



# Wpływ aerozolu i chmur na bilans energii w atmosferze

Krzysztof Markowicz

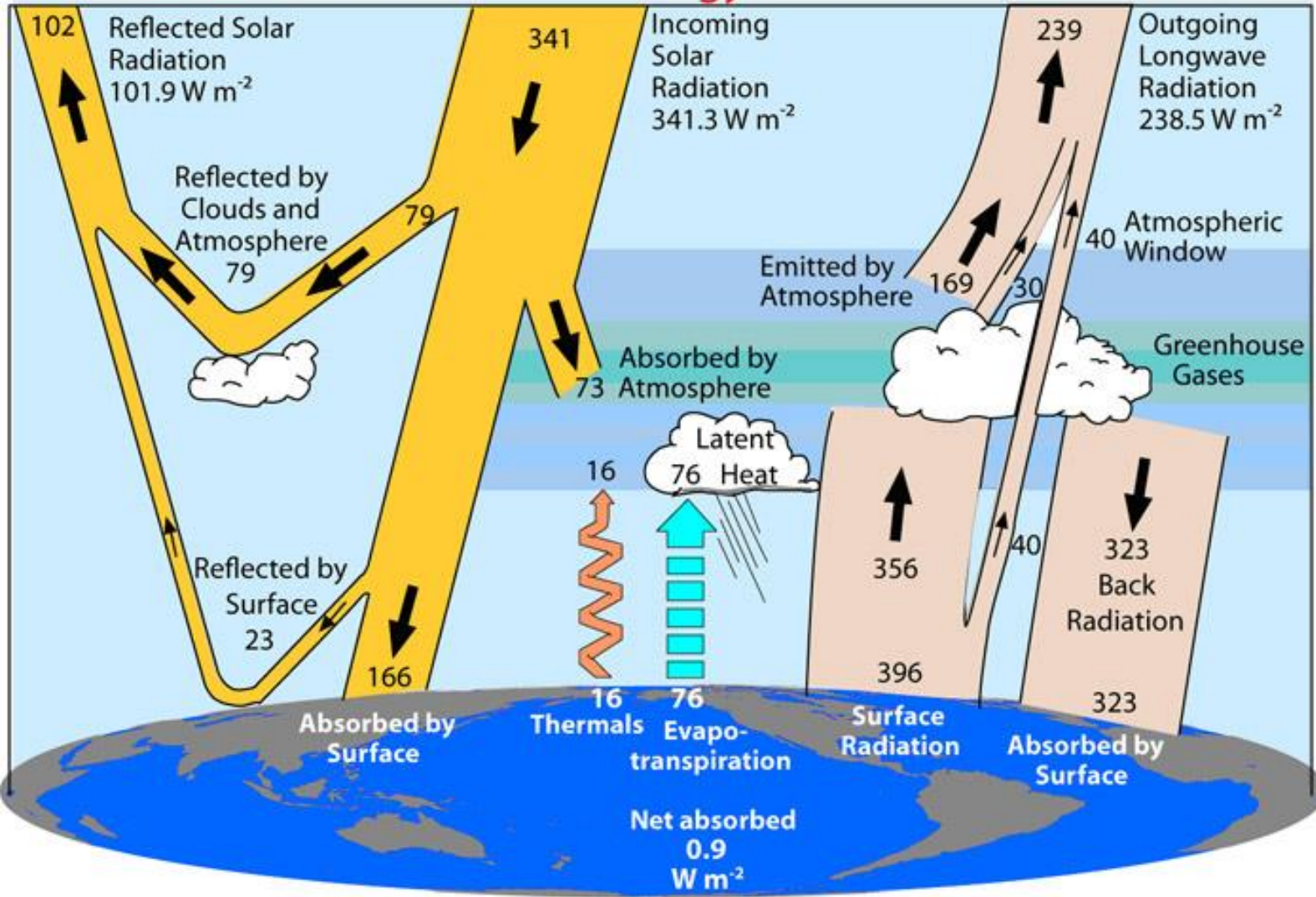
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki  
Uniwersytet Warszawski

# Rola aerozolu i chmur w bilansie radiacyjnym

- Odmienny wpływ w zakresie krótko- i długofalowym.
- W zakresie krótkofalowym główną rolę odgrywają własności optyczne aerozoli/chmur oraz powierzchni ziemi
- Natomiast w zakresie długofalowym ważniejszym czynnikiem jest różnica temperatury aerozoli/chmur i powierzchni ziemi.
- W przypadku aerozolu wpływ na bilans energii w zakresie podczerwieni termalnej jest na ogół znikomy z wyłączeniem aerozolu, którego rozmiary przekraczają  $1 \mu\text{m}$ .

# Global Energy Flows $W m^{-2}$

+0.9  $W m^{-2}$



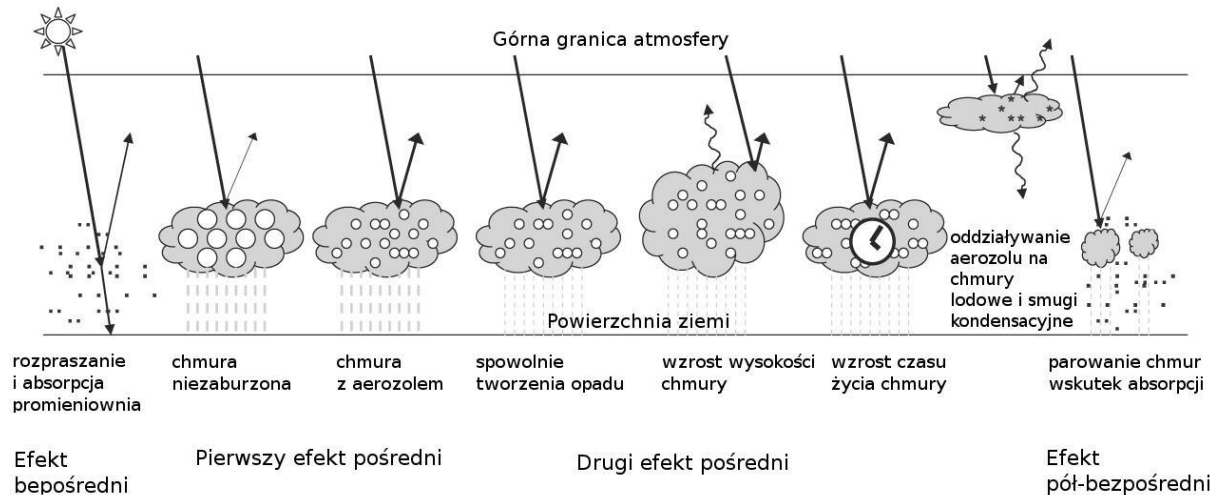
+0.9  $W m^{-2}$

(Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009).

# Wpływ aerozolu na klimat Ziemi

Efekt bezpośredni (poprzez rozpraszanie i absorpcję promieniowania w atmosferze)

Efekt pośredni (poprzez oddziaływanie aerozolu na własności mikrofizyczne chmur)



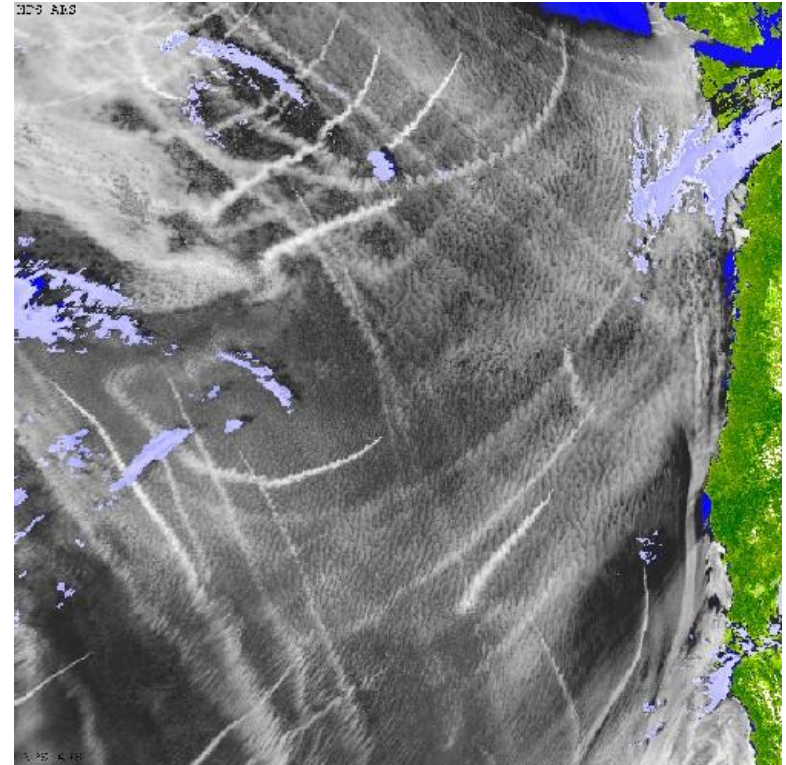
# Wpływ aerozolu na klimat

## 1) Efekt bezpośredni

poprzez rozpraszanie i pochłanianie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

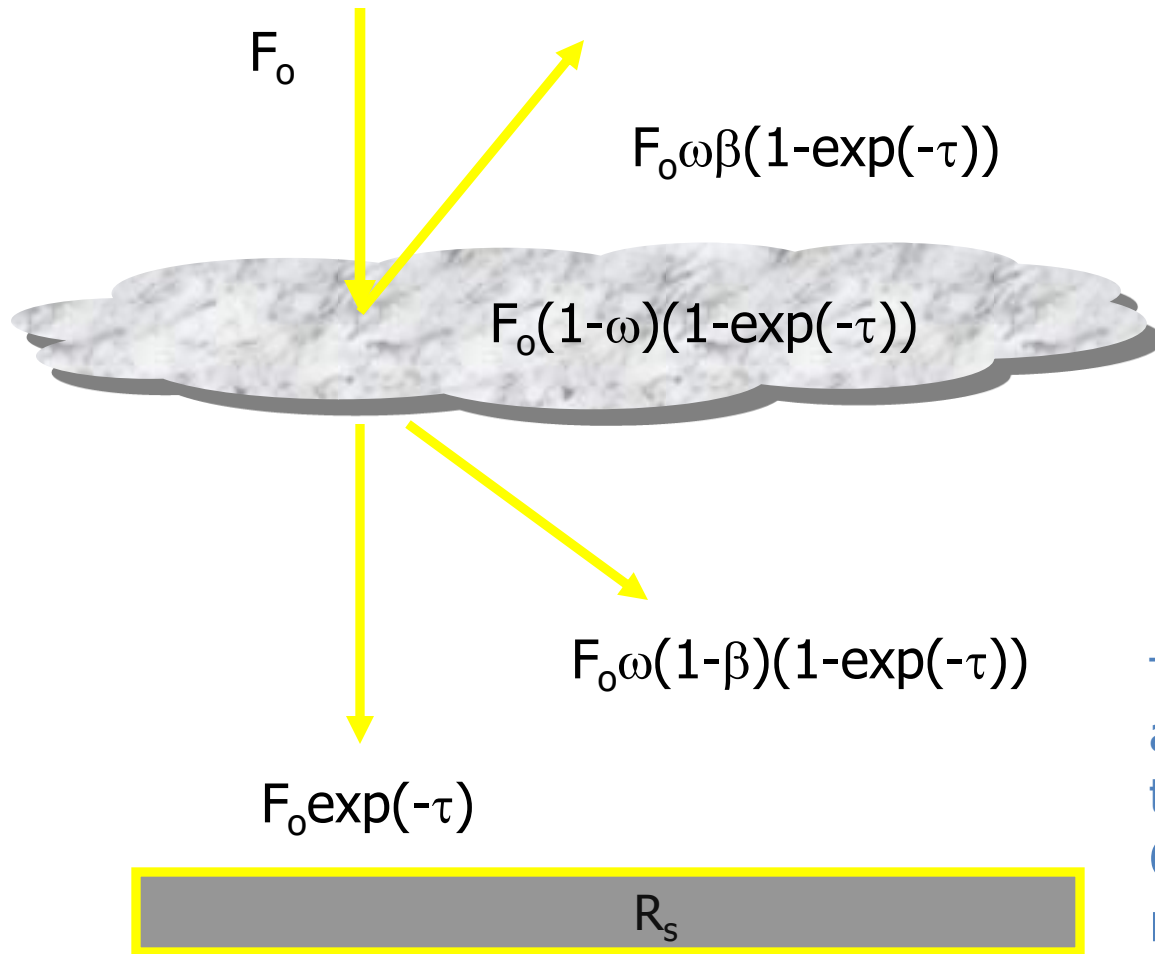
## 2) Efekt pośredni

oddziaływanie aerozolu na właściwości chmur oraz ich czas życia



**Aerozole średnio chłodzą klimat!**

# Efekt bezpośredni -prosty model radiacyjny



$\tau$  - grubość optyczna  
aerozolu

$\omega$  - albedo pojedynczego  
rozpraszania

$\omega = \sigma_{\text{scat}} / \sigma_{\text{ext}}$

$\beta$  - część promieniowania  
rozpraszania do tyłu

Dla molekuł  $\beta = 0.5$

Dla aerozoli  $\beta$  (0.1 –  
0.2)

Transmisja przez warstwę  
aerozolu

$t = \exp(-\tau) + \omega(1 - \beta)(1 - \exp(-\tau))$

Odbicie od warstwy aerozolu

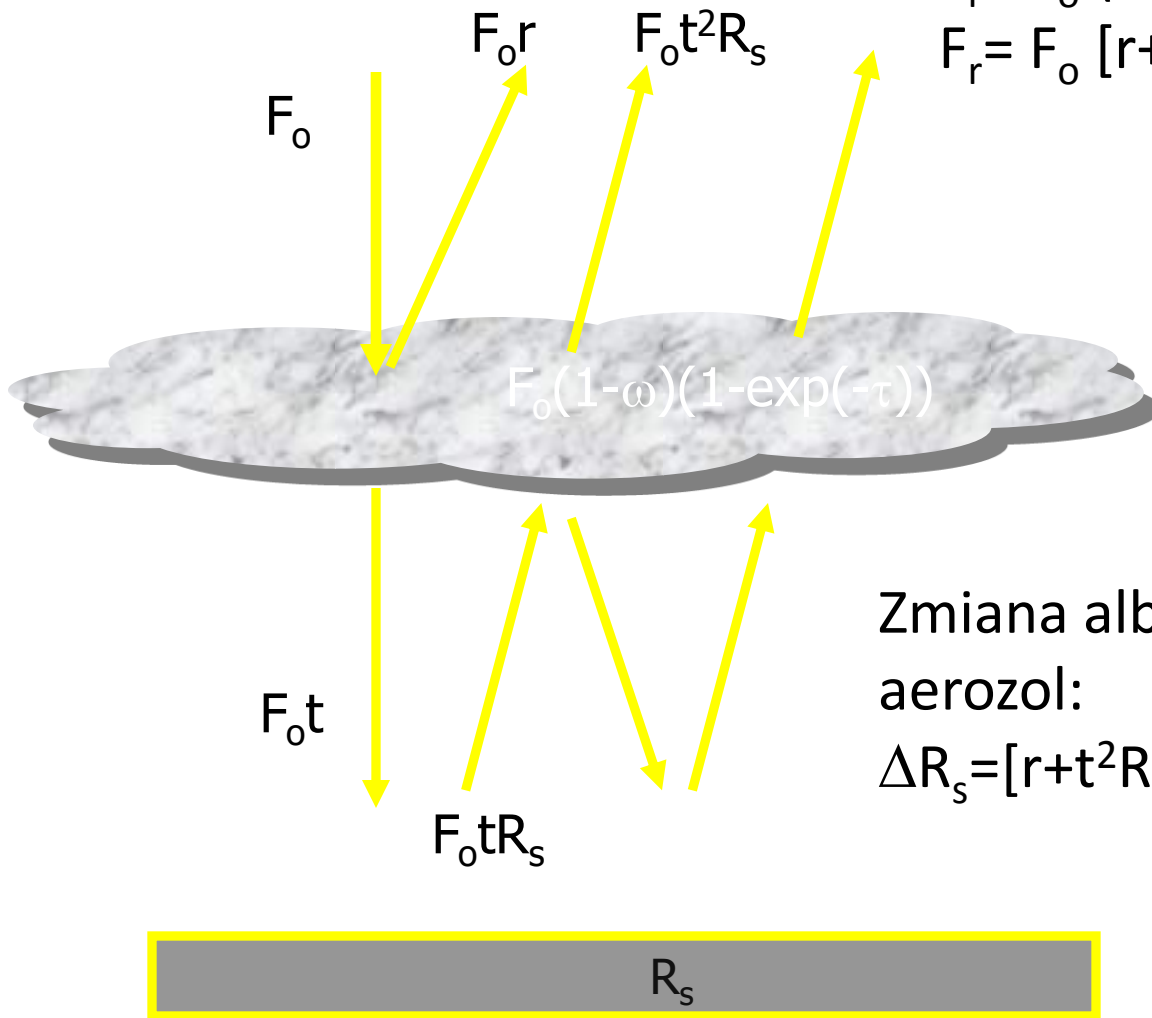
$r = \omega \beta (1 - \exp(-\tau))$

Promieniowanie

wychodzące z atmosfery:

$$F_r = F_o (r + t^2 R_s + t^2 R_s^2 r + t^2 R_s^3 r^2 + \dots)$$

$$F_r = F_o [r + t^2 R_s / (1 - R_s r)]$$



Zmiana albeda planetarnego przez  
aerozol:

$$\Delta R_s = [r + t^2 R_s / (1 - R_s r)] - R_s$$

Dla  $\tau \ll 1$  (średnia wartość 0.1-0.2)

$$t = \exp(-\tau) + \omega(1-\beta)(1-\exp(-\tau))$$

$$r = \omega\beta(1-\exp(-\tau))$$

$$t = 1 - \tau + \omega(1-\beta)\tau$$

$$r = \tau\beta\omega$$

**dla  $\omega > \omega_c$   $\Delta R_s > 0$  : ochładzanie**

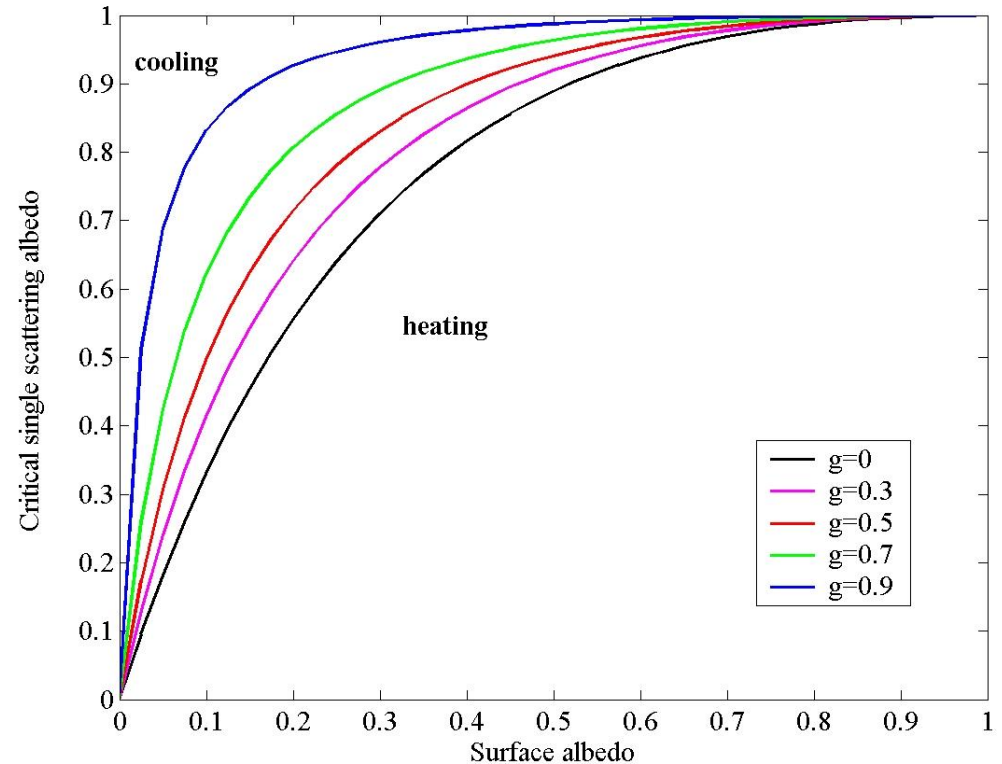
**dla  $\omega < \omega_c$   $\Delta R_s < 0$  : ogrzewanie**

$$\Delta R_s = \tau\omega\beta + [(1-R_s)^2 - 2R_s(1/\omega - 1)/\beta]$$

wartość krytyczna  $\omega$  dla której

$$\Delta R_s = 0$$

$$\omega = 2R_s / [2R_s + \beta(1-R_s)^2]$$



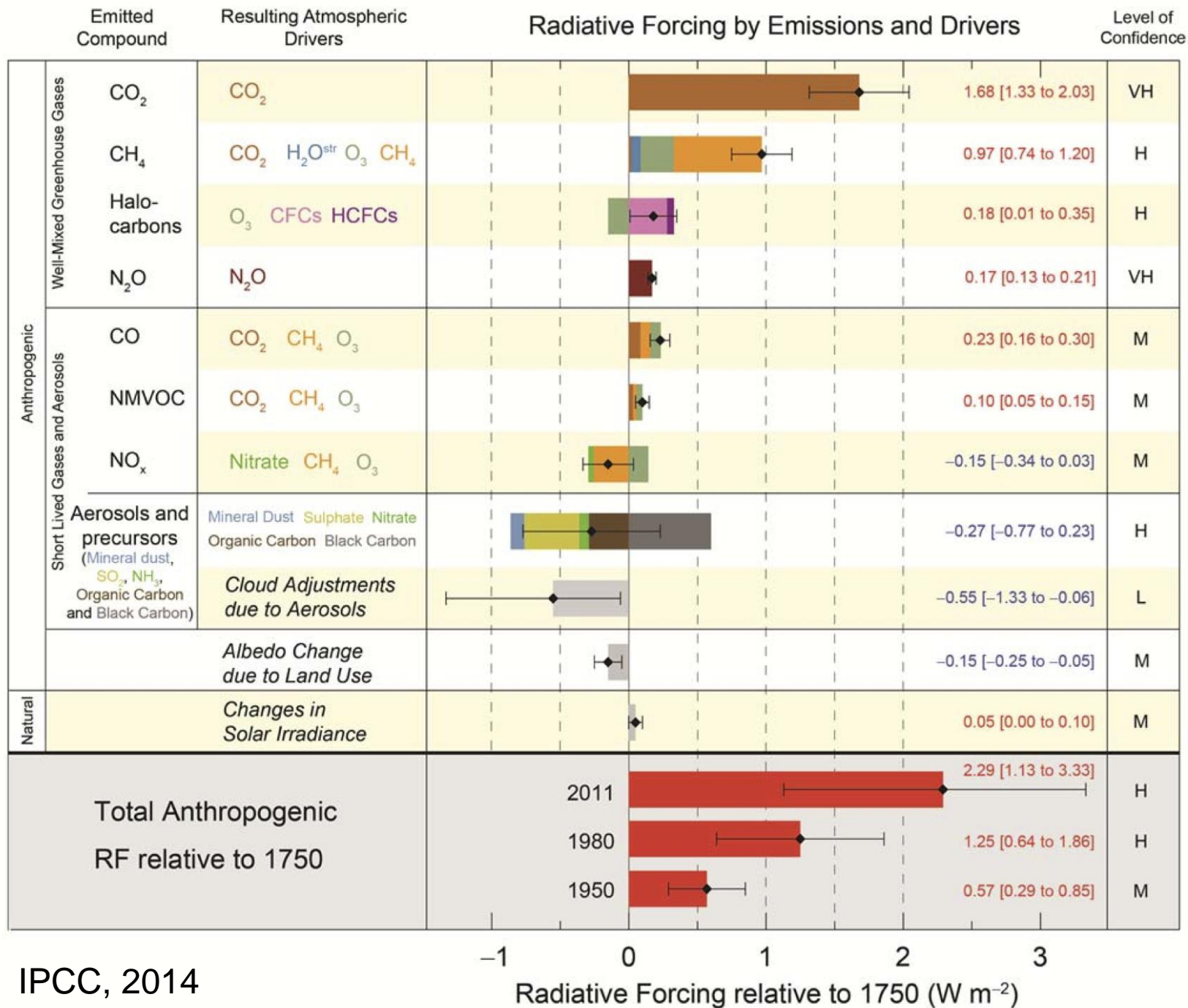


# Wnioski z prostego modelu radiacyjnego

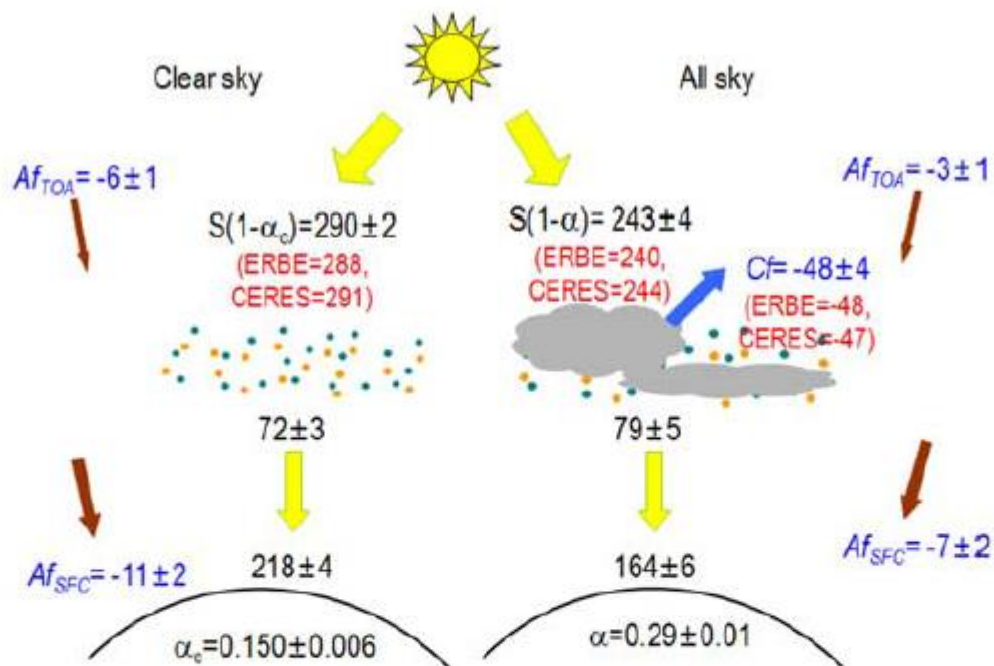
- aerozole nad ciemną powierzchnią Ziemi zawsze ochładzają klimat.
- aerozole nad bardzo jasnymi powierzchniami (śnieg) ogrzewają klimat.
- w przypadku pośrednim ochładzanie bądź ogrzewanie zależy od własności optycznych aerozoli oraz własności optycznych podłoża.
- jednak zawsze obecność aerozoli prowadzi do redukcji promieniowania przy powierzchni Ziemi a zatem ochładzania najniższych warstw powietrza.



