

JANUSZ PEMPKOWIAK
JACEK BEŁDOWSKI
KAROL KULIŃSKI

Instytut Oceanologii PAN w Sopocie

ZMIANY GLOBALNE A ZAGROŻENIA DLA, I ZE STRONY MORZA BAŁTYCKIEGO*

Abstract: Global Changes and Associated Threats to, and by the Baltic Sea. The Baltic Sea is an important economic and socio-cultural value for millions of people living in its drainage area. Thus, all the changes of the Baltic and their consequences that are already observed and those that may appear in the near future need to be carefully studied. This paper presents a short review of some of them.

The time scale of changes occurring in the semi enclosed shelf seas may vary from days to decades. The Baltic Sea is affecting by both: global and regional forces. Some of them are attributed to human activity: acidification caused by the increase of anthropogenic CO₂ concentration in the atmosphere, chemical pollutants, invasive species, eutrophication and toxic cyanobacteria blooms caused by high nutrients loads and finally, climate change with temperature increase.

Sea water masses, due to high heat capacity, are getting warm slower than land. Hence, in the time of global temperature increase, it results in changes of atmospheric circulation, precipitation level and frequency and strength of extreme events. The latter are directly connected to the erosion intensity of the Baltic coast. Erosion processes are especially distinct on the southern coast of the Baltic because of its geological structure and specific weather conditions.

Another appreciable result of global warming is sea level rise, what together with extreme events, may induce local inundation of the low altitude areas and damages of the coastal infrastructure. In Poland the most endangered areas are located in the vicinity of Gdańsk, on the Hel Peninsula and on the western coast.

Wstęp

Skala czasowa zmian zachodzących w morzach z ograniczoną wymianą wód (*Semi Enclosed Marine Basins – SEMB*), może zmieniać się w zakresie od dni do

* Praca była finansowana z Programów BONUS PLUS-Baltic_C, oraz EU FP6 IP CarboOcean.

dziesięcioleci. Wiele z czynników warunkujących zmiany w Morzu Bałtyckim jest tożsamyh z czynnikami oddziałującymi na inne składniki i rejony Ziemi. Morze Bałtyckie jest zatem wrażliwe na wiele czynników związanych z działalnością człowieka: zakwaszenie spowodowane wzrostem ciśnienia cząstkowego CO₂ w powietrzu atmosferycznym, zanieczyszczenia chemiczne i fizyczne, gatunki inwazyjne, oddziaływania z lądu (urbanizacja, zanieczyszczenia chemiczne, substancje biogeniczne), czy wreszcie, zmiany klimatu.

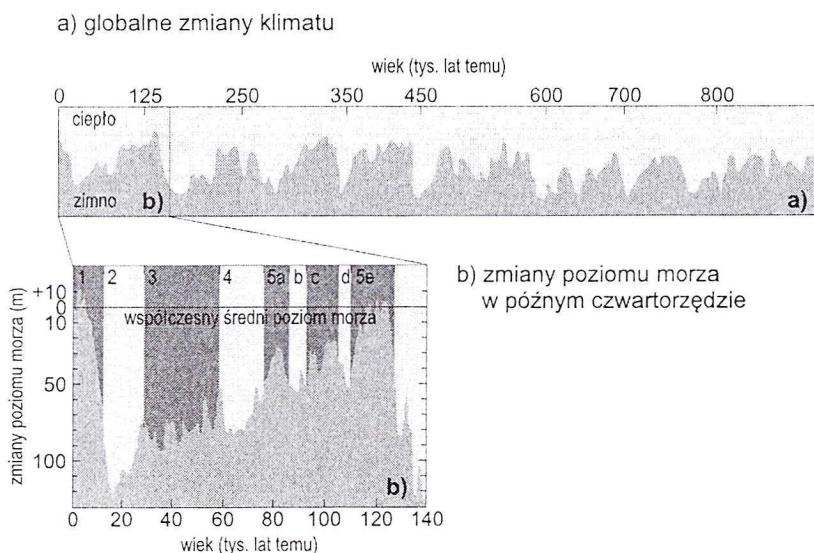
Emisja CO₂ do atmosfery jest jednym z czynników odpowiedzialnych za globalny wzrost temperatury (0,06°C/dekada w XX w., oraz 0,2-0,4°C w XXI w.) (Mac Cracken *et al.* 2009). W konsekwencji naturalne czynniki modyfikujące czy warunkujące klimat w naszym rejonie Europy, np. Oscylacja Północnoatlantycka (NAO), stają się mniej efektywne niż czynniki antropogeniczne. Ponieważ duże masy wodne ogrzewają się wolniej niż ląd, należy spodziewać się zwiększenia różnic temperatury ląd-morze. Spowoduje to zmiany w cyrkulacji atmosferycznej i opadach. Ponadto, wzrost gradientu temperatury w troposferze na osi południe-północ spowoduje zmiany intensywności sztormów i huraganów oraz kierunków ich przemieszczania się. Wezbrania wiatrowe i fale sztormowe staną się udziałem akwenów uważanych dotychczas za bezpieczne, przynajmniej pod tym względem (Pruszek, Zawadzka 2005). Zmiany spływu lądowego (rozumianego jako suma odpływu powierzchniowego i spływu podziemnego trafiająca do Morza Bałtyckiego), opadów, kierunku i siły wiatru będą powodować zmiany intensywności erozji, produkcji pierwotnej czy warunkować lokalizację rejonów sedimentacji zawiesiny.

