



Procesy fizyczne prowadzące do rozwoju i zaniku epizodów aerozolowych

Krzysztof Markowicz

Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski

Nazewnictwo aerozol czy pył zawieszony?

- **Aerozole atmosferyczne** - ciekłe krople lub stałe cząstki pochodzenia naturalnego i antropogenicznego. Często prekursorami aerozoli atmosferycznych są tlenki siarki i azotu, które są przekształcane w procesach chemicznych i fotochemicznych w aerozole atmosferyczne
- **Pył zawieszony** - cząstki stałe lub krople cieczy obecnych w atmosferze. Pojęcie używane w Polsce przez służby odpowiedzialne za monitoring jakości powietrza
- An **aerosol** is defined as a colloidal system of solid or liquid particles in a gas

Skład chemiczny aerozolu

- Aerozol składa się z mieszaniny cząstek zawieszonych w powietrzu, będących mieszaniną substancji organicznych i nieorganicznych.
- Aerozol może zawierać substancje toksyczne takie jak wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne (np. benzo/a/piren), metale ciężkie oraz dioksyny i furany.
- Drobnny aerozol może docierać do górnych dróg oddechowych i płuc wywołując liczne problemy zdrowotne.

Rodzaje aerozolu

1. Naturalny:

- nieorganiczny (aerozol morski, pustynny, wulkaniczny, kropelki wody)
- organiczny (cząstki emitowane podczas pożarów biomasy, pyłki i zarodniki roślin, bakterie)

2. Antropogeniczny:

- produkty spalania takie jak sadza, pył, kropelki siarki i azotu, związki węgla organicznego i nieorganicznego itd.