**Górna  
granica  
atmosfery**



# Wymuszanie radiacyjne przez wszystkie aerozole zawarte w atmosferze



**Figure 8.** Global annual mean radiative fluxes for clear- and all-sky.  $S$  is the solar insolation,  $\alpha$  is the planetary albedo, and  $Af$  and  $Cf$  are the aerosol and cloud radiative forcing. The subscript  $c$  denotes clear-sky condition, and TOA and SFC denote TOA and surface, respectively. Present study uses solar constant of  $1367 \text{ W m}^{-2}$  yielding a global annual mean insolation of  $341.8 \text{ W m}^{-2}$ . CERES and ERBE use solar constant of  $1365 \text{ W m}^{-2}$  yielding a global annual mean insolation of  $341.3 \text{ W m}^{-2}$ . All values are rounded off from Table 4. The units are  $\text{W m}^{-2}$ .

# Wymuszanie radiacyjne wszystkich aerozoli znajdujących się w atmosferze

D02203

KIM AND RAMANATHAN: SOLAR RADIATION BUDGET AND FORCING

D02203

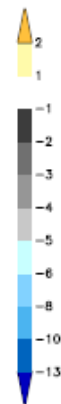
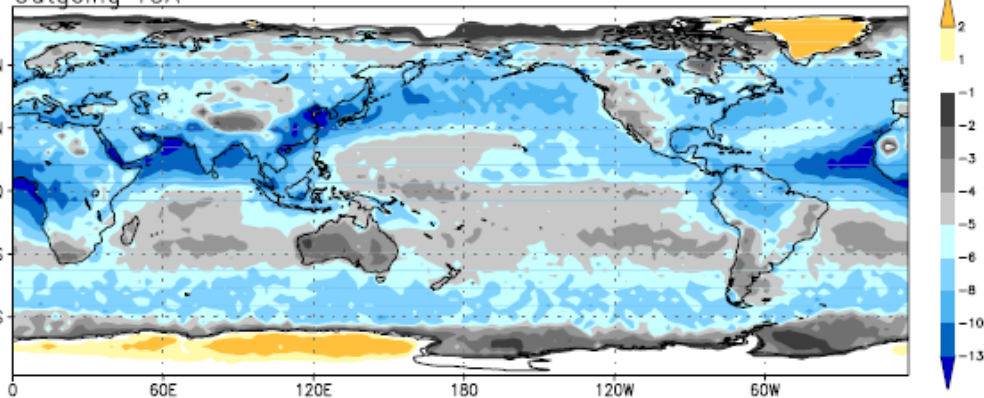
**Table 5.** Annual Mean Clear-Sky Aerosol Radiative Forcing at TOA and the Surface Over Global Ocean Derived With Different Methods and Data

Case	TOA	Surface	Period/Region	Sources
MACR_BL	$-6.0 \pm 1.0$	$-9.7 \pm 1.5$	2000–2002	present study: MACR simulations from MISR AOD
MODIS	$-5.6 \pm 1.0$	$-9.0 \pm 1.5$	2000–2002	present study: MACR simulations from MODIS AOD
MISR+AERONET	$-5.0 \pm 0.8$	$-8.2 \pm 1.3$	2000–2002	present study: MACR simulations from MISR+AERONET AOD
MODIS_A	-5.9	-	2001–2002	<i>Remer and Kaufman [2006]</i>
MODIS_B	-6.4	-8.9	2002 (60°S~60°N)	<i>Bellouin et al. [2005]</i> ; the latitudinal mean between 60°S and 60°N for the present study ranges from -5.3 to -6.2.
CERES_A	$-3.8 \sim -5.5$	-	2000–2001	<i>Loeb and Manalo-Smith [2005]</i>
CERES_B	$-3.6 \sim -5.6$	-	2000–2003 (35°S~35°N)	<i>Loeb and Kato [2002]</i> ; the latitudinal mean between 35°S and 35°N for the present study ranges from -5.5 to -6.0.
MODIS_CERES	$-5.3 \pm 1.7$	-	2000–2001	<i>Christopher and Zhang [2004]</i> , <i>Zhang et al. [2005a, 2005b]</i>
MODIS_GO	-4.5	-9.9	2000–2001	<i>Yu et al. [2004]</i> : MODIS+ GOCART AOD
POLDER	$-5.0 \sim -6.0$	-	1996–1997	<i>Boucher and Tanre [2000]</i>
SeaWiFS	-5.4	-5.9	1997–1998	<i>Chou et al. [2002]</i>

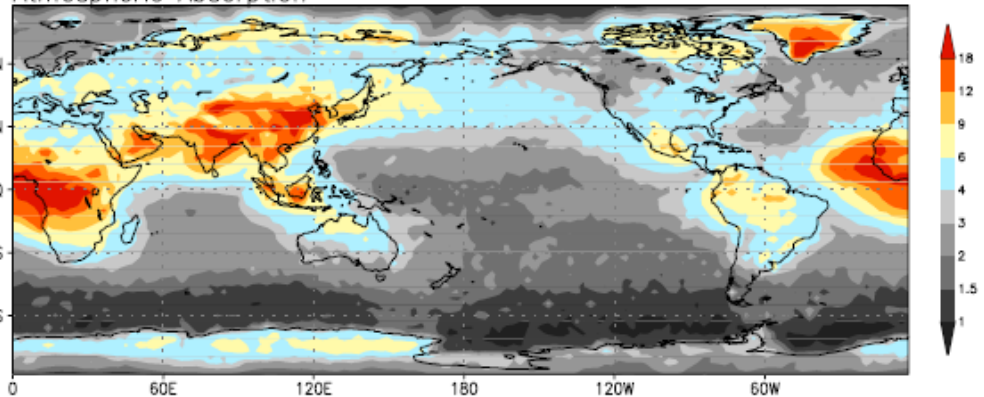
- Problemy obserwacyjne z wydzieleniem wkładu od aerozolu antropogenicznego

a) Total aerosol radiative forcing (without cloud)

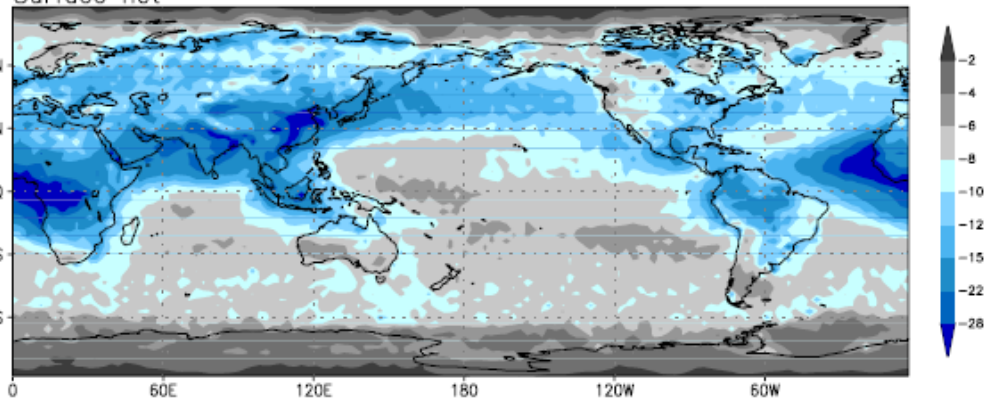
Outgoing TOA



Atmospheric Absorption



Surface net



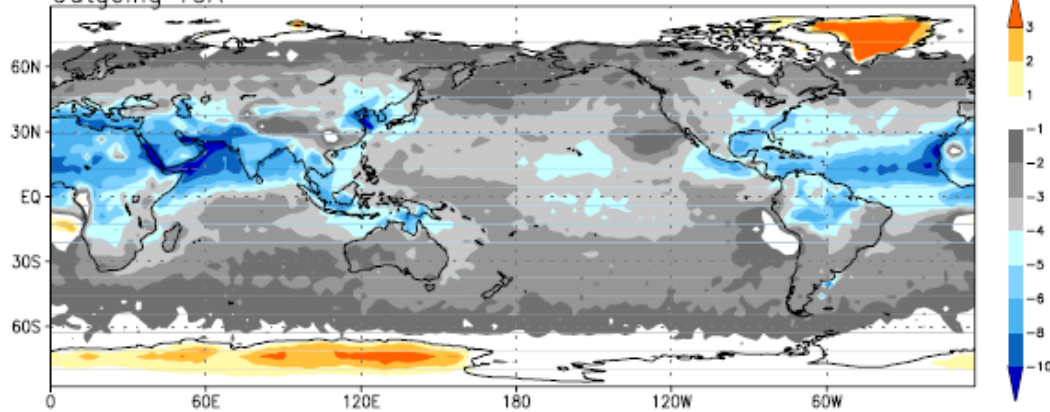
Wymuszanie radiacyjne aerozolu  
wyznaczone  
na podstawie pomiarów  
satelitarnych

Kim and Ramanathan (2008)

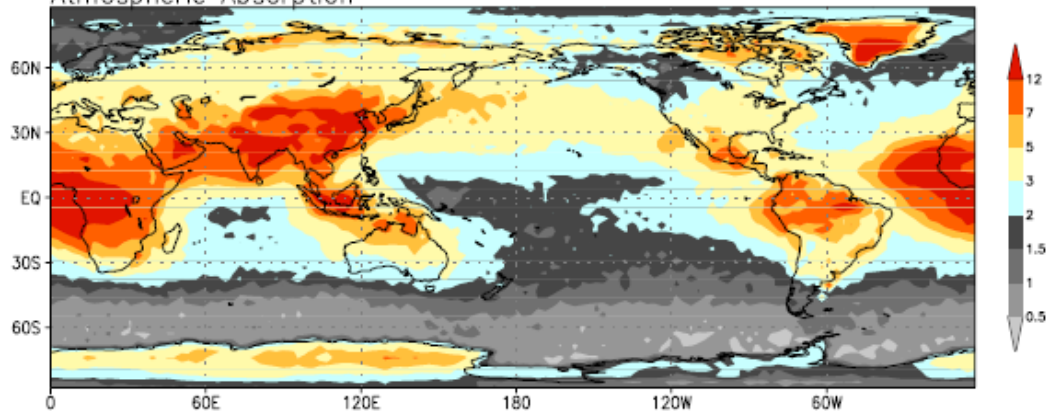
Figure 9a. (top) Annual mean clear-sky aerosol radiative forcing at the TOA, (middle) vertically integrated forcing in the atmosphere, and (bottom) forcing at the surface. The forcing is calculated without cloud effects (clear-sky forcing) given in  $W m^{-2}$ .

b) Total aerosol radiative forcing (with cloud)

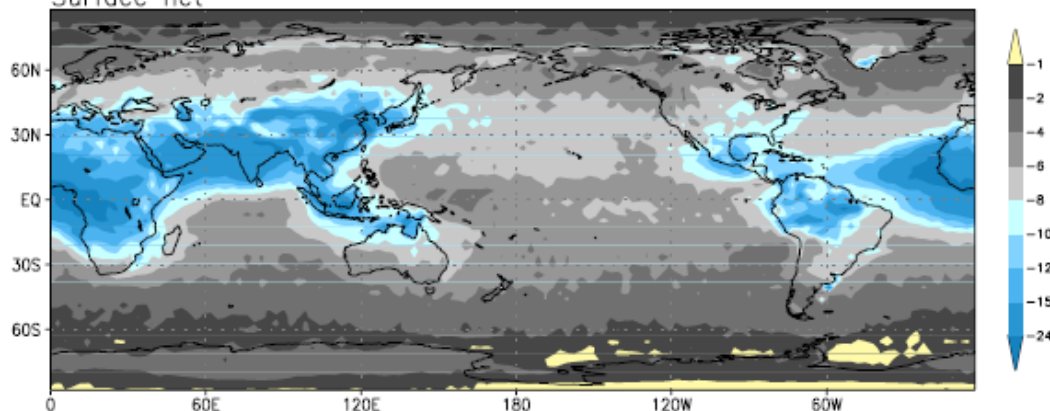
Outgoing TOA



Atmospheric Absorption



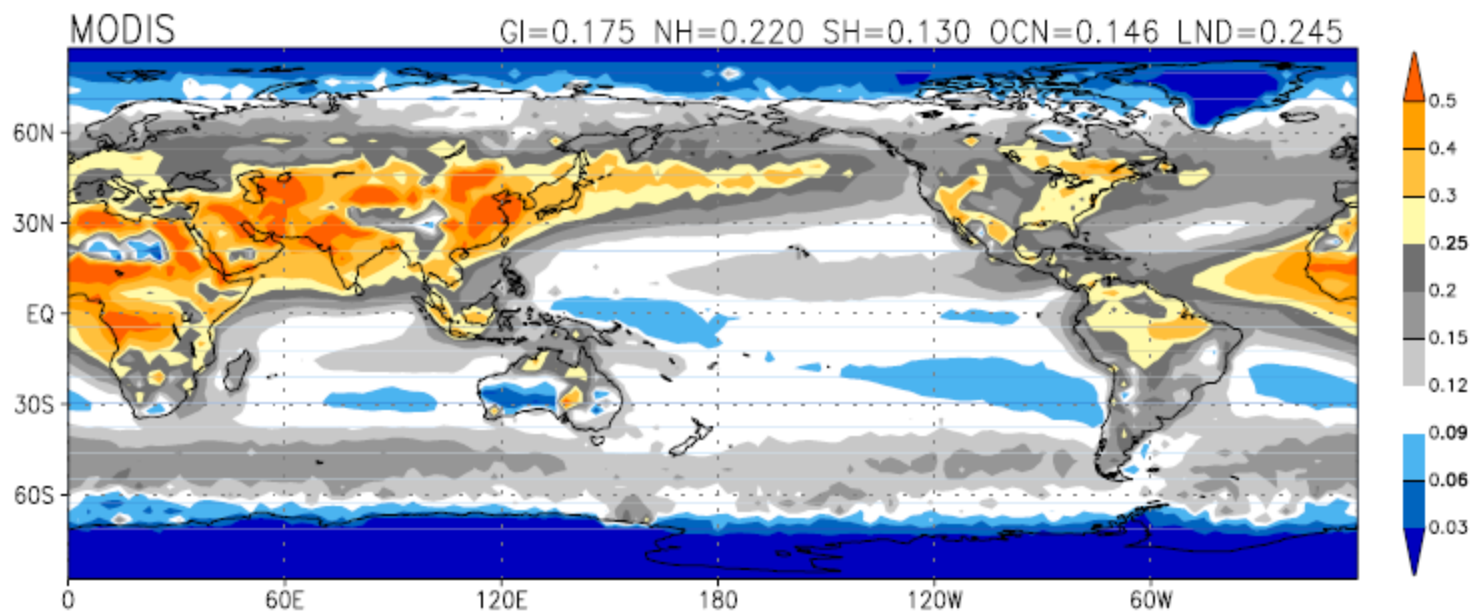
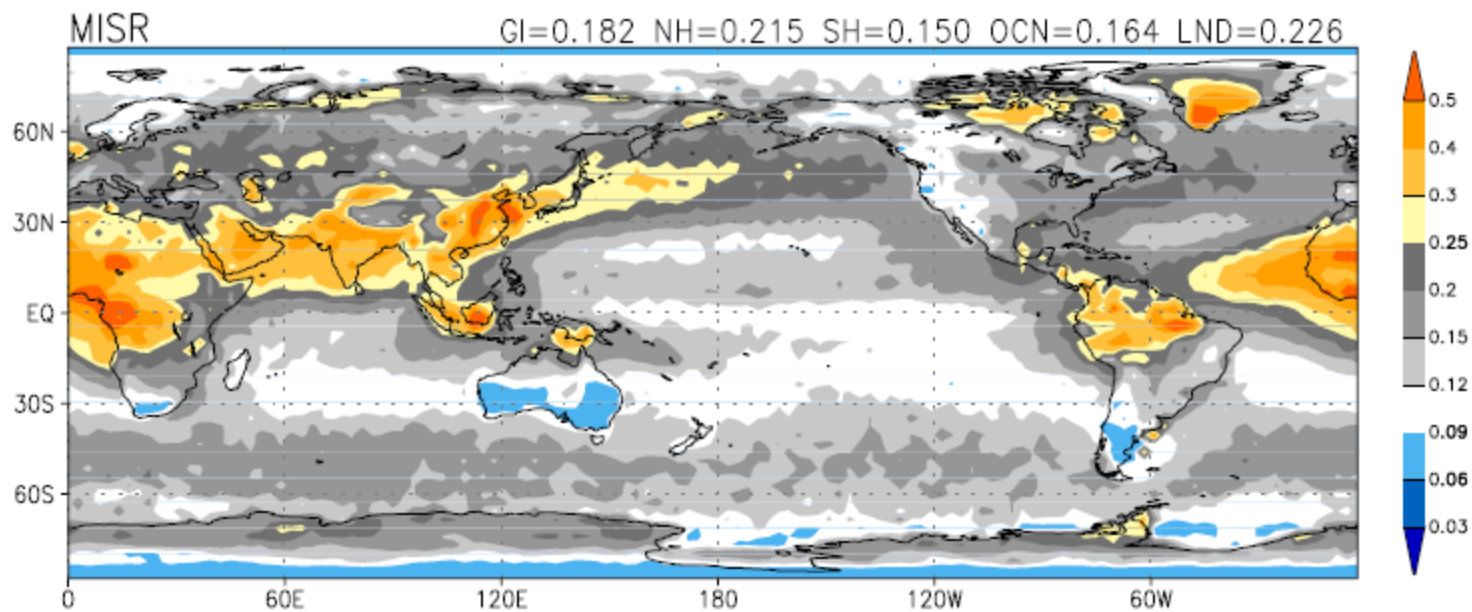
Surface net



Wymuszanie radiacyjne aerozolu  
wyznaczone  
na podstawie pomiarów  
satelitarnych

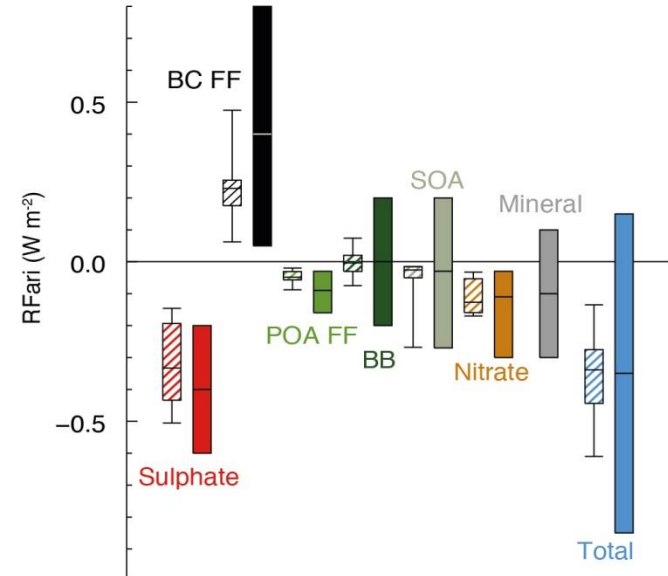
Kim and Ramanathan (2008)

Figure 9b. Same as Figure 9a except aerosol radiative forcing with cloud effect (all-sky forcing).

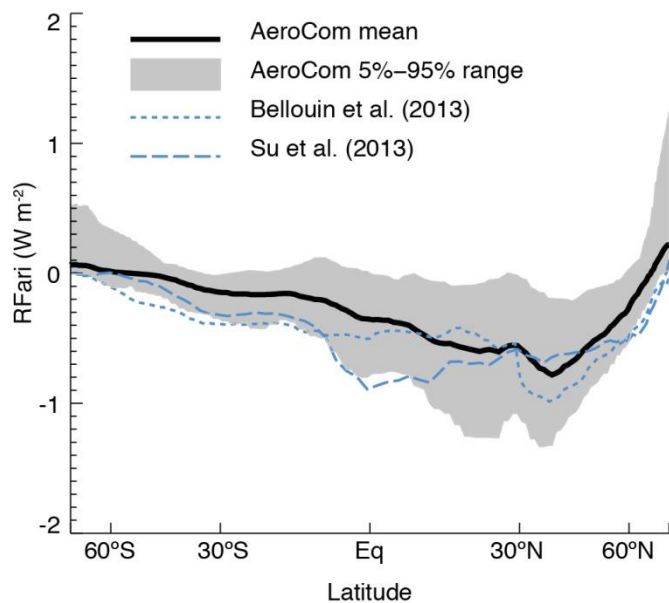


Kim and Ramanathan (2008)

Grubość optyczna aerozolu




Bezpośrednie wymuszanie radiacyjne dla różnych typów aerozolu antropogenicznego dla okresu 1750-2010. Kreskowane słupki odpowiadają średnim wynikom symulacji wykonanych w ramach projektu AeroCOM II, zaś pozostałe słupki oznaczają średnie i 90% błędy wymuszeń radiacyjnych oszacowane w ramach pracy nad raportem IPCC, (2013) kolejno dla: dla siarczanów (Sulphate), węgla cząsteczkowego emitowane podczas spalania paliw kopalnych (BC FF), organicznego aerozolu emitowanego podczas spalania paliw kopalnych i biopaliw (POA FF), aerozolu emitowanego podczas pożarów (BB), azotanów (Nitrate), aerozolu mineralnego (Mineral) oraz zbiorczo dla wszystkich typów aerozolu. Źródło, rozdział 7 raportu IPCC (2013).

