

BIOGEOCHEMIA  
II+III  
METABOLIZM BIOSFERY  
**CYKL WĘGLA**  
PRODUKCJA  
DEKOMPOZYCJA

# Dynamika biogeochemiczna: praca zasilana energią



- Dynamika geosfery (tektonika) - jądrowa
- Dynamika hydrosfery (prądy morskie; obieg wody)
- Dynamika atmosfery
- Dynamika biosfery - energia termojądrowa (słoneczna)

Ziemia jest planetą bardzo dynamiczną. Na jej powierzchni odbywają się dość intensywne procesy abiotyczne i biotyczne, związane z przemieszczaniem ogromnych mas różnych substancji, powstawaniem gradientów energii – wytwarzają się potencjały energetyczne, dzięki wykonanej pracy (przepływowi energii), potem te potencjały rozładowują się, wykonując kolejne prace. Żeby mogła istnieć jakakolwiek dynamika w danym układzie, konieczne jest zasilanie energetyczne – przepływ energii. To jest warunek podstawowy. Jakie źródła energii zasilają procesy przebiegające na Ziemi?

Po pierwsze, mamy do czynienia z dynamiką geosfery: przemieszczanie się ogromnych mas mineralnych, zjawiska wulkaniczne i tektoniczne, wędrówka kontynentów. Po drugie – mamy do czynienia z dynamiką hydrosfery i atmosfery, abiotycznymi procesami polegającymi na przemieszczaniu ogromnych mas wody (prądy morskie, parowanie – skraplanie – opady i spływ wody do oceanów, związany z erozją i przenoszeniem wielkich mineralnych, przemieszczanie mas powietrza; jedno i drugie związane z przenoszeniem wielkich ładunków energii cieplnej.

Wreszcie – dynamika biosfery: cykl redoks produkcji pierwotnej i dekompozycji, pobieranie i uwalniania ogromnych mas pierwiastków z- i do litosfery, hydrosfery, atmosfery, czynne przemieszczanie się organizmów.

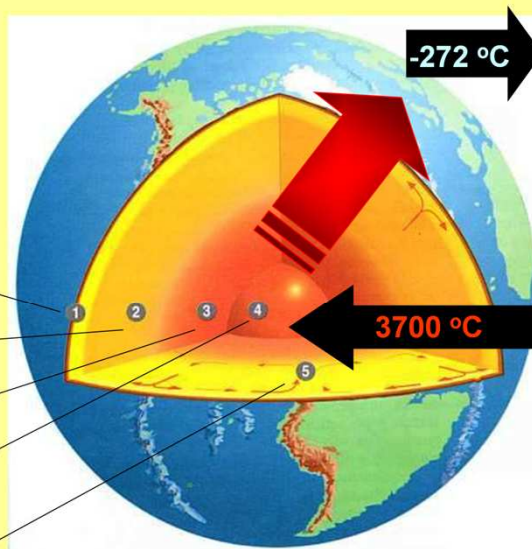
Dynamika geosfery zasilana jest przepływem energii cieplnej z wnętrza globu na powierzchnię, skąd zostaje wypromieniowana w przestrzeń; źródłem tej energii jest ciepło resztkowe z czasów, gdy Ziemia była rozgrzaną kulą, i trwające ciągle reakcje rozpadu promieniotwórczego (czyli energia jądrowa). Pozostałe procesy,

z pracą organizmów włącznie, zasila przede wszystkim energia promieniowania słonecznego, której źródłem są reakcje termojądrowe (reakcje syntezy) na Słońcu.

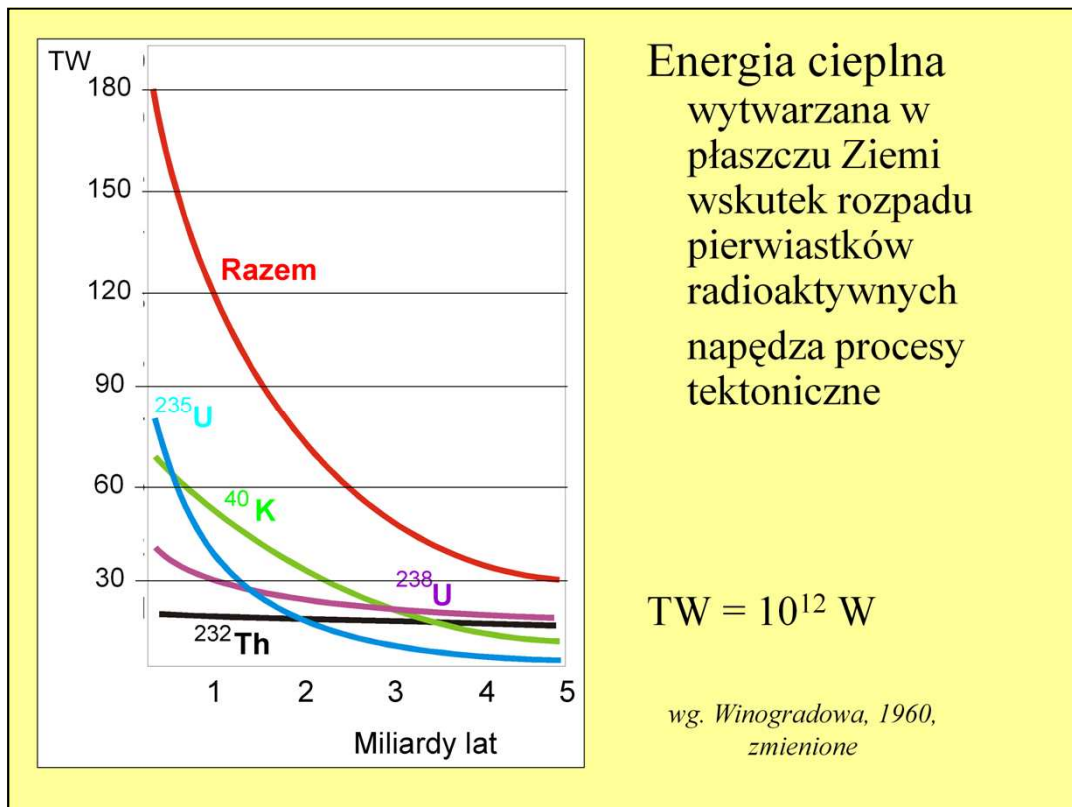
# PRZEKRÓJ ZIEMI

1. Skorupa ziemna: 10-40 km
2. Płaszcz: 2900 km
- 3 + 4. Jądro 3470 km

1. Skorupa
2. Płaszcz
3. Jądro zewnętrzne
4. Jądro wewnętrzne
5. Prądy konwekcyjne



W jądrze Ziemi panuje temperatura ok. 3700°C. Otaczająca Ziemię przestrzeń ma temperaturę zbliżoną do zera bezwzględnego. Ten gradient temperatury powoduje stały przepływ ciepła z jądra, poprzez kolejne warstwy płaszcza i skorupy ziemskiej na powierzchnię.



Głównym źródłem energii rozpad promieniotwórczy ciężkich izotopów uranu, toru i potasu, które siłą grawitacji zgromadziły się w centrum globu w okresie, gdy tworzyła się nasza planeta. Intensywność tego promieniowania spada wykładniczo – w miarę wyczerpywania się zapasów tych pierwiastków. Obecnie szacuje się moc tego źródła energii na około 30 TW (terawatów, czyli bilionów watów).

Uwaga: w kursie biogeochemii musimy się posługiwać jednostkami masy, energii, tempa przepływu energii (czyli pracy albo mocy) w bardzo szerokiej skali – dlatego konieczna jest biegłość w posługiwaniu się odpowiednimi przedrostkami i zapisem wykładniczym rzędu wielkości (np. miliony – 10<sup>6</sup>, przedrostek „mega”, np. 1 mln Watów = 1000000W = 1 megawat = 1MW). Oczywiście, niezbędna jest znajomość podstawowych jednostek fizycznych i ich poprawnego zapisu.

Całkowity przepływ ciepła geotermalnego:

**30 to 44 TW**

W tym z rozpadów promieniotwórczych

**19 to 31 TW\***

Inne źródła ciepła:

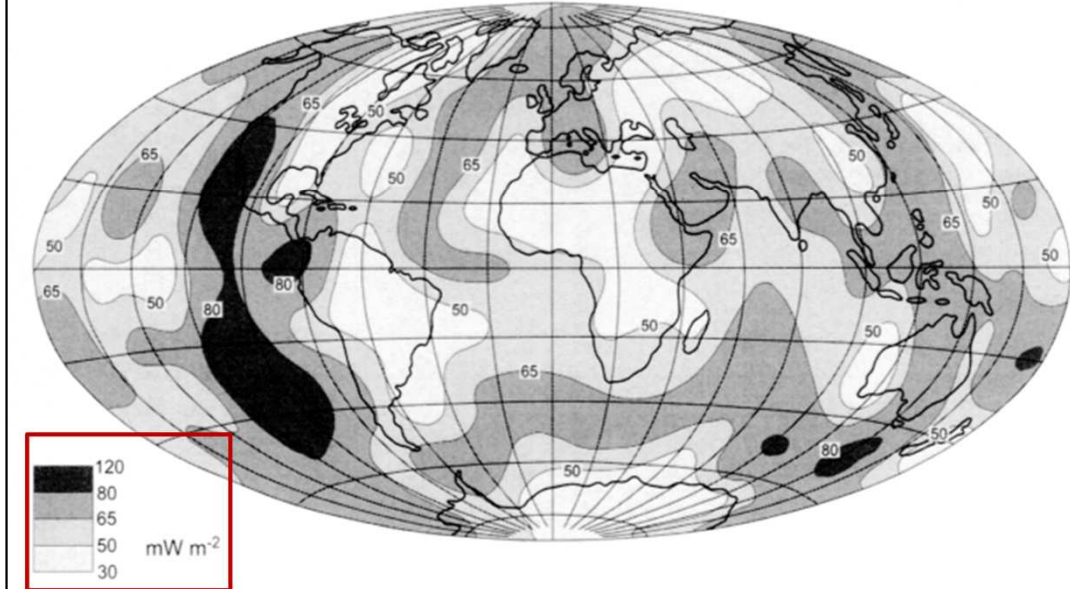
resztkowe (5-10%)

grawitacyjne (5-10%)

\*Nowe dane (2011) – rejestracja antyneutrin („geoneutrin”)  
z rozpadu  $^{238}\text{U}$  i  $^{232}\text{Th}$ : **24 ±8 TW**

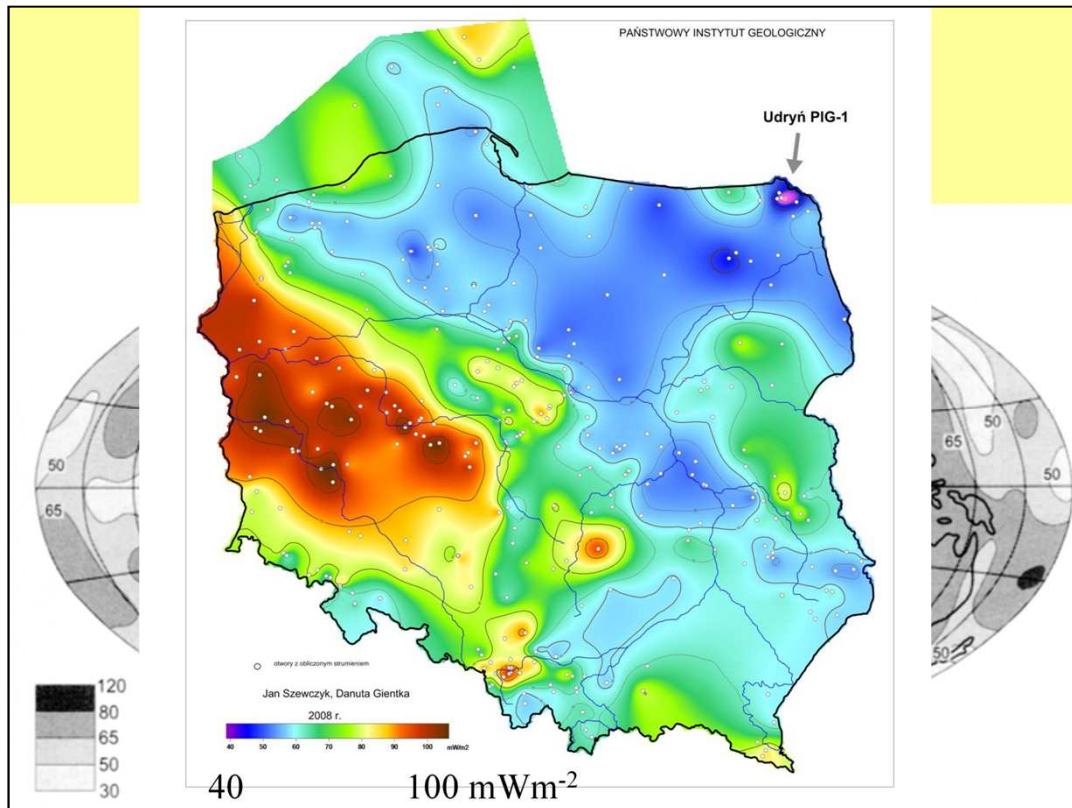
Pomiary ilości ciepła geotermalnego (czyli strumienia energii cieplnej wpływającego na powierzchnię Ziemi) są coraz dokładniejsze. Obecnie sumaryczny strumień energii ocenia się na 30 do 44 TW, z czego większość stanowi ciepło rozpadów promieniotwórczych (19 do 31 TW; najnowsze oceny dla ciężkich pierwiastków podają ok. 24 TW). Pozostałe ciepło jest reliktem sprzed 4,5 miliarda lat (5-10%) i z grawitacyjnej kontrakcji (kurczenia się) globu (5-10%).

# Energia geotermalna



Natężenie strumienia energii cieplnej z głębi Ziemi jest nierównomierne, wskutek zróżnicowanej izolacyjności różnych fragmentów litosfery. Tam, gdzie tworzą ją grube płyty kontynentów, natężenie jest mniejsze; tam zaś, gdzie litosfera jest cienka, strumień energii jest intensywny i wykonywana przez tę energię praca jest ogromna, polega na przesuwaniu płyt litosfery. Lokalne pomiary świadczą, że natężenie tego strumienia energii zawiera się pomiędzy 30 a 120 mW m<sup>-2</sup>. [Ile średnio wynosi? Skoro suma to ok. 40 TW, czyli 40 x 10<sup>12</sup> W, a powierzchnia Ziemi wynosi:  $4\pi r^2$ , gdzie  $r$  = promień Ziemi = ok. 6378 km czyli  $6,378 \times 10^6$  m, zatem  $40 \times 10^{12} / 4 \times 3,14 \times (6,378 \times 10^6)^2 =$  (używając szkolnego kalkulatora)  $= 0,078 \text{ W m}^{-2}$  czyli 78 mW m<sup>-2</sup>.]

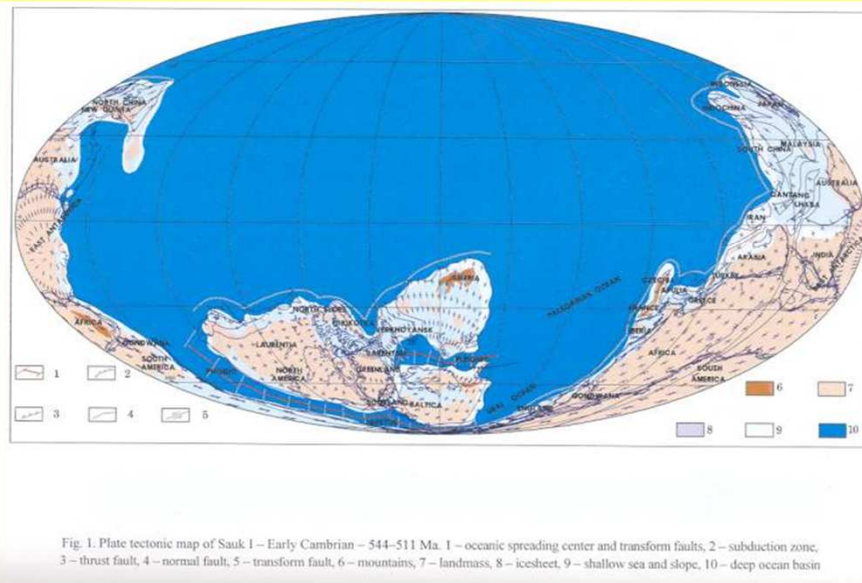




Dokładne dane o natężeniu strumienia energii geotermalnej niosą informacje o budowie skorupy ziemskiej w danym miejscu, co może mieć także znaczenie praktyczne. Mapę natężenia strumienia energii geotermalnej w Polsce wykonano w Państwowym Urzędzie Geologicznym.

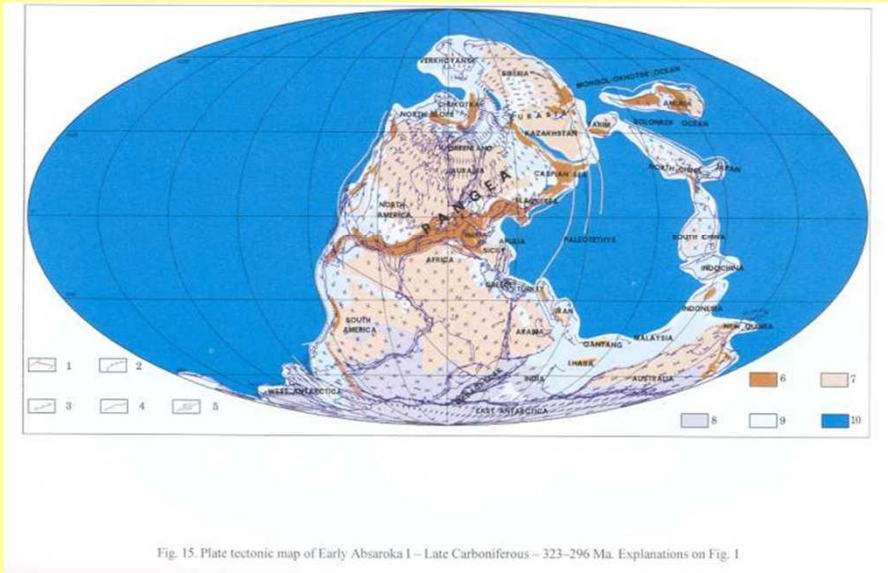


## Wczesny kambryj 544 – 511 mln lat

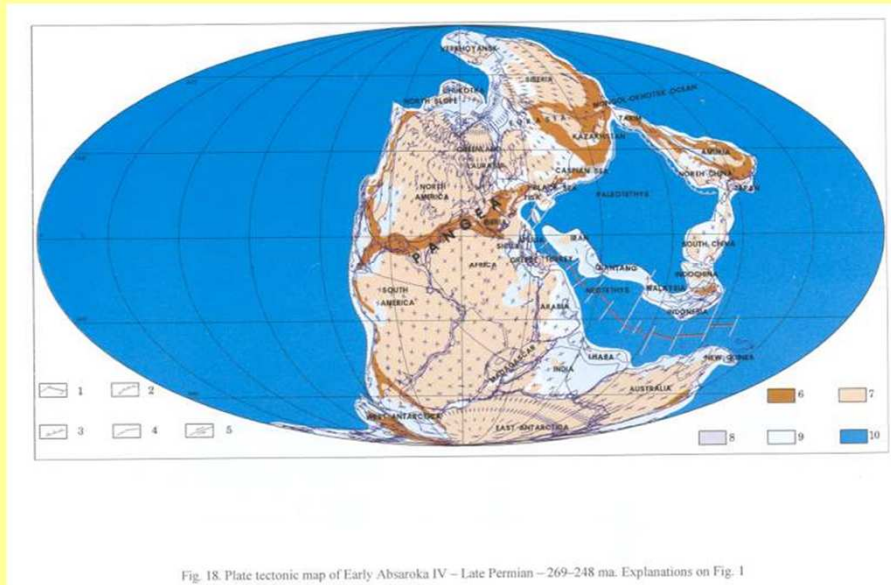


W skali globu, ten z pozoru niewielki strumień energii (zaledwie parędziesiąt miliwatów na metr kwadratowy) wystarcza, do wykonywania ogromnej pracy przesuwania kontynentów. Kolejne ilustracje pokazują, jak zmieniała się mapa Ziemi w ciągu ostatniego pół miliarda lat, za sprawą energii cieplnej z wnętrza Ziemi.

