

KAROL ROTNICKIInstytut Badań Czwartorzędu
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Poznań

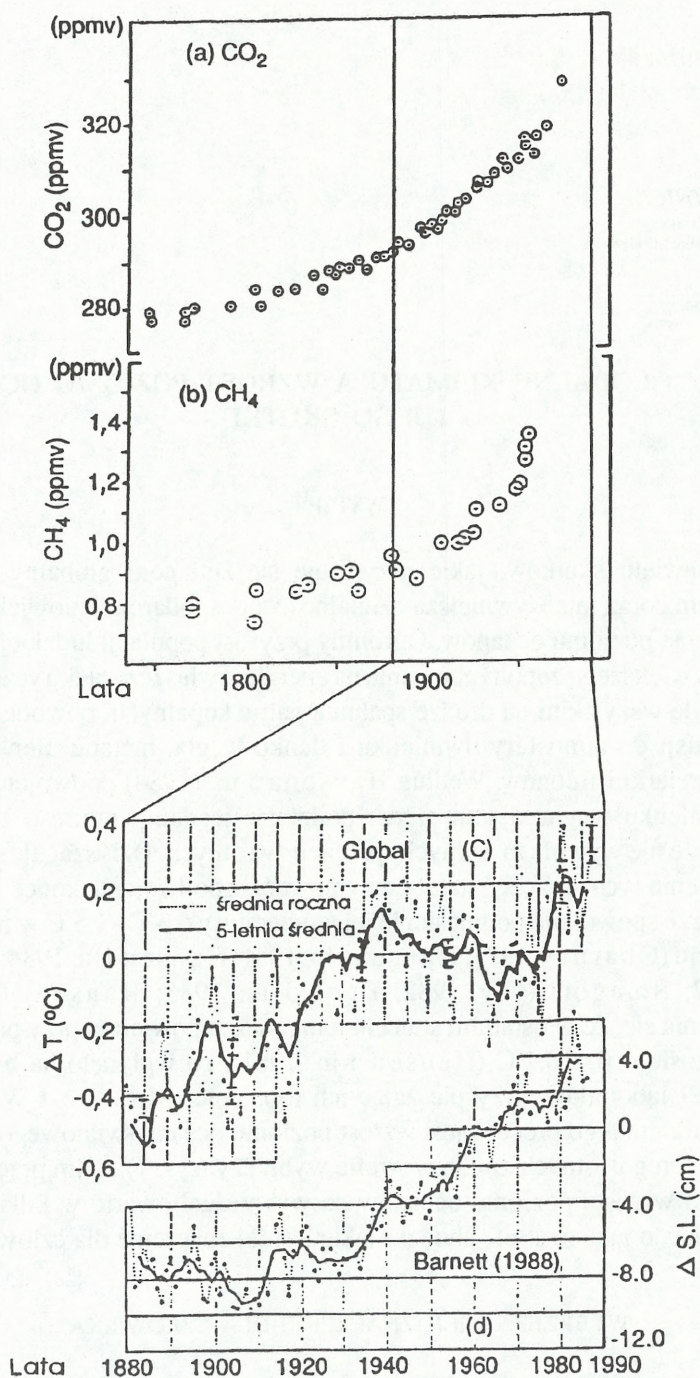
ZMIANY GLOBALNE KLIMATU A WZROST POZIOMU OCEANÓW I JEGO SKUTKI

WSTĘP

Wśród wielu skutków, jakie przypisuje się zmianom globalnym klimatu, wywołanym coraz intensywniejszą działalnością gospodarczą człowieka, wymienia się wzrost poziomu oceanów. Ogromny przyrost populacji ludzkiej, wymagającej coraz większego zapotrzebowania na energię, zwłaszcza elektryczną, uzyskiwaną przede wszystkim na drodze spalania paliw kopalnych, powoduje znaczny wzrost emisji do atmosfery dwutlenku i tlenku węgla, metanu, tlenków azotu, dwutlenku siarki i freonów. Według Hansena i in. (1984) podwojenie koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze podniesie jej temperaturę o $1,2^{\circ}\text{C}$, przy założeniu, że nie wywoła to żadnych sprzężeń zwrotnych. Dziś szacuje się, że przy uwzględnieniu tych sprzężeń należy estymować, iż podwojenie koncentracji CO_2 w atmosferze spowoduje podniesienie jej temperatury o 3°C – $1,5^{\circ}\text{C}$ w nadchodzącym stuleciu (Charney 1979; Hansen i in. 1981; Hansen i in. 1984; Keeling i in. 1982; Smagorinsky 1982; Bach i in. 1985; Hansen, Lebedeff 1988). Ocenia się, że w ostatnim stuleciu temperatura powietrza przy powierzchni Ziemi wzrosła o $0,4 \pm 0,1^{\circ}\text{C}$ (Hansen i in. 1981), co wpłynęło na bilans masy lodowców i lądolodów, przyspieszając ich topnienie (Manabe i Wetherald 1975). Skutkiem tego procesu jest wzrost poziomu oceanu światowego, a to musi wywołać szereg istotnych zmian w strefie wybrzeży (rys. 1). Nim przedstawione będą skutki wzrostu poziomu oceanów na wybrzeżach, warto w kilku zdaniach przypomnieć, o jaką to strefę chodzi i jakie jest jej znaczenie dla człowieka.

WYBRZEŻA I ICH ZNACZENIE DLA CZŁOWIEKA

Wybrzeże, jako obszar kontaktu oceanu światowego z kontynentami, to miejsce, w którym skutki zmian globalnych klimatu mogą być szczególnie drastyczne



Rys. 1. Wzrost średniej rocznej temperatury (ΔT) i poziomu oceanu ($\Delta S.L.$) na tle zmian koncentracji dwutlenku węgla i metanu w atmosferze w ostatnich stu pięćdziesięciu latach (Land–Ocean Interactions in the Coastal Zone — LOICZ, 1990, IGBP Report No. 12).

już w najbliższej przyszłości. Początki tych skutków są obecnie wyraźnie obserwowane i coraz dotkliwiej odczuwane w postaci wymiernych strat. Carter (1989) uważa, że wybrzeże to po prostu strefa obejmująca z jednej strony tę część lądu, która znajduje się pod wpływem działalności wód morskich, a z drugiej strony podwodną strefę mórz przybrzeżnych o głębokości od 0 do 200 m, czyli do górnej krawędzi szelfu kontynentalnego. Wybrzeże obejmuje więc szeroki zakres specyficznych ekosystemów lądowych, pływowych i szelfowych cechujących się ogromnym bogactwem flory i fauny; zawiera w sobie część równin nadbrzeżnych różnej genezy, klify morskie, laguny, mierzeje, bariery, estuaria, równiny słonych marszów i mangrowych bagien. Wszystkie te środowiska znajdują się pod wpływem jednej lub wielu form wpływu wód morskich, takich jak: spiętrzenia sztormowe, pływy, aerosol wód słonych, słone wody gruntowe i tym podobne.

Właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne mórz szelfowych są kształtowane między innymi przez słodkie wody rzek wpadających do morza i transportowane przez nie ładunek mineralny, chemiczny i organiczny, który niekiedy jest źródłem żyzności wód przybrzeżnych i szelfowych, ale może być także przyczyną degradacji, a nawet wyniszczenia w nich życia. Aktywność biologiczna wód szelfowych odgrywa wielką rolę w globalnym cyklu obiegu węgla. Istnieje w tej strefie bardzo delikatna równowaga między procesami redukcyjnymi a mineralizacją materii organicznej. Te pierwsze prowadzą do wyłączenia węgla z obiegu i zdeponowania go w postaci osadów mułowo-organicznych w lagunach, zatokach i marszach, czemu towarzyszy deponowanie zredukowanych form takich metali, jak żelazo i mangan (Koike i Sørensen 1988). Mineralizacja materii organicznej dostarczonej na szelf wprowadza do obiegu, a więc i do atmosfery, dodatkowe ilości węgla.

