

## Basen Gdański

Szymon Uścińowicz\*

Basen Gdański od dawna stanowi przedmiot zainteresowania geologów. Pierwsze prace dotyczące wybrzeży i osadów dennych powstały w okresie międzywojennym (np. Pawłowski, 1922a, b, 1923; Sandegren, 1938). Wśród ważniejszych wyników prac prowadzonych w okresie powojennym należy wymienić prace Masickiej (1965, 1974, 1975), Pieczki (1972, 1974, 1980), Rosy i in. (1990) oraz Emelyanova & Wypycha (1987).

Państwowy Instytut Geologiczny w latach siedemdziesiątych rozpoczął prace w regionie gdańskim obejmujące również wybrzeża Zatoki Gdańskiej, zakończone edycją map geologicznych, najpierw w skali 1 : 200 000 (Mojski & Sylwestrzak, 1978; Makowska, 1978), a następnie w skali 1 : 50 000 (Mojski, 1979a, b, 1987a, b; Makowska, 1988). Morskie prace geologiczne w Basenie Gdańskim zostały zapoczątkowane przez Oddział Geologii Morza PIG również na początku lat siedemdziesiątych i były prowadzone z przerwami do 1990. Ten etap rozpoznania dna Basenu Gdańskiego zakończył się opublikowaniem czterech arkuszy *Mapy geologicznej dna Bałtyku* w skali 1 : 200 000 przedstawiających rozmieszczenie osadów na powierzchni dna oraz budowę geologiczną do głęb. od kilku do 20–30 m poniżej powierzchni dna (Uścińowicz & Zachowicz, 1993a, b, c, 1994; Pikies & Jurowska, 1994, 1995). Niniejszy artykuł przedstawia przegląd ważniejszych wyników badań, od podłoża czwartorzędu po współczesne procesy sedymentacyjne.

### Położenie i rzeźba dna Basenu Gdańskiego

Basen Gdański jest położony w południowo-wschodniej części Morza Bałtyckiego. Razem z otaczającymi płycznymi przybrzeżnymi stanowi jeden z lokalnych basenów sedymentacyjnych. Najgłębszą część Basenu Gdańskiego tworzy Głębia Gdańska — rozległa depresja rozciągająca się z południowego zachodu na północny-wschód, z maksymalną głęb. 108 m. Na północy Głębia Gdańska jest oddzielona od Basenu Gotlandzkiego Progiem Gotlandzko-Gdańskim położonym na głęb. 77–85 m, biegnącym od płyczn przybrzeżnych na północ od Rozewia w kierunku północno-wschodnim ku Ławicy Kłajpedzkiej. Konfiguracja linii brzegowej w obrębie Basenu Gdańskiego wyznacza Zatokę Gdańską, Zatokę Pucką wraz z Zalewem Puckim odcięty od niej przez Cypel Rewski i Rybitwią Mieliznę. W południowo-wschodniej i wschodniej części Basenu Gdańskiego są położone Zalew Wiślany i Zalew Kuroński (ryc. 1).

Dno morskie w obrębie Basenu Gdańskiego odznacza się dużym zróżnicowaniem głębokości i rzeźby. Podwodny skłon brzegowy z systemem rew sięga na ogół do głęb. ok. 10, a jego szerokość waha się od 0,4 do 1,2 km. Tylko w zachodniej części Zatoki Gdańskiej skłon brzegowy jest ograniczony do głęb. ok. 5–7 m. Płyczny przybrzeżne, poza skłonem brzegowym, osiągają szerokość do 25 km i głęb. do 40 m. Rzeźba dna płyczn przybrzeżnych jest zróżnicowa-

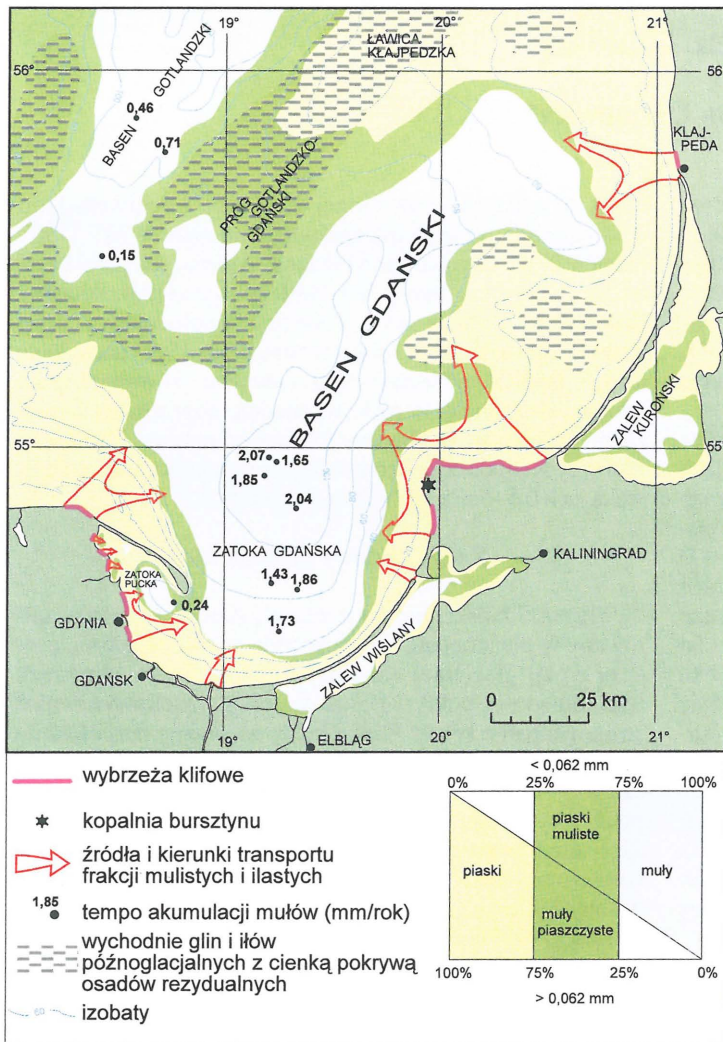
wana, od całkowicie równinnej do falistej, z deniwelacjami 0,5–3 m, lokalnie do 8 m i nachyleniami zboczy 30'–1°30', lokalnie 2°30'. Płyczny przybrzeżne od głębszych partii basenu są oddzielone mniej lub bardziej wyraźnym skłonem. Szczególnie wyraźny skłon występuje w południowej części Zatoki Gdańskiej, gdzie osiąga wysokość do 35 m i nachylenie do 12°. Dno Głębi Gdańskiej jest całkowicie równinne, tylko lokalnie odślaniają się małe wychodne pogrzebanej falistej rzeźby glacialnej. W obszarze Progu Gotlandzko-Gdańskiego i Ławicy Kłajpedzkiej dno jest łagodnie pagórkowate, o deniwelacjach 0,5–5 m i nachyleniach zboczy 2–3°.

