3. OPIS ELEMENTÓW PRZYRODNICZYCH ŚRODOWISKA OBJĘTYCH ZAKRESEM PRZEWIDYWANEGO ODDZIAŁYWANIA PLANOWANEGO PRZEDSIĘWZIĘCIA

Pierwsze badania hydrologiczne w rejonie Zatoki Pomorskiej były prowadzone jeszcze w XIX wieku. W 1888 roku przedstawiono związki prądów z wiatrem w południowo-zachodniej części Bałtyku. W badaniach przeprowadzonych w następnym wieku skupiano się głównie na hydrologii i dynamice wód strefy przybrzeżnej Zatoki Pomorskiej. Prowadzono pomiary temperatury, zasolenia i zawartości tlenu w rejonie Ławicy Odrzanej w latach 1925–1938. W okresie 1955–1958 systematyczne badania na Zatoce Pomorskiej i Ławicy Odrzanej prowadził Oddział Morski MIR w Świnoujściu. W okresie 1960–1967 badania w rejonie Ławicy realizowali: Obserwatorium Ujściowe PIHM oraz Morski Instytut Rybacki. Od lat 70. do połowy lat 90. systematyczne badania w tym rejonie prowadził Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w ramach służby oceanograficznej i monitoringu Bałtyku.

Wyniki badań publikowano w rocznikach hydrologicznych (IMGW 1957–1970), a od 1961 roku zamieszczano dane z pomiarów rejsowych. Najpełniejszy obraz rejonu został przedstawiony w monografii Zatoki Pomorskiej (Majewski, 1974). Wykorzystana jest również baza danych oceanograficznych z lat 1976–2001 dla rejonu Zatoki Pomorskiej w zakresie: temperatury i zasolenia pH, stężenia tlenu oraz soli biogennych oraz materiały WIOŚ w Szczecinie zbierane w ramach monitoringu strefy przybrzeżnej Bałtyku z 4 stanowisk na Zatoce Pomorskiej (lata 1985–2005). Ponadto wykorzystano opracowanie Akademii Morskiej w Szczecinie omawiające przewidywany wpływ budowy falochronu osłonowego portu zewnętrznego w Świnoujściu na środowisko przyrodnicze (Borówka i in., 2007) oraz wyniki badań środowiska Zatoki Pomorskiej z okresu 2001–2003 prowadzone przez Akademię Rolniczą w Szczecinie.

3.1. Uwarunkowania hydrodynamiczne i hydrologiczne

3.1.1. Reżim wiatru

Najbliższą stacją meteorologiczną dla rozpatrywanego rejonu jest Świnoujście. Analizie poddano obserwacje prędkości i kierunku działania wiatry z okresu 1961–1990 na tle wielolecia 1951–1980. Dane z wieloleci dobrze charakteryzują tendencje zmian parametrów hydrometeorologicznych i wykluczają analizę procesów okresowych, które mogą prowadzić do błędnego wnioskowania. Nowsze dane nie były dostępne.

Kierunek działania wiatru

U polskich wybrzeży Bałtyku południowego dominuje tendencja przewagi wiatrów z sektora zachodniego, co jest zgodne z warunkami panującymi w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Dla trzydziestolecia 1961–1990 potwierdza się fakt istnienia dominacji sektora zachodniego.

Z sektora SW, W i NW wystąpiło 47% wiatrów. Dla całego wybrzeża częstość ta oscyluje wokół wartości 50 ±10%. Około 32% wiatrów występuje z sektora E do S. Najmniej wiatrów

notuje się z sektora północno-wschodniego (N i NE). Ich częstość nie przekracza 20% (tab. 3.1). Częstość wiatrów północnych i północno-wschodnich zdecydowanie rośnie w półroczu letnim.

Tab. 3.1. Szeregi rozdzielcze rozkładów dyskretnych kierunków działania wiatru dla stacji Świnoujście w latach 1961–1990

Stacja	Zbiory liczbowe częstości rozkładów dyskretnych kierunku działania wiatru								
	cisza	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Świnoujście	0,034	0,0690	0,1120	0,0750	0,0980	0,1450	0,2060	0,1840	0,0760

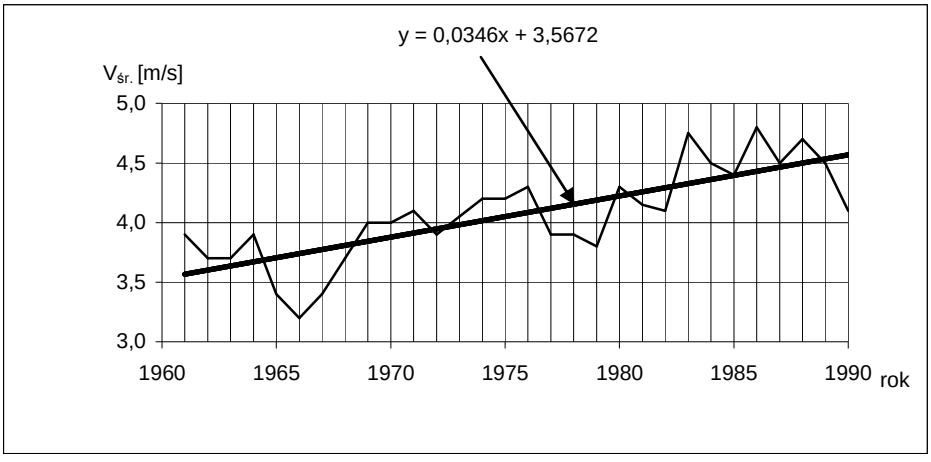
Zarówno w dziesięcioletnich okresach obserwacyjnych, jak i wieloleciu 1961–1990 kształt róży wiatrów wskazuje na dominującą tendencję przewagi wiatrów południowo-zachodnich. Różnice w częstości występowania kierunków działania wiatru w analizowanych okresach nie przekraczają 10%.

Szczególnego znaczenia w ocenie warunków hydrometeorologicznych nabiera częstość występowania wiatrów z kierunków odmorskich, obejmujących w Świnoujściu ze względu na przebieg linii brzegowej w okolicy stacji sektor NW, N, NE. Wiatry te w związku z dużą rozciągłością działania oraz generowaniem maksymalnych fal wiatrowych powodują największe zmiany w strefie brzegowej. W wieloleciu 1961–1990 wystąpiło tam zaledwie 26% tych wiatrów, co zasadniczo odbiega od ich częstości na pozostałych stacjach, która zawsze przekracza 40% (Kołobrzeg – 42,2%).

Amplituda zmian częstości wiatrów odmorskich w różnych okresach obserwacyjnych jest praktycznie niezmienna i wynosi ±1%. Świadczy to o utrwalonych tendencjach rozkładu kierunków wiatru, występujących w rejonie Bałtyku południowego.

Prędkość wiatru

Przebieg oraz zarys linii brzegowej Zatoki Pomorskiej wpływają na odrębności lokalne klimatu. Prędkość wiatru w rejonie całej Zatoki Pomorskiej charakteryzuje się małymi wartościami. Średnia prędkość wiatru w 30-leciu 1961–1990 w Świnoujściu osiągnęła wartość 4,0 m/s (rys. 3.1). W wieloleciu 1951–1980 średnia prędkość wiatru w Świnoujściu wyniosła $v_{śr}$ = 3,8 m/s.



Rys. 3.1. Krzywa przebiegu średnich rocznych prędkości wiatru na stacji Świnoujście w okresie 1961–1990 z zaznaczeniem linii regresji

Analizując zestawione dane w postaci empirycznych tablic korelacyjnych, funkcji przewyższenia kierunków i prędkości wiatru oraz histogramów częstości kierunków według prędkości wiatru co 1 m/s możemy dla wielolecia 1961–1990 wyciągnąć następujące wnioski:

- w rejonie Świnoujścia około 80% prędkości wiatru nie przekracza 5 m/s we wszystkich analizowanych okresach pomiarowych;
- ponad 90% wiatrów nie przekracza 8 m/s;
- dla Świnoujścia wiatry z przedziału 1–3 m/s przekraczają 70% częstości występowania;
- udział wiatrów o prędkości v ≥ 8 m/s jest niewielki i nie przekracza 2,5%. Najmniejszą ich częstość zaobserwowano w okresie wiosenno-letnim 1981–1990 – 0,1%, największą dochodzącą do 2,1% w okresie jesienno-zimowym 1971–1980;
- w przebiegu rocznym średnie prędkości wiatru osiągną swoje maksimum w styczniu, lutym, marcu i listopadzie (śr. 4,2-4,6 m/s). Najniższe prędkości średnie notowane są, tak jak na pozostałych stacjach polskiego wybrzeża od czerwca do sierpnia, kiedy to średnia miesięczna może spaść nawet do 2,5 m/s. Jest to najkorzystniejszy okres do prowadzenia prac czerpalnych. Odkładany na klapowiska urobek z prac czerpalnych będzie wówczas podlegał najmniejszej dynamice;
- wiatry silne i sztormowe występują tu bardzo rzadko. W okresie 1956-1985 w Świnoujściu odnotowano średnio w roku 39,1 dni, z wiatrem o prędkości ≥10 m/s. Dla wielolecia 1961–1990 liczba dni z wiatrem ≥ 11 m/s wyniosła średniorocznie 25,4 dnia. W Świnoujściu wiatry te najczęściej pojawiały się w listopadzie – 4,7 dnia; grudniu i marcu – 4,4 dnia. Najmniej wiatrów o tej prędkości wystąpiło w sierpniu – 1,5 dnia (tab. 3.2);
- maksymalna liczba dni z wiatrem ≥10 m/s, jaka na przestrzeni 30 lat wystąpiła w ciągu jednego miesiąca w Świnoujściu, wahała się od 3 we wrześniu do 16 w listopadzie. Wyróżnia się dwie grupy miesięcy o zróżnicowanej częstości występowania wiatrów silnych. Dużą częstością charakteryzują się miesiące od października do maja, zaś małą – od czerwca do września;
- duże podobieństwo na odcinku wybrzeża od Świnoujścia poprzez Dziwnów do Kołobrzegu zachodzi dla kierunków występowania wiatrów silnych. Najczęściej wiatry te występują z trzech kierunków: zachodniego, północno-zachodniego i południowo-zachodniego, a ich sumaryczna częstość oscyluje wokół 70% ogólnej liczby (Trzeciak i in., 1992).

Należy pamiętać, że w strefie brzegowej morza wiatr posiada zazwyczaj większą prędkość niż wiatr mierzony w pobliżu nad lądem.

Oszacowana na podstawie danych empirycznych znad morza (według *Climate of the Baltic Sea Basin*) średnia wieloletnia prędkość wiatru w interesującym nas obszarze zawiera się w granicach 12–14 węzłów, co odpowiada 6–7 m/s. Procentowa zawartość wiatrów silnych >11 m/s mieści się w granicach 10–15%. Dla wiatrów sztormowych >17 m/s opracowanie to podaje 1–2%.

Dane te potwierdzają, że nad obszarami morskimi średnie prędkości wiatru przekraczają zdecydowanie prędkości średnie uzyskiwane ze stacji brzegowej. Należy spodziewać się, że warunki wiatrowe panujące w strefie przybrzeżnej są mniej korzystne dla prowadzenia prac czerpalnych na morzu, niż te przedstawiane w oparciu o dane pomiarowe ze stacji brzegowych.