Strefa kontaktu lądu i morza tworzy więc specyficzny system, w którym dokonuje się intensywna wymiana energii i materii. Każda zmiana przestrzennego zasięgu jednej ze stref kosztem drugiej, a także zmiana stopnia i sposobu wzajemnego wpływu morza i lądu, wyzwala łańcuch przemian środowiska z licznymi sprzężeniami zwrotnymi, wywołując daleko i głęboko sięgające skutki, tak w jego sferze abiotycznej, jak i biotycznej, nie mówiąc na razie o sferze socjoekonomicznej człowieka.

Analiza problemu wzrostu poziomu oceanu światowego musi znacznie poszerzyć nasze pojmowanie wybrzeża o obszary, które dziś jeszcze do wybrzeży nie należą, znajdują się z dala od nich, lecz w stosunkowo nieodległej przyszłości staną się nimi.

Z powyższego widać, że dla zrozumienia istoty, efektów i przewidywania skutków zmian globalnych w strefie wybrzeża podstawowym imperatywem musi być holistyczne widzenie wszystkich zjawisk tej strefy, ich wzajemnych powiązań i oddziaływań (Land–Ocean Interactions in the Coastal Zone — LOICZ, 1990).

Właściwości strefy wybrzeża i zachodzących w niej procesów powodują, że dostarcza ona człowiekowi tak cenne dobra jak pokarm i paliwa. Sprzyjające

warunki naświetlenia płytkich szelfowych mórz, dostępność w nich elementów pokarmowych, która jest uwarunkowana obecnością prądów zwiesinowych, mieszaniem się wód słodkich i słonych oraz dopływem elementów pokarmowych, głównie materii organicznej zarówno z lądu, jak i z oceanu, to główne przyczyny wysokiej pierwotnej produktywności biologicznej mórz przybrzeżnych dostarczającej pokarmu organizmom konsumentów. Są więc te morza obszarami bogatych zasobów ryb, skorupiaków i mięczaków.

Nic dziwnego, że od najwcześniejszych dziejów ludzkich cywilizacji człowiek zasiedlał obszary nadmorskie i stał się wysoce zależny od zasobów wybrzeży, zarówno jego części lądowych, jak i morskich. Urodzajne niziny nadmorskie, w tym obszary licznych wielkich delt rzecznych, obfite zasoby pokarmowe tej strefy i możliwości prowadzenia wymiany towarowej ze światem poprzez budowę portów, stoczni i floty handlowej stanowiły główną podstawę motywacji osadnictwa nadbrzeżnego i, z czasem, zainwestowania w tej strefie ogromnych kapitałów w przemysł służący eksploatacji jej bogatych zasobów. Ponadto, piękno krajobrazu, a także klimat wielu wybrzeży potęgowały tę motywację i sprawiły, że wybrzeża stały się miejscem intensywnej turystyki i wypoczynku milionów ludzi. Dzisiaj, według Williamsona (1992), 50% ludności świata żyje w obrębie pasa nadmorskiego o szerokości 50 km, a przeciętna gęstość zaludnienia tej strefy jest dziesięciokrotnie większa od wszystkich pozostałych obszarów lądowych kuli ziemskiej. Jeżeli do tego doliczyć zaludnienie równin nadrzecznych wielkich dolin uchodzących do oceanu światowego, które zdaniem Goudie (1989) mogą być uznane za fizjograficzne przedłużenie równin nadbrzeżnych, to w całej tej strefie żyje aż 70% ludności świata.

Liczyby te mówią, z jednej strony o stopniu uzależnienia się człowieka od wybrzeży, z drugiej zaś pozwalają wyobrazić sobie, w jak wielkim stopniu człowiek wywarł wpływ na środowisko tej strefy i jak znaczne zainwestował w nią pieniądze. Jest więc zrozumiałe, że obserwowane od stu lat podnoszenie się poziomu oceanu światowego budzi coraz większy niepokój uczonych, a w wielu krajach — także polityków, ekonomistów i co bardziej świadomych zagrożeń społeczeństw. Niepokój jest tym większy, że w ostatnich dziesięciokilku latach natężenie tego procesu wyraźnie wzrosło.

WZROST POZIOMU OCEANU

PRZYZCZYNY WZROSTU POZIOMU OCEANU ŚWIATOWEGO

Wzrost lub obniżenie poziomu oceanu światowego określa się jako zmiany eustatyczne (Wielka Encyklopedia Powszechna 1969, Schopf 1980). Mówimy o rzeczywistych i względnych zmianach poziomu oceanu (Schopf 1980; Titus i Barth 1984; Titus 1987; Andel 1985). Zmiany rzeczywiste poziomu oceanu światowego są skutkiem zmian objętości wody wypełniającej baseny oceaniczne. Obecna na Ziemi woda została uwolniona z wnętrza planety bardzo wcześnie,

ponad 2,5 miliarda lat wstecz i od tego czasu przybyło jej zaledwie kilka procent (Kuenen 1950; Schopf 1980). Można więc przyjąć, nie popełniając większego błędu, że w okresie ostatnich 2 milionów lat, podczas których wystąpiły poważne zmiany rzeczywiste poziomu oceanu światowego, osiągające amplitudę 150 m, objętość wody znajdująca się w planetarnym cyklu obiegu jest stała. Zmiany objętości wody w oceanie światowym i jego poziomu, w przyjętej przez nas skali czasowej, mogą dokonywać się więc jedynie wskutek zmian klimatu i są one pochodną zmian temperatury przypowierzchniowej warstwy atmosfery Ziemi.

Klimat wpływa w dwojaki sposób na zmiany poziomu oceanu. Powstawanie i zanik lodowców górskich i lądolodów kontynentalnych był w przeszłości geologicznej przyczyną wahań poziomu oceanu w granicach od 100 do 200 m (Lamb 1977; Schopf 1980; Andel 1985; Bloom 1971). Ocenia się, że poziom oceanu światowego wzrósłby o około 70 m, gdyby wszystkie istniejące jeszcze dziś lodowce i lądolody uległy stopieniu (Untersteiner 1975). Ogólniej mówiąc, o zmianach poziomu oceanu światowego decydują zmiany ilości wody zmagazynowanej na kontynentach. Drugą klimatyczną przyczyną zmian poziomu oceanu jest zmiana temperatury jego wód, co powoduje zmianę ich gęstości i objętości. Podniesienie temperatury wody w oceanie światowym o 1°C powoduje wzrost poziomu oceanu o 60 cm (Lamb 1977).

Drugą główną przyczyną zmian poziomu oceanu jest tempo spredingu, czyli rozprzestrzeniania się płyt tworzących dno oceanu (Russell 1968; Berger i Winterer 1974; Forney 1975). Wyższe tempo spredingu powoduje, że dno oceanu w szerszej strefie towarzyszącej grzbietom śródoceanicznym jest wyżej podniesione, podczas gdy przy powolniejszym spredingu leży ono niżej (Russell 1968; Schopf 1980; Andel 1985). Podczas szybszego spredingu poziom oceanu podnosi się, natomiast wolniejszy spreding obniża ten poziom. W ten sposób przy nie zmienionej objętości wód oceanicznych, poziom oceanu może zmieniać się od 300 do 500 m. Z uwagi na skalę czasową tych zmian, spreding nie wchodzi w rachubę przy rozważaniach zmian poziomu oceanu zachodzących współcześnie i w najbliższych stu latach. Z tego samego powodu pominiemy inne przyczyny zmian poziomu oceanu, takie jak sedymentacja osadów.

Zmiany względne poziomu oceanu są spowodowane takimi procesami, jak tektoniczne lub izostatyczne podnoszenie lub obniżanie jakiegoś obszaru, subsydencja wybrzeża spowodowana kompaktacją osadów, podnoszenie powierzchni wskutek akumulacji osadów, na przykład w obrębie delt. Te procesy mają różny zasięg przestrzenny, od lokalnego do regionalnego. Skutki względnych i rzeczywistych zmian poziomu oceanu mogą się dodawać lub odejmować. W praktyce obserwujemy względne zmiany poziomu oceanu, które są wynikiem bilansu wszystkich wymienionych ruchów wody i lądów. Dokładne określenie wielkości rzeczywistych zmian poziomu oceanu jest rzeczą niezmiernie trudną, ponieważ prócz wymienionych czynników utrudniających, na ich zmienną wartość wpływa również przestrzennie zmienna stała grawitacji (Mörner 1976).

