

Fizyka Procesów Klimatycznych

Wykład 9

prof. dr hab. Szymon Malinowski
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
malina@igf.fuw.edu.pl

dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl

Wykorzystano slajdy dr Aleksandry Kardaś

Wymuszenie radiacyjne - nieco dokładniej

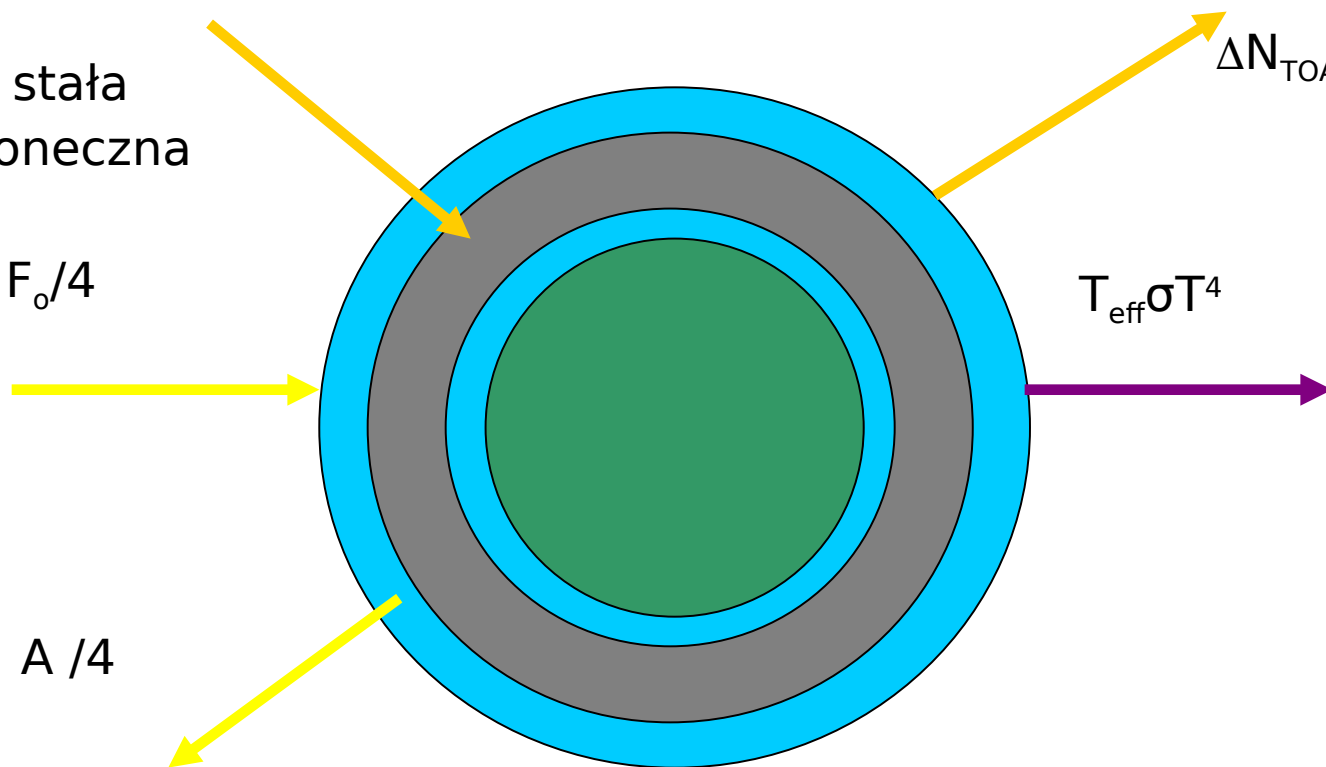
wymuszenie

F_0 stała
słoneczna

$F_0/4$

$A/4$

A - planetarne albedo



$\Delta N_{\text{TOA}}(\Delta A, \Delta T_{\text{eff}}, \Delta T)$

$T_{\text{eff}} \sigma T^4$

W stanie równowagi:

$$F_0 (1-A)/4 = T_{\text{eff}} \sigma T^4$$

Rozpatrzmy bilans promieniowania na górnej granicy atmosfery, gdzie strumień netto N wyraża się wzorem

$$N = (1 - A)F_S - F_L$$

W stanie równowagi radiacyjnej średnia wartość (uśredniona po czasie charakterystycznym dla skali zmian klimatu) strumienia netto wynosi zero

$$\langle N \rangle \cong 0$$

Wyniki ostatnich badań pokazują, że system klimatyczny nie jest w równowadze. Odchylenie od tego stanu jest bardzo małe i wynosi dziesiątne części procenta promieniowania słonecznego dochodzącego do Ziemi.

W pierwszym przybliżeniu OLR może być zapisany jako funkcja temperatury powierzchni Ziemi T_s w postaci

$$F_L(T_s) = Tr_{\text{eff}} \sigma T_s^4$$

gdzie Tr_{eff} jest efektywną transmisją promieniowania długofalowego w atmosferze i zależy głównie od całkowitej zawartości pary wodnej oraz CO_2 w pionowej kolumnie powietrza.

Rozważmy małe zaburzenie od stanu równowagi, dla którego strumień netto na górnej granicy atmosfery zmienia się od wartości $N(T_s)$ do $N(T_s)+\Delta N$.

Zakładamy, że układ Ziemia-Atmosfera osiąga nową quasi-równowagę. Nowy stan może być zapisany jako suma wymuszenia radiacyjnego ΔN oraz odpowiedzi atmosfery zgodnie ze wzorem

$$\Delta N + \frac{\partial N}{\partial T_s} \Delta T_s = 0$$

Zmiany temperatury powierzchni Ziemi wywołane wymuszeniem radiacyjnym możemy zapisać w postaci

$$\Delta T_s = \lambda \Delta N$$

Gdzie λ oznacza współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne i wyraża się wzorem

$$\lambda = - \left(\frac{\partial N}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Na podstawie wzoru na strumień netto na górnej granicy atmosfery współczynnik ten można przedstawić w postaci

$$\lambda = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} - \frac{\partial F_s(1-A)}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Zauważmy, że zdefiniowane powyżej zmiany temperatury powierzchni Ziemi związane są bezpośrednio z wymuszeniem radiacyjnym ΔN .
- Pośredni efekt związany jest z procesami zależnymi od temperatury powierzchni Ziemi, które mają charakter pozytywnych lub negatywnych sprzężeń zwrotnych.
- Dla przykładu wzrost temperatury powierzchni Ziemi wzmacnia ewaporację, prowadząc w ten sposób do wzrostu wilgotności co wzmacnia efekt cieplarniany.

- Bardziej realistyczny model systemu klimatycznego uwzględnia, że pochłonięty przez układ Ziemia-Atmosfera strumień promieniowania słonecznego oraz strumień promieniowania długofalowego emitowany w przestrzeń kosmiczną zależy od szeregu parametrów, umownie oznaczanych przez q_1, q_2, \dots .
- Każdy z nich zależy natomiast od temperatury powierzchni Ziemi.
- Wówczas wymuszenie radiacyjne można zapisać postaci

$$\Delta N + \left(\frac{\partial N}{\partial q_1} \frac{\partial q_1}{\partial T_s} + \frac{\partial N}{\partial q_2} \frac{\partial q_2}{\partial T_s} + \dots \right) \Delta T_s = 0$$

Zmiana temperatury podobnie jak powyżej wynosi

$$\Delta T_s = \lambda \Delta N$$

gdzie tym razem współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne wyraża się wzorem

$$\lambda = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} - \sum_i \frac{\partial N}{\partial q_i} \frac{\partial q_i}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Wróćmy jednak do pierwotnego prostszego modelu, w którym mamy tylko efekt bezpośredni.
- Według modeli radiacyjnych podwojenie dwutlenku węgla spowoduje wymuszenie radiacyjne na poziomie 4 W/m².
- Zastanówmy się, jak duże zmiany temperatury może spowodować to wymuszenie radiacyjne?
- Korzystamy w tym celu z definicji współczynnika wrażliwości klimatu na wymuszenia radiacyjne zakładając, że temperatura powierzchni Ziemi nie wpływa na albedo planetarne.

$$\lambda = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

- Założenie to jest bardzo silne, gdyż łatwo sobie wyobrazić np. że wzrost temperatury prowadzi do wzrostu wilgotności oraz stopnia zachmurzenia, albo do topnienia pokrywy lodowej a w konsekwencji do zmian planetarnego albedo.

- Podstawiając wartość strumienia długofalowego na górnej granicy atmosfery mamy

$$\lambda = \frac{T_s}{4F_L}$$

- Podstawiając do wzoru na bezpośrednią zmianę temperatury powietrza otrzymujemy $\Delta T_s = \lambda \Delta N = 1.2 \text{ K}$

Szacowany, przy użyciu modeli klimatu wzrost temperatury związany z podwojeniem CO_2 , jest większy i wynosi: 2.4 K.