## Późny karbon 329-296 mln lat



## Koniec permu 269-248 mln lat



## Kreda/Trzeciorzęd 81-58 mln lat

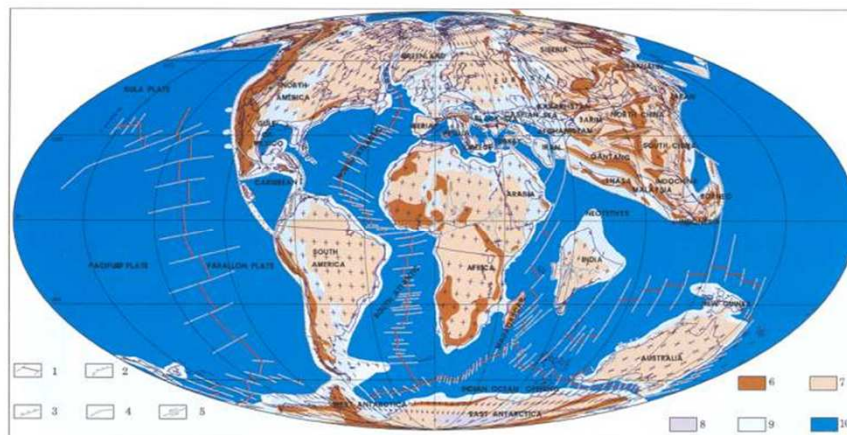
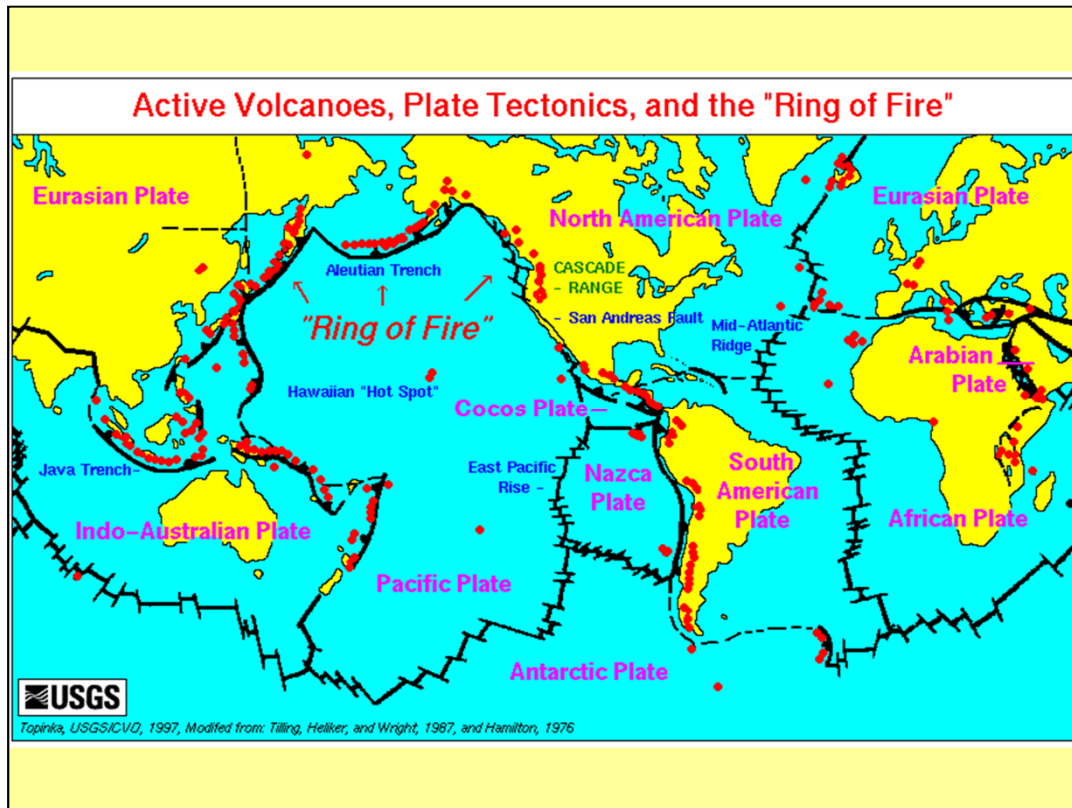


Fig. 31. Plate tectonic map of Late Cretaceous – earliest Paleogene – 81–58 Ma. Explanations on Fig. 1

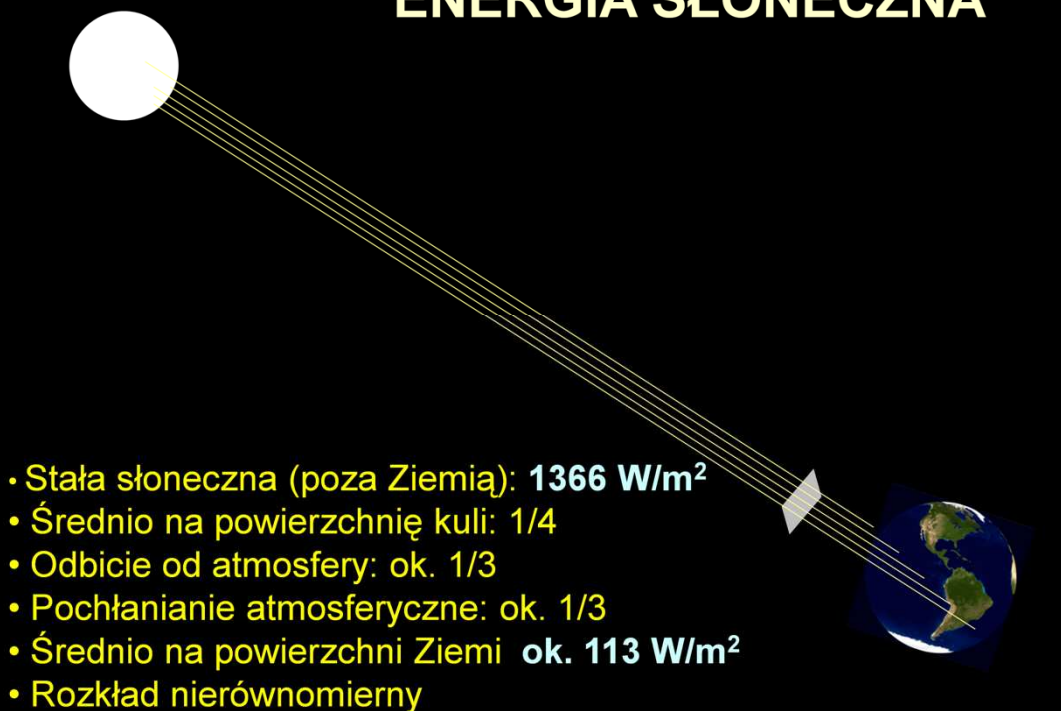


Obecnie nadal obserwujemy ten ruch. Miejscami kontynenty przemieszczają się z pozornie niewielką prędkością kilku centymetrów na rok, ale pomyślmy – w ciągu życia człowieka położenie jakiś konkretny adres (mierzony np. GPS-em) może się przemieścić o parę metrów!

Praca wykonywana przez przepływ energii geotermalnej objawia się nieraz bardzo gwałtownie wybuchami wulkanów i trzęsieniami ziemi.

Ten strumień energii przyczynia się do modyfikowania warunków, w jakich rozwija się życie na Ziemi, ale w bardzo niewielkim stopniu bezpośrednio zasila procesy życia na Ziemi (choć ma i tu swój udział).

## ENERGIA SŁONECZNA

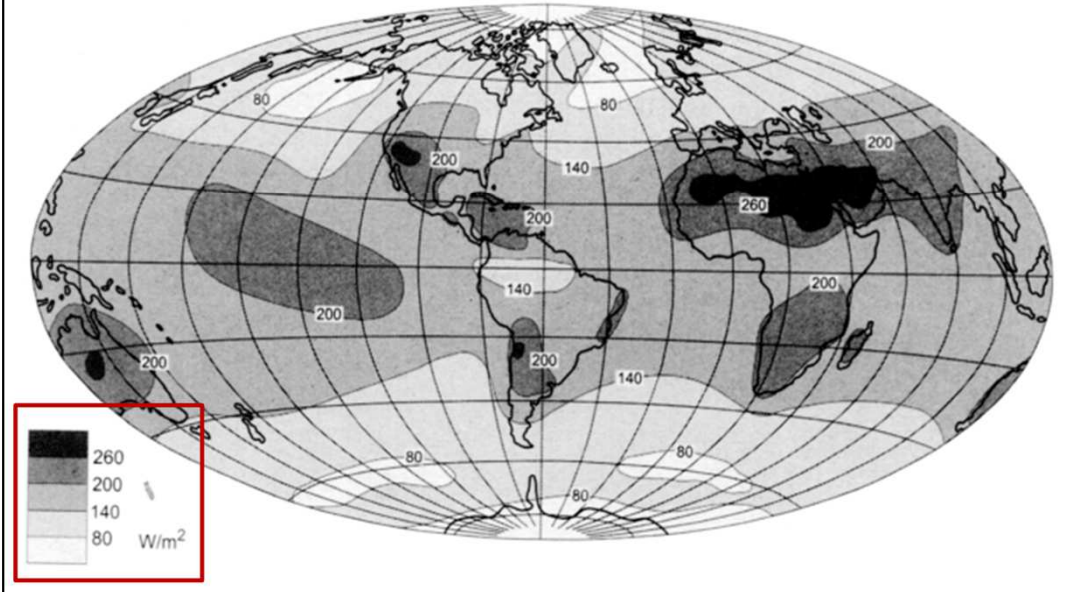


Głównym strumieniem energii zasilającym procesy abiotyczne i biotyczne na powierzchni Ziemi, jest promieniowanie słoneczne. Natężenie tego promieniowania w poza Ziemią, mierzone na płaskiej powierzchni, prostopadłej do padającego promieniowania, w takiej odległości, jaka dzieli Ziemię od Słońca, (tzw. Stała słoneczna, a właściwie całkowita irradiancja słoneczna) wynosi ok.  $1366 \text{ W m}^{-2}$ . Na każdy metr kwadratowy powierzchni Ziemi, przypada tylko ułamek tej wartości. Po pierwsze, całkowita powierzchnia kuli jest cztery razy mniejsza, od powierzchni jej przekroju, a Ziemia dzięki dobowemu obrotowi wokół osi i rocznemu obiegowi po orbicie, przy nachylonej osi, odbiera promieniowanie całą swoją powierzchnią (choć nierównomiernie). Po drugie, znaczna część, bo aż  $1/3$  promieniowania zostaje odbita z powrotem w przestrzeń, drugie tyle ( $1/3$ ) pochłania atmosfera, tak, że średnio na jednostkę powierzchni globy przypada  $\frac{1}{4} \times \frac{1}{3} \times 1366 = 0,083 \times 1366 = \text{ok. } 113 \text{ W m}^{-2}$ .

Dla całego globu odpowiada to (średnio rocznie) strumieniowi energii o natężeniu  $113 \times 4 \times 3,14 \times (6,378 \times 10^6)^2 = 113 \times 5,112 \times 10^{14} \text{ m}^2 = \text{ok. } 58 \times 10^{15} \text{ W} = 58 \times 10^9 \text{ MW}$ ; wraz z energią pochłoniętą przez atmosferę jest to ok.  $90 \times 10^9 \text{ MW}$ .



## Energia promieniowania słonecznego

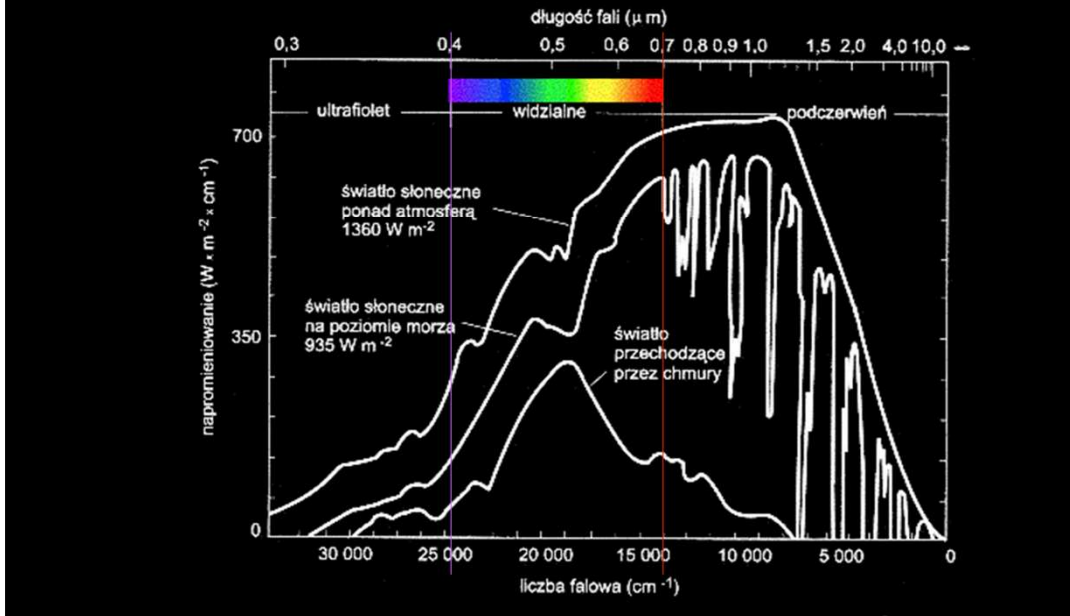


Jak powiedziano wyżej, rozkład ten jest nierównomierny w czasie i przestrzeni. Uśredniając zmienność sezonową, powinniśmy otrzymać regularny wzorec równoleżnikowego gradientu, z największą ilością odbieranego promieniowania na równiku, a minimum na obu biegunach (uzasadnienie zna każdy, kto miał w gimnazjum geografii). Nieregularne rozmieszczenie kontynentów wpływające na zmiany zachmurzenia powoduje, że ten regularny układ jest nieco zaburzony, jak na tej mapie. Natężenie strumienia energii (średnie w ciągu roku) waha się od kilkudziesięciu do ponad  $300 \text{ W m}^{-2}$ . Jest to wartość wielokrotnie większa, niż natężenie strumienia energii geotermalnej!

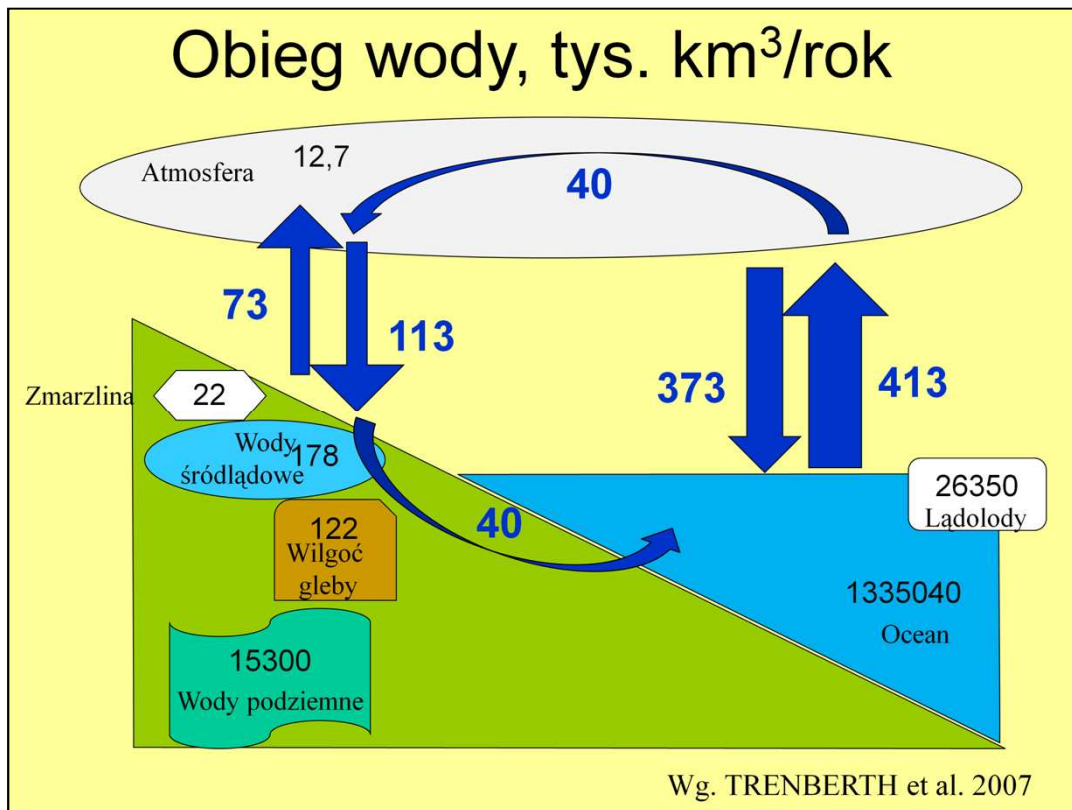


## Spektrum promieniowania słonecznego

Stała słoneczna:  $1360 \text{ W/m}^2$



Energia promieniowania słonecznego rozkłada się nierówno na różne długości fali. Promieniowanie docierające do powierzchni Ziemi jest dodatkowo przesiane przez filtr, jakim jest mieszanina gazów atmosfery ziemskiej. Cząsteczki gazów selektywnie pochłaniają promieniowanie określonej długości fali szczególnie w zakresie podczerwieni. Jednym ze składników atmosfery jest para wodna. Ta substancja, wszystko jedno czy w fazie ciekłej czy gazowej, pochłania większość promieniowania podczerwonego, a dodatkowo znaczną część promieniowania czerwonego i żółtego, więc spektrum promieniowania słonecznego pod chmurami i pod wodą jest znacznie okrojone. Część tego spektrum promieniowania (długość fali od ok. 0,4 do 0,7  $\mu\text{m}$ , może być wykryta przez receptory światła wielu organizmów, w tym ludzi – jest to tzw. Światło widzialne. Nie powinno nas dziwić, że zakres ten obejmuje właśnie ten fragment spektrum, który dociera poprzez (niezbyt grubą) warstwę pary wodnej i ciekłej wody. W tym samym mniej więcej zakresie mieści się spektrum promieniowania wykorzystywane przez rośliny do fotosyntezy (tzw. światło fotosyntetycznie aktywne, PhAR).