Tab. 3.2. Liczba dni z wiatrem o prędkości v ≥ 10 m/s w okresie 1956–1985 w rejonie Świnoujścia (Trzeciak i in., 1992)

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
ŚWINOUJŚCIE													
Średnia miesięczna	4,1	3,8	4,4	3,2	2,2	2,3	2,0	1,5	2,2	4,2	4,7	4,4	39,1
Udział% w ogólnej liczbie dni miesiąca	13,2	13,4	15,5	10,7	7,1	7,7	6,4	5,2	7,3	13,5	15,7	14,2	–
Udział w ogólnej rocznej% liczbie dni	10,5	9,7	11,2	8,2	5,6	5,9	5,1	4,1	5,6	10,7	12,0	11,2	–
Maksymalnie w roku	11	6	7	7	9	6	5	8	3	7	16	8	56
Minimalnie w roku	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37

3.1.2. Wahania poziomu morza

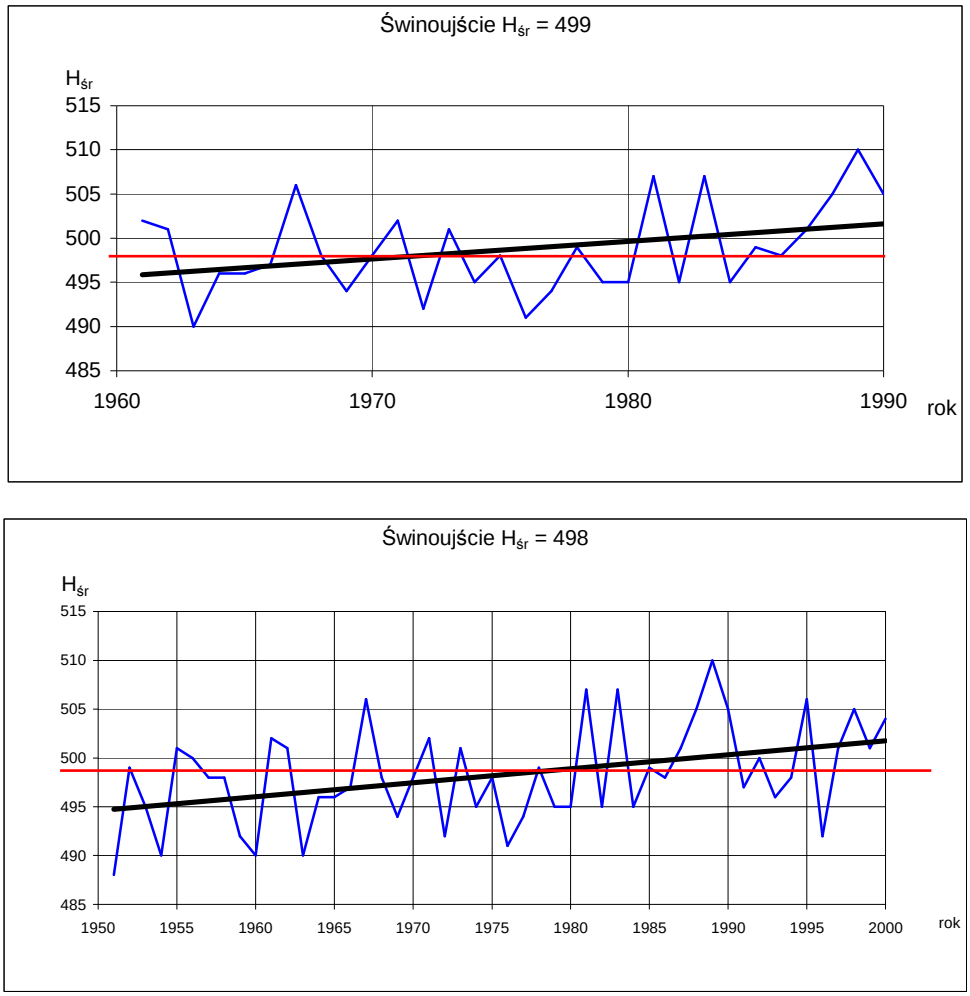
Zmiany poziomu morza są istotnym czynnikiem kształtującym przebudowę strefy brzegowej. W Morzu Bałtyckim generowane są przede wszystkim przez spiętrzające działanie wiatru. Ważnym czynnikiem jest różnica między dopływami wód rzecznych, suma parowania i opadów oraz wymiana wód przez Cieśniny Duńskie, tj. bilans wodny Bałtyku, który powoduje znaczne wahania średniego poziomu całego morza. Drugorzędne znaczenie mają drgania własne oraz pływy astronomiczne. Najbliższą stacją mareograficzną jest Świnoujście, posiadającą unikalną serię pomiarową, gdzie pierwsze obserwacje pochodzą z 1811 r.

Średni poziom morza obliczony z serii pomiarowej z lat 1811–1985 dla Świnoujścia wyniósł $h_{śr}$ = 491,1 cm ± 0,3 cm, natomiast wieloletnia zmienność średniego poziomu morza jako tendencja średnich pionowych zmian rocznych, wyznaczona dla tego samego okresu, wyniosła $\bar{v}$ = +0,7 mm/rok ± 0,1 (Dziadziuszko, Jednorał 1988). Dodatnią tendencję zmienności obserwujemy również dla pozostałych stacji wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku od $\bar{v}$ = 1,1 mm/rok dla Kołobrzegu do ± 1,2 mm/rok dla Gdańska Nowego Portu. W ostatnich dziesięcioleciach przeciętny wzrost poziomu morza uległ dalszemu przyśpieszeniu do ok. 4,2 mm/rok dla okresu 1971–1990 (Rotnicki, Borzyszkowska, 1999, Zeidler i in., 1995).

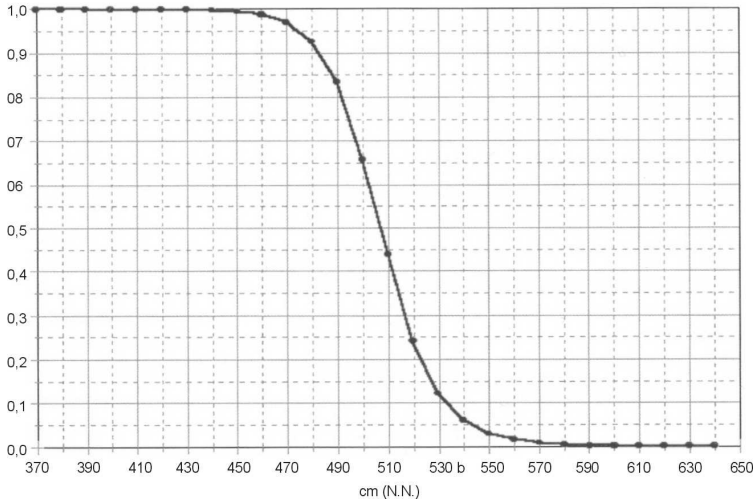
Dla wybranego trzydziestolecia 1961–1990 średni poziom morza w Świnoujściu wyniósł 499,0 cm. Średnie i ekstremalne wielkości poziomu morze, zarejestrowane w tym okresie, odniesione są do poziomu zera N.N. w Amsterdamie (rys. 3.2). Najwyższe średnie poziomy morza występują od lipca do stycznia. W pozostałych miesiącach średni poziom morza jest niższy od średniej wieloletniej.

Z funkcji przewyższenia poziomu wody dla stacji Świnoujście (rys. 3.3) wynika, że najczęściej występują tam stany wody z przedziału 470–540 cm. Częstość występowania stanów średnich 450 < Hśr < 550 oscyluje wokół 98%. Częstość występowania stanów wysokich i bardzo wysokich nie przekracza 2% (Boniecka i in., 2007).

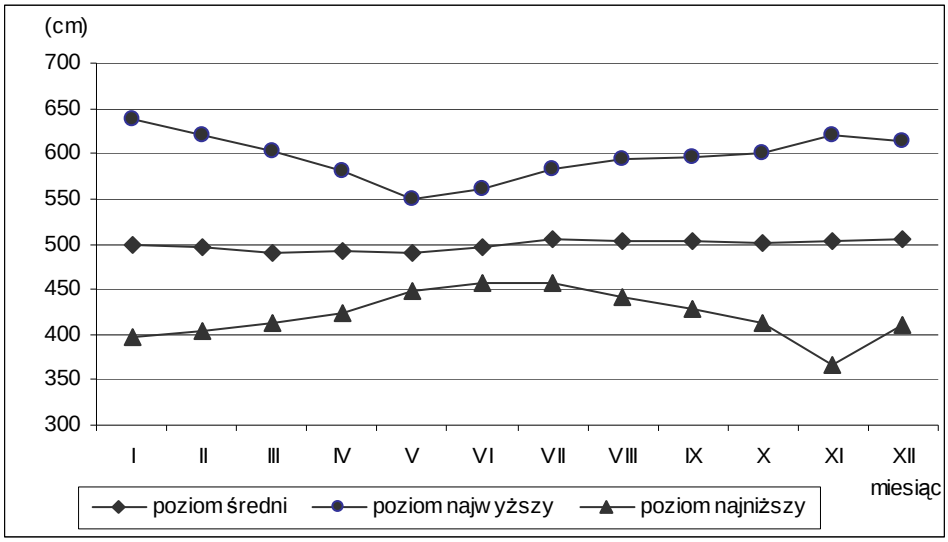
Analizując rozpiętość wahań poziomu morza w okresach miesięcznych można wyróżnić dwa charakterystyczne sezony: jesienno-zimowy od października do marca, o największej rozpiętości wahań, sięgającej 2,55 m (listopad) oraz wiosenno-letni (kwiecień-wrzesień) o rozpiętości nie przekraczającej 1,69 m (wrzesień) (rys. 3.4). Dla zachodniego wybrzeża amplituda zmian w warunkach ekstremalnych może osiągnąć poziom 3,5 m. Przy wiatrach odlądowych (głównie z SW) poziom morza może obniżyć się o 1,3 m poniżej poziomu średniego. W warunkach sztormowych wahania zwierciadła wody wynoszą przeważnie ±0,7 m, a średnie dobowe wahania wynoszą ±0,25 m.



Rys. 3.2. Krzywe przebiegu średnich rocznych poziomów morza z linią trendu w okresach 1961–1990 i 1951–2000



Rys. 3.3. Funkcja przewyższenia poziomu morza dla Świnoujścia, okres 1961–1990



Rys. 3.4. Średnie i ekstremalne poziomy wody zarejestrowane w Świnoujściu w okresie 1961–1990

W praktyce projektowej niezbędna jest znajomość charakterystycznych poziomów morza (tab. 3.3).

Tab. 3.3. Charakterystyczne poziomy morza dla stacji brzegowej sąsiadującej z rejonem badań (1951–1990) (Boniecka i in., 1998)

Stacja	Stan (cm)						
	WW	śr. WW	śr. W	śr. NW	NW	WW-NW	śr. WW-NW
Świnoujście	639	591	496	421	366	273	170

Dla stacji Świnoujście historycznie najwyższy stan wody zarejestrowano w 1874 r., kiedy to poziom morza osiągnął wartość 696 cm. Najwyższe stany wody związane są z wezbraniami sztormowymi w latach 1913 – 693 cm, 1904 i 1995 – 669 cm, 1968 – 639 cm. Minimalne poziomy morza występowały w roku 1967 – 366 cm, 1939 – 381 cm oraz 1999 – 379 cm. Prawdopodobieństwo maksymalnych rocznych poziomów morza (tab. 3.4) oszacowano rozkładem Gumbela (Wróblewski, 1992) na podstawie danych ze stacji Świnoujście z okresu 1901–1990.

Tab. 3.4. Prawdopodobieństwo występowania maksymalnych poziomów morza na stacji Świnoujście (Wróblewski, 1992)

P%	99	90	50	30	20	10	5	2	1	0,5	0,2	0,1
T (lat)	1,01	1,11	2,0	3,33	5	10	20	50	100	200	500	1000
H_{max} (cm)	548	561	568	597	605	620	633	652	665	678	695	708

Prawdopodobieństwo 1% dla Świnoujścia określone zostało na 665 cm, a 0,1% (woda tysiąclecia) odpowiada stan wody 708 cm (Wróblewski, 1992). Prawdopodobieństwo pomija trend wzrostu średniego poziomu morza. W rejonie Bałtyku południowego scenariusz wzrostu poziomu morza w wariancie optymistycznym oszacowano na 30 cm, w prawdopodobnym

60 cm, a w pesymistycznym nawet 100 cm na 100 lat. Według IPCC wzrost poziomu morza osiągnie 47 cm w ciągu najbliższych 100 lat.

Istotne z punktu widzenia odkładania urobku z prac czerpalnych w morzu są wezbrania sztormowe. Monografie powodzi sztormowych Majewskiego i in. (1983) oraz prace Wiśniewskiej (1979, 1981), Dziadziuszko i Malickiego (1994) zawierają meteorologiczne uwarunkowania wezbrań sztormowych w drugiej połowie XX w. Wezbrania sztormowe u południowego wybrzeża Morza Bałtyckiego są najczęściej generowane przez ośrodek niskiego ciśnienia z towarzyszącymi frontami atmosferycznymi.

Najbardziej niebezpieczne wezbrania, które zostały zaobserwowane wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku w XX stuleciu zwykle towarzyszyły układowi niskiego ciśnienia przemieszczającemu się w kierunku południowo-zachodnim od Morza Norweskiego, przez Skandynawię i Morze Bałtyckie.

Wezbrania sztormowe stanowią reakcję morza na działanie bardzo silnych wiatrów z sektorów od północno-zachodniego do północno-wschodniego, powstających po przejściu frontu. Wezbranie sztormowe tego typu może trwać od kilku do kilkudziesięciu godzin. W przypadku nałożenia się wzrostu poziomów morza podczas wezbrania na występujące już wysokie poziomy morza, spowodowane przez wielkie dopływy z Morza Północnego, zaobserwowane poziomy morza mogą być bardzo wysokie, osiągając nawet ekstremalne wartości (Sztobryn i in., 2005).

Analizując sytuacje sztormowe (H > 565 cm) w okresie 1985–1995 (Basiński, Boniecka, Gawlik, 1996) na stacji Świnoujście zarejestrowano aż 53 spiętrzenia sztormowe o różnym czasie trwania. Sztormem o najdłuższym czasie przekroczenia stanów alarmowych H > 569 cm był sztorm z listopada 1995 r. trwający 32 godziny, kiedy to stan maksymalny osiągnął wartość 669 cm, jedną z najwyższych w tym stuleciu. Najkrótszym okresem występowania charakteryzował się sztorm z lutego 1987 i grudnia 1989 roku, dla których czas trwania wyniósł zaledwie 1 godzinę.

