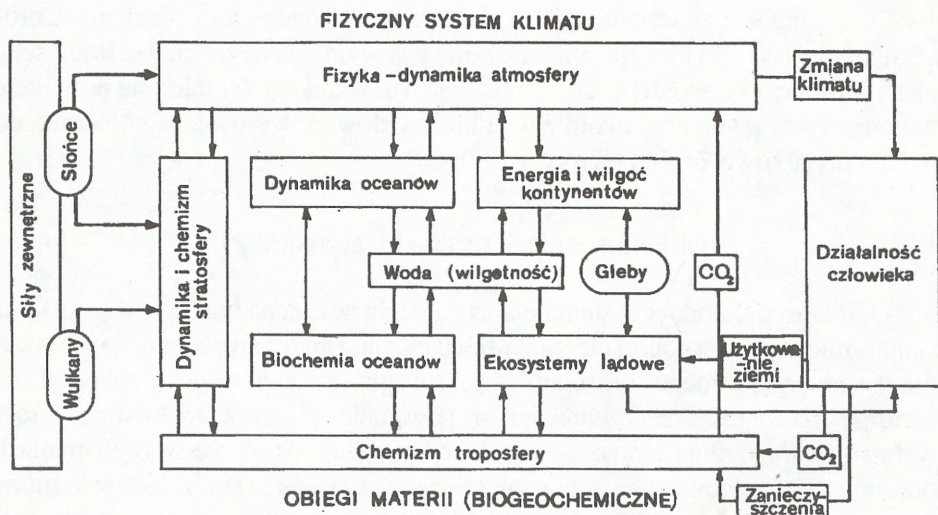


LESZEK STARKELInstytut Geografii i Przestrzennego
Zagospodarowania PAN,
Kraków

GLOBALNE ZMIANY ŚRODOWISKA W PRZESZŁOŚCI

WYMIANA ENERGII I OBIEG MATERII

System ziemski można traktować zarówno jako układ otwarty, zależny od energii słonecznej dostarczanej z przestrzeni pozaziemskiej, jak i układ zamknięty, w którym jak w potężnym laboratorium wszystkie jego składowe oddziałują na siebie nawzajem. W jego obrębie można wydzielić fizyczny system klimatyczny, polegający na przekazywaniu energii między składnikami środowiska: litosferą, hydrosferą, kriosferą, atmosferą i biosferą oraz system obiegu biogeochemicznego pierwiastków i związków nieorganicznych i organicznych (rys. 1). Obydwa „podsystemy” oddziałują na siebie i regulują się wzajemnie, a równocześnie podlegają ustawicznym wpływom wahań, tak w dostawie energii słonecznej, jak i narastającej ingerencji człowieka, który początkowo jedynie przyspieszył obieg materii i wymianę energii, a potem wprowadził nowe energie i substancje (Obrębska-Starkel, Starkel 1991).



Rys. 1. Model globalnego systemu obiegu energii i materii (Raport IGBP-12, 1990)

Krótkofalowe promieniowanie słoneczne, sięgające rocznie 173000 TW ($\text{TW} = 10^{12}\text{W}$), transformowane jest w atmosferze i na powierzchni ziemi; między innymi w procesie parowania wykorzystywane jest 40000 TW, w procesie fotosyntezy 100 TW, a przez gospodarkę 12 TW. Inne źródła energii są znacznie skromniejsze: erupcje wulkaniczne dostarczają 160 TW, ciepło geotermiczne 32 TW, a energia wytwarzana w różny sposób przez człowieka sięga 170 TW (Budyko 1980).

Rozkład promieniowania i ciepła na kuli ziemskiej jest nierównomierny, zależy od ruchu wirowego i obrotowego Ziemi, zmienia się, gdy posuwamy się od równika ku biegunom. W systemie klimatycznym dochodzi do powstawania, a potem wyrównywania nadwyżek i niedoborów ciepła przez cyrkulację atmosferyczną mas powietrza i cyrkulację oceaniczną wody. Ich redystrybucja zależy od rozkładu lądów i oceanów, przebiegu pasm górskich—stąd pozornie prosty system stref klimatycznych bywa wielce skomplikowany, szczególnie w zakresie zróżnicowania nadwyżek i deficytów wodnych, produkcji biomasy, ewolucji gleb i rzeźby.

Wymiana energii i obieg substancji mineralnych realizowane są przez obieg wody, z której 97% zmagazynowane jest w oceanach, 2% w lodowcach, a w corocznym obiegu bierze udział jedynie 0,047% (Lwowitch 1974). Wskaźnik suchości, zależny od wysokości opadów i temperatur, decyduje ostatecznie o wykształceniu stref klimatyczno-roślinnych, o występowaniu 2 pasów o wysokiej produkcji biomasy (wilgotne tropiki i strefa umiarkowana). Obiegowi wody towarzyszy obieg substancji mineralnych, który ukierunkowany jest z wyniesionych lądów do mórz. Rocznie odprowadzane jest rzekami 225×10^8 t zawiesiny, a z innymi źródłami dostaw łącznie w morzach magazynowane jest około 270×10^8 t, z których około 8% powraca w postaci aerozoli z oceanów na lądy (Walling 1987). Szczególne znaczenie ma obieg węgla wiązanego przez organizmy. Corocznie około 100 mld t węgla (5% zasobów) jest wymieniane między roślinnością, glebą, oceanem i atmosferą. Corocznie jest zużytkowane 60 mld t na produkcję biomasy (magazynującej około 550 mld t). Człowiek wprowadza corocznie do obiegu dodatkowo 7 mld t (Kovda 1978).

