

BARBARA OBRĘBSKA-STARKŁOWAZakład Klimatologii UJ
Kraków

EFEKT CIEPLARNIANY A ZMIANY KLIMATU

ISTOTA ZJAWISKA

Efekt cieplarniany rozwinął się jako zjawisko naturalne, wpływające na temperaturę powierzchni Ziemi z chwilą pojawienia się jej atmosfery. Funkcjonuje on dzięki nielicznej grupie gazów (zaledwie kilka procent składu atmosfery), umożliwiających swobodne przenikanie promieniowania krótkofalowego Słońca do powierzchni Ziemi oraz absorbujących długofalowe promieniowanie ciepłe emitowane przez Ziemię do atmosfery. Wymiana promieniowania pomiędzy tymi gazami w atmosferze a przekazywanym przez powierzchnię Ziemi ciepłem powoduje, że atmosfera ogrzewa się i wypromieniowuje energię ciepłą we wszystkich kierunkach, między innymi również ku powierzchni podłoża, decydując o jego dodatkowym ogrzaniu. Dzięki temu „naturalny” efekt cieplarniany powoduje podniesienie średniej globalnej temperatury planety od -18°C do $+15^{\circ}\text{C}$, tworząc możliwości rozwoju życia organicznego.

Według Jonesa i Henderson-Sellersa (1990) już w 1827 r. Fourier wyjaśnił rolę efektu szklarniowego w ogrzewaniu atmosfery. Czynił on dwutlenek węgla odpowiedzialnym za efekt cieplarniany i sugerował, że ludzkość może wpływać na klimat poprzez zmiany składu chemicznego atmosfery. Zagadnienia te pogłębione zostały na przełomie XIX i XX wieku, gdy T. C. Chamberlain w 1899 r. wystąpił z koncepcją cykliczności epok glacialnych po okresach tworzenia się pokładów skał wapiennych, zaś Arrhenius w 1896 obliczył zmiany temperatury Ziemi dla 5 różnych scenariuszy koncentracji dwutlenku węgla. Przy podwojonym stężeniu CO_2 ocenił on wzrost średniej globalnej temperatury o 6°C i zarazem przewidywał zróżnicowanie jej zmian w skali regionalnej między 60°S a 70°N . Pojawianie się okresów zlodowaceń Arrhenius przypisywał redukcji zawartości CO_2 w powietrzu. Sugerował także, by nadmiar zawartości CO_2 w atmosferze, wynikający z procesów spalania paliw kopalnych, przekazywać do oceanu.

Widzimy zatem, że podstawowe kwestie dotyczące mechanizmu ogrzewania systemu Ziemia — atmosfera dzięki obecności gazów szklarniowych oraz roli gospodarczej działalności człowieka w zmianach natężenia efektu cieplarnianego zostały sformułowane ponad półtora wieku temu i są aktualne do dzisiaj.

GAZY SZKLARNIOWE

Najwcześniejsze rozeznanie skutków efektu cieplarnianego polegało na stwierdzeniu związków pomiędzy zmianami klimatycznymi a globalnym obiegiem węgla. W miarę postępu badań okazało się, że zmieniający się szybko skład chemiczny atmosfery w dużym stopniu wpływa na uwalnianie bądź pobieranie różnych gazów śladowych przez biosferę. Poza dwutlenkiem węgla w kształtowaniu efektu cieplarnianego odgrywają rolę: metan CH_4 , podtlenek azotu N_2O , ozon O_3 i freony CFCs. Dwutlenek węgla jest emitowany głównie przy spalaniu paliw kopalnych i w 10–30 % przy wylesianiu i zmianie użytkowania ziemi. W pewnym niewielkim procencie za jego emisję odpowiada przemysł cementowy. Wzrost stężenia metanu jest związany z uprawą ryżu, hodowlą bydła, spalaniem biomasy, wydobywaniem węgla i naturalnym ulatnianiem się tego gazu z bagien. Przyrost N_2O o 8% począwszy od rewolucji przemysłowej spowodowany jest wprowadzaniem nawozów azotowych do praktyki rolniczej, rozszerzaniem areалу pól uprawnych kosztem wylesiania i spalaniem biomasy (Houghton 1991). W latach sześćdziesiątych do gazów szklarniowych dołączyły się freony — substancje powstałe w wyniku syntezy chemicznej, używane jako środki rozpylające, chłodzące i rozpuszczające. Liczbową ocenę przyrostu gazów szklarniowych w ciągu około 200 lat zawiera tabela 1.

Tabela 1

Charakterystyka podstawowych gazów szklarniowych uwalnianych do atmosfery wskutek działalności człowieka (Houghton 1991)

Charakterystyka	CO_2	CH_4	CFC-11	CFC-12	N_2O
Koncentracja w atmosferze	ppm	ppm	ppt	ppt	ppb
Okres przed rewolucją przemysłową (1750–1800)	280	0,8	0	0	280
Współczesna (1990)	353	1,72	280	484	310
Współczesne tempo zmian na rok	(0,5%)	(0,9%)	(4%)	(4%)	(0,25%)
Czas życia w atmosferze (w latach)	50–200	10	65	130	150

ppm - części na milion; ppb - części na miliard; ppt - części na trylion

W czasie analizy powyższych danych mogą pojawić się wątpliwości dlaczego w zestawieniu nie uwzględniono dwóch ważnych gazów szklarniowych: pary wodnej i ozonu. Para wodna w największym stopniu kształtuje efekt cieplarniany, ale jej koncentracja w troposferze zależy przede wszystkim od procesów zachodzących w obrębie systemu klimatycznego, nie podlega zaś wpływom człowieka. Natomiast koncentracja ozonu w miarę działalności gospodarczej zmienia się zarówno w troposferze, jak i stratosferze, i wywołuje przekształcenia w składzie

spektralnym promieniowania słonecznego i w bilansie radiacyjnym, lecz skutki ich trudno przedstawić w formie ilościowej.