Przyczyną tego są sprzężenia zwrotne np. podniesienie się temperatury powietrza powoduje większe parowanie i wzrost zawartości pary wodnej w atmosferze.

Wpływ zaś pary wodnej na efekt cieplarniany jest większy, niż CO_2 , co prowadzi do niedoszacowania zmian temperatury.

W rzeczywistości problem ten jest bardziej skomplikowany, gdyż wzrost zawartości pary wodnej może prowadzić do większego zachmurzenia i wzrostu albedo i zmian w transmisji promieniowania długofalowego.

Parametr sprzężenia zwrotnego

- Analizując problemy wymuszania radiacyjnego wygodnie jest wprowadzić parametr sprzężenia zwrotnego (Feedback Parametr) jako

$$\alpha = \frac{1}{\lambda}$$

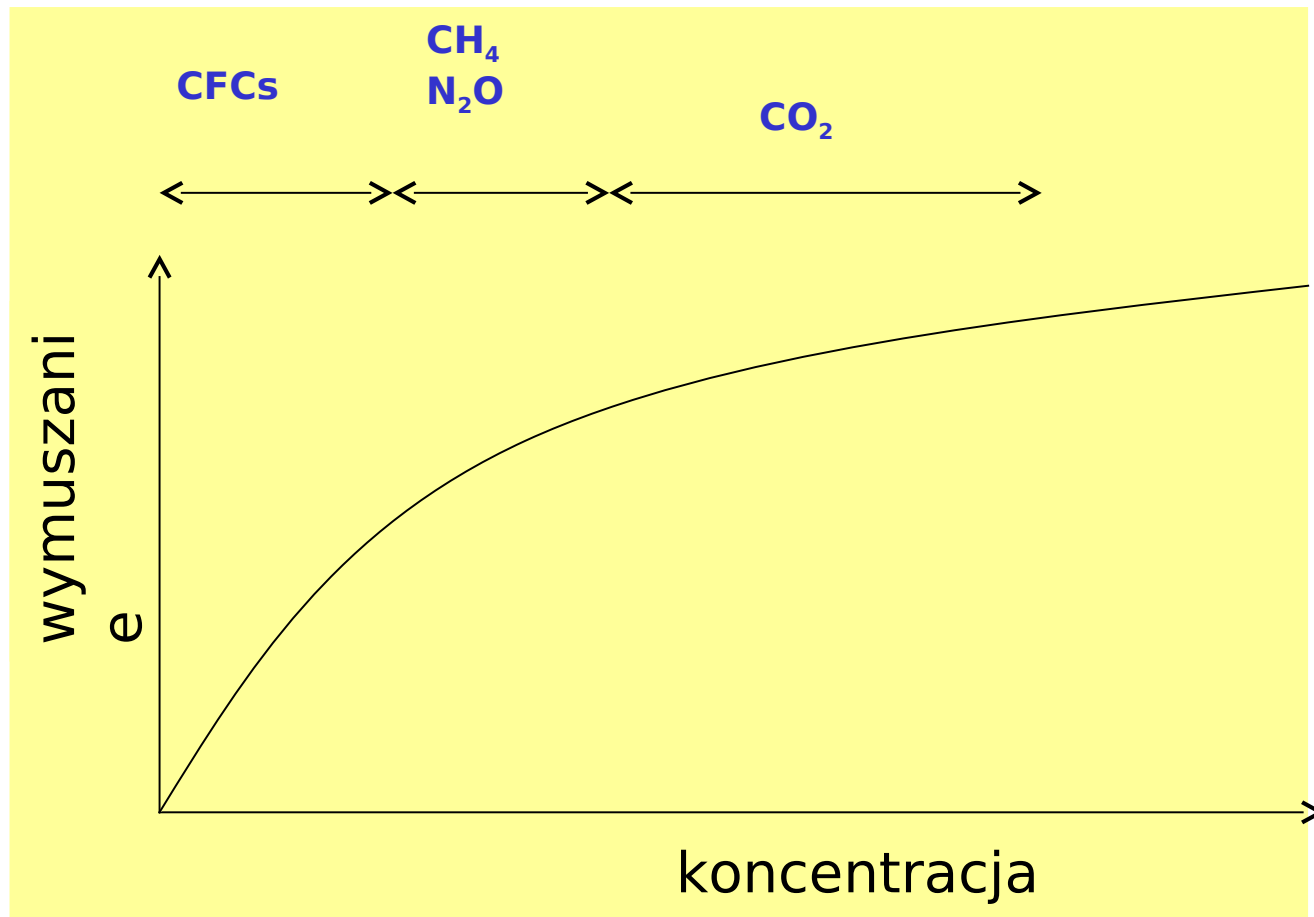
- Możliwe wartości tego parametru przedstawia poniższa tabela:

Wm⁻²K⁻¹	model
3.8	Ziemia jako ciało doskonale czarne
3.3	Realistyczny model radiacyjny Ziemi
2	Z uwzględnieniem sprzężenia zwrotnego pary wodnej
1-1.5	Z uwzględnieniem wszystkich sprzężeń zwrotnych (chmury, lodowce-albedo)

Chociaż sama wartość wymuszenia radiacyjnego w przypadku dwutlenku węgla jest prosta do oszacowania przy użyciu modelu transferu promieniowania, to wyznaczenie **współczynnika wrażliwości klimatu** na zmiany radiacyjne (parametr sprzężenia zwrotnego) jest trudne i stanowi jedno z większych zadań dla globalnych modeli klimatycznych (np. GCM- global climate model).

Jak wiemy z poprzedniego wykładu mamy z tym poważny problem!!!

Zależność wymuszania radiacyjnego od koncentracji gazów



Trace gas	Simplified expression Radiative forcing, ΔF , W_m^{-2}	Constants α	
		IPCC	Best estimate this work ^a
CO ₂	$\Delta F = \alpha \ln(C/C_0)$	6.3	5.35
CH ₄	$\Delta F = \alpha (\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) -$ $(f(M, N_0) - f(M_0, N_0))$	0.036	0.036
N ₂ O	$\Delta F = \alpha (\sqrt{N} - \sqrt{N_0}) -$ $(f(M_0, N) - f(M_0, N_0))$	0.14	0.12
CFC-11 ^b	$\Delta F = \alpha (X - X_0)$	0.22	0.25
CFC-12	$\Delta F = \alpha (X - X_0)$	0.28	0.33

$$f(M, N) = 0.47 \ln[1 + 2.01 \times 10^{-5} (MN)^{0.75} + 5.31 \times 10^{-15} M(MN)^{1.52}]$$

C is CO₂ in ppmv

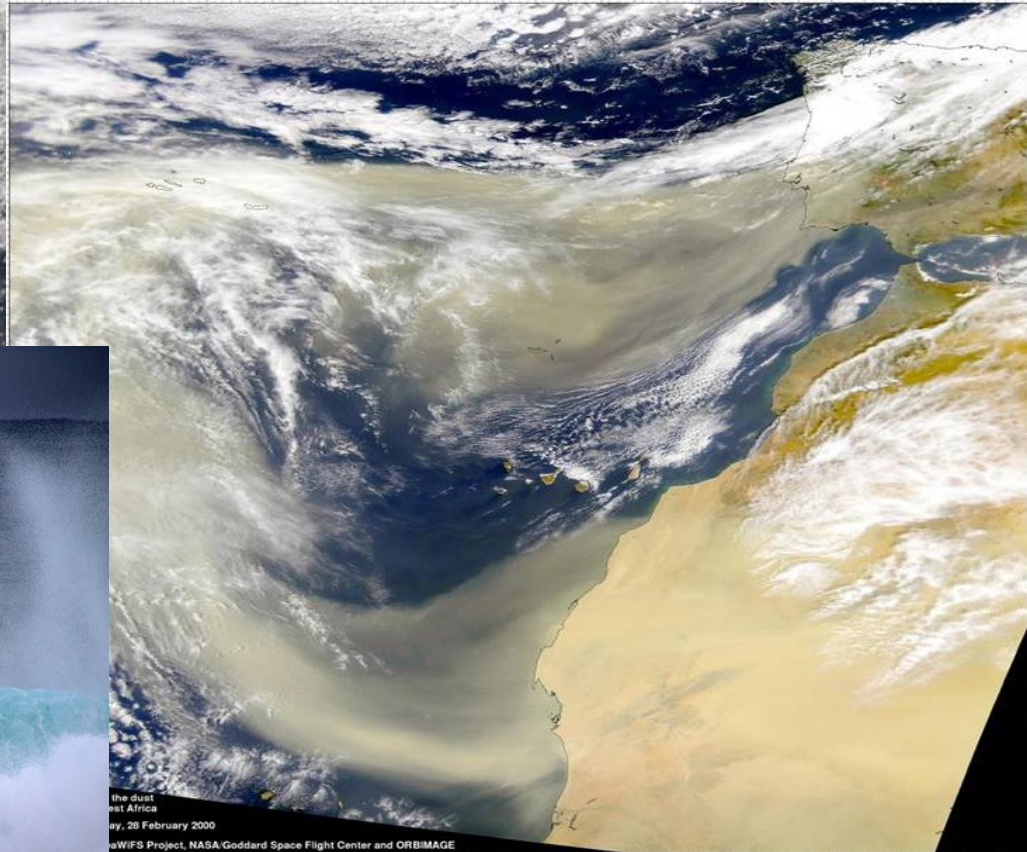
M is CH₄ in ppbv

N is N₂O in ppbv

X is CFC in ppbv

Przybliżone formuły opisujące wymuszenie radiacyjne podstawowych gazów cieplarnianych (Myhre et al., 1998)

Aerozole naturalne:
wulkaniczne, pustynne, morskie, pylenie
roślin....