ODRĘBNE CECHY SYSTEMU ZIEMSKIEGO

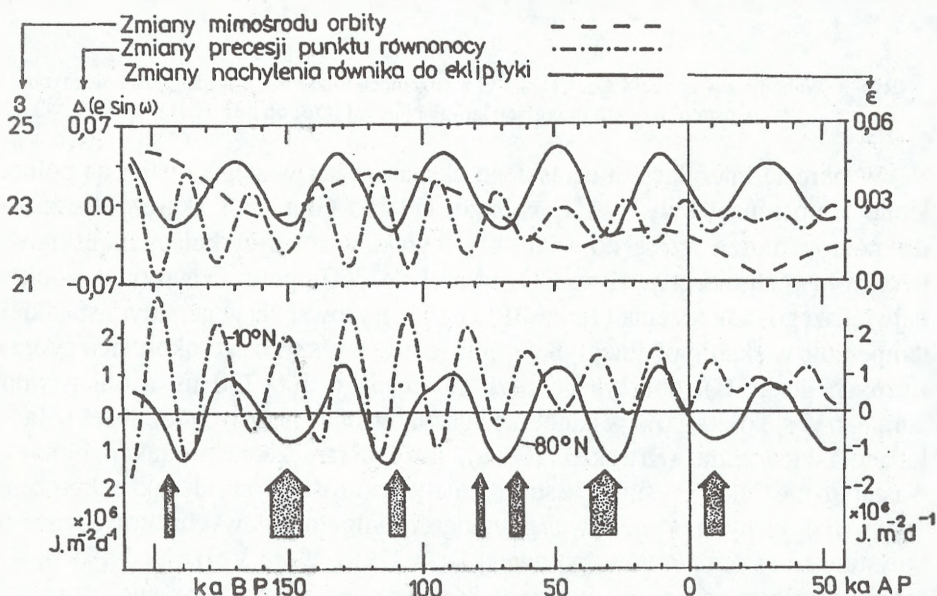
Unikatowy charakter systemu planety Ziemia polega na tym, że osiągnęła ona stan termiczny a równocześnie miała skład chemiczny odpowiedni do powstawania życia organicznego. Obecność tlenu, węgla, azotu i wodoru stworzyła te warunki. Szczególne znaczenie miało powstanie płaszcza hydrosfery, który w miarę wypiętrzania i przesuwania kier lądowych skupił się w zagłębieniach oceanów. Zróżnicowanie i zmieniające się w czasie rozkłady lądów i mórz, nakładające się na strefy klimatyczne uwarunkowane rozkładem promieniowania słonecznego, doprowadziły do powstania mozaikowych układów przestrzennych

geoeosystemów, które ulegały nieustannej transformacji w ciągu zarówno setek i dziesiątek milionów lat, jak i znacznie krótszych rytmicznych wahań klimatycznych.

Dobrymi przykładami wpływu zmian rozkładu lądów i ruchów górotwórczych na klimat mogą na przykład być trzeciorzędowe rozwieranie się systemu rowów północnego Atlantyku, obniżające temperaturę lądów, lub też wydźwiganie bloku Tybetu od początku czwartorzędu o rząd wielkości 2–3 km, zaburzające cyrkulację atmosferyczną (Kutzbach 1992).

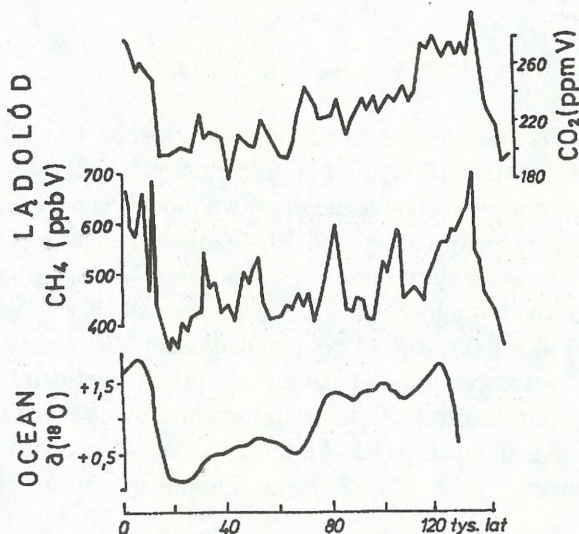
CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU

Mechanizmy zmian klimatu są niezmiernie złożone i dotąd nie są w pełni rozpoznane. Wspomniane ruchy płyt kontynentalnych i ruchy górotwórcze oraz towarzyszące im procesy wulkaniczne są prawdopodobną przyczyną powtarzania się epok lodowych w historii Ziemi (co 30–40 mln lat). Z drugiej strony sam ruch wirowy Ziemi wyznacza rytm dobowy, a obrotowy — pory roku. Cykle wahań temperatur i opadów o długości 11, 22, 35, 90 czy 180 lat wiążą się ze zmianami w aktywności Słońca i aktywności geomagnetycznej. Za zmiany klimatu w skali geologicznej czwartorzędu odpowiedzialne są zmiany parametrów w obiegu Ziemi. Są to zmiany kształtu orbity Ziemi (mimośrod) o cyklu 90–100 tys. lat, zmiany nachylenia równika ziemskiego do ekliptyki o cyklu 41 tys. lat i zmiany precesji punktów równonocy o rytmie 21–23 tys. lat. Zmiany te, opisane przez Milankov-



Rys. 2. Zmiany elementów orbity ziemskiej 200 ka BP do 50 ka AP (część górna) i wahań promieniowania słonecznego w różnych szerokościach półkuli północnej (Berger 1978, nieco uproszczone)

vitcha(1920), znalazły dziś pełne potwierdzenie w zmianach klimatycznych w ciągu czwartorzędu, zarejestrowanych w sekwencji zlodowaceń, osadów morskich, jeziornych, zmianach roślinności i innych. Szczególnie dobrze został rozpoznany okres ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego od 125 ka BP. Uderzająca jest zbieżność krzywych zmian zawartości CO_2 i CH_4 w pęcherzykach powietrza w lodzie, zmian ^{18}O w lodzie, osadach morskich i jeziornych, zmian parametrów magnetycznych, szaty roślinnej itd. (rys. 3).



