



Wpływ aerozoli absorbujących na własności optyczne śniegu i wymuszanie radiacyjne

Krzysztof Markowicz

Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski

Rola aerozoli absorbujących

- Aerozole absorbujące poza tym, że pochłaniają światło w atmosferze przyczyniając się do wzrostu energii pochłanianej przez system klimatyczny, mogą zmieniać albedo ziemi
- Największą rolę odgrywają w tym przypadku obszary pokryte śniegiem lub lodem, gdzie depozycja sadzy prowadzi do redukcji albedo śniegu co skutkuje dodatnim wymuszaniem radiacyjnym



Pokrywa śnieżna na sadza

- Pokrywa śnieżna i lodowa pokrywa w zależności od czasu około 7.5-15% powierzchni ziemi
- Światło słoneczne penetruje około 10-20 cm w głąb śniegu
- Pierwsze 5 cm otrzymuje najwięcej promieniowania i znajdujące się tam cząstki absorbujące mogą znacząco wpływać na bilans energii w śniegu oraz strumień promieniowania odbijanego od śniegu.
- Pomiar koncentracji cząstek absorbujących w śniegu jest kluczowy dla oszacowania wpływu na klimat.
- Ponadto, rdzenie lodowe zawierające cząstki absorbujące są bezcennym źródłem informacji o procesach naturalnych i antropogenicznych związanych z emisją, transportem i depozycją cząstek absorbujących. regions.

Ile sadzy znajduje się w śniegu?

- Masowy stosunek zmieszania sadzy w śniegu wyraża się na ogół w ng/g lub ppm

Location	Observed A_v , %	BC amount, ppbw	Calculated ΔA_v , %			
			New snow		Old snow	
			Ext	Int	Ext	Int
Arctic, 1980s	≈90-97	10 (low)	0.8	1.5	2.5	4.5
		30 (mean)	1.9	3.2	6.0	9.5
NH land	≈88-95	20 (low)	1.5	2.5	4.5	7.7
		60 (high)	3	5	9	14
Greenland		2 (low)	0.3	0.5	0.7	1.2
		6 (high)	0.5	0.9	1.7	3.0
Antarctica		0.2 (South Pole)	.05	0.1	0.1	0.2
		2.5 (Ross Shelf)	0.3	0.5	0.8	1.5

Przykładowy profil stosunku zmieszania sadzy w śniegu

- W rejonach polarnych w szczególności półkuli południowej zawartość sadzy w śniegu jest bardzo mała. Dla stacji Vostok wynosi 0.1–0.7 ng/g

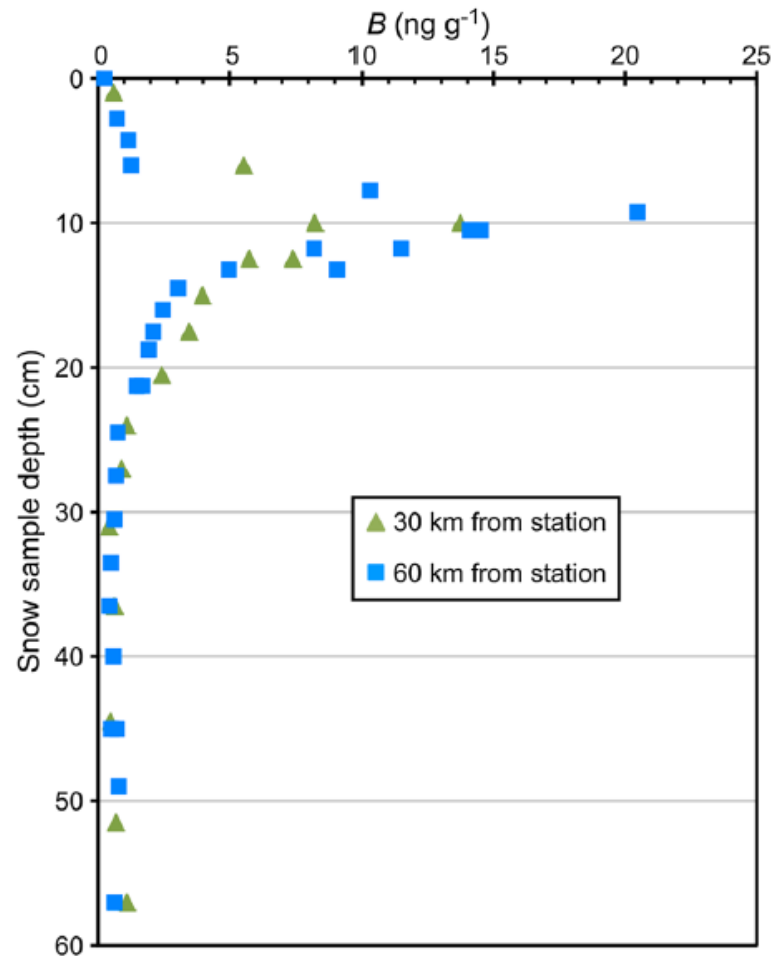


Figure 1. The estimated concentration of BC, B , in snow samples gathered in July, 2008 from two sites upwind from the Dye-2 research station on the Greenland ice sheet. This profile included a melt layer, buried by a few centimeters of newly fallen snow (modified from Figure 10a of *Doherty et al.* [2010]).

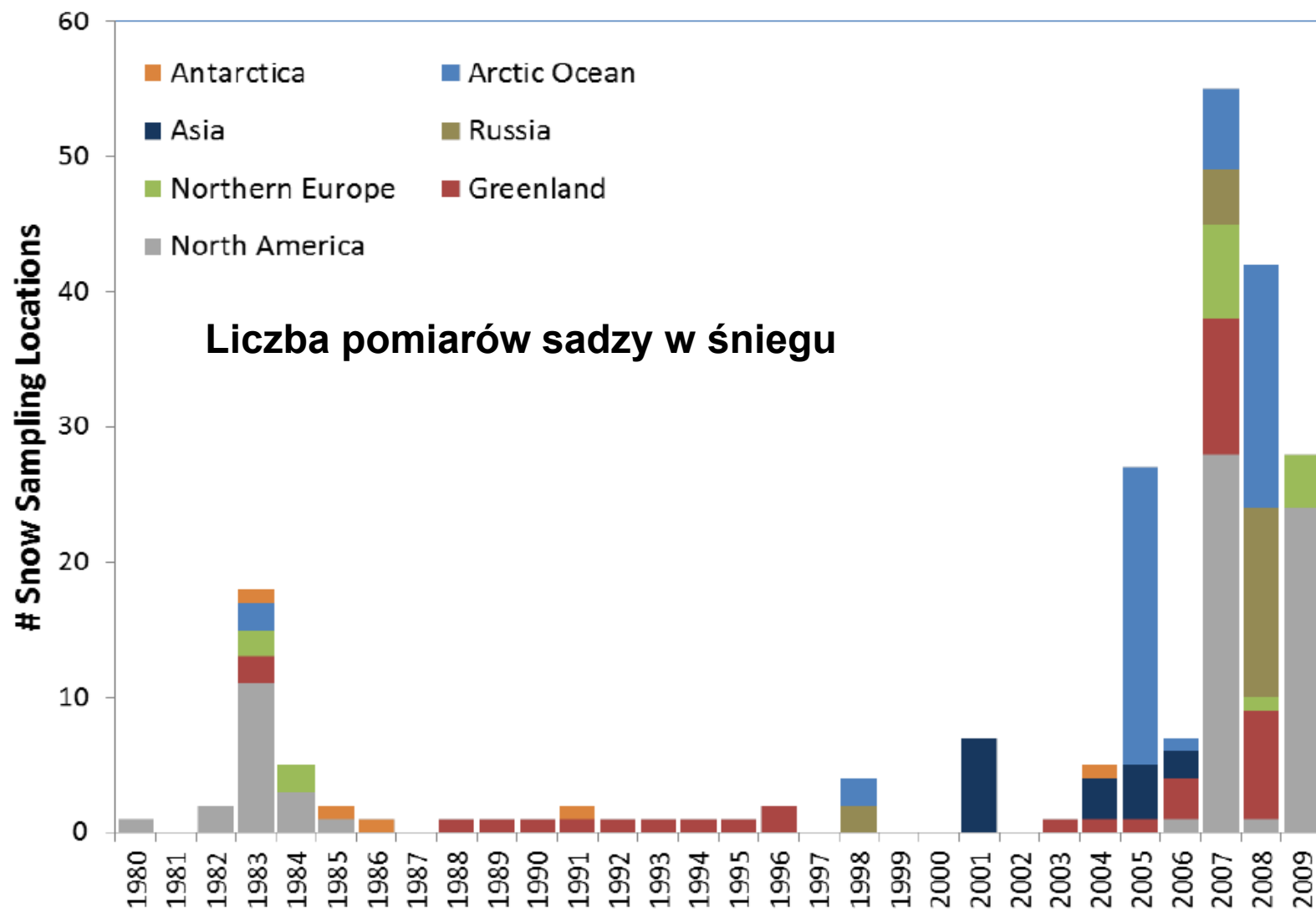


Figure 5-17. Locations of BC Measurements in Surface Snow and Shallow Snow Pits (snow pits are indicated for each year covered in the pit depth). (Sources: U.S. EPA, based on data reported in Cachier and Pertuisot (1994), Cachier (1997), Chylek et al. (1999; 1987), Clarke and Noone (1985), Doherty et al. (2010), Grenfell et al. (2002; 1981; 1994), Hagler et al. (2007a; 2007b), Hegg et al. (2009; 2010), Masclet (2000), Ming et al. (2009), Perovich et al. (2009), Slater et al. (2002), Warren and Clarke (1990), Warren et al. (2006), and Xu et al. (2006))