Aerозole produkowane przez
człowieka: pyły i smog.
Nie tylko przemysł...

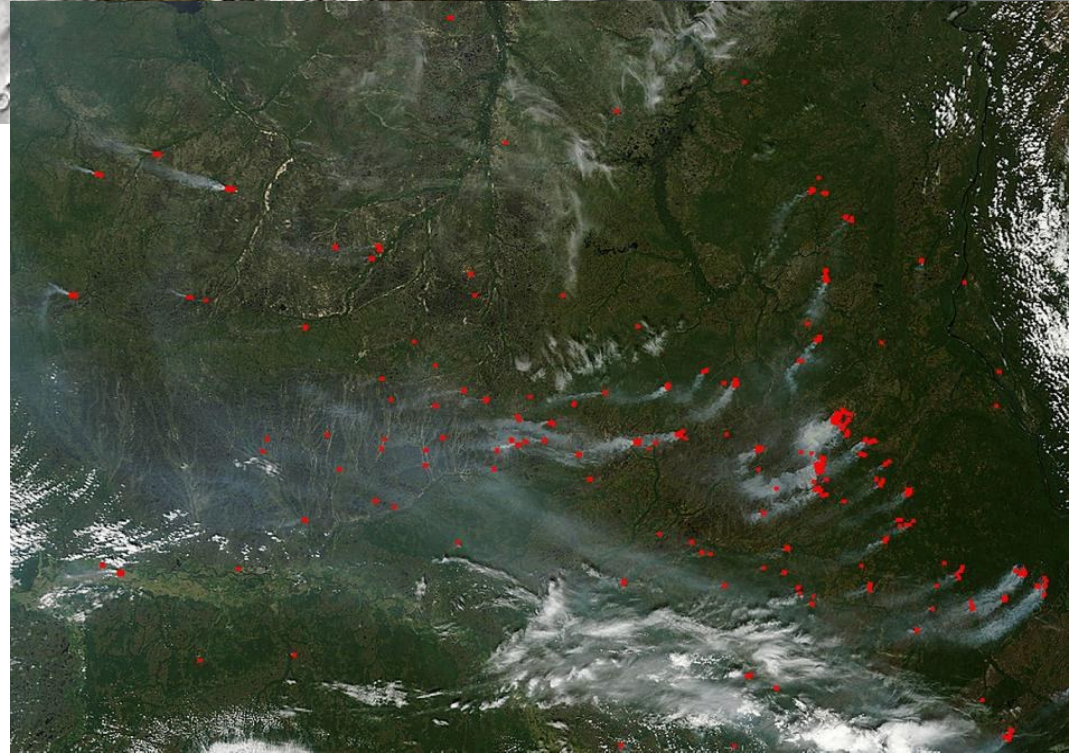


Aerozole antropogeniczne:

Smog kwaśny
(czasem zwany zimowym).
Przewaga emisji →
pyłu i związków siarki.

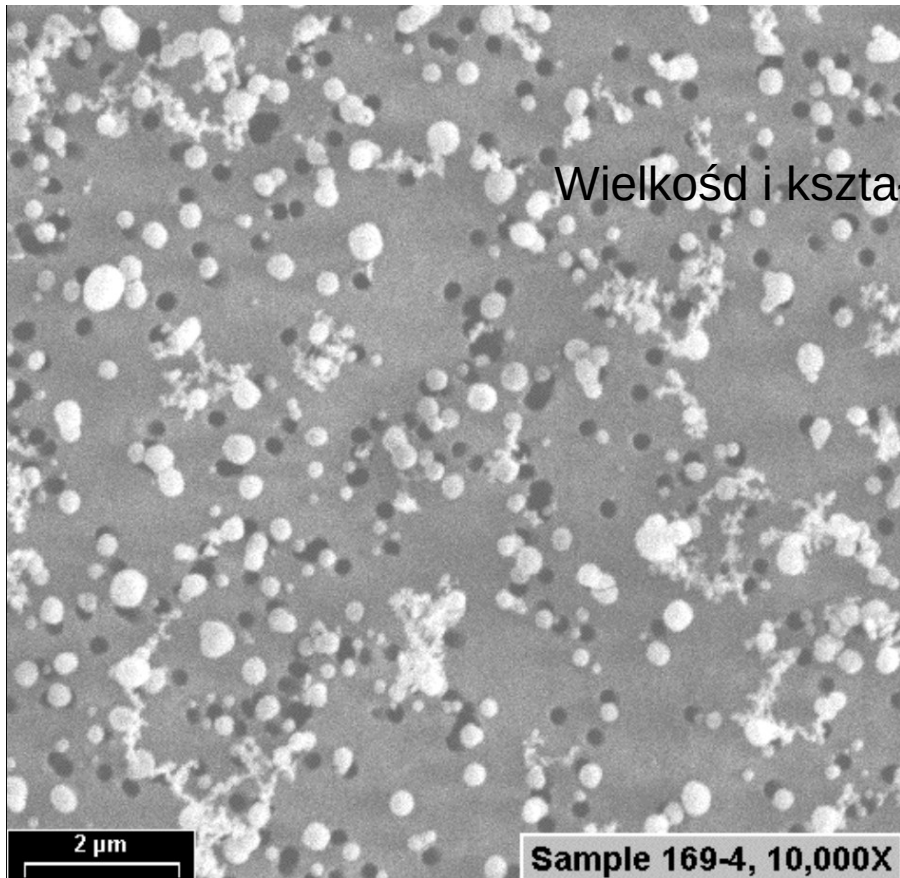


← Smog fotochemiczny
(czasem zwany letnim –
przewaga emisji z transportu
+ reakcje fotochemiczne),
tu nad Mexico City.

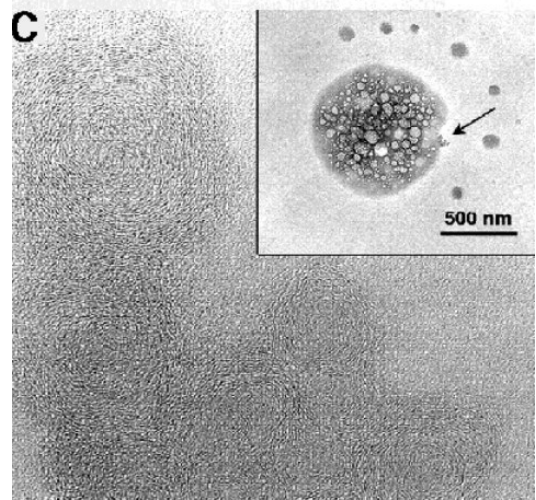
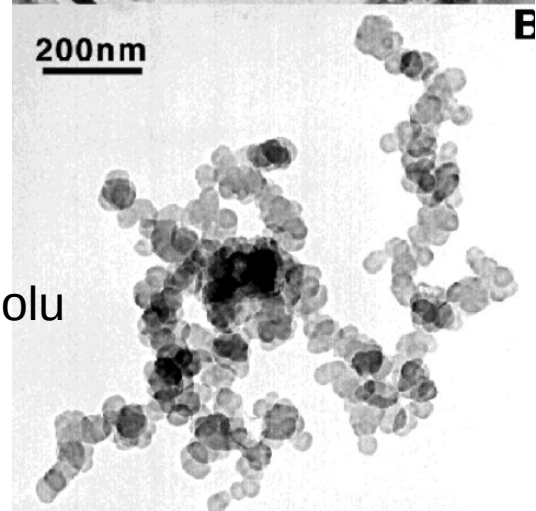
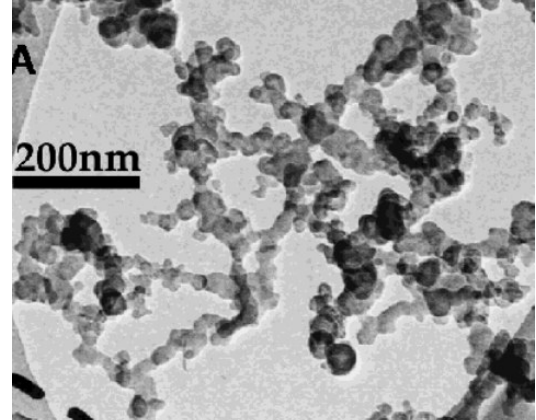