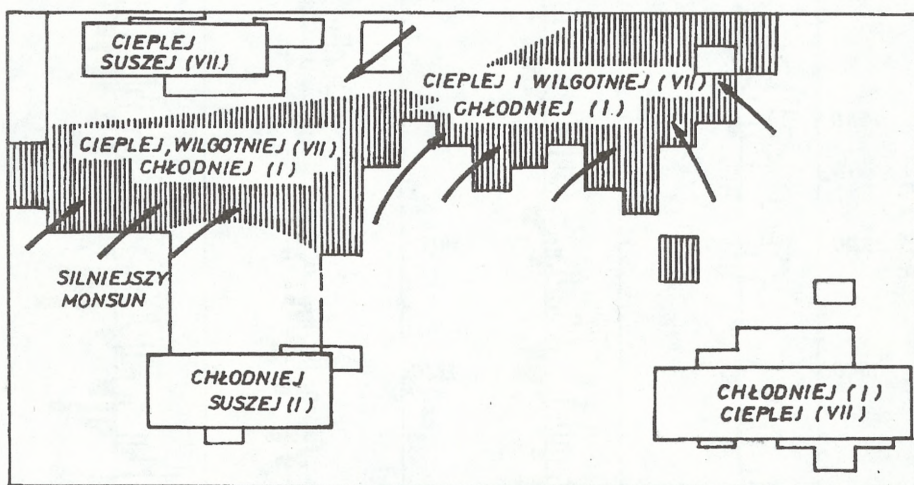
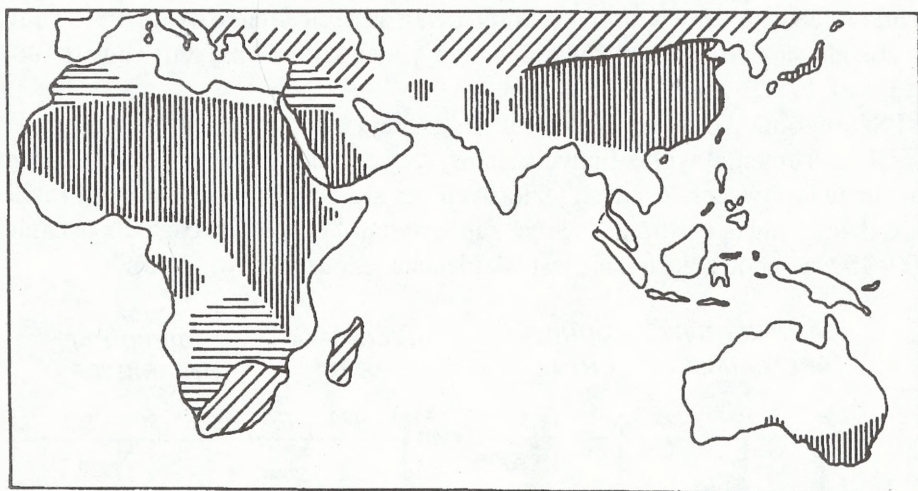
Rys. 3. Wahania zawartości CO_2 , CH_4 i ^{18}O w rdzeniach lodowych i osadach oceanicznych w ostatnim cyklu interglacjalno-glacialnym (Oeschger 1991)

W okresie interglacjału eemskiego ekspansja lasów sięgała dalej na północ, letnie temperatury były 4° – 6°C wyższe, lądolód Grenlandii skurczył się znacznie, poziom morza wzrósł do $+5\text{ m}$, a w wyniku wzrostu cyrkulacji monsunowej i rozwoju roślinności poziom CO_2 wzrósł do 300 ppmv . Odwrotnie — okres największego ochłodzenia (18 ka BP) charakteryzował się generalnym spadkiem temperatur w skali globalnej tylko o 3°C (ale w wyższych szerokościach geograficznych do 10°C), obniżył się poziom oceanu o 100 – 130 m , a obieg wody zmniejszył się o 20 – 30% wskutek zmagazynowania znacznych jej ilości w lądolodach i zmarzlinie (Starkel 1988a), jak i ograniczenia produkcji biomasy. Nastąpiło nie tylko przesunięcie stref klimatyczno-roślinnych, ale także skurczenie zbiorowisk leśnych o większych wymogach wilgotnościowych, prowadzące do powstania nowych biomów (porównaj Kowalski 1980; Velichko 1984). Dobrym wskaźnikiem są zmiany składników gazowych atmosfery; między innymi zawartość CO_2 spadła do 180 – 200 ppmv . Szczególnie istotne dla budowania modeli zmian klimatu jest rozpoznanie mechanizmów i tempa zmian. Na przykład u progu holocenu ocieplenie następowało gwałtownie, istotną rolę odgrywały

sprzężenia zwrotne, na przykład zmiany albedo w wyniku rozprzestrzeniania się lub zaniku pokrywy śnieżnej (Kutzbach 1981).