ZMIANY POZIOMU OCEANÓW W OSTATNICH STU LATACH NA TLE NATĘŻENIA ZJAWISKA W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ

Jak już wspomniano we wstępie, współczesny rzeczywisty wzrost poziomu oceanów jest wiązany ze wzrostem temperatury przypowierzchniowej warstwy atmosfery, wywołanym coraz większą emisją gazów szklarniowych będących ubocznym produktem rosnącej produkcji energii i rozwoju przemysłu.

Można powiedzieć, że uśredniony, globalny poziom oceanu podnosi się od końca dziewiętnastego wieku z prędkością 0,10–0,15 m/100 lat, czyli 1,0–1,5 mm/rok (Barnett 1984; Görnitz i Lebedeff 1987; Pugh 1990; Titus 1987; Hicks i in. 1983; Lamb 1977; Rossiter 1972). Na ogół istnieje w świecie nauki zgoda co do tego, że wartości te odpowiadają rzeczywistemu wzrostowi poziomu oceanu. Podając te wartości, pominięto wszystkie zawiłości i problemy metodologiczne związane z pomiarem poziomu morza i czynnikami, które utrudniają określenie rzeczywistych zmian poziomu oceanu, jak choćby problem zmian kształtu geoidy ziemskiej (Clark 1980; Mörner 1980; Newman i in. 1980; Carter i in. 1989; Pugh 1990). Czynniki te powodują, że nie ma jednej uniwersalnej krzywej wzrostu poziomu oceanu, lecz istnieje szereg krzywych o zasięgu lokalnym bądź regionalnym i wszystkie przedstawiają względny wzrost poziomu oceanu (rys. 2). Jest też wiele miejsc na kuli ziemskiej, gdzie względny poziom oceanu obniża się wskutek ruchów tektonicznych podnoszących obszary lądowe (np. Sitka na Alasce, tab. 1). Względny wzrost poziomu oceanu jest w rzeczywistości większy i wynosi od 2 do 10 mm/rok (Titus 1987; Psuty 1991, Rotnicki i Borówka 1990; Pugh 1990).

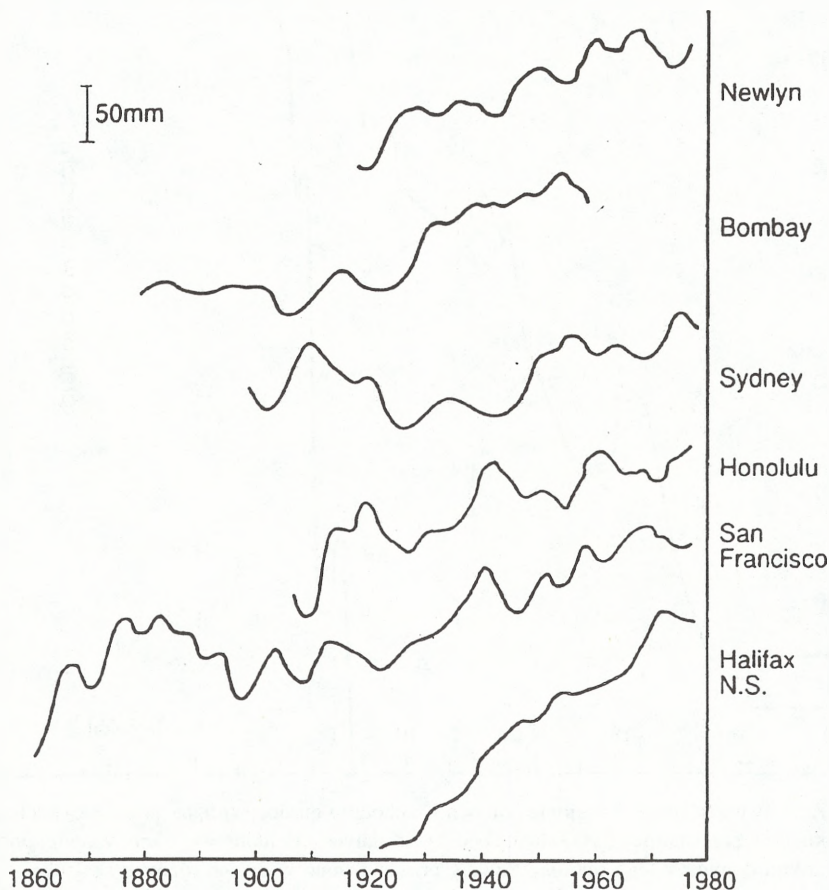
Tempo wzrostu poziomu oceanów, obserwowane w ostatnim stuleciu, nie jest czymś szczególnym w historii geologicznej Ziemi, choćby w okresie jej dziejów

Tabela 1

Trendy wzrostu średniego rocznego poziomu morza w ostatnich kilkudziesięciu latach; natężenie procesu podano w mm/rok, w nawiasach określono błąd standardowy estymacji (Pugh 1990)

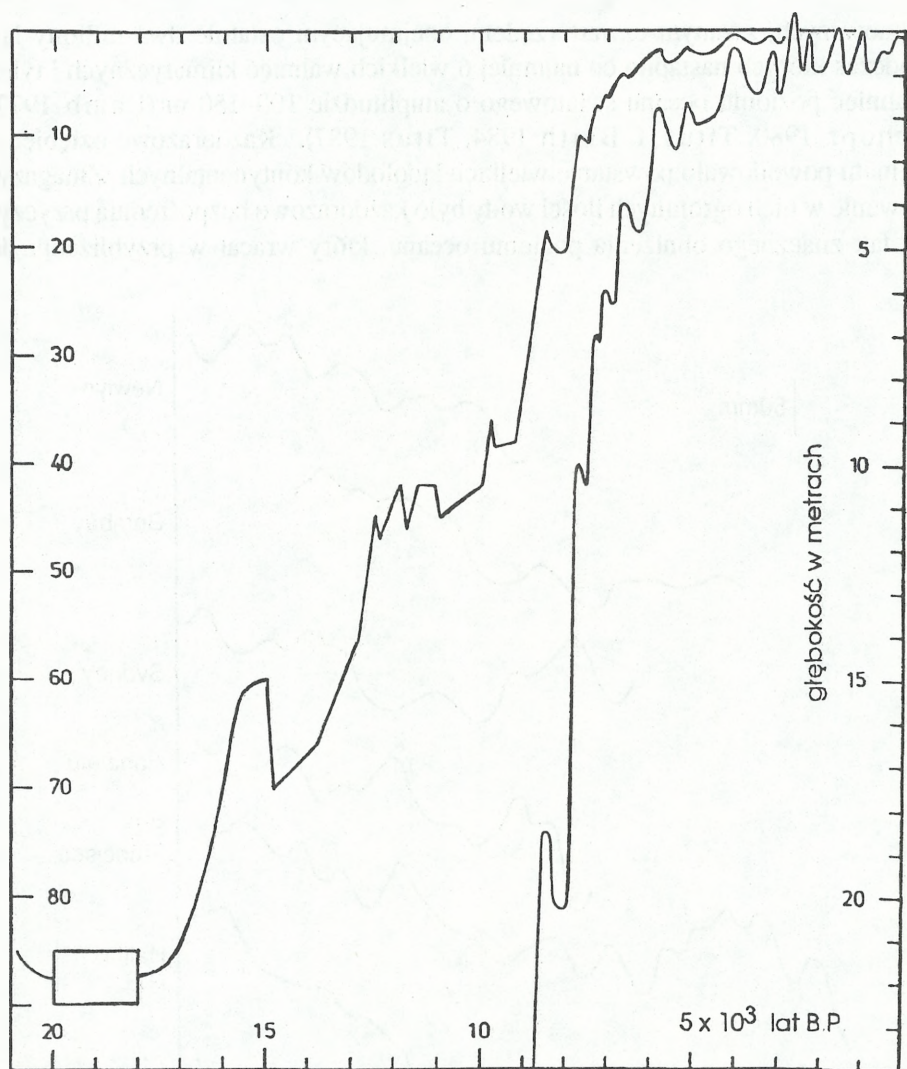
Miejscowość	Szerokość geograficzna	Okres	Liczba lat	Trend (błąd standardowy)	
				Pełna seria	Seria do 1940 roku
Sitka, Alaska	57°03'N	1939–1979	41	–2,5 (0,4)	–2,6 (0,3)
Newlyn	50°06'N	1916–1980	65	1,7 (0,2)	1,5 (0,4)
Brest	48°23'N	1807–1981	141	0,9 (0,1)	1,5 (0,4)
Halifax, Nova Scotia	44°40'N	1897–1980	62	3,7 (0,1)	3,2 (0,3)
San Francisco	37°48'N	1854–1979	127	3,8 (1,5)	1,5 (0,4)
Honolulu	21°19'N	1905–1980	76	1,6 (0,2)	0,8 (0,4)
Bombay	18°55'N	1878–1978	101	1,0 (0,1)	–1,0 (0,4)
Sydney	33°51'N	1897–1981	85	0,7 (0,1)	2,0 (0,3)