Požary lasów, torfowisk,
buszu... naturalne i
antropogeniczne

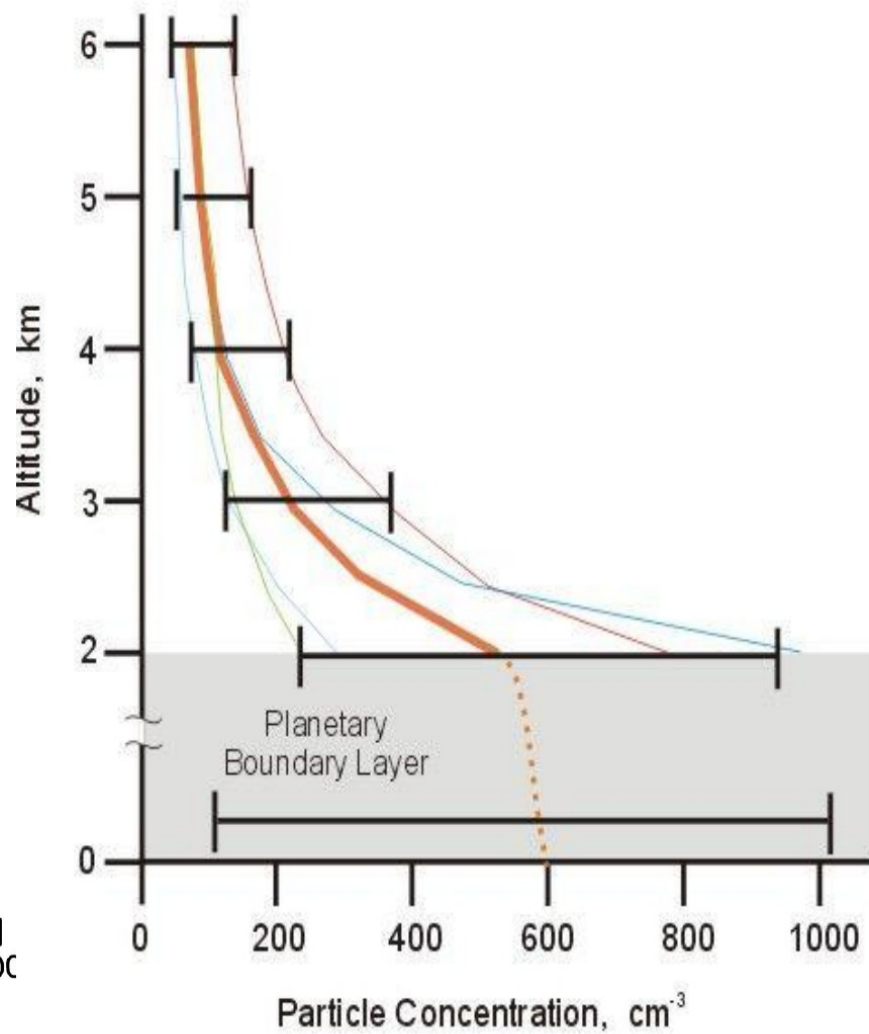
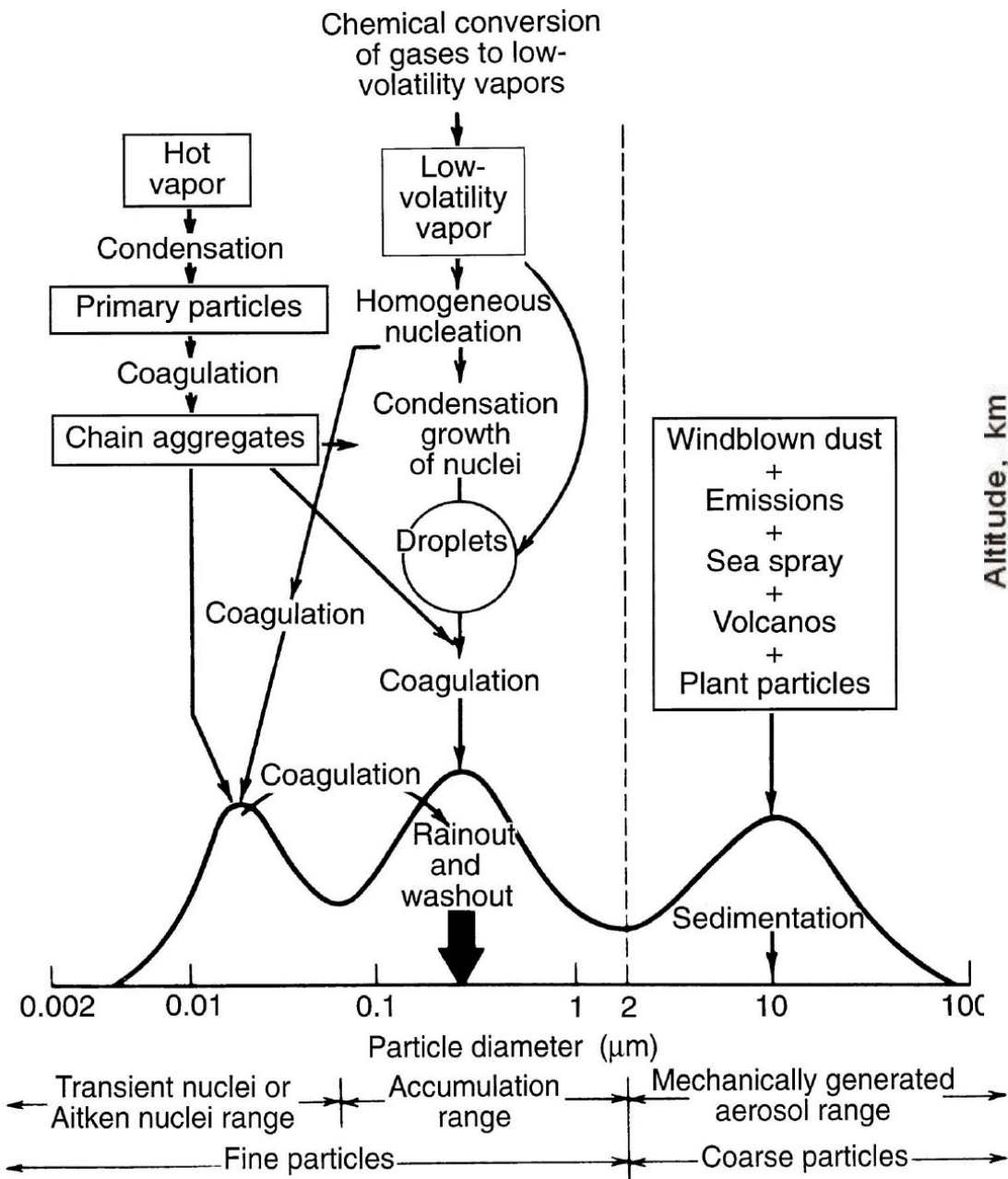
Przykłady rozmiarów i kształtu cząstek aerozolu



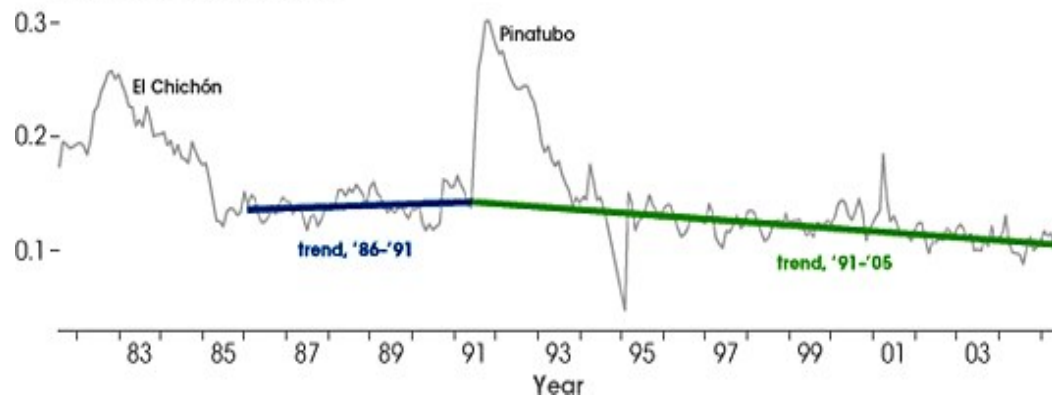
Wielkość i kształt cząstek aerozolu



AITKEN PARTICLES



Aerosol Optical Thickness



Albedo: efekty aerozolu atmosferycznego

http://www.giss.nasa.gov/research/features/200711_temptracker/page2.html

Grubość optyczna aerozolu (miara blokowania dopływu promieniowania słonecznego maleje od czasu erupcji Mt Pinatubo w 1991 r (zielona linia). [NASA]

Wpływ aerozolu na ALBEDO, dokładniej na rozpraszanie (odbijanie w kosmos) promieniowania słonecznego, tzw. bezpośredni efekt aerozolowy.