Mechanizmy zmian klimatu w przeszłości możemy rekonstruować porównując ze sobą wyniki badań geologicznych i paleoekologicznych oraz modele cyrkulacji atmosferycznej (rys. 4). Metodę tę zastosowano z powodzeniem w progra-

DANE GEOLOGICZNE I PALEOEKOLOGICZNE



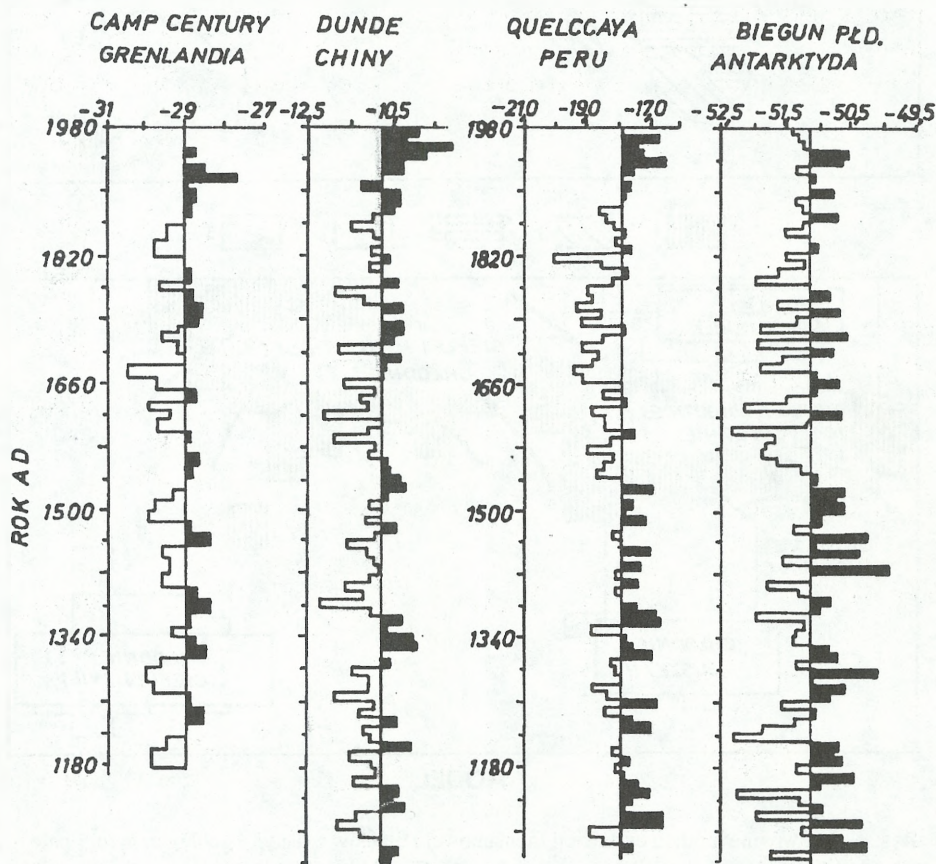
MODEL

Rys. 4. Porównanie modelu cyrkulacji monsunowej i opadów z danymi geologicznymi i paleoekologicznymi dla 9 ka BP (Kutzbach — za COHMAP 1988, częściowo zmienione)

1–4 wilgotność efektywna (1 — wyższa niż obecnie, 2 — niższa niż obecnie, 3 — podobna jak obecnie, 4 — nieokreślona, 5 — silna cyrkulacja monsunowa.

mach rekonstrukcji zmian klimatu w czasie maksimum zlodowacenia (CLIMAP 1976), jak i w ciągu ostatnich 18000 lat w przekrojach co 3000 lat (COHMAP 1988). Okazuje się, że ocieplenie w niektórych okresach, przykładowo u progu holocenu (10–9 ka BP), postępowało gwałtownie, ale nierównomiernie. W umiarkowanych i wyższych szerokościach geograficznych półkuli północnej wzrost promieniowania słonecznego latem, a spadek zimą spowodował wędrówkę drzew na północy Syberii przy równoczesnym trwaniu klimatu kontynentalnego, a wzrost opadów, tak widoczny w strefie zwrotnikowej, nastąpił dopiero około 8,5–8 ka BP, co zbiegło się z rozpadem lądolodu laurentyjskiego (porównaj Kutzbach 1981; Starkel 1977).

Szczególnie bogatego materiału dostarczają ostatnie stulecia. Obok obserwacji instrumentalnych i danych historycznych mamy do dyspozycji laminy roczne w lodowcach, osadach jeziornych czy słojach drzew. Musimy tu zachować daleko idącą ostrożność, gdyż zapis wahań ^{18}O w lodowcach dla ostatnich 700–900 lat, choć zbieżny, nie jest tak idealnie jednoznaczny (rys. 5).