Energia słoneczna w pierwszym rzędzie zasila procesy abiotyczne. Największą część tej energii pochłania cykl obiegu wody. Energia słoneczna umożliwia parowanie wody (ciepło parowania wody jest bardzo wysokie, wynosi 2 257 kJ/kg). Według współczesnych oszacowań, co roku stan skupienia z ciekłego na gazowy zmienia 413 km<sup>3</sup> wody z oceanu, oraz 73 km<sup>3</sup> wody z lądów (razem 486 km<sup>3</sup>, to znaczy 486 x 10<sup>12</sup> kg; zatem Słońce zasila ten cykl strumieniem energii 486 x 10<sup>12</sup> x 2257 x 10<sup>3</sup> J/rok, tj. średnio (1 rok = 31,536 x 10<sup>6</sup> sec) = 34,7 x 10<sup>12</sup> MW. Ta potężna maszyna parowa zużywa więc sporą część energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi (ok. 90 x 10<sup>9</sup> MW; pamiętać trzeba, że skraplająca się para wodna oddaje energię cieplną, która przy odpowiednim gradiencie temperatur może być ponownie wykorzystana do odparowania wody).

Dzięki cyrkulacji atmosferycznej znaczna część (40 km<sup>3</sup>) odparowanej wody, w postaci chmur, przemieszcza się z oceanów nad lądy i dopiero tam spada w postaci deszczu; łącznie z zamkniętym obiegiem wody parującej i skraplającej się nad lądem, suma opadów wynosi 113 km<sup>3</sup>. Ilość odpowiadająca transportowi z oceanu spływa po powierzchni lądów z powrotem do morza, po drodze rozpuszczając wiele związków, lub porywając nierozpuszczalne cząstki (erozja) i transportując je do oceanu. Główna pula wody na Ziemi mieści się w oceanie, znacznie mniej w lodowcach arktycznych, antarktycznych i wysokogórskich, w wiecznej zmarzlinie, w postaci wód podziemnych, w glebie, w zbiornikach słodkowodnych i w rzekach.

## **ABIOTYCZNA DYNAMIKA PLANETY:**

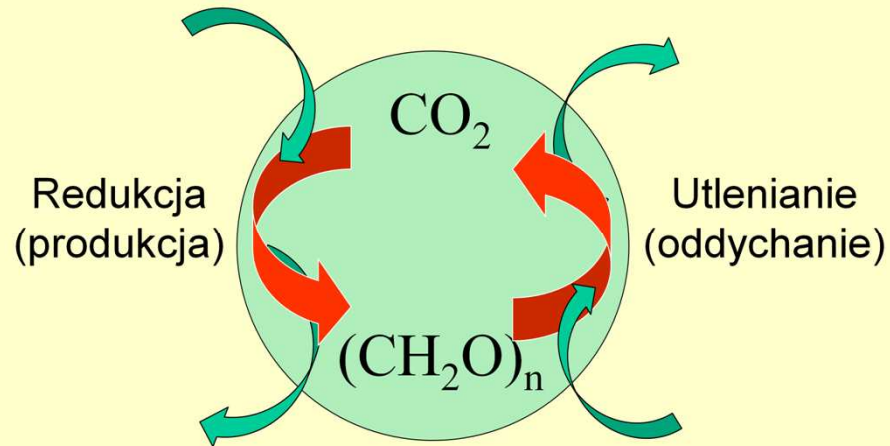
- CYKLE TEKTONICZNE
- CYKL HYDROLOGICZNY
- WYPIĘTRZANIE I EROZJA
- WULKANIZM I SEDYMENTACJA
- itd

[GŁÓWNIIE PRACA MECHANICZNA]  
[PRZEMIANY CIEPLNE]

Te nakłady energii napędzają abiotyczną dynamikę planety: tektonikę, wulkanizm, wypiętrzanie lądów, obieg wody (cykl hydrologiczny), erozja i spłukiwanie lądów do morza, sedimentację osadów. Procesy te polegają głównie na pracy mechanicznej (transporcie mas na duże nieraz odległości), w oparciu o przemiany cieplne. Przemiany chemiczne mają w tym bardzo niewielki udział.

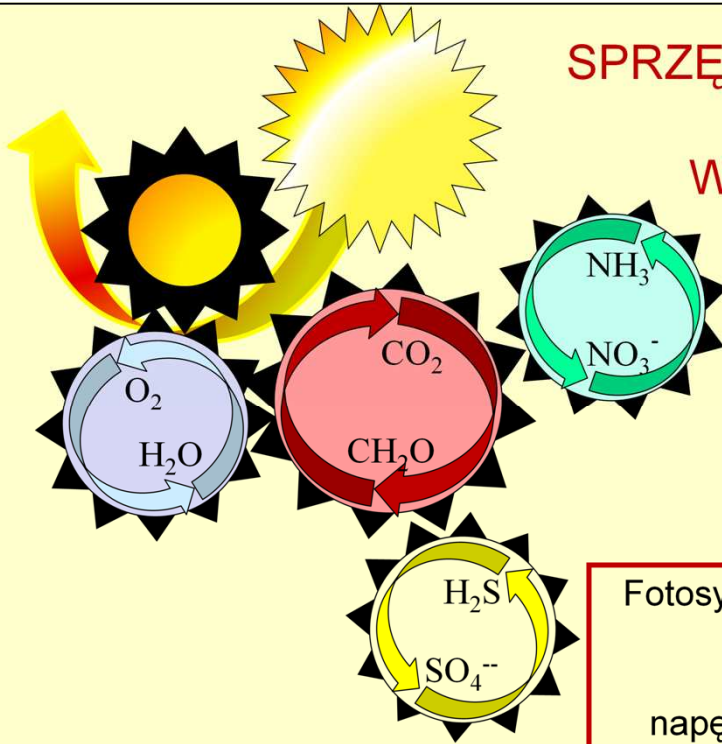
## BIOTYCZNA DYNAMIKA PLANETY:

### cykl redox węgla



Cykl redoks węgla jest funkcją całej biosfery, ale jest też główną funkcją każdego lokalnego ekosystemu (lokalne ekosystemy nigdy nie są całkowicie izolowane, ich cykle węgla nie bilansują się, ale zazębiają się z cyklami innych ekosystemów).

## SPRZĘŻENIE CYKLI REDOKS W BIOSFERZE



Fotosynteza podtrzymuje  
potencjał redoks  
w biosferze,  
napędzając obieg wielu  
pierwiastków

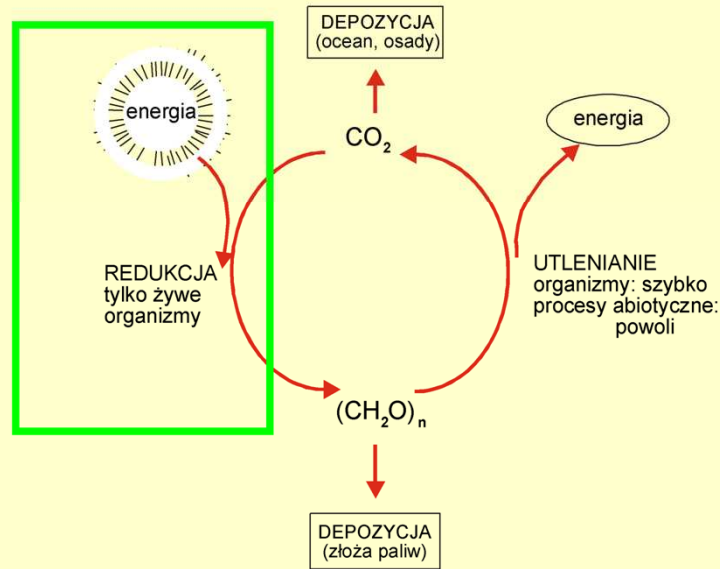
METABOLIZM BIOSFERY

**CYKL WĘGLA**

PRODUKCJA

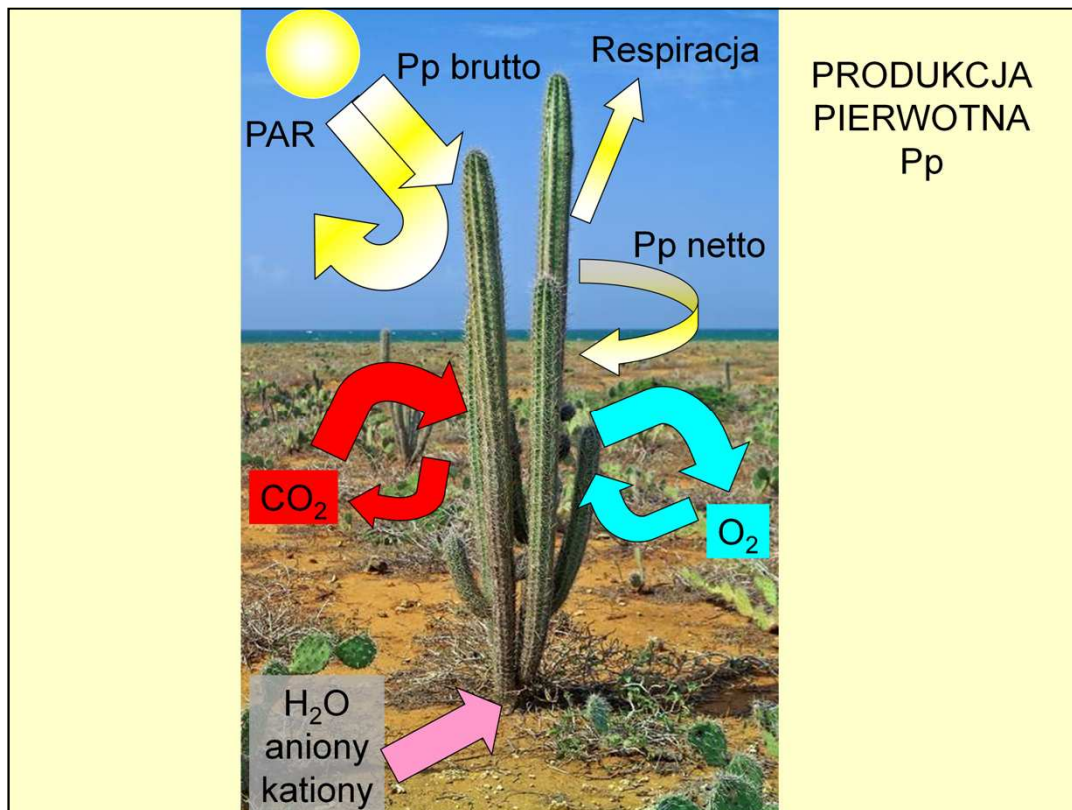
DEKOMPOZYCJA

## Życie biosfery = cykl redoks węgla

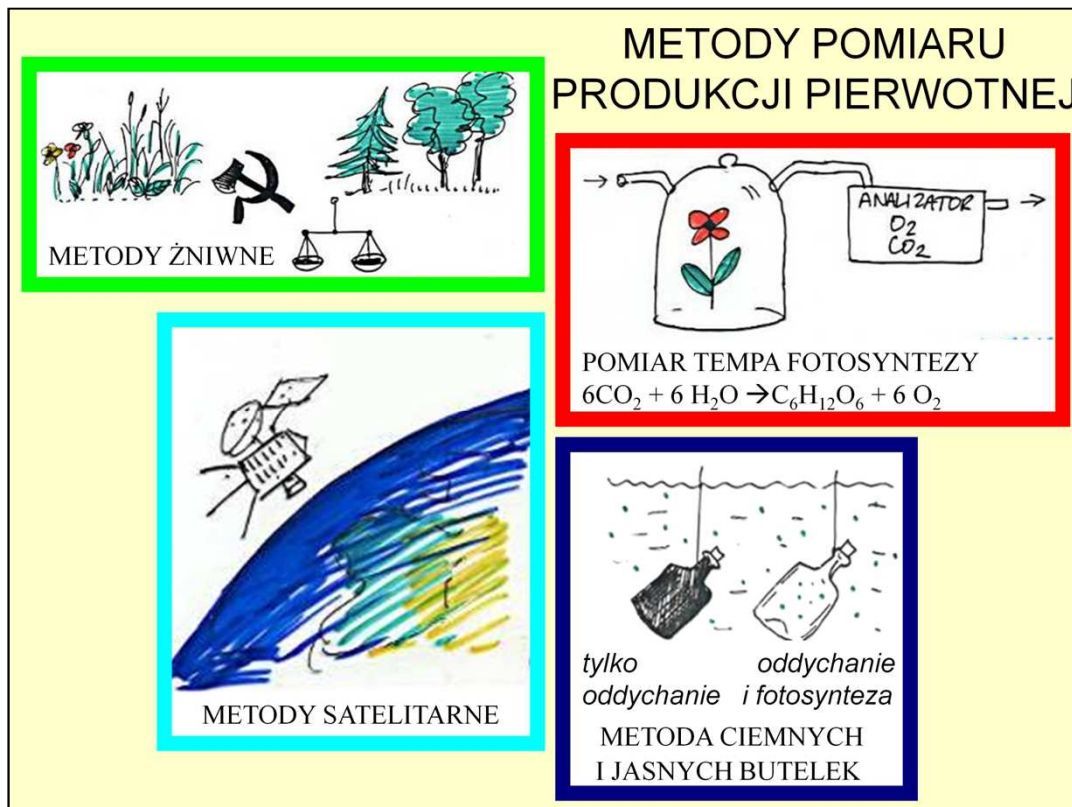


W pierwszej kolejności zajmiemy się tą stroną cyklu, która polega na redukcji węgla, czyli produkcji biomasy, Proces ten nazywamy produkcją pierwotną,



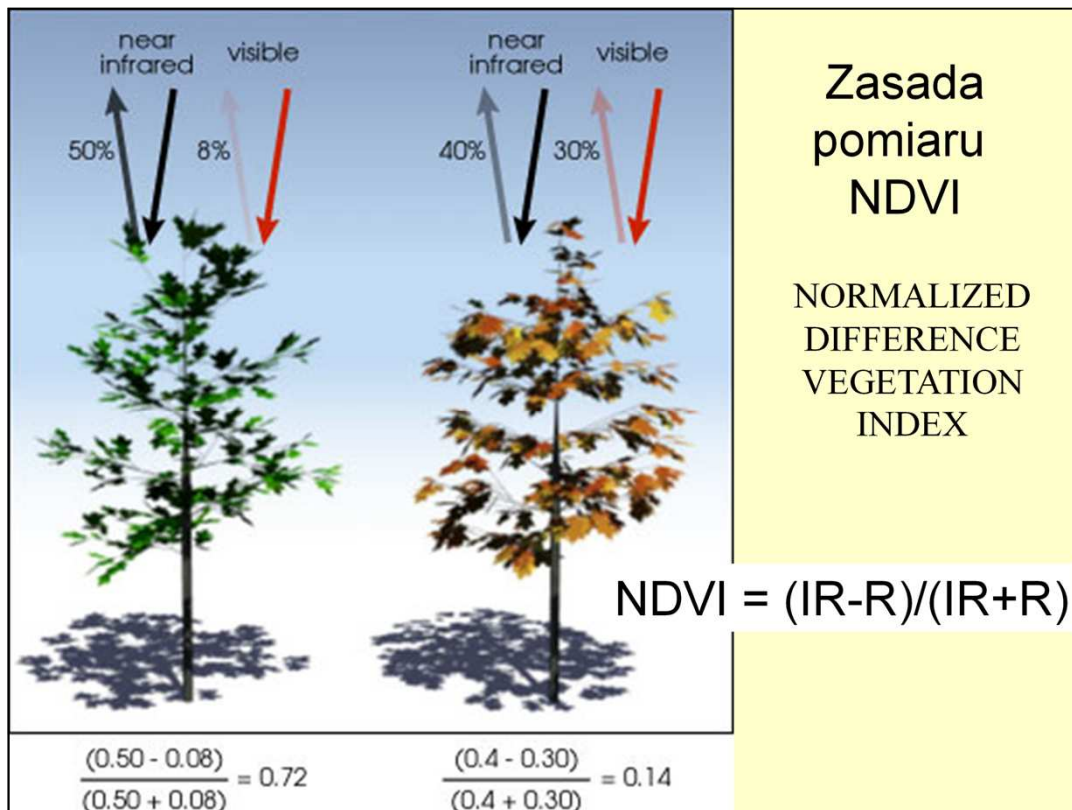


Produkcja pierwotna zasilana jest promieniowaniem słonecznym, a właściwie tą jego częścią, która może być zaabsorbowana przez cząsteczki chlorofilu – a te selektywnie wybierają tylko część widma (tzw, promieniowanie fotosyntetycznie czynne = photosynthetically active radiation, w skrócie PAR lub PHAR), Energia ta służy do rozbicia cząsteczki wody: tlen zostaje wydalony, a wodór wykorzystany jako silny donor elektronów redukuje cząsteczkę  $\text{CO}_2$ , produkując odpowiednią ilość biomasy (pierwszym etapem jest glukoza), Jest to tzw, Produkcja pierwotna brutto, Równocześnie jednak w każdej roślinie przebiegają procesy odwrotne – spalanie związków energetycznych w celu podtrzymania wszystkich funkcji życiowych, co z kolei wymaga pogrania odpowiedniej ilości tlenu i utlenienia odpowiedniej ilości węgla organicznego, To, co pozostaje – to produkcja pierwotna netto, Producenci pierwotni - prócz energii i  $\text{CO}_2$  - potrzebują wody, która jest nie tylko substratem, ale głównym wehikułem, pozwalającym na transport substancji od korzeni ku liściom, a także stosunkowo niewielkich, ale bardzo istotnych ilości rozmaitych soli (K, N, P, Mg, ..., Ca), które pobierają głównie z gleby,