Wymuszenie: np. aerozol wulkaniczny czy antropogeniczny.

Sprzężenie: np. aerozol soli morskiej, pyłki roślin.

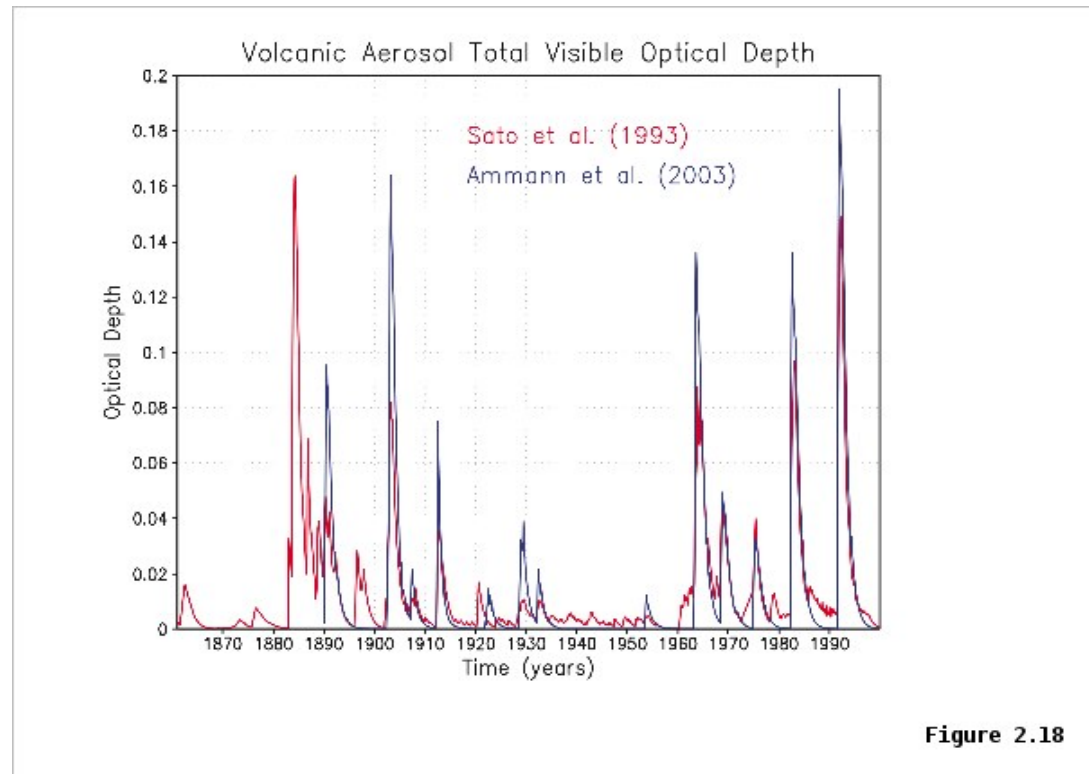


Figure 2.18

Wymuszanie radiacyjne aerozoli

chwilowe
wymuszanie

$$RF = (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{aerosol}} - (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{clear}}$$

Wymuszenie radiacyjne aerozoli jest zdefiniowane jako perturbacja energii absorbowanej przez ziemski system klimatyczny związaną z obecnością aerozoli w atmosferze.

Bezpośrednie wymuszanie radiacyjne przez aerozol jest zdefiniowane jako różnica pomiędzy strumieniem netto promieniowania w obecności oraz bez aerozoli podczas braku zachmurzenia.

$$\Delta T_s = \lambda RF \quad \lambda - \text{climate sensitivity}$$

$$\lambda = - \left(\frac{\partial F_{\text{NET}}}{\partial T_s} \right)^{-1} \approx 0.75 \pm 0.25 \text{ K / W / m}^2$$

Ograniczenia stosowania wymuszania radiacyjnego w obecności cząstek silnie absorbujących

- Cook and Highwood [2004] pokazali , że w przypadku aerozoli silnie absorbujących chwilowe wymuszania radiacyjne nie może być stosowane do szacowania zmian temperatury. Nawet znak zmian temperatury może być błędnie określony!
- Wynika to z dodatnich i ujemnych sprzężeń zwrotnych związanych z oddziaływaniem aerozoli absorbujących na własności mikrofizycznych chmur, które zależą od rodzaju użytych parametryzacji procesów chmurowych w modelach klimatu.

Alternatywne definicje wymuszania radiacyjnego

- Zaproponowano nowe definicje, które uwzględniają tzw. szybkie sprzężenia zwrotne w systemie klimatyczny.

Dopasowanie stratosferyczne (stratospheric adjusted RF)

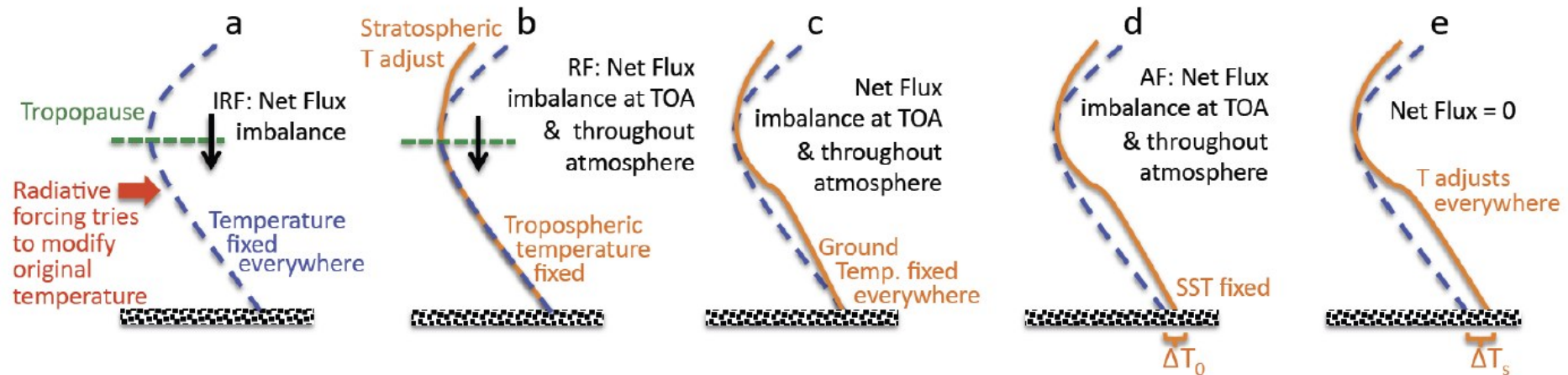
- Przybliżenie to uwzględnia dopasowanie profilu temperatury w stratosferze do nowego stanu równowagi radiacyjnej osiąganego po około 2-3 miesiącach.
- Zaletą tego podejścia jest wykorzystanie, podobnie jak w chwilowym wymuszaniu radiacyjnym modelu transferu radiacyjnego .

- Wymuszenie radiacyjne w tym przypadku wyznacza się poprzez zdjęcie wiązki niezmiennej w czasie temperatury w stratosferze, która tym razem dopasowuje się do nowego stanu równowagi.
- Po ustaleniu nowego profilu temperatury w stratosferze wyznaczane jest ponownie wymuszenie radiacyjne uwzględniając w ten sposób dopasowanie stratosferycznego.
- Największe różnice pomiędzy chwilowym i dopasowanym wymuszeniem radiacyjnym obserwowane są w zakresie podczerwieni, gdyż w przypadku promieniowania słonecznego temperatura powietrza ma niewielki wpływ na strumienie radiacyjne (jedynie poprzez niewielką zmianę współczynników absorpcji gazów związana z temperaturową zależnością poszerzenia linii widmowych).
- W podczerwieni z oczywistych względów wymuszenie radiacyjne związane ze strumieniami promieniowania zależy silnie od temperatury powietrza.

Alternatywne definicje wymuszania radiacyjnego

- Shine et al., [2003] zaproponował definicje wymuszania radiacyjnego opartą na założeniu stałej temperatury powierzchni ziemi (adjusted troposphere and stratosphere RF), które pozwala osiągnięcie równowagi nie tylko w stratosferze ale również w troposferze.
- Metoda ta wymaga użycia kosztownego obliczeniowo modelu klimatu jednak utrzymywanie stałej temperatury powierzchni ziemi powoduje, że należy wykonać relatywnie krótkie symulacje (kilku letnie) aby osiągnąć nowy stan równowagi. Jest to znaczny zysk czasu obliczeniowego, który w przypadku wyznaczania zmian temperatury ΔT s musi być liczony w dekadach lat.