### Zarys budowy geologicznej

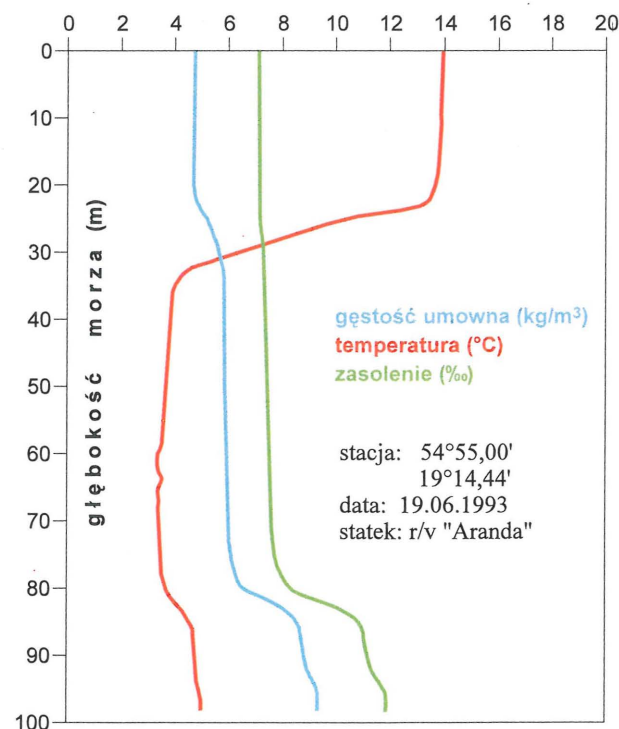
Basen Gdański, podobnie jak cały Bałtyk, został ukształtowany w plejstocenie. Wielokrotnie powtarzające się procesy erozji glacialnej zniszczyły na znacznych obszarach trzeciorzędową pokrywę osadową oraz częściowo również stropowe partie kredy. Osady kredy występują bezpośrednio w podłożu czwartorzędu w przeważającej części Basenu Gdańskiego — od południowych peryferii Basenu Gotlandzkiego aż po Żuławy Wiślane, a także w części północno-wschodniej — z Zalewem Kurońskim włącznie. W północno-zachodniej części basenu strop kredy, nawiercony w dwóch otworach, reprezentowany jest przez cenomańskie piaski muliste z glaukonitem (Pikies, 1992; Pikies & Jurowska, 1995; Uścińowicz & Zachowicz, 1994). Na południowych wybrzeżach, w obszarze Żuław pod czwartorzędem występują piaski glaukonitowe i margle kampanu, a lokalnie również oligoceńskie i eoceńskie piaski kwarcowo glaukonitowe i ły piaszczyste (np. Mojski, 1979c). Bardziej mięjsza pokrywa trzeciorzędu, głównie oligoceńsko-eoceńska, zachowała się na obrzeżach basenu — w części zachodniej, od Gdańska przez Kuźnicę na Półwyspie Helskim po równoleżnik 55° oraz w części wschodniej, przy Sambii. Osady eoceńskie z zachodniej części Zatoki Gdańskiej są reprezentowane przez kwarcowo-glaukonitowe, wapiaste piaski muliste barwy szarozielonej, czasami piaski ilaste lub ły muliste z glaukonitem (Kramarska, 1995). W Zatoce Puckiej, na północny-wschód od Gdyni stwierdzono również występowanie miocenu. Drobnziarniste piaski miocenne występują też lokalnie w dnie morskim przy półwyspie Sambii (Gudelis & Emelyanov, 1982).

Mięszość i rodzaj osadów czwartorzędowych jest w Basenie Gdański zróżnicowana. W części głębokowodnej Basenu — w Głębi Gdańskiej plejstocen reprezentują dwie warstwy glin zwałowych przykryte przez warwowe i mikrolaminowane ły bałtyckiego jeziora lodowego. Mięszość osadów plejstocennych wynosi tu od ok. 15 do ok. 30 m. Osady holocenne są dwudzielne. Ogniwo dolne tworzą preborealne i borealne brązowoszare ły morza yoldiowego i jasnoszare ły jeziora ancylusowego o mięszości zmieniającej się od ok. 2 do ok. 4 m. Basen Gdański był w tym czasie stosunkowo płytkim i na ogół słodkowodnym zbiornikiem. Połączenie morza yoldiowego z Morzem Północnym było ograniczone i krótkotrwałe, co przy znacznym dopływie