Okres utrzymywania się i aktywności gazów szklarniowych w atmosferze zależy od funkcjonowania źródeł ich emisji i środowisk sprzyjających ich pochłanianiu. Dwutlenek węgla, podtlenek azotu i freony usuwane są powoli z atmosfery i trzeba wielu dziesiątków, a nawet setek lat, aby przywrócić atmosferze stan równowagi chemicznej. Houghton (1991) podaje, że gdyby powstrzymać całkowicie w roku 1990 emisję CO_2 , to i tak w roku 2100 utrzymywałaby się jego koncentracja zwiększona o około 50%. Zatem współczesna emisja będzie warunkować długość okresu redukcji zanieczyszczeń w atmosferze i osiąganie tak zwanej stabilizacji atmosferycznej, rozumianej jako graniczna wartość natężenia gazów szklarniowych. Aby zatem osiągnąć stabilizację koncentracji zanieczyszczeń atmosferycznych na obecnym poziomie, należy jak najszybciej zredukować emisję gazów o kilkadziesiąt procent (tab. 2).

Tabela 2

Stabilizacja na współczesnym poziomie stężeń substancji chemicznych w atmosferze (Houghton 1991)

Gaz szklarniowy	Wymagana redukcja emisji
CO_2	60%
CH_4	15–20%
N_2O	70–80%
CFC-11	70–75%
CFC-12	75–85%
HCFC-22	40–50%

Rola poszczególnych gazów szklarniowych w kształtowaniu efektu cieplarnianego zależy więc od czasu ich życia. Najpełniejszą charakterystykę zmian klimatycznych zapewnia tak zwany potencjał efektu cieplarnianego, który jest mierzony w odniesieniu do 1 molekuly CO_2 . Jedna molekula metanu równoważy działanie 32 molekul dwutlenku, a CFC-12 aż 17000 molekul CO_2 (Parlow 1991/1992). W tym świetle rodzi się pytanie, jaka jest wielkość osiągniętego już globalnego ocieplenia i jakie są i będą jego skutki dla środowiska (Mannion 1991). W raportach IPCC z lat 1990 i 1992 podaje się obliczenia Globalnego Potencjału Ocieplenia (Global Warming Potential) oraz Globalnego Potencjału Sprawczego (Global Forcing Potential). Pierwszy wskaźnik jest adresowany przede wszystkim do decydentów oraz polityków jako miara przeciętnego możliwego efektu ogrzania w troposferze wynikającego z emisji gazów szklarniowych (Isaksen i in. 1991). Odnosi się on do współczesnej atmosfery i nie przewiduje zmian jej składu chemicznego. W stosunku do 1765 r. w procesie globalnego ocieplenia w 61% bierze udział CO_2 , w 12% — freony, w 23% — metan i w 4% — podtlenek azotu (Siegenthaler, Sanhueza 1991).

SYSTEM KLIMATYCZNY

Dotychczas działalność człowieka zmieniła skład atmosfery globalnej o mniej niż 0,01%, lecz nawet małe zmiany w tym względzie mogą być szeroko odczuwane. Na szczeblu lokalnym konsekwencje związane z zanieczyszczeniem atmosferycznym przejawiają się na przykład w skutkach spowodowanych przez kwaśne deszcze. W skali globalnej powstają natomiast interakcje między atmosferą, w której przebiega szereg reakcji chemicznych, a naturalnymi cyklami biogeochemicznymi, co prowadzi między innymi do zmiany natężenia czynników radiacyjnych, kształtujących równowagę systemu klimatycznego. Wyjaśnianie zmian klimatycznych wiąże się z koniecznością traktowania klimatu jako produktu wielorakich oddziaływań między atmosferą, hydrosferą, kriosferą, litosferą i biosferą (Schönwiese, Diekmann 1990). Według Flohna (1973) system klimatyczny jest dynamicznym układem strukturalnym, pozostającym w równowadze, odnoszącym się do długiego czasu, w którym wspomniane sfery powłoki krajobrazowej pełnią rolę komponentów. Pomiedzy tymi komponentami odbywa się wymiana energii i krążenie materii z różną intensywnością i w różnym tempie, zależnie od ich masy, powierzchni i ogólnej pojemności cieplnej. Ostatecznym skutkiem procesów energetycznych i krążenia materii jest strefowość bilansu cieplnego i cyrkulacji atmosferycznej.

System klimatyczny reaguje dość wolno na zmiany bilansu promieniowania spowodowane przez wzrost koncentracji gazów szklarniowych (Bolin 1991), a zmiany są często zatarte przez wpływy innych czynników. Ocenę wielkości zmian klimatycznych przeprowadzamy w stosunku do stanu równowagi klimatu, który jest wynikiem oddziaływania wielu czynników, jak energia słoneczna, warunki atmosferyczne, rzeźba. Jeśli pojawiają się zmiany w działaniu tych czynników, to system klimatyczny będzie powoli dostosowywał się do nich, zmierzając ku nowemu stanowi równowagi.

