze południowego Bałtyku jest tłem w celu lepszego zobrazowania wybranej problematyki.

różnym materiałom do niniejszego artykułu są głównie opracowania kartograficzne, na które składają się: *Mapa geologiczna dna Bałtyku 1 : 200 000* (Mojski, 1989–1995), *Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych* (Kramarska i in., 1999) oraz *Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1 : 500 000* (Mojski, 1995), a także wybrane publikacje i wyniki najnowszych własnych badań autorów.

Stopień poznania pokrywy kenozoicznej polskiego obszaru Bałtyku jest równomierny, dzięki systematycznym

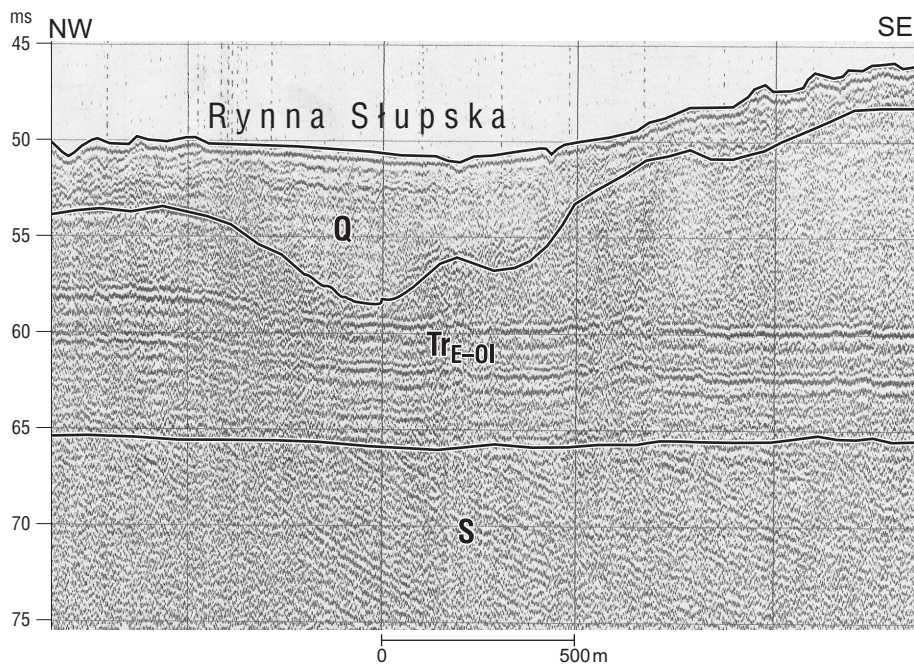
pracom zdjęciowym obejmującym cały polski akwen. Rozpoznanie jest jednak ciągle słabsze niż na przyległym lądzie i niewystarczające zarówno dla rozwiązywania zagadnień badawczych w skali szczegółowej, jak też dla racjonalnego gospodarowania obszarem.

### Zarys profilu stratygraficznego kenozoiku

**Trzeciorzęd.** Osady trzeciorzędowe w dnie polskiej strefy Bałtyku — mimo, że rozprzestrzeniają się na znacznym obszarze — obejmują wycinkowe fragmenty profilu trzeciorzędowego reprezentowane przez utwory paleocenu dolnego i eocenu górnego. Młodsze ogniwa trzeciorzędu — oligocen dolny oraz miocen dolny i środkowy wyróżnione są w bliższym sąsiedztwie brzegu, w tym na Półwyspie Helskim oraz w klifach brzegowych.

**Paleocen dolny** zajmuje niewielki obszar w niecce brzeżnej ciągnącej się wzdłuż zachodniej krawędzi platformy prekambryjskiej oraz wschodnie rejony Zatoki Gdańskiej, położone w zasadniczej części w rosyjskiej strefie Bałtyku.

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk



**Ryc. 1.** Poziome ułożenie warstw trzeciorzędowych na monoklinalnie zapadających utworach syluru; Q — czwartorzęd, Tr<sub>E-OI</sub> — eocen–oligocen, S — sylur  
**Fig. 1.** Horizontally-laying Tertiary deposits on monoclinally-inclined Silurian deposits; Q — Quaternary, Tr<sub>E-OI</sub> — Eocene–Oligocene, S — Silurian

Osady są pozostałością szczytkowego morza, które przetrwało do dolnego trzeciorzędu w północno-wschodnim obrzeżeniu wypiętrzającego się wału środkowopolskiego.

Paleocen dolny — rozpoznany badaniami geofizycznymi i udokumentowany w dwóch otworach wiertniczych — jest rozwinięty w facji morskiej, którą w niecce brzeżnej reprezentują margle z gezami przewarstwiane wapieniami marglistymi oraz lokalnie piaski glaukonitowe. Utwory, o miąższości do 50 m, leżą tu prawie płasko, dyskordantnie do wychylonych i ściętych przez erozję skał kredy górnej. Strop paleocenu występuje 60–100 m p.p.m. i jest przykryty najmłodszymi glinami zwałowymi i osadami poszczególnych faz rozwoju Bałtyku. Pozycja stratygraficzna ustalona na podstawie zespołów otwornic oraz cechy litologiczne osadów odpowiadają utożsamianej z montem formacji puławskiej.

**Eocen górny** w polskiej strefie Bałtyku reprezentują osady należące do cyklu sedimentacyjnego związanego z płytkim morzem epikontynentalnym, które w tym czasie objęło większe obszary niżowe Europy. Występowanie utworów, od Kołobrzegu na zachodzie po Kuźnicę na Półwyspie Helskim na wschodzie i zbocza Południowej Ławicy Środkowej na północy, stwierdzono na podstawie badań geofizycznych i udokumentowano badaniami w pięciu otworach wiertniczych.

Strop warstwy występuje na głęb. od ok. 40 do 100 m p.p.m. Najgłębiej, ok. 90–100 m p.p.m., jest położony w Rynnie Słupskiej w północnej części obszaru. Jednocześnie tutaj występuje minimalna miąższość osadów, nie przekraczająca 20 m. W kierunku wybrzeża powierzchnia stropowa podnosi się, a miąższość sukcesywnie wzrasta, osiągając maksymalne wartości (do 80 m) w rejonie dna położonym na północ i zachód od Łeby.

Powierzchnia podtrzeciorzędowa, pochylona z NE ku SW, jest zbudowana w sąsiedztwie wybrzeża z utworów kredy górnej, a w północnej części z utworów sylurskich (Kramarska, 2000). Lokalnie na bloku Łeby pojawia się

cechsztyń i trias dolny. Pokrywa spoczywająca bezpośrednio na sylurze, dzięki wyraźnym niezgodnościom kątowym między monoklinalnie zapadającymi warstwami syluru a horyzontalnie leżącym trzeciorzędem jest charakterystyczna dla obszaru bałtyckiego (ryc. 1).

Osady eoceno-oligoceny występujące w dnie Bałtyku reprezentują fację mulisto-ilastą. Miejscami zdarzają się wkładki piasków pylastych, kwarcowo-glaukonitowych, z nielicznymi żwirami kwarcowymi. W dolnej części warstwy obecne są drobne konglomeraty fosforytowe i liczny glaukonit, w wyższej natomiast zlepy pirytowe.