Średni stosunek zmieszania sadzy w śniegu

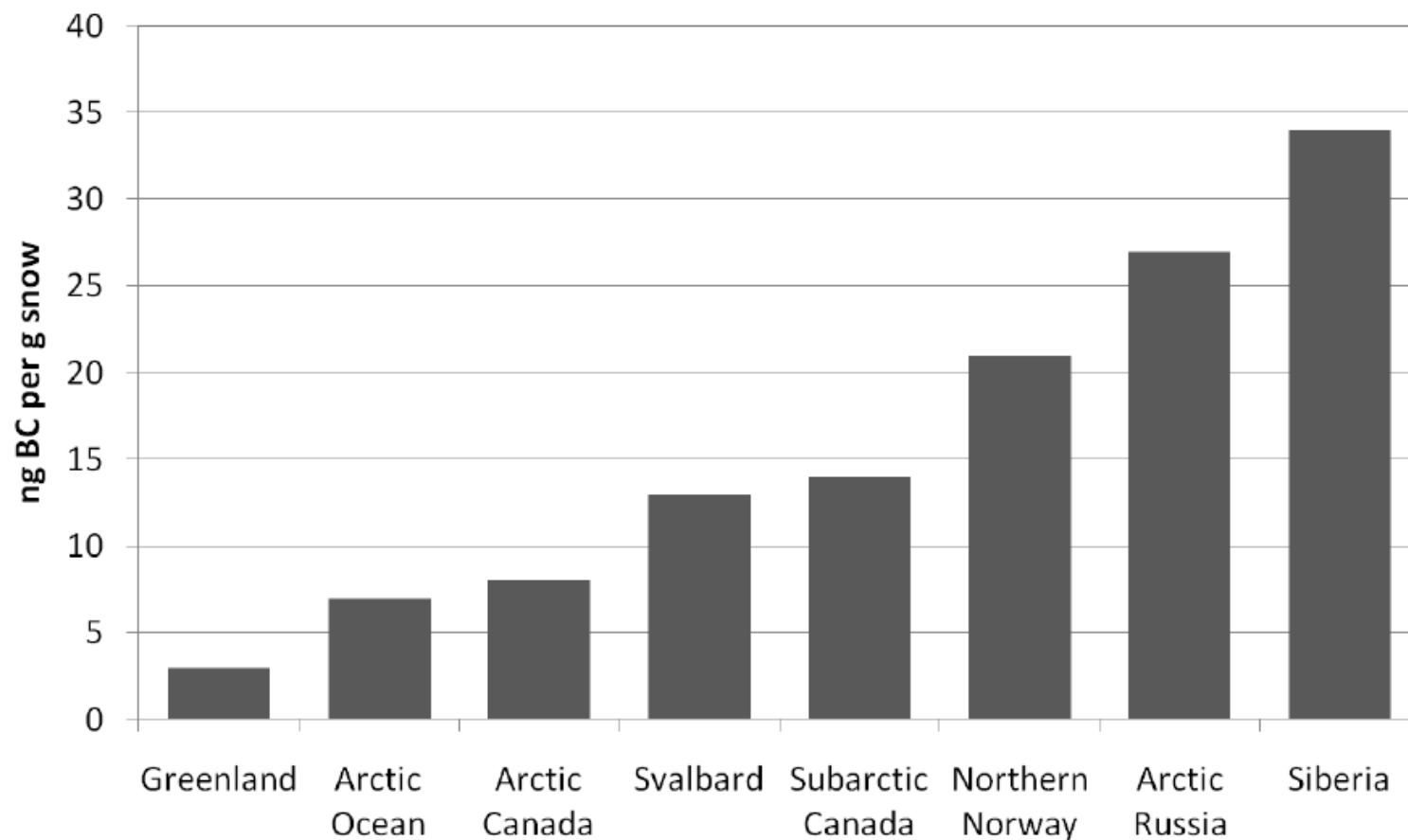


Figure 5-18. BC Concentrations in Surface Snow in Arctic and Subarctic Areas of the Northern Hemisphere. (Source: Derived from recent measurements reported in Doherty et al., 2010)

Pochodzenie sadzy zawartej w śniegu w różnych rejonach świata

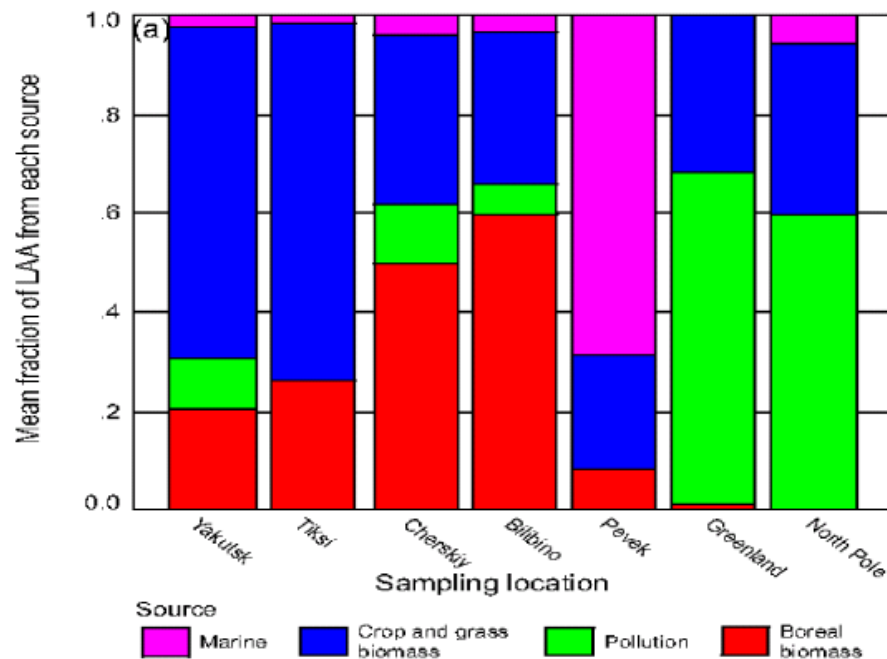
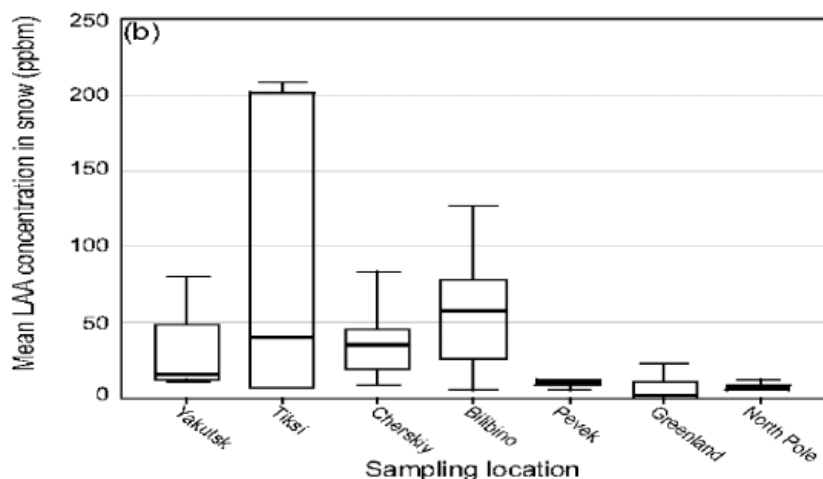


Figure 5-22. Sources of BC in Arctic Snow. (a) Fractional source contributions to Light Absorbing Aerosol (LAA) snow concentrations in Siberia (Pevek, Bilbino, Cherskiy, Tiksi, Yakutsk), the Greenland Ice Sheet, and the North Pole. (b) The box and stem plots represent concentrations of LAA at each location, with error bars indicating the 95% confidence interval. LAA values are derived from a light absorption technique which converts to a mass estimate using calibration factors and are generally equivalent to BC values, although non-BC absorbing aerosols could bias the estimate high. (Source: Hegg et al., 2010)

Dygresja: Sadza w osadach jeziora Michigan

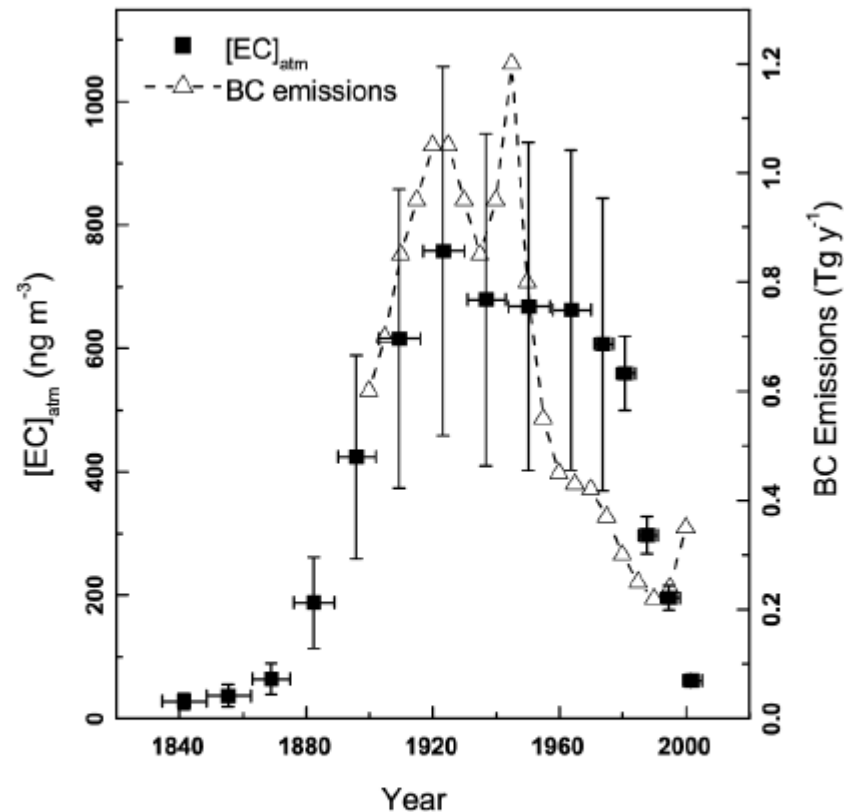


Figure 5-20. Atmospheric BC determined by Husain et al. (2008), for the Adirondack Region from 1835 to 2005. The measurements are compared with U.S. BC emissions. (Novakov et al., 2003)