PRZEWIDYWANIE KLIMATU W PRZYSZŁOŚCI

Od lat pięćdziesiątych bieżącego stulecia rozwój koncepcji globalnego ocieplenia osiągnął nowy wymiar. Badania efektu cieplarnianego ukierunkowano na obliczanie wzrostu temperatury przy podwojonym stężeniu dwutlenku węgla w atmosferze. W związku z tym rozwinięto modelowanie klimatyczne o różnym stopniu komplikacji, oparte na symulacji procesów ogólnej cyrkulacji atmosfery. Modele te opisują w sposób uproszczony za pomocą równań przebieg procesów fizycznych, a w tym przede wszystkim wymianę energii w systemie klimatycznym, głównie w relacji do długoterminowo reagujących składników systemu.

Do modeli o największym stopniu komplikacji należą trójwymiarowe modele ogólnej cyrkulacji (GCM). Zasady ich konstruowania polegają na wprowadzeniu sieci czasowo-przestrzennej dla globu ziemskiego i na rozwiązywaniu równań ruchu, przekazywania energii cieplnej i transportu pary wodnej. Modele muszą

mieć wyznaczone ściśle warunki brzegowe, na przykład: temperaturę powierzchni oceanu, poziom koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze. Powinny też uwzględniać reakcję systemu klimatycznego na zmiany temperatury, wilgotności, chmur i opadów. Jednakże współczesne wyniki symulacji są nieprecyzyjne, ponieważ modelowanie obarczone jest różnymi błędami. Mianowicie, modele ogólnej cyrkulacji niedokładnie odwzorowują warunki cyklu hydrologicznego, gdyż uwzględniają jedynie oddziaływanie chmur konwekcyjnych na procesy energetyczne w systemie klimatycznym. Ponadto ujmują one nieprecyzyjnie cechy zróżnicowania powierzchni kontynentów, co ma szczególne znaczenie dla odtwarzania wpływu masywów górskich na wymianę energii i masy. Operują zbyt uproszczonym modelem oceanu, w którym pomijają efekty wymiany pionowej wód i prądy oceaniczne. Uwzględniają także kriosferę o uproszczonych warunkach fizycznych, bez względu na różnice sezonowe związane z topnieniem lodów i zamarzaniem wody. Jak z tego wynika, niedostatki modeli GCM wynikają ze słabości parametryzacji (tj. ilości uwzględnianych parametrów wymiany energii i masy) warstwy granicznej atmosfery do wysokości 1,5–2 km nad powierzchnią Ziemi i dlatego trudno na ich podstawie przejść chociażby od skali globalnej zjawisk do skali regionalnej.

Aby zmniejszyć zakres wątpliwości w każdej z omówionych wyżej kwestii, należy podjąć i rozszerzyć koordynowane w skali międzynarodowej badania obejmujące: systematyczne długoterminowe obserwacje, pozwalające poznać naturalną zmienność systemu klimatycznego Ziemi, wykrywające skutki działalności człowieka w procesie zmian klimatu, oraz udoskonalić metody symulacji i parametryzację podstawowych procesów uwzględnianych w modelowaniu.

WERYFIKACJA MODELI. ANALOGI KLIMATYCZNE

Rozwijając modelowanie systemu klimatycznego musimy oceniać jego dokładność. Schneider (1990) formułując zastrzeżenia dotyczące wiarygodności prognozy klimatu uważa, że udoskonalanie modeli ogólnej cyrkulacji atmosfery winno prowadzić przez:

- 1) wykorzystanie bardziej skomplikowanych i wrażliwszych modeli poszczególnych komponentów systemu klimatycznego, z którymi współdziała atmosfera,
- 2) zastosowanie szybszej techniki obliczeniowej dzięki superkomputerom o znacznie pojemniejszej pamięci od obecnie używanej.

O przyszłości tych modeli zadecyduje jakość i skuteczność prognoz klimatycznych, których weryfikację przeprowadza się następująco:

— przez kontrolowanie danych o krótkoterminowych zjawiskach natury fizycznej, uzyskanych z modelu na podstawie zmienności sezonowej, obserwowanej we współczesnym klimacie;

— przez testowanie reakcji indywidualnych komponentów systemu klimatycznego (oceanów, lądów itp.) na dopływ promieniowania i porównywanie tych wyników z danymi z obserwacji satelitarnych;

— przez porównywanie codziennych wyników prognozy numerycznej dla punktów sieci modelu z danymi z obserwacji naziemnych, aby ustalić wiarygodność modeli w stosunku do dobowej zmienności elementów pogody;

— przez sprawdzanie zdolności modelu do symulacji warunków klimatu przeszłego (COHMAP 1988).

Według Schneidera (1990) symulacja współczesnych warunków klimatycznych dla sezonów oraz warunków paleoklimatycznych w ciągu ostatnich 18000 lat potwierdziła znaczenie modeli matematycznych jako narzędzia badawczego. I choć do wyników tej symulacji można mieć różne zastrzeżenia, to zasługą tych prac jest zwrócenie uwagi społeczeństwu na możliwość pojawienia się zmian w funkcjonowaniu systemu klimatycznego, co — z kolei — rodzi problemy natury społeczno-technicznej.