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Polna 62, 81-740 Sopot



Ryc. 1. Osady i źródła materiału osadowego w Basenie Gdańskim



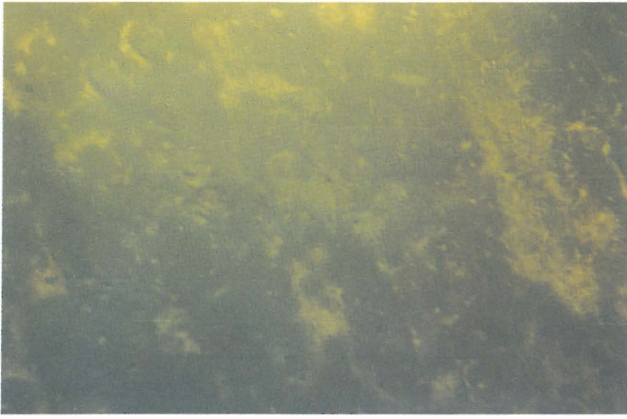
Ryc. 2. Pionowy rozkład temperatur, zasolenia i gęstości umownej wody w Głębi Gdańskiej

wód rzecznych sprawiło, że Basen Gdański pozostał również w tej fazie rozwoju zbiornikiem raczej słodkowodnym lub tylko nieznacznie brakicznym (Witkowski, 1994; Zachowicz, 1995). Ogniwo górne holoceniowej pokrywy osadowej, tak jak w całym Bałtyku, budują atlantyckie, subborealne i subatlantyckie osady mulisto-ilaste zdeponowane w morzach mastogloi, litorynowym i politorynowym. Miąższość tych osadów wynosi na ogół ok. 4–7 m. W rejonie progu gotlandzko-gdańskiego, występuje jedna warstwa gliny zwalowej przykryta ilastą gliną subakwalną. Dolne ogniwo holocenu tutaj nie występuje, a górne jest wykształcone w facji piaszczysto-mulisto-żwirowej (mikstyty), o miąższości do kilkunastu centymetrów (Uścińowicz & Zachowicz, 1993c, 1994; Uścińowicz, 1995b).

Bardziej miąższa i złożona jest pokrywa czwartorzędowa w płytkowodnych — zachodnich, południowych i wschodnich — częściach Basenu Gdańskiego. Plejstocen składa się tu z miąższych i złożonych serii glacialnych (glin i osadów fluwioglacialnych) oraz prawdopodobnie interglacialnych — poznanych bezpośrednio w obszarze Mierzei Wiślanej i Żuław (Mojski, 1983, 1988; Tomczak i in., 1989). Poza tym w południowej części Zatoki Gdańskiej występują miąższe serie późnoglacialnych osadów deltowych i lagunowych (Ejtminowicz, 1982; Uścińowicz & Zachowicz, 1993a, b, 1994). Łączna miąższość osadów plejstoceńskich w strefie płytkowodnej dochodzi do ok. 80 m (Uścińowicz, 1995b; Uścińowicz & Zachowicz, 1993a, b). Pokrywa holoceniowa również w części płytkowodnej Basenu Gdańskiego jest dwudzielna. Ogniwo dolne tworzą preborealne, borealne i atlantyckie osady deltowe, lagunowe, bagienne i jeziorne. W Basenie Gdańskim, zwłaszcza w częściach południowej i południowo-zachodniej, osady te zachowały się stosunkowo dobrze, osiągając miąższości do kilkunastu metrów. Wyróżnia to Basen Gdański od pozostałych części Południowego Bałtyku, gdzie osady środowisk lądowych zostały prawie całkowicie zniszczone w czasie transgresji litorynowej. Ogniwo górne, tak jak w całym Bałtyku stanowią osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe mórz litorynowego i politorynowego. Miąższość piasków morskich waha się od kilku centymetrów do kilku metrów. Basen Gdański wyróżnia się spośród innych rejonów Południowego Bałtyku największą miąższością osadów holoceniowych dochodzącą do 12–14 m w Głębi Gdańskiej i do ok. 20 m w południowej, płytkowodnej części Zatoki Gdańskiej (Uścińowicz & Zachowicz, 1993a, b; Uścińowicz, 1995b). Maksymalną miąższość, dochodzącą do 100 m, osady holoceniowe osiągają na Półwyspie Helskim (Tomczak, 1994, 1995).

**Charakterystyka warunków hydrologicznych**

Zlewisko Basenu Gdańskiego zajmuje powierzchnię 323 200 km<sup>2</sup>. Najważniejszą rolę w dopływie rzeczonym odgrywa Wisła, której dorzecze zajmuje 193 911 km<sup>2</sup>, tj. ok 60% całego zlewiska. Średni dopływ rzeczny do Basenu



**Ryc. 3.** Dno Głębi Gdańskiej, głęb. ok. 105 m; powierzchnia osadów mulisto-ilastych pokryta plechami grzybów i bakterii rozwijających się w środowisku beztlenowym; fot. S. Uścińowicz



**Ryc. 4.** Dno Głębi Gdańskiej, głęb. ok. 105 m; widoczne kratery o średnicy ok. 5–ok. 20 cm związane najprawdopodobniej z gazami diagenetycznymi, wydobywającymi się z osadów, w wyniku rozkładu substancji organicznej w warunkach beztlenowych, (fot. S. Uścińowicz); ryc. 3 i 4 — zdjęcia wykonane w sierpniu 1991 r. z pojazdu podwodnego Bravo, pole widzenia ok. 2–3 m (Szczepańska i in., 1992)



**Ryc. 5.** Niszczone wybrzeże klifowe Sambii ok. 10 km na zachód od Swietłogorska. Widoczne skutki wielkoskalowej ingerencji w naturalne procesy brzegowe. W założeniu eksperymentu materiał ze stromych zboczy wysoczyzny zepchnięty do morza miał zostać przetransportowany przez prądy przybrzeżne w kierunku wschodnim i zasilić erodowane plaże w Swietłogorsku. Na pierwszym planie widoczna konstrukcja z opon samochodowych mająca blokować transport w kierunku zachodnim. Wyniki eksperymentu nie spełniły oczekiwań; w obszarze na wschód nie zanotowano zwiększonych ilości materiału osadowego, który został najprawdopodobniej wyniesiony w czasie sztormów poza strefę brzegową; fot. S. Uścińowicz

Gdańskiego wynosi  $1850 \text{ m}^3/\text{s}$ , z czego Wisła dostarcza  $1027 \text{ m}^3/\text{s}$ , a Niemen  $547 \text{ m}^3/\text{s}$  (Majewski, 1990).