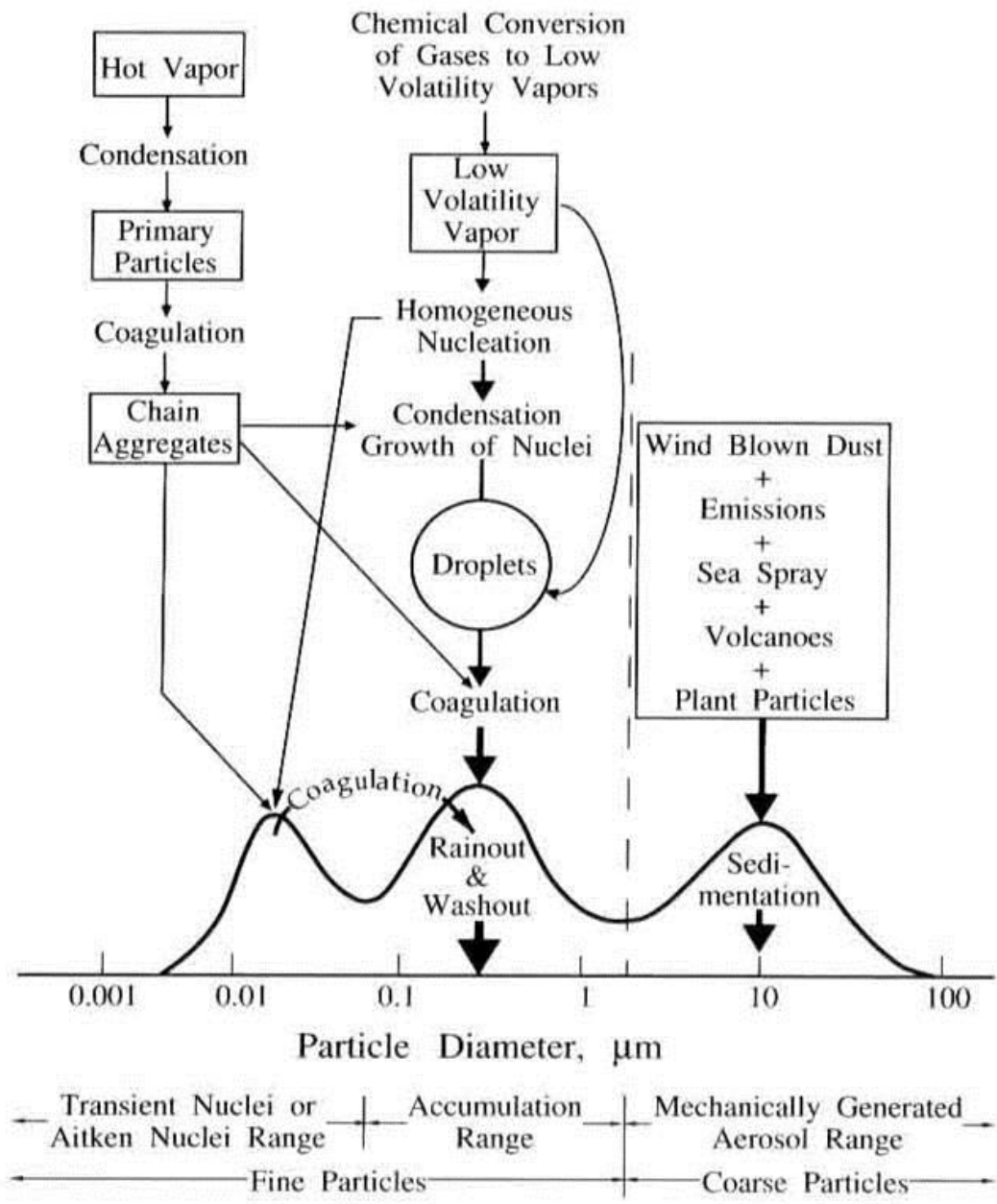


FIGURE 2.16 Idealized schematic of the distribution of particle surface area of an atmospheric aerosol (Whitby and Cantrell, 1976). Principal modes, sources, and particle formation and removal mechanisms are indicated.