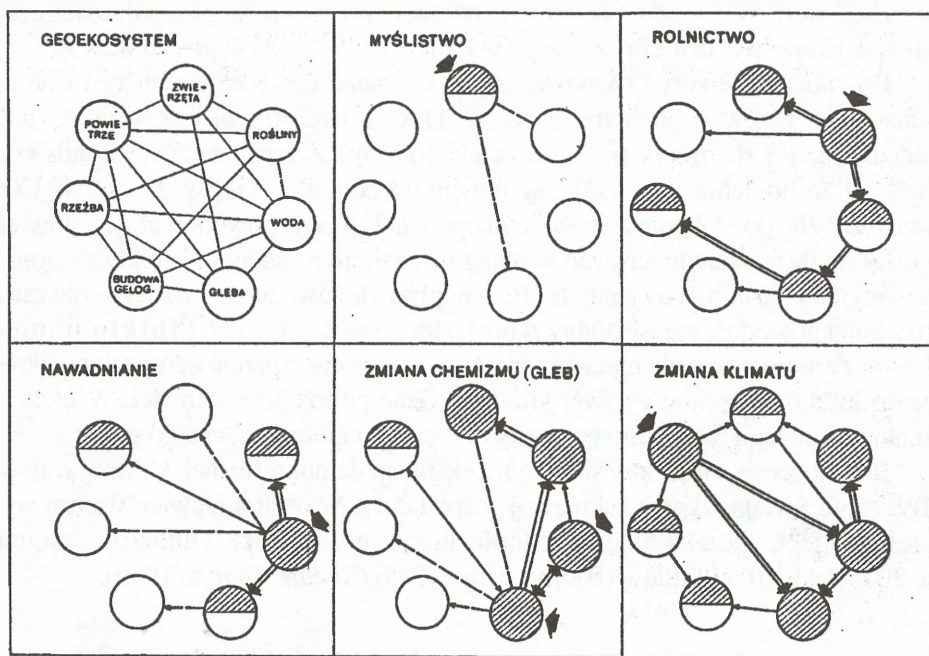


Rys. 5. Średnie dekadowe $\Delta^{18}\text{O}$ w ostatnim tysiącleciu w przekroju od Grenlandii po Antarktydę. Ciemno zaznaczone pola reprezentują okresy cieplejsze od dzisiejszego (Thompson 1991)

Mała Epoka Lodowa (1550–1850 AD) była na ogół w swych średnich temperaturach o $0,4^{\circ}$ – $0,5^{\circ}\text{C}$ chłodniejsza niż obecnie, co można wiązać zarówno ze spadkiem promieniowania słonecznego (kilka takich faz o spadku ^{14}C i ^{10}Be zarejestrowano na długości całego holocenu), jak i częściowo ze wzrostem częstotliwości erupcji klimatycznych (Kutzbach 1992). W tym ostatnim przypadku wymagałoby to jednak olbrzymich erupcji, na przykład rzędu wybuchu Krakatau co 5 lat (Wigley 1991). Każdy z tych zewnętrznych czynników uruchamia mechanizm zmian w połączonym systemie: atmosfera — ocean — kriosfera. Wzrost ocieplania od połowy XIX wieku wydaje się wyraźnie powiązany z ciągłym wzrostem CO_2 w atmosferze od 270 do 350 ppmv.

NARASTAJĄCA INGERENCJA CZŁOWIEKA

Typ i zasięg przestrzenny ingerencji człowieka, a także stopień zmian naturalnych geoeosystemów w wyniku tej ingerencji uległy przekształceniom w czasie wraz z postępem kulturowym i coraz doskonalszymi technologiami (rys. 6).



Rys. 6. Fazy i typy oddziaływania człowieka na funkcjonowanie geoeosystemów. Strzałki oznaczają kierunki oddziaływań i zmian. Zaszrafowanie całkowite lub do połowy oznacza stopień transformacji lub degradacji.

Paleolityczny myśliwy obniżał populację niektórych gatunków zwierząt. Neolityczny rolnik i hodowca już od 10–9 tysięcy lat temu na Bliskim Wschodzie, a od

7–6 tysięcy lat w Europie Środkowej, niszczył naturalne zbiorowiska, uprawiał pola, przyspieszając przez to spływ wody, obieg biomasy, erozję wodną i wietrzną, zwiększając albedo odsłoniętych powierzchni (Starkel 1988b). Fale osadnictwa i wylesień były przegradzane okresami nawrotu roślinności naturalnej. W obszarach pól suchych, wraz ze wzrostem populacji ludzi i zwierząt, następowało przesuwanie granic pustyń, a w przypadku nawodnień — występowanie z czasem procesu zasalania gleb. W strefie umiarkowanej (leśnej) nadwyżki wody i zmyte gleby z obszarów górskich i wyżynnych odprowadzane były na niziny, gdzie zaburzenie bilansu prowadziło do podnoszenia się poziomu wód gruntowych. W warunkach granicznych — nadmiernie wilgotnych wyżyn Wysp Brytyjskich — wylesione stoki zostały okryte płaszczem torfowisk (Roberts 1989).

Rewolucja przemysłowa i towarzyszący jej rozwój aglomeracji miejskich spowodowały wzrost zapotrzebowania na energię, surowce mineralne, wodę i żywność. Powszechny głód ziemi w przeludnionych obszarach rolniczych, nie nadążających w rozwoju za obszarami przemysłowymi, wywołał trzebież lasów (między innymi w strefie równikowej) i odwadnianie gruntów ornych i łąk, które w krótkim czasie doprowadziło również w Polsce do gwałtownego wzrostu deficytu wody. W strefie półsuchej ekspansja pustyni osiągnęła niespotykane wcześniej rozmiary (w latach 1975–2000 wzrost o 62%).