Wiek osadów definiują zespoły otwornic oraz liczny fitoplankton morski. Mikrofauna zawiera typowe elementy górnoceno-oligoceny z *Globanomalina micra*, a w północnej części obszaru ma mieszany charakter. Obok gatunków górnoceno-oligoceny pojawiają się dolnooligoceny, choć te ostatnie w bardzo małej ilości. Podobnie zespół fitoplanktonowy — powyżej zony *Rhombodinium perforatum* — określa górnoceno-oligoceny wiek osadów ze stopniowym przejściem do dolnooligoceny. Odpowiada to wiekowi niższej części formacji mosińskiej dolnej w rejonie Chłapowa i na Półwyspie Helskim.

**Oligocen dolny** (rupel) jest rozpoznany jedynie w strefie plaży, pod klifem chłapowskim. Są to szarobrunatne mułki piaszczyste, miejscami piaski pylaste z pyłem węglowym lub ily przewarstwiane szarobrunatnymi mułowcami z ziarnami glaukonitu. Osady reprezentują brakiczne środowisko i odpowiadają typowej formacji czempińskiej.

**Miocen** w obszarze Bałtyku jest związany przede wszystkim z klifowymi odcinkami brzegu w Chłapowie i Orłowie. W dnie morskim są znane dotychczas tylko dwa wystąpienia osadów tego wieku. Jedno z nich znajduje się między brzegiem a Ławicą Słupską, drugie w Zatoce Puckiej. W obydwu przypadkach poznany jest wyłącznie strop warstwy. Zarówno w klifach, jak i w dnie morskim osady są piaszczyste, kwarcowe lub piaszczysto-muliste z wkładkami brunatnych, zawęglonych mułków. W klifie

chłapowskim występują dwa pokłady węgla brunatnego o miąższości kilkudziesięciu centymetrów. Wiek osadów jest zdefiniowany przez zespoły sporowo-pyłkowe z pogranicza dolnego i środkowego miocenu (dolna część odkrywki w Chłapowie i rejon Ławicy Słupskiej) oraz środkowomiocenne (wyższa część klifu chłapowskiego, klif orłowski, Zatoka Pucka). W podziale litostratygraficznym osady są odpowiednikiem formacji ścinawskiej.

**Czwartorzęd.** Czwartorzęd w polskiej strefie Bałtyku rozpoznano analizując ok. 10 000 km profili sejsmoakustycznych i sejsmicznych, wyniki badań rdzeni z 623 płytkich (do 30 m) otworów wiertniczych i sond, z których 25 przebiło czwartorzęd. Gliny zwałowe rozpozniomowano na podstawie danych sejsmicznych, analiz składu petrograficznego żwirów oraz 64 oznaczeń wieku termoluminescencyjnego. Dla osadów późnoplejstocennych i holocennych wykonano ok. 300 oznaczeń wieku osadów metodą radiowęglą oraz liczne oznaczenia biostratygraficzne, palinologiczne, okrzemkowe oraz makro- i mikrofaunistyczne. Miąższość czwartorzędu waha się od 1,3 m do ok. 300 m. Najmniejsze miąższości występują w obszarach dzisiejszych basenów głębokowodnych, gdzie w plejstocenie dominowały procesy egzaracji. Szczególnie małe miąższości (<10 m) występują w obszarach, w których również w holocenie dominowały procesy erozji. Do obszarów takich należą dno i południowe zbocza Rynny Słupskiej oraz południowe obrzeża Basenu Gotlandzkiego. Większe miąższości czwartorzędu dochodzące do 60 m, reprezentowanego głównie przez plejstocen, występują w basenach tylko lokalnie, w obrębie głębokich wcięć w podłożu czwartorzędu (rynni subglacjalne). Niekiedy związane są one z formami akumulacji wodnolodowcowej takimi jak systemy osadów w Basenie Bornholmskim. Większe miąższości czwartorzędu są związane ze strefą płytkowodną, a zwłaszcza ze strefą brzegową. Podobnie jak w basenach, również w strefie płytkowodnej największe miąższości występują w rynnach subglacjalnych rozcinających podłoże czwartorzędu, a ich miąższość może tu lokalnie przekraczać 200 m.

**Plejstocen.** Zlodowacenie warty pozostawiło najstarsze poznane osady plejstocenne w obszarze południowego Bałtyku. Reprezentowane są one przez gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe. Ciągły poziom glin zachował się na zboczach basenów oraz w strefie płytkowodnej. W głębokowodnych basenach gliny warciańskie, a być może również starsze, wypełniają rynnę subglacjalne. Gliny zlodowacenia warty są zwykle piaszczyste, rzadziej muliste i ilaste z małą zawartością (do 10%) frakcji żwirowych.

Osady wodnolodowcowe należące prawdopodobnie do zlodowacenia warty tworzą w Zatoce Pomorskiej warstwę o miąższości do 30 m. Utwory są wydzielane głównie na podstawie badań geofizycznych i korelacji z wybrzeżem, brak natomiast bezpośrednich danych o charakterze litologicznym osadów.

**Zlodowacenie wisły** jest reprezentowane przez lokalnie występujące poziomy glin zwałowych dwóch starszych nasunięć oraz interpleniglacjału.

Gliny uważane za ślady starszych nasunięć występują głównie na obrzeżach Basenu Bornholmskiego i w nielicznych izolowanych miejscach pozostałej części akwenu.

Również lokalny charakter ma wystąpienie osadów datowanych na interpleniglacjał (Kramarska, 1998). Osady piaszczyste i piaszczysto-muliste z detrytusem roślinnym, szczątkami drewna i nieliczną fauną słodkowodnych małżoraczków — należące do interpleniglacjału — występują na północnych zboczach Ławicy Odrzanej.

Szersze rozprzestrzenienie i lepsze podstawy dokumentacyjne mają osady związane z ostatnią deglacją, która w obszarze Bałtyku datuje się od ok. 14 000 lat BP recesją lądolodu z pozycji moren gardzieńskich do ok. 12 700 lat BP, kiedy czoło lądolodu cofnęło się do Południowej Ławicy Środkowej (Uściniowicz, 1996, 1999). Na profil tej części plejstocenu składają się gliny zwałowe, nagromadzenia gładów, gliny subakwalne oraz osady fluwioglacjalne i zastoiskowe.

Gliny zwałowe występują głównie w basenach głębokowodnych, gdzie tworzą ciągły poziom o miąższości od ok. 1–5 do 10–15 m. Lokalnie, w strefach pogrzebanych wałów morenowych, miąższość przekracza 40 m. Gliny są przeważnie muliste lub ilaste z kilkuprocentową zawartością frakcji żwirowych.