Ocieplenie globalne spowoduje także wzrost szybkości podnoszenia się poziomu morza. Wraz z wezbraniem sztormowymi oraz zwiększoną częstotliwością i intensywnością sztormów będzie to prowadzić do zintensyfikowania erozji, zalewania terenów niżej położonych, oraz szkód w infrastrukturze brzegowej (Doody *et al.* 2004).

Przewidywane zmiany, wywołane zmianami klimatycznymi, będą zachodzić w latach, a być może nawet nadchodzących dziesięcioleciach, Zarządzanie strefą brzegową może zniwelować, lub co najmniej ograniczyć, ich skutki społeczno-gospodarcze. Celem tej pracy jest krótki przegląd procesów, które z większą lub mniejszą pewnością, ulegną modyfikacji w Morzu Bałtyckim pod wpływem zmian globalnych. Obejmują one: wzrost poziomu morza i wyższe wezbrania wiatrowe, zwiększoną erozję, rybołówstwo i inne.

1. Zmiany klimatu a zmiany poziomu morza

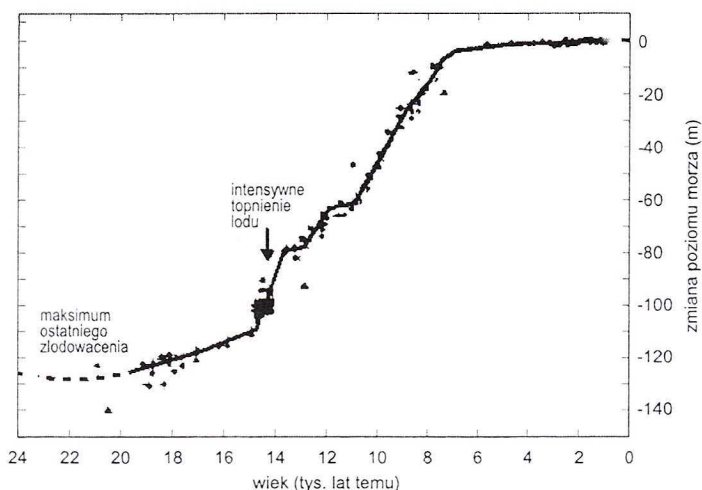
W ciągu minionych kilkuset tysięcy lat świat kilkakrotnie był świadkiem zmian poziomu morza (IPCC 2007). Przyczyna tych, sięgających 150 m, wahań leży w zmianach temperatury atmosfery i skorupy ziemskiej. W okresach ochłodzenia następowało formowanie nowych, lub ekspansja istniejących lądolodów. Kilka procent



Ryc. 1. Zmiany temperatury w okresie minionych 900 tys. lat (a), i zmiany poziomu morza (b)

Źródło: *Global Warming Art* (2008) (ryc. 1-3).

wody obecnej w hydrosferze i wierzchniej warstwie skorupy ziemskiej gromadziło się w nowych lodowcach i poziom morza obniżał się. W okresach ocieplenia, następował regres lub zanik lodowców. Woda z topniejących lodowców zasilała morza i oceany. Na ryc. 1 przedstawiono zmiany temperatury w okresie minionych 900 tys. lat i zmiany poziomu morza w okresie minionych 140 tys. lat.



Ryc. 2. Zmiany poziomu oceanu w okresie minionych 20 tys. lat
wyliczone dla konkretnej daty (punkty) i aproksymowane (linia)

Tabela 1

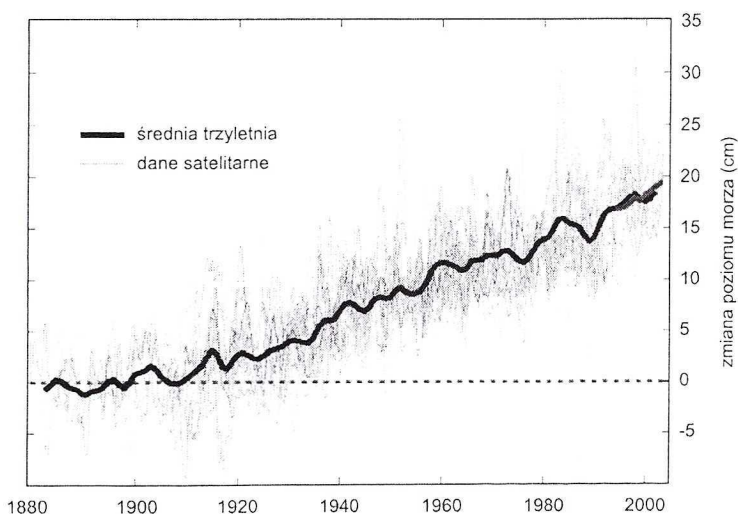
Potencjalne źródła wzrostu poziomu morza