Porównanie koncentracji sadzy w śniegu i atmosferze

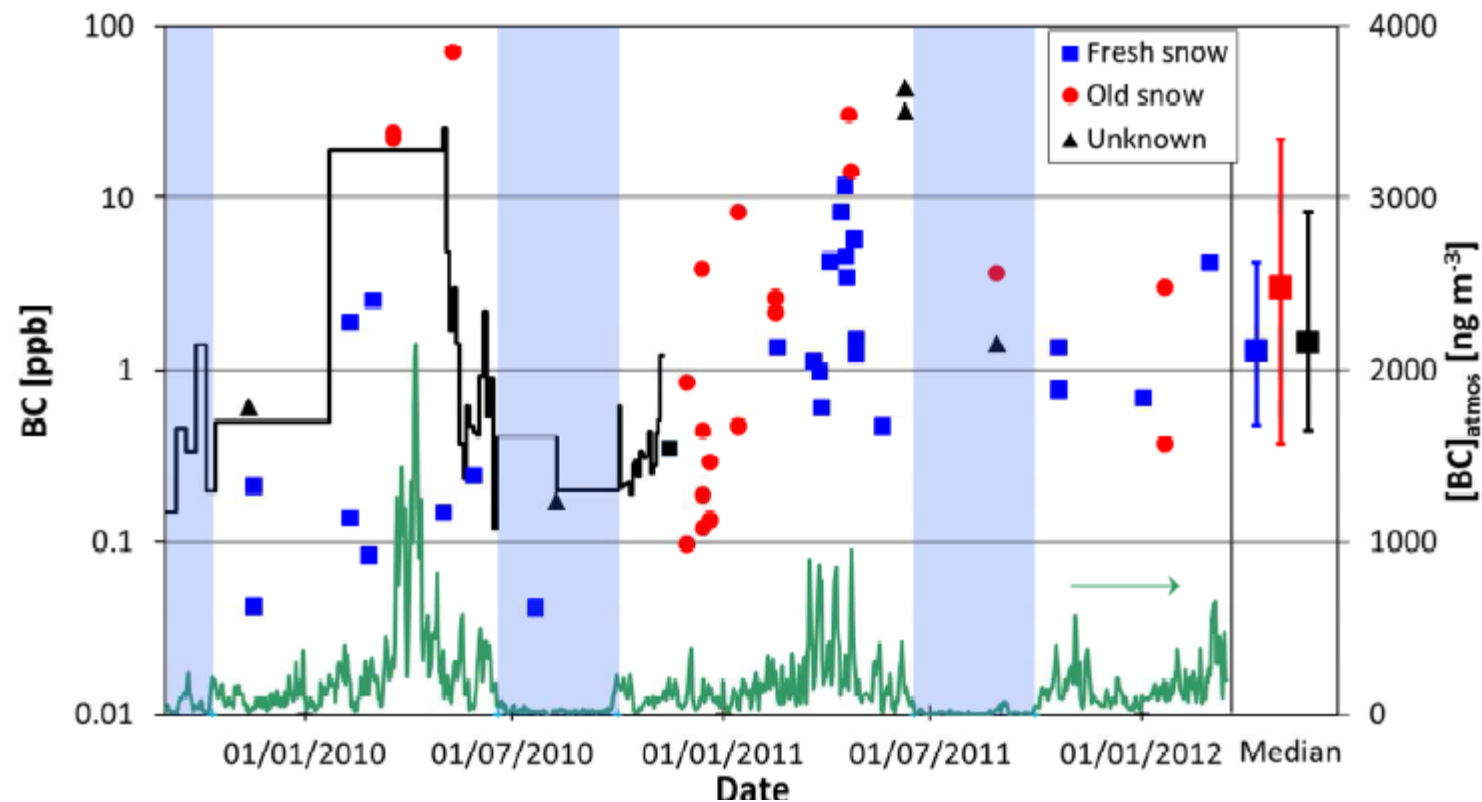
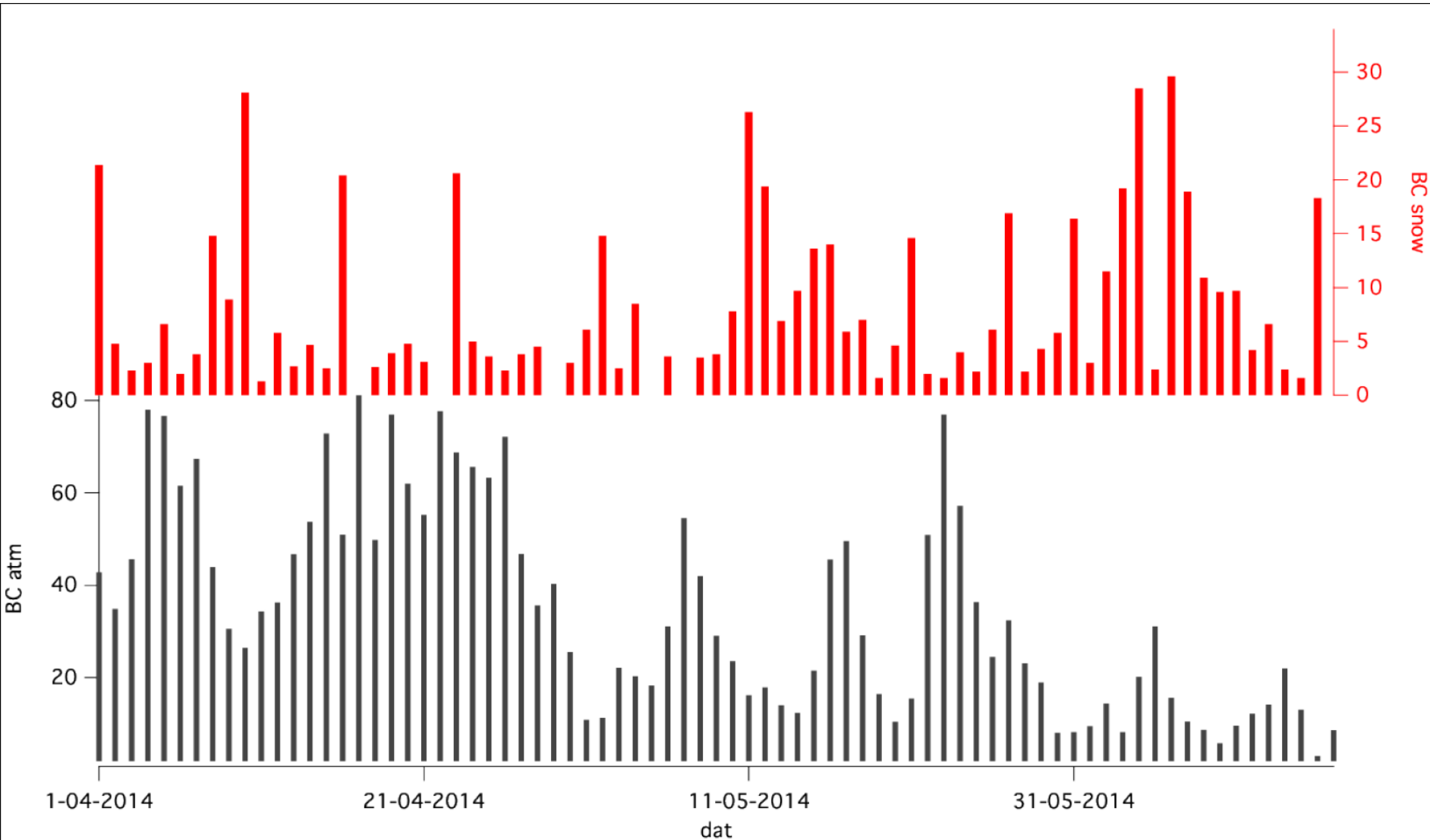


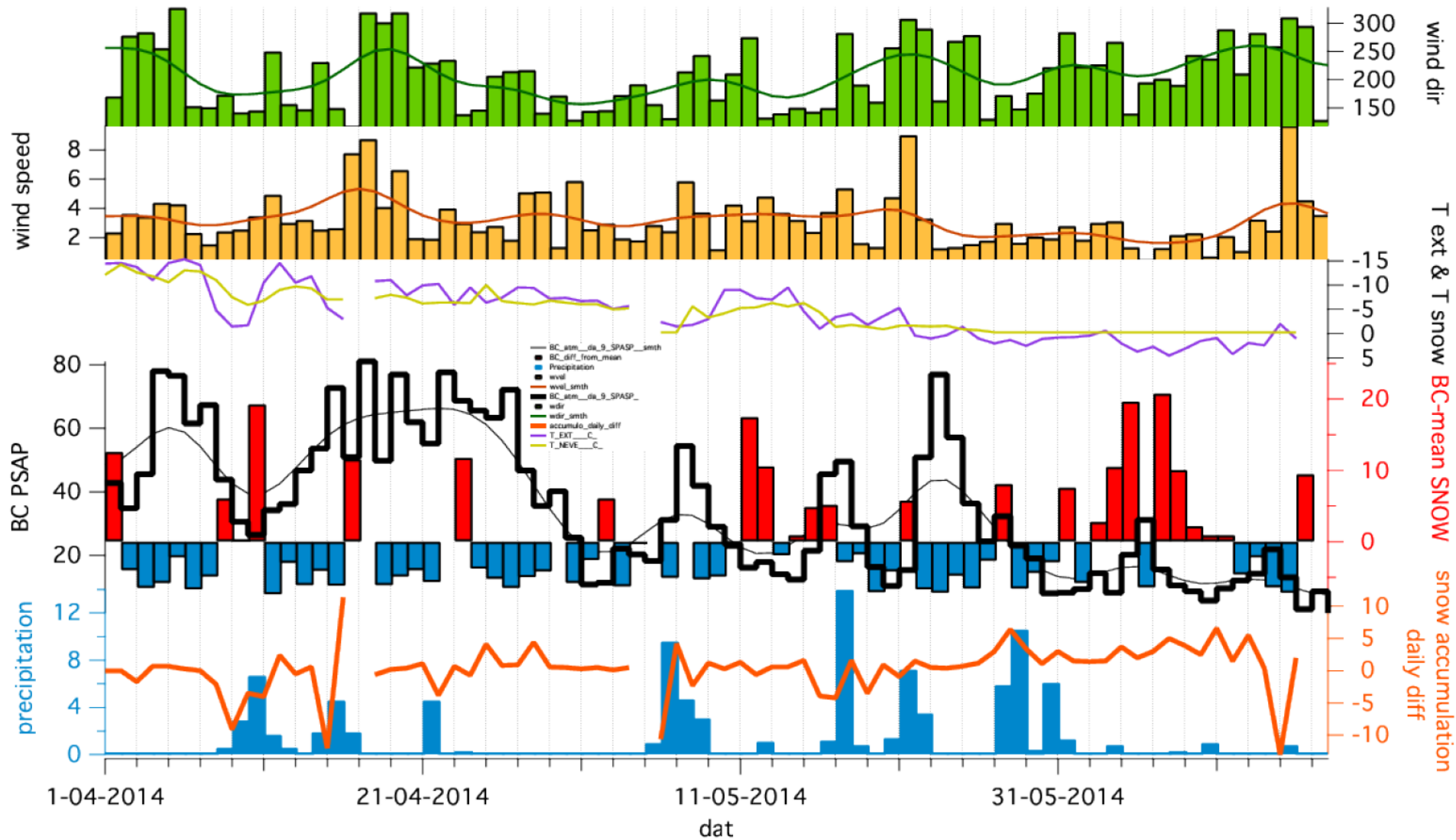
Figure 2. Time series of measured BC concentration in surface snow samples from the Khumbu Valley. The samples were classified into fresh (blue), old (red), and unknown snow (black). The symbols on the right show median concentrations for fresh (blue), old (red), and all snow samples (black). The error bars correspond to the 25th and 75th percentile. Shaded blue areas indicate the monsoon periods 2009, 2010, and 2011 over Nepal according to Tyagi et al. (2010, 2011) and Tyagi and Pai (2012). The black line corresponds to the BC concentration for the period between 1 September 2009 and 8 November 2010 season determined in the Mera ice core (Ginot et al., 2013) with the surface snow concentration from 11 November 2010 shown as black squares. The green line shows the atmospheric BC concentrations measured at NCO-P.