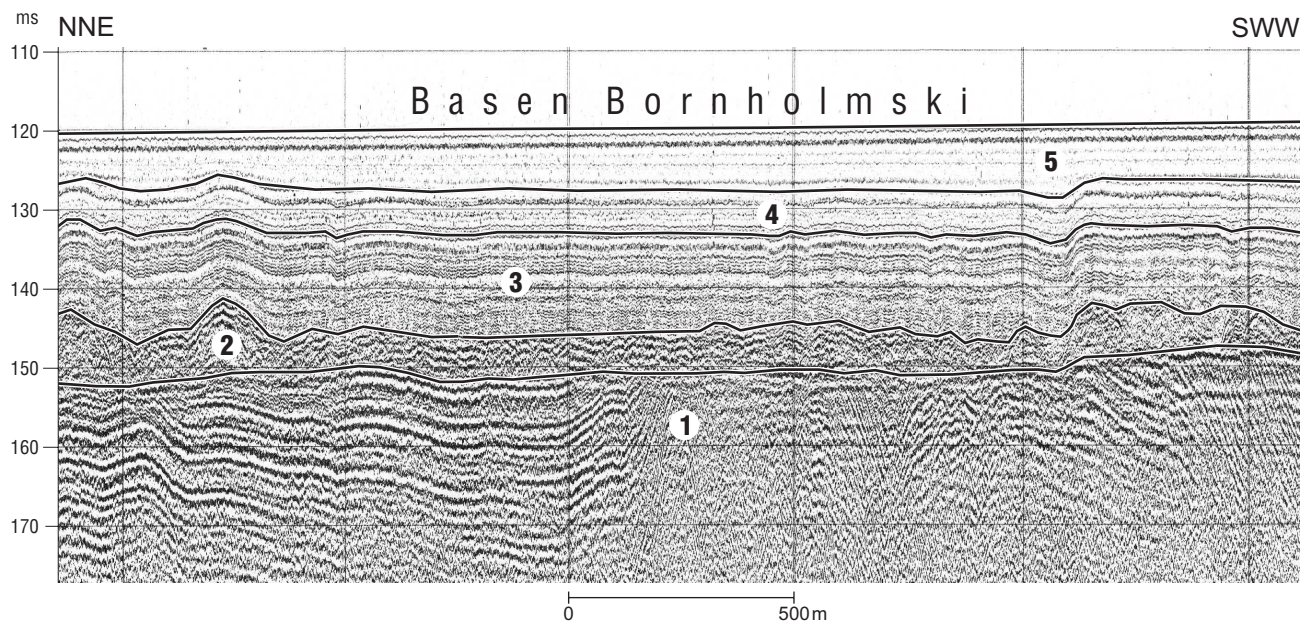
Glin zwałowych zlodowacenia wisły dotychczas nie rozpoznano w strefie płytkowodnej. Uległy one najprawdopodobniej erozji w czasie transgresji późnoplejstocennych i holocennych południowego Bałtyku. Podobnie abrazyjnie są zmienione nagromadzenia gładów i bruki kamieniste na Ławicy Słupskiej. Są one śladem moren końcowych Ławicy Słupskiej.

W Rynnie Słupskiej i południowej części Basenu Gotlandzkiego, na glinie zwałowej leży warstwa glin subakwalnych, których powstanie jest związane z fazą Południowej Ławicy Środkowej. Gliny subakwalne są najczęściej ilaste, miejscami z wyraźną laminacją. Przypominają tzw. diamiktony z obszaru Cieśnin Duńskich i Skanii (Lagerlund, 1987, 1995).

Z fazą Ławicy Słupskiej i Południowej Ławicy Środkowej związane są również piaszczysto-żwirowe osady wodnolodowcowe delt glacyfluwialnych. Pokrywy tych osadów znajdują się na obydwu ławicach. Odznaczają się one wielkoskalowym warstwowaniem skośnym. Miąższość osadów wynosi ok. 5–7 m na Ławicy Słupskiej i dochodzi do 10 m na Południowej Ławicy Środkowej. Osady te są jednym ze źródeł kruszywa żwirowego w południowym Bałtyku.

Schyłek zlodowacenia wisły zaznaczył się akumulacją osadów zastoiskowych lodowcowo-jeziornych i lodowcowo-morskich. Ich depozycja rozpoczęła się w czasie postępu lądolodu na Ławicy Słupskiej i trwała do końca plejstocenu. Osady związane z początkową fazą akumulacji zachowały się w obszarze położonym między ławicą a brzegiem morskim, ciągnąc się od Jeziora Wicko aż do Zatoki Puckiej. Są to ropy muliste, muły ilaste i piaszczyste, laminowane, niekiedy z przewarstwieniami piaszczystymi, a lokalnie piaski muliste lub piaski. Miąższość osadów zależy od rzeźby podłoża i waha się od kilkudziesięciu centymetrów do 25 m.

Z dalszą deglacją obszaru są związane osady zastoiskowe w basenach głębokowodnych. Sedymentacja miała charakter lodowcowo-morski (lodowcowo-jeziorny), związany genetycznie z początkami Morza Bałtyckiego



**Ryc. 2.** Profil czwartorzędu charakterystyczny dla głębokowodnych basenów; 1 — podłoże czwartorzędu, 2 — plejstocen, gliny zwałowe, 3 — późny plejstocen, ły i muły bałtyckiego jeziora lodowego, 4 — wczesny holocen, ły i muły morza yldiowego i jeziora ancylusowego, 5 — środkowy i późny holocen, ły i muły morza lityrynowego i polityrynowego

**Fig. 2.** Profile of Quaternary deposits typical for deepwater basins; 1 — pre-Quaternary sedimentary bedrock, 2 — Pleistocene, till, 3 — Late Pleistocene, clay and silt of Baltic Ice Lake, 4 — Early Holocene, clay and silt of Yoldia Sea and Ancylus Lake, 5 — Middle and Late Holocene, marine mud of Littorina and post-Littorina Sea

(bałtyckie jezioro lodowe). Osady leżą zgodnie na glinach zwałowych i są reprezentowane w spągu przez ły warwowe, przechodzące ku górze w mikrolaminowane, a następnie homogeniczne (ryc. 2). Miejscami zdarzają się wkładki piaszczyste oraz pojedyncze ziarna żwiru. Miąższość osadów w środkowej części Basenu Bornholmskiego i Basenu Gdańskiego wynosi ok. 10 m.

Równowiekowe z ilymi zastoiskowymi basenów głębokowodnych są piaszczyste osady barierowe (mierzejowe). Deponowane były na brzegach ówczesnych zbiorników sedymentacyjnych. Osady te, odznaczające się wielkoskalowym warstwowaniem skośnym, rozpoznano dotąd jedynie metodami sejsmoakustycznymi na zachodnich obrzeżach Basenu Gdańskiego i południowych Basenu Bornholmskiego.

**Holocen.** Profil holocenu jest dwudzielny i odrębny dla części płytkowodnej Bałtyku i części głębokowodnej. W strefie głębokowodnej dolną część profilu reprezentują wczesnoholoceńskie (preborealne i borealne) ily i muliste osady wczesnych faz rozwojowych Bałtyku — morza yldiowego i jeziora ancylusowego (ryc. 2). Osady te powstawały na dalekim przedpolu szybko zanikającego lądolodu skandynawskiego.