najnowszych, zwanym czwartorzędem, obejmującym ostatnie dwa miliony lat, podczas których nastąpiło co najmniej 6 wielkich wahanń klimatycznych i tyleż wahanń poziomu oceanu światowego o amplitudzie 100–150 m (Lamb 1977; Schopf 1980, Titus i Barth 1984, Titus 1987). Każdorazowe oziębienie klimatu powodowało powstanie wielkich lądolodów kontynentalnych. Zmagazyrowanie w nich ogromnych ilości wody było każdorazowo bezpośrednią przyczyną tak znacznego obniżenia poziomu oceanu, który wracał w przybliżeniu do



Rys. 2. Zmiany poziomu oceanu podczas ostatniego stulecia w sześciu różnych punktach Ziemi (Pugh 1990)

poprzedniego poziomu podczas interglacjalów. Po ostatnim zlodowaceniu, w okresie największego natężenia wzrostu poziomu oceanu (rys. 3), co miało miejsce pomiędzy 9500 a 8500 lat temu, prędkość tego procesu wynosiła aż 8–28 mm na rok (Jelgersma 1980; Mörner 1980; Armentano i in. 1987). Poziom oceanów podnosił się aż do końca atlantyckiego optimum klimatycznego i od około 5000 lat ustabilizował się (Mörner 1980).



Rys. 3. Zmiany eustatyczne w regionie północno-zachodnio-europejskim, na północno-wschodnim Atlantyku, podczas ostatnich 21 000 lat na podstawie danych z południowej Skandynawii i potwierdzone innymi danymi z tego regionu; zmiany przedstawiono w dwóch różnych skalach — skala krzywej po prawej stronie jest czterokrotnie większa od skali krzywej zamieszczonej po stronie lewej (Mörner 1980)

Niepokój budzi więc nie tyle samo tempo wzrostu oceanu światowego w ostatnim stuleciu, ile dwa fakty: 1) wzrost ten po raz pierwszy zagraża wybrzeżom posiadającym tak gęste zaludnienie i tak wysoki stopień zainwestowania kapitału oraz 2) w ostatnich kilkudziesięciu latach obserwuje się przyspieszenie tego procesu, co wyraźnie widać, jeżeli porównać dwie ostatnie kolumny w tabeli 1. Podobne zjawisko obserwuje się również na polskim wybrzeżu Bałtyku (Działusko i Jednorąg 1987; Rotnicki i Borówka 1990, 1991).

ESTYMACJA WZROSTU POZIOMU OCEANU ŚWIATOWEGO DO 2100 ROKU

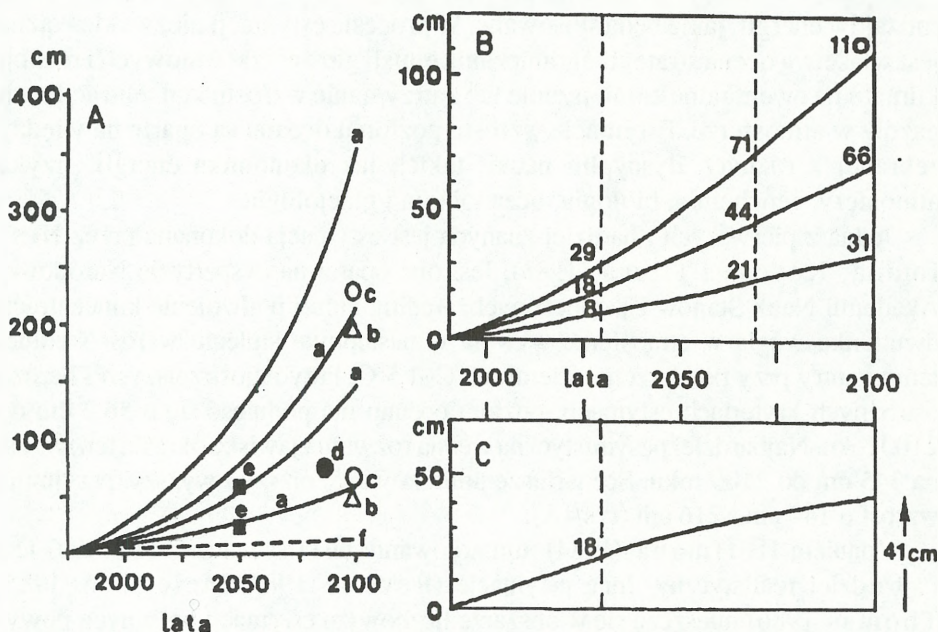
Szacowanie wielkości przyszłego wzrostu poziomu oceanu do 2100 roku jest dokonywane dla różnych scenariuszy przyszłych zmian i kierunków rozwoju gospodarczego świata, zmian technologii stosowanych w przemyśle, rodzajów energii, jakie będą stosowane. W procesie estymacji niezwykle ważna jest właściwa ocena strategii ograniczania emisji gazów szklarniowych i reakcji klimatu na ewentualne zmniejszenie lub zatrzymanie wzrostu koncentracji tych gazów w atmosferze. Estymacje wzrostu poziomu oceanu są oparte na wiedzy zebranej z różnych dyscyplin nauki, takich jak ekonomika energii, fizyka atmosfery, geochemia, biologia, oceanologia i glaciologia.

Jedną z pierwszych i bardziej znanych jest estymacja dokonana przez Hoffmana, Keyesa i Titusa (1983). Jest ona oparta na ekspertyzie Narodowej Akademii Nauk Stanów Zjednoczonych, według której podwojenie koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze wywoła w następnym stuleciu wzrost średniej temperatury przy powierzchni Ziemi o 3°C – $1,5^{\circ}\text{C}$. Przy najostrzejszych i bardzo ostrożnych kryteriach estymacji, poziom oceanu ma podnieść się o 56,2 cm do 2100 roku. Najbardziej pesymistyczna wersja rozwoju zjawiska określa ten wzrost na 345 cm do 2100 roku. Scenariusze umiarkowane, niższy i wyższy, przyjmują wzrost o 144 cm i 216 cm (rys 4A).

Zdaniem Hoffmana (1984), umiarkowanie niski scenariusz (144 cm) jest najbardziej realistyczny. Inne estymacje (Revelle 1983; Meier i in. 1985; Thomas 1986) mieszczą się w obszarze liczbowym estymacji opisanych powyżej. W tabeli 2 pokazano estymacje wzrostu poziomu oceanu w XXI wieku dla poszczególnych dwudziestopięcioleci według Hoffmana, Keyesa i Titusa (1983). Inne estymacje są nieco ostrożniejsze, co nie oznacza, że są one bardziej prawdopodobne. Grupa Robocza I Międzyrządowego Panelu Zmian Klimatycznych (IPCC) opracowała dwa scenariusze wzrostu poziomu oceanu, z których pierwszy zakłada, że emisja CO_2 nie została ograniczona do 2030 roku, a druga przyjmuje ustabilizowanie emisji dwutlenku węgla w 2030 roku (rys. 4B i 4C). Zgodnie z pierwszym scenariuszem poziom oceanu wzrośnie do 2100 roku o 31–110 cm (najlepsza estymacja 66 cm), natomiast według drugiego, poziom ten podniesie się tylko o 41 cm (IPCC Report of the CZMS 1990, Warrick 1990).