Charakterystyczną cechą mas wodnych Basenu Gdańskiego, podobnie jak pozostałych części Bałtyku południowego i środkowego, jest stratyfikacja termohaliczna. Warstwa górna wód odznacza się sezonowo zmienną temperaturą i niskim zasoleniem wynoszącym ok. 0,7%. W czasie lata występuje, w tej warstwie wód, wyraźna termoklina, której położenie zmienia się od głębokości ok. 10 m w maju do ok. 40 m w listopadzie. Dolna warstwa wód ma stałą temperaturę ok.  $3\text{--}4^\circ \text{C}$  i wyższe niż warstwa górna zasolenie, wynoszące w Basenie Gdańskim ok. 1,1–1,2% (ryc. 2). Haloklina i związany z nią skok gęstości wód (pyknoklina) ma stały charakter, a jej położenie zmienia się nieznacznie w zależności od wlewów do Bałtyku słonych wód z Morza Północnego.

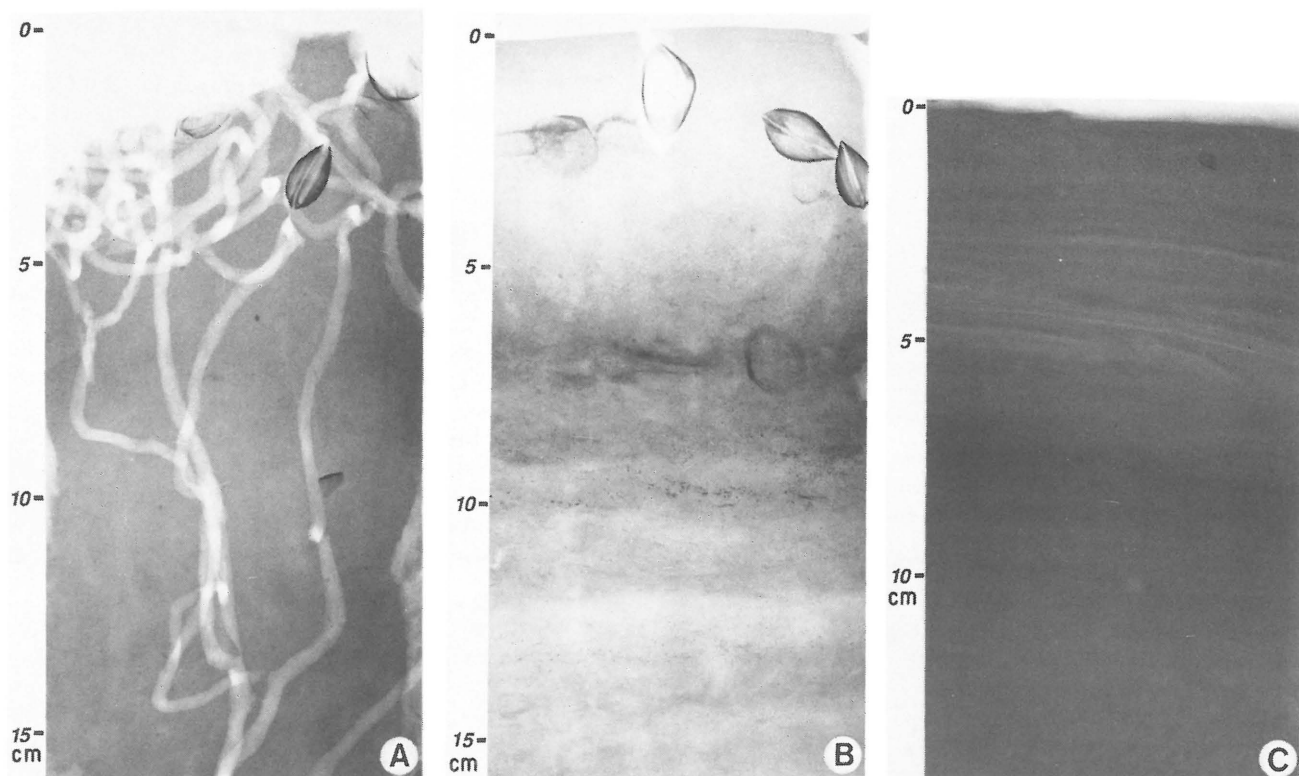
Zawartość tlenu w wodzie jest wyraźnie związana z uwarstwieniem wód. Powyżej halokliny nasycenie tlenem zmienia się od 100% przy powierzchni morza do ok. 70% w głębszych warstwach. Wewnątrz halokliny zawartość tlenu



**Ryc. 6.** Niszczone wybrzeża Mierzei Kurońskiej koło miejscowości Liesnoj. Mierzeja Kurońska jest formą złożoną, niejednorodną genetycznie, gdzie wśród odcinków typowo mierzejowych występują wyspy morenowe (Gudelis, 1995). Na zdjęciu widoczna wschodnia gliny zwałowej z brukiem erozyjnym w stropie. Na erozyjnej powierzchni gliny zalega torf datowany metodą  $^{14}\text{C}$  na  $11700 \pm 100 \text{ BP}$  (Gd-7694); fot. S. Uścińowicz