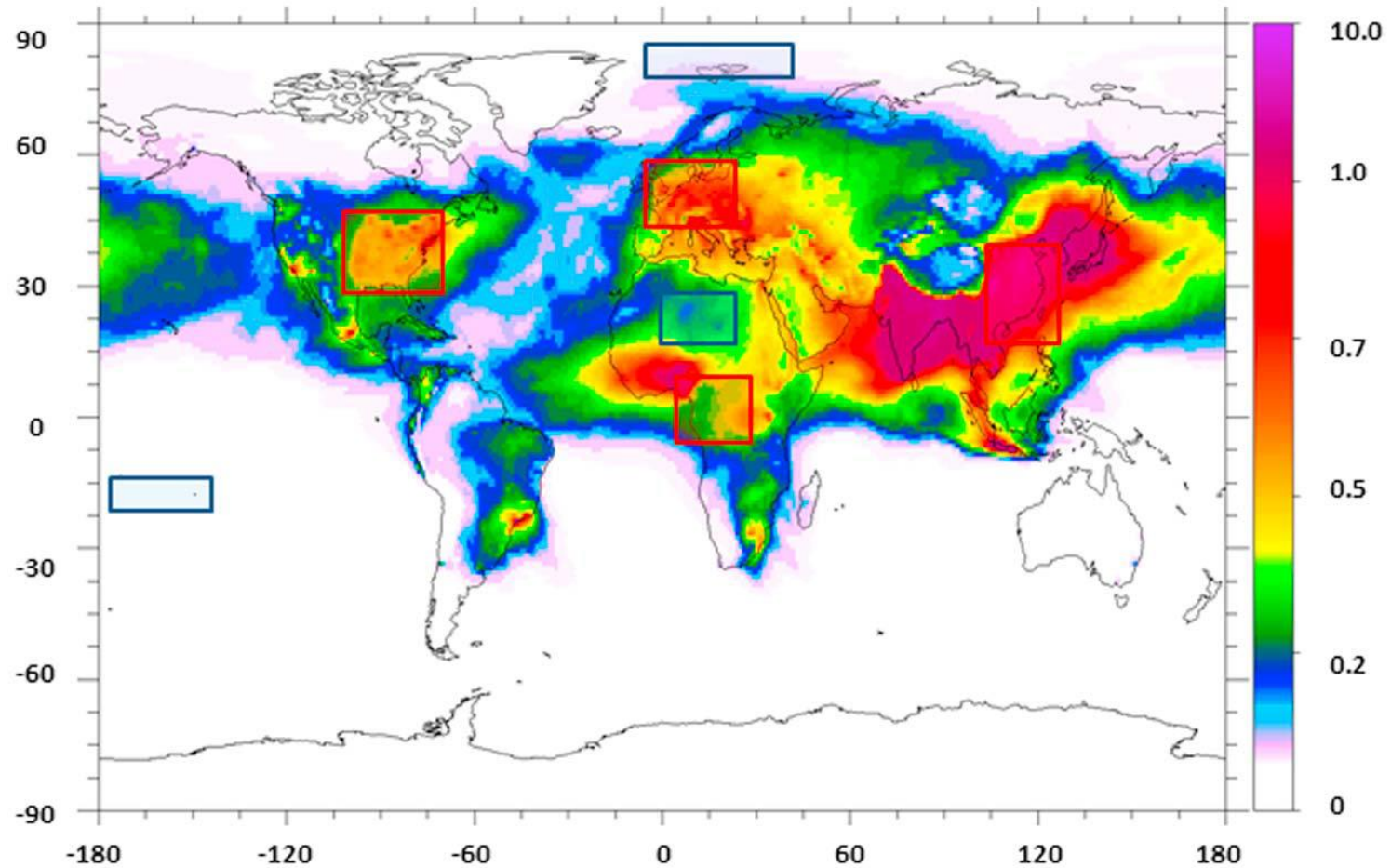


Przekrój południkowy bezpośredniego wymuszania radiacyjnego aerozolu antropogenicznego dla okresu 1850-2000. Linia czarna przedstawia średnią z modeli projektu AeroCOM II, zaś kolorem szarym zaznaczono 5 i 95 percentyl. Pozostałe krzywe, niebieska kropkowana i przerywana linia, oznaczają wyniki uzyskane odpowiednio przez Bolleuin i in., (2013) oraz Su i in., (2013). Źródło: rozdział 7 raportu IPCC, (2013).

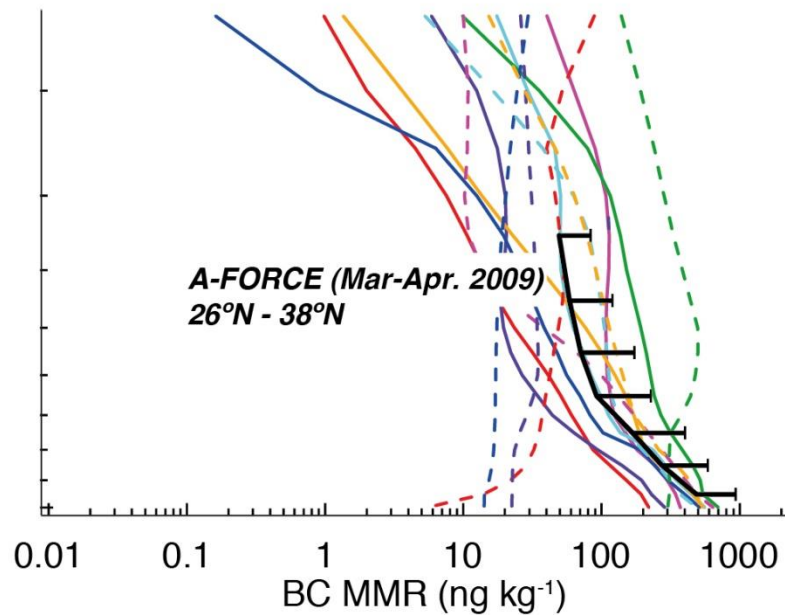
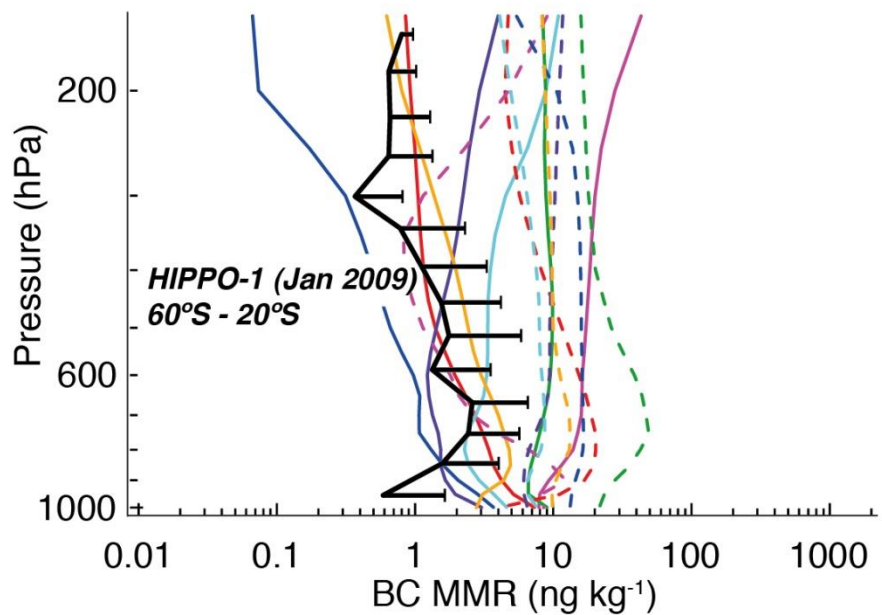
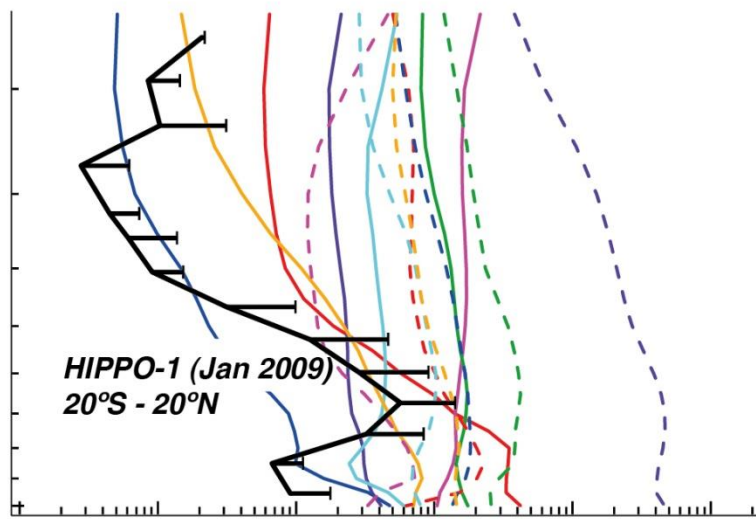
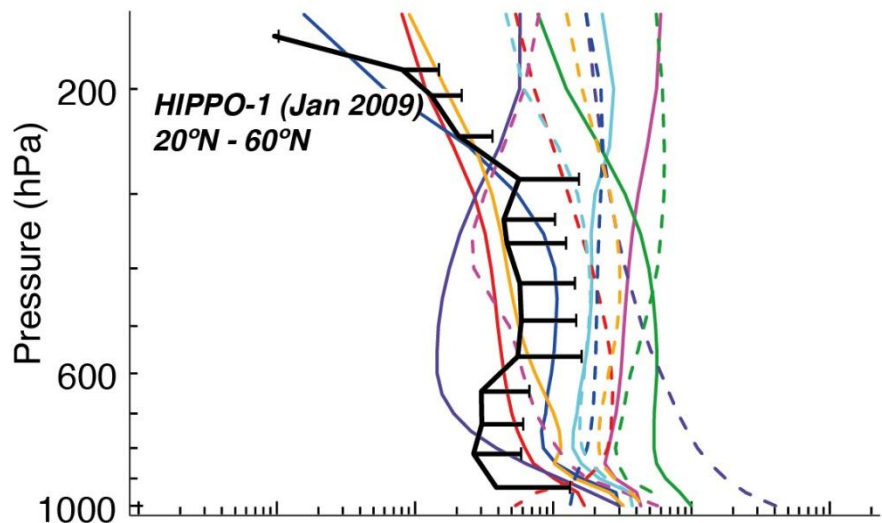


# Stan wiedzy: Wymuszanie radiacyjne cząstek absorbujących

- TOA:  $0.9 \text{ W/m}^2$  (30% GH RF)
  - Powierzchnia ziemi:  $-1.7 \text{ W/m}^2$  (Ramanathan and Carmichael, 2008)
  - Atmosfera:  $+2.6 \text{ W/m}^2$
  - Dodatnia wartość RF (TOA) wynika z :
    - redukcji albedo planetarnego poprzez absorpcję promieniowania słonecznego (jasne powierzchnie)
    - depozycji BC na śniegu i lodzie
    - pochłaniania promieniowania przez BC w chmurach (efekt pół-bezpośredni)
  - Ujemnie RF na powierzchni przez BC stanowi ok. 40% całego RF przez aerozole
  - Grzanie dolnej atmosfery na poziomie  $2.6 \text{ W/m}^2$  redukuje konwekcję i opady
  - Błędy oszacowania RF w przypadku BC sięgają 50% (Chung et al., 2005)
- 

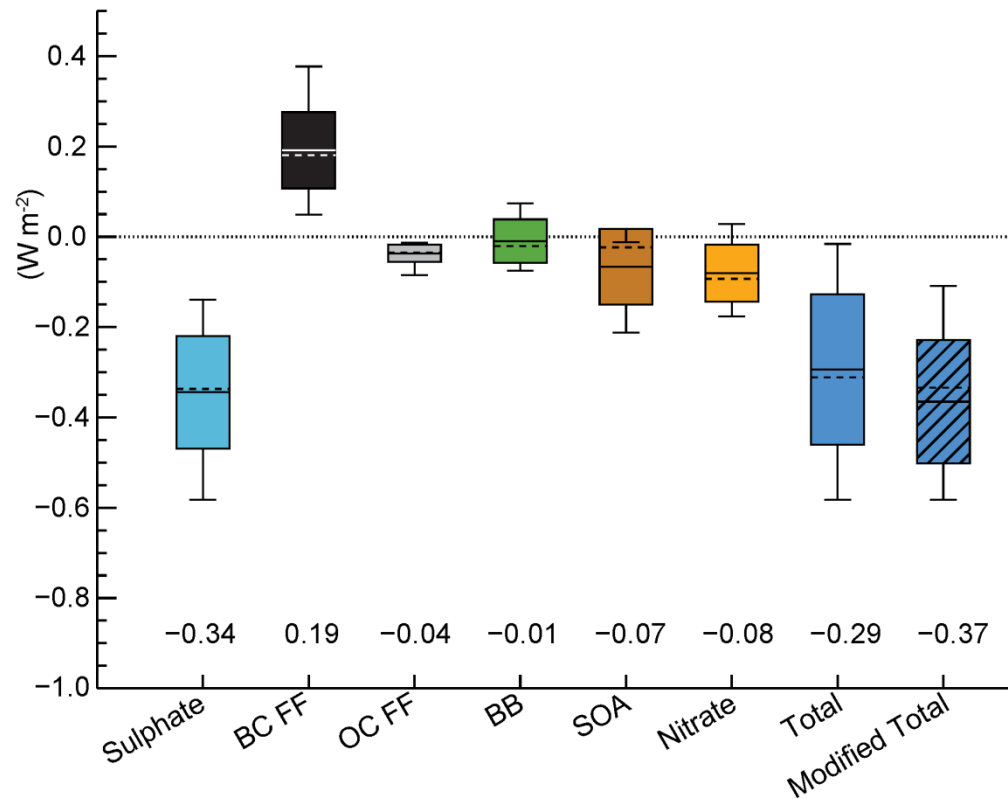


- Annual mean BC aerosol burden (in mg/m<sup>2</sup>) for the background fields used, and regions selected for the regional study (boxes), Samset and Myhre 2011.

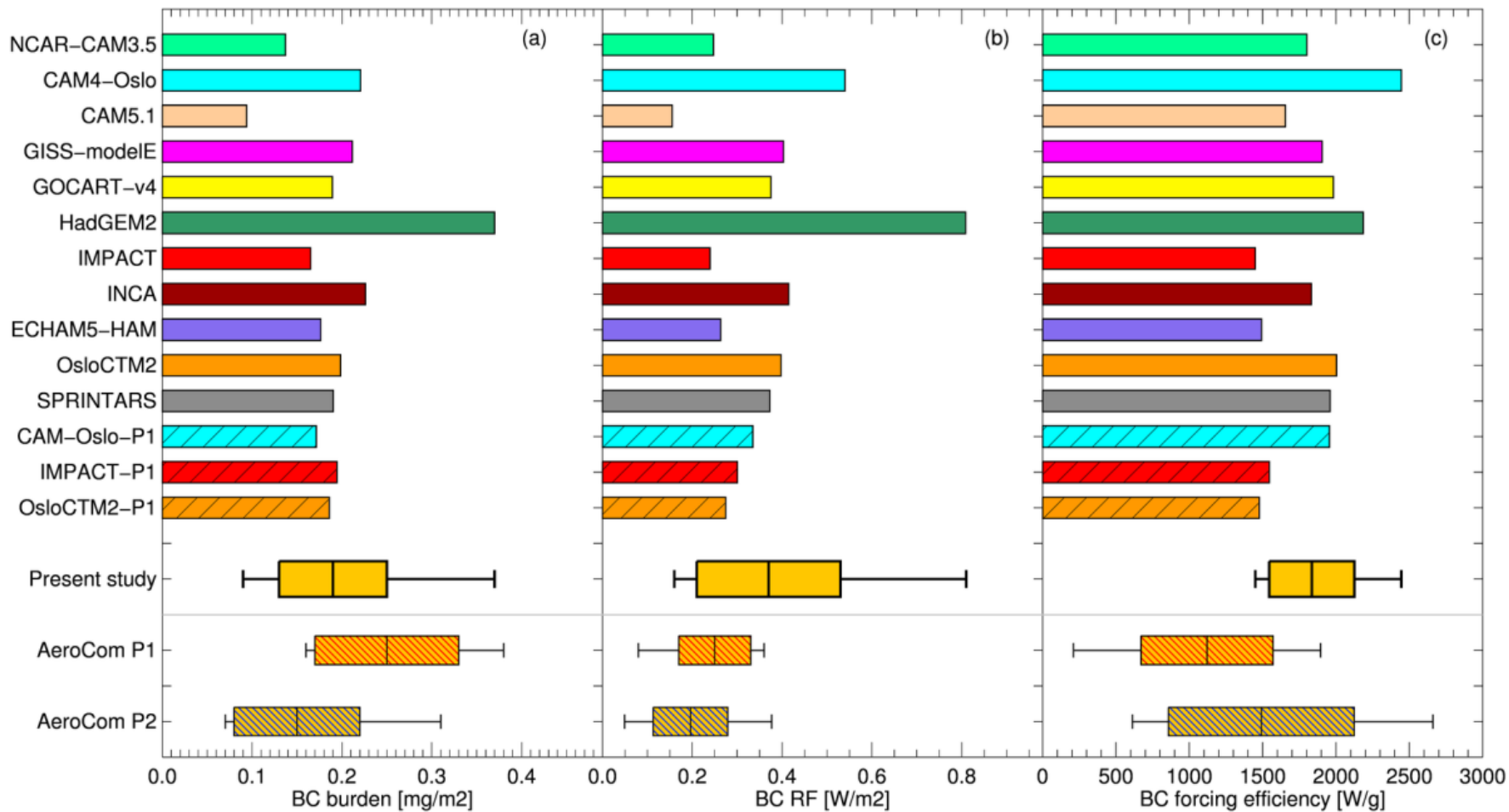


# Wymuszanie radiacyjne cząstek absorbujących cd

- Wymuszanie radiacyjne oszacowane przez Myhre et al., 2012 w przypadku cząstek silnie absorbujących emitowanych podczas spalania paliw kopalnych wynosi tylko  $0.24 \text{ W/m}^2$  (AeroComII models) i  $0.34 \pm 0.25 \text{ W/m}^2$  (IPCC, 2007),  $+0.3$  ( $+0.1$  to  $+0.5$ )  $\text{W/m}^2$  (IPCC, 2013)



Mean (solid line), median (dashed line), one standard deviation (box) and full (min-4 max) range (whiskers) for RF (W/m<sup>2</sup>) from different aerosol types from AeroCom II models. The forcings are for the 1850 to 2000 period. Adapted from Myhre et al. (2012).



Modeled BC global mean (a) burden, (b) RF and (c) forcing efficiency (RF per gram of BC). Yellow boxes with whiskers indicate mean, one standard deviation and max/min values. Mean values and spreads for AeroCom P1 and P2 (hatched whisker boxes) are taken from Schulz et al 2006 and Myhre et al 2012 respectively.

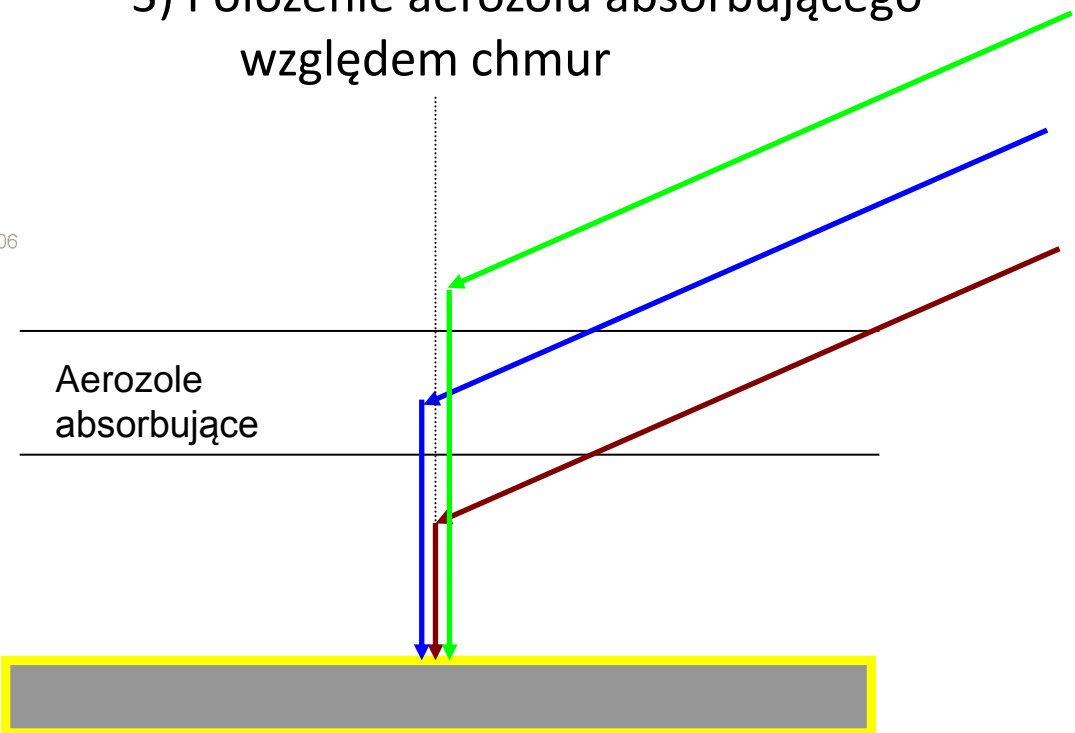
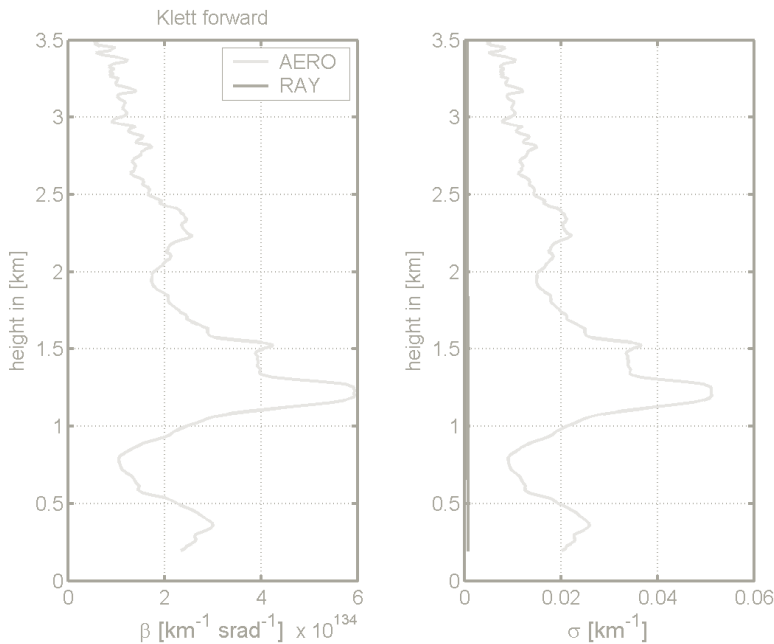
# Główne przyczyny dużych błędów w oszacowaniu wymuszania radiacyjnego aerozoli absorbujących

- niska jakość emisji aerozoli absorbujących
- niewielka liczba pomiarów (brak wiarygodnych metod pomiarowych profili pionowych absorpcji)
- duże rozbieżność pomiędzy pomiarami i wynikami symulacji numerycznych
- silna zależność RF od wysokości BC
- uproszczenia w procesach mikrofizycznych chmur
- problem z definicją wymuszania radiacyjne w przypadku cząstek silnie absorbujących

# Dlaczego potrzebujemy pionowe profile własności absorbujących aerozolu?

Głównie z następujących:

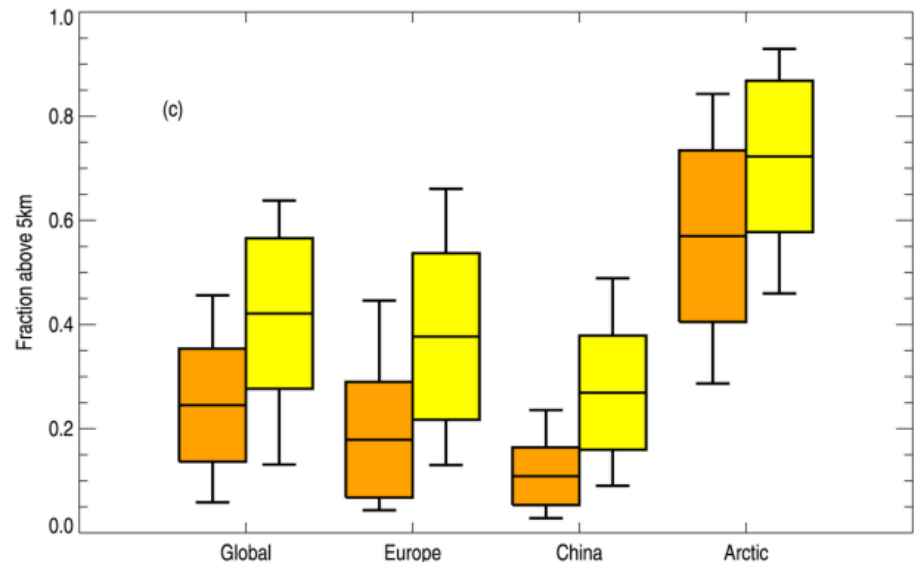
- 1) Lokalne ogrzewanie przez aerozol absorbujący
- 2) Wpływ wysokości warstwy aerozoli absorbujących na strumienie radiacyjne i wymuszanie radiacyjne
- 3) Położenie aerozolu absorbującego względem chmur