Różne koncepcje definicji wymuszenia radiacyjnego



Calculation Methodology

Online or offline pair of radiative transfer calculations within one simulation

Difference between two offline radiative transfer calculations with prescribed surface and tropospheric conditions allowing stratospheric temperature to adjust

Difference between two full atmospheric model simulations with prescribed surface conditions everywhere or estimate based on regression of response in full coupled atmosphere-ocean simulation

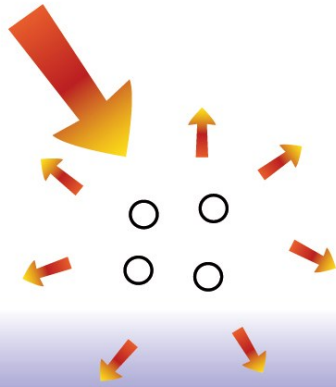
Difference between two full atmospheric model simulations with prescribed ocean conditions (SSTs and sea ice)

Difference between two full coupled atmosphere-ocean model simulations

Aerosol-radiation interactions

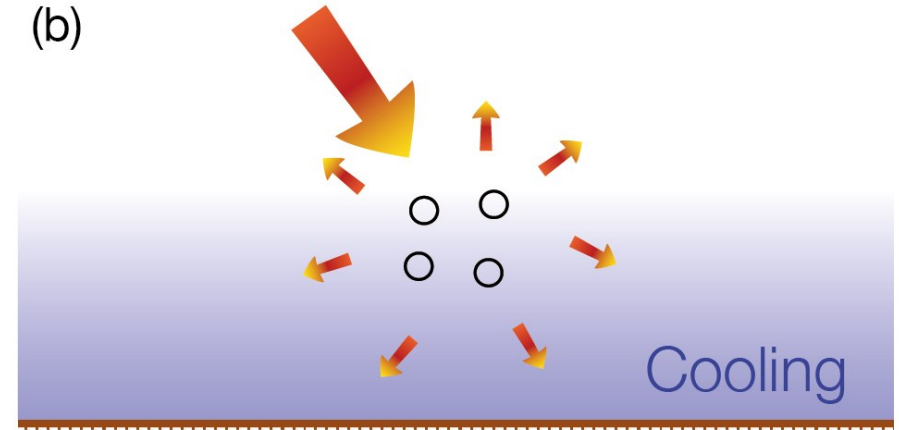
Scattering aerosols

(a)



Aerosols scatter solar radiation. Less solar radiation reaches the surface, which leads to a localised cooling.

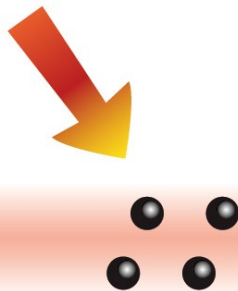
(b)



The atmospheric circulation and mixing processes spread the cooling regionally and in the vertical.

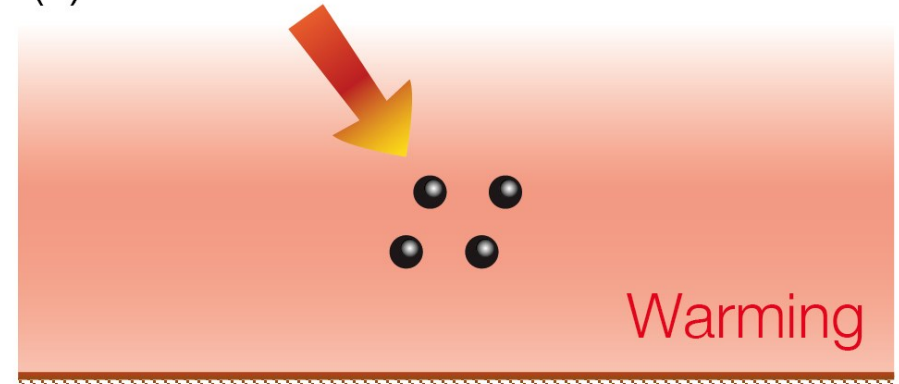
Absorbing aerosols

(c)

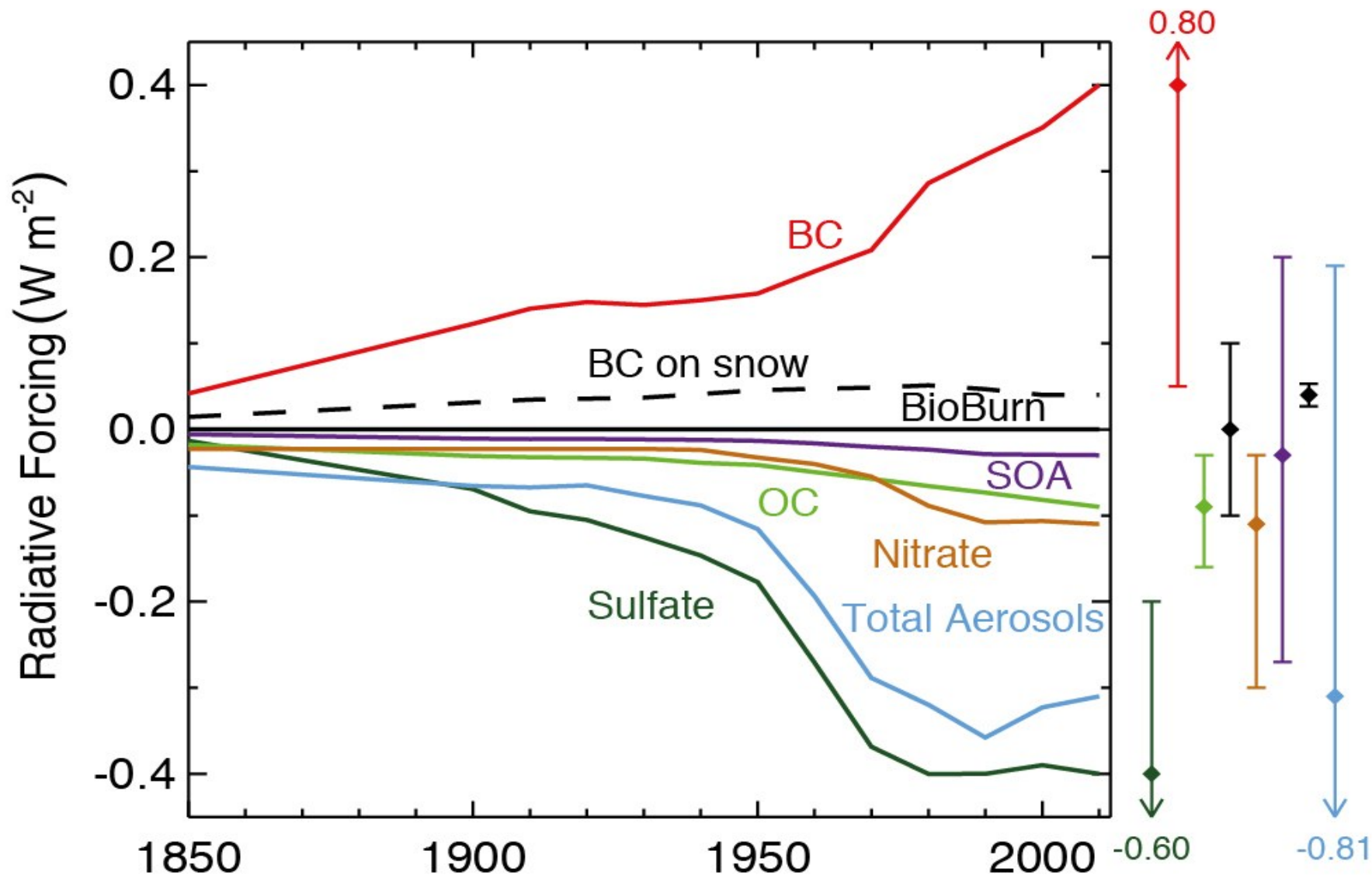


Aerosols absorb solar radiation. This heats the aerosol layer but the surface, which receives less solar radiation, can cool locally.