Trzeba powiedzieć, że estymacja przyszłego wzrostu poziomu oceanu jest obciążona wysokim stopniem niepewności co do zachowania się wielu zmiennych, które wpływają w bezpośredni i pośredni sposób na zmianę klimatu i poziomu oceanu. Wzrost temperatury wskutek emisji gazów szklarniowych zmieni wiele innych czynników klimatycznych, wzmacniając prawdopodobnie efekt końcowy poprzez uruchomienie łańcucha klimatycznych pozytywnych sprzężeń zwrotnych, których łączne skutki są trudne do określenia (Hoffman i in. 1983; Hoffman 1984; Titus 1987). Można jednak przypuszczać, że spowodują one dalszy wzrost temperatury powietrza. I tak, wzrost temperatury spowoduje zwiększenie ilości

pary wodnej w powietrzu, która będzie działać jak gaz szklarniowy, a topnienie śniegów i pływających lodów, zmniejszając ilość światła słonecznego odbitego od powierzchni Ziemi, wywoła także dalszy wzrost temperatury, co przyspieszy wzrost poziomu oceanu światowego. Trudno dziś powiedzieć, jaką rolę odegra wzrost ilości chmur, zmiana ich grubości i wysokości.



Rys. 4. Estymacja zmian poziomu morza do 2100 roku według różnych autorów

A: zestawienie według Titusa (1987); a — estymacje: ostrożna (niska), średnia umiarkowana, średnia wysoka i wysoka (Hoffman i in. 1983); b — niska i wysoka estymacja wg Meiera i in. (1985); c — niska i wysoka estymacja wg Thomasa (1986); d — estymacja wg Revelle (1983); e — niska i wysoka estymacja wg Hoffmana i in. (1986). B: niska, średnia i wysoka estymacja Grupy Roboczej I Międzyrządowego Panelu Zmian Klimatycznych, przy założeniu braku ograniczeń emisji dwutlenku węgla (wg IPCC Report of the Coastal Zone Management Subgroup, 1990). C: estymacja wzrostu poziomu morza według tego samego źródła, przy założeniu, że koncentracja gazów szklarniowych ustabilizuje się w 2030 roku (IPCC Report of the CZMS, 1990).

Tabela 2

Wzrost poziomu oceanu w latach 2000–2100 w centymetrach według różnych scenariuszy (Hoffman, Keyes i Titus 1983 i Hoffman 1984)

Rok	Scenariusz niski	Scenariusze pośrednie		Scenariusz wysoki	Ekstrapolacja danych historycznych
		Umiarkowany	Wysoki		
2000	4,8	8,8	13,2	17,1	2–3
2025	13,0	26,2	39,3	54,9	4,5–8,25
2050	23,8	52,3	78,6	116,7	7–12
2075	38,0	91,2	136,8	212,7	9,5–15,5
2100	56,2	144,4	216,6	345,0	12–18

Biorąc jednak pod uwagę wszystkie możliwe do przewidzenia okoliczności, trzeba stwierdzić, że wzrost poziomu oceanu w najbliższym stuleciu — nawet według najostrożniejszej estymacji — będzie od 4 do 10 razy szybszy od zaobserwowanego w mijającym wieku. Wyobrażalne skutki tego procesu w strefie wybrzeży będą więc ogromne.

Obecny i przyszły wzrost poziomu oceanu do 2100 roku następują głównie z ekspansji termalnej wód oceanicznych wskutek podniesienia się ich temperatury w warstwach przypowierzchniowych. Według specjalistów, ten proces będzie decydował w ponad 40% o wzroście poziomu oceanu do 2100 roku. Topnienie lodowców górskich i lądolodu Grenlandii przyczynią się do tego wzrostu w jednakowym stopniu, wynoszącym po 17%. Na pozostałe przyczyny, w tym topnienie lądolodu Antarktydy, przypadnie łącznie zaledwie 23% (na podstawie Revelle 1983; Meiera i in. 1985; Hoffmana i in. 1986 i Thomasa 1986). Największą niewiadomą jest to, kiedy lądolód Antarktydy zareaguje na ocieplenie się klimatu (Pugh 1990); dziś odbywa się jeszcze pewien jego rozrost wskutek wzrostu opadów, co w pewnym stopniu niweluje nawet wpływ innych czynników wzrostu poziomu oceanu (Warrick 1990). Przypuszcza się jednak, że po 2100 roku, w okresie 200–500 lat może nastąpić całkowity zanik czaszy lądolodu zachodniej Antarktydy, co — gdyby nastąpiło — podniosłoby poziom oceanu o około 6 m (Hughes 1983).

WZGLĘDNY WZROST POZIOMU OCEANU ŚWIATOWEGO

Na wielu zurbanizowanych i gęsto zaludnionych obszarach nizin nadmorskich tempo podnoszenia się oceanu będzie jeszcze szybsze, przez co groźniejsze w skutkach. Dla wielu obszarów należy bowiem mówić o względnym wzroście poziomu oceanu, na którą to wielkość składają się:

- rzeczywisty wzrost poziomu wody,
- subsydencja, czyli obniżanie się lądu.

Na pewnych obszarach, przykładowo delt rzecznych i wybrzeża mierzejowego, subsydencja jest zjawiskiem naturalnym — jest ona wynikiem konsolidacji, kompaktacji młodych, świeżo zdeponowanych przez rzekę lub morze osadów. Jednakże na niektórych obszarach, od parudziesięciu lat obserwuje się niepokojący wzrost natężenia subsydencji. Przyczyną tego zjawiska jest naruszenie równowagi środowiska wskutek rosnącej presji człowieka na strefę wybrzeża, wyrażającą się w zwiększaniu się liczby ludności tej strefy i coraz intensywniejszej jej eksploatacji. Przyspieszona subsydencja jest skutkiem eksploatacji ropy naftowej i gazu ziemnego oraz nadmiernego wydobycia wód gruntowych. Na przykład, na nizinach nadmorskich Bangladeszu, wskutek sześciokrotnego wzrostu liczby ujęć wody w latach 1975–1985, nastąpił dwukrotny wzrost rocznego tempa obniżania się powierzchni lądu. Szacuje się więc, że względny wzrost poziomu oceanu na wybrzeżu Bangladeszu osiągnie do 2050 roku aż 2 metry (Titus 1990). W Bangkoku subsydencja wynosiła 0,8–1,2 cm/rok w latach 1933–1978, podczas

gdy ostatnio w ciągu 9 lat (1978–1987) wzrosła aż do 3–7 cm/rok (Misdorp 1990).

Inną przyczyną szybszego względnego wzrostu poziomu oceanu na niektórych obszarach jest gospodarka wodna prowadzona w wielu dorzeczach rzek uchodzących do oceanu. Polega ona na magazynowaniu wód przez budowanie tam i zbiorników retencyjnych w górnych i środkowych biegach rzek oraz na budowie wałów przeciwpowodziowych wzdłuż dolnych biegów rzek na nizinach nadmorskich i deltach rzecznych. Zapory i zbiorniki retencyjne w zasadniczy sposób zmniejszają dostawę osadów do dolnego biegu rzeki i oceanu, natomiast wały przeciwpowodziowe nie dopuszczają do powodziowej sedymentacji osadów na powierzchni delt i nizin nadmorskich. Obydwa rodzaje budowli hydrotechnicznych zatrzymały naturalny proces aggradacji powierzchni delt. Na przykład, wskutek tego procesu traci się obecnie w Luizjanie 100 km² delty Mississipi rocznie. Jeszcze kilkadziesiąt lat wstecz delta ta rozrastała się, wchodząc daleko w Zatokę Meksykańską, mimo jej naturalnej subsydencji, wynoszącej 1 cm rocznie. Jednakże coroczne powodzie dostarczały taką ilość osadów z dorzecza, które wystarczały nie tylko na utrzymanie się powierzchni delty na określonym stałym poziomie, lecz powodowały również jej rozrost (Titus 1987, 1990).