W czasie trwania sztormów największą częstość rejestrowano w przedziale 571–580 cm – 52,5% częstości, 20,7% stanów mieściło się w przedziale 581–590 cm. W omawianym okresie zarejestrowano 14 wielkich spiętrzeń sztormowych (stan H > 600 cm), z czego 3 przypadły na 1995 rok.

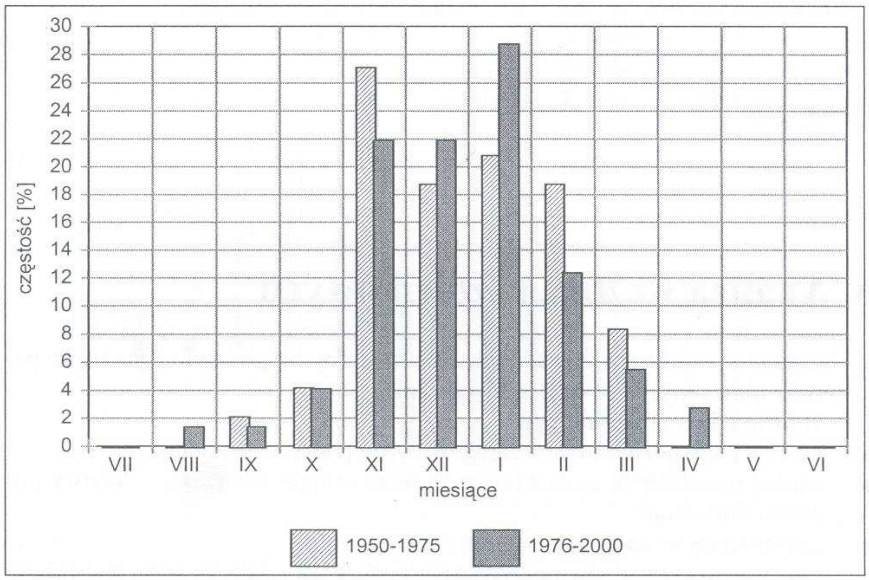
Na okres 1996–2000 przypada 12 wezbrań sztormowych (H > 570 cm), z czego w dwóch przypadkach poziomy maksymalne osiągnęły poziom 600 cm (kwiecień 1997, styczeń 2000). Najdłuższe wezbranie trwające 57 godz. z poziomem maksymalnym w Świnoujściu, wynoszącym 588 cm, wystąpiło w lutym 1999 r. oraz we wspomnianym kwietniu 1997 r. (45+72 godz.) jako jedno wezbranie z dwoma pikami przedzielone obniżeniem (Sztobryn i in., 2005). W okresie 1995–2000 zaobserwowano wydłużenie czasu występowania wezbrań sztormowych. Pierwsze wezbrania występowały już w sierpniu, a sezon kończył się dopiero w kwietniu.

W rozkładzie sezonowym najwięcej wielkich spiętrzeń sztormowych przypadło na miesiące styczeń, listopad i grudzień. Dotyczy to również poziomów morza większych i równych stanowi alarmowemu. Wezbrania nie wystąpiły w okresie od maja do lipca (rys. 3.5).

Należy tu zaznaczyć, że stacja Świnoujście charakteryzuje się największa ilością sytuacji sztormowych oraz wielkich spiętrzeń sztormowych przy zdecydowanie krótszym okresie ich

występowania, co związane jest z wędrówką sztormowych układów niżowych wraz z frontami atmosferycznymi, rozwijających się od wybrzeża zachodniego do wschodniego.

Zagrożenie powodziami sztormowymi w rejonie Świnoujścia wzrosło ponad dwukrotnie pod koniec XX wieku (34) w porównaniu z połową wieku (15) (Sztobryn i in., 2005).



Rys. 3.5. Częstość występowania wezbrań sztormowych (Świnoujście) w poszczególnych miesiącach – porównanie dwóch okresów (1950–1975 i 1976–2000) (Sztobryn i in., 2005)

3.1.3. Falowanie i prądy

Falowanie

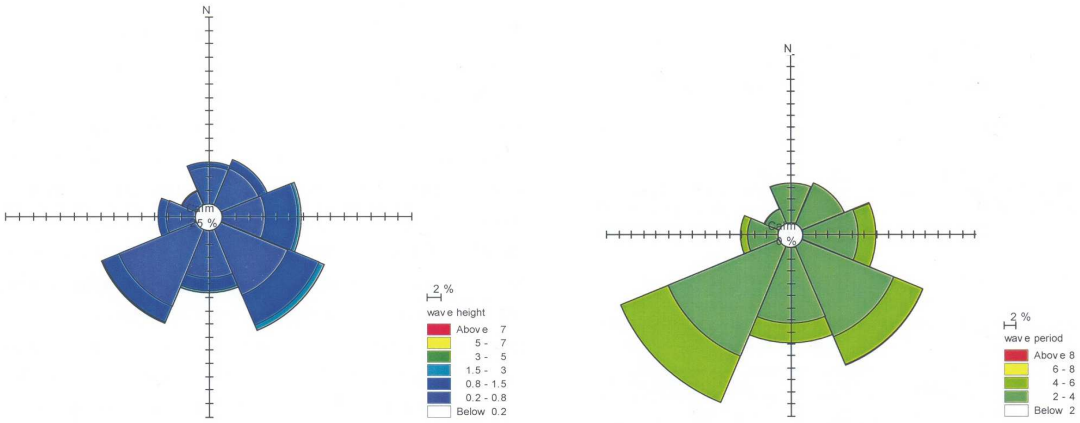
W analizowanym obszarze brzeg morski ma formę zatokową. Mniejsze głębokości występujące w tej części strefy brzegowej mają wpływ na wielkość maksymalnych parametrów falowania, które nie są tu tak wysokie jak na pozostałych odcinkach polskiego wybrzeża.

Wobec braku długich ciągów obserwacyjnych falowania na morzu coraz częściej do prognozy falowania używane są numeryczne spektralne modele falowania. Na podstawie jednego z nich, modelu WAM4 (WAVE Moddeling) wykonywane są prognozy falowania na Bałtyku. Analizę regionalnej zmienności falowania na Bałtyku w rejonie polskiego wybrzeża (lata 1998–1999) opracowali Paplińska i Reda (2001). W wyniku obliczeń falowania tym modelem, wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku wydzielone zostały cztery rejony różniące się występującym tam falowaniem. Jednym z rejonów jest Zatoka Pomorska, gdzie wysokość fali znacznej uzyskana z modelu jest najniższa. Dla Zatoki Pomorskiej przeprowadzono symulację warunków falowych dla węzła siatki modelu o współrzędnych 54°01’N, 14°19’E.

Najczęściej (90% czasu) występują fale znaczne o wysokości poniżej 0,13 m. Fala znaczna, przekraczająca 1 m wysokości występowała tam przez 10% czasu. Najwyższa średnia roczna wysokość fali znacznej nie przekroczyła w omawianym rejonie 0,6 m. Średni okres fali

wyniósł 3,4 s. Przeważający średni kierunek falowania to kierunek południowo-wschodni, południowo-zachodni i wschodni. Najwyższa maksymalna wartość wysokości fali znacznej występuje w lutym – 4,22 m (kierunek E).

Podobne rezultaty otrzymali Gajewski i in. (2001) dla punktu położonego dalej na północ (54°09’N, 14°18’E).



Rys. 3.6. Rozkład kierunkowy dla wysokości fali znacznej i okresu falowania dla punktu o współrzędnych 54°09’N, 14°18’E (Gajewski i in., 2001)

Zarchiwizowane dane prognoz falowania oparto na danych pola wiatru z okresu 20.09.1997–27.01.2001. Wyznaczono rozkłady kierunkowe wysokości fali znacznej oraz rozkład i okresy falowania.

W analizowanym okresie najczęściej pojawiały się fale z sektorów południowo-zachodniego i południowo-wschodniego o wysokościach od 0,8 do 1,5 m. Z sektorów odmorskich największe fale nie przekraczały 1,5 m wysokości. Najczęściej pojawiające się fale mają okres około 3 sek., a największe 6 sek. (rys. 3.6).

Otrzymane charakterystyki są w dobrej zgodności z danymi uzyskanymi z obserwacji na morzu, pochodzącymi ze statków i boi (The Climate of the Baltic Sea Basin).

W ramach badań hydrodynamicznych projektowanego falochronu osłonowego do portu zewnętrznego w Świnoujściu IBW PAN przeprowadził obliczenia pola falowego modelem WAM4 dla 3 punktów prognostycznych (Raport końcowy, 2008). Przeanalizował otrzymane z rekonstrukcji falowania na Bałtyku w okresie 44 lat (1958–2001) zbiory falowe punktów prognostycznych położonych w obrębie Zatoki Pomorskiej. Punkty 1 i 2 usytuowane były na północny-wschód od ujścia Świny, pierwszej w odległości 10 km, drugi ok. 5 km od brzegu. Punkt 3 znajdował się po zachodniej stronie toru podejściowego.

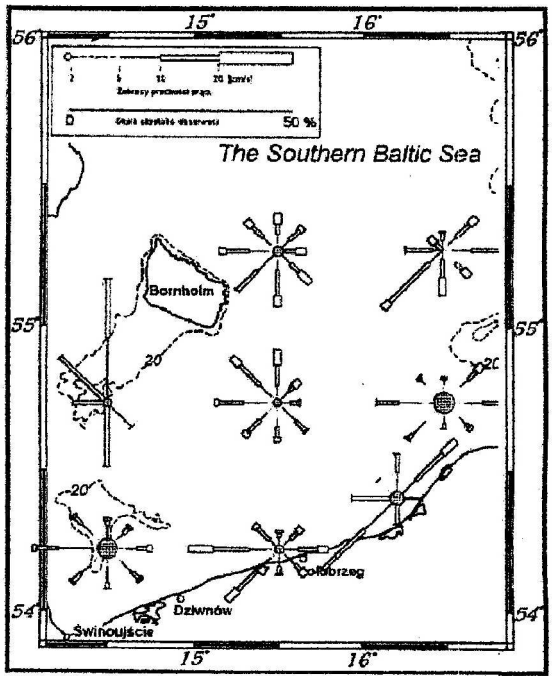
Dla zobrazowania wpływu wysokości falowania na bezpieczeństwo wykonywanych prac czerpalnych związanych z pogłębianiem akwenu i odkładem urobku na klapowiska przedstawiono liczbę dni sztormowych w ciągu roku, w których prace mogą być utrudnione. Przyjmując jako reprezentatywne fale wyznaczone dla 2 punktu prognostycznego (14°20,340’E, 53°58,716’N, głębokość h ~10 m) na podstawie 44-letnich obliczeń dla roku statystycznego otrzymano (Raport końcowy, 2008):

– przez ok. 33 godziny łącznie wysokości fali w sąsiedztwie rejonu czerpania będą przekraczały wysokość 2,0 m,
– przez ok. 108 godzin łącznie wysokości fali będą tam przekraczały 1,6 m,
– przez ok. 304 godziny łącznie wysokości fali będą przekraczały 1,2 m.

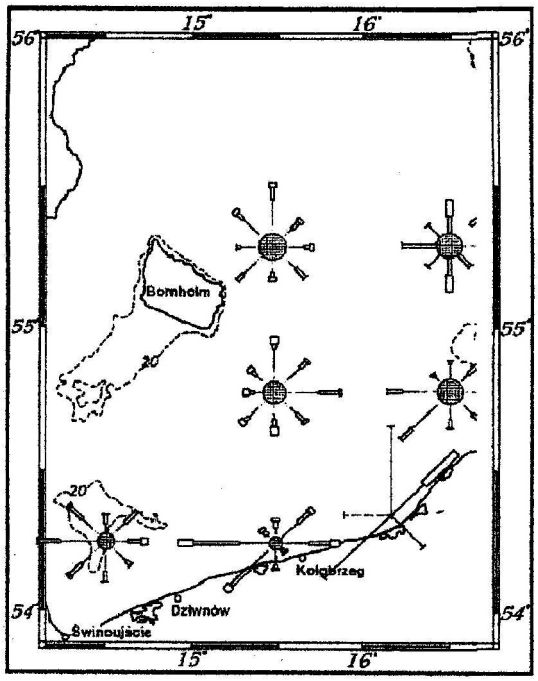
Prądy

W strefie brzegowej Morza Bałtyckiego decydującym czynnikiem powstawania prądów jest falowanie wiatrowe i niesiona z nim energia. Najważniejsze z nich to prądy wzdłużbrzegowe i prądy powrotne. Te dwa systemy przepływów decydują o wielkości transportu rumowiska, zmianach i zjawiskach zachodzących w strefie brzegowej.