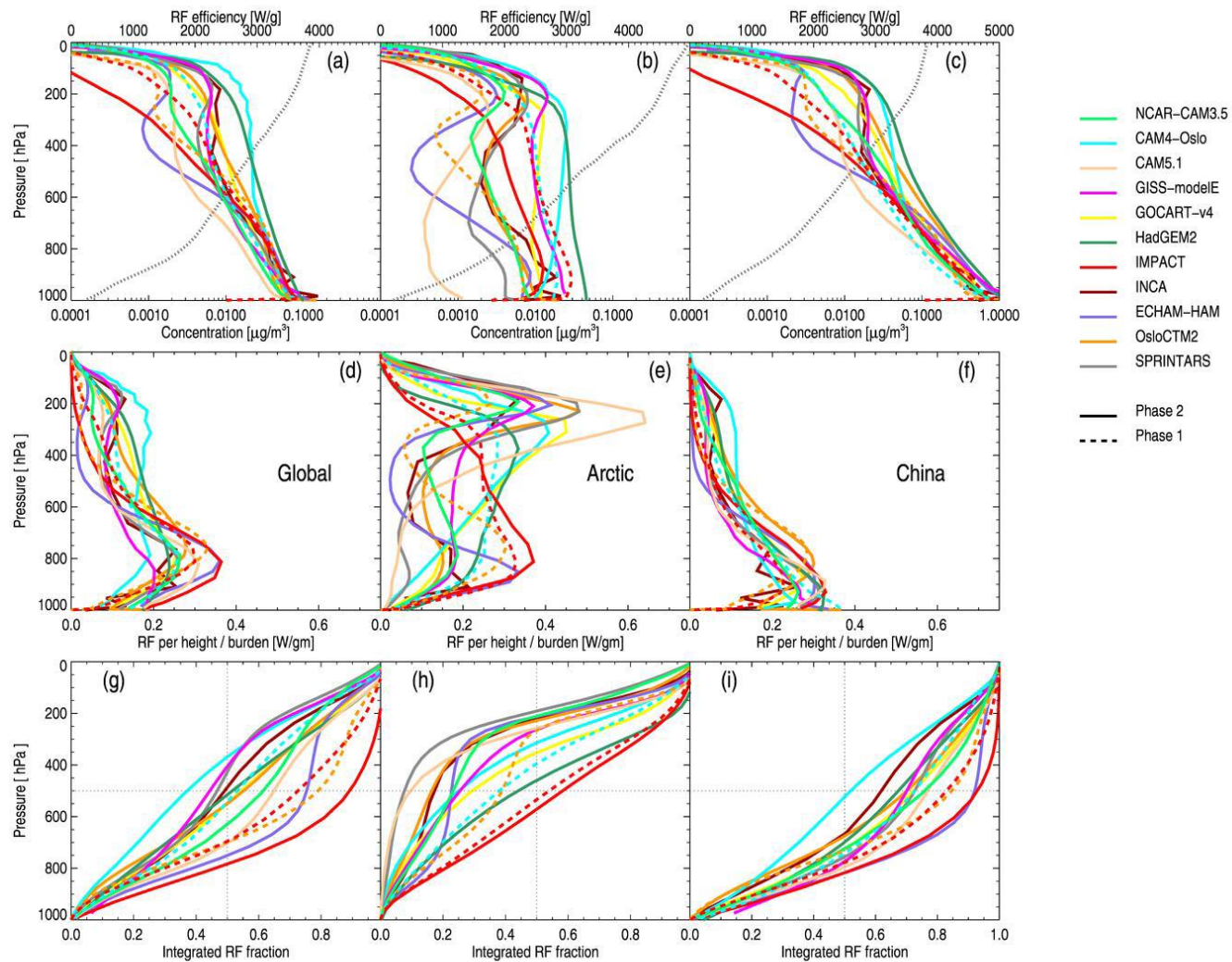
# Wpływ wysokości cząstek absorbujących na wymuszanie radiacyjne

Region	Burden [mg/m <sup>2</sup> ]	RF [W/m <sup>2</sup> ]	NRF [W/g]	RF fraction [%]	MASS>5km [%]	RF>5km [%]
GLOBAL	0.19	0.37	1835	100	23.8	42.2
ARCTIC	0.10	0.39	3806	2.85	61.5	73.0
EUROPE	0.37	0.52	1401	1.51	16.6	37.0
CHINA	1.10	1.42	1270	7.41	10.4	26.9

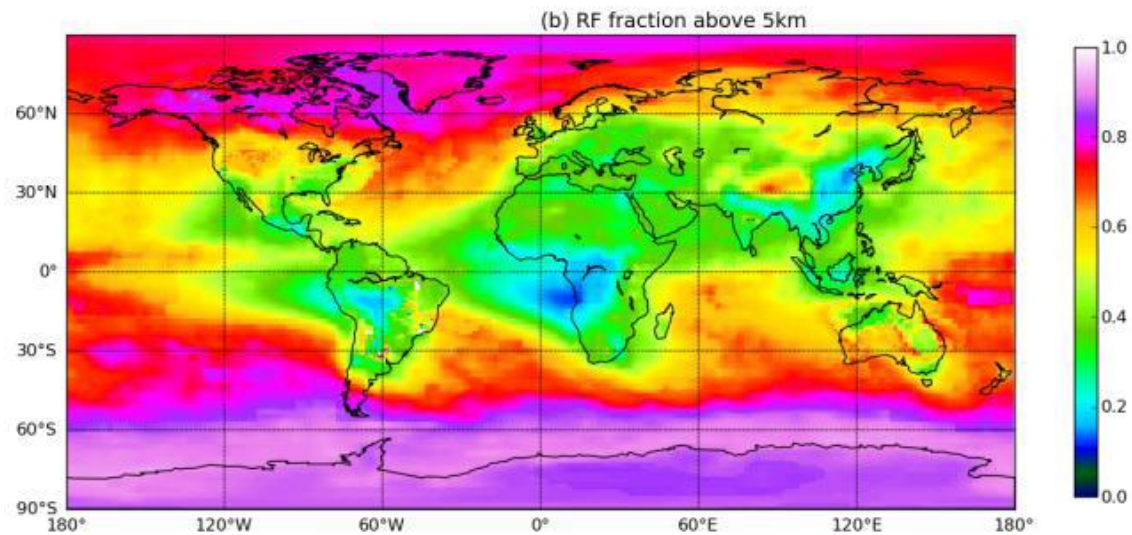
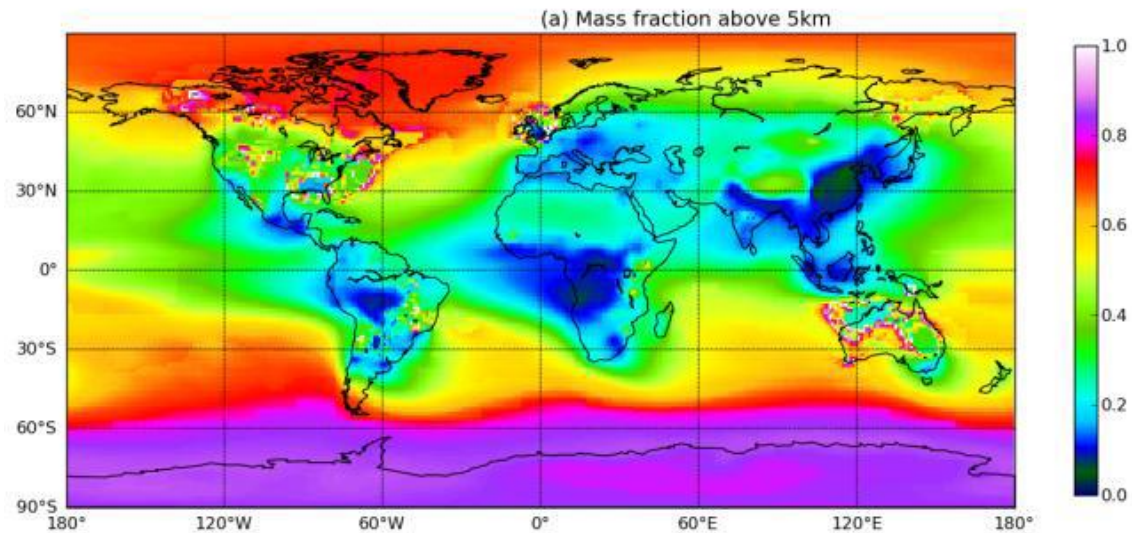
Modeled BC burden, RF calculated by use of full 3D efficiency profiles (RF) and forcing per gram (NRF). All numbers shown for global mean and for three selected regions. RF\_fraction shows the fraction of the total BC forcing simulated within the stated region. M>5km and RF>5km show the fractions of aerosol mass and RF, respectively, simulated above an altitude of 5km (500hPa)



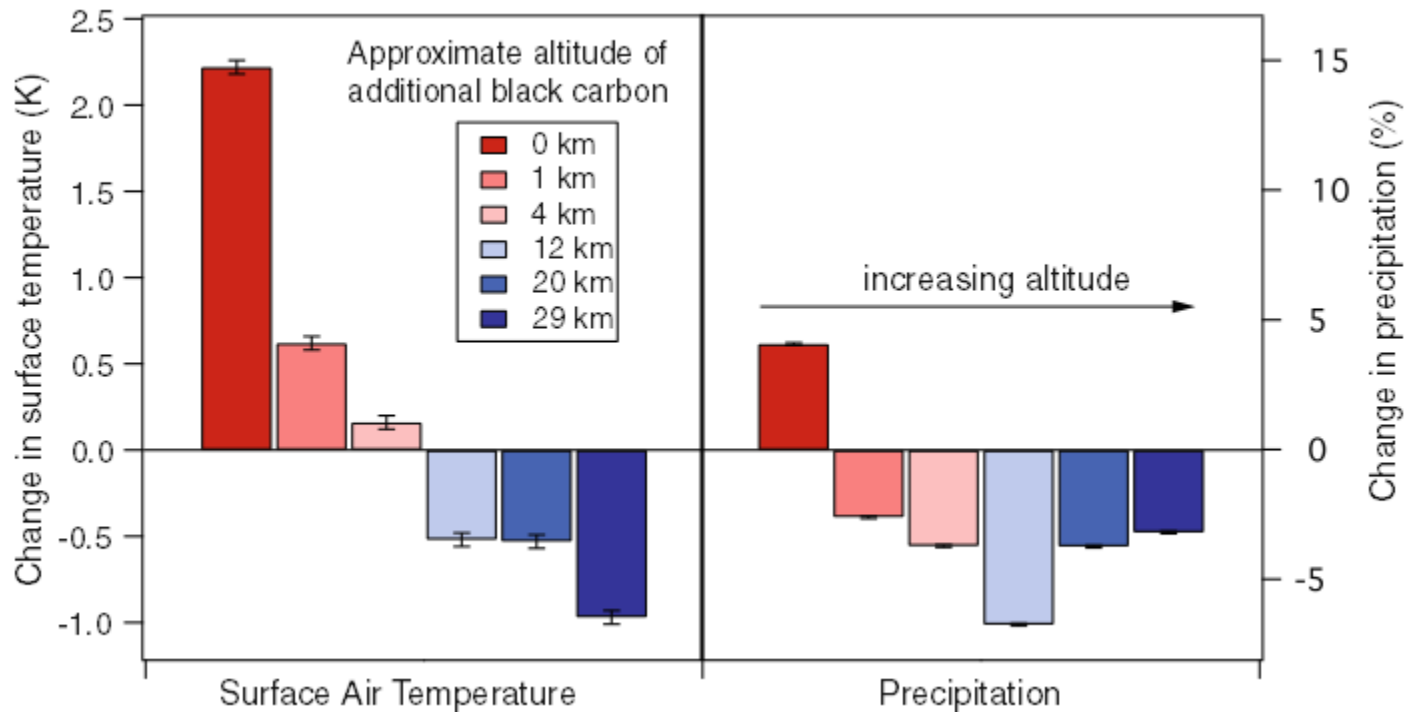




- Comparison of modeled concentration and RF profiles. (a-c) BC concentration vertical profiles, global mean and for two selected regions. Overlain is the annual mean forcing efficiency profile for the selected region (grey dashed line). Solid lines show AeroCom P2 submissions, dashed lines show P1. (d-f) BC RF per height, divided by the modeled global mean BC burden, globally and for three selected regions. (g-i) Vertical profile of integrated absolute BC RF. Lines indicate the 50% mark and 500hPa altitude.



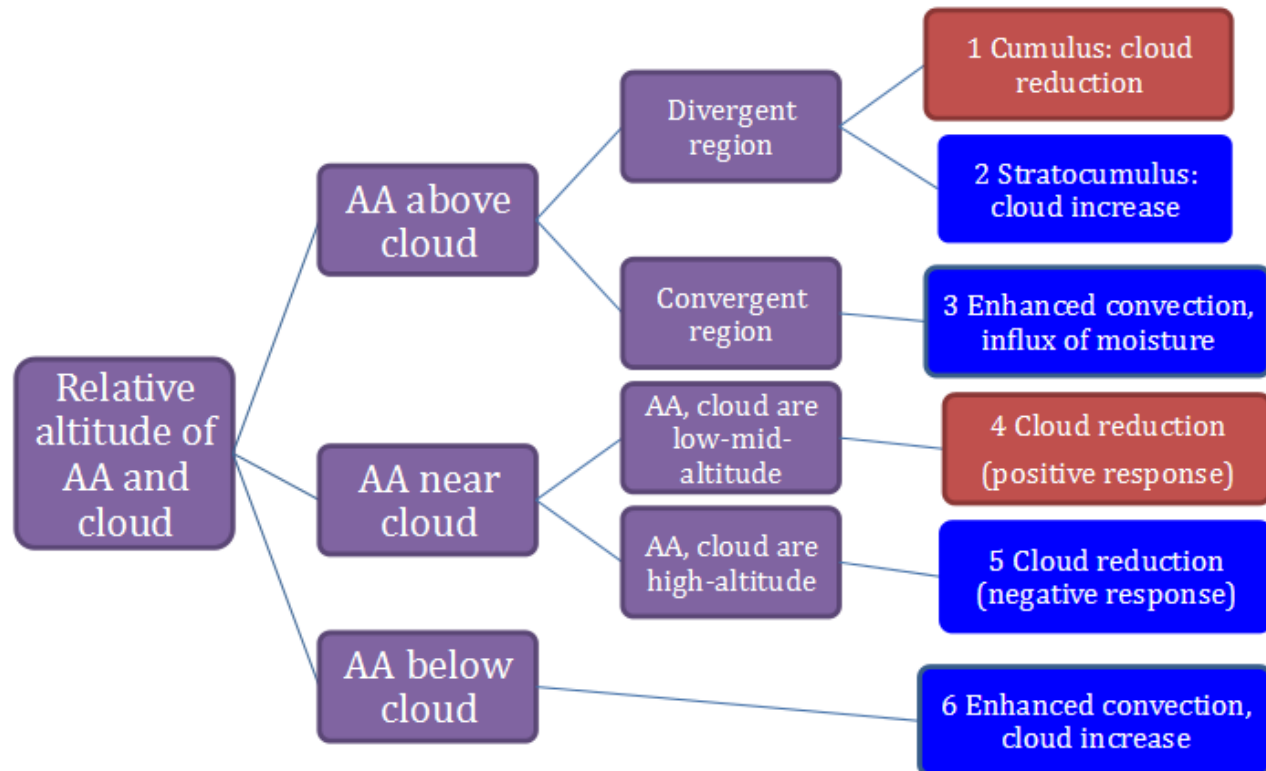
- Black carbon mass and induced forcing at high altitudes. (a) Fraction of modeled BC mass above 5km. (b) Fraction of modeled BC RF originating above 5km.



Wpływ wysokości warstwy BC na zmiany temperatury powietrza przy powierzchni ziemi oraz opadów (George et al., 2011). Symulacje wykonane modelem klimatu CAM3.1 poprzez dodanie 1Mt BC na różnych wysokościach.

# Aerozol silnie absorbujący i chmury

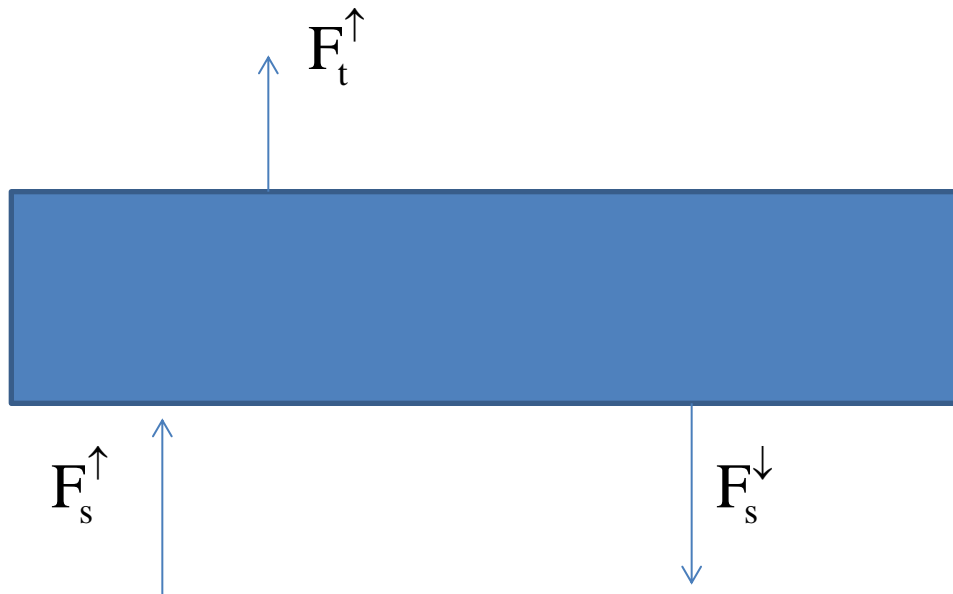
- Badania Koch et al. [2010] wskazują, że wpływ aerozolu absorbującego na system klimatyczny zależy od względnego położenia chmur i aerozoli.
- Cząstki absorbujące w chmurach powodują klasyczny efekt parowania chmury (semi-direct effect)
- Cząstki absorbujące poniżej podstawy chmury wzmacniają konwekcję i zachmurzenie
- Cząstki absorbujące powyżej chmury stabilizują niższe warstwy atmosfery co prowadzi do wzrostu (w przypadku Sc) oraz spadku (w przypadku Cu) zachmurzenia.



**Fig. 1.** Suggested framework to organize aerosol absorption effects on cloud cover. Red and blue indicate positive and negative semi-direct effects.

# Wpływ aerozolu na bilans energii w podczerwieni termalnej (5.6)

- 2-strumieniowy model radiacyjny aerozolu
- Założenia:
  - Aeroszol stanowi izotermiczną warstwę o temperaturze  $T$
  - Zanedbujemy efekty wielokrotnego rozpraszania
  - Molekuły powietrza nie absorbują i nie rozpraszają światła



## 2-strumieniowy model warstwy aerozolu w podczerwieni termalnej

$$F_t^\uparrow = tF_s^\uparrow + F_s^\uparrow r^\uparrow + \pi a B_a \quad F_s^\downarrow = r^\downarrow F_s^\uparrow + \pi a B_a$$

$$r^\downarrow = \tau\omega\beta \quad \text{współczynnik rozpraszania wstecznego}$$

$$r^\uparrow = \tau\omega(1 - \beta) \quad \text{współczynnik rozpraszania do przodu}$$

$$t = 1 - \tau \quad \text{współczynnik transmisji promieniowania bezpośredniego}$$

$$a = \tau(1 - \omega) \quad \text{współczynnik absorpcji promieniowania w warstwie aerozolu}$$

$$B_a \quad \text{funkcja Plancka}$$

### Wymuszanie radiacyjne

$$\Delta F_t = (F_t^\uparrow)_{\text{clear}} - (F_t^\uparrow)_{\text{aerosol}} = F_s^\uparrow - (tF_s^\uparrow + r^\uparrow F_s^\uparrow + \pi a B_a)$$

$$\Delta F_s = (F_s^\downarrow)_{\text{aerosol}} - (F_s^\downarrow)_{\text{clear}} = r^\downarrow F_s^\uparrow + \pi a B_a - 0$$

# Wymuszanie radiacyjne na górnej i dolnej granicy warstwy aerozolu

$$\Delta F_t = \tau \pi B_s \left[ \left( 1 - \frac{B_a}{B_s} \right) (1 - \omega) + \omega \beta \right] \quad \Delta F_s = \tau \pi B_s \left[ \frac{B_a}{B_s} (1 - \omega) + \omega \beta \right]$$

- $B_s$  jest funkcja Plancka w temperaturze powierzchni ziemi
- Wymuszanie radiacyjne w obu przypadkach jest dodatnie i jest liniową funkcją grubości optycznej aerozolu w podczerwieni termalnej (np. dla  $10 \mu\text{m}$ )
- Pierwsze człony w obu wzorach oznaczają względną emisję promieniowania przez warstwę aerozolu i powierzchni ziemi
- Drugie człony zaś oznaczają efekty związane z rozpraszaniem światła.
- Na górnej granicy oba człony mają ten sam rząd wielkości podczas gdy na powierzchni ziemi człon związany z rozpraszaniem jest 2-3 razy mniejszy niż względną emisja

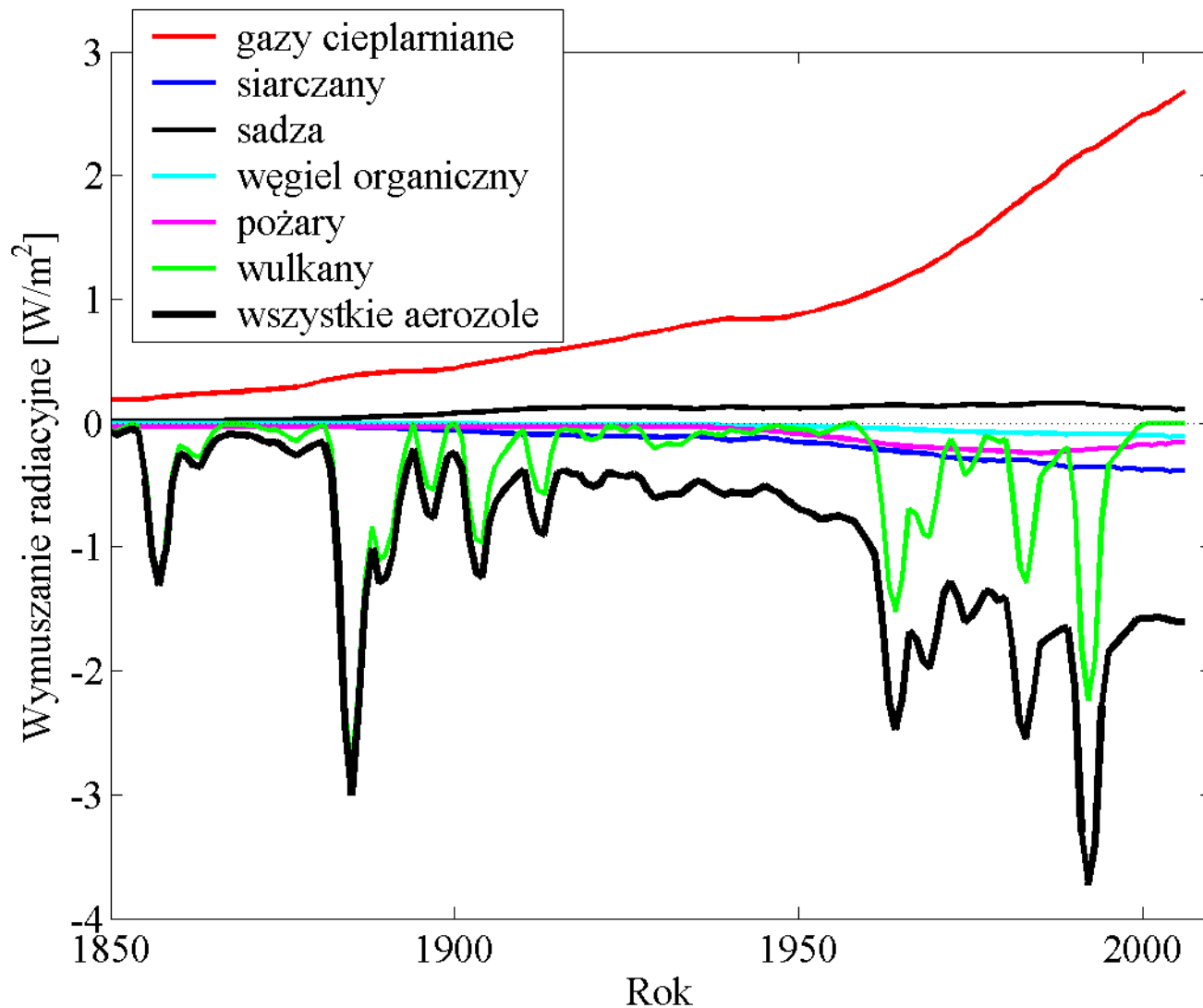
# Wnioski z modelu cd

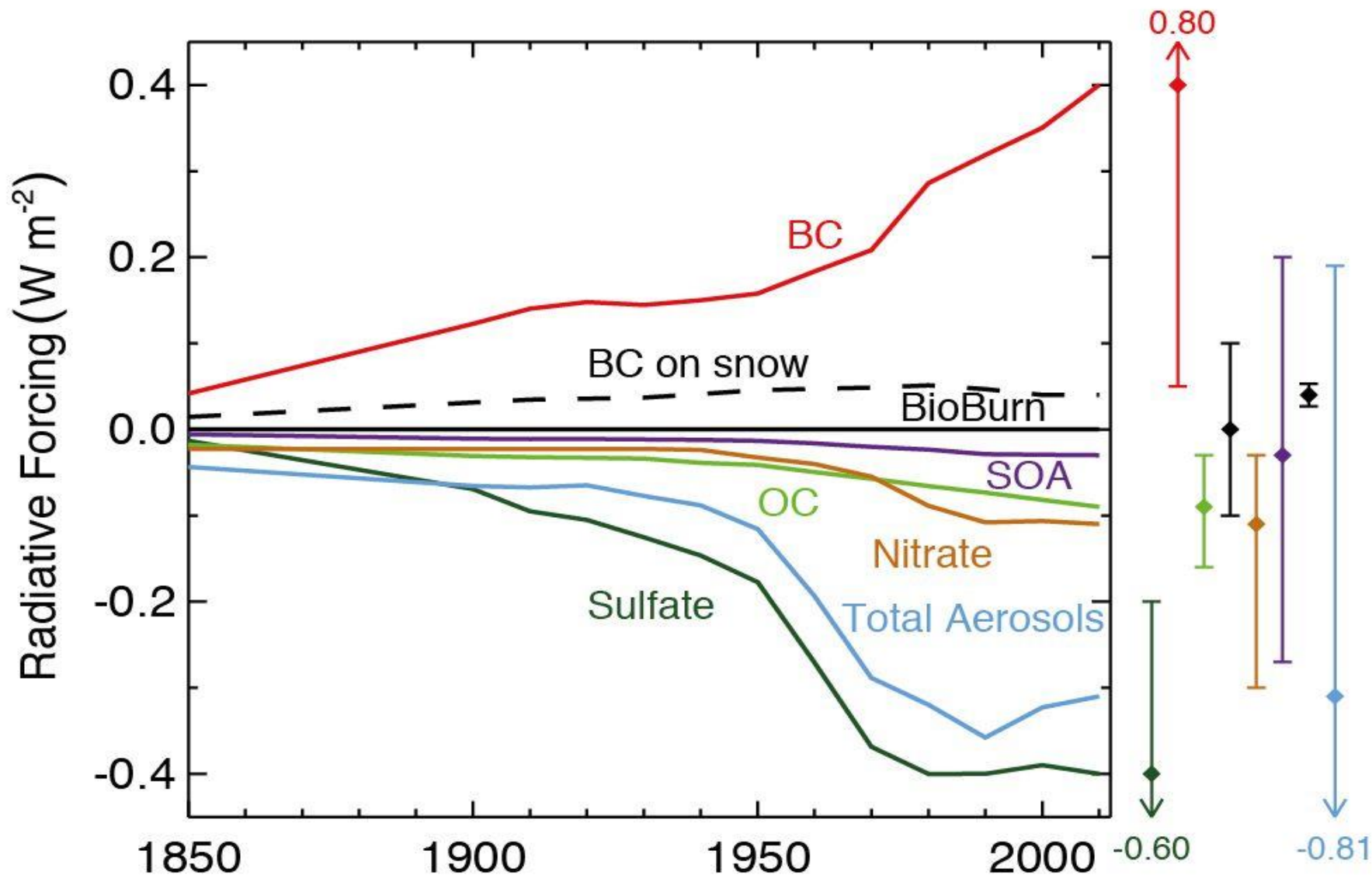
- Wpływ rozpraszania wstecznego na wymuszanie w podczerwieni jest podobny na górnej granicy atmosfery i na powierzchni ziemi.
- W obu przypadkach wzrost współczynnika rozpraszania wstecznego prowadzi do coraz większego wymuszania radiacyjnego
- Tak więc małe cząstki mają największy wpływ na czynnik określający wkład od rozpraszania promieniowania podobnie jak to ma miejsce w zakresie krótkofalowym.
- Wpływ albedo pojedynczego rozpraszania jest przeciwny dla członu emisyjnego i rozproszeniowego. Zmniejszanie albedo pojedynczego rozpraszania zmniejsza czynnik rozproszeniowy natomiast zwiększa emisję promieniowania termalnego i odwrotnie.



