

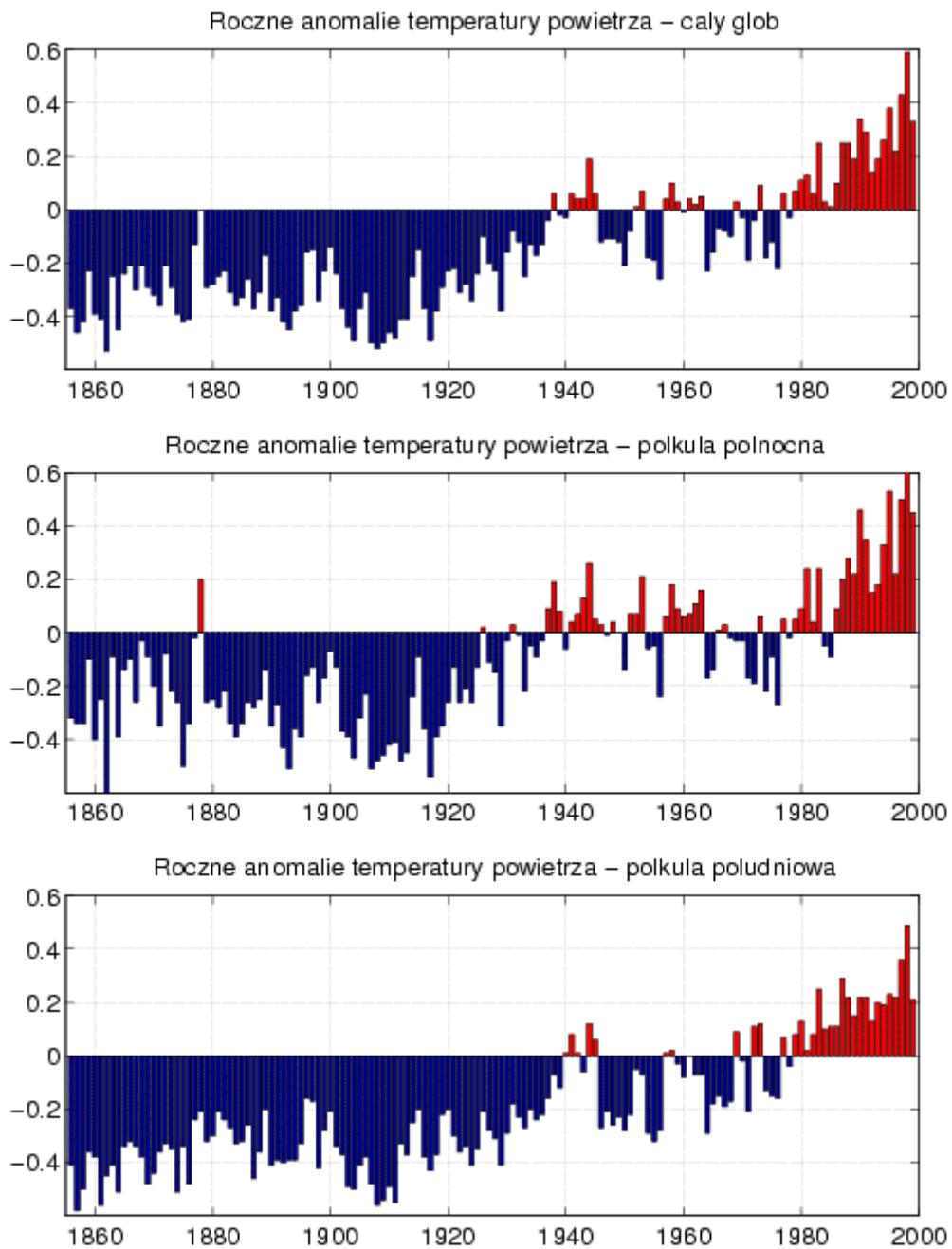
Krzysztof Markowicz

**Badania zmian klimatu
Ziemi**

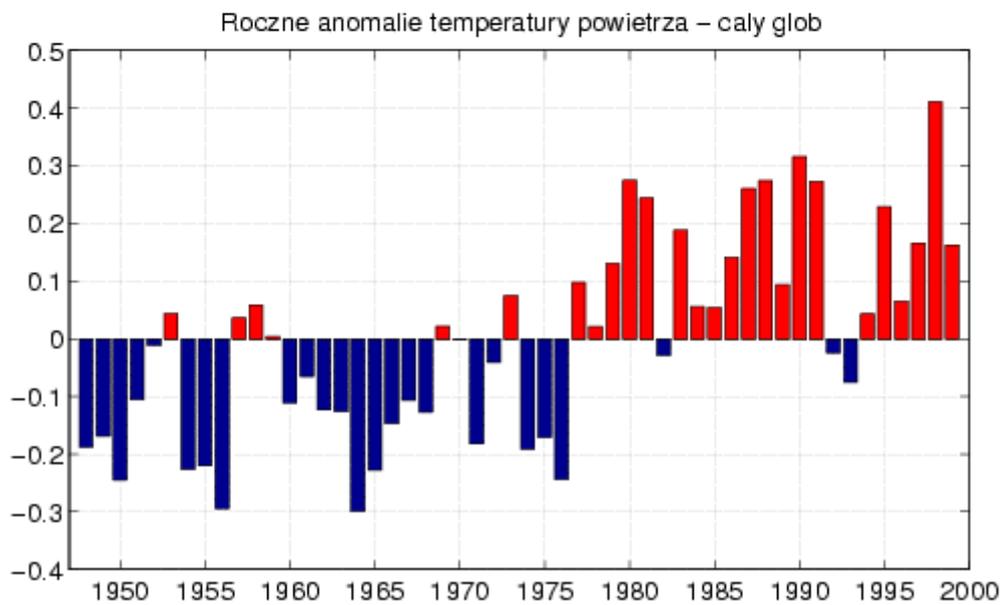
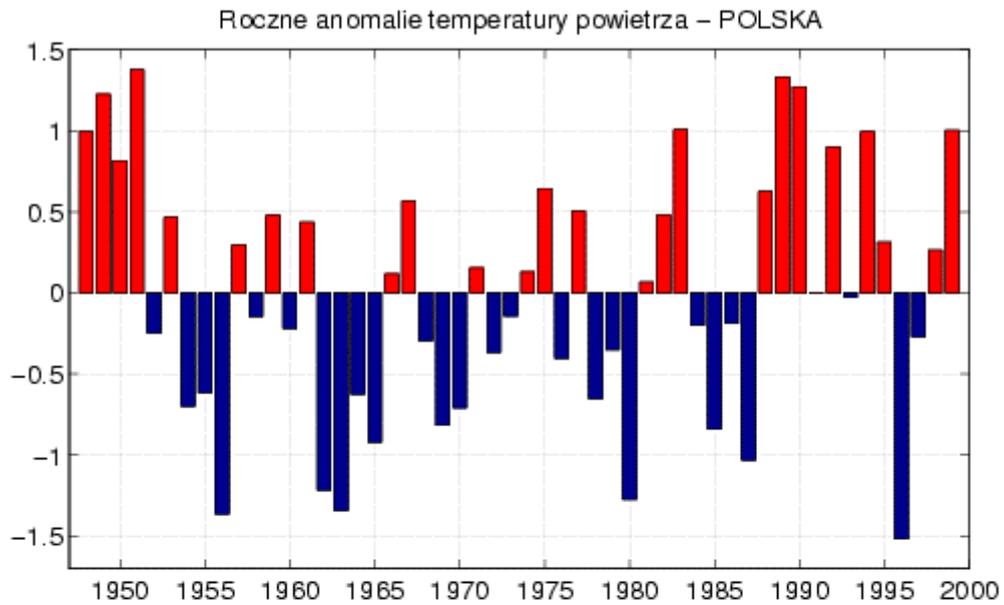
Wstęp

Obecnie nie mamy wątpliwości, że klimat na Ziemi zmieniał się w okresie historycznym. Zmienia wielokrotnie przychodziła przez długie okresy zlodowacenia po czym następowały względnie krótkie okresy charakteryzujące się znacznie wyższą temperaturą. Tylko w ostatnim tysiącleciu temperatura powietrza na Ziemi zmieniała się istotnie. Początek drugiego tysiąclecia był ciepły, gdyż temperatura powietrza była około pół stopnia wyższa niż obecnie. Okres ten zwany jest "optimum klimatycznym" i trwał około dwa wieki. Po czym warunki meteorologiczne załamały się. Kroniki historyczne odnotowały, że w Europie nasiliły się powodzie i huraganowe wiatry. W średniowieczu temperatura powietrza obniżyła się do tego stopnia, że w okresie zimowym Morze Bałtyckie zamarało w całości. Ta zmiana klimatu zwana jest epoką małego zlodowacenia, ponieważ na obszar północnej Europy nasunął się lodowiec. Począwszy od połowy IX wieku temperatura zaczęła się stopniowo podwyższać i dodatni trend utrzymuje się do obecnych czasów. W ostatnich latach znacznie nasiliły się badania związane ze zmianami klimatu. W 1999 odbył się jeden z największych eksperymentów klimatycznych w rejonie Oceanu Indyjskiego (INDOEX). Na początek 2001 planowany jest kolejny, ACE-Asia, który ma być przeprowadzony na Pacyfiku. Eksperymenty te mają za zadanie odpowiedzieć na pytanie jak duży jest wpływ aerozoli na zmiany klimatu a więc czy tak zwane chłodzenie aerozolowe może skutecznie konkurować z efektem cieplarnianym.

1. Zmiany klimatu na Ziemi.



Średnie temperatury powietrza liczone względem okresu 1961-1999



Średnie temperatury powietrza, dane NCEP-NCAR Reanalysis

Nasilenie się zmian klimatycznych pod koniec XX wieku

- El-Nino 1997/1998 - jedno z najsilniejszych El-Nino w XX wieku
- silne huragany w zachodniej Europie spowodowane dodatnia faza NAO (North Atlantic Oscylation).

2. Przyczyny zmian klimatu

Główne przyczyny zmian klimatu to:

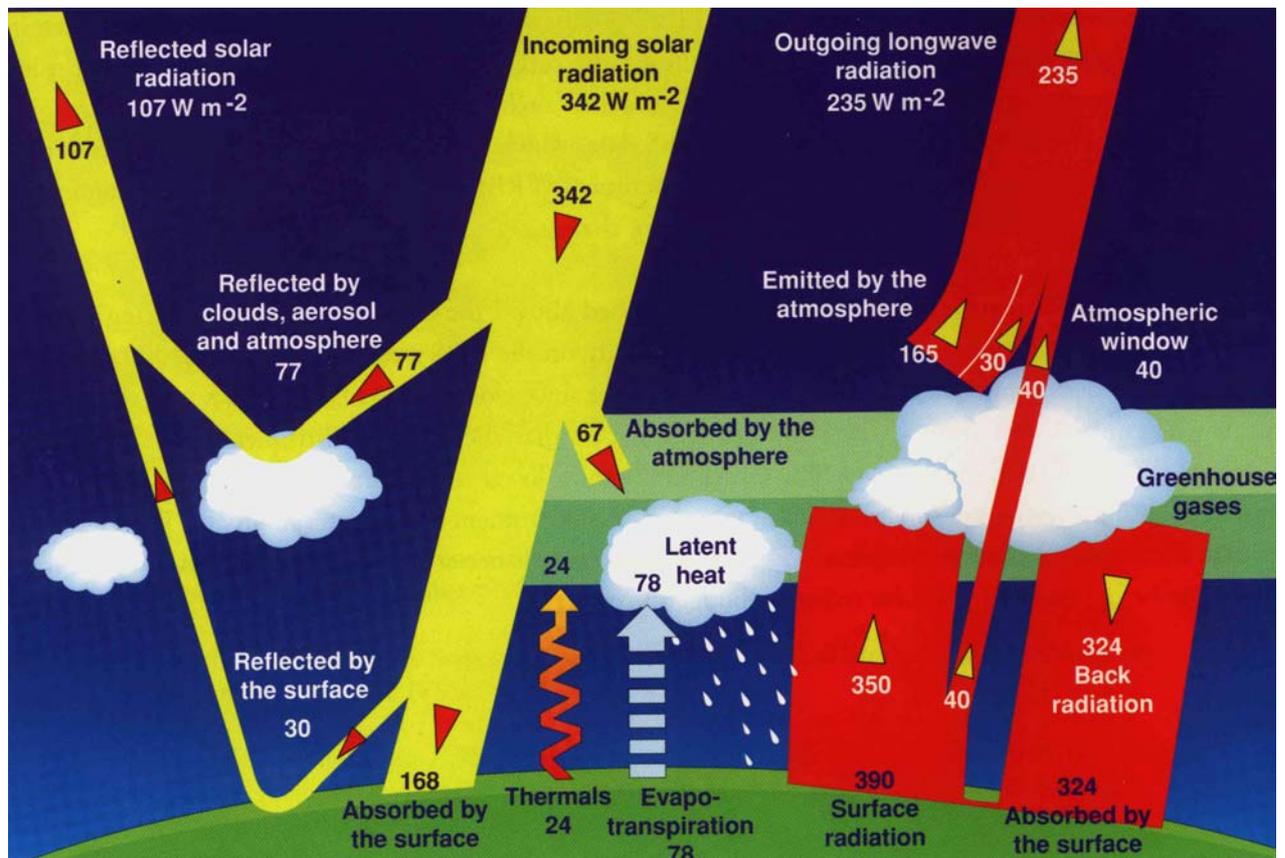
- efekt cieplarniany
- efekt aerozolowy (bezpośredni i pośredni)
- zmiany cyrkulacji oceanicznej
- wybuchy wulkanów
- zmienność aktywności Słońca
- zmiany w ozonosferze

długo czasowe przyczyny:

- zmiany parametrów orbity ziemskiej
- dryf kontynentów
- zmiana składu atmosfery

3. Wymuszanie radiacyjne zmian klimatu

Oddziaływanie promieniowania z Ziemia i atmosfera można rozważyć w dwóch przypadkach: promieniowania słonecznego o długości fali mniejsze niż 4000 nm oraz promieniowania ziemskiego dla dłuższych długości fali. Widma te są w dobrym przybliżeniu rozłączne co uprasza analizę bilansu promieniowania na górnej granicy atmosfery jak i na powierzchni Ziemi. Transport promieniowania dla obu widm w atmosferze ukazany jest na poniższym wykresie.



Wynika z niego, że do górnej granicy atmosfery dociera 342 W/m^2 co stanowi 25% stałej słonecznej. Wynika to z faktu, że promieniowanie słoneczne pada na powierzchnię 4-krotnie mniejsza niż powierzchnia z jakiej emitowane jest promieniowanie Ziemskie. Średnio biorąc połowa tego promieniowania dociera do

powierzchni ziemi, gdzie zostaje w znacznej mierze absorbowane. W atmosferze około 25% promieniowania słonecznego jest odbijana w przestrzeń kosmiczną przez chmury. Część promieniowania słonecznego, które opuszcza atmosferę do całkowitego strumienia natężenia promieniowania słonecznego nosi nazwę albedo planetarnego układu Ziemia - atmosfera. Wykosi ono około 0.3 i jest większe od albedo powierzchni Ziemi.

Promieniowanie ziemskie emitowane przez powierzchnie Ziemi jest znacznie silnie pochłaniane w atmosferze niż promieniowanie słoneczne. Niewiele ponad 10% promieniowania ziemskiego opuszcza atmosferę, pozostała reszta jest w niej pochłaniana przez gazy cieplarniane i następnie reemitowana w kierunku powierzchni Ziemi i kosmosu. Promieniowanie zwrotne docierające do powierzchni Ziemi jest przez nią efektywnie pochłaniane. Uciekające w przestrzeń promieniowanie ziemskie równoważy część promieniowania słonecznego zaabsorbowaną przez planetę, gdyż Ziemia znajduje się w stanie równowagi radiacyjnej. Wymuszanie radiacyjne na górnej granicy atmosfery zdefiniowane jest następująco:

$$N = (1 - R)F_s - F_{TOA}$$

R - albedo Ziemi

F_s - średnie jest natężenie promieniowania słonecznego padające na Ziemię 342 W/m^2

F_{TOA} - długofalowe promieniowanie ziemskie na górnej granicy atmosfery

W stanie równowagi $\langle N \rangle = 0$

Zakładając, że Ziemia promieniuje jak ciało doskonale czarne mamy oraz, że promieniowanie ziemskie nie oddziałuje z atmosferą mamy:

$$F_{\text{TOA}} = \sigma T_e^4$$

Co prowadzi do wzoru na temperaturę efektywną:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{(1-R)F_s}{\sigma}}$$

$$T_e = 255 \text{ K}$$

(średnia temperatura powietrza wynosi 288 K)

W rzeczywistości promieniowanie długofalowe na górnej granicy atmosfery składa się z dwóch członów: pierwszego związanego z promieniowaniem powierzchni Ziemi:

$$F_{\text{TOA}'} = T \sigma T_s^4$$

gdzie: $T = e^{-\tau}$

jest transmitancją promieniowania podczerwonego, oraz drugi związany z promieniowaniem atmosfery.