W strefie płytkowodnej dolna część profilu datowana jest na wczesny i środkowy holocen (preboreal, boreal i atlantyk). W okresach tych były deponowane osady bagienne i jeziorne oraz deltowe i lagunowe. Początki sedymentacji w tych środowiskach datują się jeszcze na późny glacjał. Piaszki i muły jeziorne z wkładkami mułów organicznych a miejscami torfów, zawierające słodkowodną faunę, najlepiej zachowały się w Zatoce Pomorskiej (Kramarska, 1998), na Ławicy Słupskiej oraz w niektórych rejonach strefy brzegowej. Ich wiek jest dobrze udokumen-

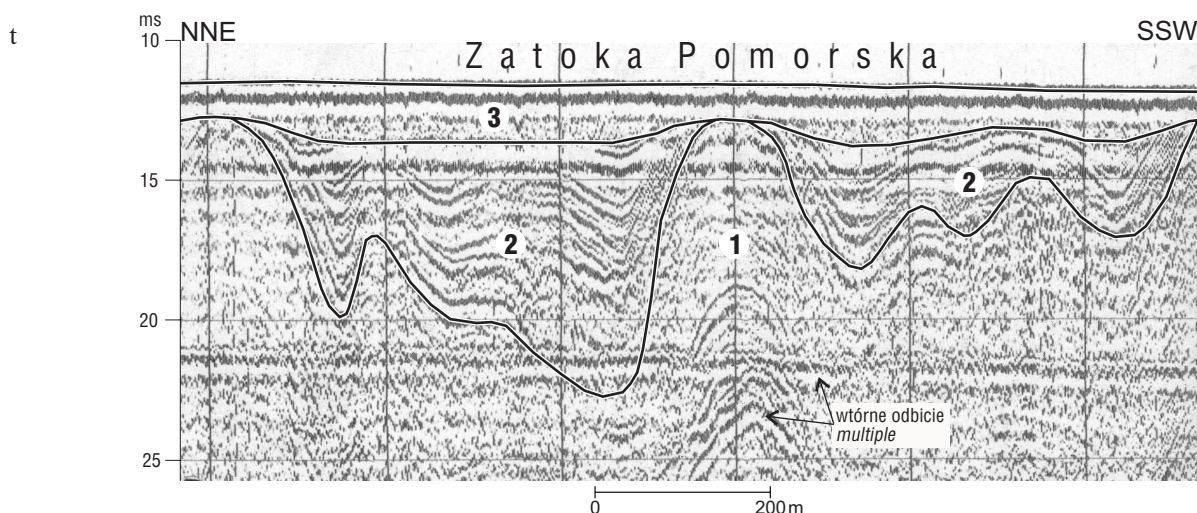
towany datami radiowęglowymi i obejmuje przedział od ok. 14 000 lat BP do ok. 5500 lat BP. Miąższość osadów miejscami przekracza 10 m (ryc. 3).

Muły i piaszki deltowe i lagunowe występują w Zatoce Gdańskiej i są związane z kopalną deltą Wisły. Osady zawierają substancję organiczną i detrytus roślinny oraz słodkowodną faunę małżoraczków i małży. Miąższość osadów jest znaczna i dochodzi miejscami do 40 m.

Odmienne przedstawia się sytuacja w przypadku górnej części profilu holocenu. W strefie głębokowodnej warstwa ta jest jednorodna wiekowo i genetycznie. Reprezentują ją morskie osady środkowego i późnego holocenu (okresów atlantyckiego, subborealnego i subatlantyckiego). Osady mulisto-ilyaste powstały w ciągu ostatnich 8500 lat, po zaniku lądolodu i przy stałym połączeniu Bałtyku z oceanem. Związane są z morskimi fazami rozwoju Bałtyku — morzem mastogloi, morzem lityrynowym i polityrynowym.

Łączna miąższość holoceńskiej pokrywy osadowej w głębokowodnych basenach wynosi 7–8 m w Basenie Bornholmskim, 5–6 m na północnych zboczach Rynny Słupskiej i tylko 3–4 m w południowej części Basenu Gotlandzkiego. Największa miąższość, do 15 m, występuje w Basenie Gdańskim.

W obszarze płytkowodnym osady górnej części profilu reprezentowane są przez środkowo- i późnoholoceńskie (atlantyckie, subborealne i subatlantyckie) żwiry i piaszki morza lityrynowego i polityrynowego. Miąższość osadów jest zwykle mniejsza niż 2 m, a na znacznych obszarach nie osiąga nawet jednego metra. Tylko lokalnie warstwa osadów może być grubsza niż 3 m. Kilkometrowe miąższości znane są z niektórych części Południowej Ławicy Środkowej, Ławicy Słupskiej i Odrzanej, Płycizny Czołpińskiej, a



**Ryc. 3.** Profil osadów lądowych zachowanych w niektórych rejonach strefy płytkowodnej; 1 — plejstocen, gliny zwałowe, 2 — późny plejstocen–holocen (preboreał i boreał), osady jeziorne, 3 — holocen (atlantyk, subboreał i subatlantyk), piaski morskie (morze litorynowe i politorynowe)

**Fig. 3.** Profile of terrestrial deposits preserved in some areas of shallow water zone; 1 — Pleistocene, till, 2 — Late Pleistocene–Holocene (Preboreal and Boreal periods), limnic deposits, 3 — Holocene (Atlantic, Subboreal and Subatlantic periods), marine sand (Littorina and post-Littorina Sea)

akże strefy brzegowej. Morskie osady warstwy górnej zalegają najczęściej bezpośrednio na osadach plejstoceńskich. Tylko lokalnie podścielają je osady środowisk lądowych dolnej warstwy (ogniwa) holocenu i tylko w tych rejonach strefy płytkowodnej występuje pełny profil holocenu (ryc. 3). Odrębnym zagadnieniem jest holocen Półwyspu Helskiego i pozostałych współczesnych obszarów mierzejowych. Na Półwyspie Helskim występuje maksymalna ze znanych dotychczas w Polsce miąższość holocenu sięgająca 100 m.

Na obrzeżach basenów i rozdzielających je progach, a lokalnie na wyniesieniach dna w obrębie basenów występuje tylko górne ogniwo holocenu wykształcone w facji piaszczysto-mulistej, niekiedy żwirowo-piaszczysto-mulistej (mikstyty) o miąższości nie przekraczającej na ogół 20 cm.

#### Wybrane procesy i zjawiska geologiczne

Długotrwałe okresy denudacji przypadające na koniec trzeciorzędu i początek czwartorzędu, na które nałożyły się procesy plejstoceńskiej egzaracji glacialnej i erozji subglacialnej są głównymi czynnikami odpowiedzialnymi za styl budowy geologicznej obszaru i rozwoju rzeźby. Istotne znaczenie ma bezpośrednie sąsiedztwo Fennoskandii, w tym zbyt słabo jeszcze poznane ruchy pionowe obszaru, zwłaszcza neotektonika oraz glacioizostazja, a także eustatyczne zmiany poziomu oceanu. Te ostatnie miały zasadniczy wpływ na holocenijskie transgresje i regresje południowego Bałtyku.