iAREA – Ny-Alesund 2015

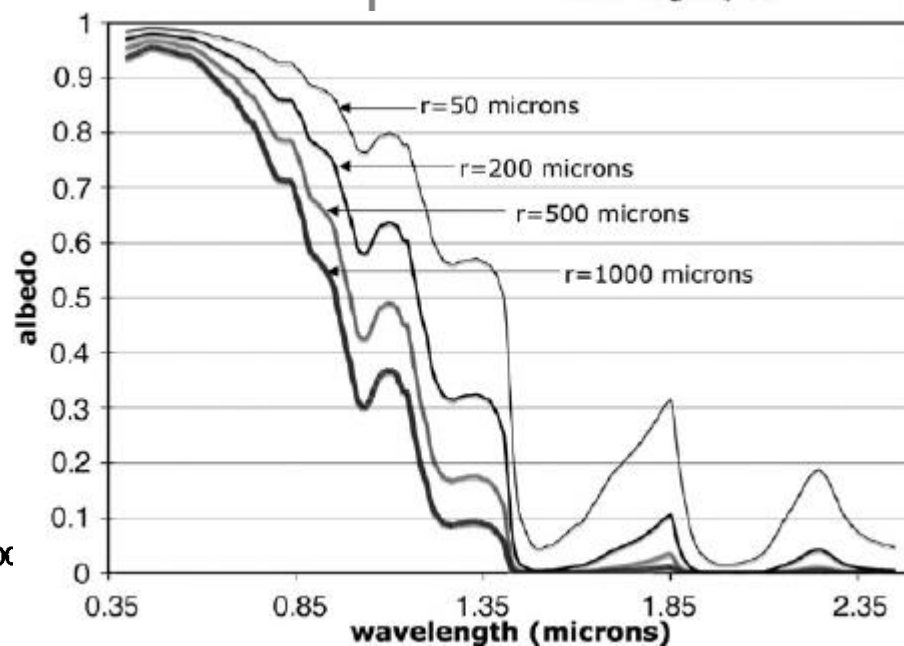
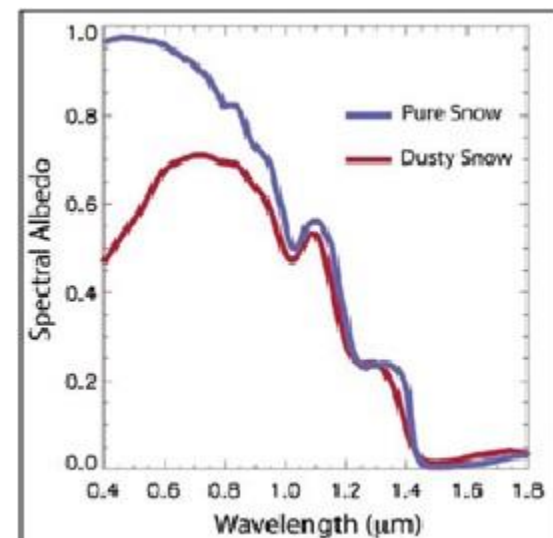
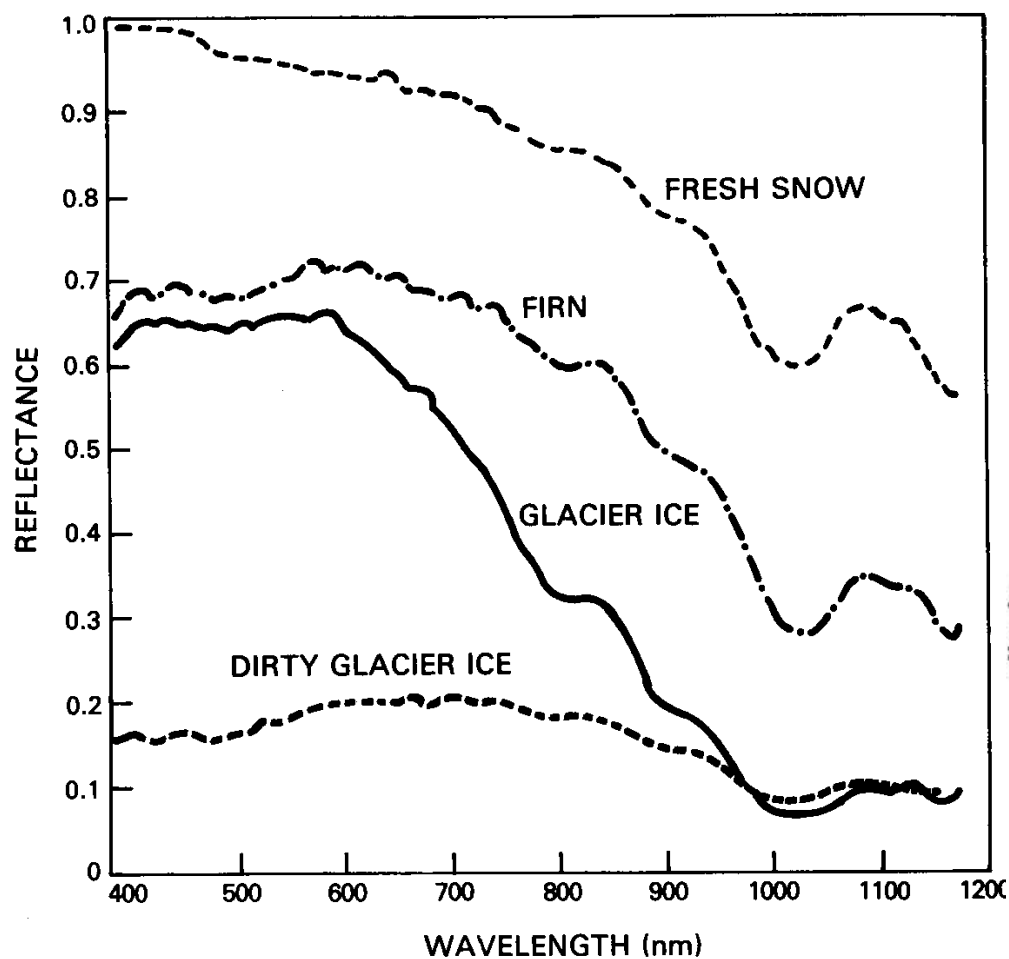


Ny-Alesund 2015

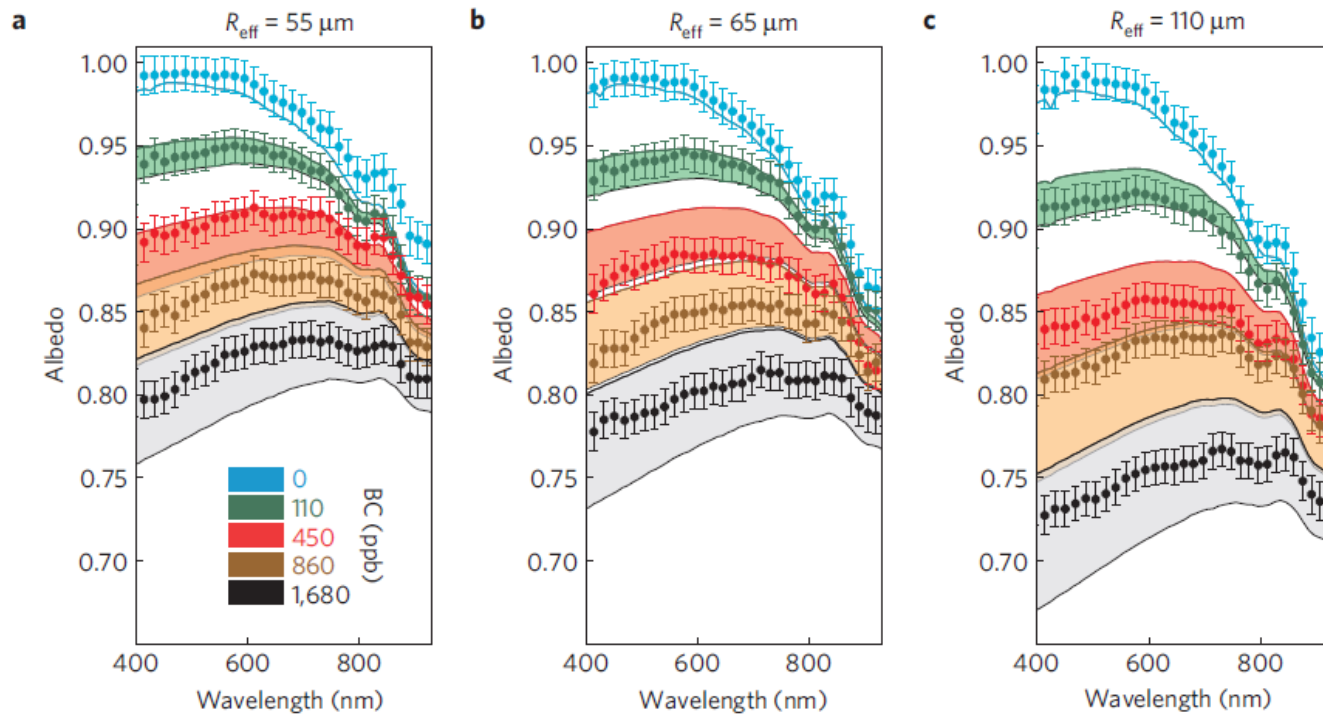
Ny Alesund _ BC snow and atmosphere



Zmiany spektralne różnych rodzajów śniegu



Zmienność spektralna albedo śniegu – wyniki symulacji numerycznych



Hadley et al., 2012

Figure 1 | Spectral albedo of snow of different R_{eff} measured in our experiments (dots) and modelled using SNICAR (shaded bands). **a**, $55 \mu\text{m}$ R_{eff} , **b**, $65 \mu\text{m}$ R_{eff} and **c**, $110 \mu\text{m}$ R_{eff} . Error bars show the standard deviation of the measurements. Upper and lower boundaries of the shaded bands correspond to modelled albedo assuming BC mass absorption cross-sections, at $\lambda = 550 \text{ nm}$, of 7.5 and $15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, respectively.

Wpływ wielkości kryształów na albedo

Hadley et al., 2012

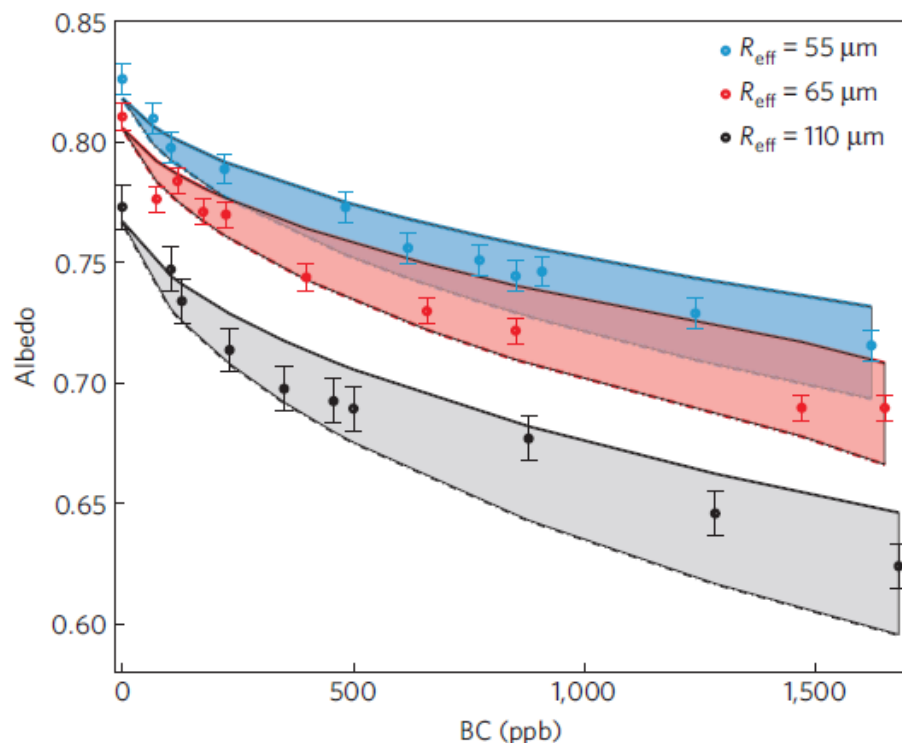


Figure 2 | Spectrally weighted snow albedo over the 300-2,500 nm solar spectrum: derived from our experiments (dots, ± 1 standard deviation) and modelled using SNICAR (shaded bands). Upper and lower boundaries of the shaded bands correspond to modelled albedo assuming BC mass absorption cross-sections, at $\lambda = 550$ nm, of 7.5 and $15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, respectively.

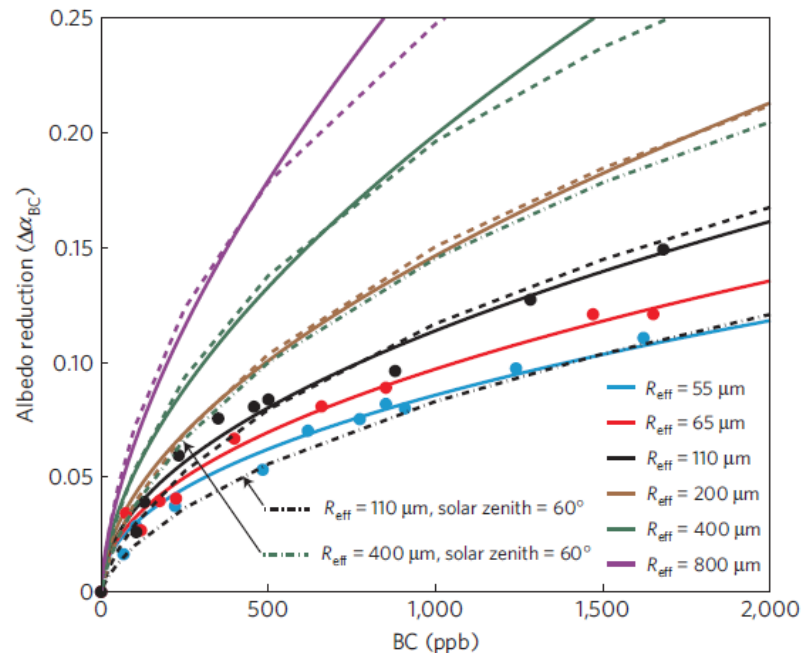


Figure 3 | Snow-albedo reduction attributed to BC computed as the albedo of pure snow minus the albedo of BC-contaminated snow for a 0° solar zenith angle (unless otherwise noted). Filled circles show experimental data for snow with R_{eff} of 55, 65 and 110 μm . Solid lines are the result of an empirical model derived from our data and predict BC's radiative perturbation in larger-grained snow. The dashed lines show SNICAR predictions for a BC MAC of $11 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ at 550 nm. The dash-dot lines show SNICAR predicted albedo reduction at two R_{eff} for a 60° solar zenith angle.