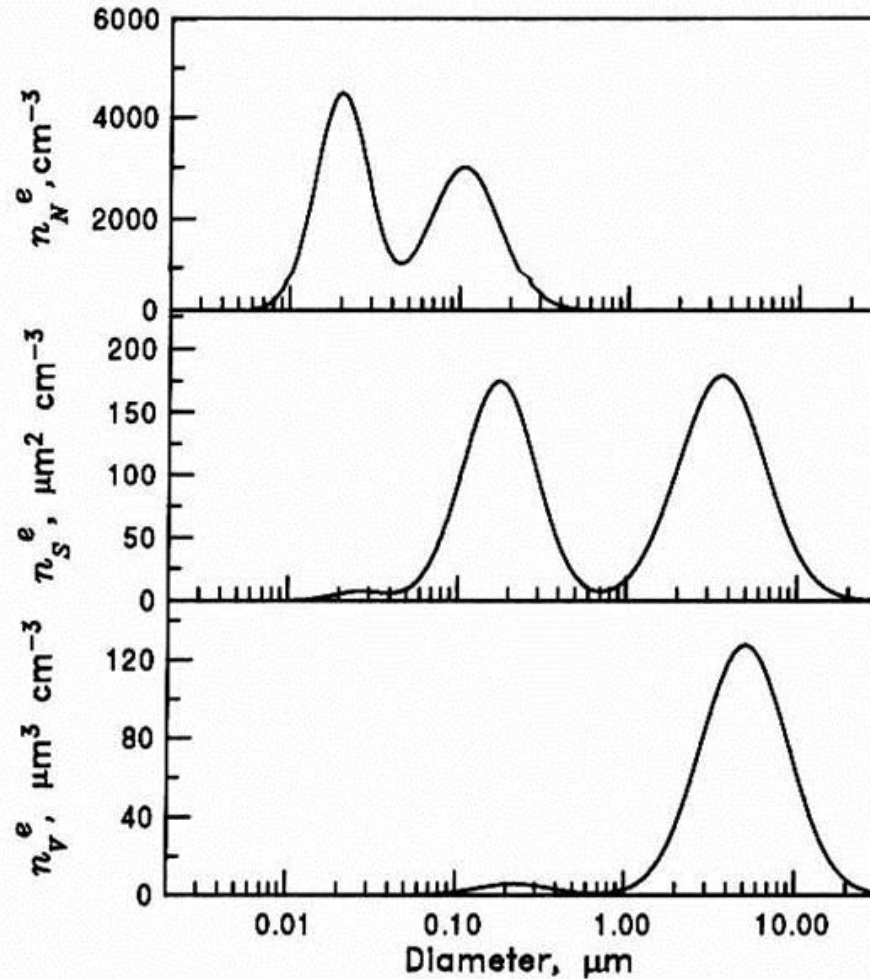
Klasy rozmiaru aerozolu

- Klasa nukleacji (ang. *nucleation mode*) – najmniejsze cząstki o średnicach poniżej 10 nm (0,01 μm)
- klasa Aitken'a (ang. *Aitken mode*) – cząstki o średnicach pomiędzy 10 nm i 100 nm (0,01 μm – 0,1 μm)
- klasa akumulacji (ang. *accumulation mode*) – cząstki o średnicach pomiędzy 0,1 μm i 1 μm
- klasa cząstek dużych (ang. *Coarse mode*)- cząstki o średnicach powyżej 1 μm

PM10, PM2.5

- **PM10** – koncentracja masy cząstek o średnicach poniżej 10 μm (średnicach odpowiadających cząstkom sferycznym)
- **PM2,5** – koncentracja masy cząstek o średnicach mniejszych od 2,5 μm

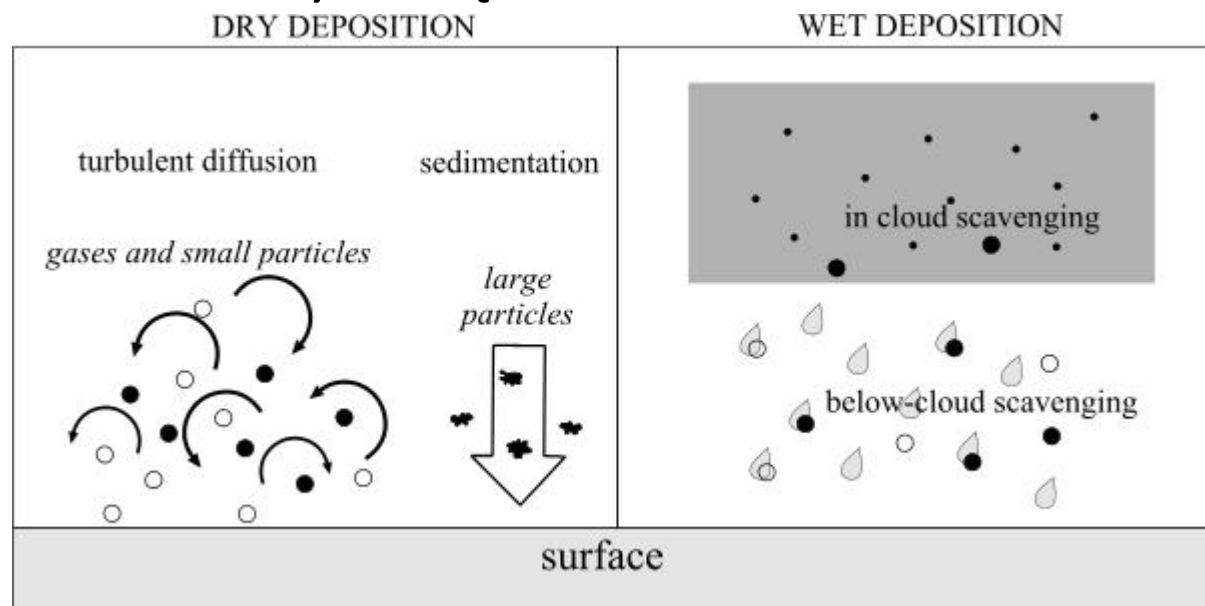
Rozkład wielkości i masy cząstek



An number distribution, surface distribution, and volume distribution functions plotted against $\log(D_p)$. (from Seinfeld and Pandis)