- Łatwo zauważyć, że jeśli  $\beta < \frac{B_a}{B_s}$  to wówczas redukcja albedo pojedynczego rozpraszania powoduje wzrost wymuszania na powierzchni ziemi. Warunek ten jest zwykle spełniony ponieważ współczynnik rozpraszania wstecznego jest zawsze mniejszy od 0.5 natomiast iloraz  $B_a/B_s$  zmienia się na ogół w zakresie 0.8-1.0.
- Na górnej granicy atmosfery jest podobnie o ile  $\frac{B_a}{B_s} < 1 - \beta$
- Jednak dla danego współczynnika rozpraszania wstecznego zawsze istnieje temperatura aerozolu dla której wymuszanie rośnie ze wzrostem absorpcji promieniowania.
- Dla warunków spotykanych w atmosferze relacja  $\frac{B_a}{B_s} < 1 - \beta$  może być lub nie musi być spełniona
- Dlatego wpływ albedo pojedynczego rozpraszania na wymuszanie na górnej granicy atmosfery zależy od temperatury oraz współczynnika rozpraszania wstecznego. Dla porównania w zakresie krótkofalowym wymuszanie zawsze rośnie ze wzrostem absorpcji (aczkolwiek może być dodatnie lub ujemne)

# Zmiany wymuszenia radiacyjnego w długiej skali czasowej

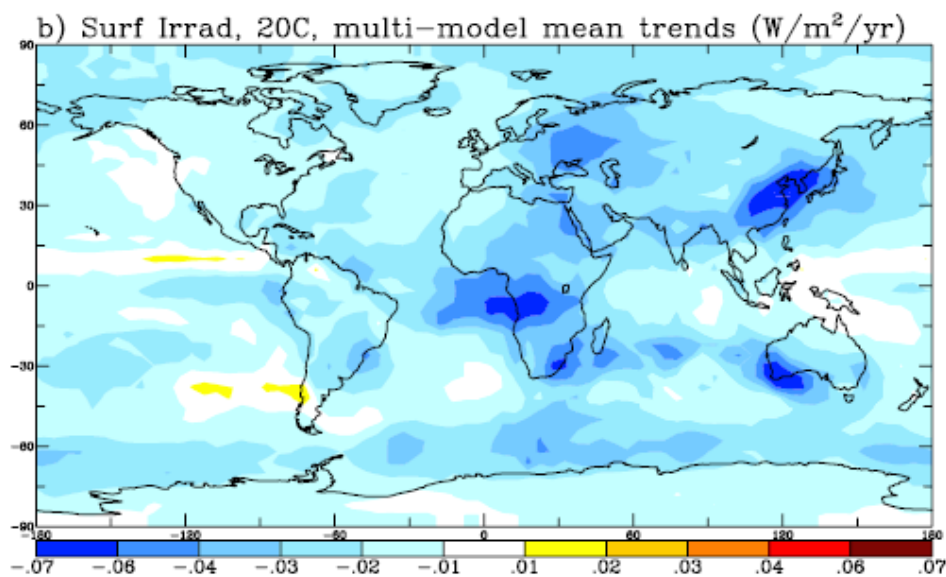
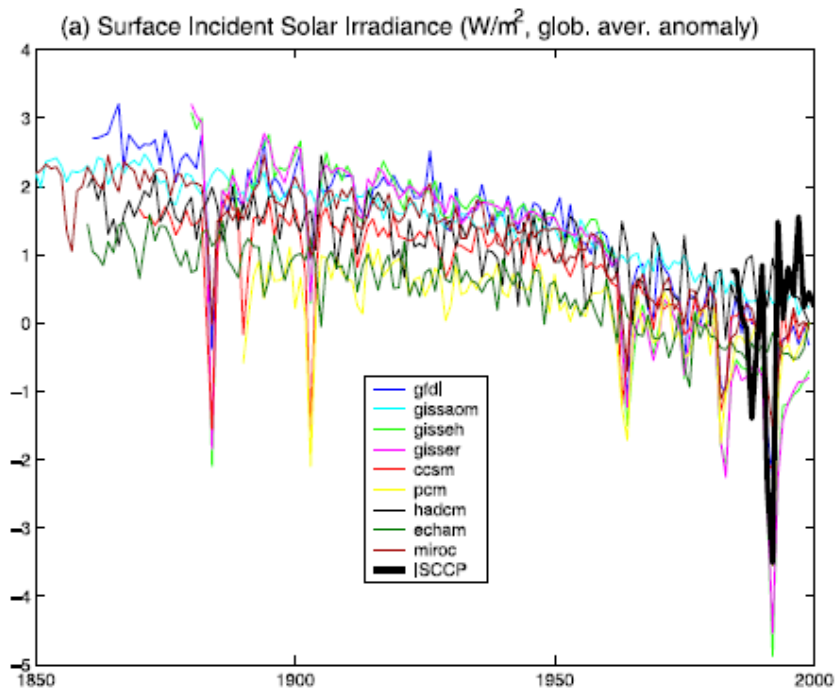
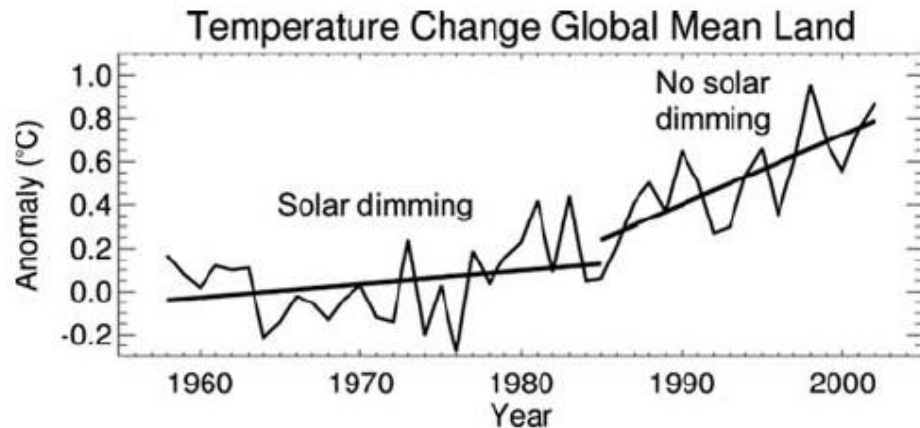




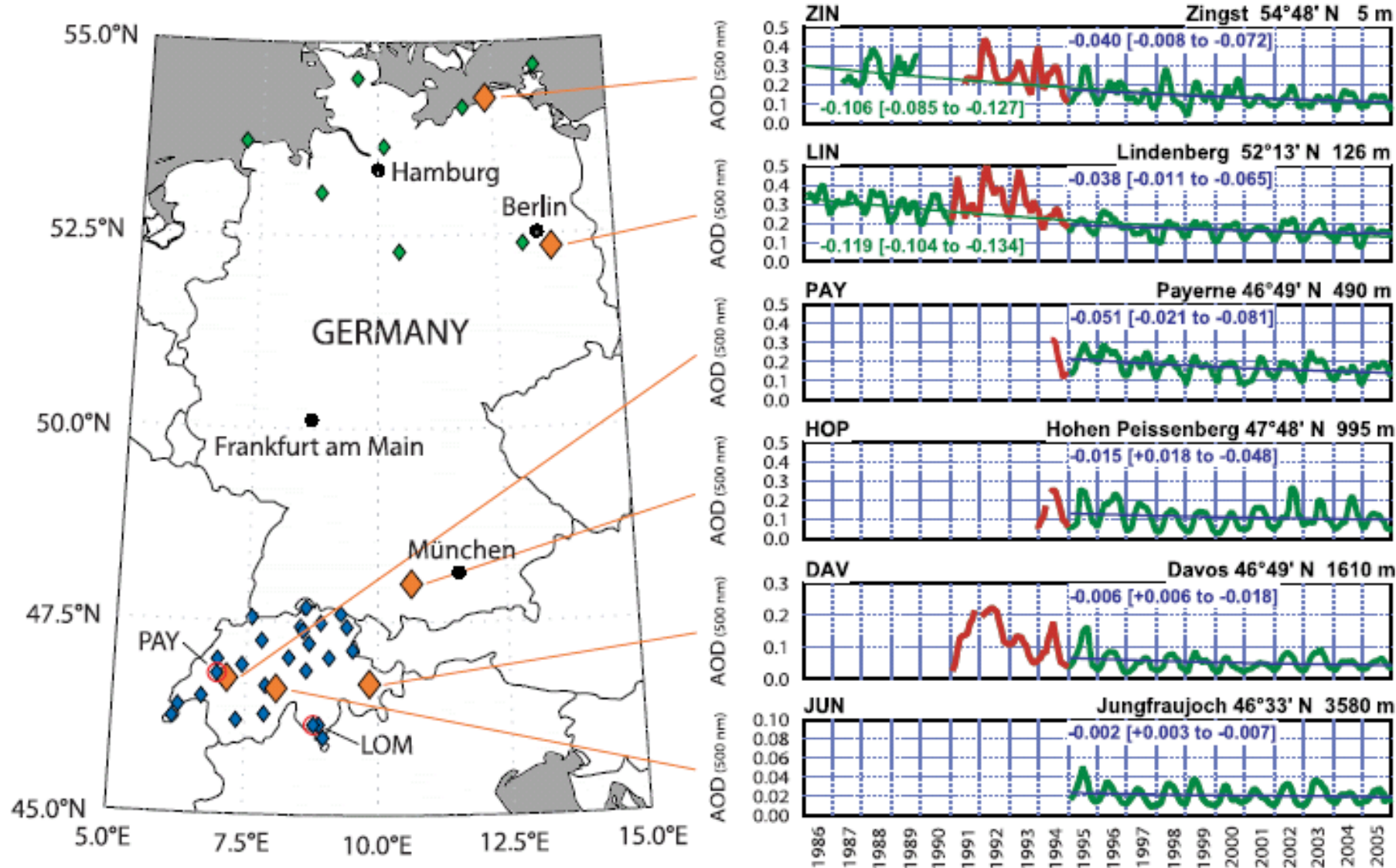
Zmiany w wymuszaniu radiacyjnym przez aerozole:

BC – sadza (Black Carbon), Sulfate – aerozole siarkowe, Nitrate – aerozole azotowe, OC – organiczne (Organic Carbon), SOA – Secondary Organic Aerosol

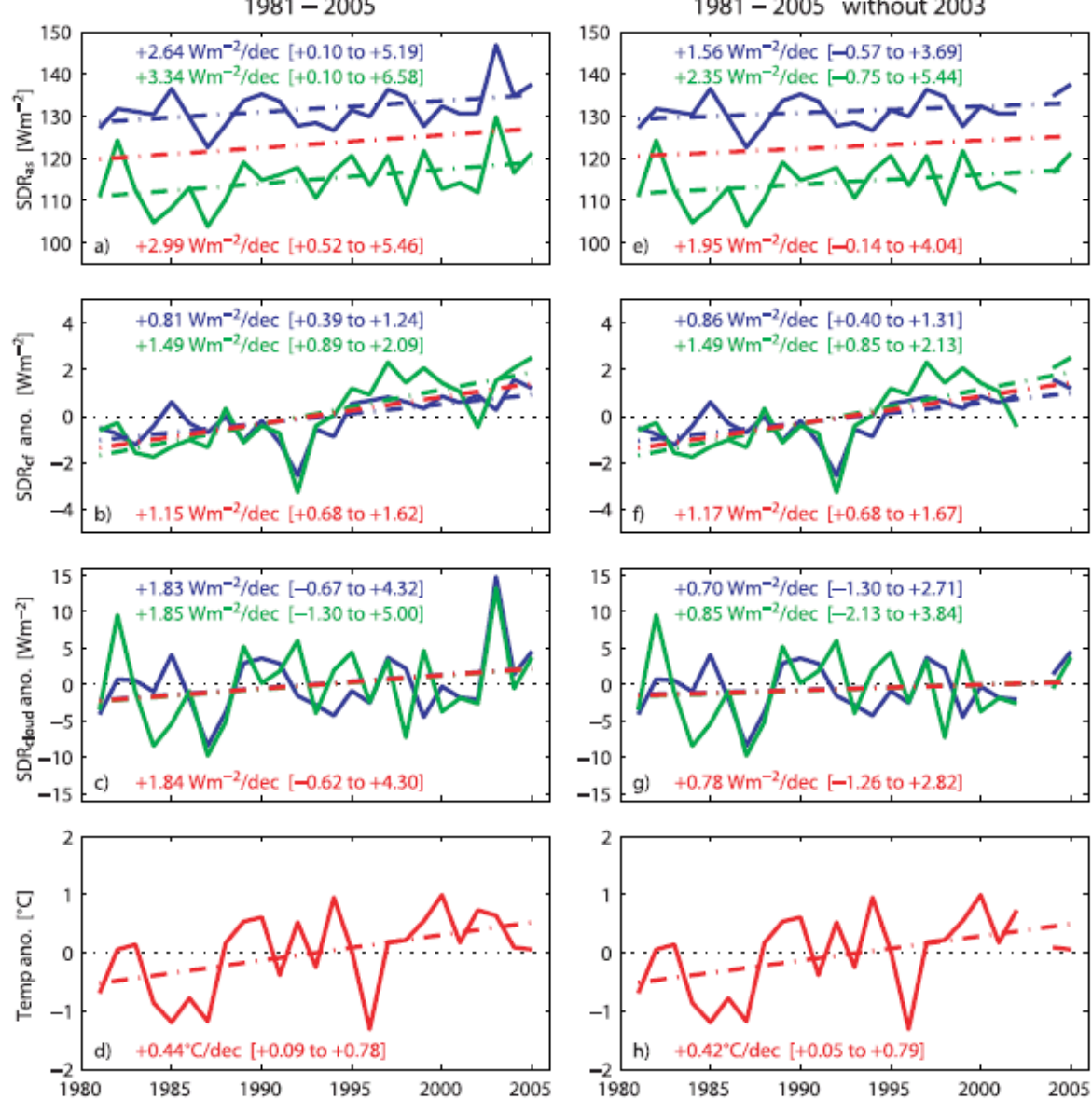
# Globalne zaciemnienie w XX wieku.



**Figure 1.** (a) Simulated global averages of the 20th Century SWD anomalies ( $\text{W}/\text{m}^2$ , mean 1990s seasonal cycle removed) and linear trends ( $\text{W}/\text{m}^2/\text{yr}$ ) in the nine IPCC climate models. (b) Linear trends based on the multi-model mean monthly anomalies over the 20th century. Trends are statistically significant at the 95% confidence level everywhere except in the range  $[-0.01, 0.02]$   $\text{W}/\text{m}^2/\text{yr}$ .



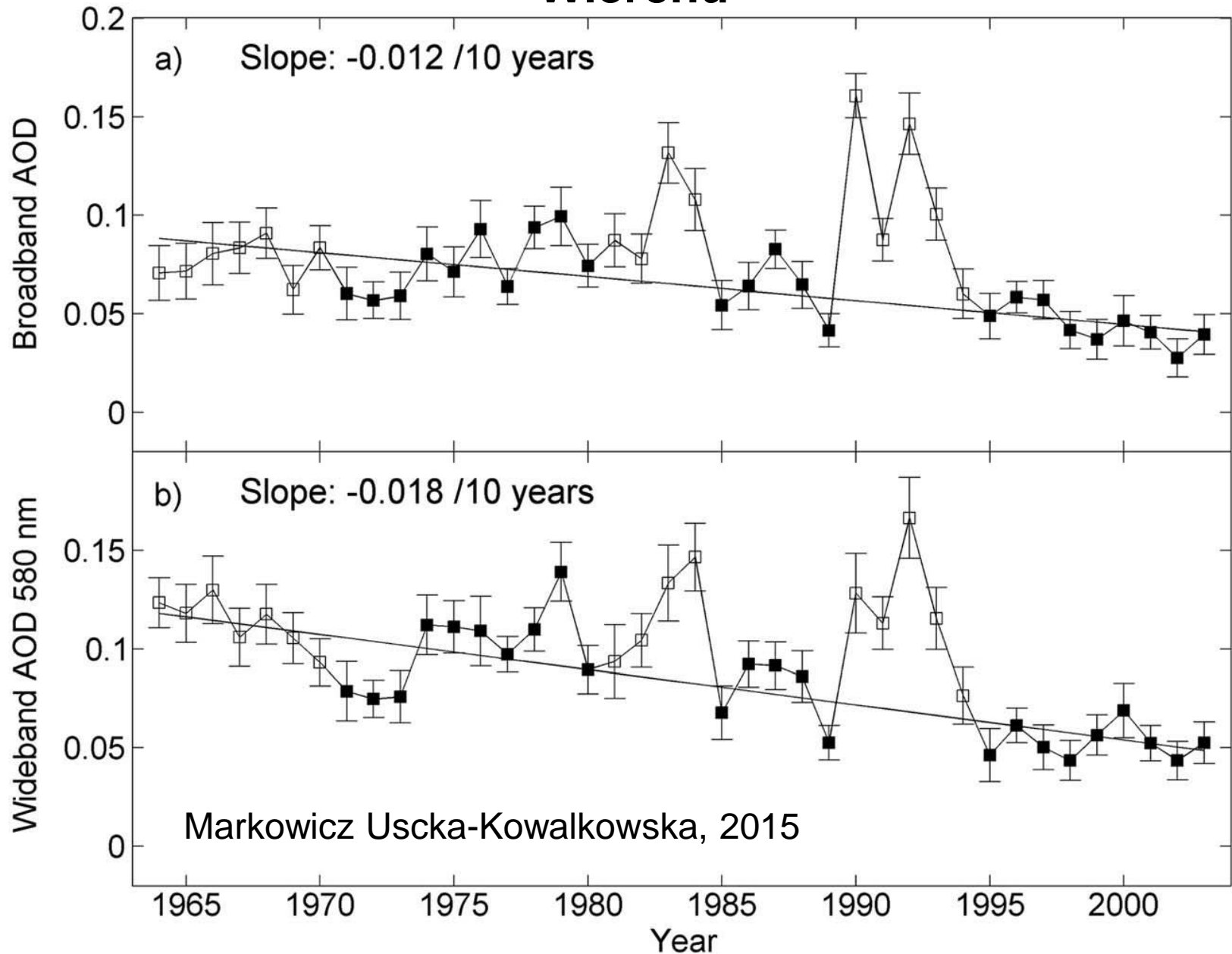
**Figure 1.** (left) Location of surface observation sites in Germany and Switzerland used in this study. *AOD* sites are shown in orange, DWD (German Weather Service) sites in green, MeteoSwiss sites in blue, and ASRB stations in red. (right) Monthly mean *AOD* are smoothed with a three month running mean and shown in green, except the Pinatubo affected years 1991–1994 that are not included in trend analyses and are shown in red. Trends in *AOD* are given per decade and are shown for different time periods (green 1986–2005, blue 1995–2005), while square brackets denote the 95% confidence interval.



**Figure 2.** Time series of (a) and (e) all-sky *SDR*, (b) and (f) anomaly of cloud-free *SDR*, (c) and (g), anomaly of *SDR* for cloudy skies, and (d) and (h) the temperature anomaly. Figures 2a–2d indicate the times series of all years from 1981 to 2005. Figures 3e–2h illustrate the same time period but exclude the year 2003 with the exceptional summer. The blue lines and numbers represent average values for all 25 sites in Switzerland, green represents average values at all 8 sites in Northern Germany, and red represents the grand average and the temperature anomaly (Crutem2 data from CRU/UEA) for Central Europe (45°–55°N; 5°–15°E). Numbers indicate decadal trends in  $\text{Wm}^{-2}$  with 95 % confidence interval in square brackets.

- Wzrost promieniowania słonecznego w Europie jest w głównej mierze związany z bezpośrednim efektem aerozolowym. Efekt pośredni ma mniejsze znaczenie.
- Niewielki efekt pośredni przy spadku koncentracji aerozolu o ok. 60% jest zaskakujący. Możliwe, że jest to związane ze zmianą cyrkulacji w dużej skali, która spowodowała „kompensacyjny” wzrost zachmurzenia.
- Oszacowana wartość wymuszania radiacyjnego aerozoli i chmur wynosi dla Europy ok.  $+1\text{W/m}^2$  (1981-2005) co miało prawdopodobnie duży wpływ na szybki wzrost temperatury w tym okresie.
- Przy czym wymuszanie bezpośrednio wynosi  $+0.84\text{W/m}^2$ , zaś dla chmur jedynie  $+0.16\text{W/m}^2$  ze względu na kompensacje przez efekt długofalowy.