Zmiany czasowe albedo śniegu - Himalaje

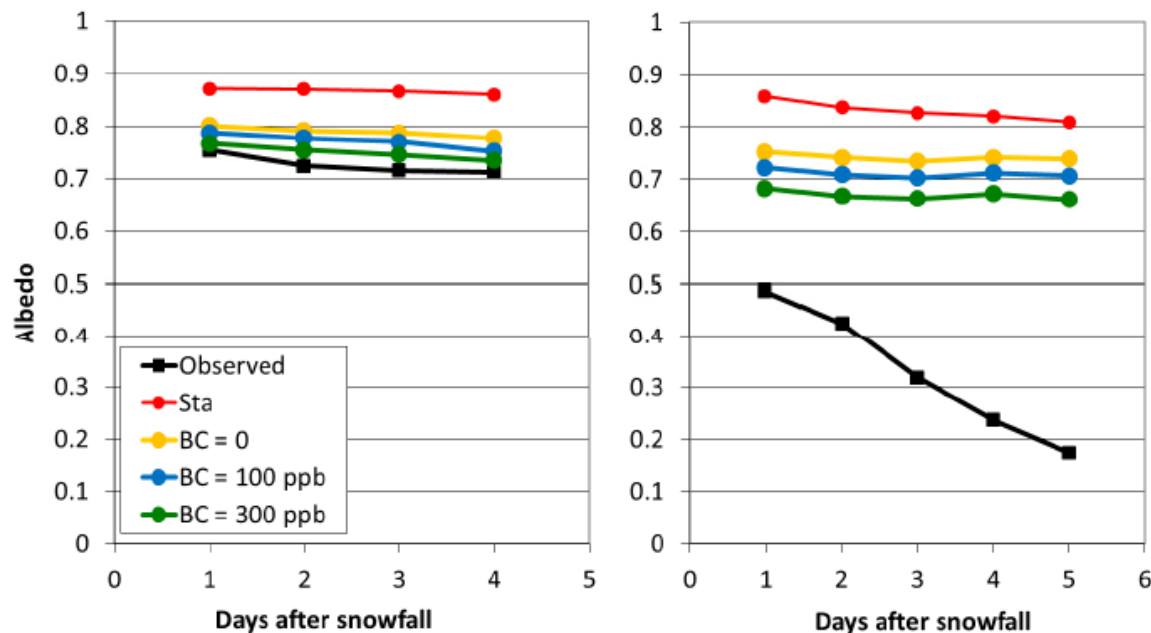


Figure 4. Comparison of observed (black) and simulated daily averages of the snow albedo at NCO-P for the period after 16 February 2007 (left) and 26 April 2006 (right). Simulations were performed with the standard Crocus model (red) and with the upgraded model including radiative transfer with constant BC concentrations of 0 (yellow), 100 (blue), and 300 ppb (green).

Symulacja redukcji albedo śniegu

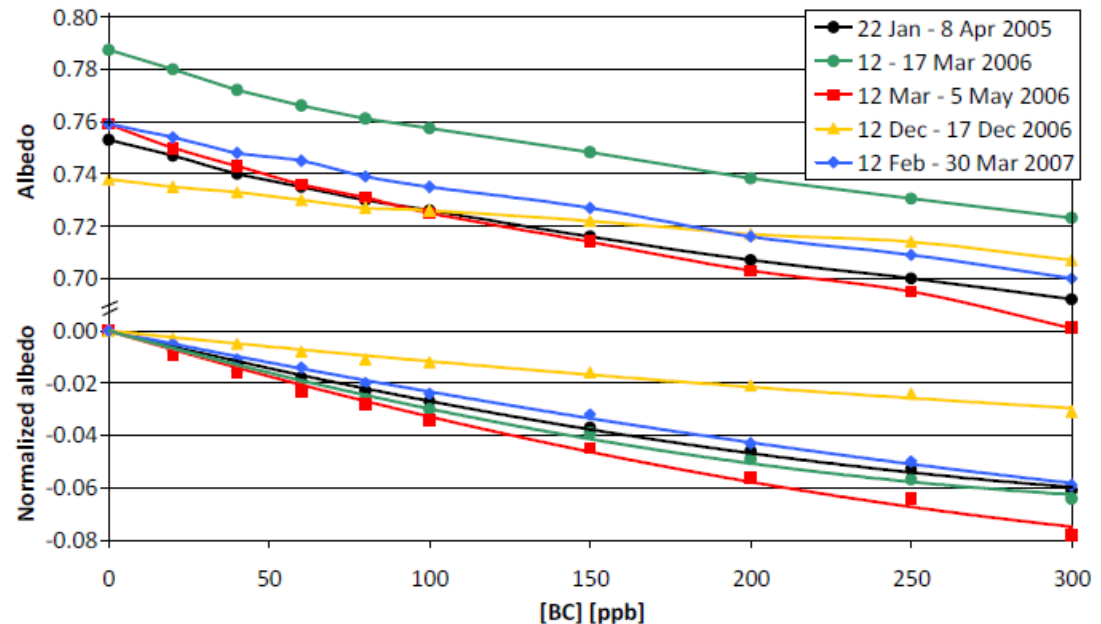
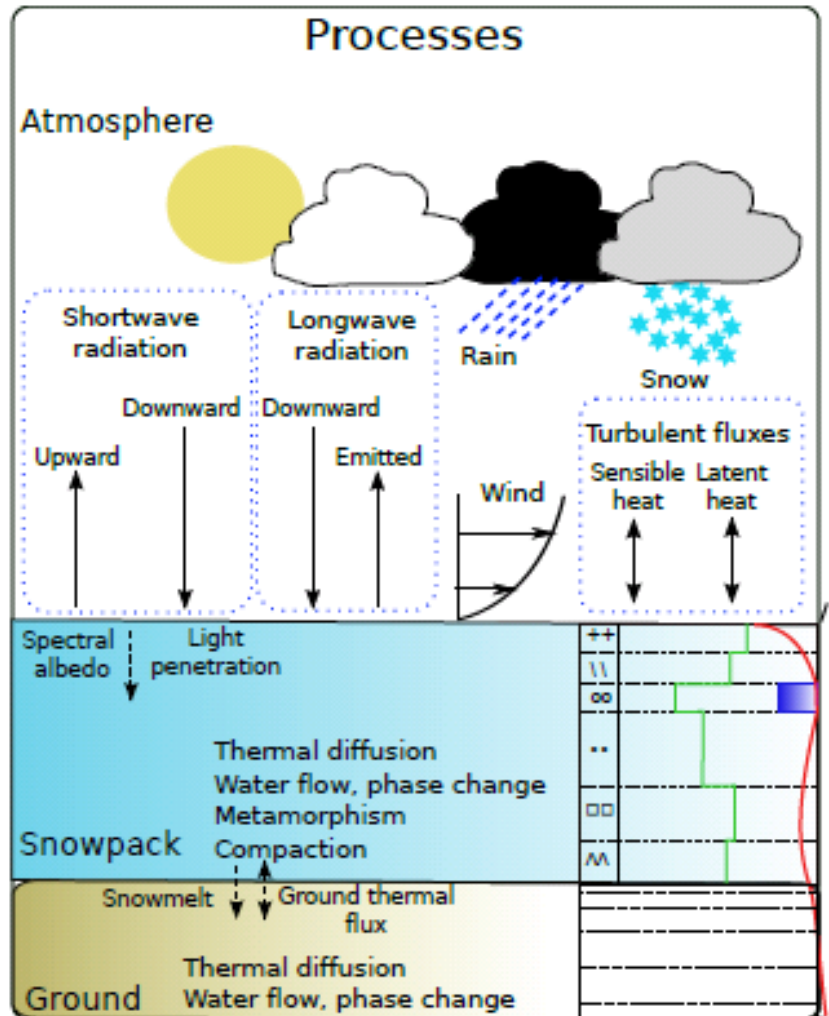


Figure 6. Top: simulated average albedo for several periods with continuous snow higher than 10 cm as a function of BC concentration. Bottom: normalized albedo as differences of the averaged albedo minus the averaged albedo at $BC = 0$. The lines correspond to the best fit of a quadratic polynomial forced through zero for each set of the normalized albedo.

Zmiany czasowe własności mikrofizycznych śniegu



- Procesy fizyczne zachodzące w śniegu to:
1. Termodyfuzja
 2. Propagacja promieniowania
 3. Wymiana energii na powierzchni
 4. Sublimacja
 5. Akumulacja (opady śniegu i deszczu)
 6. Transportu wody
 7. Zmiana fazy
 8. Depozycja aerozolu

Zmiany czasowe rozmiarów kryształów śniegu

Marbouty (1980) developed an empirical model to simulate the temperature gradient metamorphism based on cold room simulations. The increase of grain size g_s follows:

$$\frac{\delta g_s}{\delta t} = f(T)h(\rho)g(G)\Phi \quad (\text{B1})$$

where G is the absolute value of the temperature gradient ($|\delta T/\delta z|$) and f , g , h , and Φ are dimensionless functions from 0 to 1 given by

$$f = \begin{cases} 0 & \text{if } T - T_{\text{fus}} < -40^\circ\text{C} \\ 0.011 \times (T - T_{\text{fus}} + 40) & \text{if } -40 \leq T - T_{\text{fus}} < -22^\circ\text{C} \\ 0.2 + 0.05 \times (T - T_{\text{fus}} + 22) & \text{if } -22 \leq T - T_{\text{fus}} < -6^\circ\text{C} \\ 1 - 0.05 \times (T - T_{\text{fus}}) & \text{otherwise} \end{cases} \quad (\text{B2})$$

where T_{fus} is temperature of the melting point for water (K).

$$h = \begin{cases} 1. & \text{if } \rho < 150 \text{ kg m}^{-3} \\ 1 - 0.004 \times (\rho - 150) & \text{if } 150 < \rho < 400 \text{ kg m}^{-3} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (\text{B3})$$

$$g = \begin{cases} 0. & \text{if } G < 15 \text{ Km}^{-1} \\ 0.01 \times (G - 15) & \text{if } 15 \leq G < 25 \text{ Km}^{-1} \\ 0.1 + 0.037 \times (G - 25) & \text{if } 25 \leq G < 40 \text{ Km}^{-1} \\ 0.65 + 0.02 \times (G - 40) & \text{if } 40 \leq G < 50 \text{ Km}^{-1} \\ 0.85 + 0.0075 \times (G - 50) & \text{if } 50 \leq G < 70 \text{ Km}^{-1} \\ 1 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (\text{B4})$$

$$\Phi = 1.0417 \cdot 10^{-9} \text{ ms}^{-1} \quad (\text{B5})$$

- Wzrost kryształów zależy od gęstości śniegu, gradientu temperatury oraz różnicy temperatury śniegu i temperatury topnienia śniegu

Wpływ sadzy na albedo śniegu - podsumowanie

- Wyniki symulacji wskazują, że wzrost stosunek zmieszana sadzy w śniegu 10-100 ppm prowadzi do redukcji albedo śniegu w zakresie 1-5%.
- Wielkość kryształów śniegu rośnie z czasem co powoduje, że światło słoneczne penetruje do głębszych warstw co powoduje spadek albedo

$$\tau = \frac{3}{4} \frac{M}{r_{\text{eff}} \rho_w} \quad T = e^{-\tau}$$

- Grubość optyczna śniegu jest odwrotnie proporcjonalna do wielkości kryształów co oznacza, że transmisja światła maleje ze spadkiem wielkości kryształów (analogicznie jest z w chmurach)
- Dla ustalonego stosunku zmieszania sadzy redukcja albedo śniegu jest tym większa im większe są kryształy śniegu.