**Rozwój rzeźby w wyniku egzaracji glacialnej i erozji subglacialnej.** Długotrwałe lądowe warunki niszczenia skał, zwłaszcza w młodszym trzeciorzędzie i eoplejstocenie sprzyjały tworzeniu się pokrywy wietrzeniowej, szczególnie w miejscach wyżej położonych. W wyniku intensywnej erozji powstały rozległe, lekko nachylone ku południowi powierzchnie zrównane. Na nich rozwinęły się progi strukturalne, tzw. glinty, odpowiadające wychodniom dewonu, syluru, ordowiku i kambru. Materiał zwietrzeli-

wy był wynoszony przez rzeki skierowane — zgodnie z nachyleniem powierzchni — na południe lub południowy zachód. Maksymalne miąższości zniszczonych pokryw wietrzeniowych odnoszą się do północnej części Bałtyku i są oceniane na kilkadziesiąt do ok. 200 m, natomiast w południowej jego części są szacowane na ok. 25 m.

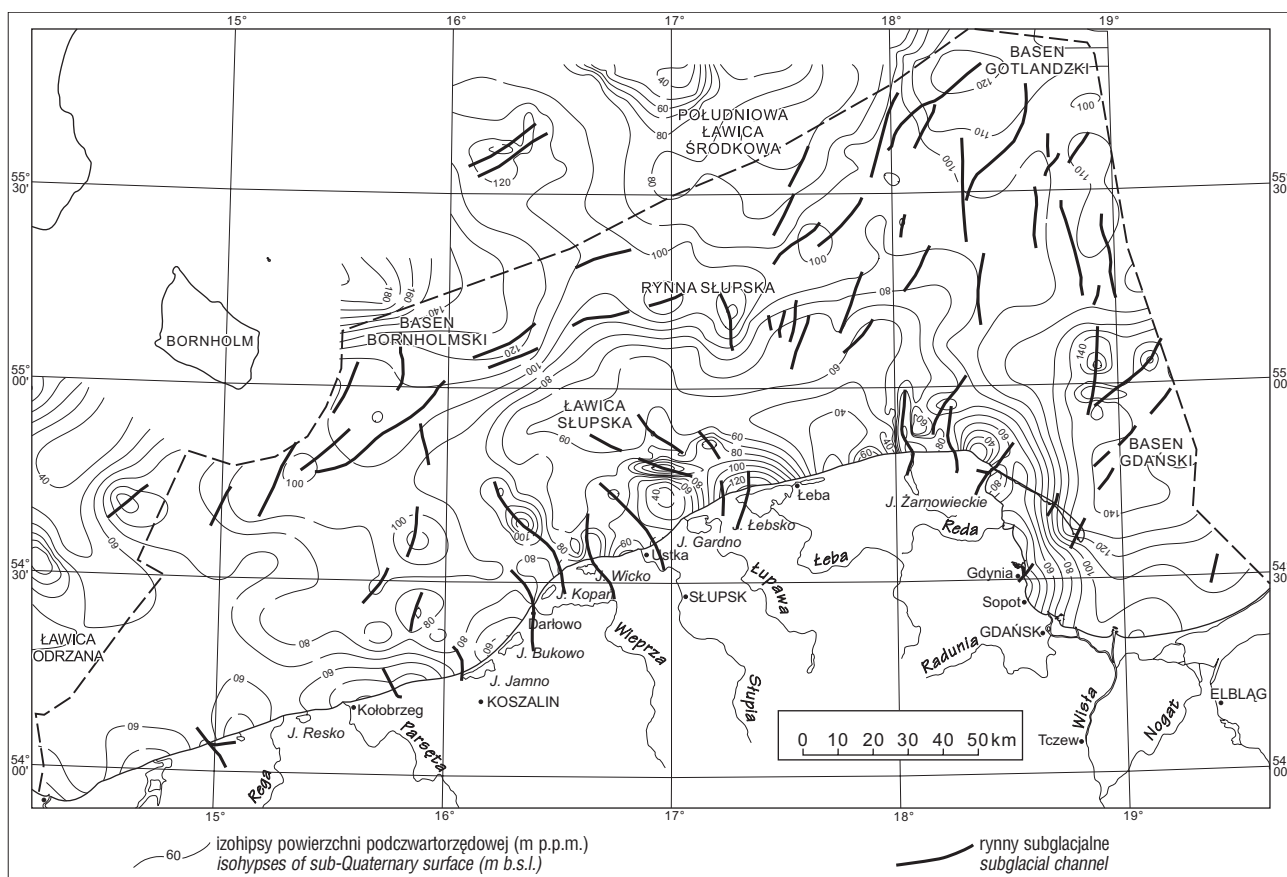
Pochylenie powierzchni sprzyjało rozwojowi kolejnych lodolodów plejstoceńskich ku południowi i towarzyszącym temu procesom egzaracji. Powodowały one niszczenie pokrywy zwietrzeliowej, sięgając skał niezwiertzałego podłoża. W wyniku erozji glacialnej uległo zmianie pierwotne nachylenie powierzchni. Uważa się, że już pierwsze zlodowacenia przekształciły obszar Bałtyku w megadepresję i miały decydujący wpływ na ukształtowanie rzeźby (Aber, 1993; Puura & Floden, 1997).

Czoło lodolodu napotykać na progi strukturalne ulegało rozbięciu na poszczególne loby lodowcowe. Miejsca ich powstawania i rozwoju podlegały najsilniejszej działalności egzaracyjnej. W południowym Bałtyku odnosi się to do niecek Basenu Gdańskiego i Basenu Bornholmskiego, które ukształtowały się w wyniku rozwoju lobów dzisiejszej doliny dolnej Wisły i dolnej Odry.

W Basenie Gdańskim została zniszczona prawie całkowicie pokrywa trzeciorzędowa i stropowe warstwy kredy. Powierzchnia podczwartorzędowa jest położona tutaj na 140 m p.p.m. i jest obniżona o ponad 40 m w stosunku do przyległego od zachodu i wschodu obszaru (ryc. 4). W Basenie Bornholmskim powierzchnia podczwartorzędowa położona jest od 100 do prawie 200 m p.p.m.

W obszarze ograniczonym nieckami tych basenów, powierzchnia podczwartorzędowa leży najczęściej od 40 do 100 m p.p.m. i ma również cechy rzeźby egzaracyjnej. Powierzchnia ta odzwierciedla jeden z ważniejszych przewodnich horyzontów, zwłaszcza w korelacjach sejsmoakustycznych.

W kształtowaniu rzeźby południowego Bałtyku w plejstocenie dużą rolę odegrała — obok egzaracji — silna erozja wód glacialnych. Efektem tych procesów są głębokie rynny



**Ryc. 4.** Szkic powierzchni podczwartorzędowej z ważniejszymi rynnami subglacjalnymi (izohipsy powierzchni podczwartorzędowej wg Kramarskiej i in., 1999; rynny subglacjalne w północno-wschodniej części wg Pikies, 1999, 2001)

**Fig. 4.** Sketch map of sub-Quaternary surface and main subglacial channels (isohypses after Kramarska et al. 1999, subglacial channels in the NE part after Pikies, 1999, 2001)

subglacjalne sięgające przeważnie podłoża czwartorzędu (ryc. 4). Przebieg dolin uwarunkowany jest różnymi czynnikami. Najczęściej wskazuje się na zróżnicowaną odporność skał podłoża, przy czym wiele rynien nawiązuje do dyslokacji w podłożu czwartorzędu, wykorzystując rozluźnienie skał w strefach uskokowych (Floden i in., 1997; Bjerkus, 1998; Kramarska i in., 1999; Pikies, 1999). Miejscami rynny wykorzystują również preglacjalną sieć dolin erozyjnych (Floden i in., 1997; Gelumbaускаite & Grigelis, 1997).