Uwzględniając wpływ atmosfery można zapisać:

$$F_{\text{TOA}} = T_{\text{eff}} \sigma T_s^4$$

Rozpatrując małe zaburzenie od stanu równowagi:

$$N(T_s) + \Delta N$$

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

gdzie: pierwszy człon oznacza wymuszanie radiacyjne, zaś drugi odpowiedź atmosfery.

$$\Delta T_s^d = \alpha \Delta N$$

α - współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne

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

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_{\text{TOA}}}{\partial T_s} - \frac{\partial (1 - R) F_s}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

4. Efekt cieplarniany

Bezpośrednią przyczyną występowania w atmosferze gazów cieplarnianych jest temperatura powietrza, która jest o ponad 33 stopnie wyższa od tzn. temperatury efektywnej zdefiniowanej przy braku pochłaniania promieniowania ziemskiego w atmosferze. Największy wkład do efektu cieplarnianego wnosi para wodna (ponad 60%) , wpływ dwutlenek węgla szacowany jest na około 20%.

Termiczny wymiar efektu cieplarnianego

gazy cieplarniane	ΔT	procentowy wkład	koncentracja
para wodna	20.6	62.1%	30 ppvt
CO ₂	7.2	21.7%	350 ppmv
O ₃	2.4	7.2%	50 ppbv
N ₂ O	1.4	4.2%	320 ppbv
CH ₄	0.8	2.4%	17 ppbv
freony	<0.8	2.4%	1 ppbv
efekt cieplarniany	33.2		

Począwszy od początku IXX wieku koncentracja dwutlenku węgla w atmosferze stale rośnie i wg prognoz w 2050 roku jego zawartość podwoi się w stosunku do wartości jaka była na początku tego okresu. Według modeli radiacyjnych podwojenie dwutlenku węgla spowoduje wymuszenie radiacyjne na poziomie 4W/m². Jak duże zmiany temperatury powietrza może spowodować to wymuszenie radiacyjne może obliczyć korzystając z definicji współczynnika wrażliwości klimatu na wymuszenia radiacyjne.

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_{\text{TOA}}}{\partial T_s} \right)^{-1}$$

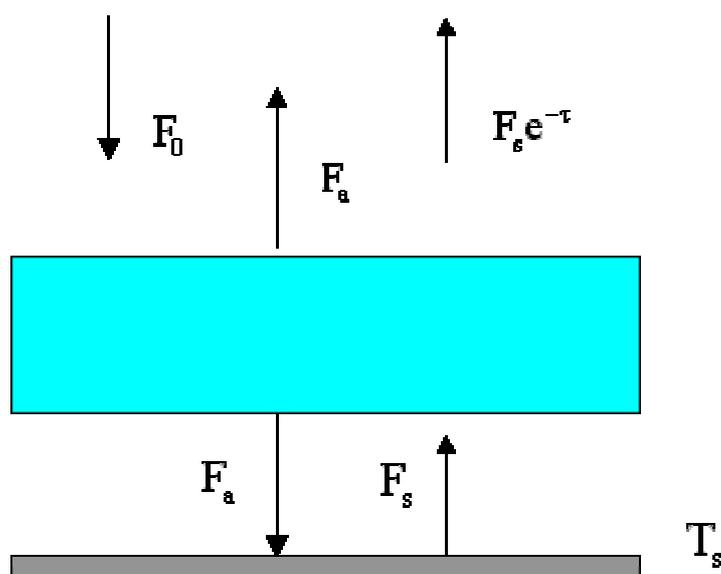
Założono przy tym, że zmiana promieniowanie ziemskiego na górnej granicy atmosfery jest spowodowana zmianami temperatury powierzchni Ziemi.

$$\alpha = \frac{T_s}{4F_{\text{TOA}}} = 0.3$$

$$\Delta T_s^d = \alpha \Delta N = 1.2$$

Szacowany wzrost temperatury jest większy i wynosi: 2.4 C, gdyż podniesienie się temperatury powietrza powoduje większe parowanie i wzrost zawartości pary wodnej w atmosferze. Wpływ zaś pary wodnej na efekt cieplarniany jest większy co prowadzi do niedoszacowania zmian temperatury. W rzeczywistości sprawa wygląda bardziej skomplikowanie, gdyż wzrost zawartości pary wodnej prowadzi do większego zachmurzenia i wzrostu albedo a więc do ochładzania.

Rozpatrzmy prosty model radiacyjny układu atmosfera-powierzchnia Ziemi. Zakładamy, że warstwa atmosfery zawierająca gazy cieplarniane nie pochłania promieniowania słonecznego jedynie częściowo absorbuje promieniowanie ziemskie.