W ostatnich czterdziestu latach wybudowano 15000 tam, które wprawdzie uregulowały około 15% globalnego odpływu wód z powierzchni kontynentów i zrationalizowały gospodarkę wodną wielu obszarów, z drugiej jednak strony wywołały dramatyczne zmniejszenie transportu zawiesiny do delt i oceanu, co przyspieszyło względne podnoszenie się poziomu oceanu i abrazję brzegów na wielu obszarach nadmorskich (Williamson 1992). W Mississipi, w ciągu ostatniego stulecia zredukowano ilość transportowanego rumowiska o 85% (Titus 1987).

Podnoszący się poziom oceanu, przy jednoczesnej subsydencji wielu obszarów nadmorskich, jest przyczyną wzrostu częstości spiętrzeń sztormowych oraz wysokich pływów. W Wenecji średnia wysokość, na której leży miasto, wynosi 110 cm n.p.m. i jest o 22 cm niższa niż przed 80 laty. Jedną z przyczyn tak dużej subsydencji jest nadmierna eksploatacja wód gruntowych w ostatnich kilkudziesięciu latach (rys. 5). W latach 1931–1945 tylko 8 pływów osiągnęło lub przekroczyło wysokość 110 cm n.p.m., podczas gdy w latach 1971–1985 aż 49 razy. Podczas siedmiu wieków istnienia Republiki Weneckiej zanotowano mniej skrajnie wysokich pływów (51), niż w 52 latach między 1914 a 1966 rokiem, podczas których wystąpiły 53 pływy wysokie (Sbavaglia i in. 1990).

Przytoczone przykłady pokazują, że przyspieszony wzrost poziomu oceanu i towarzyszące mu zjawiska związane ze zmianami globalnymi klimatu wynikające z rosnącego wpływu człowieka na środowisko, nie są jakimiś mglistymi i niepewnymi zagrożeniami, które mogą pojawić się w bliżej nieokreślonej przyszłości. Zagrożenie to jest realne już dzisiaj. Skutkuje ono od pewnego czasu

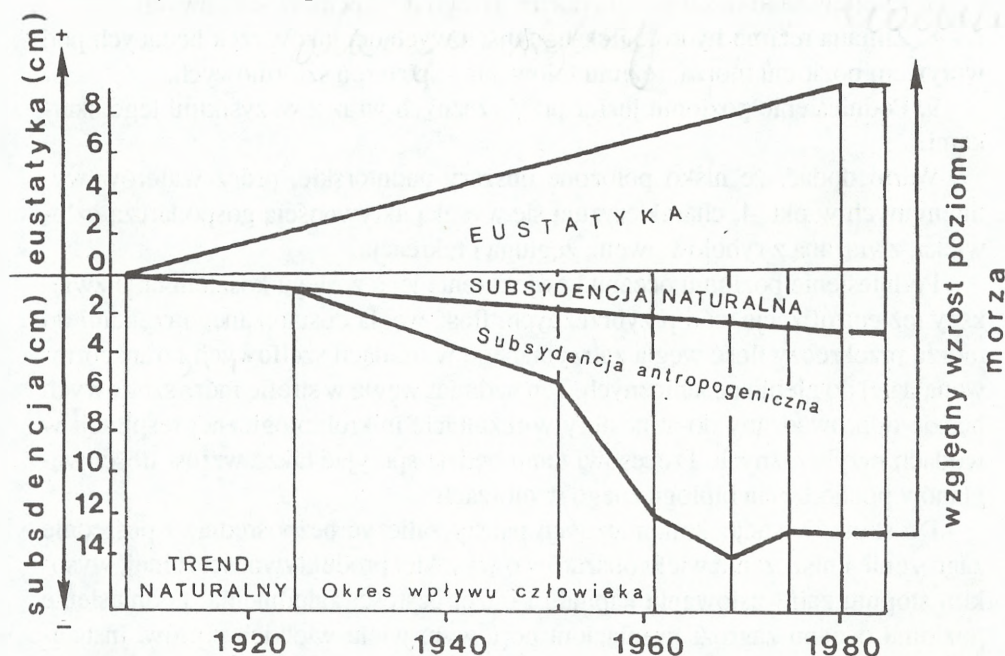
z narastającą siłą, a wiele krajów nadmorskich doświadcza już dramatycznie jego rezultaty.

SKUTKI WZROSTU POZIOMU OCEANU ŚWIATOWEGO

Wśród głównych skutków wzrostu poziomu oceanu wyróżniamy: fizyczne, chemiczne, biologiczne i socjoekonomiczne.

Do najważniejszych skutków fizycznych zalicza się:

1. Wzrost erozji i abrazji brzegu morskiego, co przyspieszy tempo jego cofania się.
2. Zwiększenie wysokości fal morskich oraz częstości i wysokości spiętrzeń sztormowych oraz ich przestrzennego zasięgu.



Rys. 5. Eustatyka, trend subsydencji i względny wzrost poziomu morza oraz ich przyczyny w Wenecji (Sbavaglia i in. 1990).

3. Podniesienie rzędnych zasięgu pływów morskich, co przesunie w głąb lądu obszar równi pływowych oraz podniesie maksymalny zasięg pływów wysokich, szczególnie drastycznych w skutkach.

4. Zatopienie najniżej położonych nizin nadmorskich, w tym obszarów dzisiaj podmokłych, stanowiących bogactwem taksonomicznym i wysoką produktywnością ekosystemów ogromny rezerwuar biomasy. Rezerwuar ten, choć obejmuje tylko 8% ogólnej powierzchni lądu, to zawiera 20–25% ogólnej biomasy. Lasy mangrowe są ponad 20 razy bardziej produktywne niż otwarty ocean. Wysoką produktywnością cechują się estuaria rzeczne, równiny słonych marszów, rafy

korale i morza szelfowe. Te ostatnie dostarczają 90% łowionych ryb, skorupiaków i małży (Williamson 1992).

Ocenia się, że łączna powierzchnia tylko największych, o znaczeniu światowym, podmokłych równin nadbrzeżnych wynosi 733 tys. km², co stanowi 0,8% powierzchni krajów je posiadających (IPCC Report of the Coastal Zone Management Subgroup, 1990). Jednometrowe podniesienie poziomu oceanu spowoduje zatopienie 17% powierzchni gęsto zaludnionego Bangladeszu; z uwagi na dużą subsydencję, przewiduje się, że do 2050 roku w rejonie wybrzeża tego kraju poziom oceanu światowego wzrośnie względnie o ponad 2 metry (Titus 1990).

5. Wzrost zasolenia estuariów i wód gruntowych.

6. Zmiana miejsca depozycji osadów rzecznych wynoszonych z kontynentów do morza.

7. Zmniejszenie ilości światła docierającego do dna mórz szelfowych.

8. Zmiana reżimu hydrologicznego ujściowych odcinków rzek będących pod wpływem poziomu morza, reżimu falowania i spiętrzeń sztormowych.

9. Podniesienie poziomu jezior przybrzeżnych wraz z wszystkimi tego skutkami.

Warto dodać, że nisko położone obszary nadmorskie, prócz walorów wymienionych w pkt. 4, charakteryzują się wysoką aktywnością gospodarczą człowieka, związaną z rybołówstwem, żegluga i rekreacją.

Podniesienie poziomu oceanu i zwiększenie jego zasięgu kosztem lądu zwiększy też eutrofizację wód przybrzeżnych. Ilość węgla dostarczanego rzekami do morza przekroczy ilość węgla zatrzymanego w osadach szelfowych i transportowaną dalej do głębin oceanicznych. Ten nadmiar węgla w strefie mórz szelfowych będzie odprowadzany do atmosfery w rezultacie mikrobiologicznej respiracji w wodach przybrzeżnych. Procesowi temu będzie sprzyjać także wzrost ilości węglanów pochodzenia biologicznego w morzach.