**Ryc. 7.** Wyrobisko po odkrywkowej kopalni bursztynu na wybrzeżu Sambii, koło miejscowości Jantarnyj; fot. S. Uścińowicz



**Ryc. 8.** A — zdjęcie rentgenowskie rdzenia osadów z Zatoki Puckiej (głęb. morza 35 m). Osady mulisto-ilaste deponowane powyżej halokliny w obecności tlenu w wodach przydennych; widoczne liczne struktury bioturbacyjne — jamki żerowiskowe wieloszczeta *Nereis diversicolor* (Muller), w stropie muszle *Macoma balthica* (Linnaeus); B — zdjęcie rentgenowskie rdzenia osadów z południowej części Głębi Gdańskiej (głęb. morza 75 m). Osady mulisto-ilaste deponowane w strefie kontaktu halokliny z dnem morskim, w obecności tlenu w wodach przydennych; w części dolnej rdzenia widoczne powierzchnie erozyjne, w części górnej (0–8 cm) osad homogeniczny z małżami *Macoma balthica* (Linnaeus); C — zdjęcie rentgenowskie rdzenia osadów z Głębi Gdańskiej deponowanych poniżej halokliny (głęb. morza 102 m). W części dolnej rdzenia brak laminacji, w części górnej rdzenia (0–6 cm) widoczna laminacja pozioma osadów mulisto-ilastych, odzwierciedlająca prawdopodobnie roczny rytm sedymentacji w warunkach beztlenowych. Przejście od osadów homogenicznych do laminowanych jest związane ze zmianą warunków tlenowych w wodach przydennych i zanikiem działalności organizmów bentonicznych

zmienia się okresowo w szerokim zakresie, podczas gdy w warstwie dolnej, poniżej halokliny nasycenie tlenem jest mniejsze niż 20%. W początku lat siedemdziesiątych zanotowano po raz pierwszy w wodach przydennych obecność siarkowodoru. Od tego czasu na dużych obszarach Głębi Gdańskiej utrzymują się warunki beztlenowe (ryc. 3, 4), (Łomniewski i in., 1975; Majewski, 1987, 1990).

W Basenie Gdańskim, podobnie jak w całym Bałtyku, nie występują stałe prądy. Prądy gradientowe są związane głównie ze zmiennymi układami barycznymi oraz z różnicami gęstości wody wywołanymi przez różnice temperatury i zasolenia. Najaktywniejsze procesy hydrodynamiczne w warstwie powierzchniowej są związane z prądami i falowaniem wiatrowym. Szczególnie duża dynamika wód występuje w czasie sztormów, które są główną przyczyną erozji brzegów oraz resuspensji i transportu osadów w strefie płytkowodnej. Przy dominacji wiatrów z sektora zachodniego prądy powierzchniowe w Basenie Gdańskim mają najczęściej kierunek z północnego-zachodu i zachodu na wschód i północny-wschód. W obrębie halokliny może okresowo występować stosunkowo wysoka aktywność hydrodynamiczna, związana z falami wewnętrznymi powstającymi na granicy warstw wód o różnej gęstości. Poniżej halokliny występują na ogół słabe prądy gradientowe, chociaż były też obserwowane prądy przydenne o prędkościach dochodzących do 40 cm/s (Lauer, 1989–1994).

### Procesy sedymentacyjne i osady dennie

Ważnym źródłem dostawy materiału osadowego do Basenu Gdańskiego są rzeki. Największą rolę odgrywa Wiśła, dostarczając rocznie od 0,4 do 1,4 mln t materiału wleczonego i od 1,5 do 2,2 mln t zawiesiny (Cyberski & Mikulski, 1975). Według Cyberskiego (1982) Wiśła dostarcza do morza średnio ok. 1,8 mln t materiału osadowego, w tym ok. 0,75 mln t materiału wleczonego i ok. 1,05 mln t zawiesiny. Niemen, druga pod względem wielkości rzeka, uchodzi do Basenu Gdańskiego poprzez Zalew Kuroński i Cieśninę Kłajpedzką dostarcza do morza rocznie ok. 0,23 mln t materiału zawiesinowego. Frakcje grubsze zostają zatrzymane w Zalewie Kurońskim. Transport materiału osadowego przez pozostałe rzeki: Pregolę, Pasłękę, Baudę, uchodzące do Zalewu Wiślanego oraz Redę wpadającą do Zalewu Puckiego, jest znacznie mniejszy i może być pominięty w bilansie materiału osadowego Basenu Gdańskiego. Drugim ważnym źródłem materiału osadowego są wybrzeża klifowe zbudowane głównie z plejstocenijskich glin i piasków. W klifach zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej odsłaniają się również osady mioceńskie, a na półwyspie Sambii — eoceńskie. Tempo cofania się klifów zarówno na wybrzeżu zachodnim, jak i półwyspu Sambii dochodzi do 1 m rocznie (ryc. 5). Na podstawie danych Subotowicza (1982) można oszacować, że z klifów wybrzeża zachodniego, rozciągających się pomiędzy Orłowem a Gdynią, Oksywiem a Meche-