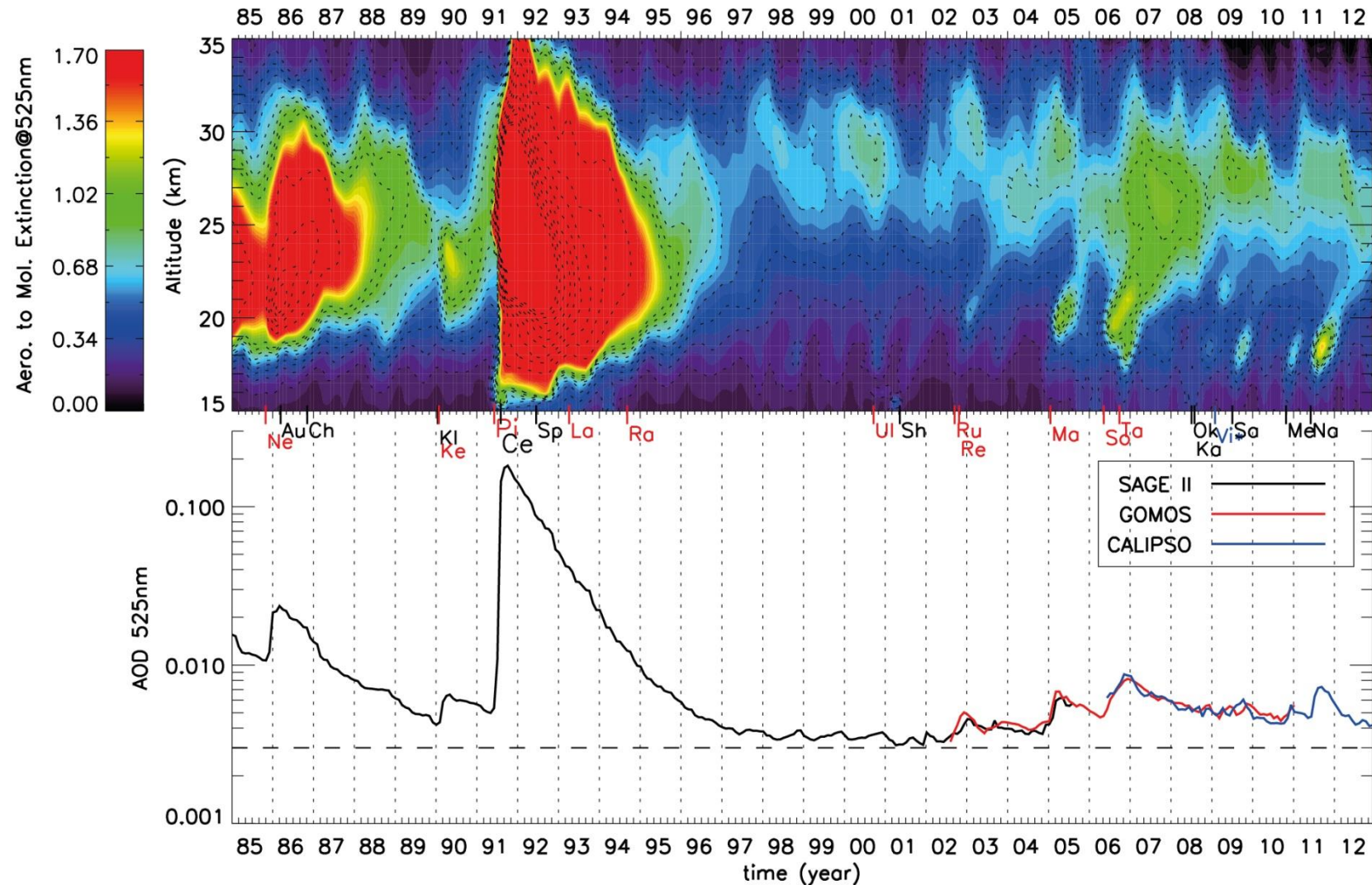
# Zmiany grubości optycznej aerozolu na Kasprowym Wierchu



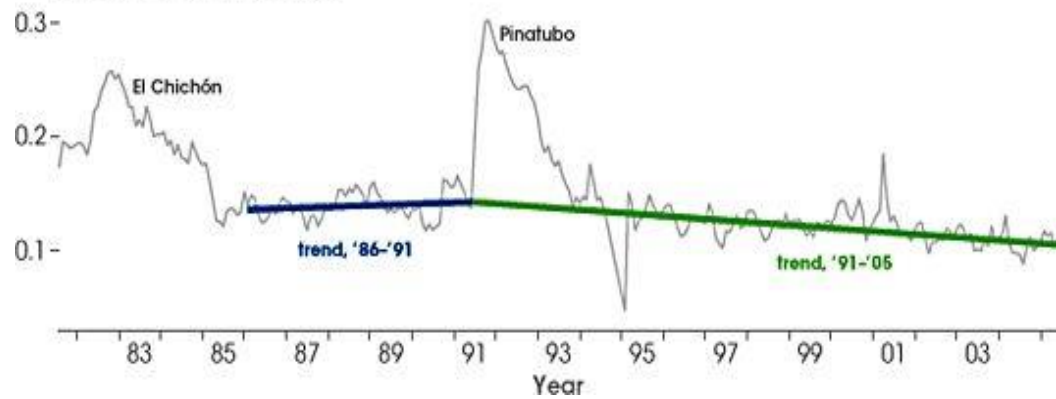


# Wpływ wulkanów stratosferycznych

28 years of Stratospheric Aerosol from Satellites [20N–20S]



### Aerosol Optical Thickness



## Zmiany globalne aerozolowej grubości optycznej

[http://www.giss.nasa.gov/research/features/200711\\_temptracker/page2.html](http://www.giss.nasa.gov/research/features/200711_temptracker/page2.html)

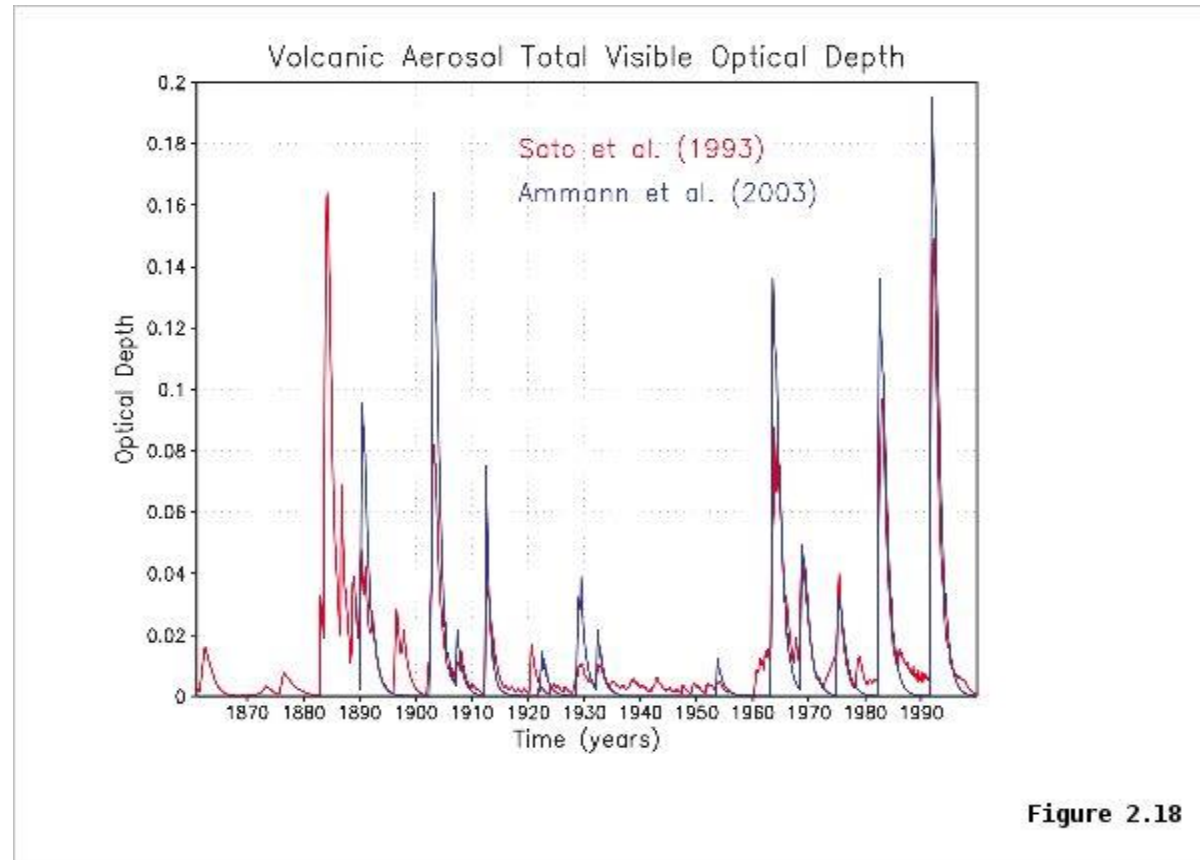
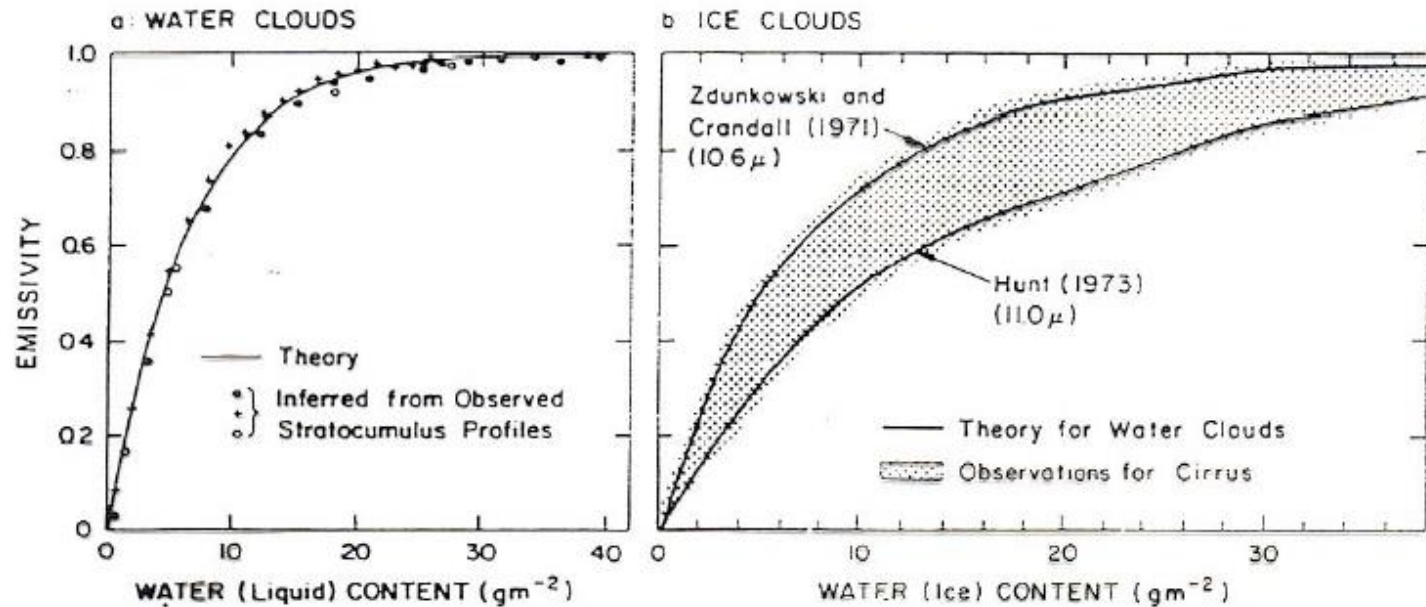


Figure 2.18

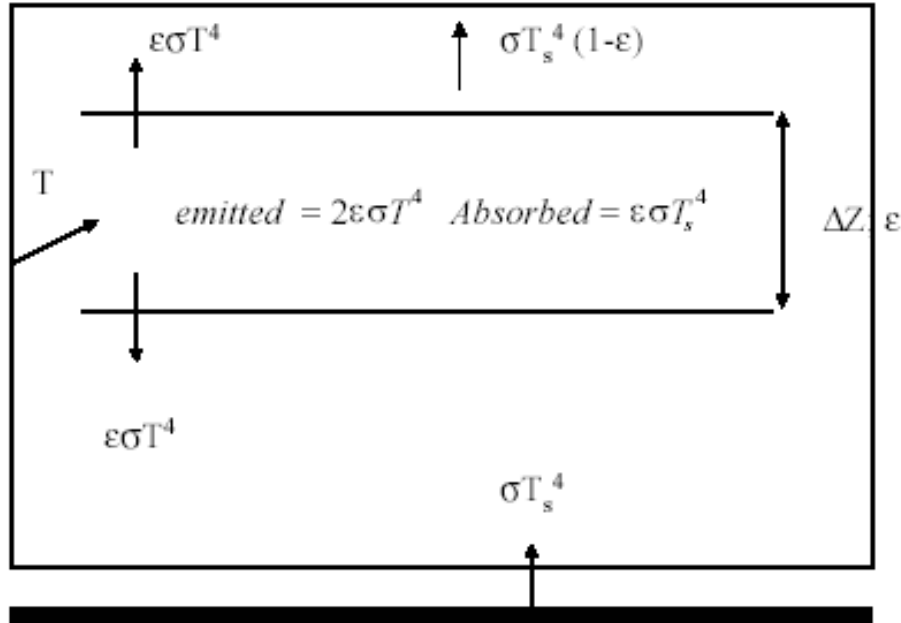
# Wpływ chmur na system klimatyczny

- Chmury pokrywają około 50% powierzchni Ziemi, dlatego, też są one bardzo ważne z klimatycznego punktu widzenia.
- Chmury zwiększają albedo planetarne od 14 do 30%.
- Z drugiej zmniejszają ucieczkę promieniowania długofalowego w przestrzeń kosmiczną zapobiegając w ten sposób utracie energii.
- Wpływ chmur na klimat zależy od ich własności optycznych oraz temperatury.

# Czy chmury są doskonale czarne?



# Porosty radiacyjny model izotermicznej chmury



- Bilans energii całej chmury jest ujemny i wynosi

$$H = \epsilon\sigma T_s^4 - 2\epsilon\sigma T^4 = \epsilon\sigma T_s^4 \left[ 1 - 2\left(\frac{T}{T_s}\right)^4 \right]$$

Ochładzanie to jest tym silniejsze im wyższa jest temperatura chmury a zatem im bliżej powierzchni ziemi znajduje się chmura.

- Rozważmy bilans promieniowania długofalowego na dolnej oraz górnej powierzchni chmury. Ograniczenie się tylko do promieniowania długofalowego odpowiada sytuacji nocnej. Strumień netto na dolnej granicy chmury wynosi
 
$$N_{\text{base}} = F^{\uparrow} - F^{\downarrow} \leq \sigma(T_s^4 - T_{\text{base}}^4)$$

gdzie  $T_{\text{base}}$  jest temperaturą podstawy chmury, zaś  $T_s$  temperaturą powierzchni ziemi

- Przy czym założyliśmy, że chmura jest na tyle gruba, że można ją traktować jak ciało doskonale czarne.
- Powyższy wzór jest tylko oszacowaniem górnym gdyż, nie całe promieniowanie emitowane przez powierzchnie ziemi osiąga podstawę chmury.
- Rozpatrzmy chmurę o grubości 700 m o podstawie znajdującej się na poziomie 300 m.
- Niech temperatura powierzchni ziemi wynosi 288 K, zaś do podstawy chmury panuje suchoadiabatyczny gradient temperatury.
- Zatem temperatura na wysokości podstawy chmury wynosi 285 K.
- W tym przypadku strumień netto na wysokości podstawy chmury wynosi  $N_{\text{base}} \leq 16 \text{ W/m}^2$ .

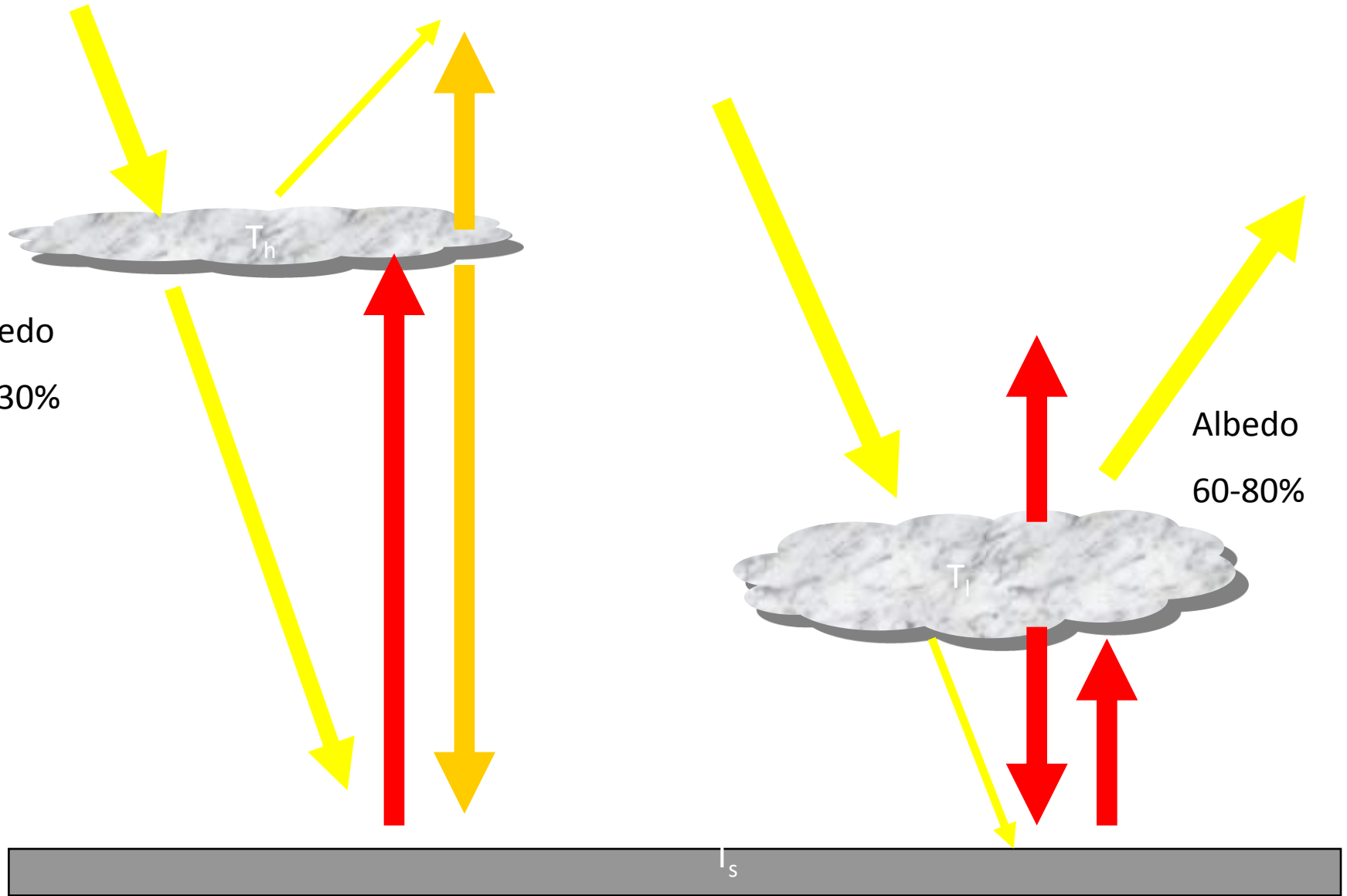
- Strumień netto na szczycie chmury można zapisać w postaci

$$N_{\text{top}} \approx \sigma(T_{\text{top}}^4 - \varepsilon T_a^4)$$

- Ponieważ w chmurze gradient temperatury z wysokością jest gradientem wilgotnoadiabaticznym (6 K/km), dlatego temperatura na szczycie chmury wynosi około 281 K.
- Ponadto, jeśli przyjmiemy, że zdolność emisyjna atmosfery powyżej chmury wynosi 0.8 (w rzeczywistej atmosferze zmienia się od 0.7 w Arktyce do 0.95 w rejonach tropikalnych) to strumień netto na szczycie chmury wynosi ok. 211 W/m<sup>2</sup>.
- Zauważmy, że z definicji strumieni netto wynika, że podstawa chmury jest słabo grzana (16 W/m<sup>2</sup>), zaś wierzchołek chmury silnie chłodzony (211 W/m<sup>2</sup>).
- Zatem, chmura jest silnie chłodzona jako całość (196 W/m<sup>2</sup>).
- Obliczmy, jakie jest tempo ochładzania radiacyjnego chmury

$$\frac{dT}{dt_{\text{rad}}} \approx \frac{N_{\text{base}} - N_{\text{top}}}{C_p \rho \Delta Z} \approx -14 \text{ K/dzień}$$

# Chmury wysokie ogrzewają a niskie chłodzą...



$$T_s \approx T_l \quad T_s \gg T_h$$

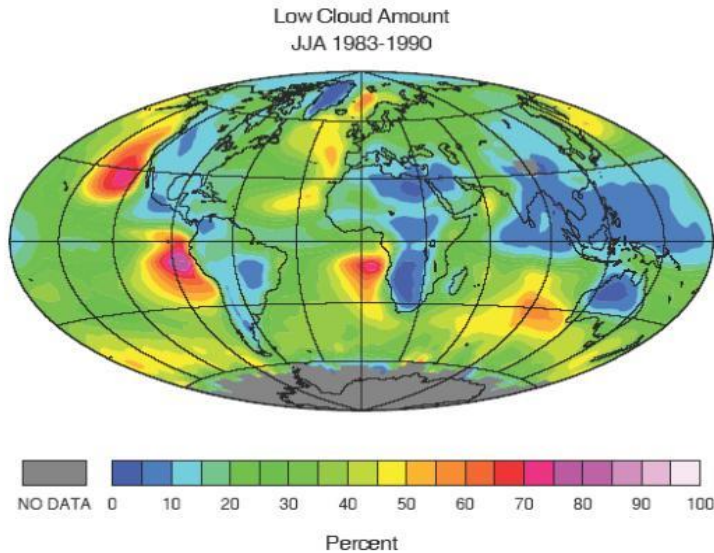


# Wpływ chmur Scu na globalny bilans radiacyjny

Występowanie Scu:

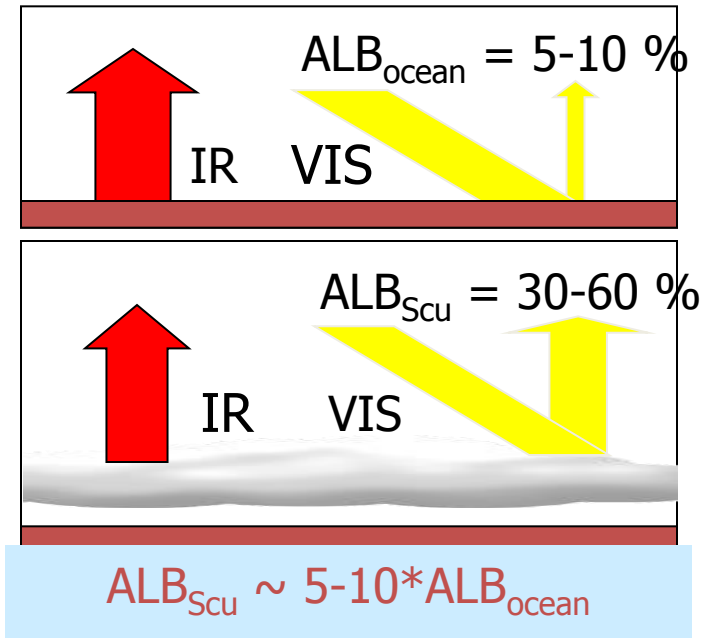
+

Własności radiacyjne :



Hartmann (1992)

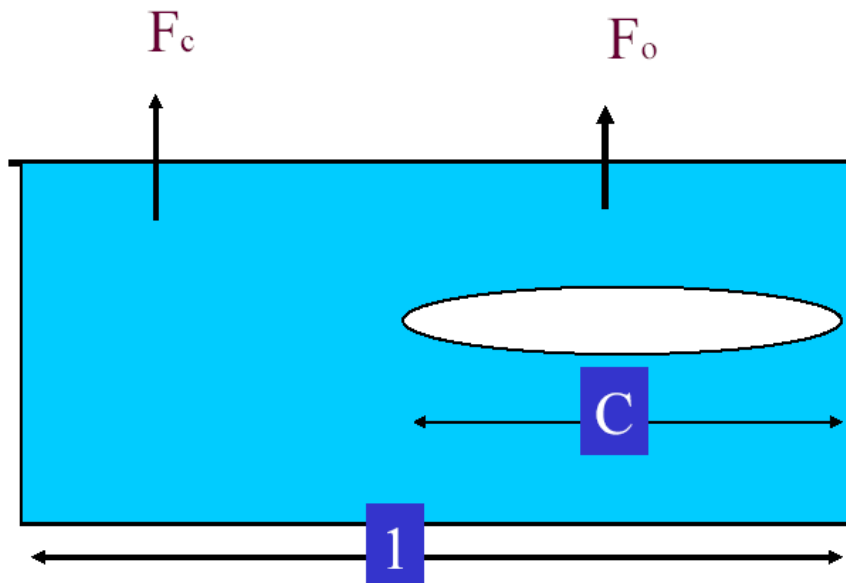
~ 20-30 % powierzchni oceanów  
(Warren et al., 1986)