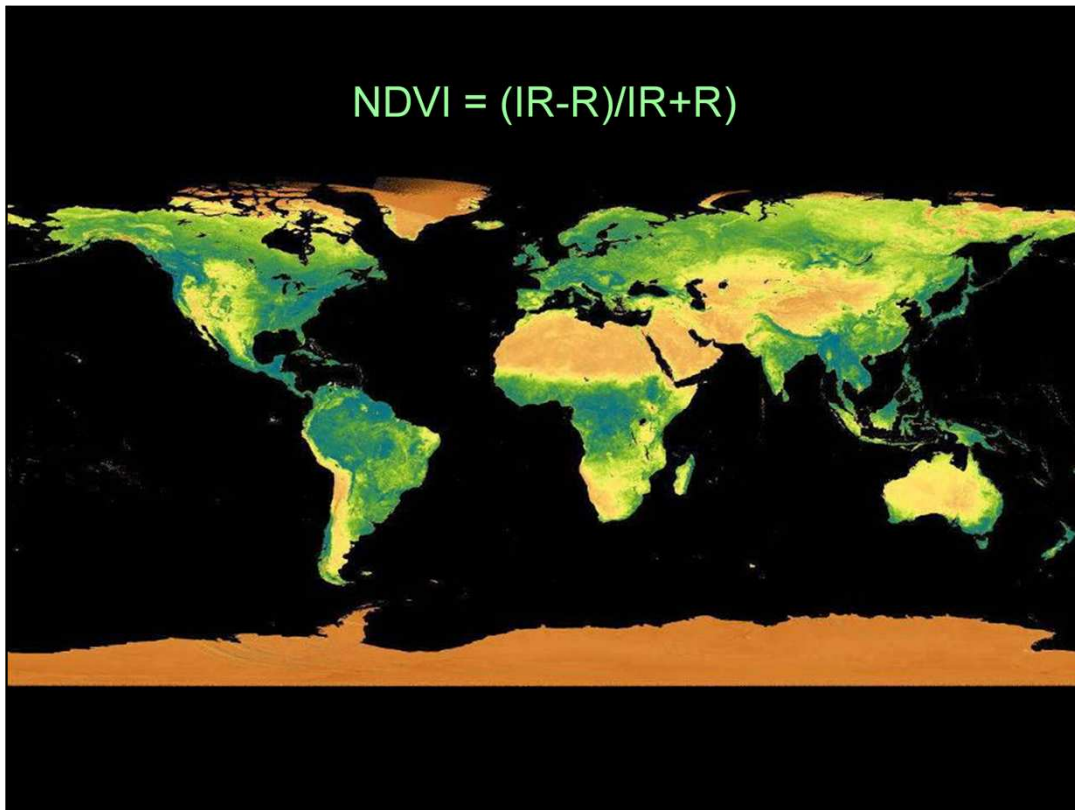


Dla zrozumienia zasad funkcjonowania żywej biosfery w całości, a także każdego ekosystemu, fundamentalne znaczenie ma pomiar tempa produkcji pierwotnej, jest to bowiem parametr określający zasilanie energetyczne całego układu, a zatem determinujący możliwe tempo wszystkich innych procesów w ekosystemach, Jest wiele metod pomiaru tempa produkcji pierwotnej, Najbardziej oczywiste są tzw, Metody żniwne, które polegają na zebraniu i zważeniu (po wysuszeniu) całej biomasy wyprodukowanej w określonym czasie, Stosunkowo łatwo można to zrobić mierząc produkcję pierwotną murawy, dla lasu – jest to technicznie trudniejsze, ale również możliwe, Fotosynteza polega na pobieraniu z powietrza dwutlenku węgla i wydzielaniu tlenu, Zatem tempo fotosyntezy można również mierzyć, badając zmiany składu powietrza, w którym zachodzi ten proces, W tym celu wystarczy umieścić roślinę (lub jej asymilującą część) w przezroczystej komorze, na świetle, i mierzyć odpowiednimi czujnikami jak zmienia się w czasie zawartość  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  albo obu tych gazów, Są to tzw, Metody respirometryczne, Nieco inaczej mierzy się tempo fotosyntezy planktonu roślinnego – jedna z najprostszych metod polega na zanurzeniu w badanym zbiorniku wodnym dwóch naczyń, zawierających wodę z tego zbiornika wraz z planktonem (całym, zarówno fotosyntetyzującymi glonami jak i pozostałymi organizmami), Jedna butelka jest przezroczysta, i w niej odbywa się fotosynteza w takim samym tempie, jak w otaczającej wodzie (identyczne warunki termiczne i świetlne; w butelce rośnie zawartość rozpuszczonego tlenu), a równocześnie procesy respiracji wszystkich innych organizmów (zużywających tlen), w ciemnej butelce przebiegają tylko procesy respiracji, Po pewnym czasie w wodzie z butelek oznaczamy zawartość tlenu (np, elektroda tlenową), Różnica

informuje nas o tempie samej fotosyntezy, Dla badań produkcji pierwotnej na lądach i w morzach, w wielkiej skali przestrzennej (nawet w skali globalnej, dla całej biosfery), największe znaczenie mają zdalne pomiary satelitarne,

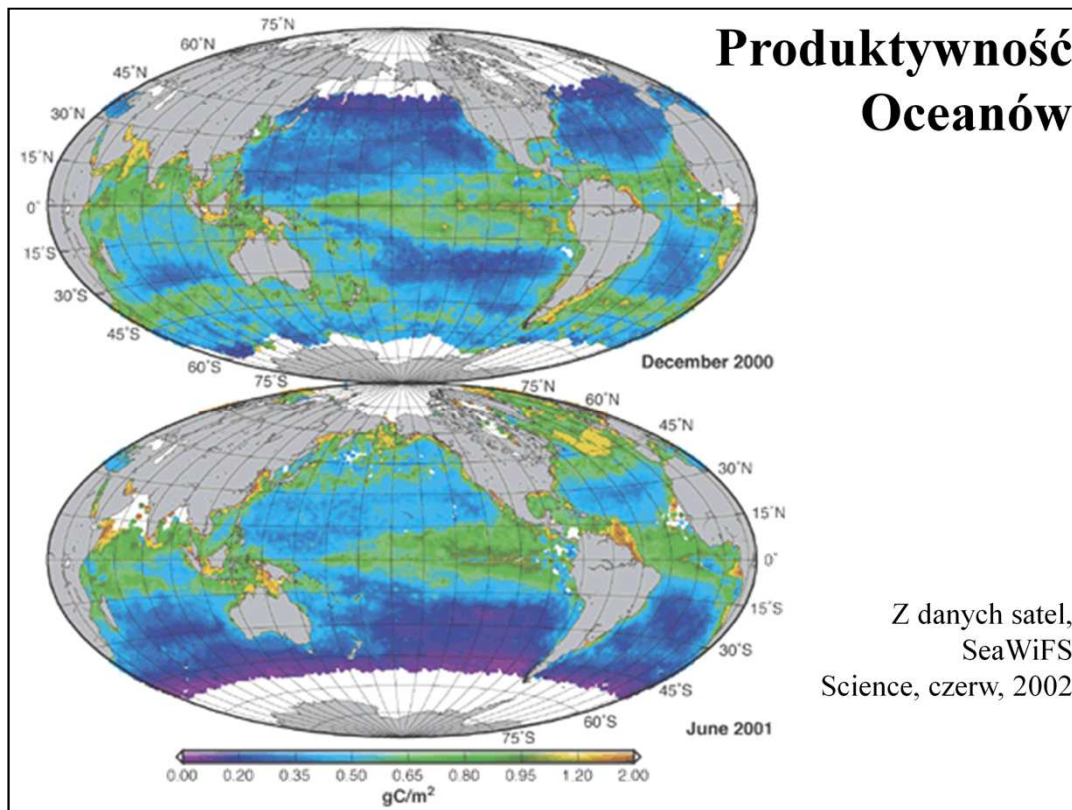


Zdalny pomiar tempa produkcji pierwotnej wykorzystuje specyficzne właściwości spektralne chlorofilu, Promieniowanie słoneczne odbite od powierzchni zawierającej chlorofil zawiera silną składową w zakresie bliskiej podczerwieni (50%), i bardzo słabe promieniowanie odbite w zakresie czerwieni (8%), Inne powierzchnie, bez chlorofilu (np, korony drzew w jesieni) odbijają 40% w bliskiej podczerwieni i aż 30% w czerwieni, Miara ilości chlorofilu jest współczynnik NDVI (Normalized Difference Vegetation Index):  $NDVI = (IR - R) / (IR + R)$ , który stanowi różnicę załączenia promieniowania odbitego w podczerwieni (IR) i czerwieni (R), podzieloną przez sumę tych natężeń (normalizacja dla skompensowania ewentualnego wpływu innych czynników, jak np, zamglenie, kąt pomiaru, itd.), W podanym przykładzie, NDVI dla zielonej roślinności wynosi 0,72, a dla jesiennej zaledwie 0,14, Jak wykazały badania empiryczne, współczynnik NDVI silnie koreluje z tempem produkcji pierwotnej na danym obszarze, a zatem mierząc zdalnie (np, z satelity) wartość NDVI, możemy z dobrym przybliżeniem oszacować tempo produkcji pierwotnej,

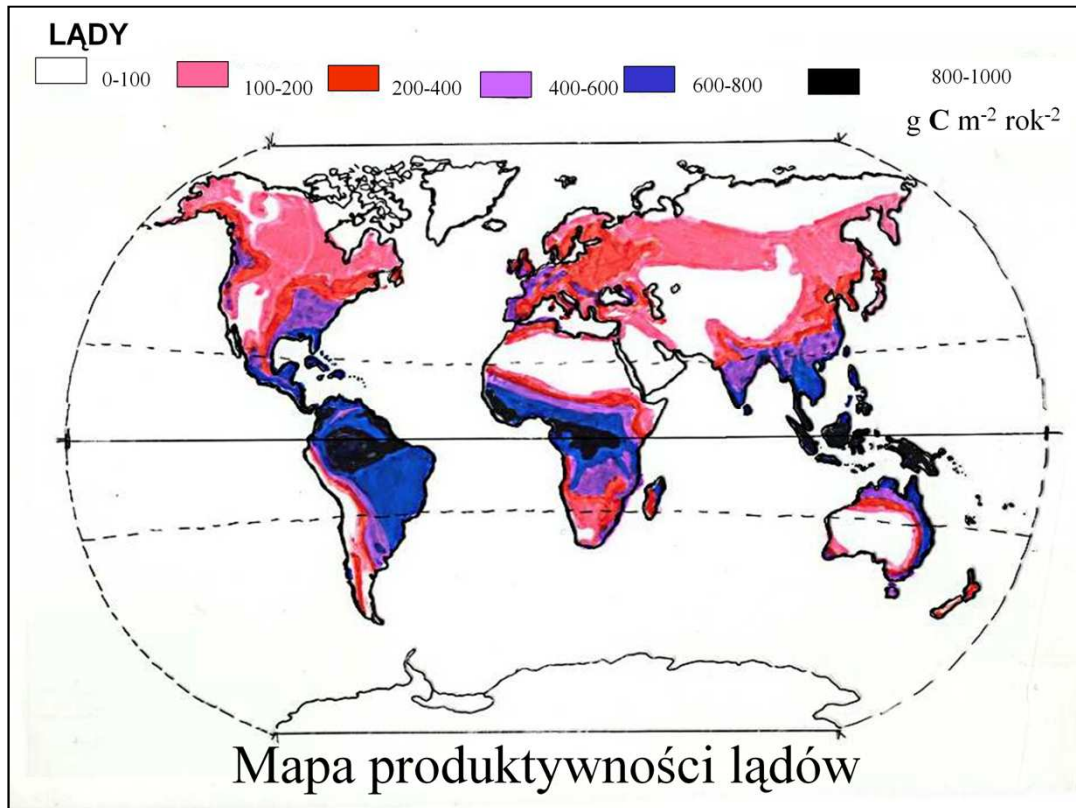


Takie pomiary prowadzi się intensywnie od lat 70, (amerykańskie satelity Landsat, satelity systemu EOS: Terra, Aqua, ze spektrometrem Modis, i inne), W praktyce, obecnie prowadzi się stałą, nieprzerwaną obserwację całej planety i na bieżąco rejestruje się tempo produkcji pierwotnej całej biosfery, Dane te przetwarza się i, in, na mapy (o sztucznych kolorach), obrazujące tempo produkcji pierwotnej lądów,



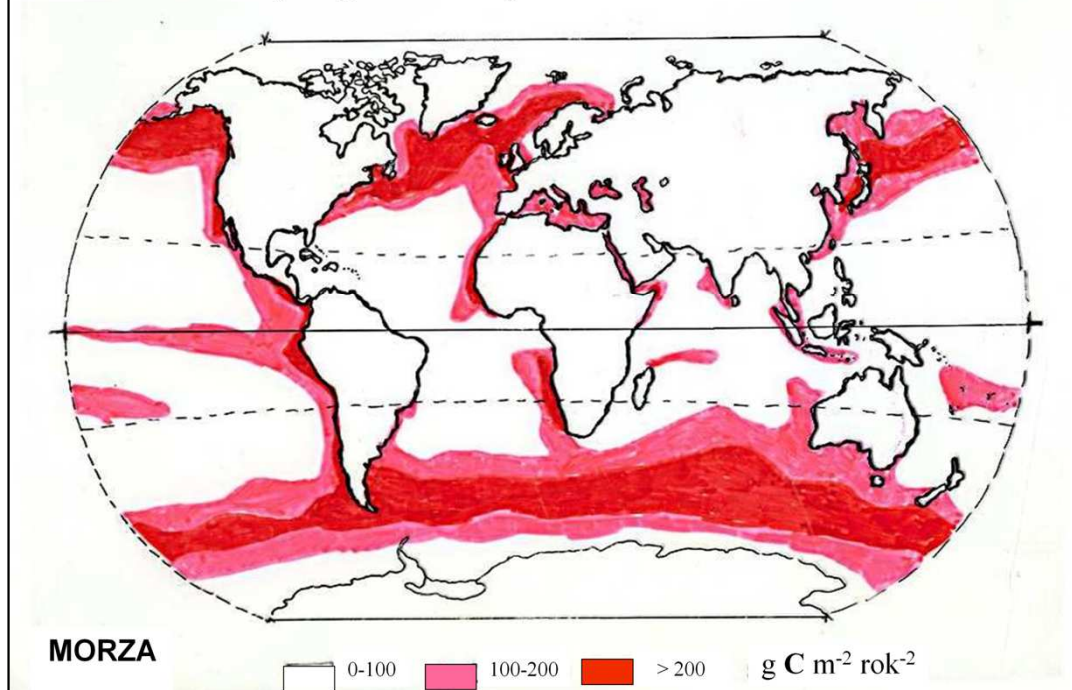


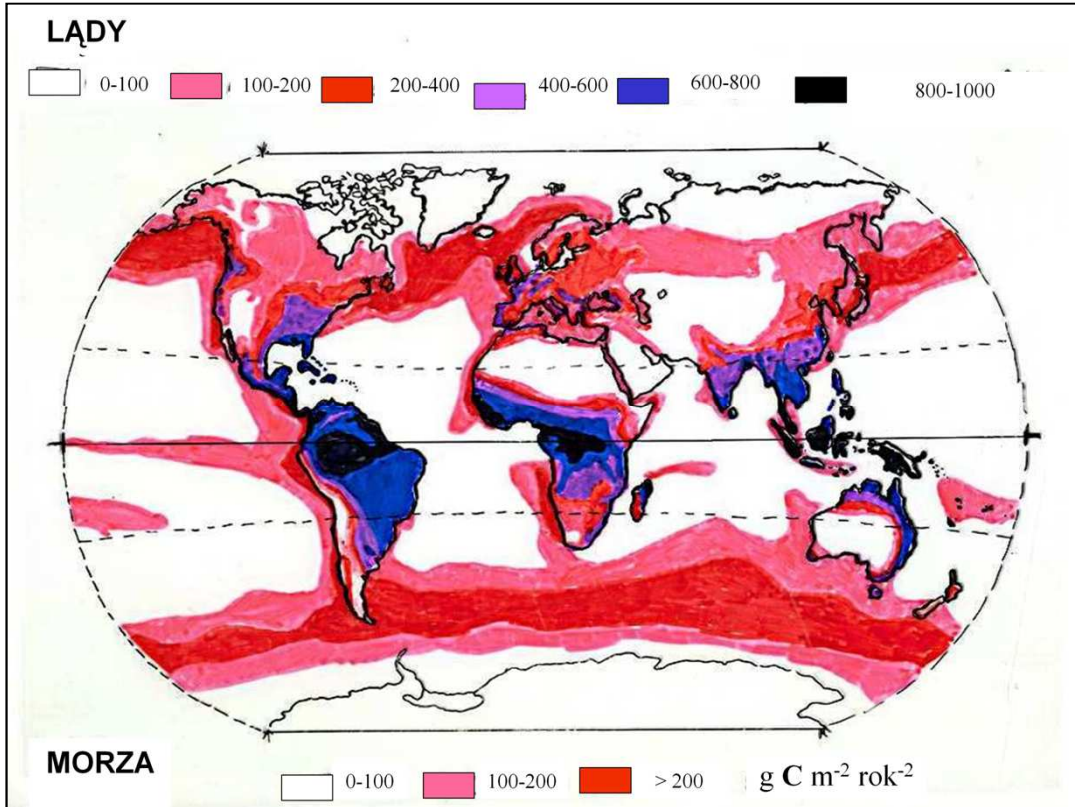
A także oceanów (tu widać sezonową zmienność produktywności oceanów)





## Mapa produktywności oceanów





# BILANS WĘGLA I ENERGII BIOSFERY

## CAŁKOWITA PRODUKCJA OCEANÓW:

$$\begin{aligned} &20 - 23 \times 10^9 \text{ ton C / rok} = \\ &50 - 55 \times 10^9 \text{ ton s.m. / rok} = \\ &1 \times 10^{21} \text{ J / rok} = \mathbf{32 \times 10^6 \text{ MW}} \end{aligned}$$

## CAŁKOWITA PRODUKCJA LĄDÓW:

$$\begin{aligned} &50 \times 10^9 \text{ ton s.m. / rok} = \\ &1.8 \times 10^{21} \text{ J / rok} = \mathbf{57 \times 10^6 \text{ MW}} \end{aligned}$$