linkami oraz pomiędzy Jastrzębią Górą a Chłapowem, rocznie dostaje się do morza ok. 0,05 mln t materiału żwirowego, piaszczystego i drobniejszego. Niszczony wybrzeża Sambii dostarczają rocznie ok. 0,25–0,35 mln t materiału osadowego (Gudelis & Emelyanov, 1982; Blazhchishin, 1984). W ostatnim dwudziestolecu nasiliły się też procesy niszczenia wybrzeży mierzejowych, zwłaszcza niektórych odcinków Półwyspu Helskiego i Mierzei Kurońskiej (np. Furmańczyk, 1995; Gudelis, 1995) (ryc. 6). Na niektórych odcinkach tempo cofania się brzegu mierzejowego przybiera charakter katastrofalny. W rejonie ujścia Wisły Śmiałej brzeg morski cofał się w okresie: 1949–1961 — 2,1 m/rok; w 1961–1972 — 3,5 m/rok; w 1972–1982 — 5,3 m/rok, a w 1982–1995 — 12,5 m/rok (Basiński, 1996). Specyficzną cechą Basenu Gdańskiego w skali Morza Bałtyckiego, jest wyjątkowo duży dopływ materiału osadowego pochodzenia antropogenicznego. Duże ilości materiału osadowego, dochodzące do 1,25–4,25 mln t rocznie, są zrzucane do morza z kopalni bursztynu znajdujących się w Sambii (ryc. 7) (Emelyanov & Wypych, 1987; Blazhchishin, 1984; Gudelis & Emelyanov, 1982). Również znaczące ilości stanowi urobek z prac pogłębiarskich w portach i na torach podejściowych. Rocznie w strefie płytkowodnej Basenu Gdańskiego jest zrzucane ok. 0,17–3,4 mln t osadów z portu w Kłajpedzie (Dubra i in., 1995), ok. 0,34–2,2 mln t z portów i torów w Kaliningradzie i Bałtyjsku (Łazarenko & Majewski, 1975), ok. 0,58 mln t z portów Gdańska i ok. 0,37 mln t z portu w Gdyni (Andrulewicz & Dubrawski, 1995).

Materiał osadowy, dostający się w strefie brzegowej do morza, podlega pod wpływem falowania i prądów procesom transportu i selekcji. Rozmieszczenie poszczególnych typów osadów na dnie morskim zależy głównie od warunków hydrodynamicznych. Piaski pokrywają dno południowego Bałtyku z reguły do głębokości, na której występuje stała pyknoklina. Procesy dynamiczne, falowanie i prądy występujące w warstwie wód powyżej pyknokliny powodują, że trwała depozycja frakcji mulistych i ilastych (<0,063 mm) jest na tych głębokościach niemożliwa.

W Basenie Gdańskim występują pewne odchylenia od tej prawidłowości, spowodowane zarówno przez ukształtowanie linii brzegowej, topografii dna, jak i paleogeografię obszaru. W obszarze na północny-wschód od Półwyspu Helskiego piaski pokrywają dno do głęb. 70–80 m. W Zatoce Puckiej granica zasięgu piasków przebiega znacznie płycej — na głęb. ok. 20 m. Na południowy wschód od Zatoki Puckiej — w południowej części Zatoki Gdańskiej zasięg piasków ponownie obniża się do izobaty ok. 60. W południowo-wschodniej i wschodniej części Basenu Gdańskiego — na skłonach Mierzei Wiślanej, Sambii i Mierzei Kurońskiej — granica pomiędzy osadami piaszczystymi i piaszczysto-mulistymi przebiega na głęb. ok. 30–40 m. Osady piaszczyste Basenu Gdańskiego zawierają zazwyczaj mniej niż 2% frakcji drobniejszych od 0,063 mm.

Osady piaszczysto-muliste tworzą wąski pas pomiędzy osadami piaszczystymi a mulami. Szerokość strefy osadów piaszczysto-mulistych wynosi od 1 do 4 km i zależy odwrotnie proporcjonalnie od nachylenia dna.

Muły występują przeważnie w obrębie styku pyknokliny z dnem morskim i poniżej pyknokliny. Powyżej pyknokliny osady te występują tylko w Zatoce Puckiej na głębokościach od ok. 25 do ok. 55 m oraz w Zalewach Kurońskim i Wiślanym, a także na niewielkich obszarach Zalewu Puckiego. Muły z Zatoki Puckiej, zwłaszcza te występujące płycej odznaczają się występowaniem struktur bioturbacyjnych (ryc. 8A), w głębszych częściach zaś, częściej występują w profilu pionowym osadów powierzchnie erozyjne.

W Głębi Gdańskiej, na głębokościach ok. 55–85 m, tj. w obszarach gdzie pyknoklina ma kontakt z dnem morskim, w profilu pionowym mułów obserwuje się często powierzchnie erozyjne związane z okresowym występowaniem fal wewnętrznych. Struktury bioturbacyjne związane z procesami życiowymi organizmów bentonicznych są rzadsze i ograniczone do przypowierzchniowej (ok. 5 cm) warstwy osadu (ryc. 8B). Muły występujące poniżej pyknokliny, na głębokościach większych od ok. 85 m, gdzie dominują warunki beztlenowe wykazują laminację poziomą do głęb. 6–14 cm poniżej powierzchni dna (ryc. 8C) (Ebbing i in., 1995; Laban i in., 1994).

Tempo sedymentacji mułów w Basenie Gdańskim waha się od 0,24 do 2,32 mm/rok i jest najwyższe w Południowym Bałtyku (Bojanowski i in., 1977; Pempkowiak, 1991; Szczepańska & Uścińowicz, 1994; Walkusz i in., 1992). Tempo sedymentacji najwyższe jest w środkowej części basenu i obniża się ku peryferiom oraz wewnątrz basenu na lokalnych wyniesieniach dna.

Zlewnia Basenu Gdańskiego należy do obszarów silnie uprzemysłowionych i zurbanizowanych. Zanieczyszczenia docierają wraz z wodami rzek oraz z licznych miast i portów położonych na wybrzeżach Basenu Gdańskiego. Znajduje to wyraz w składzie chemicznym osadów dennych. W Basenie Gdańskim występują wyraźne przejawy eutrofizacji wyrażające się większym niż w innych rejonach Południowego Bałtyku wzbogaceniem warstwy powierzchniowej mułów w węgiel organiczny i fosfor. Znormalizowane względem glinu współczynniki wzbogacenia warstwy powierzchniowej mułów (0–1 cm) Basenu Gdańskiego w te składniki, w stosunku do niezanieczyszczonych osadów zdeponowanych ok. 100–200 lat temu, wynoszą 1,4–3,2 dla Corg. i 1,3–6,6 dla P.