Źródło wzrostu poziomu	Wzrost poziomu morza
Rozszerzalność cieplna wody	0,2-0,4 m/°C
Lodowce górskie	0,15-0,37 m
Lądolód Grenlandzki	7,3 m
Lądolód Zachodnioantarktyczny	5 m
Lądolód Wschodnioantarktyczny	52 m

Źródło: BACC (2008); IPCC (2007) (tab. 1-3)

Ostatnie zlodowacenie zakończyło się przed ok. 20 tys. lat. Od tego czasu, przez ok. 10 tys. lat, następował ingres morza aż do osiągnięcia współczesnego poziomu. Przez większość holocenu poziom morza zmieniał się nieznacznie w stosunku do poprzednich epok geologicznych. Wynikało to z relatywnie niewielkich wahań temperatury, i co za tym idzie, wąskiego zakresu zmian ilości wody zgromadzonej w lądolodach (ryc. 2).

Zmiany klimatyczne, których jesteśmy świadkami obejmują, m.in., podniesienie temperatury atmosfery i topnienie lodowców. W tabeli 1 przedstawiono potencjał zmian poziomu morza związany z roztopieniem zasobów lodu zgromadzonych w lodowcach i lądolodach. Proces ten już się rozpoczął. Ocenia się, że w ciągu XX w. średnia szybkość podnoszenia poziomu morza wynosiła 20 mm na dekadę (ryc. 3). Szacuje się że w XXI w. szybkość podnoszenia poziomu morza wzrośnie do 80 mm w ciągu dekady. Już obecnie szybkość ta wynosi 47mm w ciągu dekady (Mac Craken *et al.* 2009).



Ryc. 3. Współczesne zmiany poziomu morza

Tabela 2

Prawdopodobieństwo wzrostu poziomu morza

Skala wzrostu poziomu morza	Prawdopodobieństwo wzrostu poziomu morza*		
	po 2100 r.	do 3000 r.	po 3000 r.
Do 100 cm	xxx	xxxx	xxxx
100-200 cm	x/xx	xxxx	xxxx
200-600 cm	x	xxx	xxx
600-1200 cm	o	x/xx	xx
1200-2000 cm	o	x	xx

* xxxx- pewnoś; xxx- wysokie; xx-średnie; x- małe; o-nieistniejące.

Bezwładność systemu wynikająca z olbrzymich zasobów lodu zgromadzonych w lodowcach sprawia, że proces topnienia mierzony względnym ubytkiem masy lodu jest powolny, a osiągnięcie równowagi oddalone w czasie.

W tabeli 2 przedstawiono szacunki dotyczące prawdopodobieństwa podniesienia się poziomu morza w ciągu nadchodzącego tysiąclecia. Wynika z nich, że pod koniec XXI w. poziom morza podniesie się o ok. 1m. Jeżeli zachowamy połączenie Morza Bałtyckiego z Oceanem Światowym poziom wody w naszym morzu wzrośnie w takim samym stopniu.

2. Zmiany poziomu Morza Bałtyckiego

Zmiany średniego poziomu swobodnej powierzchni Morza Bałtyckiego są wypadkową wielu czynników. Obserwowane trendy długookresowe są wypadkową izostycznego wypiętrzania/opadania skorupy ziemskiej oraz eustatycznych zmian poziomu Morza Północnego, natomiast zmiany krótkookresowe wynikają z procesów meteorologicznych – sumy opadów atmosferycznych w zlewni i siły oraz kierunku wiatrów.

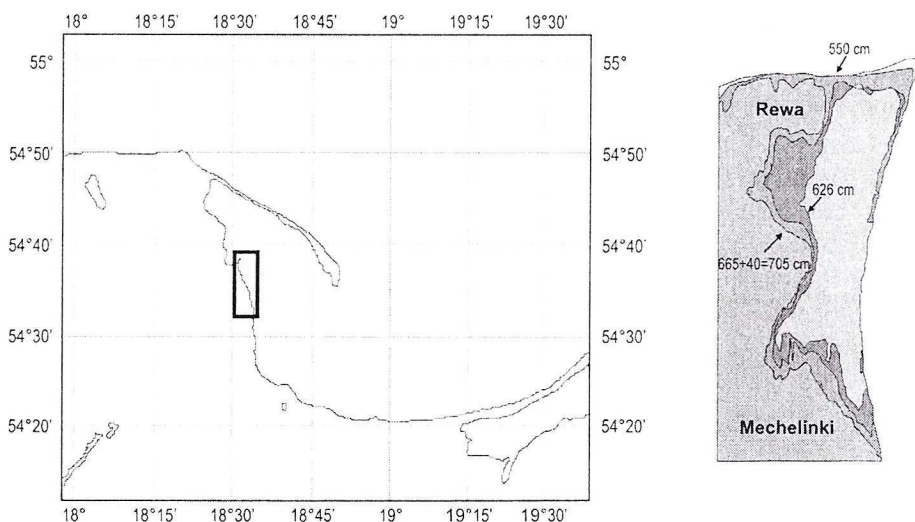
Zmiany izostacyjne związane są z ustąpieniem lądolodu skandynawskiego i powrotem tarczy fennoskandzkiej do równowagi. Izostacyjne zmiany poziomu morza sięgają ok. 10 mm na rok w Zatoce Botnickiej, podczas gdy rejony wokół Południowego Bałtyku zapadają się z prędkością od 0,5 do 2 mm na rok (Johansson *et al.* 2004; Harff *et al.* 2001).