Wpływ cząstek absorbujących na wymuszanie radiacyjne

W raporcie IPCC z 2007 stwierdzono (rozdział 2, AR4, Forster et al., 2007), że wymuszanie radiacyjne związane z depozycją sadzy a śniegu wynosi $+0.1 \pm 0.1$ W/m².

Depozycja sadzy zmniejsza albedo śniegu i lodu o 1.5% w Arktyce i 3% na całej półkuli północnej. Prowadzi to do wymuszania radiacyjnego 0.3 W/m² na półkuli północnej (Hansen and Nazarenko, 2004)

Ponadto, że wymuszanie radiacyjne ma ok. 2-4 razy większą efektywność (liczoną względem zmian temperatury powietrza) niż CO₂.

W najnowszym raporcie (IPCC 2013) efekt radiacyjny BC został oszacowany na +0.04 (0.02 to 0.09) W/m². W skali regionalne wartość wymuszenia może sięgać wartości 0.6 W/m² w Arktyce czy 3 W/m² w Himalajach.

Symulacje numeryczne zmian albedo śniegu

Experiment	Arctic, %	NH land, %	Antarctica, %	Rest of SH, %
Case 1	2.5 (vis λ)	5 (vis λ)	0	1 (vis λ)
Case 2	2.5 (vis λ)	5 (vis λ)	0	0
Case 3	0	5 (all λ)	0	0
Case 4	2.5 (all λ)	0	0	0

NH, northern hemisphere; SH, southern hemisphere.

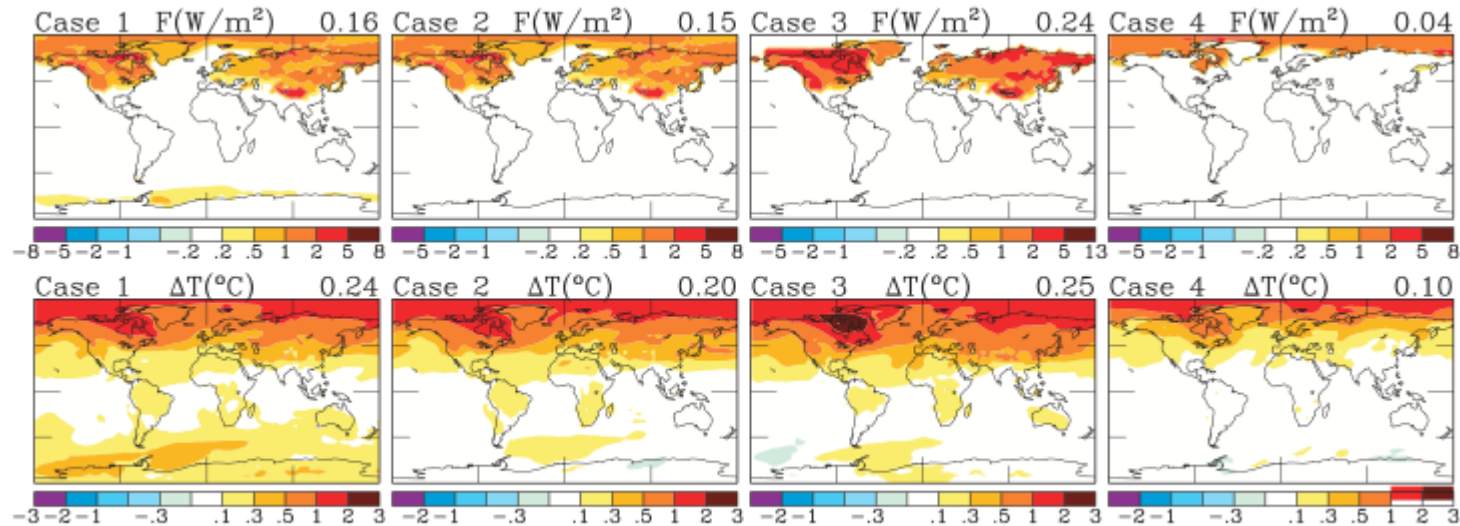


Fig. 1. Climate forcing in W/m^2 (Upper) and equilibrium annual-mean T_s response in $^{\circ}C$ (Lower) for changes of snow and ice albedos specified in Table 2. Numbers on the upper right are global means.

Hansen and Nazarenko, 2004

Efektywność wymuszania radiacyjnego w przypadku sadzy zdeponowanej na śniegu jest dwukrotnie większa niż CO_2 .

Experiment	Forcing, W/m^2		Response, $\Delta T_s, ^{\circ}C$	Efficacy		$F_c, W/m^2$
	F_i	F_a		E_i	E_a	
$2\times CO_2$	4.05	3.63	2.57	1.00	1.00	3.63
Case 1	0.17	0.16	0.24	2.22	2.12	0.34
Case 2	0.16	0.15	0.20	1.97	1.88	0.28
Case 3	0.23	0.24	0.25	1.71	1.47	0.35
Case 4	0.04	0.04	0.10	3.94	3.53	0.14

Instantaneous RF adjusted RF

Zmiany albedo śniegu

Table 1. Measured BC amount and calculated visible snow albedo change

Location	Observed A_w , %	BC amount, ppbw	Calculated ΔA_v , %			
			New snow		Old snow	
			Ext	Int	Ext	Int
Arctic, 1980s	≈90–97	10 (low)	0.8	1.5	2.5	4.5
		30 (mean)	1.9	3.2	6.0	9.5
NH land	≈88–95	20 (low)	1.5	2.5	4.5	7.7
		60 (high)	3	5	9	14
Greenland		2 (low)	0.3	0.5	0.7	1.2
		6 (high)	0.5	0.9	1.7	3.0
Antarctica		0.2 (South Pole)	.05	0.1	0.1	0.2
		2.5 (Ross Shelf)	0.3	0.5	0.8	1.5

NH, Northern Hemisphere; Ext, external mixing; Int, internal mixing.

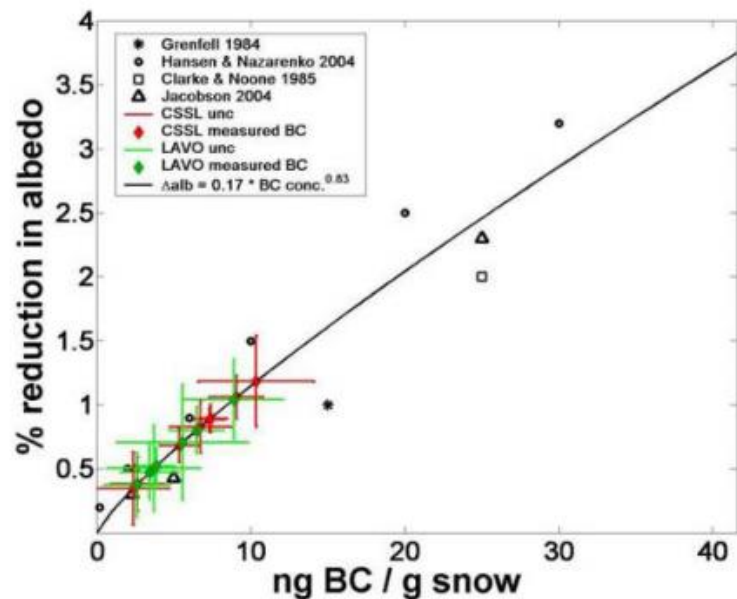


Fig. 2. Model results for BC induced albedo reduction on snow and subsequent potential for measured BC concentrations in falling snow at LAVO and CSSL to reduce snow surface albedo.

- Hadley et al., 2010.

Różnice pomiędzy mierzonym i symulowanym albedem śniegu przy założeniu mieszaniny zewnętrznej i wewnętrznej. Model mieszaniny zewnętrznej wykazuje 2 razy mniejszy błąd w porównaniu do modelu mieszaniny wewnętrznej

Zarówno ilość cząstek absorbujących zdeponowanych na śniegu jak i wielość kryształów/wiek pokrywy śnieżnej powoduje redukcję albeda (Flanner et al., 2007)

Wpływ sadzy na długość okresu występowania pokryw śnieżnej - Himalaje

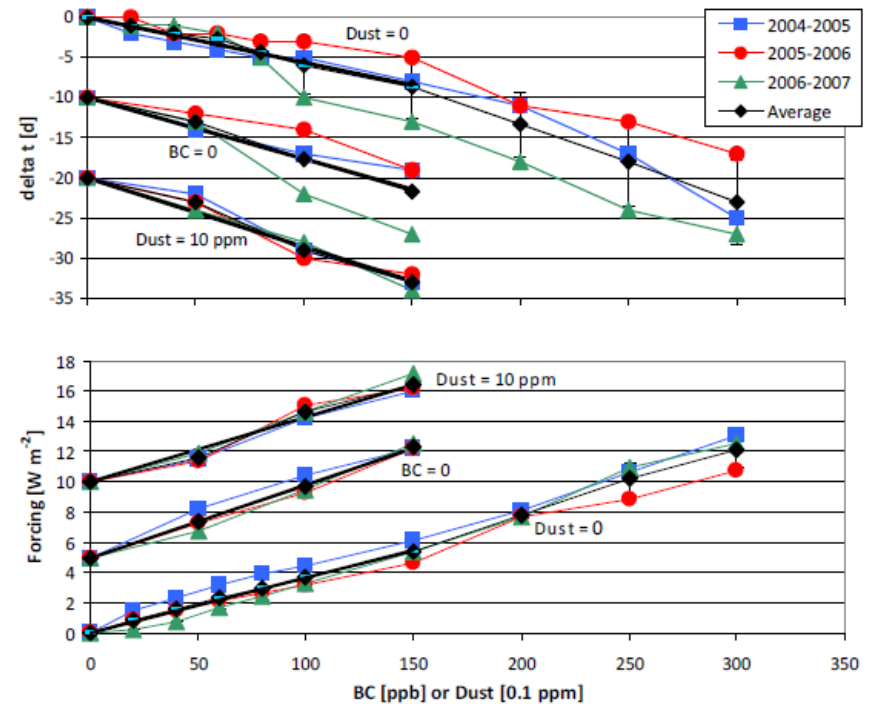
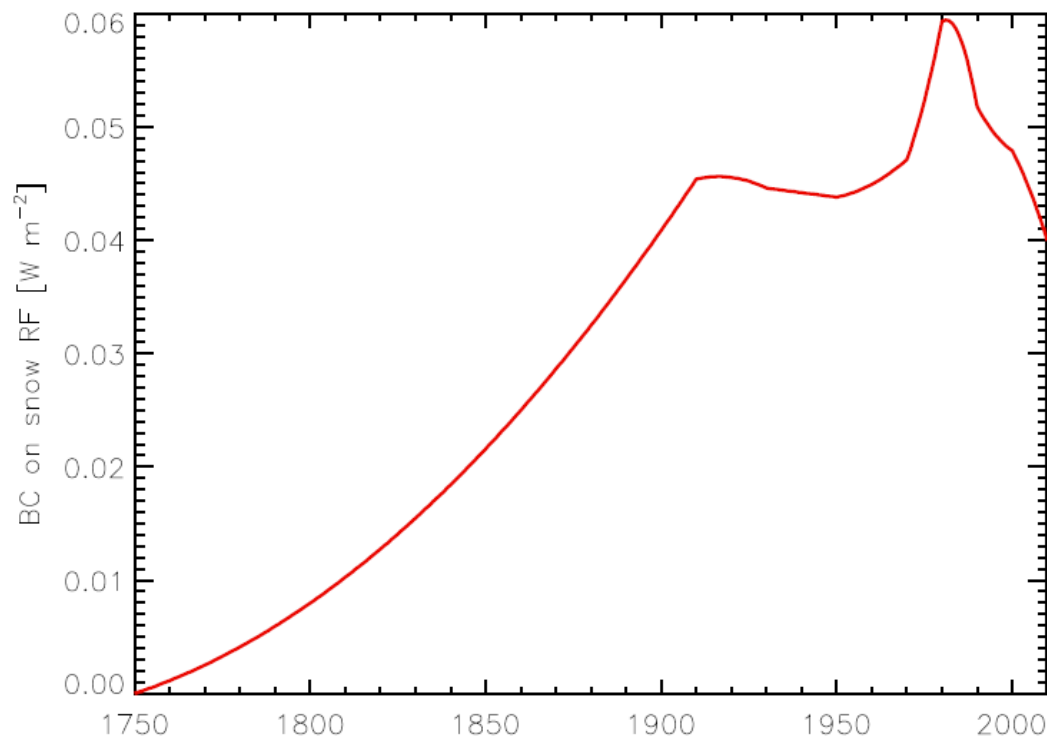