Lądy 80 PgC/r = 91,2 mln MW  
Oceany 123 PgC/r = 140,2 mln MW  
Razem = 231,4 mln MW  
*IPCC*

## RAZEM BIOSFERA:

$$\begin{aligned} &70-73 \times 10^9 \text{ ton C / rok} = \\ &2.8 \times 10^{21} \text{ J / rok} = \mathbf{89 \times 10^6 \text{ MW}} \text{ (inne źródła: } \mathbf{128 \times 10^6 \text{ MW})} \end{aligned}$$

Oceany 48,5 PgC/r = 55,2 mln MW  
Lądy 56,4 PgC/r = 64,3 mln MW  
razem = 119,5 mln MW  
*Field et al. 1998: SCIENCE*

Jeżeli  $168 \text{ Wm}^{-2}$ , to  $85,68 \times 10^9 \text{ MW}$

**ENERGIA ZE SŁOŃCA:  $85.7 \times 10^9 \text{ MW}$**

PhAR = (0,4 ... 0,5) total

**PhAR = ca.  $40 \times 10^9 \text{ MW}$**

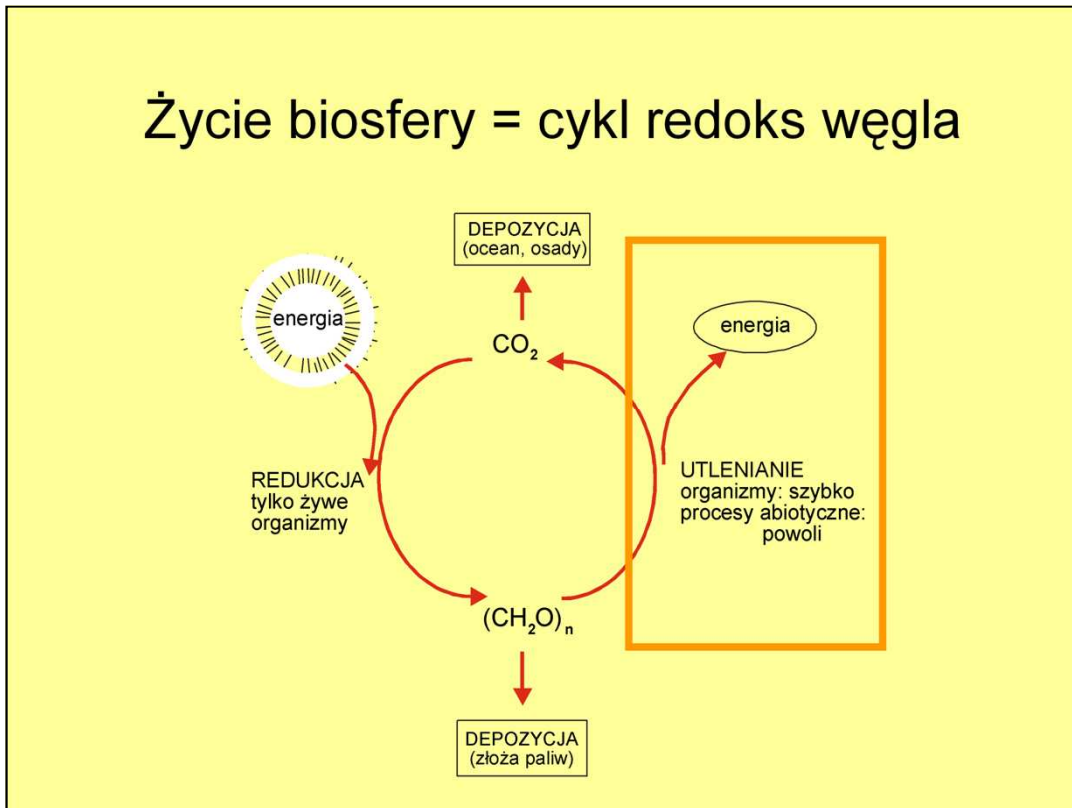
**Pp = 0.2...0.5 % PhAR**

## DEKOMPOZYCJA



Rocznie biosfera wiąże w molekułach organicznych ponad 60 miliardów ton węgla. Co dzieje się z tą olbrzymią biomasa? W ogromnej większości zostaje zużyta (utleniona do  $\text{CO}_2$ ) przez organizmy heterotroficzne. Ten proces – odwrotny do produkcji, nazywamy dekompozycją.

## Życie biosfery = cykl redoks węgla



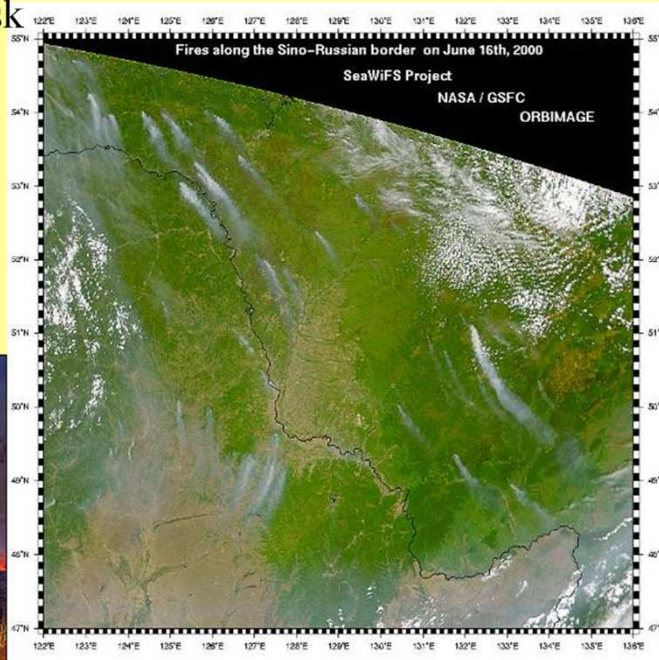
Utlenianie związków organicznych może polegać na spalaniu płomieniem – jest to proces spontaniczny, często występujący na Ziemi (i przyspieszany przez cywilizację), Utlenianie może też być procesem metabolicznym realizowanym przez organizmy, które jednak (w odróżnieniu od produkcji pierwotnej) nie mają tu monopolu, Mimo to jednak obecnie to utlenianie metaboliczne, przez żywe organizmy, stanowi zdecydowana większość procesów dekompozycji na Ziemi,



# POŻARY

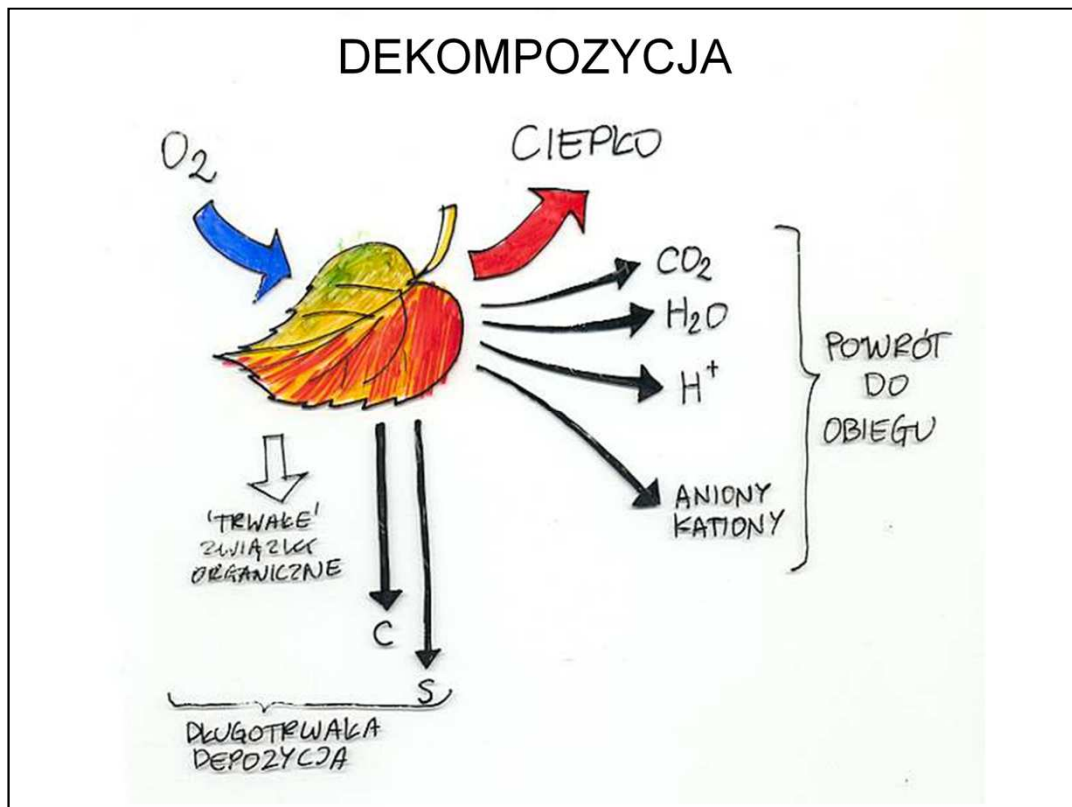
ważny czynnik w dekompozycji materii organicznej

Pożary lasów i torfowisk na Borneo w 1997 r: (8000 + 60000 km<sup>2</sup>) uwolnione 2,6 mld t C (ok, 40% rocznej emisji CO<sub>2</sub> z paliw kopalnych)



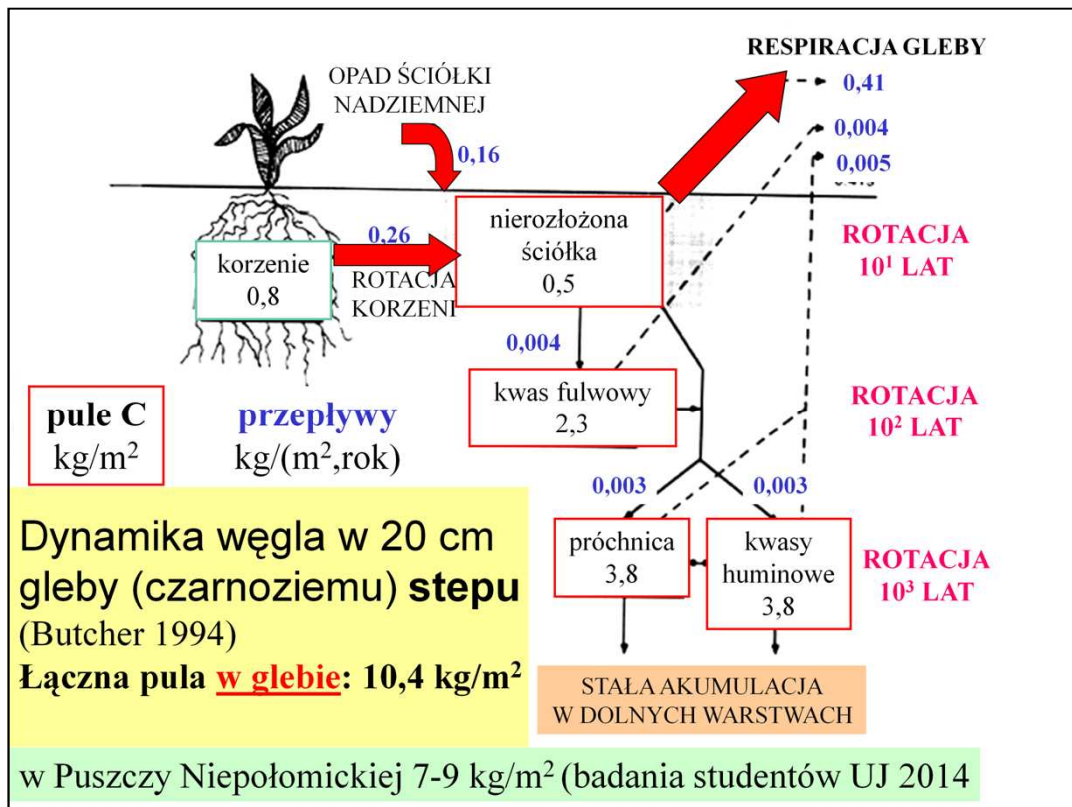
Pożary występują w wielu miejscach na świecie, np, na afrykańskiej sawannie w lasach borealnych (tajgowych) i w torfowiskach, Niektóre gatunki roślin przystosowały się już do tego, i np, niektóre amerykańskie sosny otwierają swoje szyszki dopiero po pożarze – wysiewając nasiona do gleby dobrze nawiezionej popiołem, w warunkach mniejszego zacinienia, Gigantyczny, nie opanowany do końca pożar torfowisk na Borneo (1997)) uwolnił do atmosfery 2,6 mln ton CO<sub>2</sub>, co stanowi 40% emisji CO<sub>2</sub> z paliw kopalnych, Naturalne pożary zdarzają się często, i nie zastają nagromadzonej dużej ilości pierwiastków, Odkąd człowiek zawładnął większością ekosystemów, zapobiega pożarom lasów, przez to w lasach gromadzi się ogromna ilość posuszu, Skutkiem tego, jak już dojdzie do wybuchu pożaru, na on znacznie drastyczniejszy przebieg, trudno go ugasić, a leśne rośliny (drzewa też) i giną masowo (co w wypadku pożarów naturalnych na ogół jest marginalnym zjawiskiem),

Sztuczne wywoływanie pożarów przez człowieka jest też długą tradycją, na ogół prowadzi do znacznych zaburzeń w funkcjonowaniu ekosystemów, w rejonach gęsto zaludnionych (jak Polska) jest w ogóle niedopuszczalne, gdyż nie tylko prowadzi do dewastacji, ale stanowi poważne zagrożenie dla ludzi,



Organizmalna dekompozycja polega na utlenieniu związków organicznych z uwolnieniem dwutlenku węgla i energii, uruchomione zostają też związki innych pierwiastków, Dekompozycja biologiczna nigdy nie prowadzi do zupełnego utlenienia całej dostępnej biomasy, Rzecz w tym, że proces jest realizowanych przez różne organizmy, wyłącznie w jednym celu: aby zdobyte w ten sposób zasoby (biomasę i energię) zużyć na wyprodukowanie własnych kopii, Każdy organizm optymalizuje swój bilans zysków i strat – dobór naturalny wspiera minimalizowanie kosztów i maksymalizację zysków (na długą metę), Dopóki martwa materia organiczna jest w obfitości łatwo się poddaje procesom dekompozycji, jakimi dany organizm dysponuje, tak długo będzie on korzystał z tej puli zasobów, Kiedy jednak zasobów zaczyna brakować, a koszt ich eksploatacji rośnie, destruent porzuca nierozłożone jeszcze szczątki i szuka innego źródła, W rezultacie, w każdym procesie dekompozycji pozostanie pewna ilość materii organicznej, której nikomu się nie opłacało eksploatować, Z tej porzuconej (w danych warunkach) biomasy wywodzą się depozyty bogatej w energię substancji, przez człowieka traktowanych jako źródła energii (węgiel, ropa),





Dynamikę węgla podczas dekompozycji na przykładzie ekosystemu stepu można prześledzić na tym schemacie [wszystkie wartości w kg/m<sup>2</sup> oraz kg/(m<sup>2</sup> x rok)], Opad ściółki jest tu mniejszy, niż ilość obumierającej biomasy podziemnej, razem rocznie ilość ta wynosi 0,42 kg C/kg/m<sup>2</sup>, Pula węgla w nierozłożonej ściółce wynosi 0,5 kg/m<sup>2</sup>, Znaczna część corocznej depozycji węgla organicznego (0,41 kg/m<sup>2</sup>) ulega utlenieniu (respiracja ściółki) i wydaleniu w formie dwutlenku węgla, Pozostałości – to trudno ulegające dekompozycji substancje próchniczne: kwas fulwowy, kwasy huminowe i próchnica, One też ulegają powolnemu utlenieniu (łącznie zaledwie 0,009 kg/m<sup>2</sup>), Biorąc pod uwagę wielkość poszczególnych pul, tempa depozycji i respiracji, można policzyć, że w warstwie ściółki nad- i podziemnej rotacja trwa ok. 10 lat (rzęd wielkości!), w puli kwasu fulwowego – setki lat, a próchnica i kwasy huminowe – tysiące lat, Zatem, w glebie stepu stale kumuluje się pewna ilość węgla w nierozłożonej substancji organicznej,

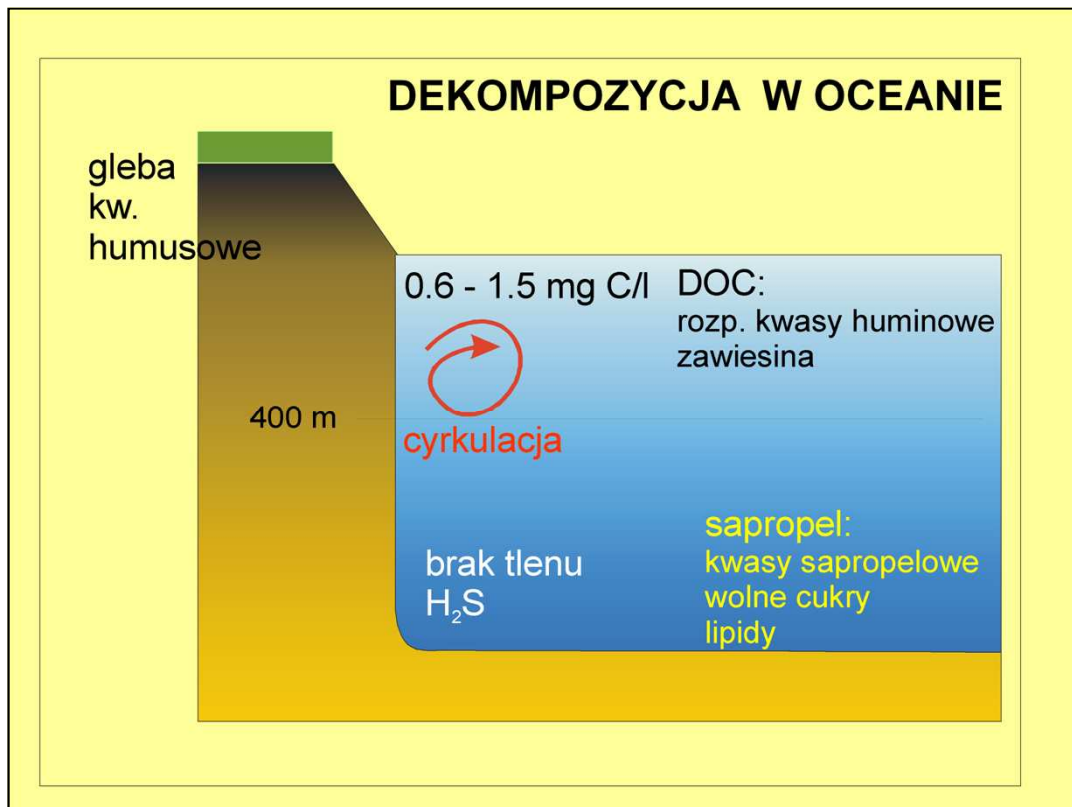
## Kwasy humusowe na powierzchni leśnej kałuży



Ilościowo, ekosystemy różnią się pod względem ilości deponowanych trwale związków organicznych. W lasach, a zwłaszcza w borach naszej strefy klimatycznej gromadzą się powoli substancje humusowe – kwasy humusowe. Czasem można zobaczyć, jako charakterystyczne „kożuchy” na powierzchni leśnych kałuż.