Dla obszarów morskich Bałtyku południowego prowadzone pomiary prądów chwilowych w latach 1978–1996 (rys. 3.7 i 3.8) pozwoliły na analizę statystyczną prądów dla wybranych kwadratów bałtyckich oraz opracowanie horyzontalnego rozkładu częstości występowania kierunków prądu w warstwie powierzchniowej południowego Bałtyku. Analiza rozkładów prawdopodobieństwa występowania kierunku prądu wykazała istnienie rozkładów asymetrycznych oraz dwumodalnych odpowiadających dominującym kierunkom przepływów. Dla otrzymania rozkładu horyzontalnego wyznaczono dla poszczególnych kwadratów bałtyckich róże prądów, dzięki którym można wyodrębnić charakterystyczne rozkłady kierunku w warstwie powierzchniowej i przydennej (Krzymiński, 1999).



Rys. 3.7. Procentowy rozkład prądów obserwowanych w warstwie powierzchniowej (5–10 cm) w polskiej strefie południowego Bałtyku w latach 1978–1996 (Krzymiński, 1999)



Rys. 3.8. Procentowy rozkład prądów obserwowanych w warstwie przydennej w polskiej strefie południowego Bałtyku w latach 1978–1996 (Krzymiński, 1999)

Generalnie prądy związane są z kierunkiem i siłą występującego nad tym obszarem wiatru. Stwierdzono odchylenie kierunku prądu od kierunku wiatru, szczególnie dla wiatrów słabych (do ok. 15°), podczas gdy przy wiatrach większych od 5°B kierunek ten odchylał się mniej – do ok. 2°.

W kwadracie G02 obejmującym część Zatoki Pomorskiej z rejonem czerpania i odkładu urobku, zarówno na powierzchni, jak i przy dnie obserwujemy podobne charaktery rozkładu kierunków prądu, gdzie przeważają silne i umiarkowane prądy zachodnie i południowo zachodnie (ponad 50% przypadków). Przy silnych wiatrach przepływ w całej toni wodnej (0 do ok. 18 m) ma praktycznie ten sam kierunek. Ze względu na sezonową zmienność warunków anemobarycznych, decydujących o przepływach, można wydzielić różne układy prądów w zależności od pory roku:

- I kwartał – dominują prądy w kierunku zachodnim – ponad 50% przypadków,
- II kwartał – dominują prawie wyłącznie prądy zachodnie,
- III kwartał – prądy wschodnie,
- IV kwartał – dominują prawie wyłącznie prądy północno-zachodnie i północno-wschodnie.

Sezonowość zmian prędkości prądów zachodzi też w ich pionowym rozkładzie. Na wiosnę i latem zakres zmienności prędkości wynosi ok. 10 $cm \cdot s^{-1}$ praktycznie na wszystkich głębokościach (średnie wartości wynoszą od 5 $cm \cdot s^{-1}$), podczas gdy w okresie jesienno-zimowym znacznie wzrastają prędkości prądu w warstwie pośredniej. Na głębokościach 5 m (średnia wartość ok. 11 $cm \cdot s^{-1}$) i 7 m obserwujemy dużo większe prędkości niż na pozostałych, często przekraczające 30 $cm \cdot s^{-1}$.

Intensywność zjawisk dynamicznych dobrze ilustruje także głębokość pionowego wymieszania wody. Średnia wartość tego parametru w latach 1988–1998, zmierzona podczas ekspedycji rejsowych wynosiła 6 m, a wartości maksymalne odnotowano na 13 m, co było wynikiem mieszania wiatrowego sięgającego do dna akwenu.

3.1.4. Warunki lodowe

Badany obszar jest położony w południowej części stosunkowo płytkiej Zatoki Pomorskiej, ograniczony od północy bardzo płytkim akwenem Ławicy Odrzanej. Znaczący wpływ ma bliskość Zalewu Szczecińskiego. Zjawiska lodowe (szczególnie podczas surowych zim) powodują utrudnienia żeglugowe, ograniczają działalność rybacką, prowadzenie prac czerpalnych i refulacyjnych. Obserwuje się niszczącą działalność lodu w strefie brzegowej.

Początki badań nad warunkami lodowymi Zatoki Pomorskiej sięgają XIX w. Szczegółowe opracowania kartograficzne warunków zlodzenia Zatoki Pomorskiej wykonał Girjatowicz (1999a, 1999b, 2001b, 2005), Majewski (1974) oraz Sztobryn i in. (2004). Analizie statystycznej został poddany materiał obserwacyjny z okresu 1945/47 – 1999/2000 (Girjatowicz, 2005).

W wyniku zmienności warunków termicznych, dynamiki wód oraz napływu lodu, zwłaszcza z Zalewu Szczecińskiego, na Zatoce Pomorskiej obserwujemy dużą zmienność warunków lodowych. Na Zatoce przeważnie zalega pokrywa lodowa powstała z pływających, a następnie ściśniętych i zespolonych postaci lodu, tj. ze śryżu i lepy lodowej oraz kry i gruzu lodowego. W wyniku działania wiatru występuje dryf pól lodowych, niebezpieczny dla statków, brzegów i obiektów hydrotechnicznych.

Pierwszy lód wzdłuż południowych wybrzeży Zatoki Pomorskiej pojawia się w drugiej dekadzie stycznia, najpóźniej na otwartych wodach Zatoki – w pierwszej dekadzie lutego (tab. 3.5).

Tab. 3.5. Średnie charakterystyki zlodzenia Zatoki Pomorskiej w okresie 1946/47–1999/2000 (wg. Girjatowicz, 2005)

Rejon obserwacyjny	Pierwszy lód	Ostatni lód	Długość sezonu lodowego	Liczba dni z lodem
Świnoujście morze	12 I	7 III	42	27
Świnoujście port	1 I	5 III	60	39
Międzyzdroje morze	19 I	23 II	27	15
Dziwnów morze	7 I	1 III	44	19
Dziwnów port	27 XII	2 III	54	28

Najwcześniej lód zanika na otwartych wodach Zatoki Pomorskiej, już w drugiej dekadzie lutego. Wzdłuż wybrzeży Zatoki lód zanika w trzeciej dekadzie lutego, a w ujściach Dziwny i Świny – w pierwszej dekadzie marca (tab. 3.5).

Sezon lodowy (czas w dniach, między terminem wystąpienia pierwszego lodu, a terminem zaniku ostatniego lodu) na Zatoce Pomorskiej jest znacznie krótszy niż na Zalewie Szczecińskim. Najdłuższe sezony lodowe wynoszące ponad 50 i 40 dni występują odpowiednio w rejonach ujściowych rzek – Świny i Dziwny. Wzdłuż południowego brzegu Zatoki sezon ten wynosi 30–40 dni.

Na otwartych wodach Zatoki sezon lodowy jest coraz krótszy i wynosi poniżej 10 dni (Girjatowicz, 1999b, 2005). Również liczba dni z lodem na Zatoce Pomorskiej, tj. suma dni, w których występował lód w sezonie zimowym, jest znacznie mniejsza niż na Zalewie Szczecińskim. U wybrzeży Zatoki liczba ta wynosi 10–20 dni. Na otwartych wodach Zatoki liczba dni z lodem nie przekracza 10 dni. U ujścia Świny, w wyniku napływu lodu z zalewu do morza obserwujemy największą liczbę dni z lodem (39 dni).Największe grubości lodu na akwenach otwartych polskiego brzegu Bałtyku wynoszą przed Świnoujściem i Międzyzdrojami 0,5 m.

Uwzględniając warunki zlodzenia Zatoki Pomorskiej prace czerpalne i odkładanie urobku z pogłębiania akwenów w sezonem lodowym będą utrudnione. Wyznaczone miejsce odkładu urobku znajdujące się na wysokości Międzyzdrojów jest korzystne z uwagi na krótki sezon lodowy w tym rejonie (27 dni) oraz małą liczbą dni z lodem – 19. Statystycznie sezon lodowy trwa tam od 19 I do 23 II.

W wyniku zmian klimatycznych, zwłaszcza ocieplania się klimatu zanikają surowe zimy, skraca się długość sezonu lodowego i wydłuża okres prowadzenia prac czerpalnych. Długoterminowe prognozy hydrometeorologiczne oraz dane historyczne z serii obserwacyjnych zlodzenia umożliwią ich optymalne zaprojektowanie.

3.1.5. Cyrkulacja wód

Środowisko przybrzeżnej części Zatoki Pomorskiej znajduje się pod bezpośrednim wpływem oddziaływania wód słodkich wyprowadzanych z Zalewu Szczecińskiego kanałami Świny, Dziwny i Peenestrom (Majewski, 1974). W ciągu roku w 24% Zatokę wypełnia dopływ śródlądowy, bowiem stosunek ilości wód rzecznych i jeziornych do jej pojemności ma się jak 17,6 do 73,0 km (Majewski, 1974).

Wypływ ten, którego wielkość podlega sezonowym wahaniom (2/3 całego rocznego dopływu wód rzecznych do Zatoki dociera do niej między styczniem a majem), zdominowany jest przez napływ do Zatoki wód wyprowadzanych z Zalewu kanałem Świny – według Majewskiego (1974) Świna wprowadza ok. 75% a Dziwna i Peenestrom odpowiednio po ok. 15 i 10% całego dopływu. Napływ wód rzecznych, w zetknięciu z przesuwającymi się od północnego zachodu wodami morskimi z rejonu Basenu Arkońskiego, doprowadza często do powstawania charakterystycznego zjawiska, zwanego frontem hydrologicznym a polegającego na silnym gradiencie zasolenia na styku wód rzecznych i morskich. Wody rzeczne transportowane są w kierunku otwartej części Zatoki prądami powierzchniowymi, które przemieszczają się w kierunku mniej więcej zgodnym z kierunkiem oddziaływania wiatrów. W części przydennej natomiast zaznacza się często układ prądów kompensacyjnych, poruszających się w kierunku przeciwnym do transportu wód powierzchniowych.

Z ostatnich badań Bieszczyńskiej-Möller (1999) wynika, że przy wiatrach północnych i północno-zachodnich wypływ wód kanałem Świny jest blokowany; wody te mogą przesuwać się na wschód jedynie wąskim pasem blisko brzegu. Przy wiatrach zachodnich woda dopływająca z Zalewu jest również transportowana prądem przybrzeżnym w kierunku wschodnim, poruszając się wzdłuż wąskiego pasa przybrzeżnego, na którego zewnętrznej stronie zaznacza się przy tym silne pionowe mieszanie toni wody. Przy wiatrach z północnego wschodu wody rzeczne przemieszczają się przede wszystkim wzdłuż wybrzeży Wyspy Uznam. Wiatry wschodnie powodują intensyfikację upwellingu (wypływu warstw wód przydennych na powierzchnię) wzdłuż wybrzeża i przemieszczanie wód Świny wzdłuż wybrzeży Uznamu. Wiatry południowo-wschodnie skutkują intensyfikacją przemieszczania się wód Świny ku północy Zatoki, natomiast przy wiatrach południowo-zachodnich dominuje transport wód Świny w kierunku otwartej, północno-wschodniej części Zatoki.

Cyrkulacja wód w Zatoce Pomorskiej wywiera istotny wpływ na rozkład temperatury i zasolenia wody, jak również na rozmieszczenie ładunku soli biogenicznych i innych substancji wnoszonych do Zatoki z wodami rzecznymi (Borówka i in., 2007).

3.1.6. Temperatura i zasolenie

Zmiany temperatury wody zależą od wahań klimatycznych i brak jest istotnego trendu zmian w okresie 1976–1999. Dobrze zaznaczają się wahania sezonowe, a ich rozpiętość wynosi do 20°C. Przeciętne temperatury wody w rejonie klapowisk w sezonach zimowych są niższe o ok. 1,5°C od występujących w strefie pełnomorskiej. W maju i czerwcu zaznacza się słaby wpływ wód rzecznych w postaci pewnego ocieplenia wód powierzchniowych oraz nieznacznego wysłodzenia, typowy jednak przez cały rok jest układ izotermiczny i izohalinowy. Układ ten utrzymuje się dzięki warunkom dogodnym do całkowitego mieszania się wód. Natomiast latem na powierzchni zaznacza się wzrost średniej temperatury, związany z dopływem energii słonecznej oraz mniej intensywnym mieszaniem pionowym. W warstwie przydennej pojawiają się natomiast cieplejsze wody głębinowe o zasoleniu ok. 8 PSU.