Figure 7. Top: reduction in the snow-covered period in days, simulated for different BC and dust concentrations in the snow. Bottom: simulated annual radiative forcing related to shortwave radiation due to the presence of BC and dust in the snow. Simulations are performed without dust, without BC (shifted by -10 days or $+5 \text{ W m}^{-2}$), and with dust = 10 ppm (shifted by -20 days or $+10 \text{ W m}^{-2}$). In the last case, the reductions are calculated relative to the case with BC = 0 and dust = 10 ppm . Black symbols indicate the 3-year averages of the radiative forcing with the error bars representing the standard deviation. Black lines correspond to linear regressions forced through the origin for the average values for BC $\leq 150 \text{ ppb}$.

Zmiany czasowe wymuszania radiacyjnego związanego ze zmianą albeda śniegu wskutek depozycji sadzy.



- Time evolution of RF due to BC on snow and ice. The simulations are mainly based on the ACCMIP multi-model study by Lee et al. for the years 1850, 1930, 1980, and 2000. Additional simulations with one model were performed for the years 1750, 1950, 1970, 1990 and 2010.

Porównanie wymuszeń radiacyjnych aerozolu

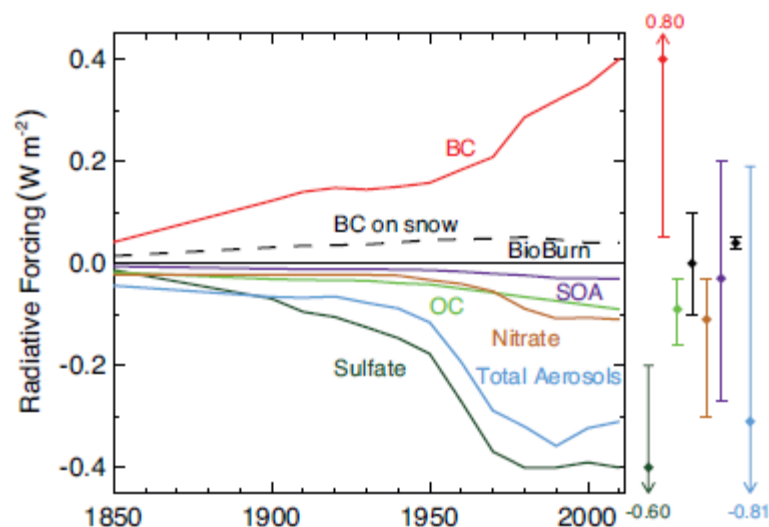
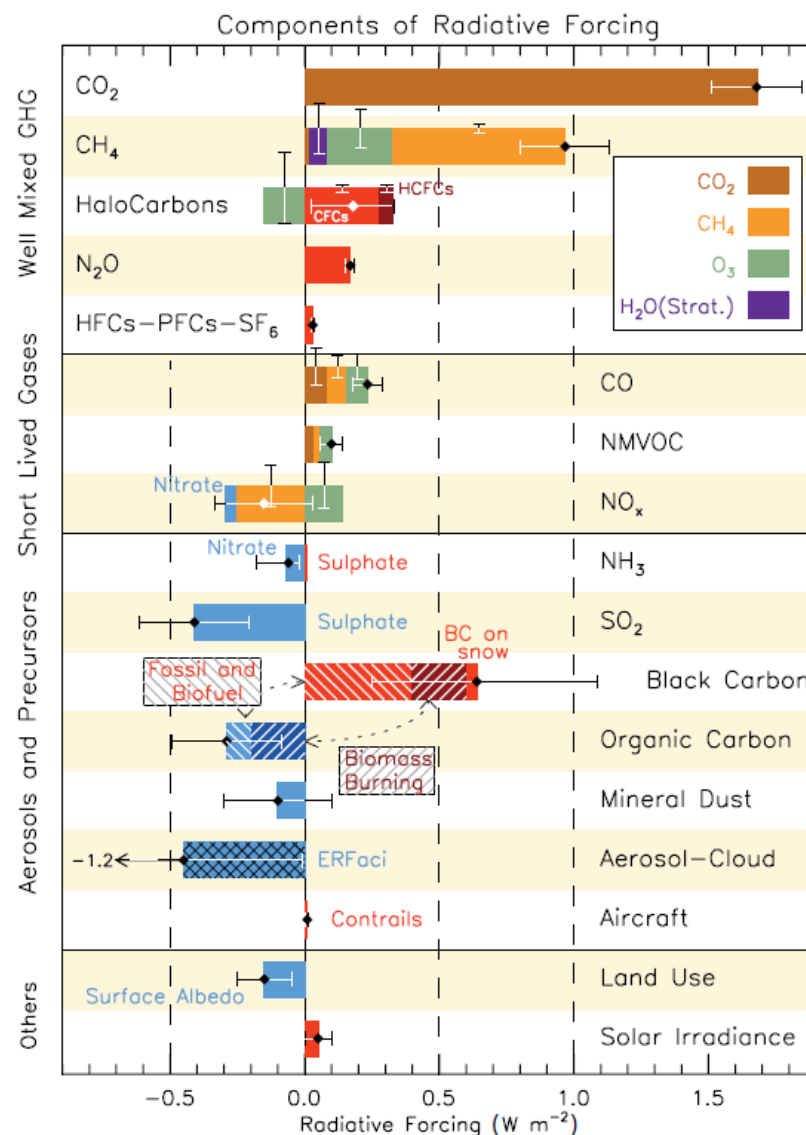


Figure 8.8 | Time evolution of RF due to aerosol–radiation interaction and BC on snow and ice. Multi-model results for 1850, 1930, 1980 and 2000 from ACCMIP for aerosol–radiation interaction (Shindell et al., 2013c) and BC on snow and ice (Lee et al., 2013) are combined with higher temporal-resolution results from the Goddard Institute for Space Studies (GISS)-E2 and Oslo-Chemical Transport Model 2 (OsloCTM2) models (aerosol–radiation interaction) and OsloCTM2 (BC on snow and ice). Uncertainty ranges (5 to 95%) for year 2010 are shown with vertical lines. Values next to the uncertainty lines are for cases where uncertainties go beyond the scale. The total includes the RF due to aerosol–radiation interaction for six aerosol components and RF due to BC on snow and ice. All values have been scaled to the best estimates for 2011 given in Table 8.4. Note that time evolution for mineral dust is not included and the total RF due to aerosol–radiation interaction is estimated based on simulations of the six other aerosol components.

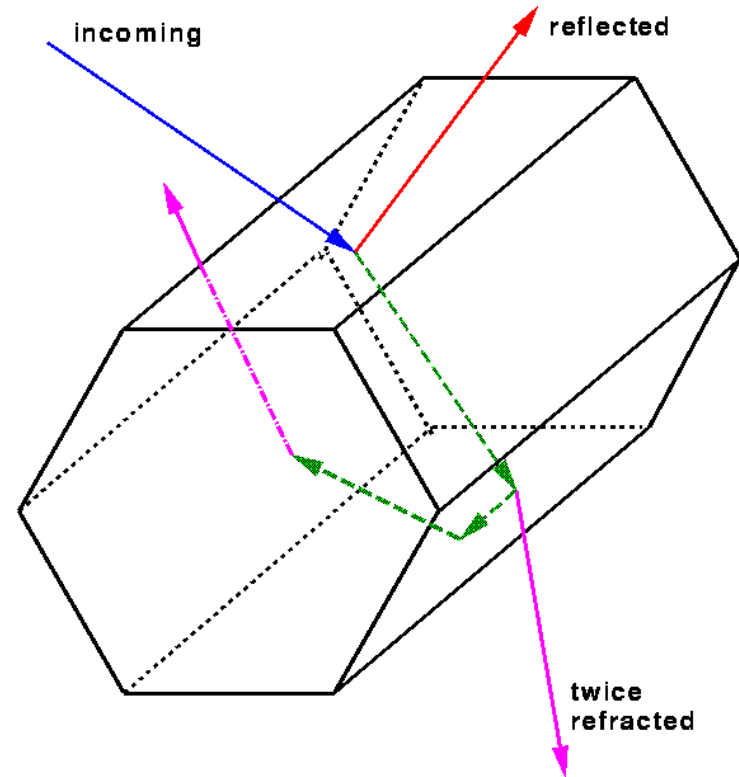
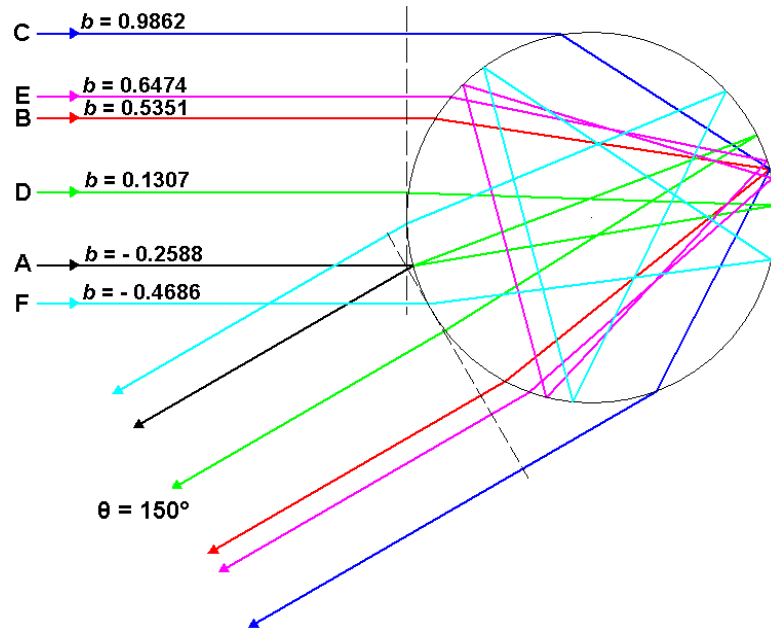
IPCC, 2013



Symulacje własności optycznych śniegu

- Własności optyczne kryształów śniegu mogą być wykonane przy użyciu modeli bazujących na rozpraszaniu w reżimie geometrycznym (wielkość kryształów lodu jest znacznie większa od długości fali)
- Jedną z technik jest metoda ray tracing techniques
- W metodzie tej światło jest traktowane jako strumień fotonów, które oddziałują z cząstką (odbicie, załamanie, dyfrakcja)
- Dostępne kody wykorzystujące metodę ray tracing
- https://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_optics_ray-tracing_codes
- HaloSim3.6 <http://www.atoptics.co.uk/halo/download.htm>

Metoda ray tracing



Procedura wyznaczania rozpraszania metodą ray tracing

1. Losujemy liczbę (liczby) r_1 określającą kierunek początkowy fotonu
2. Wyznaczamy kąt padania i załamania fotonu na podstawie współczynników załamania światła a następnie współczynnik odbicia światła
3. Losujemy liczbę r_2 i sprawdzimy czy jest większa lub mniejsza od współczynnika odbicia. Jeśli jest mniejsza to foton zostaje odbity i zapisujemy jego kierunek, natomiast jeśli jest większa to foton wnika do środka cząstki
4. Wyznaczamy drogę wewnątrz cząstki. Wyznaczamy kąt padania na powierzchni bocznej cząstki, losujemy liczbę r_4 i postępujemy analogicznie do punktu 3.
5. Jeśli foton opuszcza cząstkę lub przekraczamy liczbę wewnętrznych odbić to przerywamy śledzenie fotonów i powtarzamy całą sekwencję do kolejnego fotonu.