Jedną z akceptowanych metod jest badanie zmienności klimatu z roku na rok, w przebiegu wiekowym i w geologicznej skali czasowej na podstawie ciągów danych instrumentalnych, różnorodnych historycznych danych pośrednich (dendroklimatycznych, archeologicznych, geomorfologicznych itp.) i danych paleoklimatycznych (Ojima 1992). Stosuje się wówczas metodę analogów klimatycznych, czyli poszukuje się w przeszłości okresów o podobnej średniej temperaturze globalnej do prognozowanej w przypadku podwojenia koncentracji dwutlenku węgla. Stosując zasadę aktualizmu przyjmuje się, że rozkład przestrzenny elementów klimatu w przyszłości winien być podobny do rozkładu w tym rozpatrywanym (analogowym) okresie w przeszłości. Wobec powyższego w wytypowanych okresach przeszłych winny działać podobne zespoły czynników klimatycznych, jak na przykład: zmiany parametrów orbity Ziemi, wybuchy wulkaniczne, gazy szklarniowe, konfiguracja lądów i mórz i inne, aby można było zakładać, że analog prognozowanego stanu systemu klimatycznego będzie ich wystarczająco wiarygodnym powtórzeniem.

Dla wpływu wzmoczonego efektu szklarniowego, odnoszącego się do stężenia dwutlenku węgla rzędu 600 ppm, przyjmuje się jako analogi: interglacjał eemski (125000 lat BP), holocenńskie optimum klimatyczne (9000–6000 lat BP) i okres ocieplenia w średniowieczu (800–1200 lat). Żaden z tych analogów jednak nie spełnia przewidywanego w przyszłości poziomu koncentracji CO₂ względem średniej globalnej temperatury. Niemniej — jak podkreśla Houghton (1991) dane paleoklimatyczne z tych okresów dają nam orientację co do przebiegu procesów fizycznych w systemie klimatycznym i kierunku przekształceń środowiska.

REZULTATY MODELOWANIA KLIMATU

Opisując funkcjonowanie modeli klimatycznych Houghton (1991) podkreśla, że wywodzą się one z modeli prognozy pogody, to znaczy określają najpierw stan atmosfery w momencie wyjściowym przy uwzględnieniu rozmieszczenia, ruchu i rozwoju głównych systemów barycznych wpływających na pogodę. Pro-

gnoza ta zawsze opiera się na procesach wielkoskalowych. Przewidywanie przyszłego klimatu rozpoczyna się od oceny zróżnicowania klimatu na podstawie danych z kilkudziesięciu lat i zweryfikowania jej prawdziwości, po czym do modelu wprowadza się dane o wzroście stężenia gazów szklarniowych, aby scharakteryzować, na przykład zachowanie się rzeczywistej atmosfery i oceanu. Różnica wyników uzyskanych na podstawie tych dwóch etapów modelowania jest miarą zmian klimatu. Charakteryzuje się ją za pomocą temperatury powietrza przy powierzchni Ziemi i uważa się ją za miarę wrażliwości klimatu. Wrażliwość klimatu ocenia się najczęściej dla warunków prognozowanych przy podwojeniu koncentracji dwutlenku węgla. Większość symulacji wykonana w latach osiemdziesiątych bieżącego stulecia określała tę zmianę temperatury globalnej w granicach od 1,9° do 5,2°C (IPCC 1992), zaś uściślenie w ostatnim czasie opisu zachmurzenia w modelu skłania do przyjęcia jej wartości na poziomie 1,7°–1,9°C w roku 2030 względem okresu sprzed rewolucji przemysłowej. Ogólnie wzrost temperatury będzie większy nad lądem niż nad oceanem. Regionalne zmiany temperatury będą wyższe w szerokościach wysokich na półkuli północnej w zimie i najmniejsze na półkuli południowej nad oceanem w ciągu całego roku (Mitchell, Zeng Qingcun 1991). Prawdopodobnie opady wzrosną w strefie monsunowej, zaś w szerokościach umiarkowanych i wysokich tylko w zimie. Mimo to zapas wilgoci na półkuli północnej w szerokościach umiarkowanych obniży się. Zakres zmian rocznych sum opadów może dochodzić do 15%.

Dane symulacji oparte są na scenariuszach emisji gazów szklarniowych, rozwoju ekonomicznego i przyrostu ludności w nadchodzącym stuleciu (Siegenthaler, Sanhueza 1991; rys. 1). Przyjęto, że w drugiej połowie XXI w. Ziemię będzie zamieszkiwało 10,5 mld ludności, rozwój ekonomiczny będzie się odbywał w tempie 2–3% na 10 lat w USA, Kanadzie i Europie Zachodniej i 3–5% w Europie Środkowej i Wschodniej oraz w krajach rozwijających się (Annex 1991).

Scenariusz A (zwany „Business-as-usual”) przewiduje utrzymanie dotychczasowej tendencji wykorzystania paliw kopalnych, postępujące wylesianie lasów tropikalnych aż do całkowitego ich wyniszczenia i nie kontrolowaną emisję metanu i podtlenku azotu. Pewne ograniczenia wystąpią tylko w odniesieniu do freonów w związku z realizacją postanowień Protokołu Montrealskiego.