Bilans promieniowania w warstwie gazów cieplarnianych:

$$F_s = 2F_a + F_s e^{-\tau}$$

$-\tau$ oznacza grubość optyczną gazów cieplarnianych

Bilans promieniowania na powierzchni Ziemi:

$$F_0(1 - R) + F_a = F_s$$

Podstawiając ze wzoru:

$$F_s = \sigma T_s^4 \quad F_a = \sigma T_a^4$$

Rozwiązując układ równań otrzymujemy:

$$T_s = \frac{\sqrt[4]{2T_{\text{eff}}}}{\sqrt[4]{1 + e^{-\tau}}} \quad T_a = \frac{T_s}{\sqrt[4]{\frac{2}{1 - e^{-\tau}}}}$$

gdzie:

$$T_{\text{eff}} = \sqrt[4]{\frac{F_0(1 - R)}{\sigma}}$$

$$T_{\text{eff}} = 255 \text{ K}$$

dla $\tau = 1.47$ otrzymujemy temperaturę powierzchni Ziemi równą 288 K

Wiadomo jednak, że wkład grubości optycznej dwutlenku węgla do całkowitej grubości optycznej wynosi około 12.5%, czyli:

$$\frac{\tau_{\text{CO}_2}}{\tau} = 0.125$$

$$\tau_{\text{CO}_2} = 0.184$$

Wrażliwość temperatury powierzchniowej na zmiany grubości optycznej wyraża się wzorem:

$$\frac{\partial T_s}{\partial \tau} = T_s \frac{e^{-\tau}}{8} \left[\frac{T_s}{T_e} \right]^4$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial \tau} = 21.6$$

$$\Delta T_s = \frac{\partial T_s}{\partial \tau} \Delta \tau$$

Podwojenie koncentracji CO₂ powoduje zmianę grubości optycznej o:

$$\Delta \tau = 0.184$$

co prowadzi to wzrostu temperatury:

$$\Delta T_s = 2.5 \text{ K}$$

5. Efekt aerozolowy

Aerozole oddziałują na klimat w dwojaki sposób: pierwszy zwany bezpośrednim i związany on jest z zmianami bilansu promieniowania słonecznego wynikającymi z obecności warstwy aerozolu oraz drugi, pośredni charakteryzujący się wpływem aerozolu na własności mikrofizyczne chmur. Aerozole wpływają istotnie na transfer promieniowania słonecznego w dolnej atmosferze rozpraszając go. Cząsteczki zanieczyszczeń mogą również absorbować promieniowanie słoneczne jednak dość często efekt ten jest zanedbywalnie mały. Oddziaływanie aerozolu z promieniowaniem zależy od rozmiaru aerozolu, jego składu chemicznego oraz długości fali. Porównywalny rozmiar cząsteczek zanieczyszczeń powietrza i długości fali promieniowania słonecznego sprawia, że rozpraszanie na aerozolu jest typu Mie. Oznacza to, że współczynnik ekstynkcji promieniowania nie jest monotoniczną funkcją długości fali, zaś funkcja fazowa rozpraszania jest asymetryczna i zdecydowana większa liczba fotonów jest rozpraszana do przodu niż do tyłu. W przypadku, gdyby aerozol nie absorbował promieniowania słonecznego powodowałby obniżanie się temperatury powietrza. W rzeczywistości aerozol absorbuje promieniowanie słoneczne co w rezultacie w pewnych warunkach może powodować ogrzewanie się warstwy powietrza.

Rozpatrzmy prosty radiacyjny model warstwy aerozolu.

Zmianę natężenie promieniowania bezpośredniego po przejściu przez atmosferę wyraża prawo Beer'a:

$$F = F_0 \exp(-\tau)$$

gdzie:

τ - jest grubością optyczną aerozolu

F_0 - jest natężeniem promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery

Niech β - oznacza część promieniowania rozproszoną w kierunku przestrzeni kosmicznej

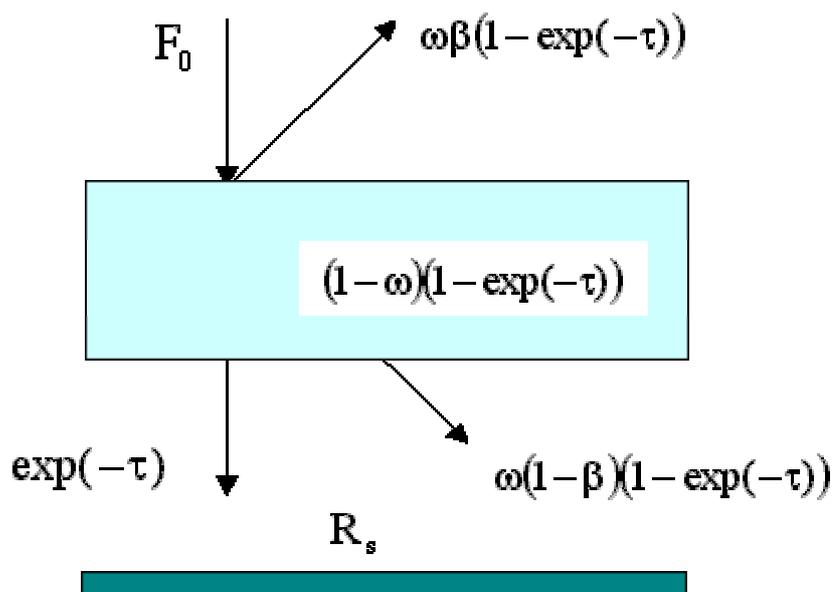
$$\omega = \frac{Q_{\text{scat}}}{Q_{\text{ext}}}$$

będzie albedem na rozpraszanie na pojedynczej cząstce aerozolu.

$$Q_{\text{ext}} = \frac{\sigma_{\text{ext}}}{\pi r^2}$$

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_{\text{abs}} + \sigma_{\text{scat}}$$

σ jest przekrojem czynnym.



część promieniowania przechodząca przez warstwę aerozolu:

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

część promieniowania odbita w przestrzeń kosmiczna:

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

Promieniowanie uciekające z atmosfery ziemskiej w przestrzeń kosmiczną:

$$F_Y = F_0 (r + t^2 R_s + t^2 R_s^2 r + t^2 R_s^3 r^2 \dots)$$

$$F_Y = F_0 (r + t^2 R_s (1 + R_s r + R_s^2 r^2 \dots))$$

$$F_Y = F_0 \left[r + \frac{t^2 R_s}{1 - R_s r} \right]$$

Zmiana albedo Ziemi spowodowana istnieniem warstwy aerozolu wynosi:

$$\Delta R_s = \left[r + \frac{t^2 R_s}{1 - R_s r} \right] - R_s$$

dla $\tau \ll 1$ (przeciętna wartość grubości optycznej wynosi: 0.1-0.2)

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

$$r \cong \tau\omega\beta$$

$$\Delta R_s = \tau\omega\beta + \left[(1 - R_s)^2 - \frac{2R_s}{\beta} \left(\frac{1}{\omega} - 1 \right) \right]$$

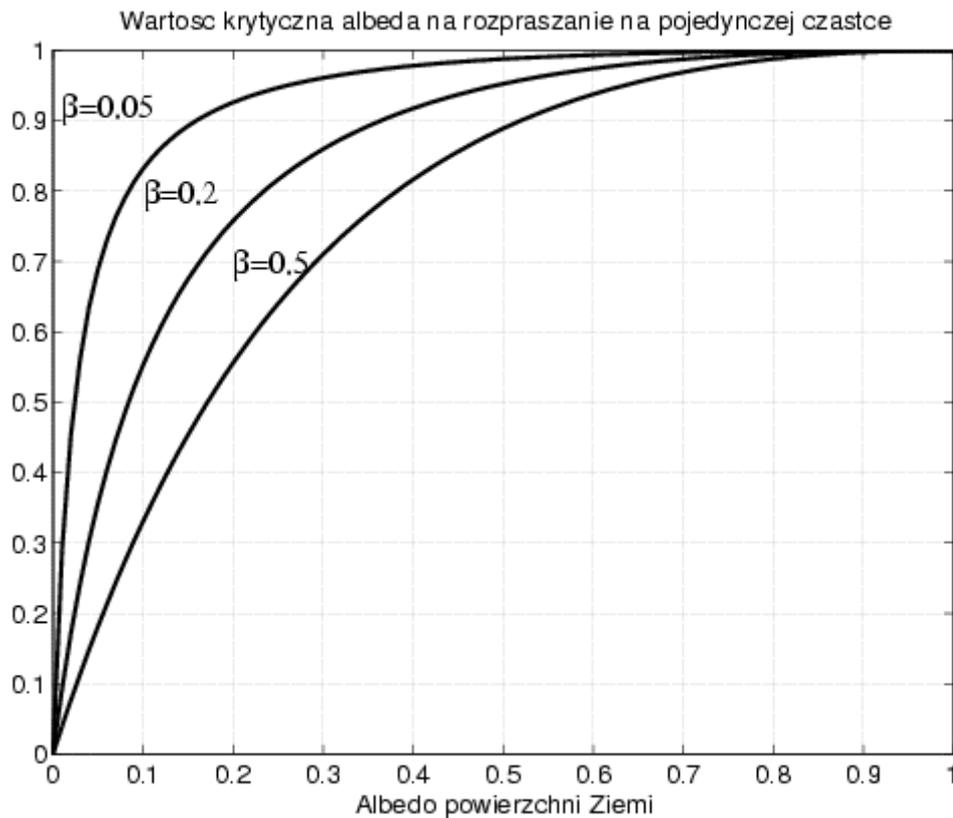
Obliczając wartość krytyczną

ω_c przy której

$$\Delta R_s = 0$$

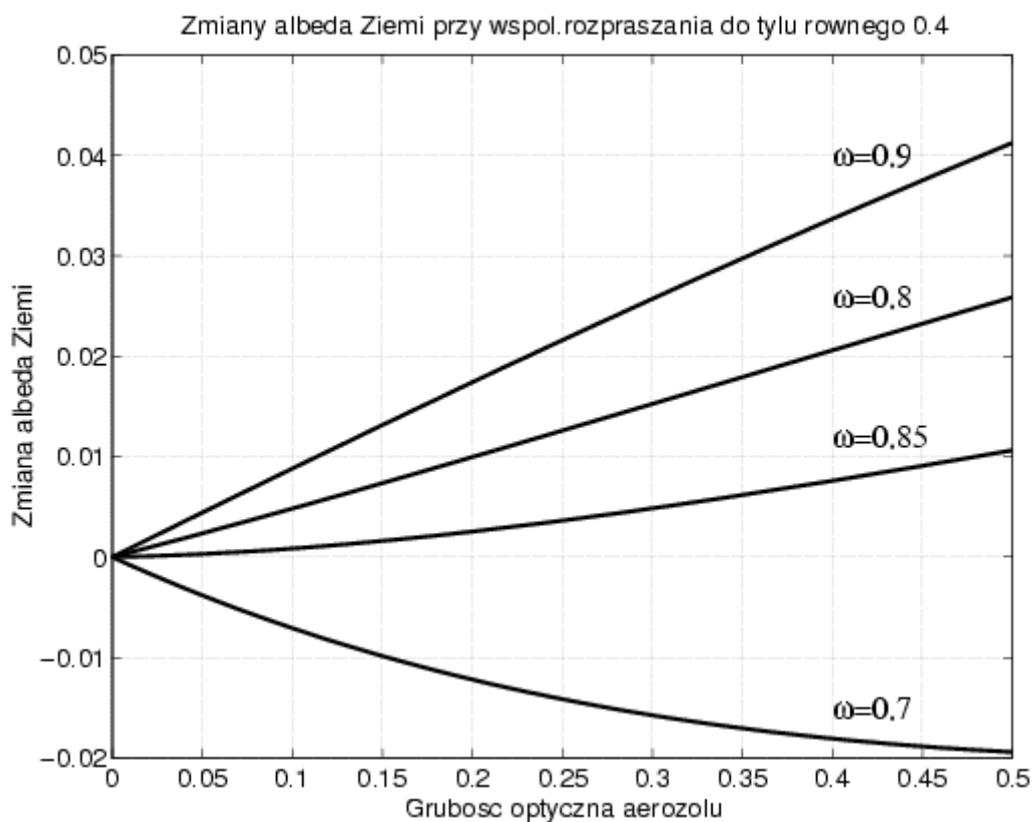
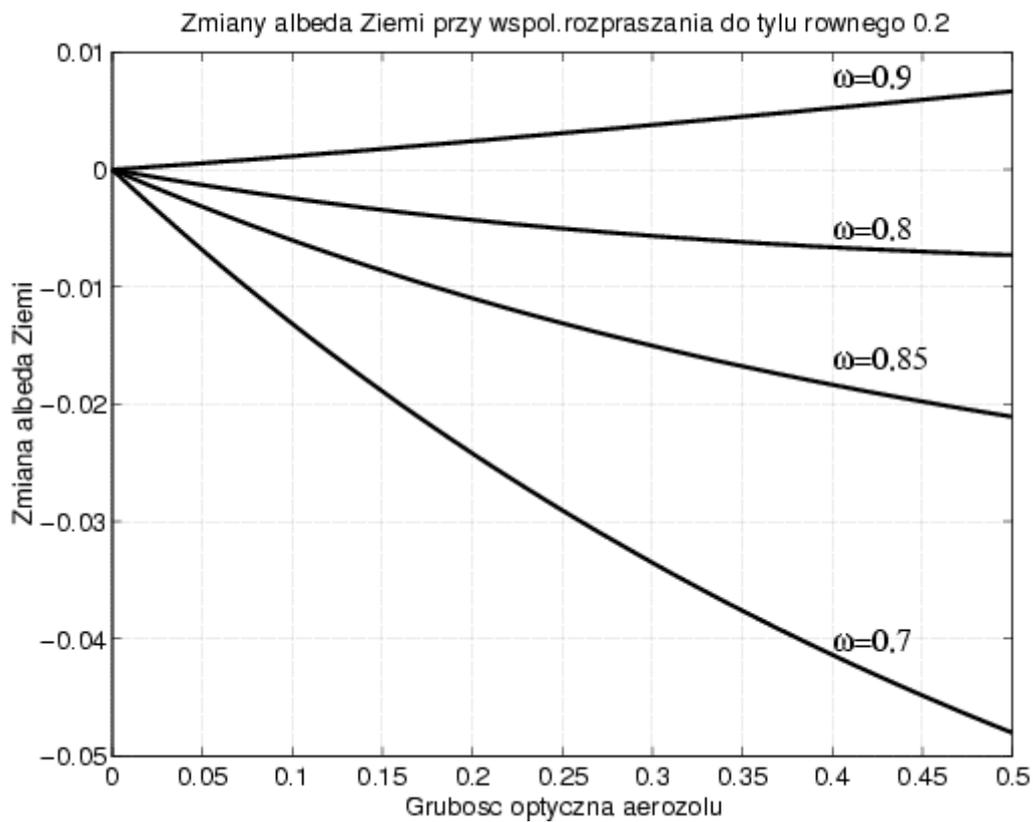
$$\omega_c = \frac{2R_s}{2R_s + \beta(1 - R_s)^2}$$

Dla $\omega > \omega_c$, $\Delta R_s > 0$ co prowadzi do ochładzania się Ziemi.



Jednak w przeciwnym przypadku aerozol będzie powodował ocieplenie powietrza. Dla małych grubości optycznych będzie to zależało od albedo powierzchni Ziemi oraz albedo na rozpraszania na pojedynczej cząstce. Typowa wartość albedo na rozpraszanie na