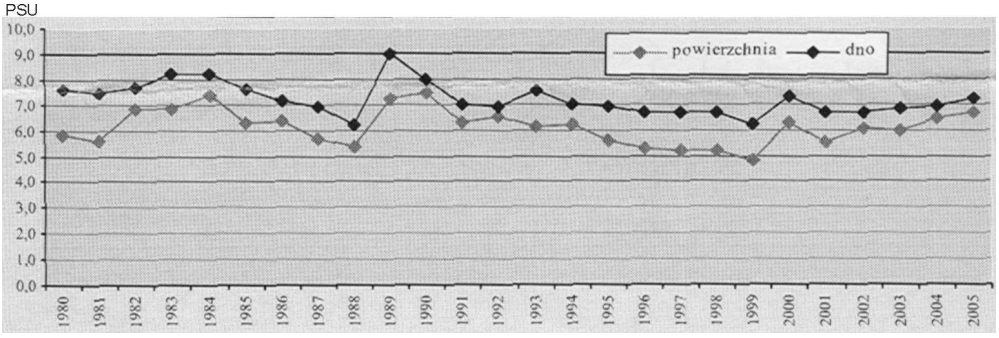
W miesiącach jesiennych i zimowych znaczna utrata ciepła w wodach południowej części Zatoki sprawia, że są one chłodniejsze niż wody otwartej części Zatoki; na ogół chłodniejsza jest też woda rzeczna wypływająca cieśninami. Wiosną wody przybrzeżne nagrzewają się znacznie szybciej niż wody otwartej części, a i wypływające wody rzeczne są cieplejsze, w

wyniku czego temperatura wody osiąga najwyższe wartości w pobliżu ujść i na płyciznach przybrzeżnych (Beszczyńska-Möller 1999). Minimalne temperatury wody w Zatoce spadają poniżej 0^{o}C (luty), kiedy to – w zależności od surowości zimy – Zatoka może pokryć się lodem. Maksymalne temperatury (20-23^{o}C) obserwuje się zwykle późnym latem i wczesną jesienią. Poziomy gradient temperatury na ogół nie przekracza 2^{o}C na całym obszarze Zatoki (Beszczyńska-Möller, 1999), jedynie w czasie wiosennego wzrostu temperatury i jesiennego ochładzania notowano poziome różnice 5-6^{o}C. Pionowe gradienty temperatury uzależnione są, w wewnętrznej części Zatoki, od zmian w systemie napływ wód rzecznych-adwekcja wód odmorskich (Beszczyńska-Möller, 1999).

W latach 1976–1999 zasolenie wykazywało wyraźną tendencję spadkową. W okresie tym trend zmian zasolenia wynosił 0,060 PSU·rok^{-1}. Obserwuje się także fluktuacje sezonowe związane ze zmiennym dopływem wód rzecznych. Fluktuacje zasolenia w ciągu roku w zasadzie nie przekraczają 1,5 PSU, wykazując także tendencję spadkową.

Poziomy rozkład zasolenia Zatoki jest uzależniony przede wszystkim od intensywności, zasięgu i kierunku rozprzestrzeniania się w Zatoce wód rzecznych oraz od napływu wód morskich z rejonów otwartego morza. Ogólnie biorąc, spadek zasolenia zaznacza się najsilniej wiosną, przy najintensywniejszym dopływie wód rzecznych. Zasolenie w najbliższym sąsiedztwie ujść spada wówczas do 4–5 PSU (PSU = *Practical Salinity Unit*, czyli Praktyczna Jednostka Zasolenia – obecnie stosowana jednostka miary zasolenia wód morskich, w przybliżeniu równa jednostce dawniej stosowanej – promilowi, ‰), aczkolwiek notuje się okazjonalnie spadki do poniżej 2 PSU. Dla porównania, w środkowych i zewnętrznych częściach Zatoki zasolenie jest wyższe od 7,8 PSU. W skrajnych przypadkach poziome różnice zasolenia w Zatoce mogą sięgać 4–5 PSU (Beszczyńska-Möller, 1999). W rejonach proponowanych klapowisk zasolenie nie przekracza 8,0 PSU (listopad). Najniższe wartości obserwowane są wiosną (5–6 PSU).

Zasolenie wód Zatoki Pomorskiej w ostatnich latach wykazuje nieznaczną tendencję wzrostową, zarówno w warstwie powierzchniowej, jak i przydennej (rys. 3.9). Średnie roczne zasolenie wód w warstwie powierzchniowej w roku 2005 wyniosło 6,7 PSU dla 4 stanowisk na Zatoce Pomorskiej (WIOŚ) na granicy z niemiecką częścią Zalewu, natomiast w warstwie przydennej zasolenie wód było wyższe i wyniosło 7,2 PSU.



Rys. 3.9. Zasolenie wód Zatoki Pomorskiej w latach 1980–2005 (wartości średnie roczne) Raport…, 2006

3.1.7. Natlenienie

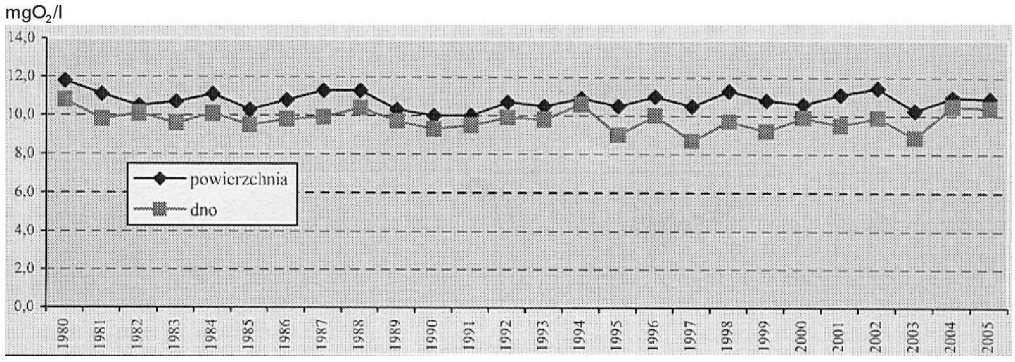
Płytkie wody przybrzeża, podlegają intensywnym procesom mieszania, są dobrze nasycone tlenem. W warstwie powierzchniowej średnie nasycenie przekraczało zazwyczaj 100%, zaś skrajne wahania nasycenia w górnej warstwie wody w latach 1976–1999 mieściły się w przedziale 80–140%, przy czym najwyższe wartości średnie występowały w okresie ciepłym. Przy dnie nasycenie również było znaczne, jednak występowały okresy obniżania się nasycenia do 68%, przy maksymalnych wartościach rzędu 125%. Generalnie w omawianym wieloleciu obserwuje się słabo dodani trend nasycenia tlenem, przy bardzo dużych fluktuacjach w ciągu roku, jako przejawu nasilania się fotosyntezy.

Sezonowy rozkład stężenia tlenu w pionie pokazuje, że największe wartości średnie występowały zimą (9–10 $cm^3 \cdot dm^{-3}$), podczas gdy najmniejsze latem, poniżej 7 $cm^3 \cdot dm^{-3}$. Wartości minimalne stężenia tlenu (ok. 5 $cm^3 \cdot dm^{-3}$) występowały tylko sporadycznie w warstwie przydennej.

W sezonie letnim, zwłaszcza przy bezwietrznej pogodzie i osłabionym mieszaniu, w niektórych częściach strefy przybrzeżnej Zatoki może rozwinąć się bezwzględny deficyt tlenowy, tj. spadek do wartości poniżej 2 $cm^3 \cdot dm^{-3}$, stwarzając sytuację zagrożenia dla fauny dennej. W płytkim rejonie przybrzeżnym na wschód od ujścia Świny bezwzględnych deficytów tlenowych w ostatnich latach nie notowano. Niemniej jednak wody powierzchniowe i przydenne w przybrzeżnej części Zatoki w rejonie ujścia Świny charakteryzowały się obniżonymi – w stosunku do pozostałych części Zatoki – poziomami zawartości tlenu rozpuszczonego w wodzie (ok. 6,4 cm^3 dm^{-3} na głębokości 5 m), nie zbliżając się jednak do sytuacji deficytu tlenowego (Machula, 2004).

Wody Zatoki Pomorskiej w 2005 r. należały do dobrze natlenionych, szczególnie w warstwie przydennej. Zawartość tlenu rozpuszczonego wahała się od 4,5 mgO_2/dm^3 (47,4% O_2) na stanowisku I w czerwcu 2005 r. do 15,2 mgO_2/dm^3 (120% O_2) w kwietniu na stanowisku II (dane ze stacji monitoringowych WIOŚ na Zatoce Pomorskiej). Zmiany zawartości tlenu wykazywały wahania czasowe i stężenia tlenu malały w szczycie wegetacyjnym.

Średnie roczne natlenienie wód Zatoki Pomorskiej w latach 2004–2005 utrzymywało się na zbliżonym poziomie. W stosunku do 2003 r. zaobserwowano wzrost zawartości tlenu rozpuszczonego zarówno w warstwie powierzchniowej jak i przydennej (rys. 3.10).



Rys. 3.10. Zawartość tlenu rozpuszczonego w wodach Zatoki Pomorskiej w latach 1980–2005 (wartości średnie roczne) – Raport…, 2006

3.1.8. Sole biogeniczne

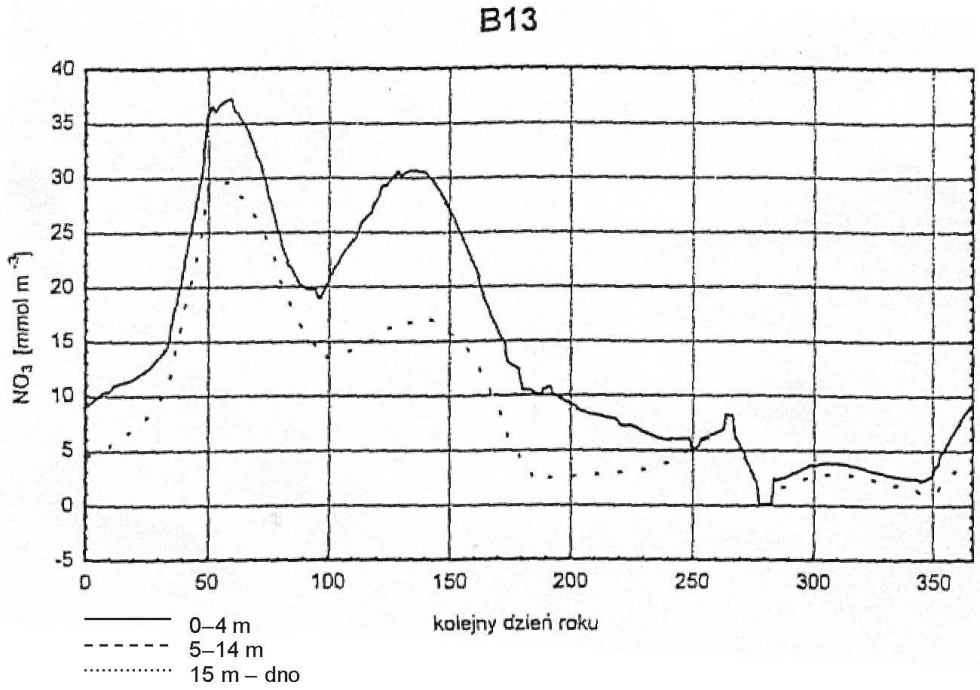
Głównym źródłem transportu soli biogenicznych do środowiska morskiego Zatoki Pomorskiej są: spływ rzeczny, brzegowe źródła punktowe, depozycja z atmosfery oraz bezpośrednie wiązanie azotu z powietrza przez sinice (Łysiak-Pastuszak, 2004).

Z uwagi na kluczowe znaczenie dostarczania, z dopływami wód rzecznych, soli biogenicznych (zwanych też biogenami lub nutrientami, a będących nieorganicznymi związkami azotu i fosforu – azotanami, azotynami, solami amonowymi i fosforanami; do soli biogenicznych zalicza się także nieorganiczne związki krzemu – krzemiany) dla procesu postępującej eutrofizacji całego Bałtyku, a jego wód przybrzeżnych w szczególności, obecności tych substancji w Zatoce Pomorskiej poświęca się wiele uwagi. Według danych Pastuszak i wsp. (1996), poziomy rozkład zawartości azotanów, soli amonowych, fosforanów i krzemianów w Zatoce Pomorskiej wykazuje, zgodnie z oczekiwaną prawidłowością, szczególnie zwiększone – w porównaniu z otwartymi wodami Zatoki - koncentracje tych związków w rejonie ujścia Świny (i w mniejszym stopniu Dziwny).

Ocenia się, że na przestrzeni wielolecia 1987–2001 średni ładunek soli azotu i fosforu wprowadzanych z wodami Odry wyniósł 48 873,3 t N-n rok^{-1} i 5 919,7 t $P–PO_4$ rok^{-1} (Łysiak-Pastuszak, 2001).

Pomimo wyraźnie zaznaczającej się zmienności zasięgu wód „wzbogaconych” solami biogenicznymi, strefa zwiększonych stężeń tych związków obejmuje przede wszystkim pas wód przybrzeżnych wzdłuż całego wybrzeża Wyspy Wolin. Podobny układ zmian przestrzennych, pomimo zmienności sezonowej, wykazała dla lat 2001–2003 Machula (2004). Pastuszak i wsp. (1996) wykryli jednocześnie znacznie szerszy zasięg przestrzenny wód o zwiększonej zawartości azotanów niż fosforanów.