Do skutków socjoekonomicznych należy zaliczyć bezpośrednie i pośrednie zagrożenie i niszczenie wielu obszarów o wysokiej produktywności rolnej, wysokim stopniu zainwestowania kapitału i dużej gęstości zaludnienia. Podniesienie poziomu oceanu zagrazi instalacjom portowym wielu wielkich portów, instalacjom stoczniowym i przemysłowi zlokalizowanemu na nizinach nadmorskich, gospodarce polderowej, akwakulturom, infrastrukturze technicznej miast i całych regionów nadmorskich, ich zasobom mieszkaniowym i często bezcennemu dziedzictwu kulturowemu ludzkości. Wiele wielkich miast świata znajduje się na obszarach położonych poniżej 2 m n.p.m., a przykładowo 12–15% obszarów uprawnych i 8 milionów mieszkańców Egiptu zajmuje tereny położone poniżej 1 m n.p.m. Tereny te dostarczają 10–15% produktu narodowego (Sestini 1989).

Ochrona wymienionych zasobów wymaga ogromnych nakładów finansowych, które muszą być rozłożone na wiele pokoleń, wymaga nowej, odpowiedniej polityki i strategii państw, których zasoby są zagrożone. Te strategie, to wybór jednej z następujących opcji dla poszczególnych zinwentaryzowanych zagrożeń:

1) pozostawienie obszaru bez żadnej ochrony, 2) wycofanie się, 3) adaptacja do nowych warunków, 4) obrona za wszelką cenę. O wyborze opcji decyduje rachunek ekonomiczny strat i zysków oraz czynniki socjologiczne i kulturowe.

Niektóre bogate państwa już zinwentaryzowały zagrożenia wynikające ze wzrostu poziomu oceanu światowego, dokonały szacunku wartości strat, kosztów różnych wariantów ochrony i zachowań wobec problemu zagrożeń oraz przyjęły podstawy polityki i strategii wobec konieczności ochrony zasobów i stref zagrożonych.

Dokonano też bardzo ogólnych oszacowań kosztów ochrony wybrzeży dla 181 krajów, biorąc pod uwagę jedynie koszty podstawowej ochrony. Nie obejmują one na przykład kosztów ochrony obszarów, które dzisiaj nie są chronione, ani też kosztów skutków zwiększonej częstości spiętrzeń sztormowych. Rzeczywisty koszt ochrony wybrzeży jest więc wielokrotnie wyższy i trudny dziś do oszacowania w skali świata. Dla 181 krajów, przeciętny tak rozumiany koszt, wyrażony w procencie produktu narodowego, wynosi 0,038%. W 128 krajach koszty te są wyższe, z tym że w 53 krajach są one ponad dziesięciokrotnie wyższe, w 12 krajach ponad stukrotnie wyższe, osiągając w Malediwach wartość tysiąc-krotnie wyższą od średniej światowej (IPCC Report of the Coastal Zone Management Subgroup, 1990).

Jak na tle problemu wzrostu poziomu oceanu światowego przedstawia się stopień zagrożenia polskiego wybrzeża Bałtyku. Problem ten omówiono dokładnie w innych pracach (Rotnicki i Borówka 1990, 1991, 1992). Według wyżej wymienionych szacunków (IPCC Report..., 1990), koszty ochrony podstawowej polskiego wybrzeża kształtują się poniżej średniej kosztów światowych. Według naszych pomiarów 2700 km² wybrzeża leży poniżej 2,5 m n.p.m., co stanowi 0,87% terytorium Polski. Do bezpośrednio zagrożonych zalicza się obszary położone poniżej 1 m n.p.m., czyli nieco ponad 1600 km² (0,51%), z czego 640 km² przypada na depresje, co stanowi 0,21% powierzchni kraju (Rotnicki i Borówka 1990, 1991, 1992).

Do dziesięciu państw świata, najbardziej zagrożonych wzrostem poziomu oceanu światowego, należą: Bangladesz, Egipt, Indonezja, Malediwy, Mozambik, Pakistan, Senegal, Surinam, Tajlandia i Gambia. Jak widać, nie ma wśród nich ani jednego państwa bogatego. Jest więc ironią losu, że najmniej odpowiedzialni za zmiany globalne klimatu i ich rezultaty będą najdotkliwiej ponosić ich skutki (Jacobson 1990).

GLOBAL CLIMATIC CHANGES AND SEA-LEVEL RISE AND ITS EFFECTS

Summary

The article presents problems of the contemporary sea-level rise as a result of a global change in the climate, viz. its warming. The warming is a result of an excessive emission of the so-called greenhouse gases which are by-product of the ever growing energy production and industrial development.

The first to be discussed is the role of the coast in biological productivity and the carbon cycle in nature, as well as their importance for man and his economy. Next, the main tectonic and climatic causes of real and relative changes in the sea-level are considered. The tendency and rate of the sea-level rise over the last century is discussed against the background of what we know about the recent geological past, namely the end of the last Pleistocene Glaciation, during which the rate of change in the sea-level was much more rapid than today. Our knowledge of the past warns us that a rise in the sea-level of 1.0–1.5 m over the next one hundred years is a perfectly real danger. In turn, an estimation is made of the sea-level rise by the year 2100, and of physical, biological and economic effects of this process on the coastal zone. The article closes with a discussion of the choice of responses to the danger for the coastal zone posed by the sea-level rise that are open to man.

LITERATURA

- Andel van T. H., 1985. *New Views On An Old Planet; Continental Drift And The History of The Earth*. Cambridge University Press, 1–287.
- Armentano, T. V., Park R. A., Cloonan C. L., 1987. *Impacts on coastal wetlands throughout the United States*. [W:] J. G. Titus (red.), *Greenhouse Effect, Sea Level Rise And Coastal Wetlands*, USEPA, Washington, 87–128.
- Bach W., Jung, H. J., Knottenberg H., 1985. *Modeling the Influence of Carbon Dioxide on the Global and Regional Climate*. Münsterische Geographische Arbeiten, Heft 21, Ferdinand Schöningh, Paderborn, 1–114.
- Barnett T. P., 1984. *The estimation of global sea-level change: a problem of uniqueness*. Journal of Geophysic Research, 89, 7980–7988.
- Berger W. H., Winterer E. L., 1974. *Late stratigraphy and the fluctuating carbonate line*. [W:] K. J. Hsü, H. C. Jenkyns (red.), *Pelagic sediments: On Land and under the Sea*, Intern. Assoc. of Sedimentologists, 11–48.
- Bloom A. L., 1971. *Glacial-Eustatic and Isostatic Controls of Sea Level Since the Last Glaciation*. [W:] K. K. Turekian, *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale University Press, 355–379.
- Carter R. W. G., 1989. *Coastal environments. An introduction to the physical ecological and cultural system of coastlines*. Academic Press, Orlando, Florida.
- Charney J., Chairman, 1979. *Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment*. Washington, D.C.: NAS Press.
- Clark J. A., 1980. *A Numerical Model of Worldwide Sea Level Changes on a Viscoelastic Earth*. [W:] N. A. Mörner (red.), *Earth, Rheology, Isostasy And Eustasy*, Wiley, Chichester–New York–Toronto, 525–534.
- Dziadziuszko Z., Jednorąg T., 1987. *Wahania poziomu morza na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Studia i Materiały Oceanologiczne, 52, 215–238.
- Forney G. G., 1975. *Permo-Triassic sea-level change*. Journal of Geology, 83, 773–779.
- Görnitz V., Lebedeff S., 1987. *Global sea-level changes in the past century*. [W:] D. Nummedal, O. H. Pilkey, J. D. Howard (red.), *Sea-level changes and coastal evolution*, Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, SEPM, Special Publ. No. 4.
- Goudie A. S., 1989. *The human impact: man's role in environmental change*. MIT Press, Cambridge, MA., 1–316.
- Hansen J. E., Johnson D., Lacis A. A., Lebedeff S., Lee P., Rind D. H. i Russell G. L., 1981. *Climatic impact of increasing atmospheric carbon dioxide*. Science, 213, 957–966.
- Hansen J. E., Lacis A. A., Rind D. H., Russel G. L., 1984. *Climate Sensivity to Increasing Greenhouse Gases*. [W:] M. C. Barth i J. G. Titus (red.), *Greenhouse Effect and Sea Level Rise; A Channelge for This Generation*, Van Nostrand Reinhold Company, 57–77.
- Hansen J. E., Lebedeff S., 1988. *Global surface air temperatures: Update Trough 1987*. Geophysical Research Letters, No. 15/4.