→ Ujemne wymuszenie radiacyjne

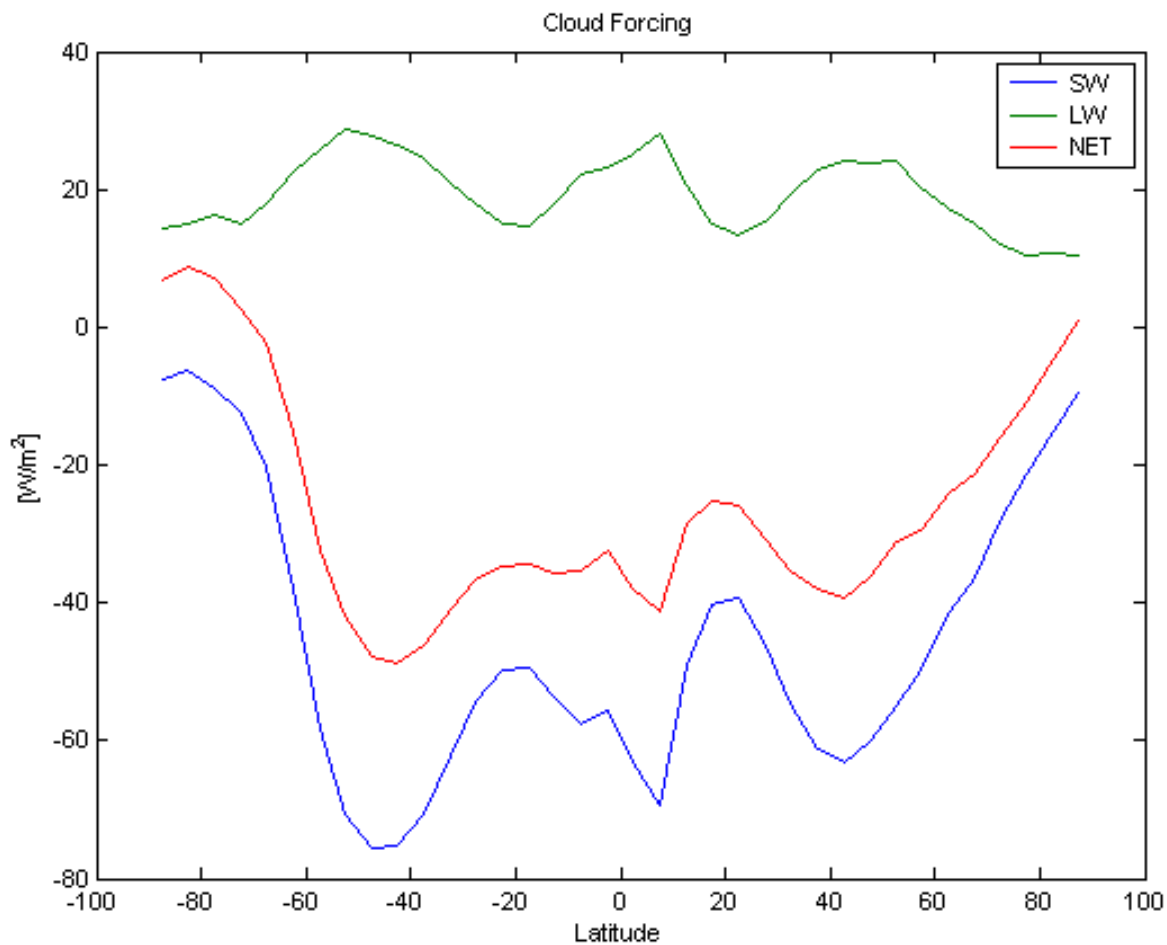
~ 3-4 % strumienia promieniowania  
słonecznego otrzymywanego średnio przez  
układ Ziemia-Atmosfera

# Wymuszanie radiacyjne chmur

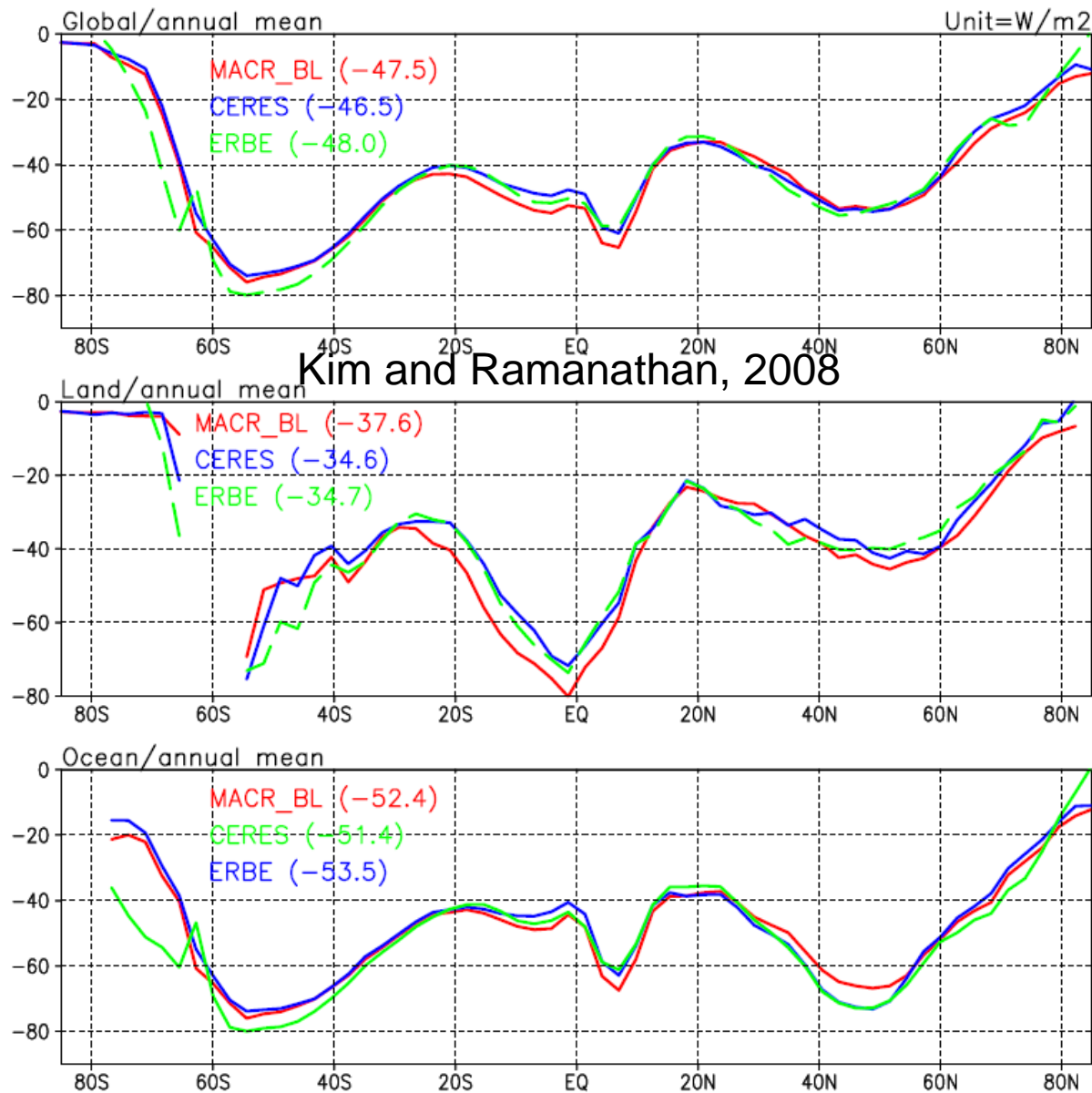


- Jeśli przez  $F$  oznaczymy strumień promieniowania zdefiniowany jako sumę promieniowania bezchmurnego nieba oraz obszaru pokrytego chmurami  $F = F_c(1 - C) + F_o C$  to wymuszenie radiacyjne chmur można zapisać w postaci  $C_{\text{Forcing}} = F - F_c = C(F_o - F_c)$
- gdzie  $C$  jest częścią obszaru pokrytego przez chmury,  $F_c$  strumieniem promieniowania czystego nieba, zaś  $F_o$  strumieniem promieniowania związany z chmurami.

# Wymuszanie radiacyjne chmur – na podstawie modelu Fu-Liou

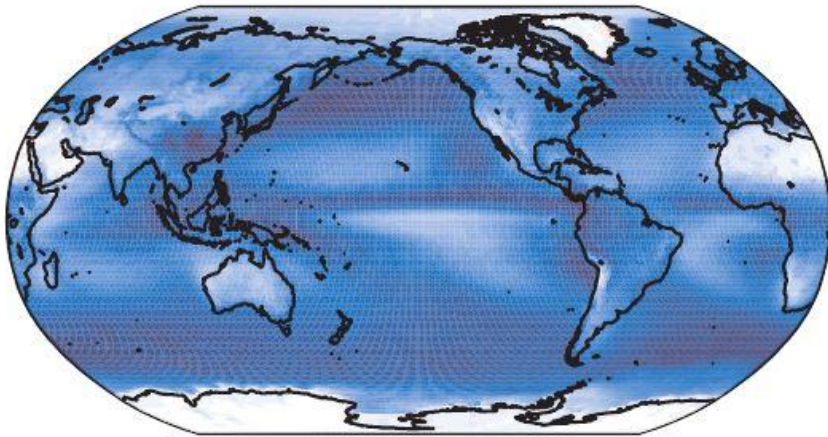


# Cloud SW forcing

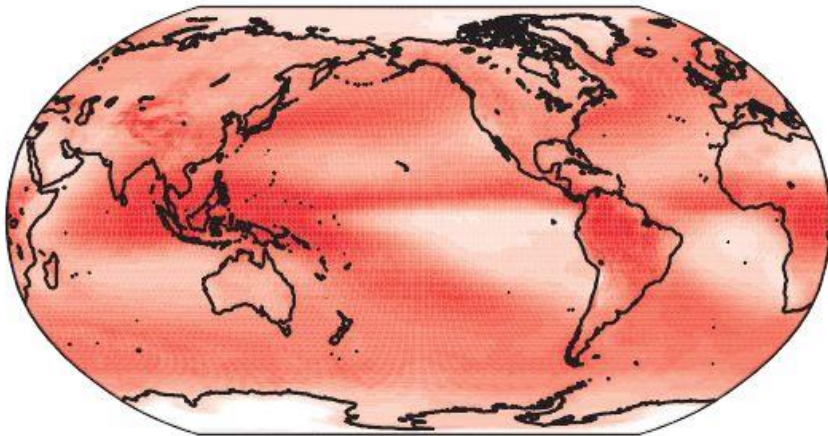


**Figure 10a.** Comparison of the zonal mean MACR estimated cloud radiative forcing with CERES at the TOA over (top) the globe, (middle) land, and (bottom) ocean. MACR<sub>BL</sub> represents the MACR estimates for baseline case, CERES represents the CERES observations (2000–2002 average), and ERBE represents the ERBE observations (1985–1989 average) in  $W m^{-2}$ . The values in parentheses represent the annual mean fluxes over globe, land, and ocean.

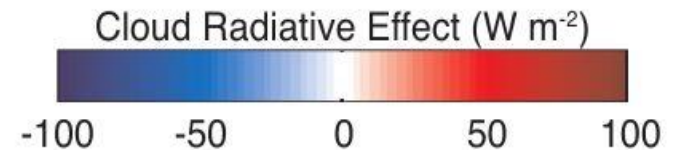
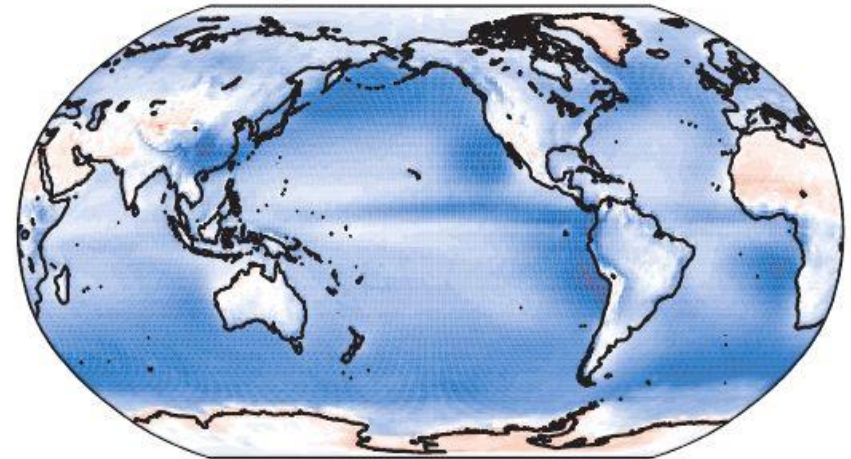
(a) Shortwave (global mean =  $-47.3 \text{ W m}^{-2}$ )



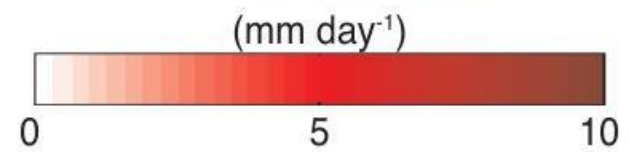
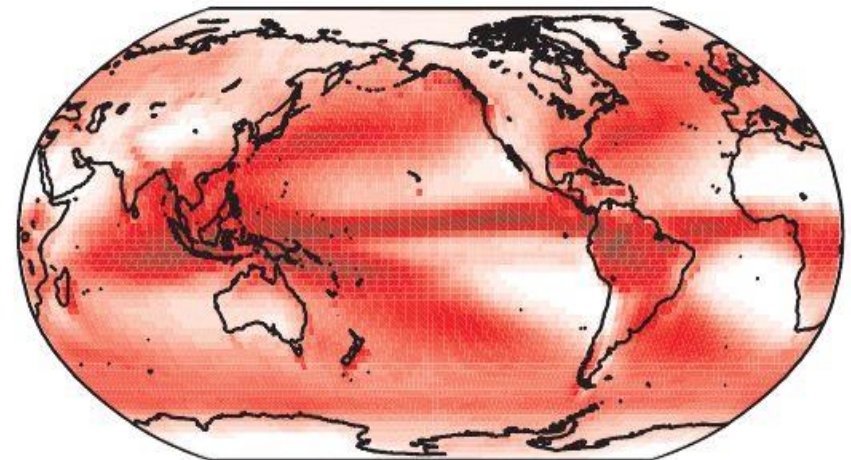
(b) Longwave (global mean =  $26.2 \text{ W m}^{-2}$ )



(c) Net (global mean =  $-21.1 \text{ W m}^{-2}$ )



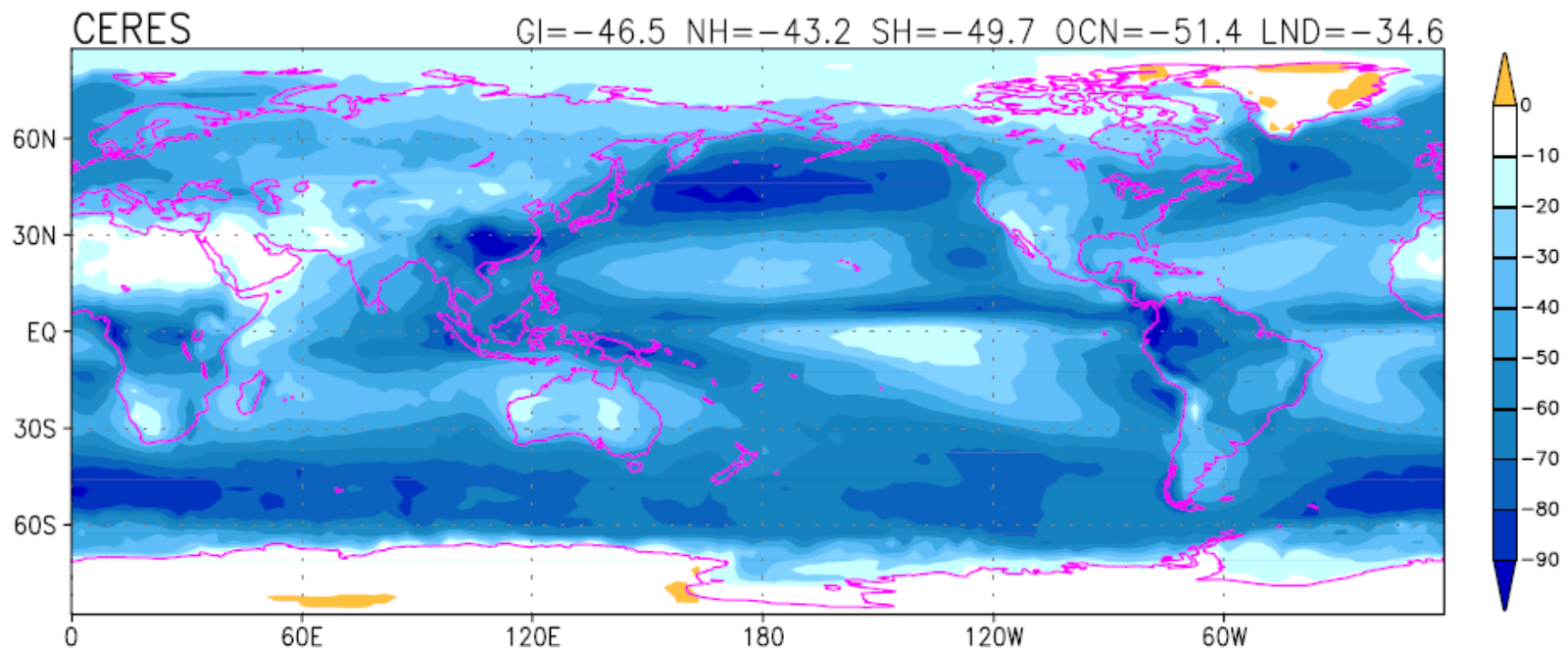
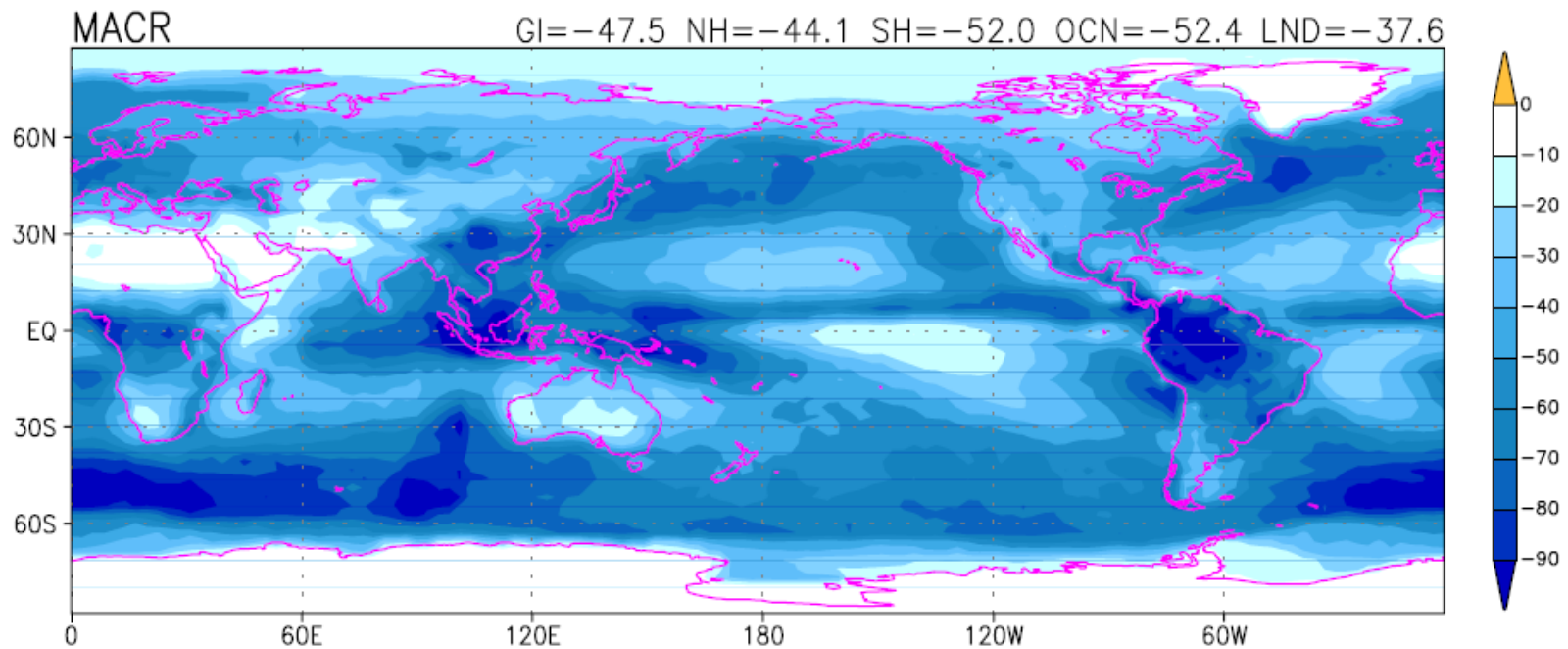
(d) Precipitation (global mean =  $2.7 \text{ mm day}^{-1}$ )



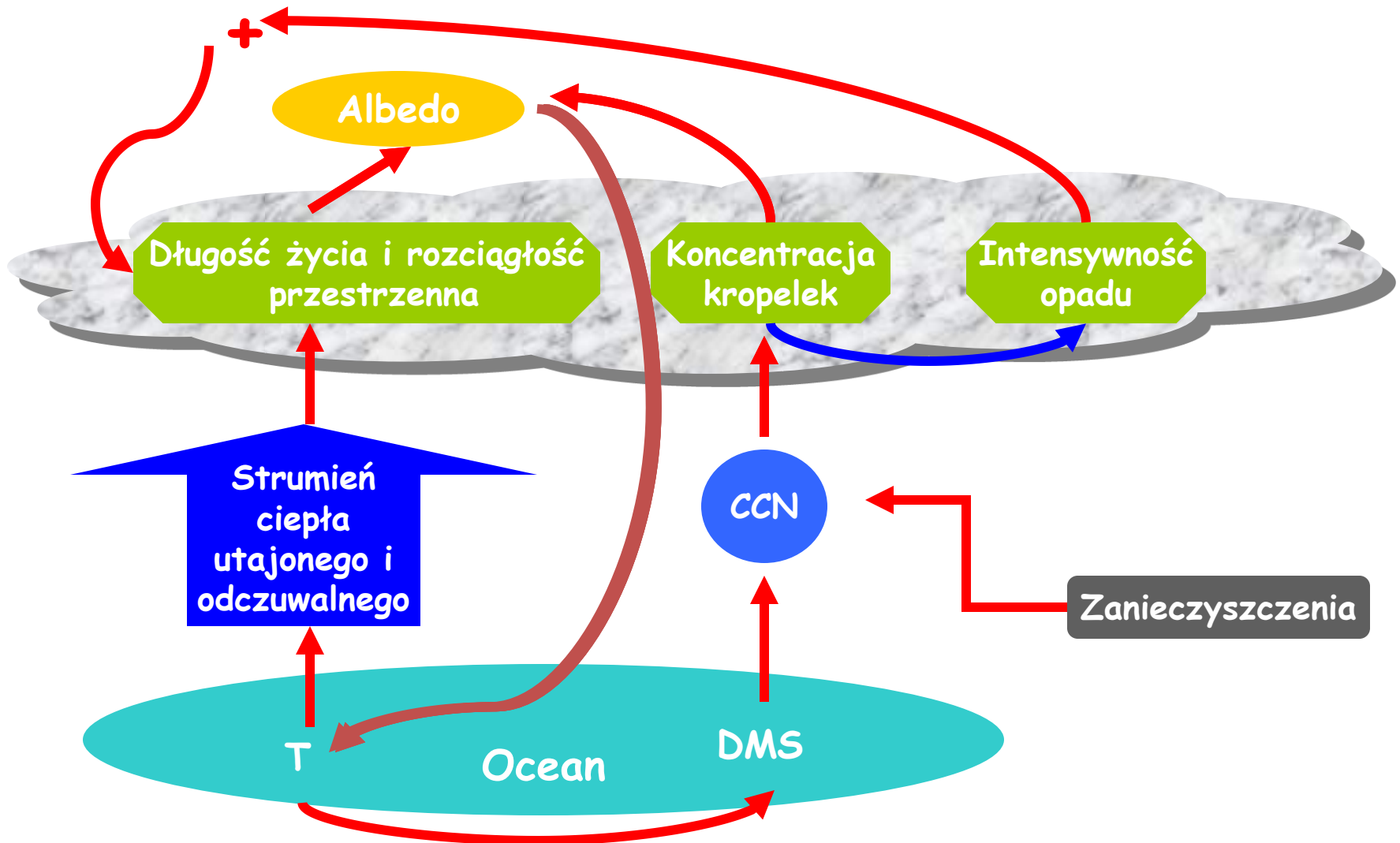
Chmury i ich rola w procesach radiacyjnych. Jak zmiany w zachmurzeniu wpływają na bilans energii?