Z danych wieloletnich (1991–2000) zestawionych dla stacji B13 Zatoka Pomorska (stacja zlokalizowana w strefie przydennej, najbliżej omawianego rejonu) wynika cykliczność zmian zawartości soli odżywczych, w tym mineralnych połączeń azotowych. Charakteryzuje się maksimami i minimami pojawiającymi się w różnych miesiącach sezonu wegetacyjnego. Z punktu widzenia eutrofizacji najistotniejsze jest maksimum zimowe (rys. 3.11, 3.12) występujące ok. 50–70 dnia roku, które określa poziom azotanów dostępnych do rozwoju fitoplanktonu wiosennego (Łysiak-Pastuszak, 2002).



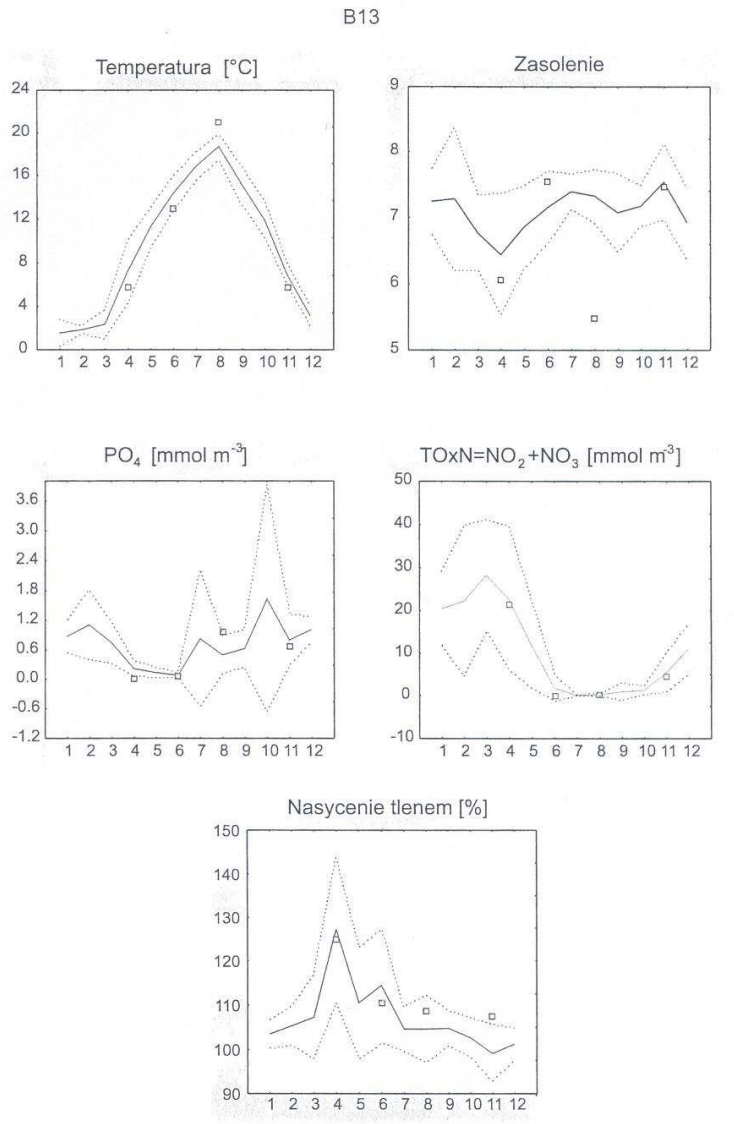
Rys. 3.11. Uśredniony (1994–1998) przebieg zmian sezonowych stężeń azotanów w wodach polskiej strefy przybrzeżnej; B13 – Zatoka Pomorska (Łysiak-Pastuszak, 2002)

Badania Machuli (2004, 2006), które swym zasięgiem objęły rejon prac czerpalnych i potencjalne miejsca odkładu urobku (stacja MI i MII) (rys. 3.1 pkt.3.3.2.) wskazują na wyraźną poziomą stratyfikację biogenów. W miarę wzrostu odległości od brzegu i ujścia rzeki Świny następuje zanik uwarstwień poziomych. Wysoką zawartość azotu i fosforu rejestrowano zarówno w wodach ujściowych rzeki Świny (stacja SI), jak i w strefie przydennej w rejonie Międzyzdrojów (stacja MI).

Maksymalne stężenie azotu organicznego dla okresu 2001–2003 wystąpiło we wrześniu 2001 r. w przydennej warstwie wody w rejonie ujścia Świny – 0,456 mg·dm^{-3}. Tam też zarejestrowano maksymalne wartości fosforu organicznego – 0,218 mg·dm^{-3} (sierpień 2003).

Na stacji MI położonej w strefie przybrzeżnej (w sąsiedztwie lokalizacji W1) średnie stężenie azotu organicznego przy dnie i na powierzchni było podobne i wyniosło odpowiednio 0,172 i 0,181 mg·dm^{-3}. Stacje MII i MIII położone są w sąsiedztwie lokalizacji W2 odkładu urobku, w rejonie mieszania się wód słodkich ze „słonymi”, gdzie stężenia azotu i fosforu stopniowo maleją. Średnie stężenie azotu organicznego przy dnie wahało się od 0,153 (stacja MII) do 0,139 mg·dm^{-3} (stacja MIII) a całkowitego odpowiednio 0,243 i 0,214 mg·dm^{-3}. Średnie stężenie fosforu całkowitego nie przekroczyło wartości 0,091 mg·dm^{-3}, a fosforu organicznego 0,054 mg·dm^{-3} (Machula i in., 2006).

Występujące w wodach Zatoki Pomorskiej stężenia azotu i fosforu pozwalają je zaliczyć do wód silnie zeutrofizowanych.



Rys. 3.12. Wieloletnie (1991–2000) zmiany sezonowe warunków termohalinowych oraz zawartości tlenu i soli biogenicznych w warstwie powierzchniowej (0–5 m) Zatoki Pomorskiej (St. B13); punktowo oznaczono wartości średnie z 2001 r. (Łysiak-Pastuszak, 2001)

3.1.9. Przeźroczystość wód

Intensywność rozwoju fitoplanktonu oraz stężenia chlorofilu *a* mają wpływ na zmiany przeźroczystości wód. Spadek widzialności w wodzie notowano w okresach silnych zakwitów glonów oraz wysokich stężeń chlorofilu *a*. Średnia roczna widzialność uzyskana w latach 2004 i 2005 utrzymywała się na poziomie podobnym do tej z lat 1985–2005 i wyniosła odpowiednio 1,9 i 2,3 m. W październiku 2005 roku na stanowisku oddalonym o ok. 4 mile morskie od brzegu odnotowano najwyższą w odniesieniu do ostatnich dziesięcioleci, maksymalną wartość przeźroczystości wynoszącą 6,8 m. Najmniejsza przeźroczystość w w/w wieloleciu oscylowała wokół 1 m i była obserwowana na stanowiskach znajdujących się najbliżej wybrzeża (Raport o stanie środowiska…, 2006).

3.2. Warunki geologiczne i morfodynamiczne

3.2.1. Geologia i geomorfologia rejonu

Dno południowego Bałtyku wraz z jego rozległymi głębinami, mniej obszernymi ławicami oraz płyciznami przybrzeżnymi w całości przysłania pokrywa osadowa czwartorzędu.

Już w roku 1904 wykazano, że w rejonie Ławicy Orlej i na terenie Ławicy Odrzanej dno jest zbudowane podobnie jak czwartorzęd lądowy Pomorza. W dnie stwierdzono obecność gliny morenowej, piasków i żwirów fluwioglacjalu, następnie obecność torfu wyścielającego lokalne obniżenie podłoża i obecność przysłaniających piasków eolicznych. Analizując pokrywę osadową wyróżniono dwa kompleksy czwartorzędu - wyższy i niższy.

Kompleks wyższy, bezpośrednio budujący powierzchnię denną morza, jest bardzo prosty na dnie Bałtyku południowego, jak i środkowego i północnego, ma więc zasięg ogólnobałtycki, wiekowo natomiast obejmuje bardzo krótki odcinek czasu – późniejszy plejstocen i holocen.

Kompleks osadowy niższy jest bardziej złożony pod względem litologiczno – facjalnym i obejmuje kilka różnych horyzontów i poziomów chronostratygraficznych plejstocenu i w przeciwstawieniu do pierwszego ma z kolei bardzo ograniczony zasięg przestrzenny występowania (Kramarska, 1995, Mojski, 1995).

Oba te kompleksy wyraźnie rozdziela powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej. Jest to powierzchnia spągowa najwyższej późno plejstoceńskiej gliny morenowej obszaru bałtyckiego. Wyższy kompleks osadowy czwartorzędu dna południowego Bałtyku obejmuje utwory glacigenicze i osady sedymentacji podwodnej, bezpośrednio budujące powierzchnię dna. Utwory te i osady tworzyły się w późnym plejstocenie oraz w okresie holocenu, powstawały w czasie stosunkowo krótkim, obejmującym zaledwie ostatnich ok. 12 tysięcy lat. Powstawały one jednak w warunkach znacznie zróżnicowanych, które z upływem czasu podlegały dalszym istotnym zmianom związanym z fazami rozwojowymi Bałtyku w późnym plejstocenie.

Następnie były one rezultatem szybko postępującej transgresji południowego Bałtyku w pierwszej połowie holocenu, w tym transgresji litorynowej, której maksimum przypadało na pierwsze dziesięciolecia optimum klimatycznego postglacjału. Te przekształcenia paleogeograficzne pociągały za sobą nie tylko zmiany warunków sedymentacji na dnie i strefie brzegowej morza, lecz także oddziaływały na stosunki hydrogeologiczne na sąsiednim lądzie, oddziaływały na rozwój torfowisk.

Przy tym część owych wczesnoholoceńskich torfowisk i najniższe odcinki dolin rzecznych Pomorza, te ostatnie - wypełnione osadami potamogenicznymi, z czasem również znalazły się na dzisiejszym dnie morskim. Było to już następstwem transgresji morskiej, właściwie trwającej aż po czasy współczesne, po okresie litorynowym jednak znacznie spowolnionej. Płycizny budują i ich powierzchnie przysłaniają utwory głównie piaszczyste, w mniejszym stopniu żwirowe i kamieniste oraz gliniaste. Są to utwory głównie grubo frakcyjne. Na tej podstawie utwory te zalicza się do odmiany płytkowodnej.

Utwory odmiany płytkowodnej kształtowały się także w późnym plejstocenie oraz w holocenie, przy czym początkowo na lądzie, następnie w strefie brzegowej transgradującego morza i w końcu na płytkim dnie morskim. Tu najstarszym utworem jest glina morenowa, która wytopiła się z lodu podczas deglacjacji obszaru w warunkach subaeralnych.

Najważniejszym zdarzeniem na terenie płycizn, a właściwie jednym wielkim ciągiem zdarzeń, była holoceńska transgresja południowego Bałtyku. Wówczas morze zajęło znaczny obszar dawnego lądu i doszło do zniszczenia form i struktur powierzchniowych lądu, oraz powstania, z materiału tych struktur, rozległej żwirowo – piaszczystej pokrywy litoralnej dzisiejszego dna, podścielonej brukiem transgresji morskiej i przysłoniętej bardzo skąpo lub w ogóle nieprzysłoniętej osadami sedymentacji morskiej. Na dnie pod wodą pozostały prawie niezmienione wyspy czołowo morenowe w przedziale głębokości od ok. 20 do ok. 10 m. Obecnie tworzą one zwykle partie centralne niektórych ławic południowo bałtyckich.

Rolę porządkującą osady w pionie na dużym obszarze płycizn spełnia bruk podstawowy transgresji morskiej. Te osady, które on przysłania i częściowo ścina, są starsze od transgresji morskiej, te zaś, które podściela, zwykle należą do piaszczystej pokrywy litoralnej dna.

Pod brukiem podstawowym transgresji morskiej występują w dnie różnorodne utwory starsze. Najczęściej są to piaski i żwiry podmorenowe lub między morenowe (na lądzie nazywane fluwioglacjalem). Bruk bezpośrednio zalega na nich tam, gdzie górna glina morenowa została całkowicie zniszczona.