pojedynczej cząstce wynosi około 0.85-0.9. Znacznie bardziej może zmieniać się albedo powierzchni Ziemi i nad obszarem o dużym albedzie (np. śnieg) aerozol niezależnie od tego jak silnie absorbuje będzie powodował ogrzewanie powietrza. W drugim skrajnym przypadku nad powierzchnia wody przy dużych kątach zenitalnych Słońca warstwa aerozolu prowadzi do ochładzania.

Poniższe wykresy przedstawiają zmiany albedo planetarnego wywołanego istnieniem warstwy aerozolu dla dużych cząstek (górny wykres) oraz dla małego aerozolu (dolny wykres) przy albedzie powierzchni Ziemi 0.3. Widoczne jest że duży aerozol prowadzi do zmniejszania się albedo a więc ocieplania, zaś mały wywołuje ochładzanie.



Obliczmy jakie są zmiany temperatury powierzchni Ziemi wywołane zmianami albedo. Wymuszanie radiacyjne w tym przypadku wynosi:

$$\Delta N = -\Delta R F_g$$

Współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne:

Przy zwiększeniu albedo o 1%,

$$\Delta T_g \approx -1K$$

Z powyższych wykresów wynika ze zmiany albedo mogą być większe niż 1% zatem chłodzenie aerozolowe może być znacznie większe. Zależy to oczywiście od lokalnych właściwości optycznych aerozolu. Jednak wymuszanie zmian klimatu przez aerozol jak widać jest tego samego rzędu co wywołane stale rosnącym efektem cieplarnianym.