W wyniku eustatycznego podnoszenia poziomu morza, globalnie obserwuje się wzrost poziomu swobodnej powierzchni mórz o ok. 1-2 mm rocznie. Poziom wody w Bałtyku odizolowanym przez Cieśniny Duńskie od Wszechocanu zależy głównie od poziomu wody w Morzu Północnym (HELCOM 2007). Ocenia się, że w Bałtyku wpływ eustatycznego wzrostu poziomu Morza to ok. 1 mm w ciągu roku – podobnie jak w Morzu Północnym (HELCOM 2007; Christensen *et al.* 2001).

Po uwzględnieniu przemian izostatycznych i eustatycznych, zmiana netto poziomu średniej swobodnej powierzchni Morza Bałtyckiego wynosi obecnie ok. -9,4 mm na rok w północno-zachodniej części Zatoki Botnickiej i +1,7 mm na rok w Bałtyku południowo-wschodnim.

Istniejące modele matematyczne, przewidują przyspieszenie eustatycznego wzrostu poziomu morza w XXI w. W związku ze znacznym zróżnicowaniem linii brzegowej Bałtyku, a co za tym idzie różnego wpływu wiatru na spiętrzanie wód i zmiennego komponentu izostatycznego, zmiany średniego poziomu morza mogą być obliczane tylko lokalnie. Wyniki wahają się od ok. 46 cm wzrostu poziomu morza do końca XXI w. w Cieśninach Duńskich (Fenger *et al.* 2001) do, maksymalnie, ponad 100 cm na wybrzeżu Polski (Meier *et al.* 2004; Miętus *et al.* 2004).

Tak wysoki wzrost poziomu morza stanowi zagrożenie dla znacznej części nadmorskich terenów Polski, zwłaszcza w okolicach Zalewu Szczecińskiego oraz Zatoki Gdańskiej. Zagrożone zalaniem przez morze stają się także tereny depresyjne, w przypadku pokonania przez morze wałów powodziowych i terenów nadbrzeżnych. Szacuje się że w Polsce pod wodą może się znaleźć ok. 1790 km² terenów, głównie w rejonie Wybrzeża Wschodniego i Wybrzeża Zachodniego (Global Warming Art 2008). Zagrożonych jest m.in. 18 ośrodków wypoczynkowych, duże porty oraz domy 120 tys. osób żyjących w tych regionach (Liszewska 2004). Region ujścia Odry jest zagrożony wzrastającym poziomem



Ryc. 4. Prognoza powodziowa dla regionu Zatoki Puckiej.

Stany średniego poziomu swobodnej powierzchni wód:

550 cm – częstość 1,3% rocznie;

626 cm – maksymalne spiętrzenie sztormowe w ciągu ostatniego 20-lecia (1983 r.);

665 cm – maksymalne spiętrzenie sztormowe w ciągu ostatnich 100 lat (1905 r.);

705 cm – przewidywane maksymalne podniesienie wód w 2100 r. (665 ± 40 cm)

Źródło: Urbański (2001).

morza, oraz przez tzw. cofki, występujące jako rezultat wiatrów północnych i północno-zachodnich. Zagrożone są także tereny Pradoliny Wisły (Pruszek, Zawadzka 2005).

Zagrożenie zalaniem jest funkcją zarówno wzrostu poziomu swobodnej powierzchni morza, jak i intensywności i wielkości zalań sztormowych. Badacze nie są zgodni co do zmian, jakie nastąpią w wysokości fal wiatrowych, a co za tym idzie wielkości zalań sztormowych. Wydaje się, że średnia wysokość fal wiatrowych nie ulegnie zmianie, natomiast zakres wahania wysokości fal wiatrowych, a także częstotliwość sztormów ulegnie zwiększeniu w XXI w. (Meier *et al.* 2004; Miętus 1999). W połączeniu z przewidywaną większą częstością występowania wiatrów północno-zachodnich i południowo-zachodnich, stwarza to istotne zagrożenie zwiększenia ilości zalań sztormowych na wybrzeżu Polski, zwłaszcza zaś jego wschodniej części (Miętus 1999).

Śpiętrzenie sztormowe wód w rejonach przybrzeżnych, w zależności od ukształtowania wybrzeża i rzeźby dna, może sięgać nawet 665 cm (zaobserwowano na Zatoce Puckiej w 1905 r.). Na podstawie wysokości i częstości występowania historycznych stanów wody oraz średniego przypuszczalnego wzrostu swobodnej powierzchni Bałtyku (40 cm, Meier *et al.* 2004), skonstruowano model prognozujący powódzie sztormowe dla polskiego wybrzeża, przetestowany w rejonie Zatoki Puckiej (Urbański 2001; ryc. 4).