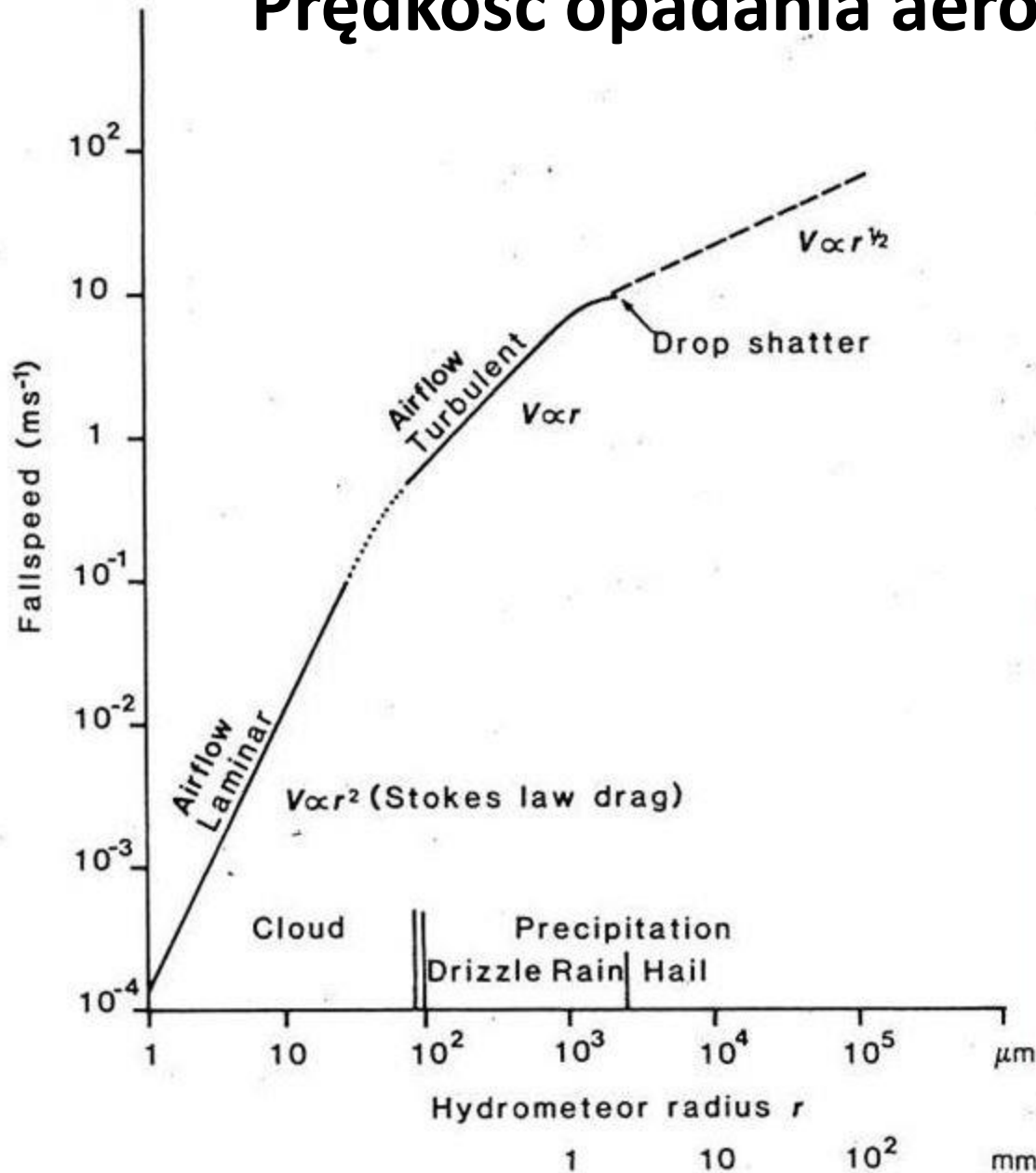
Procesy usuwania aerozolu z atmosfery

- Opadanie grawitacyjne (sucha depozycja) – efektywne tylko dla największych aerozoli
- Wilgotna depozycja (wmywanie przez deszcz i chmury) – efektywna dla małych cząstek