Doliny rynnowe są obecne w całym obszarze południowego Bałtyku, choć stopień ich udokumentowania w poszczególnych częściach akwenu jest różny. Najlepiej są poznane rynny na południowych obrzeżach Basenu Gotlandzkiego, których obraz zrekonstruował ostatnio Pikies (1999, 2000, 2001). Autor wykazał, że jest to rejon dywergencji lądolodu i podziału na dwa zasadnicze łoby, wyrażony różną orientacją osi rynien. Na południowo-wschodnim obrzeżu Basenu Gotlandzkiego przeważa południkowy przebieg osi, skierowany ku południowi Gdańskiemu. Między Basenem Gotlandzkim a Południową Ławicą Środkową dominuje kierunek NE–SW, przechodzący w Rynnie Słupskiej w równoleżnikowy.

W hipsometrii powierzchni podczwartorzędowej dobrze wyrażone również rynny subglacjalne w bliższym sąsiedztwie brzegu Bałtyku, zwłaszcza w obszarze występowania podatnych na erozję utworów trzeciorzędowych. Są one rozpoznane metodą wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej (Kramarska i in., 1999). Można je korelować

ze znanymi formami subglacjalnymi sięgającymi utworów przedkenozoicznych na polskim wybrzeżu (Mojski & Tomczak, 1994).

Wyraźny system rynien znajduje się w rejonie Darłowo–Ustka. Wąskie zagłębienia układają się w kierunku NW–SE, a przy brzegu skracają ku południowi, gdzie najprawdopodobniej łączą się z głębokimi do 130 lub nawet 200 m p.p.m. obniżeniami ciągnącymi się w głąb łądu ku południowi.

Lokalne obniżenia podłoża położone na północ i północny-wschód od Łeby — niektóre o głębokościach do ok. 130 m p.p.m. — wyznaczają kolejny rozległy system dolin. Ciągnie się on od Ławicy Słupskiej na północnym wschodzie w kierunku Łeby i można przypuszczać, że tworzy wspólny system z rozległym obniżeniem egzaracyjnym w rejonie Jeziora Łebsko na lądzie.

Trzeci rejon nawiązuje do najgłębszej ze znanych rynien — rynny Dębek, której dno jest położone na głęb. 341 m p.p.m. Zagłębienie zarejestrowane na profilu sejsmicznym w odległości ok. 10 km na północ od ujścia Piaśnicy w Dębku sięga do ok. 300 m p.p.m. Podobnie jak na lądzie rynna rozcina utwory trzeciorzędu, kredy, jury i nacina powierzchnię triasu. Tej głębokiej formie towarzyszą płytsze rynny, które można korelować z podobnymi rynnami na lądzie między Karwią a Puckiem.

Dane o zróżnicowanych kształtach rynien, rodzaju wypełniających je osadów i wieku rynien tworzą materiał na oddzielny, obszerny artykuł.

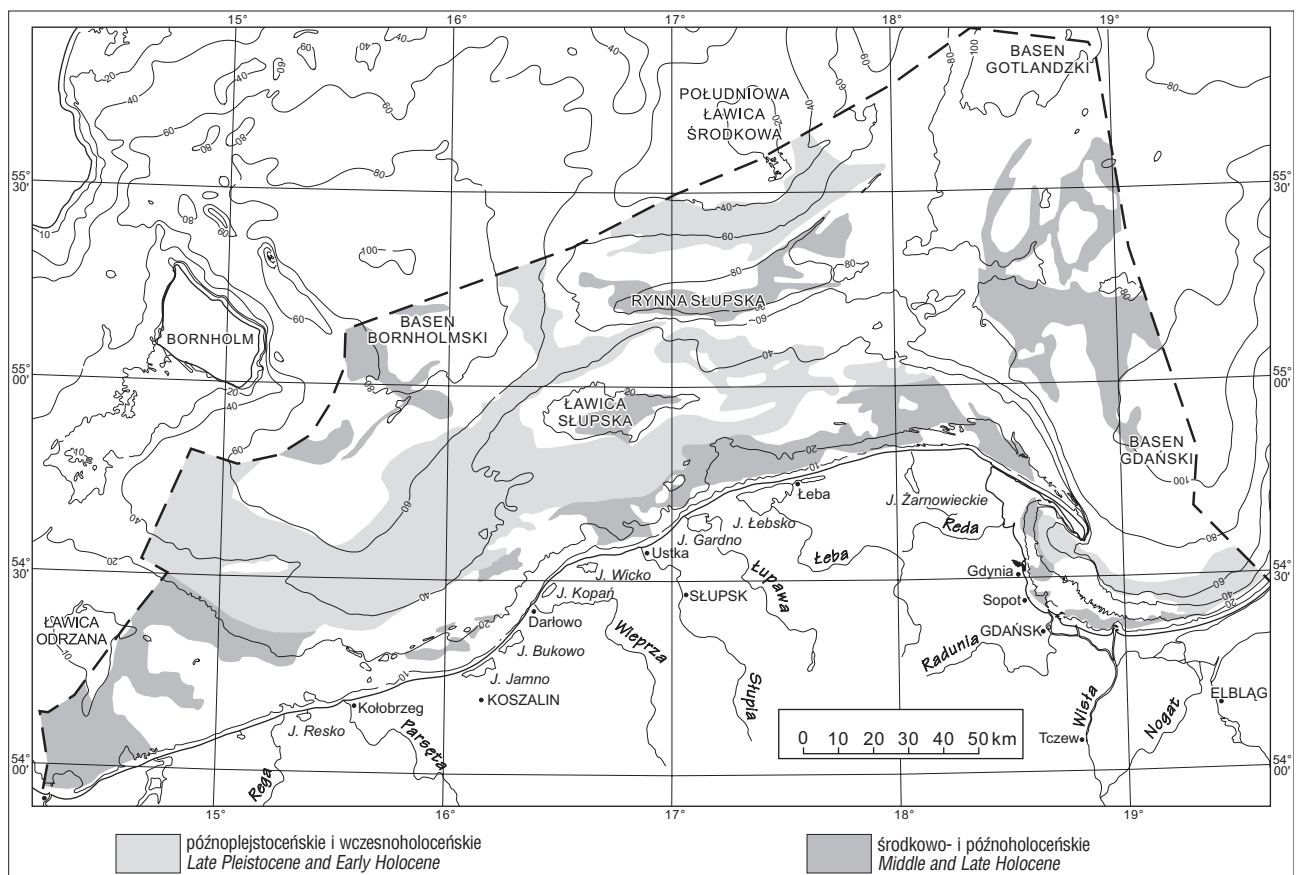
**Rozwój rzeźby i pokrywy osadowej w wyniku zmian poziomu morza.** Historia późnoplejstoceniskich i holoceńskich zmian poziomu morza w obszarze południowego Bałtyku dzieli się na dwa okresy. Pierwszy okres — późnoplejstoceni i wczesnoholoceński, charakteryzuje się wahaniami poziomu wód szybkimi i o dużym zakresie. W późnym plejstocenie doszło przynajmniej dwukrotnie do bardzo szybkich regresji i tylko nieco wolniejszych transgresji o zakresie dochodzącym do ok. 25 m. Procesy te obejmowały dno położone obecnie na głębokościach od ok. 55 do 25 m. Poziom wód mógł obniżyć się w tempie do 100–200 mm/rok, a tempo wzrostu dochodziło do ok. 40 mm/rok w późnym plejstocenie i do ok. 35–20 mm/rok we wczesnym holocenie. Okres dynamicznych zmian poziomu morza we wczesnych okresach historii Bałtyku kończy trzecia, najmniejsza regresja. W początkach okresu borealnego, w czasie 300–500 lat poziom wód obniżył się o ok. 5 m. Wahania poziomu wód zależały wówczas głównie od dynamiki deglacjacji, zróżnicowanych ruchów glacio-izostacyjnych pomiędzy północnymi i południowymi częściami Bałtyku oraz otwierania się i zamykania połączeń z oceanem. Tak znaczne i szybkie zmiany poziomu morza musiały powodować procesy erozji i depozycji osadów o skali i tempie powodującym katastrofalne zmiany w położeniu linii brzegowej (ryc. 5).