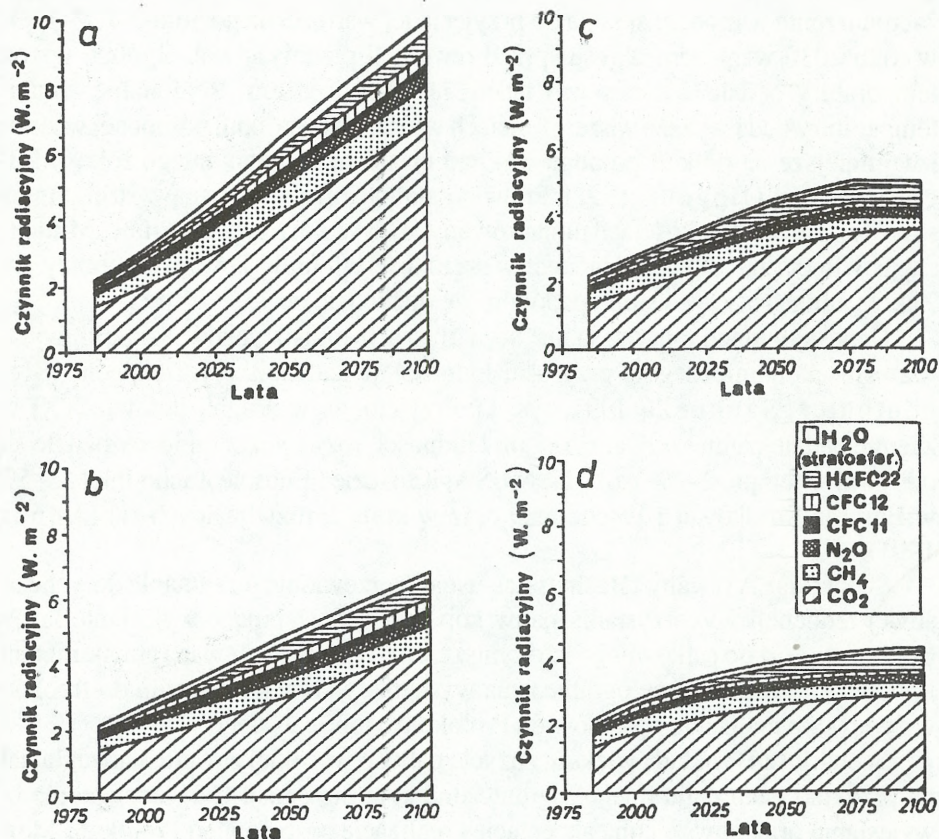
Scenariusz B zakłada większe zużycie paliw o wysokiej zawartości węgla, jak na przykład gazu naturalnego, ograniczoną kontrolę emisji CO₂, odstąpienie od wylesiania oraz powszechną akceptację i realizację postanowień Protokołu Montrealskiego.

Scenariusz C wiąże się z wyłącznym wykorzystaniem w drugiej połowie XXI w. energii ze źródeł odnawialnych. Ograniczona będzie również emisja gazów związana z produkcją rolniczą.

Scenariusz D przewiduje powyższe działania już w pierwszej połowie XXI w. dzięki ścisłej kontroli w krajach uprzemysłowionych i umiarkowanemu wzrostowi

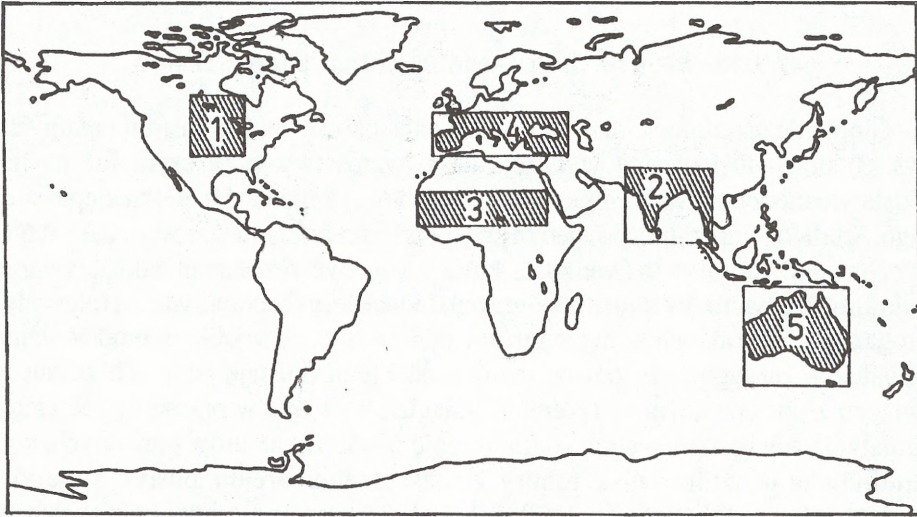
emisji w krajach rozwijających się. W połowie XXI w. emisja dwutlenku węgla będzie zredukowana do połowy względem poziomu emisji z roku 1985.

Ze względu na największe prawdopodobieństwo realizacji scenariusza A została przygotowana wstępna informacja o regionalnym zróżnicowaniu warunków termicznych i opadowych dla pięciu wybranych makroregionów na świecie (Houghton 1991; rys. 2, tab. 3). Ma ona znaczenie dla planowania strategii działań w rolnictwie, jakkolwiek autorzy ostrzegają przed niskim poziomem jej wiarygodności, szczególnie w odniesieniu do przewidywania opadów i zasobów wilgoci w glebie. W dodatku dla rolnictwa rozstrzygające znaczenie może mieć częstość pojawiania się dni o skrajnych warunkach pogodowych, nie zaś średnia sezonowa temperatura powietrza.



Rys. 1. Zmiany w oddziaływaniu czynników radiacyjnych w związku ze wzrostem koncentracji gazów szklarniowych w świetle czterech scenariuszy opracowanych przez I Grupę Roboczą IPCC. Uwzględniono udział procentowy poszczególnych gazów w kształtowaniu Siły Sprawczej Efektu Ciepłarnianego (Siegenthaler i Sanhuez 1991).