Jeśli poziom morza podniesie się, w niebezpieczeństwie znajdzie się centrum i Starówka Gdańska, gdyż 880 ha powierzchni Gdańska położone jest poniżej poziomu 1 m n.p.m., a dalsze 1020 ha na poziomie od 1 do 2,5 n.p.m. Stare Miasto jest niemal w całości zagrożone. Szacuje się, że straty na skutek podniesienia się wody o jeden metr do 2100 r., bez przedsięwzięcia środków zaradczych mogą przekroczyć 30 mld dol. (Liszewska 2004).

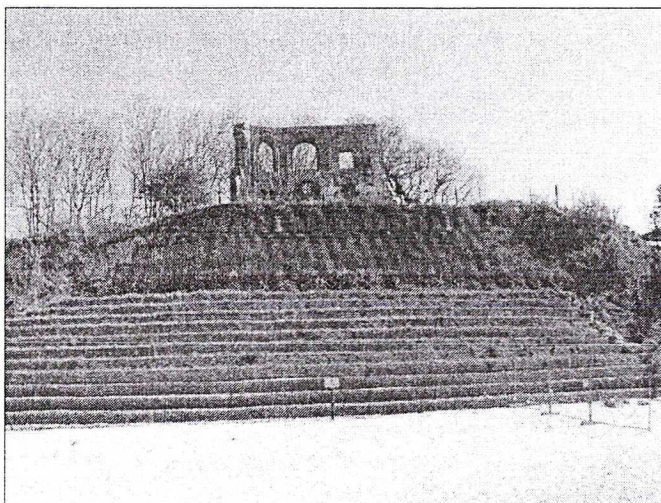
3. Ekstremalne zjawiska klimatyczne

Jedną z konsekwencji zmian klimatycznych są coraz częściej występujące tzw. ekstremalne zjawiska klimatyczne (IPCC 2007; Kundzewicz *et al.* 2004). Można je zdefiniować jako zjawiska charakteryzujące się niską częstością występowania, dużą intensywnością oraz wyraźnymi efektami występowania, jak np. stratami materialnymi (BACC... 2008). Dla mórz często wykorzystywanym wskaźnikiem występowania zjawisk ekstremalnych jest tzw. burzowość. Jest ona opisywana m.in. ilością obserwacji w roku, w których odnotowano ciśnienie atmosferyczne poniżej 980 hPa (N_{p980}) oraz ilością obserwacji w roku, w których odnotowano spadek ciśnienia o co najmniej 16 hPa w trakcie 12 godzin ($N_{\Delta p/\Delta t}$). Barring i von Storch (2004) analizując zmienność powyższych wskaźników na różnych stacjach wokół Morza Bałtyckiego zauważyli wyraźny wzrost częstości występowania ekstremalnych zjawisk klimatycznych powiązanych z niskim ciśnieniem w latach 80. i 90. ubiegłego wieku. Nie wykracza ona jednak poza naturalną zmienność obserwowaną w ostatnich 200 latach.

Występowanie ekstremalnych wiatrów (powyżej 20 m s^{-1}) powodujących silne sztormy, podobnie jak burzowość, nie prezentuje wyraźnego trendu długookresowego w latach 1880-2001 (Alexandersson, Vedin 2002). Bazując na tych samych danych Smits *et al.* (2005) sugerują nawet, że w rejonie południowego Bałtyku można wręcz zaobserwować spadek występowania ekstremalnie silnych wiatrów. Wnioski te jednak wynikają z tego, że w rozpatrywanym okresie były dwa wyraźne maksima występowania ekstremalnie silnych wiatrów (w latach 1910-1920 i 1980-1990) i to ostatnie było nieco niższe niż to z początku XX w. (BACC... 2008). Inne wyniki (Augustin 2005) wskazują z kolei na wyraźny wzrost średniej wysokości fal wiatrowych w latach 1958-2002 oraz częstości występowania tych najwyższych. Dane te są zgodne z wcześniej przytoczonymi doniesieniami na temat częstości występowania dni charakteryzujących się skrajnie niskim ciśnieniem atmosferycznym w końcu XX w. (Bäring, von Storch 2004).