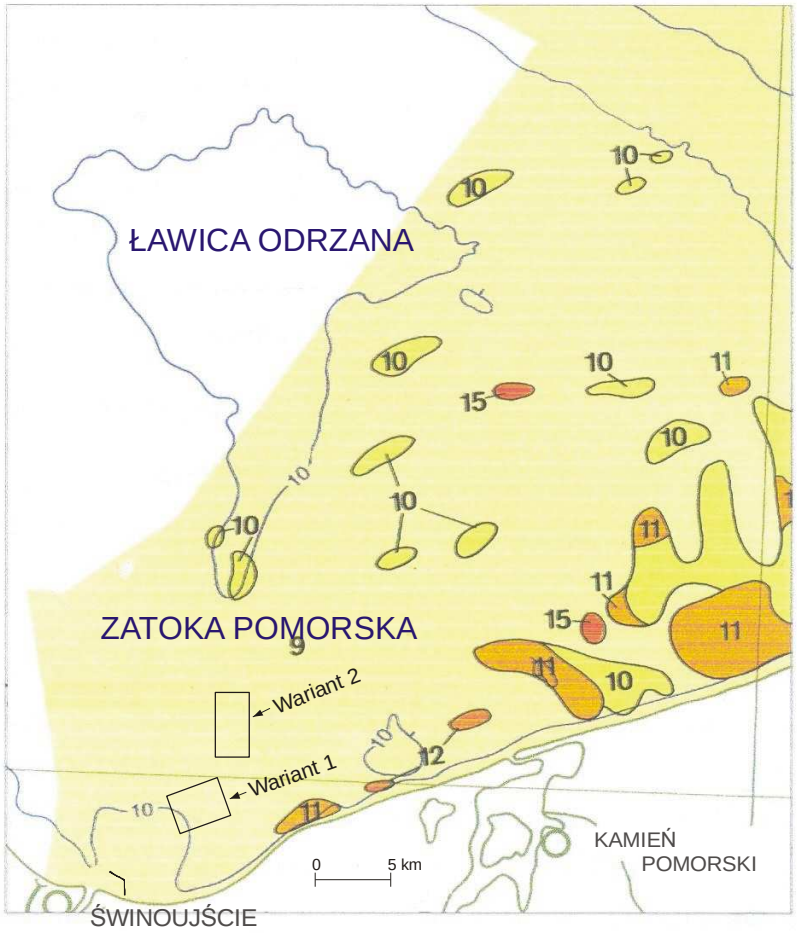
Często również pod brukiem są osady ilaste lub ilasto-mułkowe, a więc osady zastoiskowe. Gdzie indziej pod brukiem podstawowym transgresji morskiej występują osady wyraźnie warwowe, także ilaste i mułkowe. Jest charakterystyczne, że zasięgi występowania osadów warwowych zwykle dokładnie pokrywają się z obniżeniami pradolinnymi.

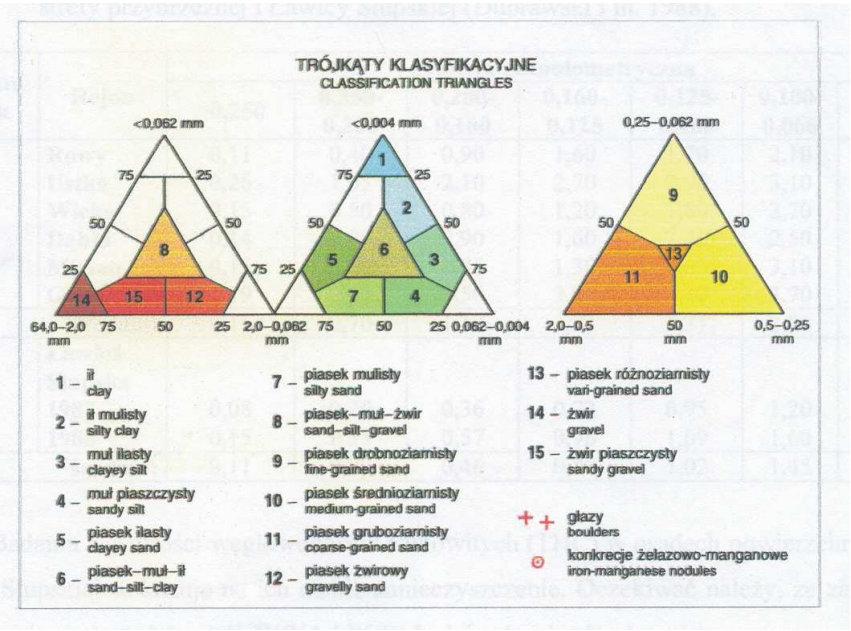
Z dna południowego Bałtyku znane są również osady bagienne i częściowo limniczne, wczesnoholoceńskie. Największy obszar zajmują one na dnie Zatoki Pomorskiej, po południowej stronie Ławicy Odrzanej, przysłonięte tam grubą pokrywą piaszczystą. Pokrywa ta genetycznie wiąże się już z procesami formowania Bramy Świny.

Morska pokrywa piaszczysta występująca na dnie przybrzeża rejonu odznacza się dużą jednorodnością granulometryczną osadów. Są to piaski drobnoziarniste, niemal monofrakcyjne, złożone głównie z ziaren o średnicy 0,25 do 0,10 mm, dobrze i bardzo dobrze wysortowane. Pokrywa piaszczysta największą miąższość ok. 10 m, osiąga w południowej, przykrawędziowej części reliktowego wału mierzejowego.

Odsypy muszlowe reprezentowane są głównie przez *Cardium glaucum* i *Macoma baltica*, *Mytilius edulis*, *Mya arenaria, Hydrobia ulvae*. Skorupy *Cardium* są przeważnie dobrze zachowane, o silnej budowie i wyraźnej ormnametacji oraz rozmiarach dochodzących do l cm. Poziomy muszlowe powtarzają się czasem kilkakrotnie w jednym profilu, jednak najbardziej wyraźny i powszechnie występujący jest poziom na głębokości ok. 20 do 25 cm pod dnem (Kramarska, 1995; Kramarska, Jurowska, 1991). W piaskach zdecydowanie dominują ziarna kwarcu (ok. 90%) (Borówka i in., 2003). Zawartość minerałów ciężkich reprezentowanych głównie przez ilmenit, granaty, cyrkon i rutyl (ok. 2%) jest efektem selekcji mineralogicznej piasków pod wpływem wielokrotnej redepozycji składników wywołanej falowaniem i prądami.

Głębokość Zatoki Pomorskiej w zakładanym obszarze prac nie przekracza 13 m. Na całym obszarze przeważają na powierzchni dna osady piasku drobnoziarnistego, miejscami występuje piasek średnioziarnisty, gruboziarnisty lub żwirowy (rys. 3.13). Na głębokości 1 m pod powierzchnią dna oprócz piasków i żwirów morskich występują osady mułów i piasków jeziornych oraz glin zwałowych.





Rys. 3.13. Osady powierzchniowe dna w rejonie Zatoki Pomorskiej (Kramarska, 1995) oraz proponowane lokalizacje miejsc odkładu urobku

Procesy morfodynamiczne brzegu i dna

Konsekwencją warunków falowo-prądowych, a szczególnie warunków lito- i morfodynamicznych są zachodzące zmiany linii brzegowej. W obrębie Zatoki Pomorskiej wyróżniono kilka typów zmian brzegów wydmowych i klifowych.

W omawianym rejonie, w związku z istnieniem zbieżnych potoków rumowiska (Racinowski, 1974) powodujących transport osadów wzdłuż brzegu zarówno od strony wyspy Wolin, jak i od strony Uznamu obserwujemy zarówno wyraźne, wieloletnie procesy akumulacji (km 412–428), jak i dynamiczne zmiany abrazyjno-akumualcyjne (km 394–412).

Na podstawie szczegółowej analizy istniejących materiałów kartograficznych Zawadzka-Kahlau (1999) stwierdziła, że w okresie ponad stu lat (1875–1979) w pasie wybrzeża km 413–428 utrzymuje się stała tendencja nadbudowywania plaży i przemieszczania linii brzegowej ku północy ze średnią prędkością +1,15 m/rok oraz przyrostem powierzchni 17,2 tys. m^2/rok.

W rejonie planowanych prac pogłębiarskich akumulacja w badanym okresie wyniosła 0,9–2,1 m/rok. Krótkotrwałe zmiany podnóża wydmy w latach 1971–1983 zachodziły z prędkością 2–3 m/rok (tab. 3.6).

Tab. 3.6. Zmiany linii brzegowej i podnóża wydmy w rejonie Świnoujścia (Zawadzka, 1999)

Rejon	Kilometraż	Zmiany linii brzegowej		Zmiany podnóża wydmy
		1875–1979	1971–1983	1971–1983
		m/rok		
Świnoujście	421,0	1,5	0,1	2,43
	421,5	2,1		
	422,0	1,9	0,39	2,0
	422,5	0,8		
	423,0	0,9	1,25	3,07
	424,0	1,9	1,31	

Na sąsiadującym od wschodu abrazyjnym odcinku brzegu obejmującym klify wyspy Wolin (km 406,5–411,5) w stuleciu prędkość przemieszczania się linii brzegowej wyniosła –0,42 m/rok (Zawadzka, 1999).

Morfologia brzegu na wschód od Świnoujścia związana jest z szeroką strefą wydm. Obszar Bramy Świny (km 411,5–428,0) należy do największych obszarów akumulacji eolicznej na wybrzeżu południowego Bałtyku. Współczesne wydmy białe składają się z dwóch generacji. Wydmy wewnętrzne białe występują w odległości 400–800 (1000 m) od linii brzegowej. Wydmy białe obejmują strefę 400 m od linii brzegowej (Osadczuk, 2004, 2005). Najniższe wydmy występują na wschód od ujścia Świny. Średnia wysokość wydm tego rejonu w 2006 r. wynosiła 4,5 m (2–5 m). Plaże miały szerokość 30–94 m, średnio 55 m. Wysokość plaży u podnóża wydmy wynosiła 2,5 m (Elementy monitoringu…, w druku).

Sąsiadujący od wschodu odcinek brzegu klifowego wyspy Wolin (km 406,5–411,5) charakteryzuje się występowaniem najwyższych klifów (20–80 m). Plaże mają tam szerokość od 11 do 75 m (2006 r.) i podlegają wraz z podnóżem klifu procesom erozji. Odcinkiem o dużym zagrożeniu erozyjnym jest odcinek km 412–413.

Odcinek wybrzeża, na którym znajduje się ujście Świny nie podlega specjalnym zabiegom mającym na celu ochronę przed erozją i powodzią morską. Zgodnie z programem wieloletnim

„Program ochrony brzegów morskich” (Ustawa z dn. 28 marca 2003 r., Dz.U. Nr 67 z dn. 18 kwietnia 2003 r.) w rejonie planowanego przedsięwzięcia nie przewiduje się budowy lub modernizacji umocnień brzegowych i sztucznego zasilania brzegu. Z analizy zmian linii brzegowej i podstawy wydmy wynika, że istniejące falochrony, wzniesione w XIX w. nie wpłynęły na nasilenie się procesów erozji w ich sąsiedztwie. Utworzył się tam stan równowagi w strefie brzegowej.

Budowa nowego falochronu i trwałe zmiany dna nie spowodują większego od występującego obecnie zakłócenia wzdłużbrzegowego ruchu osadów. Spodziewać się można niewielkich zmian w krótkim czasie po jego wybudowaniu. Proponowane miejsca odkładu urobku znajdują się na wysokości km 412–414. W tym rejonie występują odcinki brzegu z przewagą procesów erozyjnych. Wspomniana powyżej ustawa przewiduje sztuczne zasilanie brzegu piaskiem w rejonie Międzyzdrojów (km 411,8–413,5).

3.2.2. Transport rumowiska

Ruch rumowiska w strefie przybrzeżnej jest następstwem występującego układu prądów i ruchów wody pochodzenia falowego. Wzdłuż polskich brzegów Bałtyku generalnie wyróżnia się dwie duże strefy konwergencji i jedną dywergencji wzdłużbrzegowych strumieni osadów.

Przemienna zmienność ruchu rumowiska uwarunkowana jest szeregiem czynników, m.in.: budową geologiczną, cechami geomorfologicznymi oraz reżimem falowo-prądowym.

W Zatoce Pomorskiej znajduje się strefa konwergencji potoków rumowiska, przemieszczającego się od wschodu oraz z zachodu, do rejonu ujścia Piany. Oprócz zbiegania się w tym rejonie dwóch głównych wzdłużbrzegowych strumieni rumowiska oraz ich dużego lokalnego zróżnicowania (jakościowego i ilościowego) obserwuje się zjawisko wynoszenia dużej ilości osadów ($Q \cong 10^5$ m^3/rok) ujściem rzeki Odry.

Pomimo, że wypadkowy potok rumowiska ukierunkowany jest ze wschodu na zachód (obszar od Kołobrzegu do Świnoujścia), to lokalnie istnieć mogą jego silne zaburzenia powodujące różnoskalowe komórkowe cyrkulacje związane z lokalnymi zmianami kierunków, co zostało zaobserwowane przez Furmańczyka i Musielaka (Dresing i in., 1998) w postaci przestrzennie nieregularnych, odbrzegowych prądów i odpływów osadów.

Na odcinku brzegu należącym do Zatoki Pomorskiej stwierdzono około 14 strumieni odpływowych. Średnioskalowe wzdłużbrzegowe strumienie osadów spotykające się w Zatoce Pomorskiej (okolice Świnoujścia) dostarczają odpowiednio około $5 \cdot 10^4$ m^3/rok (Dresing i in. 1998) materiału z zachodu oraz $4 \cdot 10^4$ m^3/rok ze wschodu.

Klimat falowy w połączeniu ze zróżnicowaną morfologią strefy brzegowej oraz zatokowym charakterem brzegu generuje niższe, złożone przybrzeżne systemy prądowe. W Zatoce Pomorskiej generującym dodatkowy i wpływającym na ogólny bilans strumieni osadów jest ujście rzeki.