- Hicks S. D., DeBaugh H. A., Hickman L. E., 1983. *Sea Level Variation for the United States 1855–1980*. Rockville, MD., National Ocean Service.
- Hoffman J. S., 1984. *Estimates of Future Sea Level Rise*. [W:] M. C. Barth i J. G. Titus (red.), *Greenhouse Effect And Sea Level Rise*, Van Nostrand Reinhold Company, 79–103.
- Hoffman J. S., Keyes D., Titus J. G., 1983. *Projecting Future Sea Level Rise U.S.GPO 055–000–0236–3*, Washington, D.C.; Government Printing Office.
- Hoffman J. S., Wells J. B., Titus J. G., 1986. *Future Global Warming and Sea Level Rise*. [W:] F. Sigbjarnarson (red.), *Iceland Coastal and River Symposium*, Reykjavik, National Energy Authority.
- Hughes T., 1983. *The Stability of West Antarctic Ice Sheet: What Has Happened and What Will Happen*. [W:] *Proceedings: Carbon Dioxide Research Conference: Carbon Dioxide, Science and Consensus*, DOE Conference 820970. Washington, D.C., Department of Energy.
- IPCC Report of the Coastal Zone Management Subgroup, 1990. *Strategies For Adaption To Sea Level Rise*, 1–122.
- Jacobson J. L., 1990. *Holding Back the Sea*. [W:] J. G. Titus, R. Wedge, N. P. Psuty, J. Fancher (red.), *Changing Climate And The Coast*, UNEP, WHO, EPA, NOAA, Washington, Vol.1, 101–123.
- Jelgersma S., 1980. *Late Cenozoic Sea Level Changes in the Netherlands and the Adjacent North Sea Basin*. [W:] N. A. Mörner (red.), *Earth, Rheology, Isostasy And Eustasy*, Wiley, Chichester–NewYork–Toronto, 435–447.
- Keeling C. D., Bacastow R. B., Whorf T. P., 1982. *Measurements of the Concentration of Carbon Dioxide at Mauna Loa, Hawaii*. [W:] W. Clark (red.), *Carbon Dioxide Review 1982*, N.Y., Oxford University Press, 377–382.
- Koike I., Sørensen J., 1988. *Nitrate reduction and denitrification in marine sediments*. SCOPE 33, Wiley, Chichester, 251–273.
- Kuenen P. H., 1950. *Marine Geology*. Wiley, New York, 1–568.
- Lamb H. H., 1977. *Climate: Present, Past And Future*; Vol. 2: *Climatic History And The Future*, Methuen & Co., London–New York, 1–835.
- Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone – LOICZ, 1990. [W:] *IGBP Report No. 12*, 4.1–1–4.1–23.
- Manabe S., Wetherald R.T., 1975. *The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model*. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32, 3–15.
- Meier M. F. i in., 1985. *Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effects of a CO₂-Induced Climatic Change*. Washington, National Academy Press.
- Misdorp R., 1990. *Existing Problems in Coastal Zones: A Concerb of IPCC?* [W:] J. G. Titus, R. W. Edge, N. P. Psuty, J. Fancher, *Changing Climate and the Coast*, UNEP, WHO, EPA, NOAA, Washington, Vol. 1, 95–100.
- Mörner N. A., 1976. *Eustasy and geoid changes*. *Journal of Geology*, 84, 123–151.
- Mörner N. A., 1980: *Eustasy and Geoid Changes as a Function of Core/Man- tle Changes*. [W:] N. A. Mörner (red.), *Earth, Rheology, Isostasy And Eustasy*, Wiley, Chichester, New York, Toronto, 535–553.
- Newman W., Marcus L., Pardi R., Paccione J., Tomecek S., 1980. *Eustasy and Deformation of the Geoid: 1000–6000 Radiocarbon Years BP*. [W:] N. A. Mörner (red.), *Earth Rheology, Isostasy And Eustasy*, Wiley, Chichester, New York, Toronto, 555–567.
- Psuty N. P., 1991. *The Effects of an Accelerated Rise in Sea Level on the Coastal Zone of New Jersey, U.S.A.* Contribution 91–55 of the Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers, New Brunswick, New Jersey, 1–51.
- Pugh D., 1990. Sea-level: change and challenge. *Nature & Resources, Ocean and coastal reserach concerns*, Vol. 26, No. 4, 36–46.
- Revelle R., 1983. *Probable Future Changes in Sea Level Resulting From increased Atmospheric Carbon Dioxide*. [W:] *Changing Climate*, Washington, D. C., National Academy Press.

- Rossiter J. R., 1972. Sea level observations and their secular variation. *Phil. Trans., A*, 272, London, 131–139.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1990. *Impact of a Future Sea Level Rise in the Polish Baltic Coastal Zone*. [W:] J. G. Titus, R. Wedge, N. P. Psuty, J. Fancher (red.) *Changing Climate and the Coast*, UNEP, WHO, EPA, NOAA, Washington, 247–264.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1991. *Impact of a Future Sea Level Rise in the Polish Baltic Coastal Zone*. International Sea-Level Rise Studies Project, Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University, New Brunswick, New Jersey, USA, 1–28.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1992. *Quantification Of Risk To Poland From Accelerated Sea-Level Rise*. International Sea-Level Rise Studies Project, Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University, New Brunswick, New Jersey, USA, 1–27.
- Russell K. L., 1968. Oceanic ridges and eustatic changes in sea level. *Nature*, 218, 861–862.
- Sbavaglia A., Clini C., De Siervo F., Ferro G., 1990. *Venice: An Anticipatory Experience of Problems Created By Sea Level Rise*. [W:] J. G. Titus, R. Wedge, N. P. Psuty, J. Fancher, *Changing Climate and the Coast*, Vol. 2, 139–159.
- Schopf T. J. M., 1980. *Paleoceanography*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts and London, England.
- Sestini G., 1989. *The implications of the climatic changes for the Nile Delta Report WG 2/14*, Nairobi, Kenya: United Nations Environment Program.
- Smagorinsky J., 1982. *Carbon Dioxide: A Second Assessment*. Washington, D.C., National Academy of Sciences Press.
- Thomas R. H., 1986. *Future Sea Level Rise and Its Early Direction by Satellite Remote Sensing*. [W:] J. G. Titus (red.), *Effects of Changes in Stratospheric Ozone and Global Climate*, Vol. 4: Sea Level Rise.
- Titus J. G., 1987. *Sea Level Rise and Wetland Loss: An Overview*. [W:] J. G. Titus (red.), *Greenhouse Effect—Sea Level Rise and Coastal Wetlands*, EPA, Washington, 1–35.
- Titus J. G., 1990. *An Overview of the Effects of Global Warming on the Coast*. [W:] J. G. Titus, R. Wedge, N. P. Psuty, J. Fancher, UNEP, WHO, EPA, NOAA, Washington, 63–85.
- Titus J. G., Barth M. C., 1984. *An Overview of the Causes and Effects of Sea Level Rise*. [W:] M. C. Barth i J. G. Titus (red.) *Greenhouse Effect and Sea Level Rise*, Van Nostrand Reinhold Company, 1–56.
- Untersteiner N., 1975. *Sea Ice and Ice Sheets: Role in Climatic Variations. Physical Basis of Climate Modeling*, Series 16, 206–224.
- Warrick R. A., 1990. *Future Climate and Sea Level Change: Certainties, Uncertainties and Shades of Grey*. [W:] *The Environmental Implications of Global Change*, The World Conservation Union, Global Change General Assembly Workshop, Perth, Nov. 30th–Dec. 1st 1990, 1–6.
- Wielka Encyklopedia Powszechna, 1969. PWN Warszawa.
- Williamson P., 1992. *Reducing Uncertainties; Coastal Connections*. IGBP, Stockholm, 19–21.