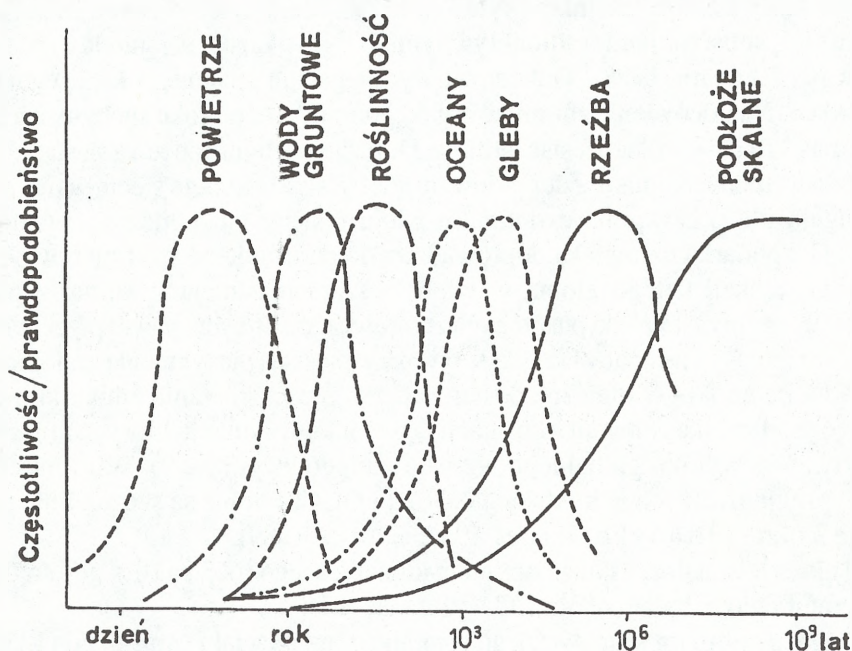
Równocześnie zostały wprowadzone do obiegu nowe źródła energii i nowe substancje, zarówno pochodzące ze źródeł kopalnych (ropa, gaz, węgiel, rudy metali), jak też stworzone przez człowieka (freony). Zanieczyszczenie atmosfery, wód i gleb pogłębia się — między innymi od początku XIX w. zawartość CO_2 wzrosła z 280 do 353 ppmv. Brak ziemi uprawnej i wody spowodował, że człowiek zaczął na dużą skalę ingerować w obieg materii, m.in. budując wielkie zbiorniki retencyjne (średnio zatrzymujące 10% odpływu), nawadniając rozległe obszary, co z kolei powoduje katastrofalny zanik jezior i powierzchni delt (Shiklomanov 1990). Zanieczyszczenie metalami ciężkimi w regionach przemysłowych przekroczyło kilkudziesięcio-, a nawet kilkusetkrotnie poprzednie wartości. W efekcie zaburzeniu ulega bilans energetyczny i bilans obiegu materii całego globu.

Równocześnie jesteśmy świadkami eksplozji demograficznej, która w krajach Trzeciego Świata wyprzedza rozwój gospodarczy. W ostatnim ćwierćwieczu wyniesie on 55%. Oczekuje się, że ludność, licząca w 1925 roku 2 miliardy, osiągnie w 2075 roku 10 miliardów (Barney i in. 1985, *Climate Change* 1990).

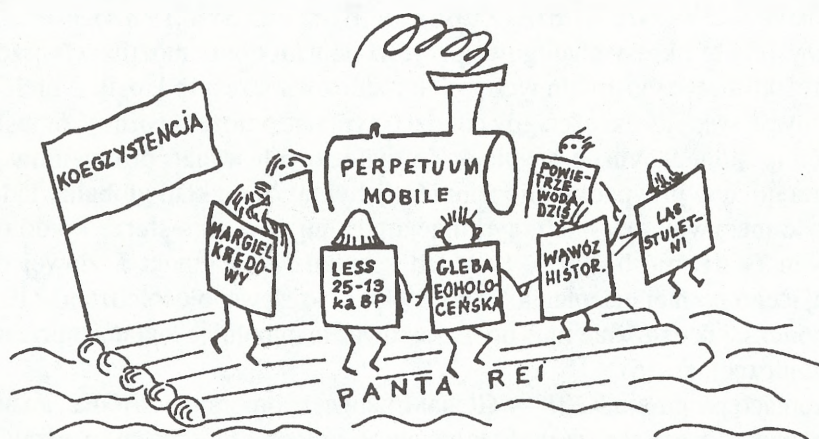
NAUKI PŁYNĄCE Z PRZESZŁOŚCI

Szczegółowa analiza zasobów środowiska przyrodniczego wskazuje, że uważane dotąd za odnawialne niemal corocznie (po zimie, po porze deszczowej) — biosfera, hydrosfera, pedosfera — ulegają gwałtownej degradacji, że zasoby lasów, wód, gleb wyczerpały się, że nie są one odnawialne, albo też czas ich odnawiania jest tak długi, iż przekracza skalę planowania gospodarczego państw. Okazuje się,

że korzenie teraźniejszych „bogaty” geoeosystemów tkwią w odległej przeszłości (rys. 7). Dzisiejsze geoeosystemy składają się z elementów różnego wieku, odziedziczonych z różnych epok, które ze sobą współdziałają wraz z przemieszczanymi dziś „świeżymi” masami powietrza i wodą opadową, wprowadzaną do systemu i uruchamiającą obieg materii (rys. 8). Równocześnie często



Rys. 7. Czas powstawania i możliwości odnawiania elementów środowiska (i jego zasobów)



Rys. 8. Koezystencja różnowiekowych elementów we współczesnych geoeosystemach

już w minionych stuleciach, a nawet tysiącletniach, naturalne ekosystemy zostały kompletnie zdegradowane (region śródziemnomorski). Nasze agrocenozy, będące w pozornej „równowadze”, w latach susz lub nadwyżek wilgoci skazane są na utratę plonów. Odbudowa zdegradowanego środowiska nie jest łatwa (rys. 7). O ile zanieczyszczenia gazowe atmosfery i wody można zlikwidować budując filtry i oczyszczalnie, o tyle zanieczyszczenia gleb ilastych metalami ciężkimi i substancjami radioaktywnymi mogą okazać się nieodwracalne (Nriagu, Pacyna 1988). Odbudowa wyciętego lub spalonego lasu wymaga 50–100 lat. Na odnowienie zbiorników wód gruntowych, po roku suchym, czekamy u nas kilka — kilkadziesiąt lat, a w klimacie suchym może to nastąpić po generalnej zmianie klimatu. Zdegradowane gleby, stoki rozcięte siecią wawozów wymagają dla odnowienia zwietrzelin wielu tysięcy lat, podobnie zasolone gleby. Gospodarka człowieka doprowadziła do przesunięcia stref glebowo-roślinnych w skali całego globu, w wielu obszarach istniejący klimat z porą wilgotną „nie przystaje” do pustynnych zbiorowisk roślinnych, nawet przeciwnie, okresowe intensywne opady i szybki spływ przyspieszają pustynnienie krajobrazu.