Wartości te są jeszcze wyższe w mułach Zatoki Puckiej i wynoszą 3,0–6,4 dla węgla organicznego i 3,1–7,3 dla fosforu. W osadach mulistych są akumulowane również groźne dla środowiska metale. Średnie (w nawiasach — maksymalne) wartości współczynników wzbogacenia mułów Basenu Gdańskiego wynoszą: As — 1,4 (2,7); Cd — 1,8 (3,7); Cr — 1,2 (1,6); Cu — 1,5 (2,2); Ni — 1,1 (1,6); Pb — 1,9 (5,1); Zn — 1,9 (3,0). Szczególnie dużo metali gromadzi się w mułach Zatoki Puckiej, gdzie średnie (w nawiasach maksymalne) wartości współczynników wzbogacenia kształtują się następująco: As — 3,1 (4,6); Cd — 3,1 (5,1); Cr — 2,0 (2,6); Cu — 2,1 (3,4); Ni — 1,4 (1,6); Pb — 2,8 (4,6); Zn — 3,0 (3,9) (Szczepańska & Uścińowicz, 1994). Wartości te dobitnie dokumentują niekorzystne zmiany, jakie zaszły w środowisku Basenu Gdańskiego.

Wyniki badań z lat 1970–1994 przeprowadzonych przez Oddział Geologii Morza PIG wskazują, że Basen Gdański jest obszarem unikalnym, jednym z rejonów kluczowych — obok Zatoki Pomorskiej — w celu poznania późnoglacialnej i holoceniowej ewolucji Południowego Bałtyku, a także dla monitorowania zmian zachodzących współcześnie. Wiele zarysowanych problemów, takich jak np. rozwój Półwyspu Helskiego i Mierzei Wiślanej czy problemy zanieczyszczeń osadów, stało się już przedmiotem szczegółowych badań (m in.: Tomczak, 1994, 1995; Tomczak i in., 1989, 1990; Ebbing i in., 1995; Laban i in., 1994; Uścińowicz & Zachowicz, 1996). Wiele innych zagadnień powinno zostać podjętych w najbliższej przyszłości. Jednym z głównych zadań powinno być wykonanie dokładnego zdjęcia geologicznego i geochemicznego Zatoki Gdańskiej w skali 1 : 100 000 lub 1 : 50 000, przy użyciu nowoczesnych, niedostępnych wcześniej metod badawczych.