4. Erozja południowych brzegów Morza Bałtyckiego

Częstość występowania sztormów oraz wysokich fal wiatrowych są głównymi czynnikami wzmacniającymi erozję brzegów Morza Bałtyckiego. Ze względu na budowę geologiczną oraz specyfikę warunków klimatycznych, obszarem szczególnie narażonym na erozję jest południowe wybrzeże Bałtyku, które w przeważającej długości leży na polskim terytorium (HELCOM 2007). Średnia wartość erozji polskiego wybrzeża ma tendencję wzrostową (BACC... 2008; Zawadzka 1994, 1999). W latach 1875-1979 wynosiła ona $0,12 \text{ m/rok}$, w latach 1960-1983 $0,5 \text{ m/rok}$, a w latach 1971-1983 sięgnęła już $0,9 \text{ m/rok}$. W przypadku wybrzeży klifowych dane te są niższe, jednak również przedstawiają tendencję wzrostową: w latach 1960-1983 ubyło średnio $0,16 \text{ m}$ wybrzeża klifowego w ciągu roku, natomiast w latach 1971-1983 ok. $0,3 \text{ m/rok}$. Dane te są porównywalne z wynikami bałtyckich wybrzeży Danii i Niemiec (BACC... 2008; Schwarzer *et al.* 2003) i nieco niższe niż obserwowane na wybrzeżach w południowo-wschodniej części Bałtyku (np. Eberhardts 2003; Orviku *et al.* 2003). Erozji towarzyszą jednocześnie procesy redepozycyjne występujące z reguły w pewnym przesunięciu w stosunku do niej. Rozdrobniony materiał z plaż i wydm jest transportowany z prądami morskimi i ponownie odkładany na brzegu morskim. Współczynnik redepozycji, będący stosunkiem wielkości regeneracji brzegu do jego erozji, zmniejsza się od 69% dla okresu 1875-1979, przez 20% dla lat 1960-1983 do zaledwie 14% w latach 1971-1983. Wskazuje to jednoznacznie, że z roku na rok Bałtyk wdziera się coraz głębiej na terytorium Polski zagrażając m.in. budowlom wzniesionym w pobliżu brzegu morskiego, co jest szczególnie dobrze zobrazowane w okolicach wybrzeży klifowych. Przykładem mogą być ruiny kościoła w Trzęsaczu, który wybudowany w 1313 r. znajdował się ok. 1800 m od brzegu morskiego, a w 1994 r. runął do morza ostatni fragment jego zachodniej ściany. Od 2001 r. klif w tym miejscu został umocniony a ruiny zabezpieczone przed destrukcyjną działalnością Bałtyku (fot. 1.).



Fot. 1. Ruiny kościoła w Trzemeszcu na zabezpieczonym klifie

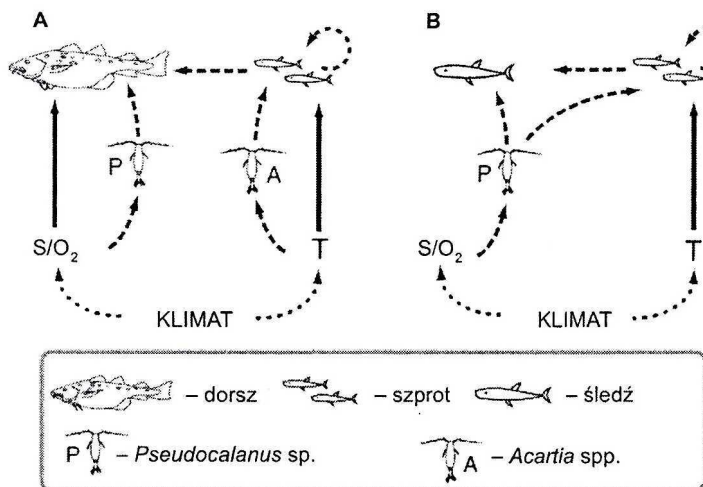
Źródło: www.trzemeszcz.net.pl.

Intensywna erozja polskich wybrzeży spowodowała, że od początku XX w. rozwijał się system umocnień brzegów morskich. Około 26% polskiego wybrzeża jest chronione przez różnego typu falochrony (Pruszek 2001). Szczególnie intensywnie chronione jest środkowe i zachodnie wybrzeże Polski oraz Półwysep Helski (Basiński *et al.* 1993).

5. Zmiany klimatyczne a rybołówstwo

Populacja ryb w Morzu Bałtyckim charakteryzuje się zdecydowanie mniejszą liczbą gatunków niż inne obszary morskie. Ma to swoje źródło przede wszystkim w niskim zasoleniu niekorzystnie wpływającym na organizmy typowe zarówno dla słonych, jak i słodkich akwenów. Z tego względu rybołówstwo skoncentrowane jest przede wszystkim na trzech najbardziej popularnych gatunkach (dorsz, śledź, szprot). Rybołówstwo, jako podstawowe źródło śmiertelności dorosłych osobników tych gatunków, jest bezpośrednim czynnikiem antropogenicznym oddziałującym na ekosystem Morza Bałtyckiego (HELCOM 2007; Voipio 1981).