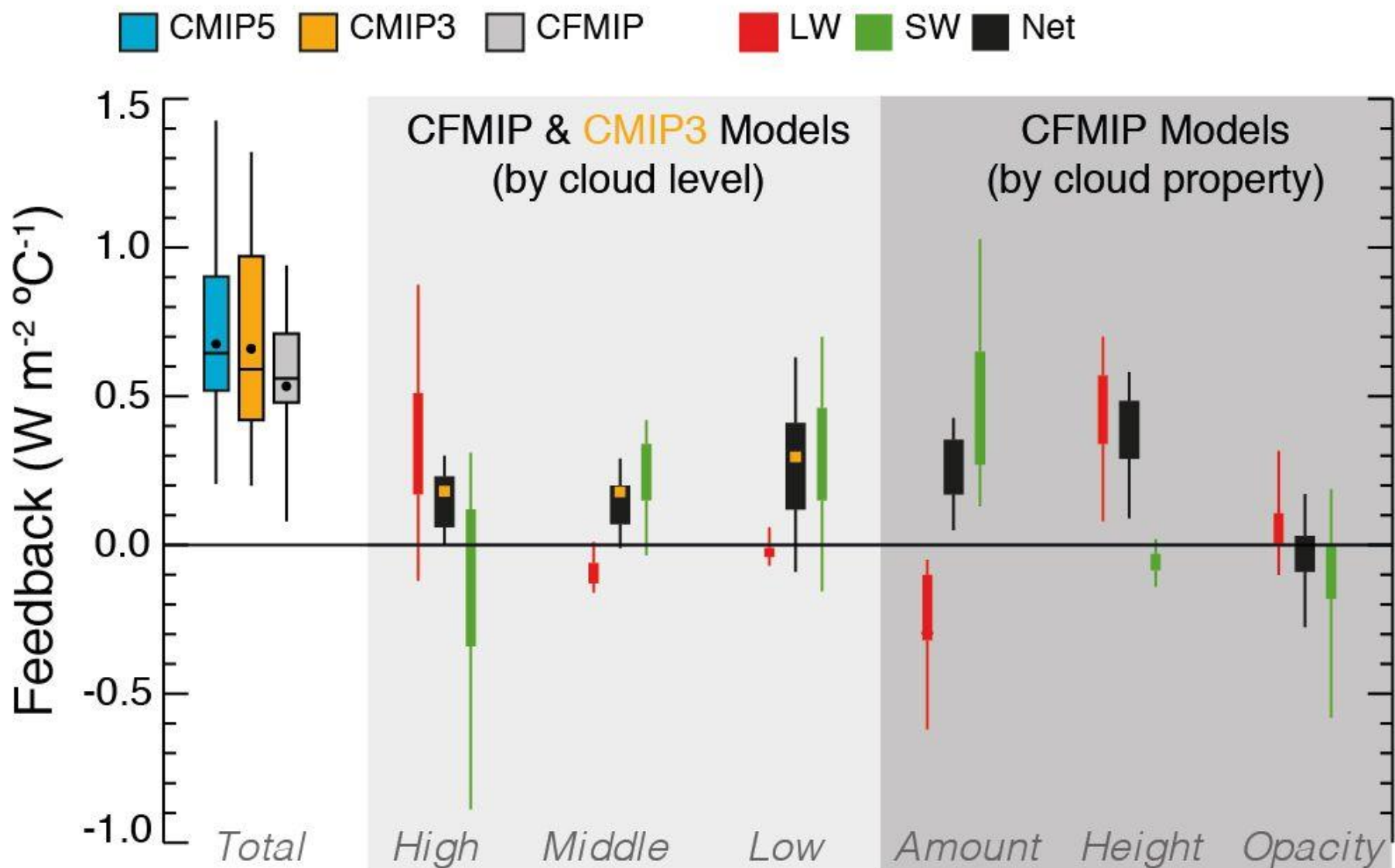
# Kim and Ramanathan (2008) SW cloud radiative forcing

unit=W/m<sup>2</sup>



# Sprężenia zwrotne związane z oddziaływaniem aerozol chmura

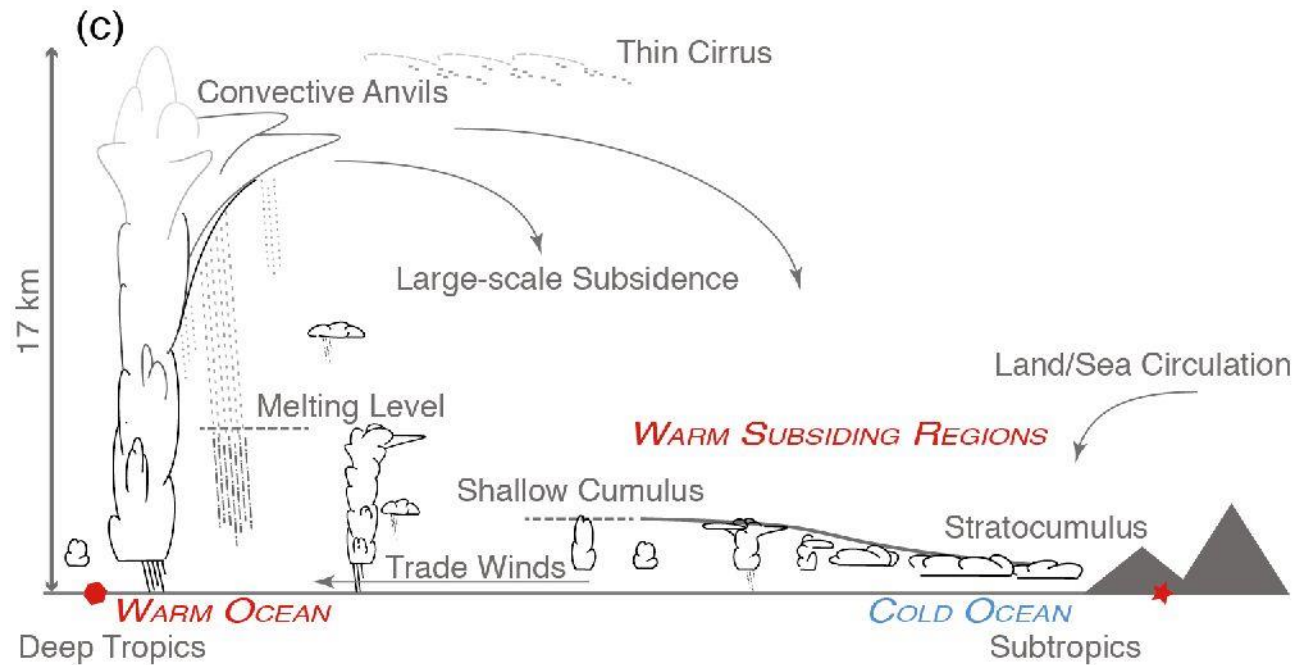
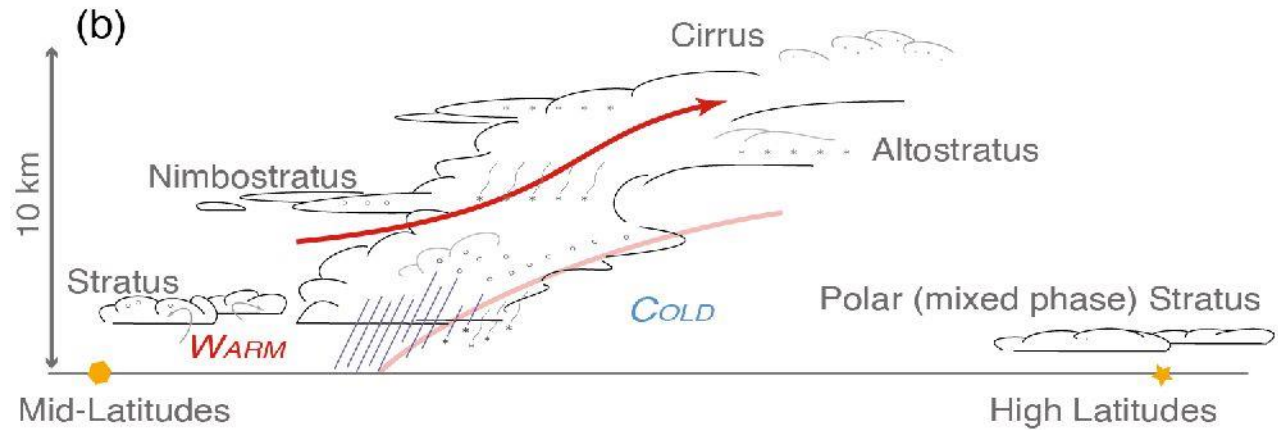
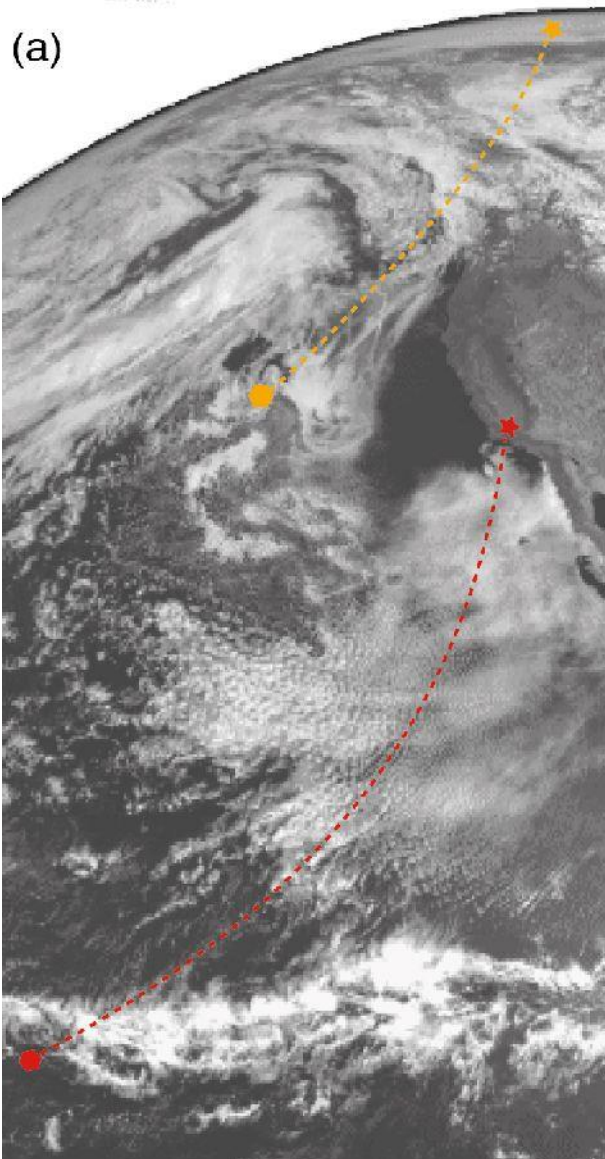




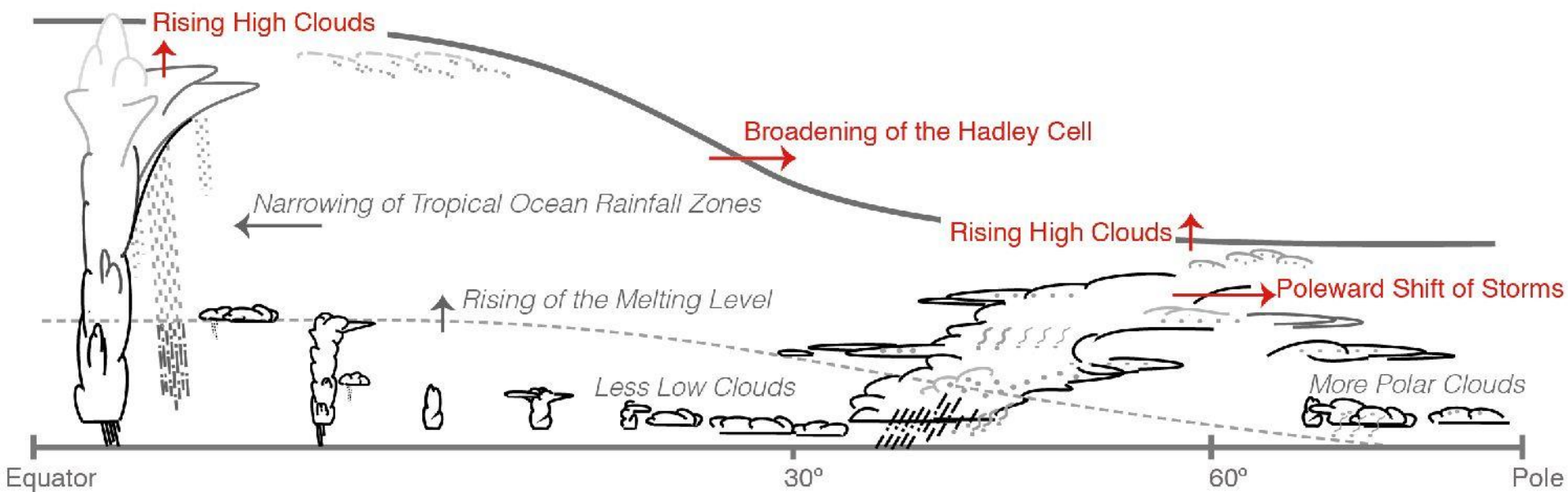
Efekty sprzężeń związanych z chmurami wskutek z zmian koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze.



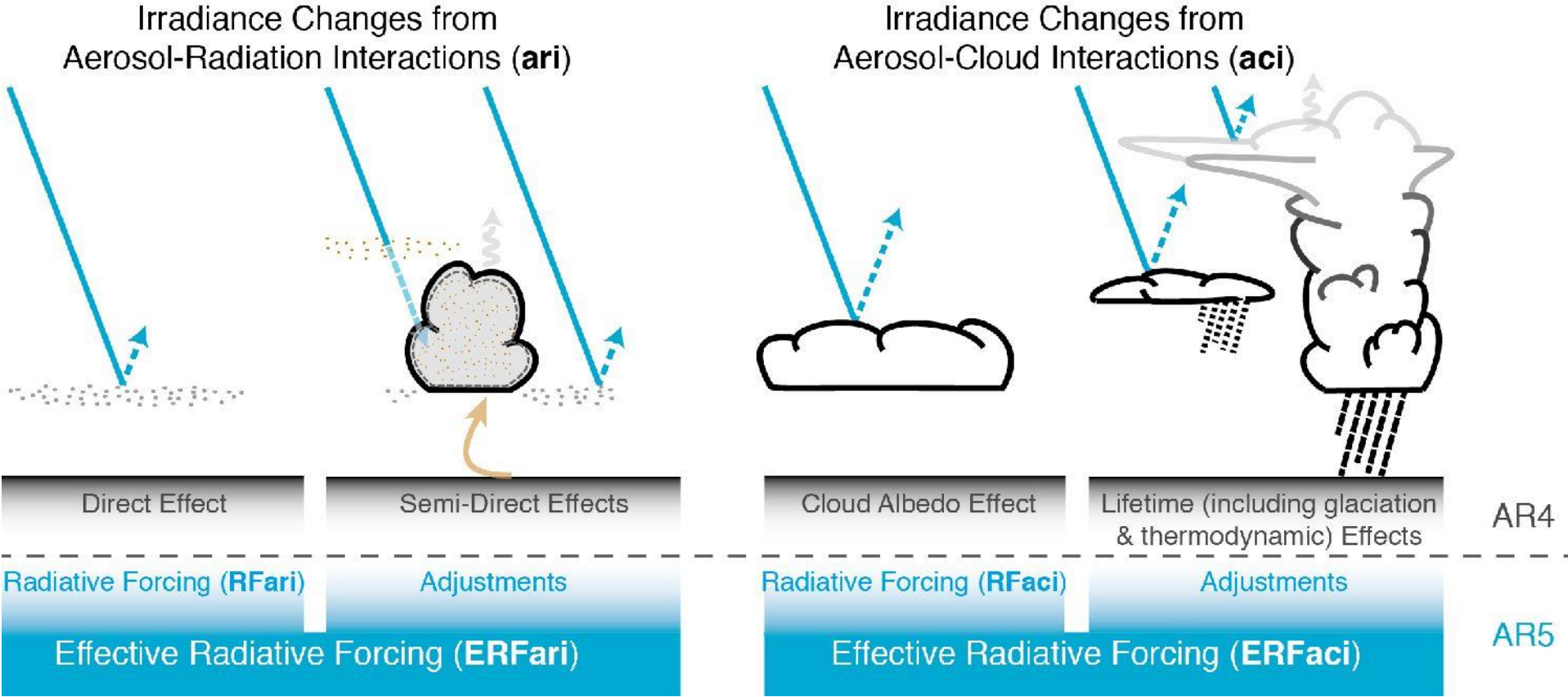
# Chmury i aerozole, a ściślej cykl hydrologiczny wpływają nie tylko na strumienie radiacyjne, ale i na dynamikę atmosfery i oceanu.



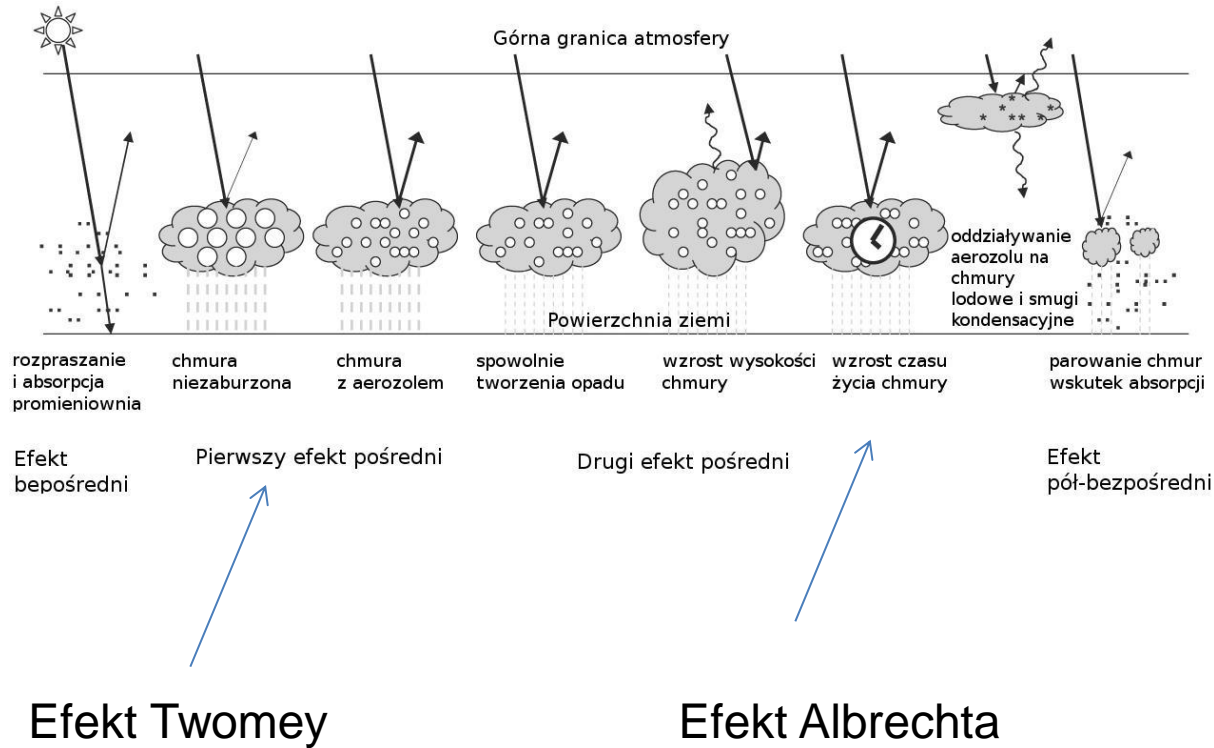
# Zmiany w strukturze i dynamice atmosfery związane ze zmianami zachmurzenia na ocieplającej się Ziemi.



# Efekty aerozolowo-chmurowe wg. V Raportu IPCC

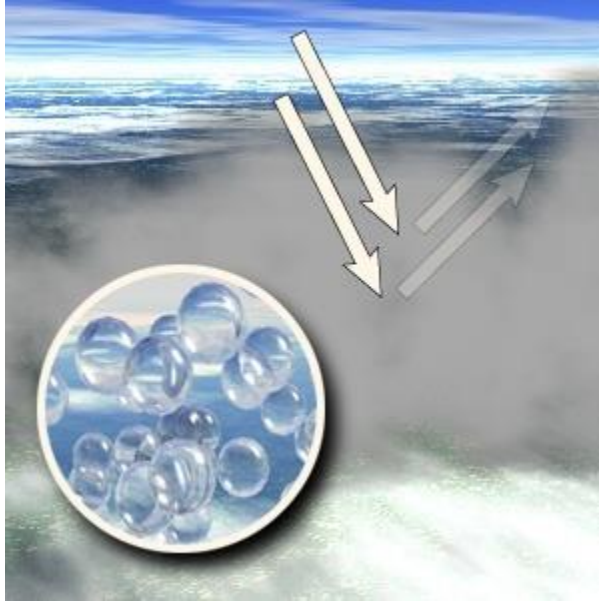


# Efekty aerozolowe



# Pierwszy pośredni wpływ aerozoli

## Chmury 'czyste' i 'zanieczyszczone'



Czyste powietrze, mała ilość jąder kondensacji.  
Mała koncentracja.  
Duże rozmiary kropelek.



Zanieczyszczone powietrze, duża ilość jąder kondensacji.  
Duża koncentracja.  
Małe rozmiary kropelek.

# Optyczny model chmury

Albedo chmury w przybliżeniu dwu-strumieniowym

$$R = \frac{F^{\uparrow}}{F^{\downarrow}} = \frac{(1-g)\tau}{2 + (1-g)\tau} = \frac{\tau}{\tau + \frac{2}{1-g}}$$

gdzie  $g$  jest parametrem asymetrii związanym z rozpraszaniem promieniowania na kropelkach lub kryształach lodu, zaś  $\tau$  grubością optyczną chmury. Przyjmując parametr asymetrii dla chmury równy około  $g=0.85$  otrzymujemy

$$R \approx \frac{\tau}{\tau + 13}$$

Rozważmy jednorodną chmurę o monodispersyjnym rozkładzie wielkości

$$\tau = h\pi\bar{r}^2 Q_{\text{ext}} N_o$$

Przyjmując, że dla obszaru widzialnego parametr wielkości  $x=2\pi r/\lambda \gg 1$  stąd  $Q_{\text{ext}}=2$

Wyznaczamy zależność albedo chmur R od liczby kropelek N przy stałej zawartości wody ciekłej (LWC)

$$\left( \frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_o} \quad LWC = \frac{4}{3} \pi \bar{r}^3 \rho_w N_o$$

Zakładając, że LWC nie zależy od wysokości

$$dLWC = 0 = \frac{4}{3} \pi \rho_w (dN_o \bar{r}^3 + 3N_o \bar{r}^2) = 0$$

stąd

$$\frac{1}{\bar{r}} = - \frac{dN_o}{3N_o}$$

Obliczmy wielkość

$$\frac{d\tau}{\tau} = \frac{2\pi h (dN_o \bar{r}^2 + 2\bar{r} N_o)}{2\pi h N_o \bar{r}^2} = \frac{dN_o}{N_o} + \frac{2}{\bar{r}} \quad \frac{d\tau}{\tau} = \frac{dN_o}{N_o} - \frac{2}{3} \frac{dN_o}{N_o} = \frac{1}{3} \frac{dN_o}{N_o}$$

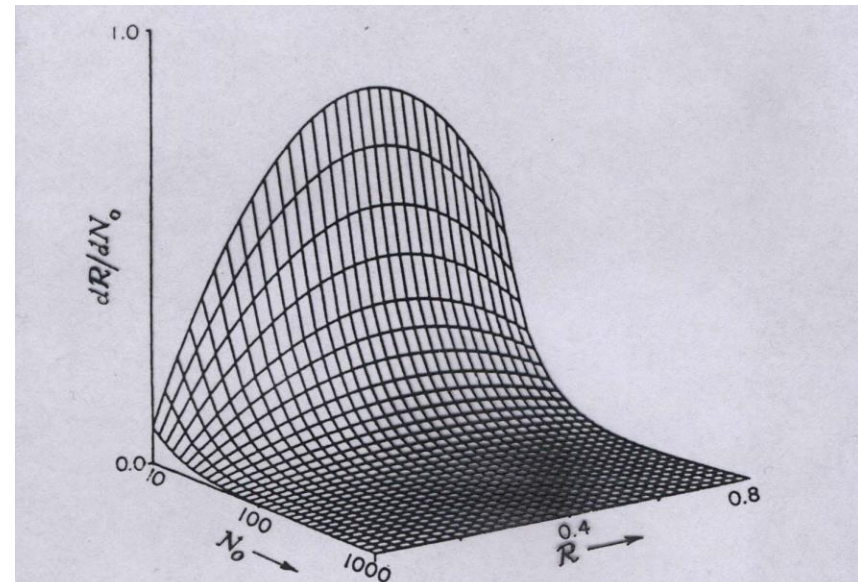
$$\frac{dR}{d\tau} = \frac{\tau + 13 - \tau}{(\tau + 13)^2} = \frac{13}{(\tau + 13)^2}$$

ostatecznie

$$\left( \frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_o} = \frac{13}{(\tau + 13)^2} \frac{1}{3} \frac{\tau}{N_o} = \frac{13}{3N_o} R \frac{1}{\tau + 13}$$

$$\left( \frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{R}{3N_o} \frac{13R}{\tau} = \frac{R(1-R)}{3N_o}$$

Tylko w przypadku chmur zawierających małą liczbę kropeł  $N < 100 \text{ cm}^{-3}$  albedo chmury zależy silnie od koncentracji, a tym samym od koncentracji aerozolu.



**Figure 6.20** The susceptibility parameter  $dR/dN_o$  for different conditions. The vertical unit is the percentage of reflectance per additional droplet per cubic centimeter (from Twomey, 1991).

For cloud droplets under solar illumination,  $g \approx 0.85$  and it follows from (6.59a) that



# Przykład

- Rozważmy dwie chmury o monodispersyjnym rozkładzie kropel, grubości pionowej 400 metrów, przy czym pierwsza składa się z kropelek wody o promieniu  $r_1 = 10 \mu\text{m}$  i koncentracji  $N_1 = 1000 \text{ 1/cm}^3$ , zaś druga z kropel o promieniu  $r_2 = 20 \mu\text{m}$ .
- Zakładając, że wodność obu chmur jest identyczna możemy wyznaczyć koncentracje kropel w drugiej chmurze ze wzoru ( $125 \text{ 1/cm}^3$ )
- Stosując teorię rozpraszania MIE wyznaczamy parametry asymetrii dla obu chmur. Wynoszą one odpowiednio 0.86 i 0.87.
- Grubość optyczny chmur wynosi: 188 i 94
- Albedo chmur: 0.93 i 0.86.

# Radiative forcing by emissions and drivers