Pomimo wyjątkowo złożonego wzdłużbrzegowego ruchu osadów, z analogii do badań przeprowadzonych na brzegu wielorewowym (Lubiatowo) można założyć, że maksymalny transport obserwowany jest najczęściej w okolicach I i II stabilnej rewy, zanikając w kierunku morza. W czasie silnego sztormu wartości transportu stają się pomijalnie małe w odległości około 1000 m od linii brzegowej (Pruszak i in., 1999).

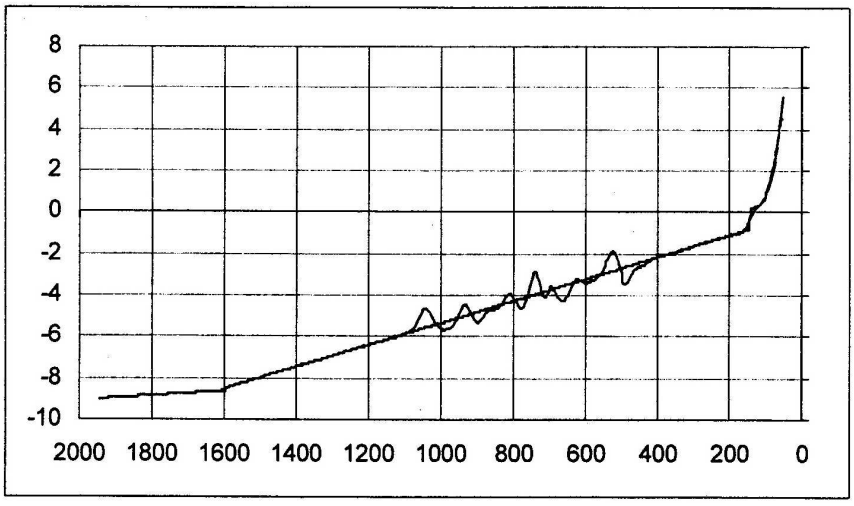
Dynamiczne oddziaływanie fali na dno morskie związane jest z odmorską głębokością h_D, zmienną w czasie i przestrzeni, zamykającą aktywną dla danego ruchu falowego, część profilu poprzecznego brzegu. Dla polskich brzegów wielorewowych głębokości h_D przy średnich wieloletnich warunkach sztormowych zmieniają się od 5–7 m w skali sezonu, do 7–9 m w skalach rocznych (Różyński i in., 1998).

Według koncepcji opracowanej przez Cieślaka (1985) istnieje komórkowy charakter transportu rumowiska, o zróżnicowanych tendencjach w zależności od rejonu i głębokości dna. Na zachód od Dziwnowa zaczyna dominować tendencja do przemieszczania rumowiska w kierunku zachodnim. Największy transport osadów ma miejsce w obrębie głębokości 0–2 m. Praktycznie zanika na głębokości 6 m.

Przeprowadzona symulacja zmian profilu dna w czasie silnego sztormu, jaki miał miejsce nad Bałtykiem w okresie 01–10.12.1999 r. (prędkość wiatru przekraczała 26 m/s przy kierunku SW do W) pozwoliła na zaobserwowanie zakresu zmian i określenie głębokości zamykającej aktywną część profilu.

Dla takich warunków meteorologicznych obliczone parametry falowania na pełnym morzu osiągnęły wartości bliskie ekstremalnym (wysokość fali znacznej przewyższała 7 m, a okres fali przekroczył 10 s). W takich warunkach energia falowania ulegała dyssypacji głównie na rewach, a następnie na skłonie brzegowym, a nawet w pasie plażowo-wydmowym.

Symulacja zmiany rzędnej dna dla płytkowodnych rejonów morza w pobliżu Świnoujścia (rys. 3.14) wskazuje na obszary erozji i akumulacji osadów na dnie w odległości pomiędzy 300 a 1100 m od linii brzegowej. Zmiany głębokości dna mogą przekroczyć tu ±1 m. Największe przegłębienia wystąpiły w odległości 500 m – ponad 1 m, 650 m – 0,7 m i 900 m – około 0,7 m. W odległości około 1100 m od brzegu (co odpowiada głębokości 6 m ppm) ruch osadów powoli zanika. Wyznaczenie miejsca odkładu na głębokości poniżej 10 m ppm istotnie ogranicza transport osadów w okresach ekstremalnych sztormów.



Rys. 3.14. Symulacja rzędnej dna w pobliżu trasy kabla w warunkach ekstremalnego sztormu dla Świnoujścia

W ramach prac przedinwestycyjnych IBW PAN (Raport t. VIIIb) wykonał analizę ruchu rumowiska w sąsiedztwie planowanych budowli. Wyniki uzyskane z obliczeń modelem

UNIBEST-LT potwierdziły wcześniejsze wnioski o dwukierunkowości transportu rumowiska w rejonie Świnoujścia. Z rozkładów natężenia wzdłużbrzegowego transportu rumowiska wynika również, że nawet przy intensywnym falowaniu wiatrowym, niezależnie od kierunku wiatru, ruch osadów ma miejsce w strefie przybrzeżnej i zanika w odległości 1000-1200 m od linii brzegowej (na głębokościach rzędu 7–10 m). Wypadkowy roczny transport osadów w rejonie Świnoujścia jest niewielki a wypadkowy kierunek jest zmienny.

Po stronie wschodniej ujścia Świny wypadkowy roczny transport rumowiska waha się od około 13 tys. m^3/rok w kierunku wschodnim do około 3 tys. m^3/rok w kierunku zachodnim. Po stronie zachodniej ujścia wielkości wypadkowego rocznego transportu rumowiska są mniejsze i wynoszą: w kierunku wschodnim 9 tys. m^3/rok, a w kierunku zachodnim 2 tys. m^3/rok.

Przyjęto, że dla osadów strefy brzegowej Zatoki Pomorskiej transport rumowiska wystąpi, jeżeli orbitalne prędkości przydenne wody przekroczą prędkość 0,40 m/s. Zjawisko to może wystąpić w średnim roku statystycznym łącznie przez około 6,4 doby, prowadząc do rozmywania dna w sąsiedztwie stopy projektowanego falochronu (Raport t. VIIIb).

Wyznaczone wariantowo miejsca odkładu urobku na głębokości poniżej 10 m ppm ograniczają zachodzenie procesów redepozycji piasków drobnoziarnistych dominujących na dnie morskim. Procesy erozji oraz transportu osadów zachodzące podczas średnich warunków hydrodynamicznych będą niewielkie. Jedynie w czasie znaczących wezbrań sztormowych może dochodzić do redepozycji piasków drobnoziarnistych. Frakcje piaszczyste o średnicach 0,063–0,25 mm migrują po powierzchni dna w formie pól i wstęg piaszczystych i po wielokrotnej redepozycji wydostają się poza strefę oddziaływania fal sztormowych, gdzie na głębokości 25–30 m odbywa się ich depozycja (Kramarska i in., 2006). Materiał grubszy >0,25 mm transportowany tylko przy dużych prędkościach, skierowany jest dobrzegowo. Z punktu widzenia ochrony brzegów morskich przenoszenie osadów ku płytszym miejscom na profilu jest zjawiskiem korzystnym.

3.2.3. Środowisko osadowe

Osady denne obszarów dna (W1 i W2) do odkładu urobku rozpatrzono w aspekcie ich wykorzystania jako środowiska bytowania przez faunę denną. Za główne właściwości osadów uważa się skład granulometryczny (średnią średnicę ziaren), głębokość dostępności tlenu w osadzie oraz zawartość materii organicznej i innych substancji, w tym zanieczyszczeń.

Dno omawianego rejonu znajduje się w strefie redepozycji piasków drobnoziarnistych. Po wschodniej stronie toru wodnego do Świnoujścia występują, w powierzchniowej warstwie osadu o miąższości co najmniej 1 m piaski o średniej średnicy ziaren wynoszącej przeciętnie 0,15–0,18 mm. Dno morza jest płaskie, a głębokości morza sięgają 10–13 m.

Wiercenia geologiczne wykonane w 2008 r. na potrzeby inwestycji potwierdzają istnienie przewarstwień gliny pylastej, zwięzłej, humusowej, przewarstwionej pyłem piaszczystym oraz namułów organicznych. Występują pod warstwą piasków drobnych, lokalnie średnich z domieszką muszli, żwiru o miąższości przekraczającej 1,5 m. Detrytus muszlowy składa się głównie z *Cerastoderma glaucum* i *Mya arenaria* Rzadziej występują małże *Macoma baltica*. Poniżej głębokości 11,5 m ppd przeważa piasek drobny, barwy szarej z domieszką muszli, niekiedy żwiru.

Po wschodniej stronie toru wodnego przeważają warunki sprzyjające sedymentacji drobnych frakcji osadu. Przewaga procesów depozycji wzrasta w wyniku osłony wewnętrznej części Zatoki

Pomorskiej przez ląd przed ekstremalnymi zjawiskami hydrometeorologicznymi. Warunki te sprzyjają również depozycji cząstkowej materii organicznej oraz zatrzymywaniu w osadzie najdrobniejszych frakcji: namułów i iłów. W powierzchniowej warstwie osadów po wschodniej stronie toru wodnego, w jego bliskim sąsiedztwie udział frakcji < 0,063 sięgał 20%. W miarę oddalania się w kierunku wschodnim wartość ta zdecydowanie malała. Osad po zachodniej stronie toru zdominowany jest przez najdrobniejsze frakcje piasku, zawiera większą niż po stronie wschodniej, zawartość frakcji mulisto-ilastej, materii organicznej (Masłowski, Dworczak, 2004).

Osady Zatoki Pomorskiej mają niską wilgotność i stratę przy prażeniu (LOI). Najwyższe wartości wilgotności i LOI zanotowano w osadach powierzchniowych w północno-zachodniej części zatoki i w estuarium rzeki Świny (wilgotność >60%, LOI > 7,5%, w okresie badań 1996/1997). Oba te parametry były najniższe dla osadów w środkowej części zatoki. Zawartość materii organicznej w osadach pobranych z akwenów związanych z budową falochronu osłonowego i portu zewnętrznego w Świnoujściu jest niska. Zawartość materii organicznej w rejonie projektowanego portu nie przekroczyła 1%. Najwyższe stężenia materii organicznej występowały w próbach pobranych z toru wodnego Szczecin-Świnoujście (3,44–5,07%) oraz w jego sąsiedztwie (> 1%). Związane jest to z występowaniem w osadach przewarstwień mulisto-ilastych (Wyniki badań…, 2008)..

Ta niska zawartość materii organicznej w osadzie, zwłaszcza jej części pochodzenia roślinnego (z zakwitów fitoplanktonu) po stronie wschodniej toru pozwala przypuszczać o relatywnie niskim ładunku zanieczyszczeń osadu. Przypuszczenie to oparte jest również na wynikach badań nad przestrzennym zróżnicowaniem ładunku substancji takich, jak PCB zdeponowanym w osadzie Zatoki Pomorskiej. Dane dla obszarów Zatoki Pomorskiej o podobnych warunkach sedymentologicznych wykazują obecność tych substancji, ale w stężeniach znacznie niższych niż notowane np. w osadach Zalewu Szczecińskiego czy obszarów Zatoki charakteryzujących się raczej depozycyjnym niż erozyjnym typem warunków sedymentologicznych.

Zawartość fosforu całkowitego (P_{tot}) w powierzchniowej warstwie osadów zatoki mieściła się w zakresie od 0,050 do 0,700 $mg \cdot g^{-1}$ s.m. W osadach pobranych z rejonu ujścia Świny poziom (P_{tot}) wynosił około 0,400 $mg \cdot g^{-1}$ s.m. Względnie wysokie wartości były notowane w północno-wschodniej części zatoki (>0,300 $mg \cdot g^{-1}$ s.m.). Najniższe wartości fosforu wystąpiły w centralnej części zatoki (<0,150 $mg \cdot g^{-1}$ s.m.) (Frankowski, Bolałek, 1999). Osady powierzchniowe Zatoki Pomorskiej są dość jednolite ze względu na ich skład chemiczny i źródło materii organicznej. Znacząco różnią się tylko osady z obszaru Głębi Sassnitz i rejonu ujścia Świny.

Zawartość tlenu w wodach porowych osadów, jej zmiana z głębokością w osadzie a zwłaszcza położenie poziomu nieciągłości oksydacyjno-redukcyjnej jest funkcją składu granulometrycznego osadu, jego wysortowania i zawartości materii organicznej. Miąższość natlenionej warstwy osadów zaś jest zasadniczym czynnikiem warunkującym głębokość występowania fauny dennej w osadzie, zwłaszcza najmniejszych bezkręgowców wielokomórkowych – tzw. meiobentosu. Na zachód od ujścia Świny 75–90% meiobentosu koncentruje się w górnych 3 cm osadu, podczas gdy na wschód od ujścia rozmieszczenie meiofauny dennej w osadzie jest bardziej równomierne i można jej przedstawicieli znaleźć do 10 cm w osadzie (dolna granica warstwy objętej opróbowaniem) – Borówka i in., 2007.