(d)

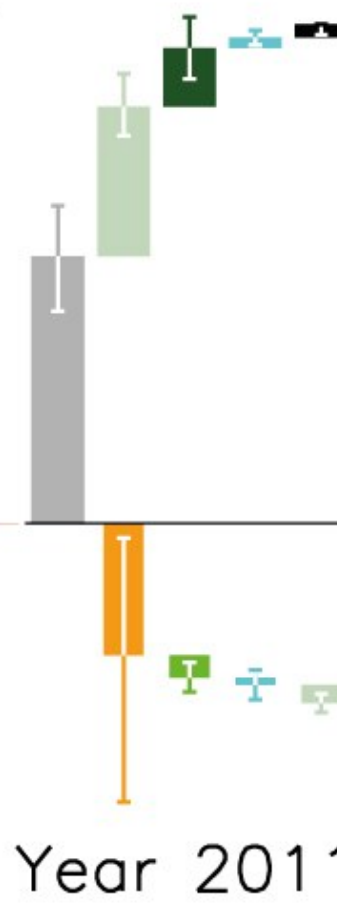
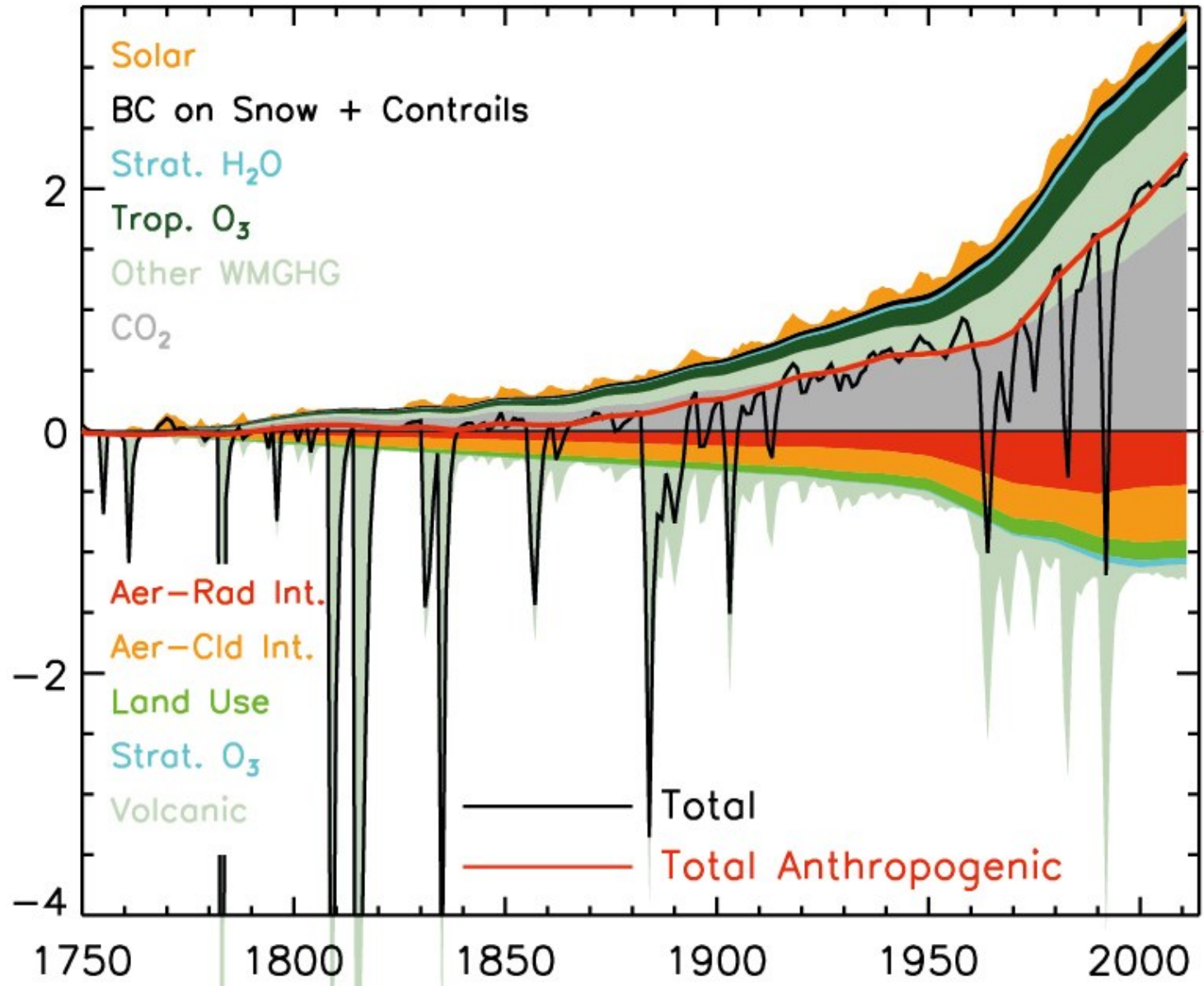


At the larger scale there is a net warming of the surface and atmosphere because the atmospheric circulation and mixing processes redistribute the thermal energy.

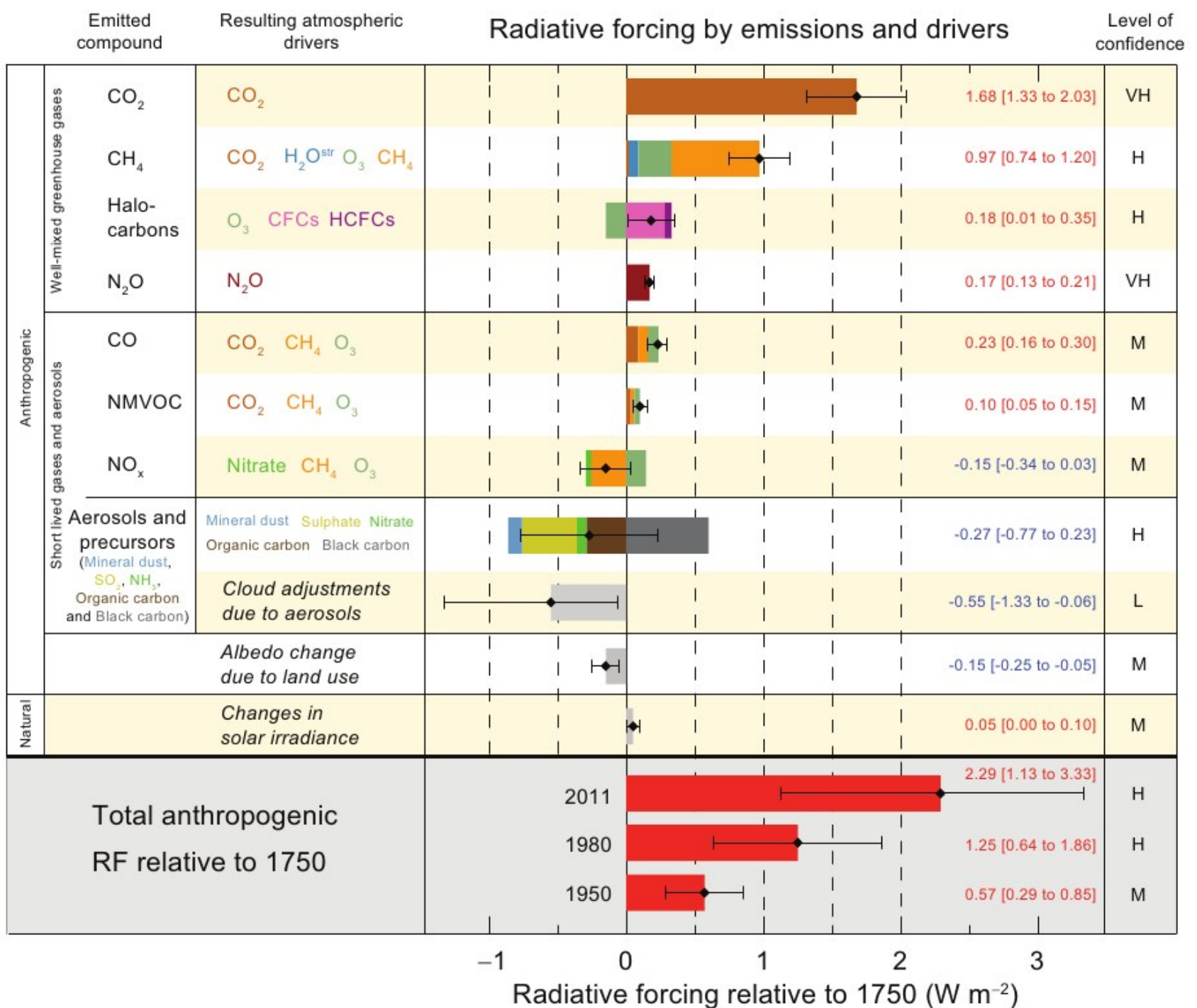


Zmiany w wymuszaniu radiacyjnym na szczycie atmosfery przez aerozole:
 BC – sadza (Black Carbon), Sulfate – aerozole siarkowe, Nitrate – aerozole azotowe, OC – organiczne (Organic Carbon), SOA – Secondary Organic Aerosol