## Literatura

- ANDRULEWICZ E. & DUBRAWSKI R. 1995 — Report on dredging activities and amount of dredge spoils dumped in the Polish territorial waters of the Baltic Sea. *Mat. robocze Komisji Helińskiej*. Arch. Oddz. Geol. Morza, PIG, Sopot.
- BASIŃSKI T., 1996 — *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 6: 394–400.
- BLAZHCHISHIN A. I. 1984 — *Litologia i polieznyje iskopajemyje*, 5: 67–76.
- BOJANOWSKI R., KOCHLEWSKA E. & SKIBA D. 1977 — *Stud. i Mat. Ocean.*, 19, KBM PAN: 123–127.
- CYBERSKI J. 1982 — [W:] Augustowski B. (red.) *Dolina dolnej Wisły*. GTN, Ossolineum, Gdańsk: 103–153.
- CYBERSKI J. & MIKULSKI Z. 1975 — [W:] Augustowski B. (red.) *Żuławy Wiślane*. Ibidem: 239–288.
- DUBRA J., DUBRA V. & STONCHAITIENE N. 1995 — Sediment transport dynamics near Klaipeda Port. *Coastal Dynamics '95*, (abstracts of papers). IBW PAN, Gdańsk: 32.
- EBBING J., LABAN C., UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1995 — Recent muds of the Gdańsk Bay. *The Fourth Marine Geological Conference The Baltic, Abstract of Papers*, Uppsala.
- EJTMINOWICZ Z. 1982 — *Baltica*, 7: 65–74.
- EMELYANOV E. M. & WYPYCH K. (red.) 1987 — *Prociesy osadkonakoplenia w Gdanskom Basiejnie (Bałtyjskoje Morie)*. AN SSSR.
- FURMAŃCZYK K. 1995 — *J. Coastal Res. Spec. Issue No. 22*: 193–196.
- GUDELIS V. 1995 — [W:] Gudelis V. (red.), Povilankas R. & Roepstorff A., *Coastal conservation and management in the Baltic region. Proceedings of the EUCC-WWF Conference*: 11–13.
- GUDELIS V.K. & EMELYANOV E. M. (red.) 1982 — *Geologia Morza Bałtyckiego*. Wyd. Geol.
- KRAMARSKA R. 1995 — [W:] Mojski J. E. (red.) *Atlas geologiczny południowego Bałtyku*. Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.
- LABAN C., EBBING J., ZACHOWICZ J., UŚCINOWICZ S. & SZCZEPAŃSKA T. 1994 — Geological and geochemical seabed monitoring of Gdańsk Gulf. *Geological Survey of the Netherlands, Haarlem*. Pol. Geol. Inst., Sopot.
- LAUER Z. 1989–1994 — [W:] *Warunki środowiskowe Polskiej strefy Południowego Bałtyku*. IMGW, Gdynia.
- ŁAZARIENKO N. & MAJEWSKI A. 1975 — *Hydrometeorologiczny ustrój Zalewu Wiślanego*. Wyd. Komun. i Łączności.
- ŁOMNIEWSKI K., MAŃKOWSKI W. & ZALESKI J. 1975 — *Morze Bałtyckie*. PWN.
- MAJEWSKI A. 1987 — [W:] Łomniewski K. (red.) *Bałtyk Południowy*. GTN, Ossolineum, Gdańsk: 173–217.
- MAJEWSKI A. (red.) 1990 — *Zatoka Gdańska*. Wyd. Geol.
- MAKOWSKA A. 1978 — *Mapa geologiczna Polski*, 1 : 200 000, wyd. A, ark. Elbląg. Inst. Geol.
- MAKOWSKA A. 1988 — *Szczegółowa mapa geologiczna Polski*, 1 : 50 000, ark. Krynica Morska. Państw. Inst. Geol.
- MASICKA H. 1965 — *Baltica*, 2: 61–70.
- MASICKA H. 1974 — *Oceanologia*, 4. KBM PAN: 133–151.
- MASICKA H. 1975 — *Stud. i Mat. Ocean.*, 8. KBM PAN: 177–212.
- MOJSKI J. E. 1979a — *Szczegółowa mapa geologiczna Polski*, 1 : 50 000, ark. Gdańsk. Inst. Geol.
- MOJSKI J. E. 1979b — Ibidem, ark. Gdynia.
- MOJSKI J. E. 1979c — *Biul. Inst. Geol.*, 317: 5–50.
- MOJSKI J. E. 1983 — *Geol. Jahrb.*, A, 71: 171–186.
- MOJSKI J. E. 1987a — *Szczegółowa mapa geologiczna Polski*, 1 : 50 000, ark. Sobieszewo i DREWICA. Państw. Inst. Geol.
- MOJSKI J. E. 1987b — Ibidem, ark. Kąty i Nowy Dwór Gdański.
- MOJSKI J. E. 1988 — *Geol. Survey of Finland, Spec. Pap.*, 6: 39–51.
- MOJSKI J. E. & SYLWESTRZAK J. 1978 — *Mapa geologiczna Polski*, 1 : 200 000, wyd. A, ark. Gdańsk. Inst. Geol.
- PAWŁOWSKI S. 1922a — *Pr. Kom. Mat.-Przyr. A*, 1: 1–107.
- PAWŁOWSKI S. 1922b — Ibidem: 143–166.
- PAWŁOWSKI S. 1923 — *Przyroda i Technika*, 2: 385–403.
- PEMPKOWIAK J. 1991 — *Environmental International*, 17: 421–428.
- PIECZKA F. B. 1972 — *Procesy akumulacji osadów dennych Zatoki Gdańskiej*. CAG Państw. Inst. Geol., nr OM/25.
- PIECZKA F. B. 1974 — *Stud. i Mat. Ocean.*, 5, KBM PAN: 175–188.
- PIECZKA F. B. 1980 — *Peribalticum*. GTN, Ossolineum, Gdańsk: 79–118.
- PIKIES R. 1992 — *Geol. Quart.*, 36: 245–258.
- PIKIES R. & JUROWSKA Z. 1994 — *Mapa geologiczna dna Bałtyku*, 1 : 200 000, ark. Puck. Państw. Inst. Geol.
- PIKIES R. & JUROWSKA Z. 1995 — *Objaśnienia do mapy geologicznej dna Bałtyku*, 1 : 200 000, ark. Puck. Ibidem.
- ROSA B., KĘPIŃSKA U. & WYPYCH K. 1990 — [W:] Majewski A. (red.), *Zatoka Gdańska*. Wyd. Geol.: 20–65.
- SANDEGREN R. 1935 — *Spr. Państw. Inst. Geol.*, 8: 51–78.
- SUBOTOWICZ W. 1982 — *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*. GTN, Ossolineum.
- SZCZEPAŃSKA T. & UŚCINOWICZ S. 1994 — *Atlas geochemiczny południowego Bałtyku*. Państw. Inst. Geol.
- SZCZEPAŃSKA T., UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1992 — *Prz. Geol.*, 40: 325–326.
- TOMCZAK A. 1994 — *Kompleksowe opracowanie osadów holocenu z otworu wiertniczego Bór 92 na Półwyspie Helskim*. Arch. Oddz. Geol. Morza Państw. Inst. Geol., Sopot.
- TOMCZAK A. 1995 — *J. Coastal Res. Spec. Issue*, 22: 181–185.
- TOMCZAK A., KRAMARSKA R., KRZYMIŃSKA J., ZABOROWSKA K. & ZACHOWICZ J. 1990 — *Nowy otwór wiertniczy w Helu w świetle badań litologicznych, biostratygraficznych i radiowęglowych*. *Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Gdańsk: 75–85.
- TOMCZAK A., MOJSKI J. E., KRZYMIŃSKA J., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R. & ZACHOWICZ J. 1989 — *Kwart. Geol.*, 33: 277–300.
- UŚCINOWICZ S. 1995a — *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 149: 67–70.
- UŚCINOWICZ S. 1995b — [W:] Mojski J. E. (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku*. Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.
- UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1993a — *Mapa geologiczna dna Bałtyku*, 1 : 200 000, ark. Gdańsk. Państw. Inst. Geol.
- UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1993b — Ibidem, ark. Elbląg.
- UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1993c — Ibidem, ark. Głębia Gdańska.
- UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1994 — *Objaśnienia do mapy geologicznej dna Bałtyku*, 1 : 200 000, ark. Gdańsk, Elbląg, Głębia Gdańska. Państw. Inst. Geol.
- UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J. 1996 — *Atlas geochemiczny Zalewu Wiślanego*. Ibidem.
- WALKUSZ J., ROMAN S. & PEMPKOWIAK J. 1992 — *Bull. Sea Fisheries Inst.*, 125: 33–37.
- WITKOWSKI A. 1994 — *Bibliotheca Diatomologica*, 28: 313.
- ZACHOWICZ J. 1995 — [W:] Mojski J. E. (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku*. Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.