Prędkość opadania aerozolu

Terminal velocity of drops



For laminar flow, at terminal velocity
drag force=weight

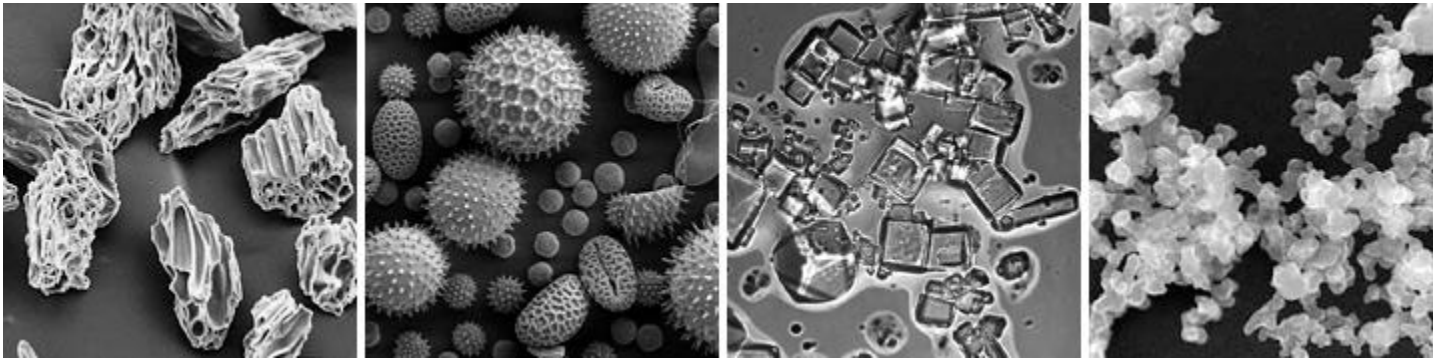
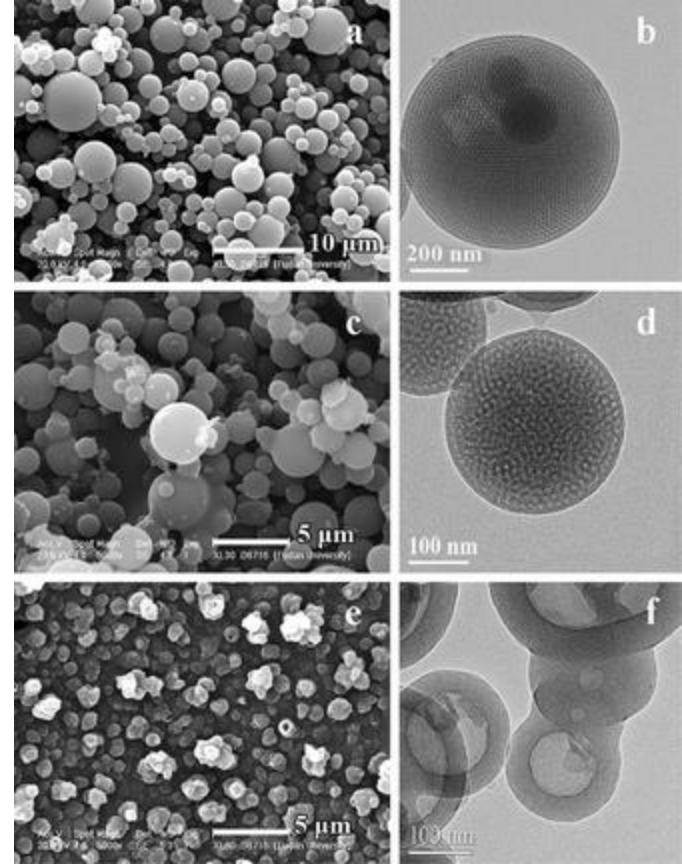
$$mg = 6\pi\eta r v$$

$$v = \frac{mg}{6\pi\eta r} = \frac{\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_w g}{6\pi\eta r}$$

$$v = \frac{2}{9} \frac{\rho_w g}{\eta} r^2$$

Kształt aerozolu

- Pomimo, że aerozol może przybierać bardzo skomplikowane formy geometryczne bardzo często jego właściwości fizyczne opisuje się przy założeniu, że jego kształt jest sferyczny a budowa jednorodna.