Minione epoki geologiczne dostarczają dla prognozowania zmian klimatu i całego środowiska cennych informacji jako analogii sytuacji, których możemy oczekiwać w wyniku globalnego wzrostu temperatury (rys. 9). Wśród scenariuszy przyjmowanych w modelach AGCM i OGCM brane są szczególnie pod uwagę 3 okresy (Budyko, Izrael 1987; Gleick 1989):

a) okres tzw. holocenijskiego optimum klimatycznego (6–5 ka BP), gdy średnia temperatura globu była o około 1°C wyższa niż dziś;

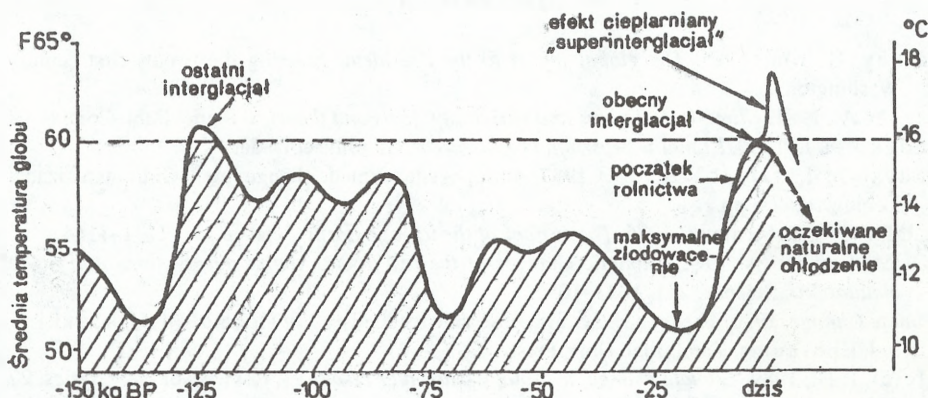
b) okres optimum klimatycznego ostatniego interglacjału eemskiego (125 ka BP), gdy średnia temperatura umiarkowanych szerokości geograficznych była o około 2°C wyższa niż dziś (Frenzel, Velichko 1992);

c) okres górnego pliocenu (3–2 mln lat BP), gdy średnia temperatura globu była o około 4°C wyższa niż dziś (Zubakov, Borzenkova 1988).

Wszystkie te okresy analogowe przybliżają nam obraz możliwych przesunięć stref klimatyczno-roślinnych świata, ale równocześnie każdy z nich był odmienny od współczesności, gdy chodzi o sytuację położenia orbity ziemskiej w systemie słonecznym, o stosunek do cyklicznych wahań promieniowania słonecznego, a w przypadku pliocenu różny był także rozkład globalny lądów, wysokość masywów górskich, cyrkulacja powietrza w atmosferze i wód oceanicznych (Kutzbach 1992). Przykład schyłku Małej Epoki Lodowej oraz następującego po niej ocieplenia (1840–1940) i okresowego ochłodzenia (1940–1980) poucza, jak ostrożnie musimy postępować manipulując faktami z przeszłości geologicznej (rys. 5).

W ramach programu IGBP — Global Change, w programie PAGES, analizowane są nieprzerwane serie wahań temperatury i wilgotności zapisane w rdzeniach lodowych, laminowanych osadach jezior i mórz i słojach drzew (Global Change vol. 19). Między innymi dane z jeziora Gościąg na Pojezierzu Gostynińskim

pozwalają poznać istotne dla prognozowania tempo zmian klimatu i ekosystemów. Okazuje się, że w ciągu dziesięcioleci może nastąpić wzrost średniej temperatury w granicach 1°C , czy zmiana zbiorowisk roślinnych, porównywalne do zmian, jakich obecnie oczekujemy w wyniku efektu cieplarnianego (Różański in. 1993). Z kolei badania paleopowodzi i wszelkich zjawisk ekstremalnych w przeszłości (szczególnie w strefie suchej) ukazują, jakie są wartości progowe stabilności geoeosystemów i jaki jest potrzebny czas, aby system mógł powrócić do równowagi ekologicznej (Starkel i in. 1991).



Rys. 9. Nałożenie się działalności człowieka na długookresowe wahania klimatyczne w skali cyklu glacialno-interglacialnego (Mitchell 1977)

Badania przeszłości pozwalają nam rozpoznać w formie nieskażonej rolę różnych czynników w kształtowaniu systemu klimatycznego Ziemi i całego obiegu materii przez możliwość objęcia całych cykli zmian i odkrycia pierwotnych ich przyczyn, tak jak to miało na przykład miejsce z podniesieniem bloku Tybetu i zmianą cyrkulacji atmosferycznej nad Azją i w skali globalnej (Ruddiman i in. 1989). Szczególne znaczenie ma rozpoznanie mechanizmów zmian geoeosystemów w warunkach naturalnych przed początkiem ingerencji człowieka i zmian wywołanych tą ingerencją. Stwarza to możliwość oddzielenia roli czynnika klimatycznego i antropogenicznego w śledzeniu przemian współczesnych geoeosystemów.