Formy i osady związane z obniżaniem się poziomu morza zachowały się tylko lokalnie w rejonach gdzie występowały miększe warstwy plejstocenijskich osadów piaszczys-

tych, które były źródłem osadów dla struktur barierowych. Dzięki dużym rozmiarom i znacznej miąższości tych form nie zostały one całkowicie zniszczone przez następną transgresję, a jedynie ich partie stropowe uległy przemodelowaniu. Późnoplejstocenijskie i wczesnoholoceńskie struktury mierzejowe, rozpoznane profilowaniem sejsmoakustycznym, są znane z południowych obrzeży Basenu Bornholmskiego i wschodnich zboczy Basenu Gdańskiego. Znacznie szersze rozprzestrzenienie mają rozległe powierzchnie erozyjne rozwinięte zarówno na powierzchni glin, jak i ilastych osadów zastoiskowych i lodowcowo-morskich wczesnych faz rozwojowych Bałtyku. Powierzchnie te występują powszechnie na południowych zboczach Basenu Bornholmskiego i Rynny Słupskiej. Stanowią wyraźny horyzont sejsmoakustyczny. Wraz z cienkimi środkowo- i późnoholoceńskimi morskimi pokrywami piaszczystymi tworzą obecnie rozległe równiny abrazyjno-akumulacyjne.

Drugi okres — środkowo- i późnoholoceński odznacza się stałym wzrostem poziomu morza, początkowo o dużym tempie, w okresie 8500–7500 lat BP dochodzącym do 12 mm/rok, następnie w okresie 6000–5000 lat BP szybko zwalniającym do ok. 2,5 mm/rok.

Od ok. 8500 lat BP, w wyniku uzyskania przez Bałtyk stałego połączenia z oceanem, zmiany poziomu morza w południowym Bałtyku zależały głównie od glacio-eustacyjnych zmian poziomu oceanu. Wskazuje na to dobra zgodność przebiegu, zakresu i tempa transgresji południowego Bałtyku z historią zmian poziomu morza w innych



**Ryc. 5.** Powierzchnie erozyjne związane z transgresjami Bałtyku  
**Fig. 5.** Erosional surfaces related to southern Baltic transgressions

obszarach leżących w pobliżu maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, poza strefą dominującego upliftu (Pirazzoli, 1991, 1996). W okresie tym doszło do dalszych, dramatycznych zmian położenia linii brzegowej. W ciągu nieco ponad 3000 lat brzeg południowego Bałtyku przesunął się na południe o ok. 5 km w rejonie Zatoki Gdańskiej do ok. 60 km w rejonie Zatoki Pomorskiej. Transgresja atlantycka (litorynowa), będąca odpowiednikiem transgresji flandryjskiej w zachodniej Europie, objęła obszary dna od głębokości 28–25 m do współczesnego wybrzeża.

Procesy erozji doprowadziły do zniszczenia na znacznych obszarach strefy płytkowodnej zarówno wczesno- i środkowoholocenijskich osadów środowisk lądowych jak i glin ostatniego zlodowacenia. Zmiany warunków hydrologicznych, powstanie stratyfikacji termo-halinowej i okresowe występowanie fal wewnętrznych na granicy warstw wód o różnej gęstości doprowadziło również do erozji i powstania powierzchni zrównań na wyniesieniach dna wewnątrz basenów głębokowodnych. Powstały rozległe powierzchnie erozyjne będące przewodnim horyzontem sejsmostratygraficznym.

W odróżnieniu od transgresji późnoplejstocenijskich i wczesnoholocenijskich, procesy erozyjne związane z transgresją atlantycką tylko lokalnie spowodowały powstanie równin erozyjnych. Na znacznych obszarach utworzyły się erozyjno-akumulacyjne powierzchnie lekko faliste, pagórkowate, o deniwelacjach dochodzących do 3–5 m i nachyleniu zboczy do 1–2°. Geneza tych form nie jest w pełni wyjaśniona, nie można przyjąć, że są relikty rzeźby glacialnej, gdyż osady ostatniego zlodowacenia zostały niemal całkowicie zniszczone, a formy wypukłe często zbudowane są z warciańskich glin zwałowych pokrytych reziduum żwirowo-otczakowym, a lokalnie również głazami. Poza formami erozyjnymi, z transgresją atlantycką związane są również piaszczyste formy akumulacyjne. W wielu miejscach strefy przybrzeżnej, na głębokościach 15–10 m występują nagromadzenia piasku o miąższości ok. 5–7 m z wielkoskalowym warstwowaniem skośnym, będące najprawdopodobniej relikdami form mierzejowych. Decydujące o przetrwaniu tego typu form były najprawdopodobniej warunki klimatyczne i hydrodynamiczne w okresie atlantyckim; silne i częste sztormy w warunkach szybkiego wzrostu poziomu morza mogły prowadzić do przerywania barier (mierzei) i katastrofalnych przemieszczeń linii brzegowej.