Kody geometryczne

- Macke, A. and Mueller, J. and Raschke, E , Single scattering properties of atmospheric ice crystals, "J. Atmos. Sci., 1996.
- Pozwalają wyznaczyć własności optyczne losowo zorientowanych cząstek o dowolnych współczynnik załamania światła dla następujących kształtów: elipsoida obrotowa, walec oraz graniastosłup sześciokątny.
- Kody poza efektami odbicia i załamania światła biorą pod uwagę efekty dyfrakcyjne w dalekim polu
- Parametry wejściowe:
 1. długość fali
 2. współczynnik załamania światła
 3. rozmiar cząstki (długość, szerokość w zależności od kształtu)
 4. liczba fotonów
 5. Maksymalna liczba wewnętrznych odbić
 6. Liczba losowych rotacji cząstki

Parametry wyjściowe modelu

- Efektywny przekrój czynnik na ekstynkcję wynosi zawsze 2! (reżim geometryczny)
- Efektywny przekrój czynny na rozpraszanie i absorpcje, albedo pojedynczego rozpraszania
- Funkcja fazowa i elementy macierzy Mullera
- Parametr asymetrii

Funkcja fazowa dla kryształów lodu Macke et al., 1996

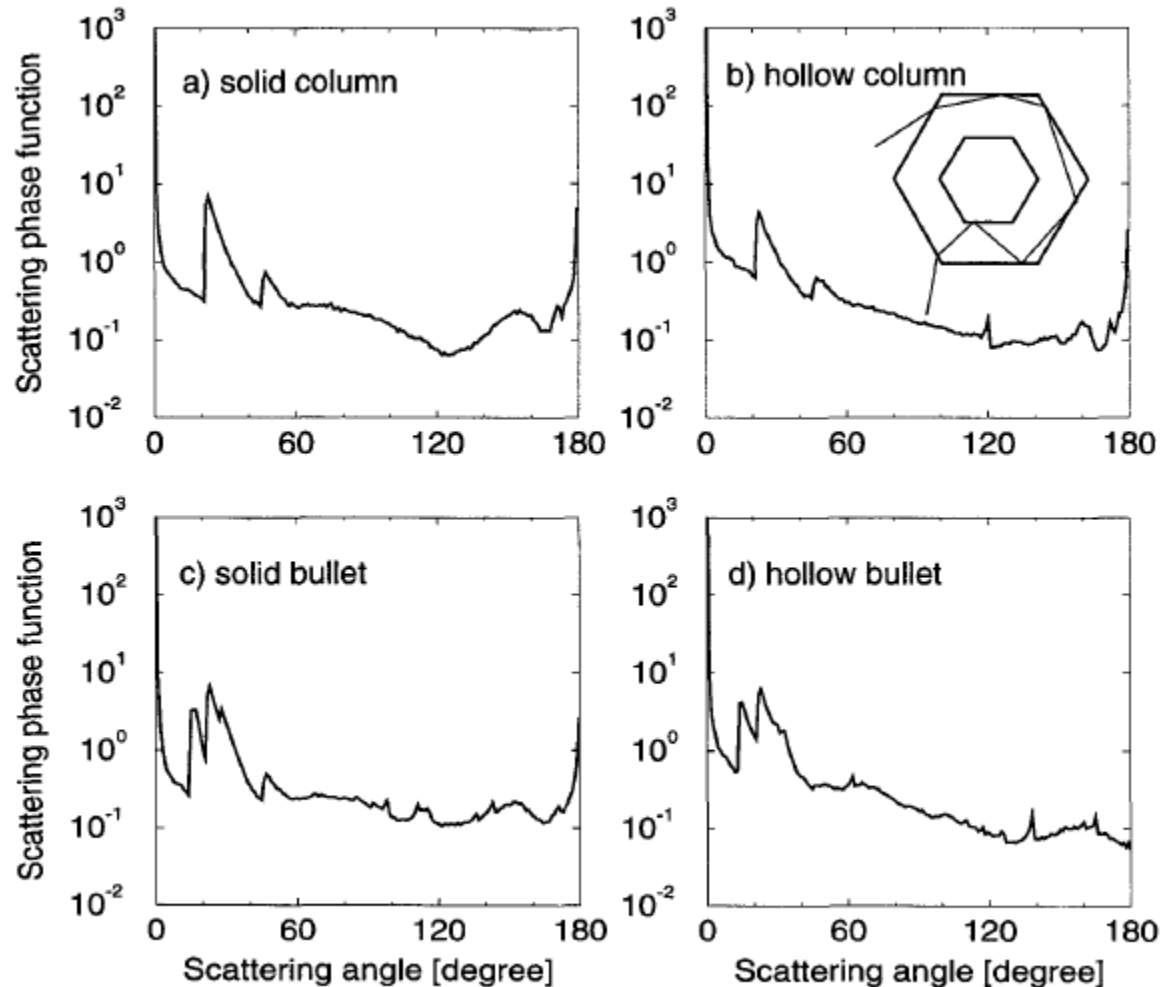


FIG. 3. Scattering phase function for hexagonal symmetric column-like particles.
Aspect ratio $L/2a \sim 200 \mu\text{m}/30 \mu\text{m}$.

Wyznaczanie własności optycznych sadzy

- Z teorii Lorenza-Mie dla jednorodnych cząstek sferycznych o zadanym współczynniku załamania światła i rozkładzie wielkości
- Kod Mie dla środowiska matlab:
<http://www.igf.fuw.edu.pl/meteo/stacja/kody.php>
- Wywołanie: $[S_1, S_2, Q_e, Q_s, Q_b, g] = \text{mie}(X, m + ik, \text{angles})$
- Wyznaczanie współczynnika ekstynkcji, albedo pojedynczego rozpraszania i parametru asymetrii
- Uśrednianie po rozkładzie wielkości

Wyznaczanie własności optycznych mieszaniny kryształów lodu oraz sadzy

- założenie: mieszanina zewnętrzna
- ustalenie: koncentracji kryształów lodu (na podstawie gęstości śniegu, wielkości kryształów i grubości pokrywy śnieżnej) oraz cząstek sadzy (teoretyczne oszacowanie)

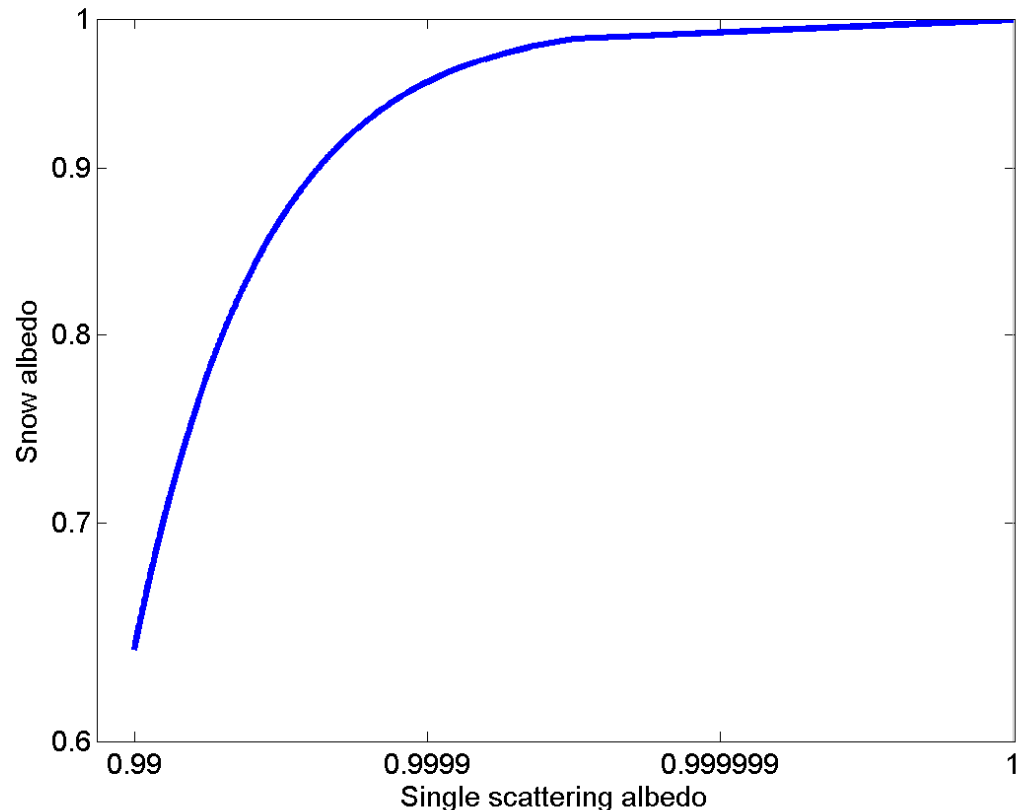
$$\sigma_{\text{ext}} = \sum_i \sigma_{\text{ext},i} N_{oi}$$
$$\omega = \frac{\sum_i \omega_i \sigma_{\text{ext},i} N_{oi}}{\sum_i \sigma_{\text{ext},i} N_{oi}} \quad i=1,2$$
$$g = \frac{\sum_i \sigma_{\text{ext},i} g_i \omega_i N_{oi}}{\sum_i \sigma_{\text{ext},i} \omega_i N_{oi}}$$
$$P(\theta) = \frac{\sum_i P_i(\theta) \sigma_{\text{ext},i} \omega_i N_{oi}}{\sum_i \sigma_{\text{ext},i} \omega_i N_{oi}}$$

Wyznaczanie albedo śniegu zawierającego cząstki sadzy

- Model 2-strumieniowy do symulacji radiacji w ośrodku gęstym optycznie
- Przypadek bardzo grubej optycznie warstwy śniegu (co najmniej kilka centymetrów)

$$\text{albedo} = r_{\infty} = \frac{\sqrt{1-\omega g} - \sqrt{1-\omega}}{\sqrt{1-\omega g} + \sqrt{1-\omega}}$$

- duża wrażliwości albedo śniegu na zmiany ω w zakresie 0.99-0.9999
- oznacza to, że nawet przy niewielkiej ilości sadzy efekt zmiany albedo śniegu jest możliwy (mierzalny)



Wyznaczanie wymuszania radiacyjnego sadzy zawartej w śniegu.

- Przy użyciu modelu transferu radiacyjnego wyznaczamy strumienie radiacyjne w przypadku czystego śniegu oraz śniegu zanieczyszczonego sadzą
- Różnica w strumieniu netto na górnej granicy atmosfery będzie wymuszeniem radiacyjnym
- Aby wykonać obliczenia modelem Fu-Liou należy zdefiniować albedo śniegu dla 15 kanałów spektralnych w przypadku czystego i zanieczyszczonego śniegu.
- Następnie należy wykonać symulacje cyklu dobowego i wyniki uśrednić.