Wpływ pośredni aerozolu na bilans promieniowania słonecznego według najnowszych badań jest znacznie silniejszy. Zanieczyszczenia powietrza spełniają w chmurach rolę jąder kondensacji przez co wpływają na widmo wielkości kropeł chmurowych. Te zaś modyfikują albedo chmury i tę sposób zmieniają bilans promieniowania zarówno słonecznego jak i ziemskiego. Tak więc wzrost koncentracji aerozolu powodują wzrost liczby kropeł w chmurach. W porównaniu z czystym powietrzem, w zanieczyszczonym krople chmurowe są mniejsze ale jest ich za to więcej co zwiększa albedo chmury. Również aerozol wydłuża czas życia chmury w skutek tego, że nie powstają duże krople chmurowe zdolne do wypadania z chmury.

Aerozol, którego maksimum koncentracji występuje w warstwie granicznej najsilniej modyfikuje własności optyczne niskich chmur (Sc, St, Ns, Cu). Przyczynia się do efektywniejszego odbijania promieniowania słonecznego jednocześnie chmury niskie zatrzymują promieniowanie ziemskie. Pomimo tego generalnie chmury niskie prowadzą do ochładzania w przeciwieństwie do chmur wysokich. Tak więc efekt pośredni powodują obniżanie się temperatury powietrza w dolnych warstwach atmosfery.

6. Wpływ aktywności Słońca

Aktywność Słońca podlega zmianom w cyklu 11 letnim. Wyróżnić można też znacznie dłuższy bo 80 letni cykl plam na Słońcu. Zmiany stałej słonecznej związanej z cyklem 11 letnim są niewielkie i wynoszą około 0.1%. Czy takie zmiany mogą istotnie wpływać na klimat można w prosty sposób oszacować. Wymuszanie radiacyjne wywołane zmianami stałej słonecznej wynosi:

$$\Delta N = (1 - R) \Delta F_s$$

przyjmując zmniejszenie się stałej słonecznej o 1% mamy odpowiadającą mu zmianę temperaturę powierzchni Ziemi:

$$\Delta T_s = \frac{T_s}{4} \frac{\Delta F_s}{F_s} = -0.72$$

Zatem zmiany temperatury powierzchni Ziemi związane ze spadkiem stałej słonecznej o 1% wynoszą zaledwie 0.7C. Zmiany stałej słonecznej o 1% są bardzo duże, jednak widoczne na długo czasowych przebiegach aktywność Słońca. Przykładowo w XVIII i XIX wieku aktywność słońca była bardzo niska i obniżenie się temperatury na Ziemi w tym okresie można tłumaczyć spadkiem stałej słonecznej. Jednak typowe zmiany stałej słonecznej są 10-krotnie mniejsze co odpowiada zmianą temperatury po niżej 0.1C. Jak wynika z ostatnich badań zmiana aktywność Słońca nie odbija się jednakowo w całym widmie promieniowania słonecznego. Zmiany natężenia promieniowanie w obszarze ultrafioletu mogą sięgać nawet kilku procent. Zatem aby oszacować faktyczny wpływ zmian aktywności Słońca należy wykonać zaawansowana analizę uwzględniającą różne zakresy widmowe. Istnieje kilka hipotez dotyczących tego problemów, które oparte są na wpływie zmian promieniowania kosmicznego. Z kolei ono oddziałuje na natężenie prądu płynącego stale pomiędzy jonosferą a powierzchnią Ziemi. Prąd

ten może wpływać na mikrofizykę chmur poprzez zmianę w elektryzowaniu się aerozolu czy kropelek wody.

Przedstawione powyżej proste obliczenia sugerują, że zmiany klimatu nie mogą być wytłumaczone jedynie na podstawie wahań aktywność Słońca. Nie mniej jednak mogą one istotnie oddziaływać na klimat w skali kilkuset lat.

7. Wpływ globalnej cyrkulacji oceanicznej

Oceany ze względu na dużą pojemność cieplną bardzo wolną reagują na wszelkie wymuszenia radiacyjne. Cyrkulacja w oceanie przebiega znacznie wolniej niż w atmosferze i typowa prędkość prądów powierzchniowych wynosi 1 m/s. Prądy głębinowe są znacznie wolniejsze co powoduje że skale czasowe rządzące tą cyrkulacją są znacznie dłuższe niż w atmosferze. W 1992 roku Trenberth odkrył że woda w oceanach krąży w wielkiej pętli. Cyrkulacja ta ma charakter cyrkulacji termohalinowej i obejmuje wszystkie trzy oceany. Szacowany czas opływu wody w tej pętli mieści się w szerokim przedziale od 500-2000 lat. Tak więc wielka pętla może być czymś w rodzaju koła zamachowego zmian klimatu. Jednak wpływ tej cyrkulacji na klimat jest obecnie bardzo słabo znany i trudno mówić w jakim stopniu wpływa ona na zmiany klimatu. Przedstawiona cyrkulacja wody w oceanie wg Trenberth'a ma jedno bardzo niestabilne ogniwo. Występuje ona na północnym Atlantyku i ma zasadniczy wpływ na pogodę w Europie szczególnie w chłodnej porze roku. Ciepłe masy wody płynące na północ wzdłuż zachodnich wybrzeży Europy stopniowo ochładzają się i dodatkowo zwiększają gęstość w silnie zasolonych wodach polarnych. Dzięki temu woda zapada się coraz głębiej i po dotarciu do głębin Atlantyku zawraca na południe w kierunku równika. Taki proces często może ulec zakłóceniu a ma to miejsce, gdy wody arktyczne są rozcieńczane słodką wodą niesioną przez rzeki czy topiący się lodowiec na Grenlandii. Wówczas to płynący na północ prąd ma małą gęstość i zamiast zapadać się płynie daleko na północ przynosząc znaczne ocieplenie a Arktyce. Prowadzi to do zdecydowanego ocieplania się czego rezultaty obecnie oglądamy.