Wzrost poziomu oceanu powodowany przez procesy glacio-eustatyczne zakończył się ok. 5 000 BP (m. in. Lambeck i in., 1990; Pirazzoli, 1991, 1996). W okresie ostatnich 5000 lat ukształtowały się współczesne wybrzeża południowego Bałtyku, z klifami i mierzejami. Przesunięcia linii brzegowej były w tym okresie nieznaczne i zależały głównie od lokalnych procesów erozji i akumulacji. W holocenie na proces ogólnego wzrostu poziomu morza nakładały się prawdopodobnie oscylacje poziomu wynikające z regionalnych zmian eustatycznych (m.in. Möerner, 1976). Procesy erozyjne i sedymentacyjne zachodzące w czasie ekstremalnych sztormów mogły jednak powodować większe zmiany w układzie form i osadów strefy brzegowej niż oscylacje średniego poziomu morza o okresach

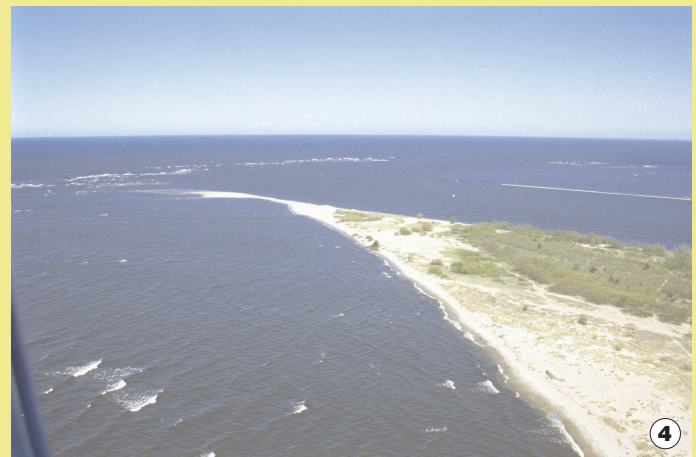
setek lat. Z tego powodu, zarówno wpływ regionalnych oscylacji eustatycznych, jak i neotektoniki jest w obszarze południowego Bałtyku słabo rozpoznany i należy wciąż do problemów dyskusyjnych.

## Literatura

- ABER J. S. 1993 — Glacial erosion, glaciotectionism and ice-lobe surging in the southern Baltic basin. [In:] Third Marine Geological Conference "The Baltic", Sopot. Abstract of Papers. Państw. Inst. Geol.
- BJERKUS M. 1998 — The glacial erosional valley system of the Hanö Bay, Southern Baltic Sea. *Baltica*, 11: 33–40.
- FLODEN T., BJERKUS M., STURKELL E., GELUMBAUSKAITE Z., GRIGELIS A., ENDLER R. & LEMKE W. 1997 — Distribution and seismic stratigraphy of glacially incised valleys in the southern part of the Baltic. [In:] I. Cato (ed.), F. Klinberg, Proceeding of the Fourth Marine Geological Conference "The Baltic". Uppsala, Sweden. Research Papers, SGU ser. Ca 86: 43–49.
- GELUMBAUSKAITE L. & GRIGELIS A. 1997 — Paleogeomorphological reconstruction of the sub-Quaternary surface of the Central Baltic Sea. [In:] I. Cato (ed.), F. Klinberg, Proceeding of the Fourth Marine Geological Conference "The Baltic". Uppsala, Sweden. Research Papers, SGU ser. Ca 86: 51–56.
- KRAMARSKA R. 1998 — Origin and development of the Odra Bank in the light of the geological structure and radiocarbon dating. *Geol. Quarter.*, 42: 277–288.
- KRAMARSKA R. 2000 — Podłoże czwartorzędu na nowej mapie odkrytej południowego Bałtyku. *Prz. Geol.*, 48: 567–570.
- KRAMARSKA R., KRZYWIEC P., DADLEZ R., JEGLIŃSKI W., PAPIERNIK B., PRZEZDZIECKI P. & ZIENTARA P. 1999 — Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych, 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Gdańsk–Warszawa.
- LAGERLUND E. 1987 — An alternative Weichselian glaciation model, with reference to the glacial history of Skane. *Boreas*, 16: 433–459.
- LAGERLUND E. 1995 — Ice dynamics during the deglaciation of SW Skane, Southern Sweden. *Quaest. Geograph., Spec. Issue*, 4: 195–200.
- LAMBECK K., JOHNSTON P. & NAKADA M. 1990 — Holocene glacial rebound and sea-level change in NW Europe. *Geophys. J. Int.*, 103: 451–468.
- MOJSKI J. E. (red.), 1989–1995 — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1 : 200 000. Państw. Inst. Geol.
- MOJSKI J. E. (red.) 1995 — Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.
- MOJSKI J. E. & TOMCZAK A. 1994 — Większe formy subglacialne w rzeźbie podczwartorzędowej polskiego wybrzeża. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 27: 241–249.
- MÖRNER N. A. 1976 — Eustatic changes during the last 8000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other northwestern European coastal areas. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 19: 63–85.
- PIKIES R. 1999 — Czwartorzęd południowej części Basenu Gotlandzkiego. *Oddz. Geol. Morza Państw. Inst. Geol.*, nr arch. 393.
- PIKIES R. 2000 — Subglacial valleys in selected areas of the southern Baltic Sea. *The Baltic — The Sixth Marine Geological Conference*, Abstracts: 68.
- PIKIES R. 2001 — Rynny subglacialne, ich rozprzestrzenienie, geometria i uwarunkowania genetyczne, na przykładzie wybranych rejonów Bałtyku Południowego. *Oddz. Geol. Morza Państw. Inst. Geol.*, nr arch. 483.
- PIRAZZOLI P. A. 1991 — World atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier, Amsterdam. *Oceanography Ser.*, 58.
- PIRAZZOLI P. A. 1996 — Sea level changes: the last 20 000 years. John Wiley & Sons.
- PUURA V. & FLODEN T. 1997 — The Baltic Sea drainage basin — a model of a Cainozoic morphostructure reflecting the early Precambrian crustal pattern. [In:] I. Cato (ed.), F. Klinberg, Proceeding of the Fourth Marine Geological Conference "The Baltic". Uppsala, Sweden: 131–138.
- UŚCINOWICZ SZ. 1996 — Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 179–193.
- UŚCINOWICZ SZ. 1999 — Southern Baltic area during the last deglaciation. *Geol. Quarter.*, 43: 137–148.



**73 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Geologia regionu gdańskiego”  
w dn. 18–20.09. 2002 r.**



**Ryc. 1.** Klif w Jastrzębiej Górze. Wschodnie zakończenie opaski brzegowej

**Fig. 1.** Cliff coast in Jastrzębia Góra, the eastern end of seawall

**Ryc. 2.** Klif w Jastrzębiej Górze. Nisze osuwiskowe i koluwium przekraczające opaskę brzegową

**Fig. 2.** Cliff coast in Jastrzębia Góra. Landslide niches and colluvium crossed the seawall

**Ryc. 3.** Zabudowa hydrotechniczna klifu w Jastrzębiej Górze. Za zabudową widoczne koluwium przekraczające opaskę brzegową

**Fig. 3.** Coastal protection construction of cliffed coast in Jastrzębia Góra — behind the construction visible landslide crossed the seawall

**Ryc. 4.** Zachodni brzeg ujścia Wisły Przekop

**Fig. 4.** Western bank of the Vistula outlet

**Ryc. 5.** Ujście Wisły Przekop, część wschodnia z budowlą hydrotechniczną kierującą wody wiślane na północ; wszystkie fot. P. Domaradzki

**Fig. 5.** Vistula outlet, eastern part with pier directed Vistula waters to the north; all photos P. Domaradzki