W scenariuszu emisji A tempo zmian temperatury będzie przekraczało tempo odpowiednich zmian, jakie zachodziły na Ziemi w okresie holocenu, zaś związany



Rys. 2. Obszary wybrane dla IPCC do określenia cech regionalnych zmian klimatu względem okresu sprzed rewolucji przemysłowej (Houghton 1991).

z tym wzrost poziomu mórz będzie o 3–6 razy szybszy aniżeli znany z ostatnich 100 lat.

Tabela 3

Przewidywane zmiany stosunków termicznych i opadowych względem okresu sprzed rewolucji przemysłowej w wybranych obszarach kuli ziemskiej (Houghton 1991)

Obszar	Temperatura	Opady	Zasoby wilgoci glebowej
Centralna Ameryka Północna 35–50°N, 85–105°E	Ocieplenie zimą o 2–4°C Ocieplenie latem o 2–3°C	Wzrost zimą do 15% Spadek latem o 5–10%	Spadek w lecie o 15–20%
Azja Południowa 5–10°N, 70–105°E	Ocieplenie o 1–2°C w ciągu roku	Opady zimą niemal bez zmian, w lecie wzrost o 5–15%	Wzrost w lecie o 5–10%
Sahel 10–20°N, 20°W–40°E	Ocieplenie o 1–3°C	Bardzo zróżnicowane w skali regionu	Bardzo zróżnicowane w skali regionu
Południowa Europa 35–50°N, 10°W–45°E	Ocieplenie o 2°C zimą, 2–3°C w lecie	Prawdopodobny wzrost opadów w zimie, spadek opadów w lecie o 5–15%	Spadek w lecie o 15–25%
Australia 12–45°S, 110–115°E	Ocieplenie o 1–2°C w lecie i o około 2°C w zimie	Wzrost opadów w lecie o około 10%	Duże wahania w skali regionu

SKUTKI EFEKTU CIEPLARNIANEGO DLA EKOSYSTEMÓW

Globalnie uśrednione dane termiczne dla okresu badań instrumentalnych (rys. 3) dla lądu i oceanu wykazują trend wzrostowy, przy czym już na ich podstawie można mówić o regionalnej i sezonowej zmienności efektu cieplarnianego. Średnio temperatura powietrza przy powierzchni Ziemi wzrosła o $0,3^{\circ}$ – $0,6^{\circ}\text{C}$ w ciągu 100 lat. Jest to wielkość, która może być rezultatem oddziaływania naturalnych czynników klimatotwórczych. Jednakże, akceptując istotną rolę wpływu gazów szklarniowych, można uznać ją — w świetle wyników modelowania klimatu — za sygnał, że pewne regiony na Ziemi doznają istotnych zmian w związku z postępującym ociepleniem. Znajdzie to wyraz w przesunięciach stref klimatycznych i progresywnym ograniczeniu powierzchni lasów borealnych, wyeliminowaniu zbiorowisk tundry i rozszerzeniu areалу pustyń i stepów (Schönwiese, Diekmann 1990; rys. 4). Lasy borealne, tundra oraz ekosystemy strefy suchej i półsuchej są szczególnie wrażliwe na zmiany klimatu. Przy ociepleniu można się spodziewać przesunięcia granic odpowiednich stref klimatyczno-roślinnych o kilkaset kilometrów na północ (Izrael 1991). Zastanawiające jest, czy wszystkie gatunki przewodnie dla ekosystemów będą mogły nadażyć z adaptacją do nowego układu czynników siedliskowych. Być może, że niektóre z nich, szczególnie w wyższych szerokościach, będą podlegać eliminacji i wobec tego nastąpi ogólne zubożenie flory planety. Największych zmian (do 20% składu) w tym względzie należy spodziewać się w ekosystemach pustyń, tundry i lasów borealnych. Zmiany naturalnych ekosystemów będą miały reperkusje dla kształtowania warunków społeczno-ekonomicznych w różnych strefach klimatycznych na Ziemi.