Również w glebach leśnych brunatny kolor zwłaszcza przypowierzchniowych warstw gleby pochodzi od substancji próchnicznych,



W ekosystemach morskich dekompozycja przebiega nieco inaczej, zarówno ze względu na nieco inne procesy chemiczne, jak też inną strukturę przestrzenną ekosystemu. Obieg węgla w ekosystemach morskich w większości zamyka się w strefie pelagicznej, do głębokości ok. 400 m. Rozkładające się substancje organiczne dostarczają kwasów huminowych i zawiesiny. Ilość rozpuszczonych związków organicznych węgla (DOC = *dissolved organic carbon*) sięga 0,6 do 1,5 mg/l. Część nierozłożonej substancji organicznej opada niżej aż na dno, gdzie jej rozkład wyczerpuje zapas tlenu, na dużych głębokościach (bez mieszania wody) rodzi to deficyt tlenu, pojawia się zredukowany związek siarki – siarkowodór. Biomasa pochodząca z obumarłych glonów morskich nie zawiera ligniny (jak biomasa roślin lądowych), ale za to w jej skład wchodzi stosunkowo duża ilość lipidów. Denny osad substancji organicznych tworzy tzw. sapropel: kwasy sapropelowe (odpowiednik kwasów huminowych na lądzie), wolne cukry i lipidy. W warunkach beztlenowych mieszanina ta nie ulega dalszemu rozkładowi.

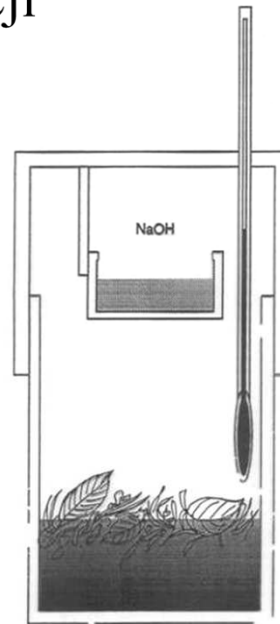


## Pomiary tempa dekompozycji *in situ*



Dla oszacowania ilościowego tempa obiegu węgla (zbilansowania cyklu produkcji i dekompozycji) konieczny jest pomiar tempa dekompozycji. Można to robić bezpośrednio w terenie, mierząc ilość CO<sub>2</sub> wydobywającego się ze ściółki i gleby. Służą do tego różnej konstrukcji respirometry glebowe. Tu – pomiar respiracji gleby w Puszczy Niepołomickiej. Pomiar obejmuje naraz niewielką powierzchnię, wyniki wskazują na znaczną wariancję przestrzenną, zmieniają się również w czasie wraz ze zmieniającymi się sezonowo warunkami. Ustalenie, jakie jest średnie tempo uwalniania CO<sub>2</sub> ze ściółki o gleby w danym ekosystemie, trzeba wykonywać setki pomiarów w różnych miejscach i w różnym czasie,

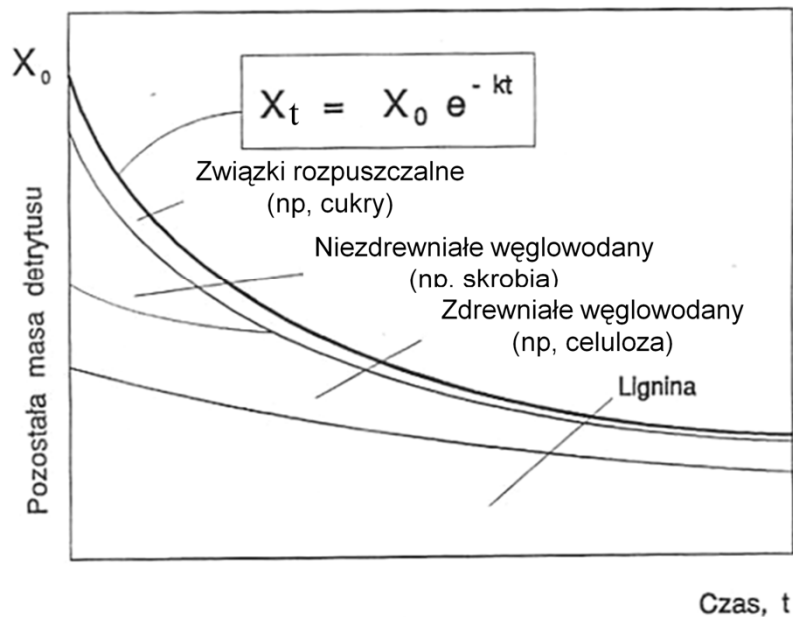
## Pomiar tempa dekompozycji materii organiczej *in vitro*



Nie ma odpowiednika dla zdalnych,  
wielkoskalowych pomiarów produkcji

Tempo dekompozycji można również mierzyć w laboratorium – wówczas badacz ma pełną kontrolę nad warunkami (temperatura, wilgotność, skład dekomponowanego materiału). Jednym ze sposobów jest użycie respirometrów zamkniętych – naczyń, w których eksponowana jest próbka np, ściółki i gleb u leśnej, i znajduje się mniejsze naczynie z mianowanym roztworem NaOH (związek silnie pochłaniający dwutlenek węgla). Miareczkowanie tego roztworu po kilkudniowym eksperymencie daje dokładną informację o tym, ile CO<sub>2</sub> wydzieliła dana próbka. Pomiar są precyzyjne, w pełni kontrolowane, za to znacznie trudniej odnieść je do warunków naturalnych,

## TEMPO DEKOMPOZYCJI (MODEL WYKŁADNICZY)



Proces dekompozycji sprowadza się do stopniowego zanikania martwej biomasy, w miarę utleniania jej do dwutlenku węgla i innych związków, które są rozpuszczalne i wmywanie przez wodą opadową. Ilość biomasy rozkładanej w danym momencie jest proporcjonalna do całkowitej ilości w danej chwili – zatem z upływem czasu pozostająca ilość spada wykładniczo. Jak pierwsze usuwane są związki łatwo rozpuszczalne (np, cukry), następnie – węglowodany niezdrewniałe (np, skrobia), dalej – już dużo wolniej – celuloza, a najdłużej trwa rozkład ligniny (nigdy się nie kończy). Wykładnicze tempo znikania dekomponowanej biomasy opisuje się równaniem funkcji wykładniczej. Funkcja ma tylko dwa parametry: początkową ilość dekomponowanej biomasy ( $X_0$ ), i stałą równania wykładniczego  $k$ ; funkcja oblicza ilość biomasy w czasie  $t$  ( $X_t$ ),

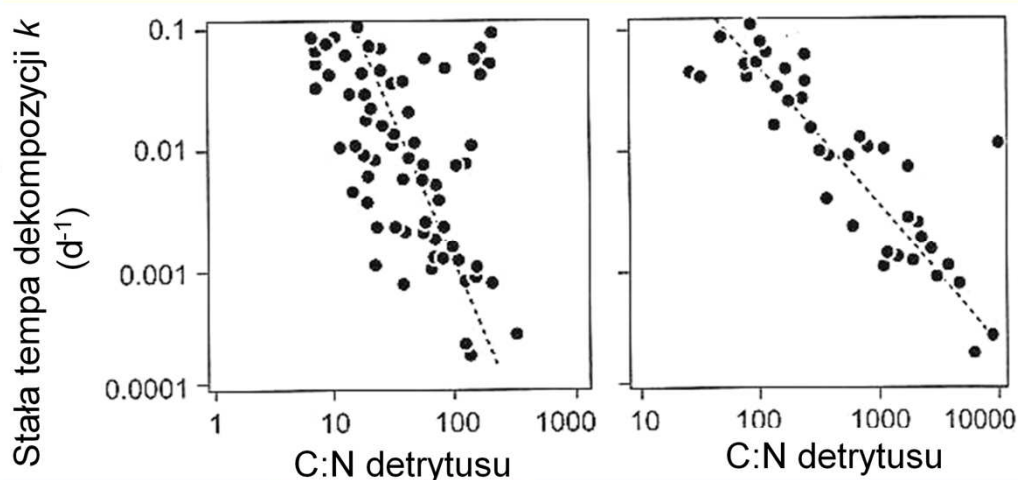


## TEMPO DEKOMPOZYCJI ŚCIOŁKI LIŚCIOWEJ RÓŻNYCH GATUNKÓW DRZEW

Typ lasu	Tempo dekompozycji $k$	$t_{95}$ (lat)
grab	-1,06	2,83
lipa	-0,91	3,30
dąb	-0,63	4,76
klon czerwony	-0,39	7,68
świerk	-0,30	10
sosna	-0,21	14,29
buk	-0,08	37,45

Oto konkretne, przykładowe dane dotyczące tempa dekompozycji ściółki różnych gatunków drzew, Współczynnik  $k$  waha się od -0,08 do -1,06, a czas dekompozycji 95% masy ściółki, odpowiednio, od 37,45 lat do 2,83 lat, Jak widać, tempo dekompozycji może się bardzo różnić, zależnie od gatunku, Zazwyczaj liście drzew szpilkowych rozkładają się wolniej niż inne, skutkiem przesylenia żywicami i pokrycia ich powierzchni warstwą wosku, Drzewa liściaste mają liście, które rozkładają się bardzo szybko (zwłaszcza grab i lipa), Do wyjątków należy buk – drzewo liściaste, którego liście są silnie impregnowane związkami fenolowymi (garbnikami) i pokryte warstwą wosku,

## Zależność tempa dekompozycji (stała $k$ ) detrytusu od proporcji C:N (Sterner & Elser 2002)



Inne czynniki: chemizm biomasy (obrona roślin)  
klimat (temperatura, wilgotność, AET)

Zabezpieczenie liści przed zdekompowaniem przez mikroorganizmy (jak w poprzednich przykładach) to nie wszystko, Pamiętać trzeba, że istotą procesu dekompozycji nie jest sam rozkład materii organicznej – to tylko skutek uboczny właściwej funkcji mikroorganizmów, jaka jest przetwarzanie zasobów (biomasy martwej materii organicznej) na własne kopie. Skoro tak, to wykorzystaniu martwej materii organicznej sprzyja jej odpowiedni skład chemiczny, zapewniający obecność wszystkich potrzebnych pierwiastków w odpowiednich proporcjach. Ponieważ jednym z ważnych składników biomasy mikroorganizmów jest białko, wymagana jest odpowiednia ilość azotu. Dlatego tempo dekompozycji silnie zależy od stosunku C:N w rozkładanej materii organicznej (im ten stosunek niższy, tym więcej azotu w materiale, i tym szybsze tempo dekompozycji). To samo dotyczy innych pierwiastków – zwłaszcza fosforu. Dlatego czysta słoma (składająca się głównie z celulozy) jest rozkładana bardzo wolno, ale obornik („gnój”), składający się ze słomy (podściółki) i odchodów zwierząt stanowi doskonały nawóz, ponieważ szybko się rozkłada, uwalniając pierwiastki odżywcze.

Innymi czynnikami są: chemizm biomasy (obrona roślin – p. poprzednie przykłady), temperatura (tempo wszystkich procesów chemicznych rośnie wykładniczo z temperaturą) oraz wilgotność (przy deficycie wody mikroorganizmy nie mogą funkcjonować),

## Wzorzec przestrzenny tempa dekompozycji ściółki (% ubytku s,m,w pierwszym roku) na terytorium U,S,A,

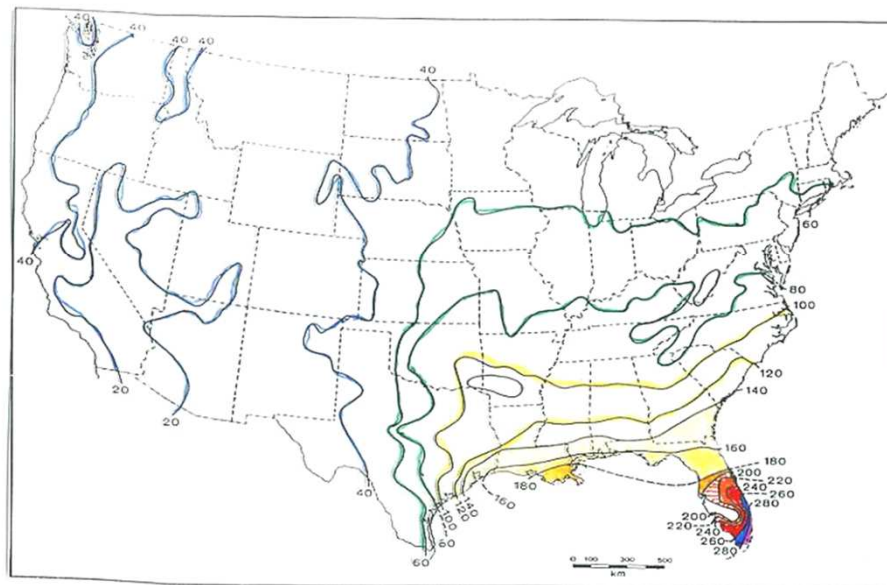
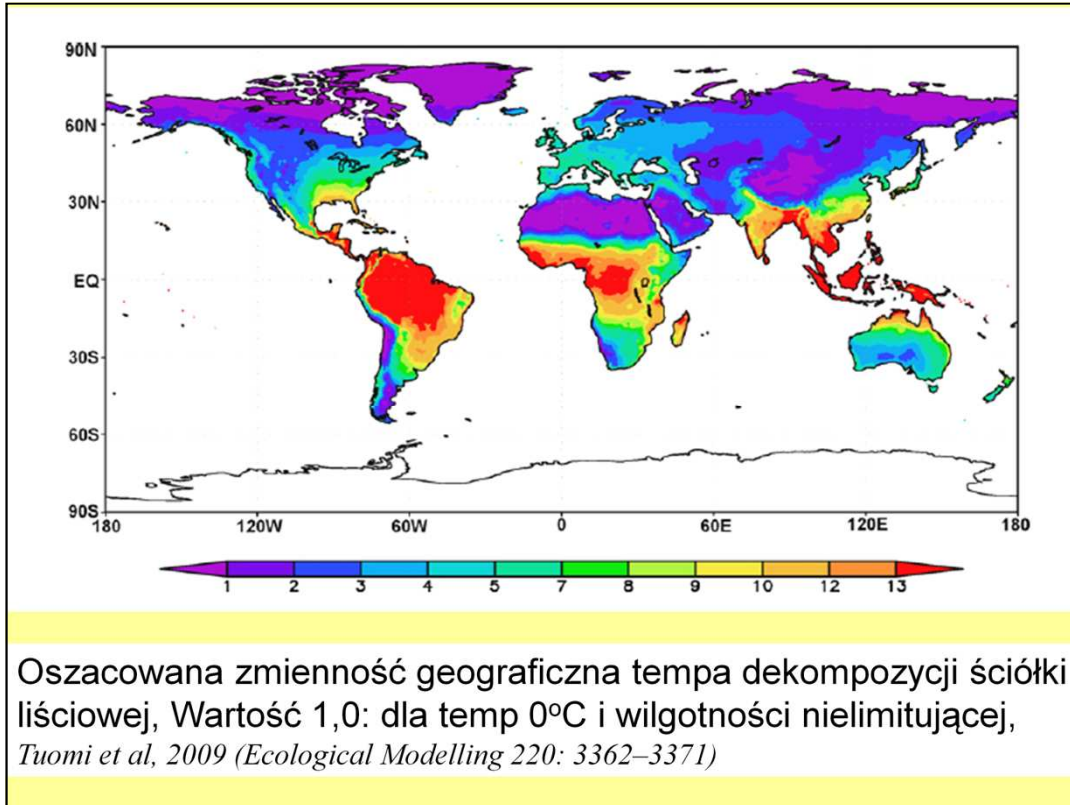


Fig. 2 Isopleths of percent of leaf litter produced annually which will decompose in the first year.