Zmiany klimatyczne obserwowane w rejonie Bałtyku (BACC... 2008) mogą wpływać na populację ryb zarówno przez bezpośrednie zmiany w ich fizjologii, jak również zmiany zachodzące w strukturze sieci troficznej (Ottersen *et al.* 2004). Wśród czynników środowiskowych, największe znaczenie odgrywiają: temperatura wody bezpośrednio zależna od temperatury powietrza, oraz zasolenie i stężenie tlenu związane z wlewami zasolonej wody północnomorskiej oraz dopływami słodkiej wody z rzek (ryc. 5). Obserwowany i prognozowany spadek zasolenia i, co jest z tym częściowo związane, stężenia rozpuszczonego tlenu w głębszych rejonach Bałtyku bezpośrednio



Ryc. 5. Schematyczny diagram wpływu klimatu na:

A) rozród dorsza i szprot, B) wzrost śledzia i szprot. S – zasolenie, O₂ – rozpuszczony tlen, T – temperatura; linie kropkowane: wpływ klimatu na S, O₂, T; linie przerywane: pośredni wpływ; linie ciągłe: bezpośredni wpływ

Źródło: Mackenzie *et al.* (2007).

wpływa na zmniejszenie przeżywalności jaj dorsza, jakkolwiek wzrost temperatury wody oraz spadek drapieżniczej presji dorsza wpływa pozytywnie na wzrost populacji szprot. To z kolei może skutkować zwiększeniem konkurencji w zdobywaniu pokarmu dla śledzia (Mackenzie *et al.* 2007).

Nie należy jednak rozpatrywać zmian w strukturze populacji ryb wyłącznie pod kątem presji ze strony zmian klimatycznych. Niezbędne jest uwzględnienie poziomu połowów konkretnych gatunków. Zmniejszenie limitów połowowych dla dorsza w basenie Morza Bałtyckiego może bowiem przyczynić się do odbudowania populacji tego gatunku, nawet mimo niekorzystnych warunków środowiskowych, a to z kolei może wpłynąć na zwiększenie presji drapieżniczej dorsza i ustabilizowanie się ekosystemu w nowym stanie równowagi (HELCOM 2007).

6. Skutki społeczne zmian klimatycznych Morza Bałtyckiego

Zmiany klimatyczne spowodują istotne zmiany Morza Bałtyckiego, przedstawione wcześniej. Ocena skutków tych zmian może zostać przeprowadzona w rozmaity sposób. Można zastosować np. wartościowanie dóbr i usług świadczonych przez Bałtyk. Usługi świadczone przez ekosystem oznaczają po prostu „zyski”, jakie czerpiemy z danego ekosystemu. Możemy podzielić je na cztery grupy: zaopatrzenie, regulacja,

Tabela 3

Najistotniejsze zagrożenia wynikające ze zmian globalnych
dla usług świadczonych przez Morze Bałtyckie

Zagrożenie	Skala przestrzenna*/**		
	lokalna	regionalna	globalna
Zmiana hydrologii	xxx	x	
Dopływ zawiesiny	xxx	xx	
Zagospodarowanie brzegu	xxx		
Zmiany piramidy troficznej	x	xxx	x
Utrata siedlisk	x	xxx	
Pozyskiwanie kopalin	xxx	xx	
Zanieczyszczenia chemiczne	xxx	xx	x
Zmiana poziomu morza	xxx	x	
Zmiana cyrkulacji	xx	xxx	x
Zmiana temperatury	xxx	xxx	xxx
Zmiana różnicy wiatrów	x	xxx	x
Zmiany strumienia uv	xxx	xxx	xxx
Zakwaszenie	xxx	xxx	xxx

*lokalna – pojedyncze estuarium lub zatoka; regionalna – całe Morze Bałtyckie lub jego znaczna część; ** xxx – silne; xx – umiarkowane; x – słabe.

kultura, i wspomaganie (niezbędne dla świadczenia innych usług). W przypadku Morza Bałtyckiego za usługi te możemy uznać rybołówstwo i zasoby biologiczne (zaopatrzenie), oczyszczanie środowiska, oczyszczanie ścieków, ograniczanie erozji, oraz udział w obiegu pierwiastków (regulacja), identyfikacja krajobrazowa, oraz wartości estetyczne (kultura), i wreszcie produkcja pierwotna, cyrkulacja wody, oraz zapewnianie środowiska do rozmnażania i wzrostu. Spośród ww., za najważniejsze dla ludzi można uznać rybołówstwo, erozję, czystość wody, wartości estetyczne, i środowisko życia.

W tab. 3 przedstawiono skalę przestrzenną zagrożeń wynikających ze zmian globalnych dla usług świadczonych przez ekosystem Morza Bałtyckiego.

Literatura

- Alexandersson H., Vedin H., 2002, *Do We Have More Storms Today?* SMHI Väder och Vatten, 10, 18.
- Augustin J., 2005, *Sea State Climate of the Baltic Sea 1958-2002 Based on Numerical Studies*. Diploma thesis, Institute for Coastal Research, GKSS Research Center, Geesthacht, Germany.