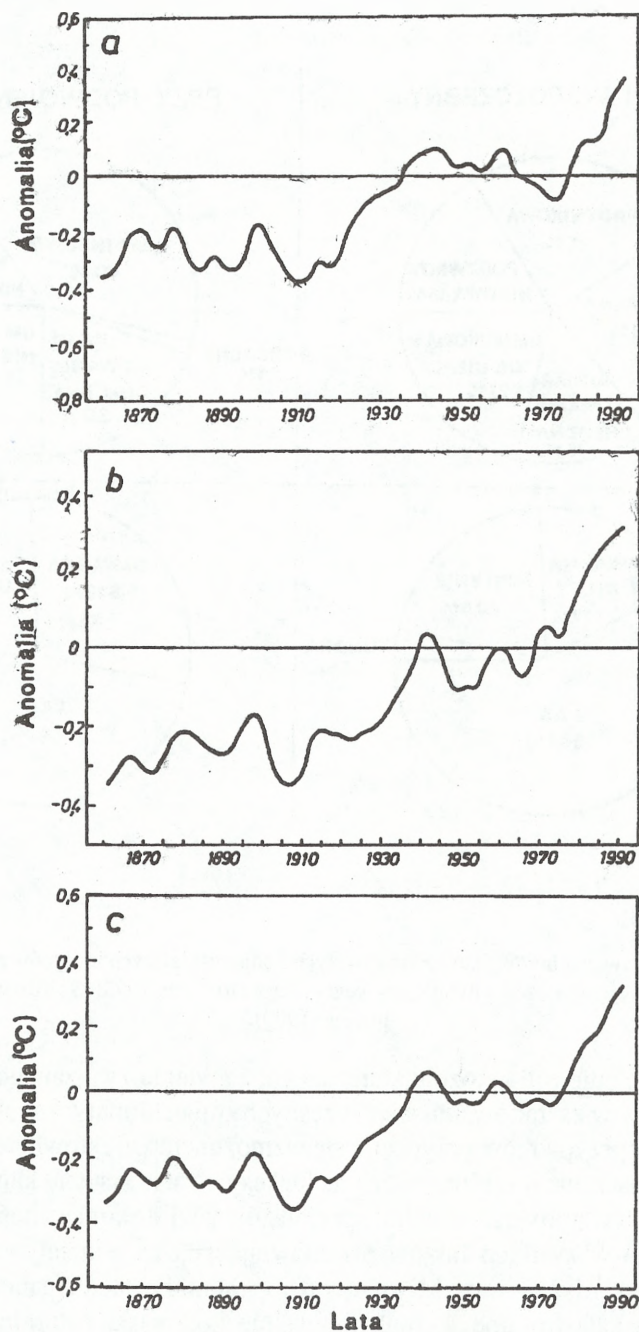
UWAGI KOŃCOWE

Raport IPCC z 1992 roku zawiera szereg refleksji i wątpliwości dotyczących wyników prac związanych z oddziaływaniem efektu cieplarnianego i jego skutków dla środowiska i dla społeczno-ekonomicznej sfery życia mieszkańców Ziemi.

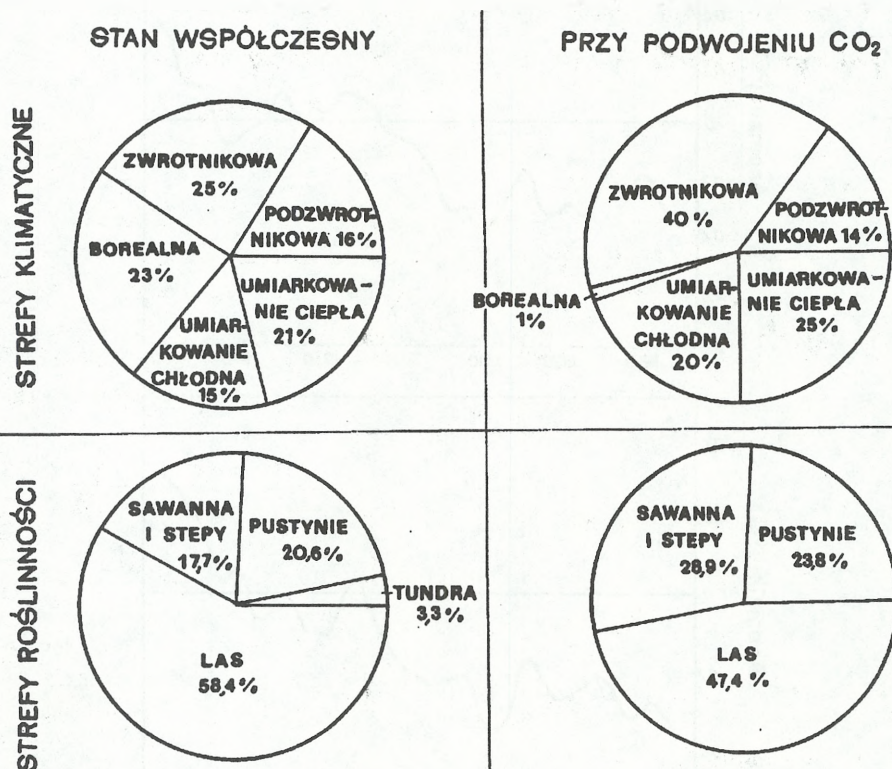
Jako niezaprzeczalne fakty autorzy raportu przyjmują funkcjonowanie efektu cieplarnianego i możliwość ingerencji człowieka w skład chemiczny atmosfery przez zmianę zawartości gazów szklarniowych ze wszystkimi możliwymi tego konsekwencjami. Jako dyskusyjne traktują natomiast następujące zagadnienia:

- możliwość przewidywania tempa, rozmiarów i natężenia zmian regionalnych klimatu,

- odróżnienie (przy obecnym zasobie materiałów źródłowych na temat klimatu) skutków naturalnej zmienności klimatu i tzw. „szumu informacyjnego” od rzeczywistych tendencji w przebiegu temperatury i innych elementów klimatu,



Rys. 3. Łączne zmiany temperatury lądu, powietrza i powierzchni oceanu w okresie 1861–1991, przedstawione jako odchylenia względem średniej z okresu 1951–1980. Oznaczenia: a–półkula północna, b–półkula południowa, c–glob ziemski (Folland i in. 1992).



Rys. 4. Udział powierzchniowy stref klimatycznych i odpowiadających im typów roślinności obecnie i po podwojeniu stężenia dwutlenku węgla (Emanuel i in. 1985; Schönwies i Diekmann 1990).

— wyjaśnienie roli aerozolu siarczanego, zapylenia związanego z działalnością wulkanów w kształtowaniu współczesnych zmian klimatycznych, jakkolwiek w większości przypadków przypisuje się wzmożonemu efektowi cieplarnianemu dominujące znaczenie w oddziaływaniu na funkcjonowanie systemu klimatycznego.