Dzięki szeroko zakrojonym badaniom w różnych typach ekosystemów można poszukiwać wielkoskalowych wzorców tempa dekompozycji, które odpowiadałyby równie wielkoskalowym (globalnym) mapom tempa produkcji pierwotnej, opartym na danych satelitarnych. Niestety, nie ma metody, która pozwalałaby szacować tempo dekompozycji w równie wydajny sposób w skali globalnej,

Na rycinie próba zrealizowania takiej mapy dla obszaru Stanów Zjednoczonych; narysowano izolinie tempa dekompozycji (którego miarą jest tutaj procent wyprodukowanej biomasy zdekomponowanej w pierwszym roku). Jak widać, w wilgotnym i ciepłym, subtropikalnym klimacie Florydy, są to wartości ponad 200 % (oznacza to, że tempo rozkładu jest krótsze od 1 roku),



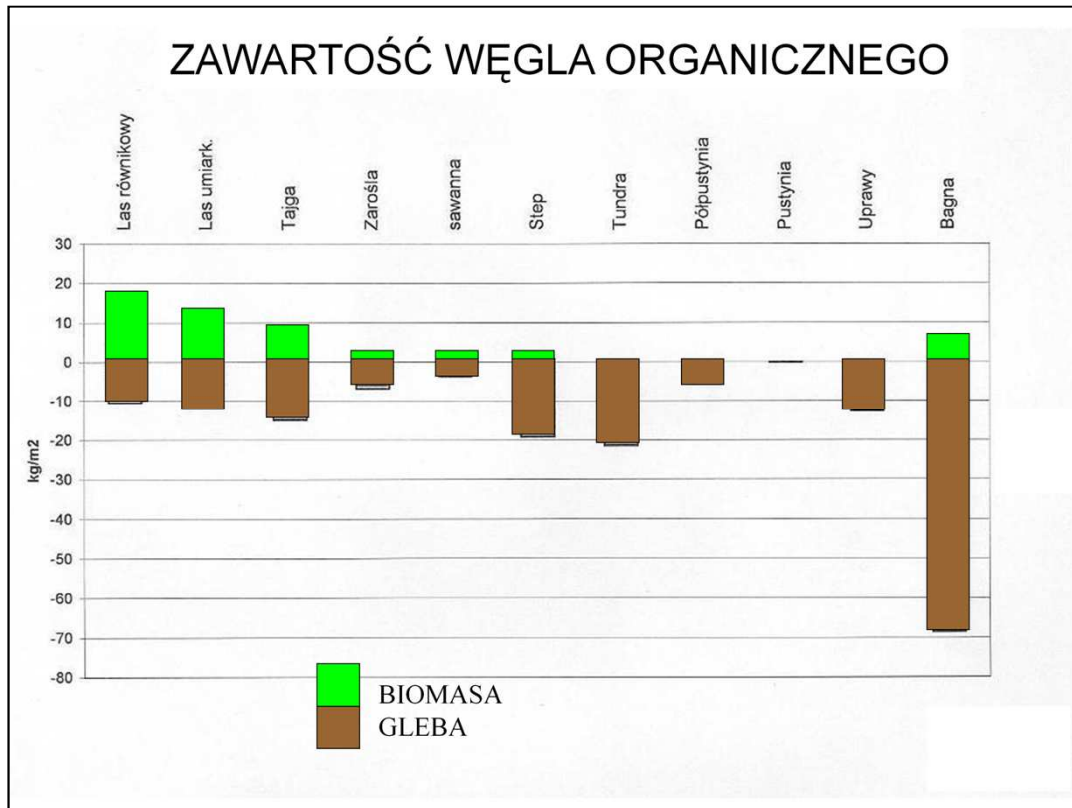
Globalne mapy tempa dekompozycji, sporządzone przez przestrzenną interpolację punktowych danych w wielu miejscach na świecie, ujawniają wzorzec, wskazujący na silne uzależnienie tempa tego procesu od temperatury i wilgotności,

## AKUMULACJA MATERII ORGANICZNEJ W RÓŻNYCH TYPAH EKOSYSTEMÓW LĄDOWYCH

(wg, Schlesingera 1991)

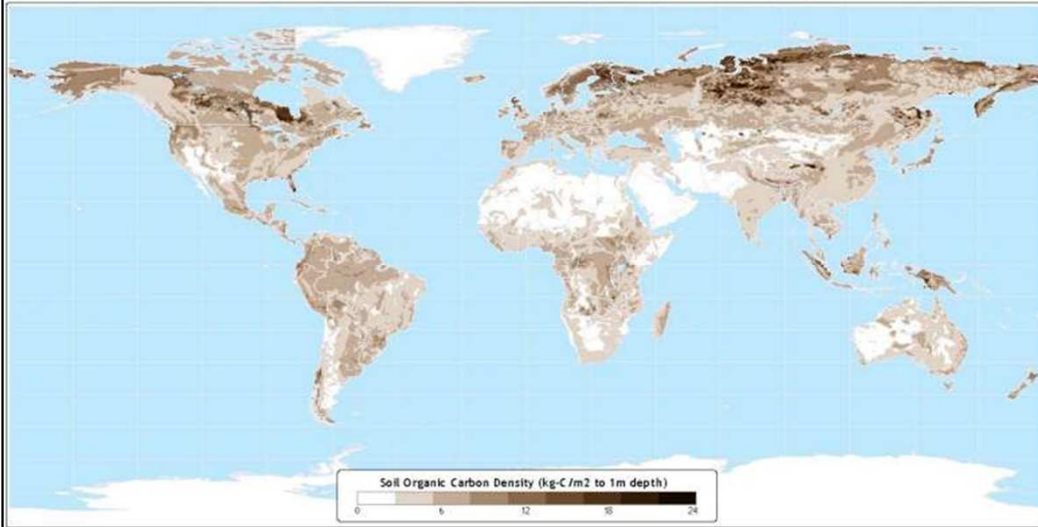
Typ ekosystemu	Tempo akumulacji g C × m <sup>-2</sup> × rok
Tundra	0,2
Tajga	11,7 - 15,3
Las iglasty strefy umiarkowanej	6,8 - 10,0
Las liściasty strefy umiarkowanej	0,7 - 10,0
Równikowy las deszczowy	2,3 - 2,5

Jeżeli roczna dekompozycja jest mniejsza, niż roczny opad ściółki, nieuchronnie dochodzi do akumulacji ściółki (a z nią węgla organicznego) w danym ekosystemie, Tempo dekompozycji nie dorównuje tempu produkcji szczególnie w lasach iglastych strefy umiarkowanej i borealnej (tajga), w tych ekosystemach rocznie deponuje się 6,8 – 10 i 11,7 do 15,3 kilogramów węgla na metr kwadratowy, Wiele ekosystemów ma dodatni bilans węgla, chociaż ilościowo mogą to być bardzo małe depozyty,



W różnych typach ekosystemów (biomach) na Ziemi średnia zawartość węgla w żywej biomacie może być większa niż w glebie (lasu równikowe, lasy strefy umiarkowanej), albo znacznie mniejsza (stepy, tundra, moczary),

## Soil Organic Carbon Density



Data taken from: IGBP-DIS Global Soil Dataset (1998)

kg C/m<sup>2</sup> gleby do głęb, 1 m

**Atlas of the Biosphere**  
Center for Sustainability and the Global Environment  
University of Wisconsin - Madison

Ten sam wzorzec jest widoczny na mapie świata – niewielkie depozyty węgla organicznego na lądach półkuli południowej (gdzie lasy iglaste nie występują), natomiast duże depozyty w północnych obszarach Ameryki Pn., Europy i Azji. Wzorzec ten oznacza, że ekosystemami, które są w stanie magazynować organiczny węgiel, są lasy tajgowe (równocześnie są one producentami netto tlenu atmosferycznego). Gdyby ich zabrakło, znacznie więcej węgla znalazłoby się w postaci CO<sub>2</sub> w atmosferze. Inne ekosystemy są znacznie bardziej zrównoważone – zużywają i pobierają podobne ilości węgla i tlenu. Ich obecność i funkcjonowanie w niewielkim stopniu wpływa na bilans węgla w biosferze,



## BILANS METANU W BIOSFERZE

### Nowe dane

Przed rozwojem przemysłu:  
**233 mln t/rok**

Mokradła	168
Spalanie biomasy	20
Termity	20
Oceany	15
Hydraty	10

Keppler & Roeckman  
Świat Nauki, kwiecień 2007

Obecnie:  
**600 mln t/rok**

Produkcja energii	110
Przeżuwacze	115
Mokradła	225
Hydraty	10
Oceany	15
Termity	20
Spalanie biomasy	40
Oczyszczalnie ścieków	25
Wysypiska	40
Roślinność	60-240 ?

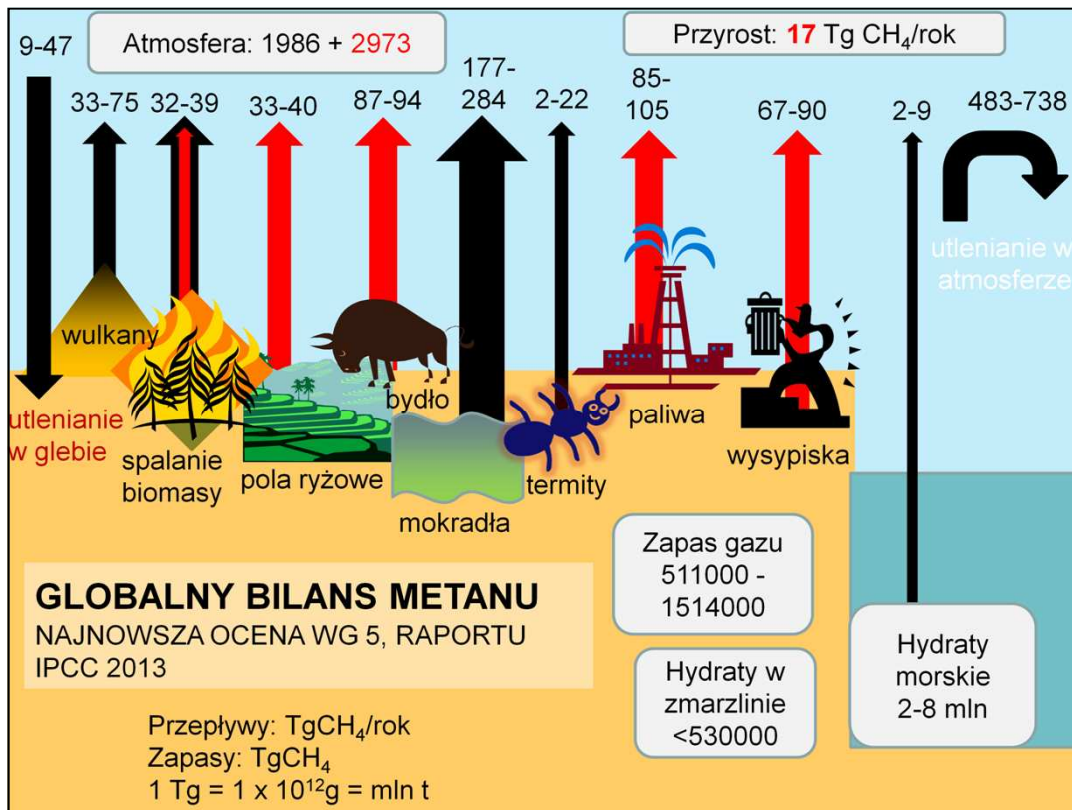
Naturalny bilans metanu w biosferze jest silnie zmieniony przez człowieka, który nie tylko uruchamia pokłady gazu ziemnego, ale też spowodował kolosalny wzrost pogłowia zwierząt przeżuwających, zbudował wysypiska i oczyszczalnie ścieków, na których metanogeny produkują metan przy beztlenowej dekompozycji materii organicznej, pewna ilość metanu może się też wydzielać przy spalaniu biomasy, Działalność człowieka spowodowała prawie trzykrotny wzrost ilości metanu wydzielanego do atmosfery,

## Hydrat metanu

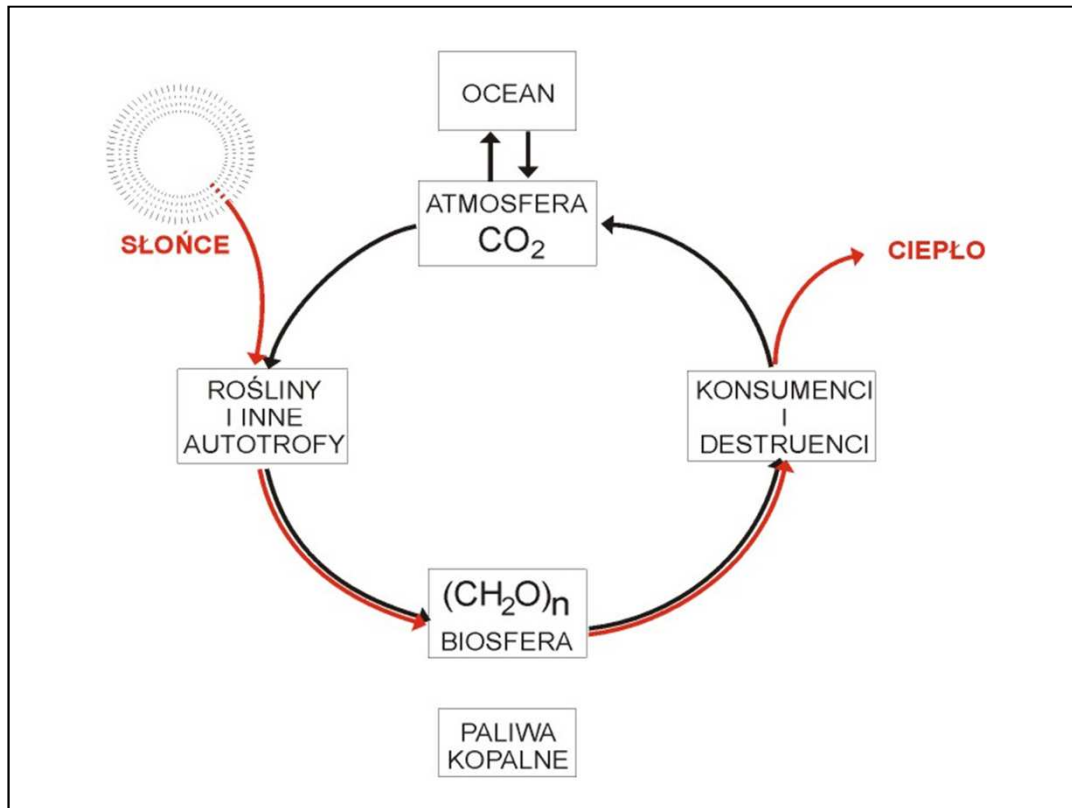
WiZ 11/2002



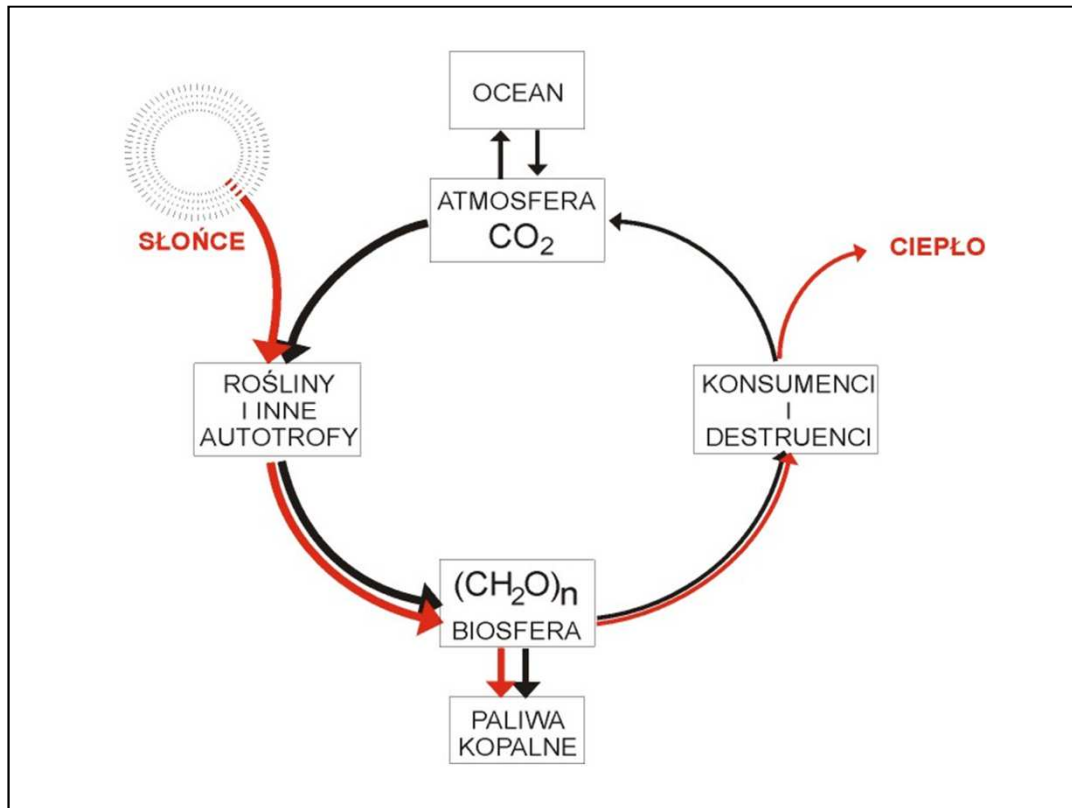
Z łoża metanu mogą mieć również formę tzw. Hydratów (klatratów) – jest to specyficzna struktura krystaliczna lodu wodnego, w której są uwięzione cząsteczki metanu, Hydraty metanu mogą stabilnie trwać przy odpowiednio wysokim ciśnieniu i niskiej temperaturze – na dnie oceanu lub w głębi ziemi, Wydobyte na powierzchnię ulegają rozkładowi, metan wydobywa się z lodu i może się palić płomieniem, jak na zdjęciu,



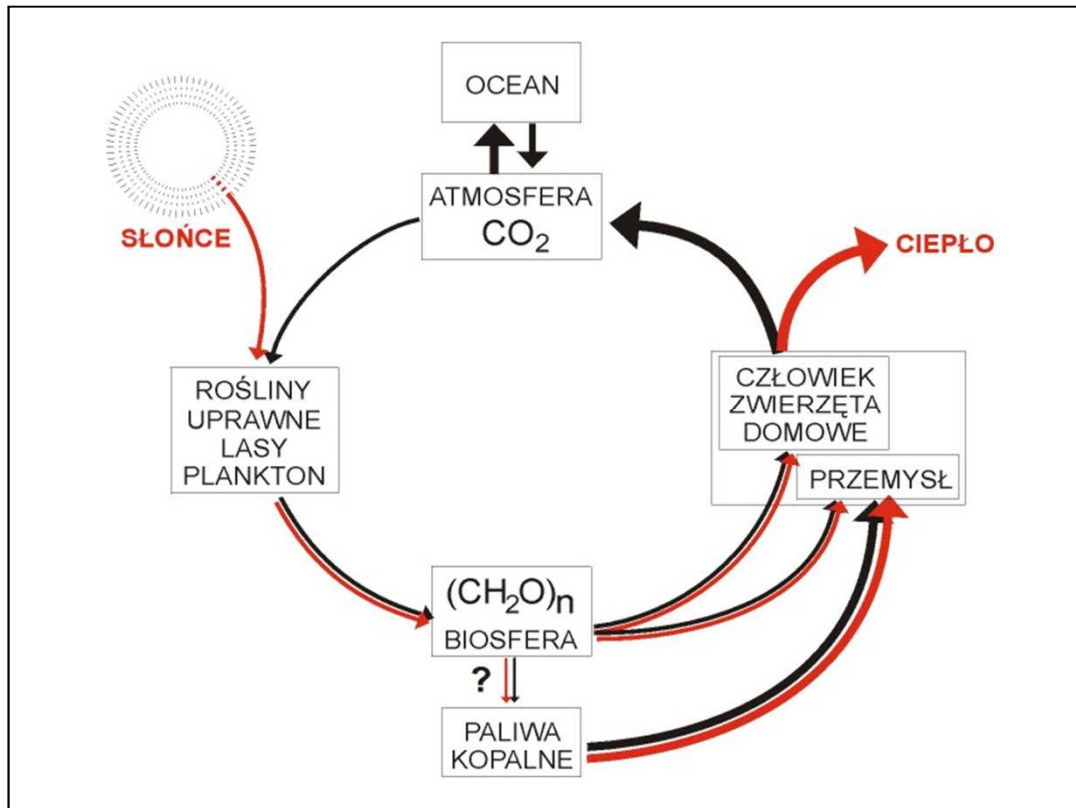
Schemat globalnego cyklu metanu (oparty o najnowszy raport ICPP, 2013), Przebiegi podano w teragramach (Tg = mln ton) metanu na rok, Do atmosfery każdego roku dociera 177-284 Tg metanu z mokradel, ok, 90 Tg z przewodów pokarmowych przeżuwaczy, podobnego rzędu wielkości są dopływy z wysypisk i strat przy produkcji paliw, termity dostarczają 2-22 Tg rocznie, pola ryżowe, spalanie biomasy i wulkany dostarczają po około 30-40 Tg, z hydratów morskich wydziela się 2-9 Tg metanu rocznie, Zdecydowana większość tej ilości zostaje utleniona w atmosferze lub w glebie, ale co roku zawartość metanu w atmosferze przyrasta o 17 Tg, Stężenie metanu w atmosferze przez nastaniem epoki przemysłowej wynosiło ok, 722 ppb, w r, 2011 średnio wynosiło 1803 ppb, w ostatnich latach przyrost stężenia CH<sub>4</sub> w atmosferze sięga 2,2 ppb/rok,