- BACC Author Team, 2008. *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Basiński T., Pruszek Z., Tarnowska M., Seidler R., 1993, *Ochrona brzegów morskich*. IBW PAN, Gdańsk.
- Bärring L., von Storch H., 2004, *Scandinavian Storminess Since about 1800*. Geophysical Research Letters 31, L20202, doi:10.1029/2004GL020441.
- Christensen J. H., Raisanen J., Iversen T., Bjorge D., Christensen O. B., Rummukainen M., 2001, *A Synthesis of Regional Climate Change Simulations – a Scandinavian Perspective*. Geophysical Research Letters, 28, s. 1003-10056.
- Doody P., Ferreira M., Lombardo S., Lucius I., Misdorp R., Niesing H., Salman A., Smallegange M., 2004, *Living with Coastal Erosion*. European Commission, Brussels.
- Eberhards G., 2003, *The Sea Coast of Latvia. Morphology Structure. Coastal Processes. Risk Zone. Forecast. Coastal Protection and Monitoring*. Latvijas Universitate, Ryga.
- Fenger J., Buch E., Jacobsen P. R., 2001, *Monitoring and Impacts of Sea Level Rise at Danish Coasts and Near Shore Infrastructures*, [w:] *Climate Change Research – Danish Contributions*, A. M. Jorgensen, J. Fenger, K. Halsnes (red.). Danish Climate Centre Copenhagen, s. 237-254.
- Global Warming Art, 2008. Web Page at <http://www.globalwarmingart.com/sealevel>
- Harff J., Frischbutter A., Lampe R., Meyer M., 2001, *Sea Level Changes in the Baltic Sea. Geological Perspective of Global Change*.
- HELCOM, 2007, *Climate Change in Baltic Sea Area*. Baltic Sea Environment Proceedings, 111.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007, The Fourth Synthesis Report*, Cambridge University Press, Cambridge New York.
- Johansson M. M., Kahma K. K., Boman H., Launiainen J., 2004, *Scenarios for Sea Level Rise on the Finnish Coast*. Boreal Environment Research 9, s. 153-166.
- Kundzewicz Z., Graczyk D., Pińskwar I., Radziejewski M., Szwed M., Bärring L., Giannakopoulos Ch., Holt T., Palutikof J., Leckerbusch G. C., Ulbrich U., Schwarb M., 2004, *Changes in the Occurrence of Extremes Part I. Climatic background*. Papers on Global Change IGBP, 11, s. 9-20.
- Liszewska M., 2004, *Potential Climate Changes and Sustainable Water Management*. Publication of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Science E-4 (377), Warszawa.
- Mac Cracken M., Escobar-Bronies E., Gilbert D., Korotaev G., NNaqvi W., Perillo G., Rixen T., Stanev E., Sundby B., Thomas H., Unger D. D., Urban E., 2009, *Vulnerability of Semi-enclosed Marine Systems to Environmental Disturbances*, [w:] *Watersheds, Bays, and Bounded Seas*, E. Urban, P. Malanotte-Rizotti, J. Milillo (red.). Island Press, Washington, s. 9-30.
- MacKenzie B. R., Gislason H., Möllmann C., Köster F. W., 2007, *Impact of 21st Century Climate Change on the Baltic Sea Fish Community and Fisheries*. Global Change Biology, 13, s. 1348-1367.
- Meier H. E. M., Broman B., Kallio H., Klellstrom E., 2004, *Projections of Future Surface Winds Sea Levels and Wind Waves in the Late 21st Century and Their Application for Impact Studies of Flood Prone Areas in the Baltic Sea Region*, [w:] *Special Paper 41*, P. Schmidt-Thome (red.). Geological Survey of Finland, Helsinki.

- Miętus M., 1999, *Rola integralnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego*. IMGW, Warszawa.
- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2004, *Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian*, [w:] *Środowisko Polskiej Strefy Południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej*, J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie, Gdańsk, s. 11-44.
- Orviku K., Jaagus J., Kont A., Ratas U., Rivas R., 2003, *Increasing Activity of Coastal Processes Associated with Climate Change in Estonia*. Journal of Coastal Research 19, s. 364-375.
- Ottersen G., Stenseth N. C., Hurrell J. W., 2004, *Climatic Fluctuations and Marine Systems: A General Introduction to the Ecological Effects*, [w:] *Marine Ecosystems and Climate Variation*, N. C. Stenseth, G. Ottersen, J. W. Hurrell, A. Belgrano (red.). Oxford University Press.
- Pruszek Z., 2001, *Vulnerability and Adaptation of Polish Coast to Impact of Sea Level Rise (SLR)*. Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics, 48, s. 73-79.
- Pruszek Z., Zawadzka E., 2005, *Vulnerability of Poland's Coast to Sea-Level Rise*. Coastal Engineering Journal, 47, 2-3, s. 131-155.
- Schwarzer K., Diesing M., Larson M., Niedermeyer R., Schumacher W., Furmańczyk K., 2003, *Coastline Evolution at Different Time Scales – Examples from the Pomeranian Bight*. Southern Baltic Sea. Marine Geology, 194, s. 79-101.
- Smits A., Klein-Tank A. M. G., Können G. P., 2005, *Trends in Storminess over the Netherlands 1962-2002*. International Journal of Climatology, 25, s. 1331-1344.
- Urbański J., 2001, *The Impact Of sea-level Rise along the Polish Baltic Coast*. Journal of Coastal Conservation, 7.
- Voipio A., 1981, *The Baltic Sea*. Elsevier, Amsterdam.
- Zawadzka E., 1994, *South Baltic Coastal Changes during Last 100 Years*. Book of Abstracts of ICCE'94, Kobe, s. 568-569.
- Zawadzka E., 1999, *Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku południowego*. GTN s. 142.