GLOBAL ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE PAST

Summary

Different factors of climatic changes in the geological past are described, with particular emphasis on the Quaternary cycles of climate changes and resulting therefrom changes in biosphere, hydrosphere and criosphere. Usefulness of geological and paleogeological data in reconstructing of climate in the past is pointed out and appropriate models of air

circulation developed. Special attention is paid to the meaning of proxy data: dendrological, lacustrine and concerning glacier development, as the source of information about climate. Results of human interference in the transformation of natural geoecosystems in different stages of the Man's activity are presented. It is shown that climatic and environmental changes under global warming conditions can be forecasted by modelling of the following analogue periods: the Holocene climatic optimum, the Eemian interglacial and the Upper Pliocene. They allow to determine approximately the position of climatic-vegetational zones and facilitate recognition of mechanisms affecting natural geoecosystems and the degree of human interference in their functioning.

LITERATURA

- Barney G. i in., 1985. *The global report to the President. Entering the twenty-first century*, Washington.
- Berger A., 1981. *Climatic variations and variability: facts and theories*, Reidel Publ. Comp.
- Budyko M. I., 1980. *Klimat w przeszłości i buduszcem*, Gidrometeoizdat
- Budyko M. I. i Izrael Y. A. (red.), 1987. *Antropogenic climatic change (ros.)*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 406 pp.
- CLIMAP Project Members, 1976. *The surface of the ice-age Earth*, Science 191, 1131–1144.
- COHMAP members, 1988. *Climatic changes of the last 18000 years: observations and model simulations*, Science, 241, 1043–1052.
- Climate Change*, 1990. The IPCC Scientific Assessment edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums, Cambridge Univ. Press.
- Gleick P. H., 1989. *Climate change, hydrology and water resources*, Reviews of Geophysics, 27, 31 August; 329–344.
- Frenzel B., Velichko A. A., 1992. *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*, Hungarian Acad. Sc., G. Fischer Verlag, Budapest-Stuttgart
- IGBP-Global Change, 1990. *The Initial Core Projects*, Report No.12.
- Kovda V. A., 1978. *Zemelnyje resursy mira, ich ispolzovaniya i ochrana*, Izdat. Nauka, Moskva
- Kowalski K., 1980. *Origin of mammals of the Arctic tundra*, Folia Quaternaria 51, Kraków, 3–16.
- Kutzbach J. E., 1981. *Monsoon climate of the early Holocene: climatic experiment using the Earth's orbital parameters for 9000 years ago*, Science, 214, 59–61.
- Kutzbach J. E., 1992. *Modeling earth system changes of the past*, [W:] *Modeling the Earth System*, red., D. Ojima, UCAR, OIES Boulder, Colorado, 376–404.
- Lvovitch M. I., 1974. *Wodnyje resursy mira i ich buduscije*, Mysl, Moskva.
- Milankovitch M., 1920. *Theorie mathematique des phenomenes thermiques produits par la radiation solaire*, Gauthier-Villars, Paris 338 pp.
- Nriagu J. O., Pacyna J. M., 1988. *Quantitative assessment of world-wide contamination of air, water and soils with trace metals*, Nature, 333, 134–139.
- Obrebska-Starkel B., Starkel L., 1991. *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, Zeszyty Inst.Geogr. i PZ PAN, 4, 1–71.
- Oeschger H., 1991. *Paleodata, paleoclimates and the greenhouse effect*, [W:] *Climate Change: sciency, impacts and policy*, red., J. Jäger and H. L. Ferguson, WMO, 211–224.
- PAGES, 1992. *Past Global Changes Project: proposed implementation plans for research activities*, IGBP Report No. 19, Stockholm, 1–105.
- Roberts N., 1989. *The Holocene, an environmental history*, Basil Blackwell, Oxford 227 pp.
- Różański K., Goslar T., Duliński M., Kuc T., Pazdur M. F., Walanus A., 1993. *The Late Glacial-Holocene transition in Central Europe derived from isotope studies of laminated sediments from Lake Gościąg (Poland)*, in print.

- Ruddiman W. F., Prell W. L., Raymo M. E., 1989. *Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the America West: Rationale for general circulation modeling experiments*, Journal of Geophysical Research, 94, D15, 18379–18391.
- Shiklomanov I. A., 1990. *Global water resources*, Nature and Resources 26, 3, 34–43.
- Starkel L., 1977. *Paleogeografia holocenu (the paleogeography of the Holocene, pol.)*, PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1988a. *Global paleohydrology*, Bull. Pol. Ac.: Earth Sci., 36,1, 71–89.
- Starkel L., 1988c. *Działalność człowieka jako przyczyna zmian procesów denudacji i sedymentacji w holocenie*, Prz. Geogr. 60, 3, 251–265.
- Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.), 1991. *Temperate Palaeohydrology*, J.Wiley, Chichester.
- Thompson L., 1991. *Ice-core records with emphasis on the global record of the last 2000 years*, [W:] *Global Changes of the Past*, red., R. S. Bradley, Global Change Institute vol. 2, UCAR, OIES, Boulder, Colorado, 201–224.
- Velichko A. A., 1984. *Late Pleistocene spacial paleoclimatic reconstructions*. [W:] *Quaternary Environments of the Soviet Union*, chapter 25, Univ. of Minnesota Press, 261–285.
- Walling D. E., 1987. *Rainfall, runoff and erosion of the land: a global view*, [W:] *Energetics of the Physical Environment*, red., K. J. Gregory; J. Wiley, 89–117.
- Wigley T. M. L., 1991. *Could reducing fossil fuel emission cause global warming?* Nature 349, 503–506.
- Zubakov V. A., Borzenkova I. I., 1988. *Pliocene palaeoclimates: Past climates as possible analogues of mid-twenty-first century climate*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 65, 35–49.