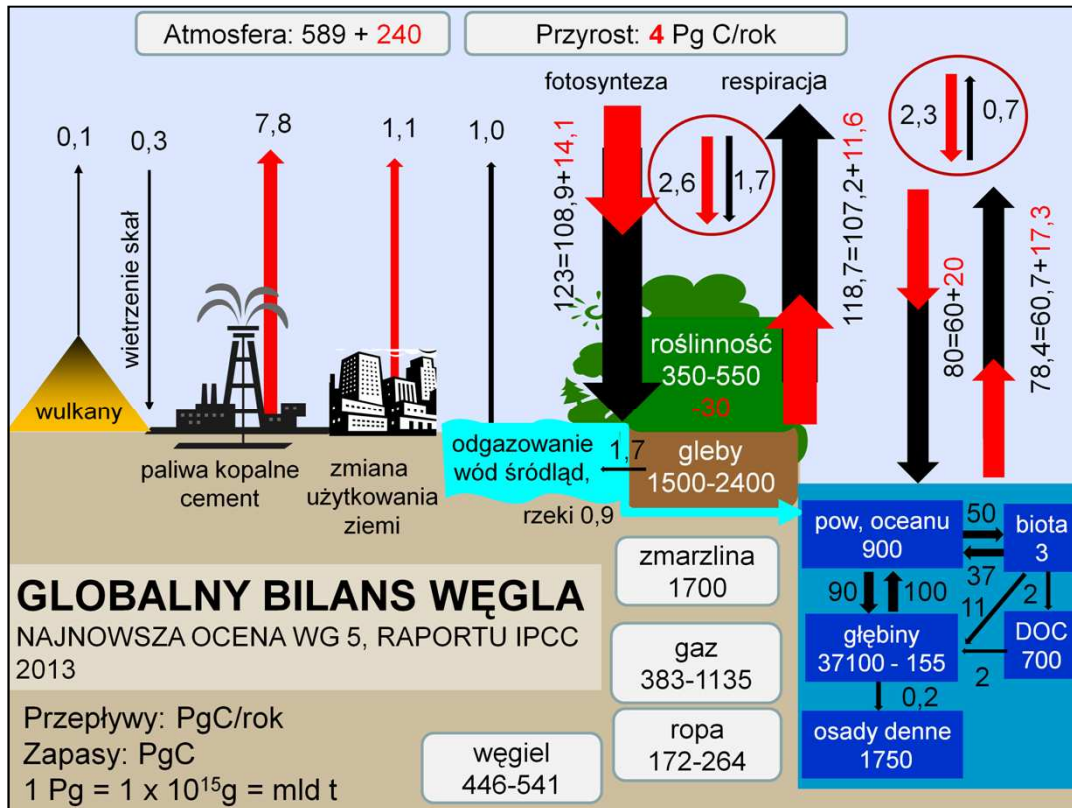
Obieg węgla w biosferze – w idealnych warunkach – mógłby być w pełni zrównoważony: tempo produkcji (redukcji) równe tempu dekompozycji (utlenienia). W rzeczywistości, w całej historii biosfery, taka idealna sytuacja nie występowała prawie nigdy,



W okresie karbońskim, na przykład, bilans nie był zrównoważony, procesy produkcji silnie górowały nad procesami dekompozycji, w rezultacie odkładały się znaczne depozyty materii organicznej, później przekształcone w węgiel kamienny,

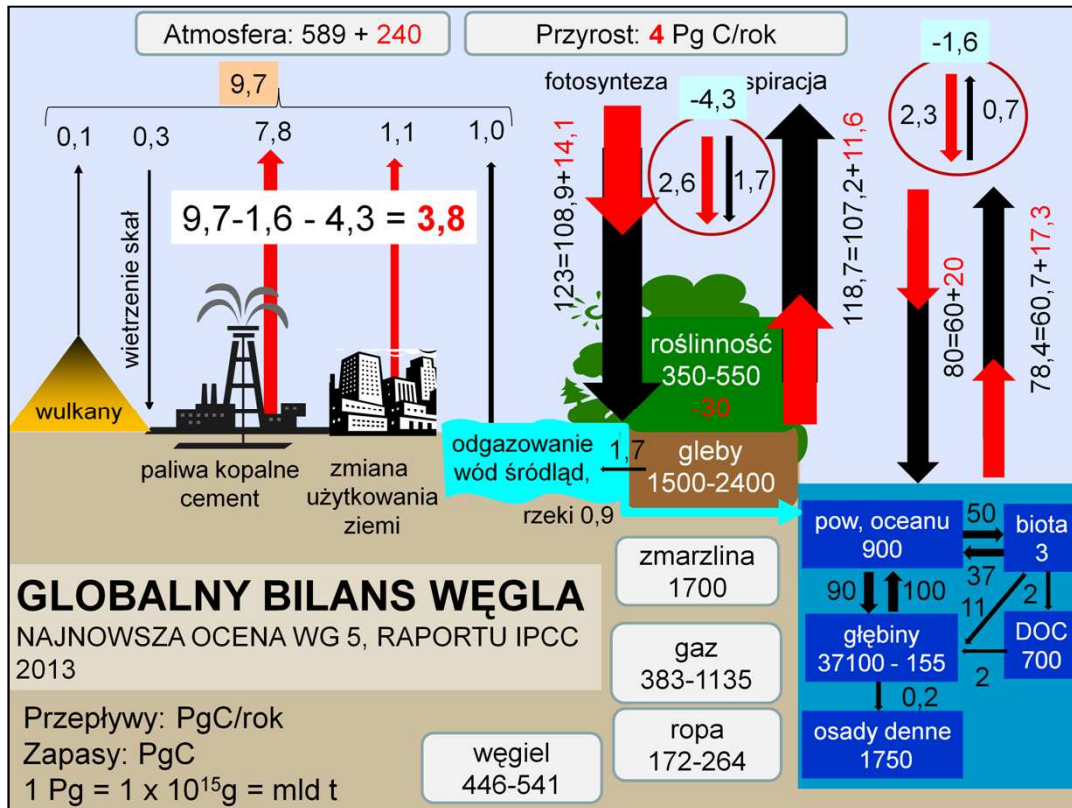


W innych okresach – na przykład obecnie – brak równowagi przejawia się przewagą tempa utleniania nad tempem redukcji, w skali całej biosfery (planety), za sprawą przemysłu i rolnictwa,



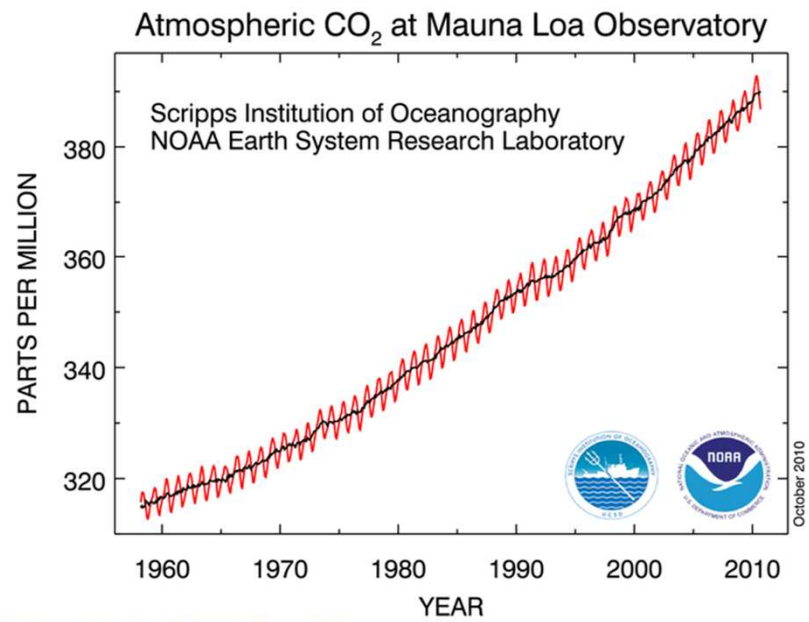
Ilościowy bilans obiegu węgla we współczesnej biosferze został zaprezentowany w najnowszym raporcie IPCC, Ilość węgla podana jest w petagramach (Pg = miliardach ton), tempa przepływu w Pg/rok, Główny obieg stanowi cykl produkcji i dekompozycji na lądach (ok, 120 mld ton/rok, z niewielką przewagą produkcji) i w oceanie (ok, 80 mld ton/rok, również z niewielką przewagą produkcji), Dodatkowo, węgiel (w formie głównie CO<sub>2</sub>) dostarczają do atmosfery kopalnie i cementownie i zmiany w użytkowaniu ziemi,





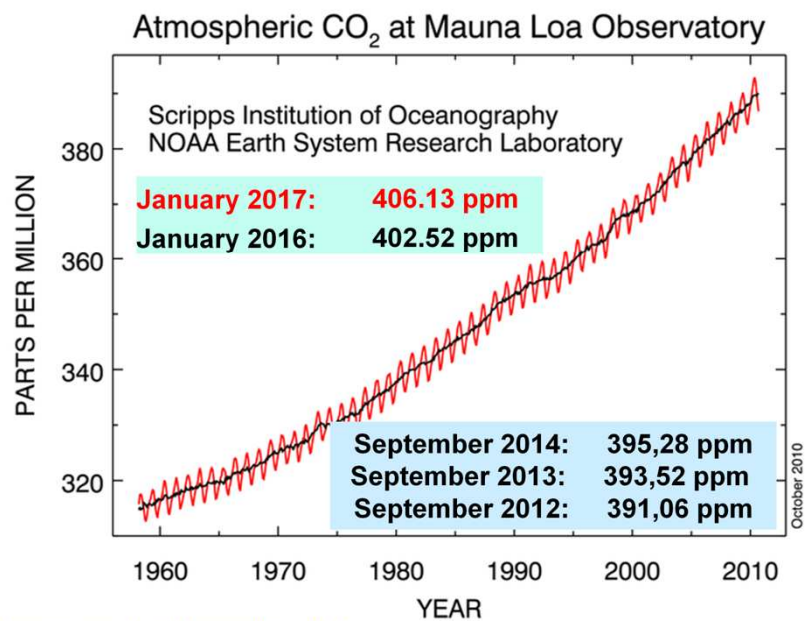
Łącznie człowiek zwiększa dopływ węgla do atmosfery w ilości 9,7 Pg rocznie, Przewaga tempa produkcji nad dekompozycją na lądach i w oceanach w znacznej mierze kompensują ten nadmiar; w rezultacie, skutkiem działalności człowieka jest dodawanie co roku ok. 3,8 Pg węgla/rok, Równocześnie stale jest mierzona zawartość CO<sub>2</sub> w powietrzu; obserwowany jest stały wzrost stężenia dwutlenku węgla w atmosferze, W liczbach bezwzględnych (po pomnożeniu tego stężenia przez objętość powietrza) ów przyrost wynosi ok. 4r PG/rok – liczba bliska oszacowaniu nadprodukcji węgla w formie CO<sub>2</sub> przez człowieka (3,8 Pg),

# STĘŻENIE CO<sub>2</sub> W ATMOSFERZE (rośnie, przyspiesza)

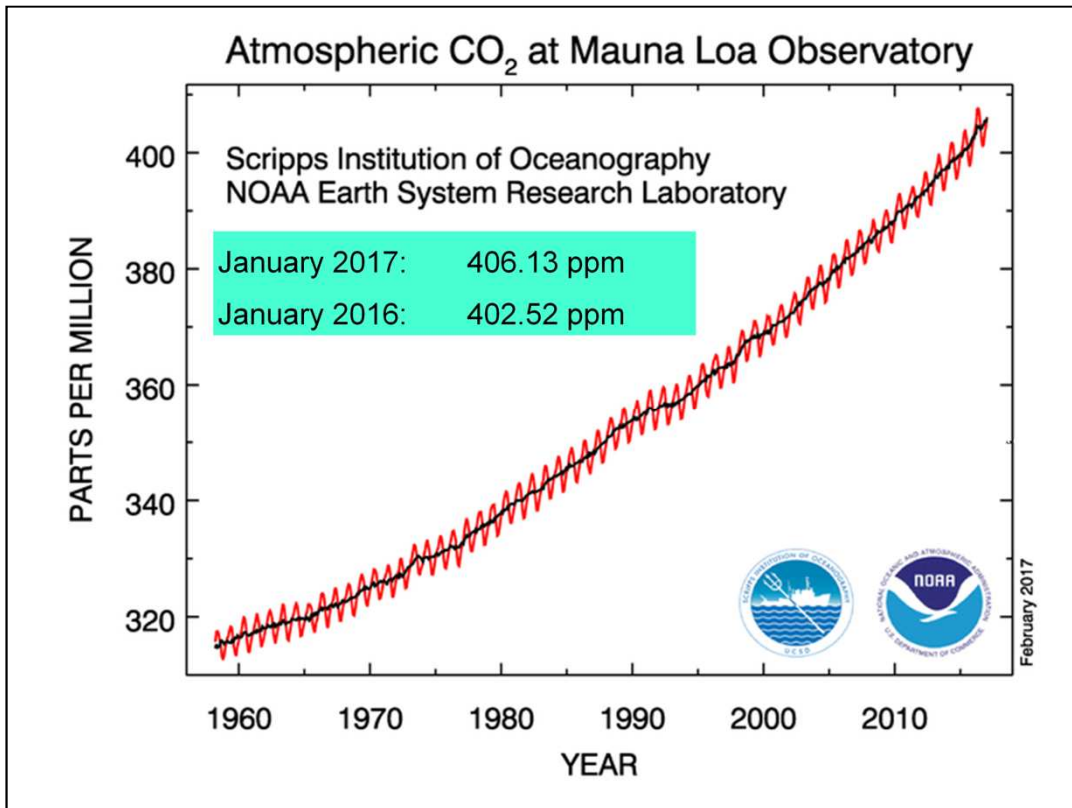


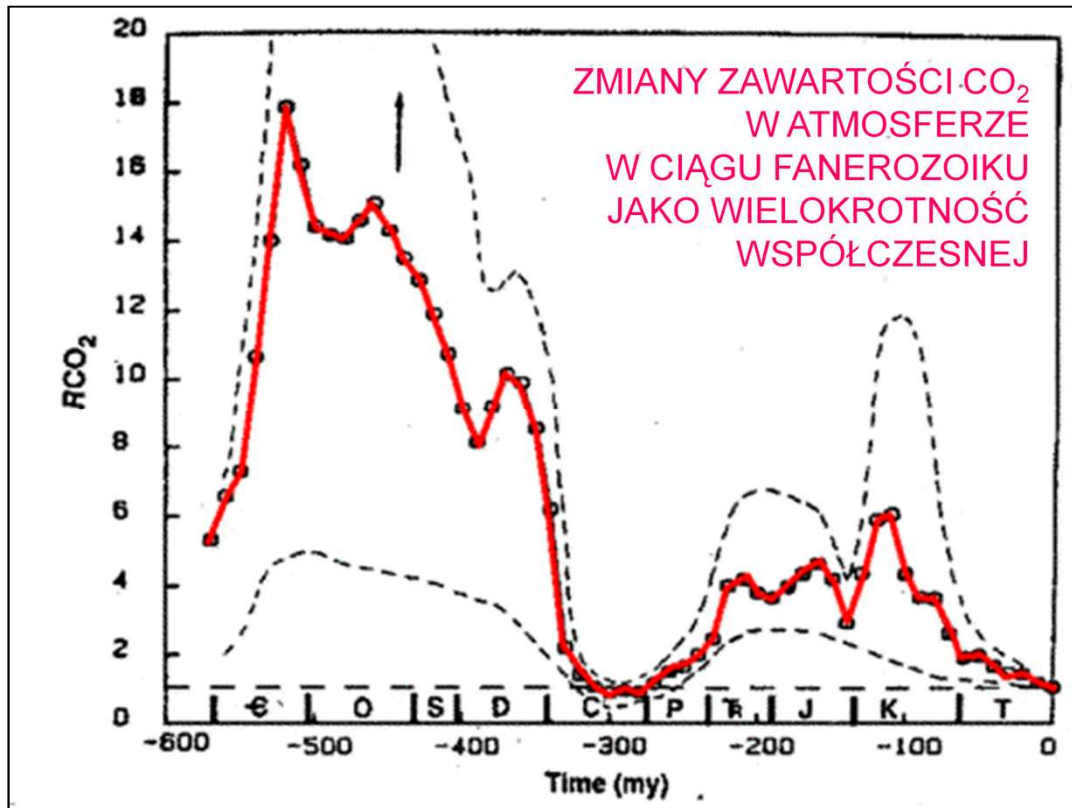
<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

# STĘŻENIE CO<sub>2</sub> W ATMOSFERZE (rośnie, przyspiesza)



<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>





Dane paleochemiczne świadczą o tym, że na przestrzeni ostatnich 600 mln lat (tzw, fanerozoiku) miały miejsce bardzo głębokie zmiany składu powietrza – prawie przez całą erę paleozoiczną zawartość CO<sub>2</sub> w powietrzu była ponad 10 razy wyższa niż obecnie, Gwałtowny spadek nastąpił w okresie karbońskim, ok, 300 mln lat temu, zapewne w związku z zatrzymaniem ogromnych mas węgla w zdeponowanej wówczas biomase, która nie uległa rozkładowi, a obecnie jest wykorzystywana przez człowieka jako tzw, Paliwa kopalne, Ponowny, ale już mniejszy wzrost stężenie CO<sub>2</sub> w atmosferze nastąpił w erze mezozoicznej, w erze kenozoicznej nastąpił spadek, aż do obecnego, wyjątkowo (w skali czasu biosfery) niskiego poziomu,





# ZMIANY KLIMATU I ZAWARTOŚCI CO<sub>2</sub> W ATMOSFERZE W CIĄGU OSTATNICH 400 tys. LAT (Rdzeń lodowy Vostoc)