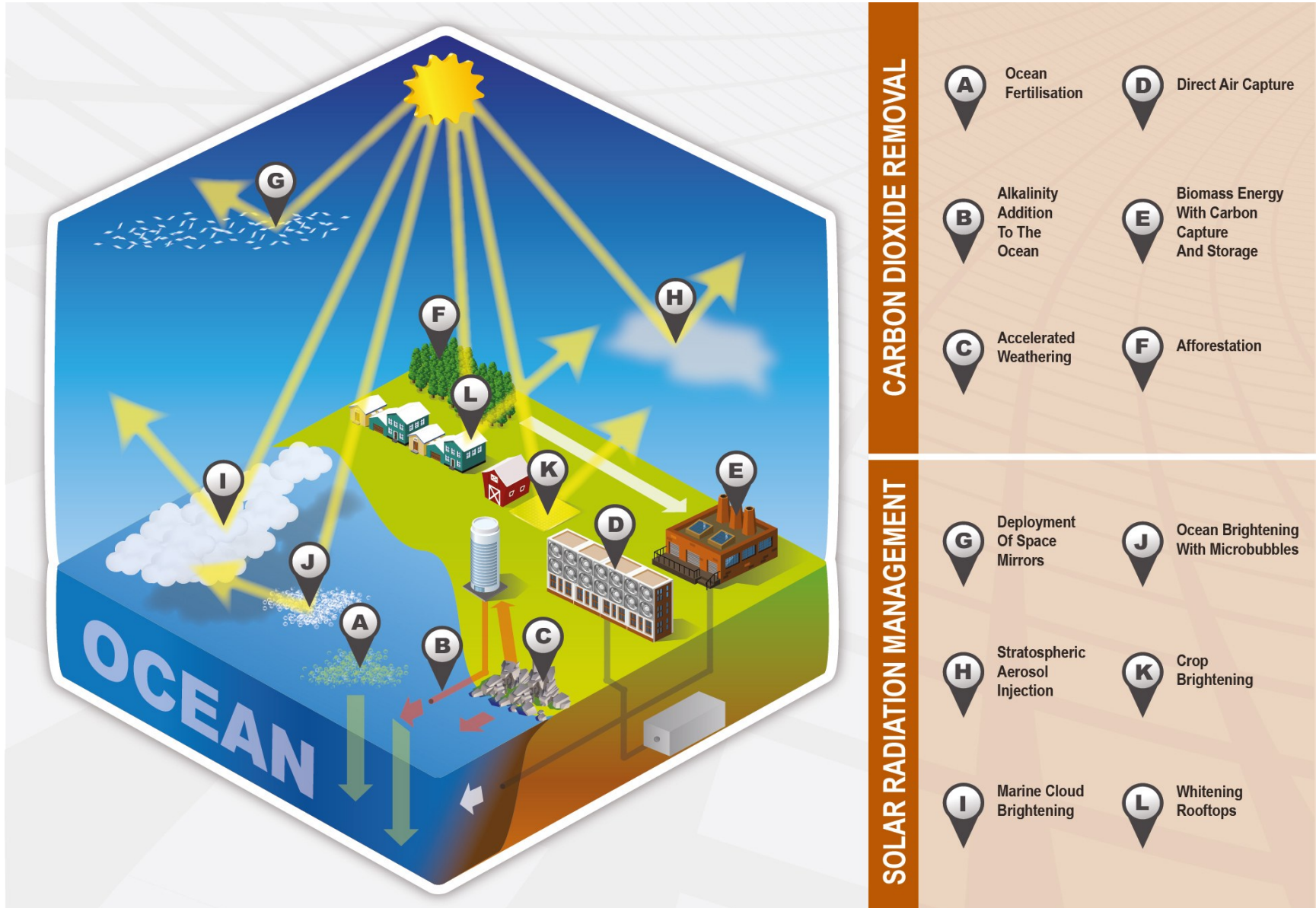
Effective Radiative Forcing (W m^{-2})



Radiative forcing by emissions and drivers



A co jeśli zaczną gwałtownie narastać niekorzystne procesy związane ze wzrostem temperatury... geoinżynieria... Solar Radiation Management (SRM)



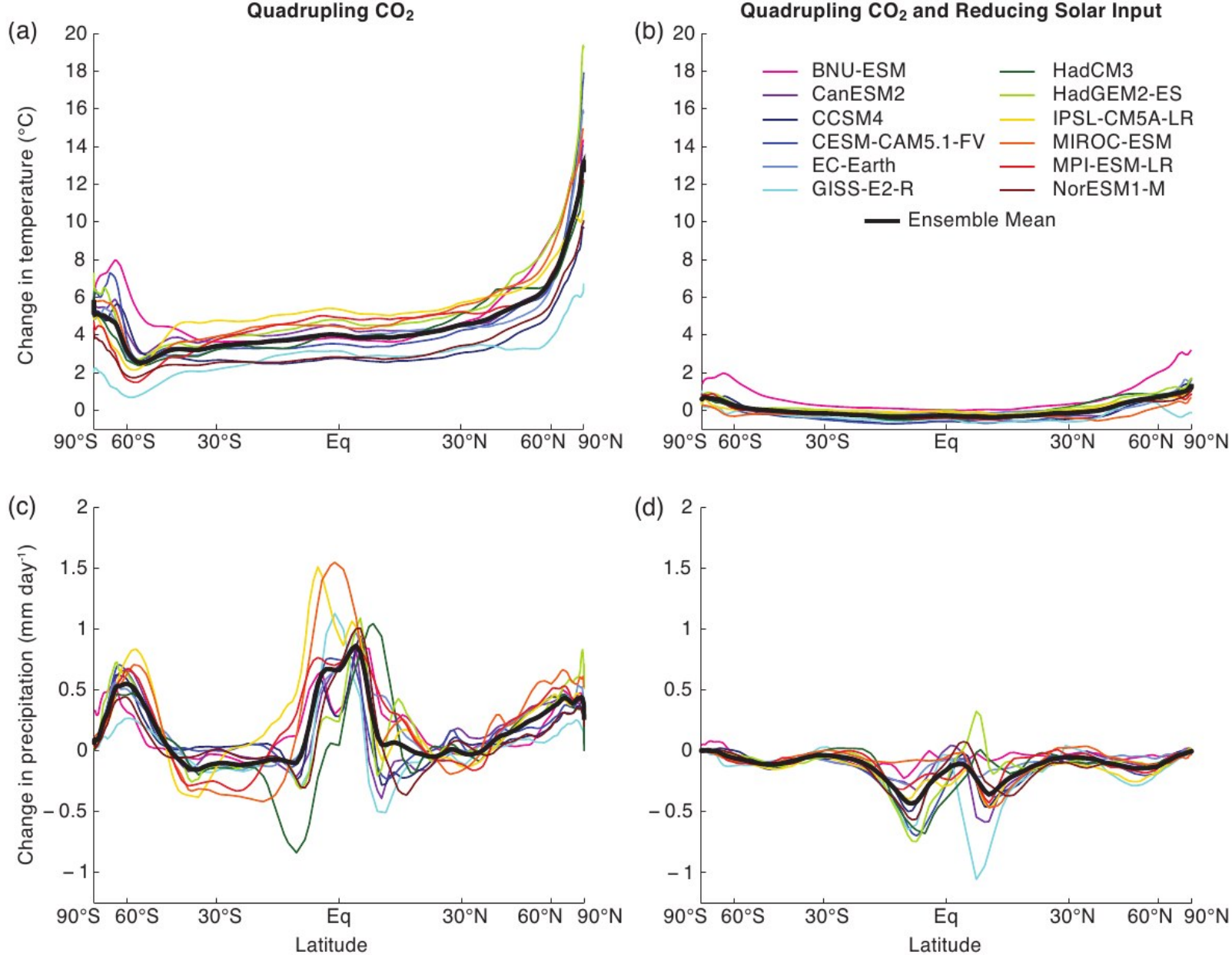


Figure 7.22 | Zonally and annually averaged change in surface air temperature (°C) for (a) an abrupt $4 \times \text{CO}_2$ experiment and (b) an experiment where the $4 \times \text{CO}_2$ forcing is balanced by a reduction in the total solar irradiance to produce a global top of the atmosphere flux imbalance of less than $\pm 0.1 \text{ W m}^{-2}$ during the first 10 years of the simulation (Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) G1 experiment; Kravitz et al., 2011). (c, d) Same as (a) and (b) but for the change in precipitation (mm day^{-1}). The multi-model ensemble mean is shown with a thick black solid line. All changes are relative to the pre-industrial control experiment and averaged over years 11 to 50. The figure extends the results from Schmidt et al. (2012b) and shows the results from an ensemble of 12 coupled ocean–atmosphere general circulation models.

Jeśli raz zaczniemy nie będziemy mogli przestać ani na chwilę.

Szare – wzrost temperatury przy rosnącej koncentracji gazów cieplarnianych.

Żółte – kompensacja wymuszania radiacyjnego przez SRM.

Symulacja: w 50 roku rezygnujemy z SRM.