Mimo tych wątpliwości w opinii specjalistów jawi się konieczność poważnego potraktowania wszystkich faktów przemawiających za oddziaływaniem efektu cieplarnianego, gdyż — w przeciwnym razie — skutki zaniedbań mogą w krótkim czasie stać się katastrofalne dla funkcjonowania środowiska naturalnego i ekorozwoju.

W celu rozstrzygnięcia tych dylematów należy podjąć prace badawcze i zastosować do nich najnowsze techniki obserwacyjne i numeryczne, co w efekcie

powinno wnieść nowe pełniejsze informacje do modeli ogólnej cyrkulacji. Dotyczy to mianowicie:

— przepływu strumieni energii i materii między atmosferą a powierzchnią oceanu oraz między atmosferą a ekosystemami lądowymi, szczególnie lasami tropikalnymi i ekosystemami rolniczymi,

— tempa wylesiania,

— produktywności i roli fitoplanktonu oceanicznego w pochłanianiu dwutlenku węgla.

Poza rozwiązywaniem problemów natury przyrodniczej konieczne są jednoczesne pogłębione studia w zakresie procesów społecznych, technologicznych i ekonomicznych w skali krajów i kontynentów, bowiem jak najpełniejsza interpretacja relacji i sprzężeń między klimatem a procesami społeczno-ekonomicznymi pozwoli udoskonalić wyniki klimatycznych badań modelowych i wyeliminować liczne wątpliwości dotyczące informacji wprowadzanych na wejściu do modeli.

GREENHOUSE EFFECT AND CLIMATIC CHANGES

Summary

The greenhouse effect is a natural phenomenon influencing the temperature of the Earth-Atmosphere system. Since the Industrial Revolution in the 1850s it undergoes a change (Table 1), because of the utilisation of fossil fuels, deforestation of the tropical rainforests, cultivation of rice, and the production of chlorofluorocarbons (CFCs). These human activities substantially increase the atmospheric concentration of the greenhouse gases, such as carbon dioxide, methane, nitrous oxide and CFCs. A doubled concentration of CO₂ is predicted for 2030. The scenarios of the climatic changes are elaborated on the basis of the foreseen number of the Earth's population (Fig. 1), the energy use, and the life standard in the XXI century. There are also considered the possibilities to reduce the emission of greenhouse gases (Table 2, Fig. 2). In 1992 these scenarios were verified by the IPCC Working Group I which produced update Reports. The impact of the greenhouse effect for the climatic changes may be estimated by the models of global circulation and on the basis of indirect meteorological instrumental observations. The author proved the advantages and uncertainties of these two methods. She also discusses the domains of investigations which should be developed to improve the results obtained by models. She presented the hitherto established effects of the global changes of the surface air temperature (Fig. 3) and the predicted changes in the pattern of the climatic and vegetational zones (Table 3, Fig. 4).

To improve the modelling she thought the following investigations as indispensable to determine:

- the flow of energy and exchange of matter between the atmosphere and the surface of the ocean, as well as between the atmosphere and land ecosystems,
- the rate of deforestation,
- the productivity and role of phytoplankton on the oceans in absorbing carbon dioxide.

LITERATURA

- Annex, 1991. *Emissions scenarios from Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 45.
- Bolin B., 1991. *The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 19–22.
- COHMAP members, 1988. *Climatic changes of the last 18000 years: observations and model simulations*. Science, 241, 1043–1052.
- Flohn H., 1973. *Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen*. Bonn, Meteorol. Abhandl. (Sonderheft).
- Folland C. K., Karl T. R., Nicholls N., Nyenzi B. S., Parker D. E., Vinnikov K. Ya, 1992. *Observed climate variability and change*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 135–170.
- Houghton J. T., 1991. *Scientific Assessment of Climate Change, Summary of the IPCC Working Group I Report*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 23–46
- IPCC Scientific Assessment, 1992. Cambridge Univ. Press.
- 1992 IPCC Supplement. *Scientific Assessment of Climate Change*. WMO, UNEP; 24 pp.
- Isaksen I. S. A., Ramaswamy V., Rodhe H., Wigley T. M. L., 1991. *Radiative forcing of climate*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 47–68.
- Izrael Yu, 1991. *Climate change impact studies: IPCC Working Group II Report*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 83–86.
- Jones M. D. H., Henderson-Sellers A., 1990. *History of the greenhouse effect*. Progress in Physical Geography, 14, 1, 1–18.
- Mannion A. M., 1991. *Global environmental change*. Longman Scientific & Technical, Hong Kong; 404 pp.
- Mitchell J. F. B., Zeng Qingcun, 1991. *Climate change prediction*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 59–70.
- Ojima D. (red.), 1992. *Modeling the Earth system*, UCAR, Boulder/Colorado; 488 pp.
- Parlow E., 1991/1992. *Aktuelle Klimaprobleme*. Vorlesungsskript, Geographisches Institut, Universität Basel.
- Schneider S. H., 1990. *The global warming debate heats up: an analysis and perspective*, Bull. American Meteorological Society, 71, 9, September; 1292–1304.
- Schönwiese C. D., Diekmann B., 1990. *Der Treibhauseffekt. Der Mensch ändert das Klima*. Rohwolt, Reinbeck bei Hamburg.
- Siegenthaler U., Sanhueza E., 1991. *Greenhouse gases and other climatic forcing agents*, Proceedings of the Second World Climate Conference, Cambridge Univ. Press; 47–58.