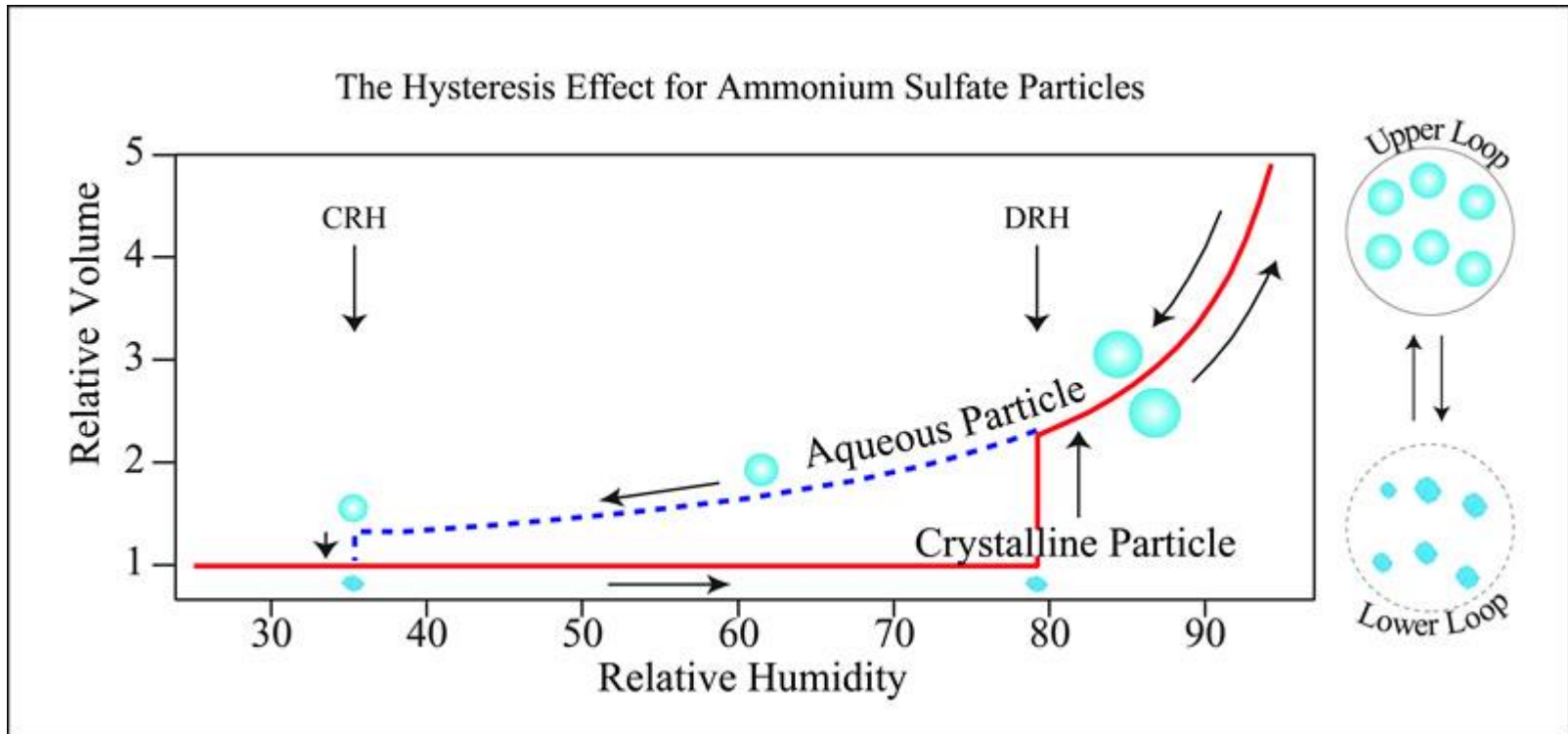


<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Aerosols/>

Smog

- **Smog** (ang. *fog intensified by smoke*, mgła wzmocniona przez dym) – nienaturalne zjawisko atmosferyczne polegające na współwystępowaniu zanieczyszczeń powietrza spowodowanych działalnością człowieka oraz niekorzystnych naturalnych zjawisk atmosferycznych: wysoka wilgotność względna powietrza (mgła) i słaby wiatr.
- **Smog londyński**, w skład którego wchodzi: tlenek siarki(4), tlenki azotu, tlenki węgla, sadza oraz trudno opadające pyły. Występuje głównie w miesiącach jesienno-zimowych podczas inwersji temperatur w umiarkowanej strefie klimatycznej.
- **Smog typu Los Angeles** (smog fotochemiczny, ozon troposferyczny) powstaje przede wszystkim w miesiącach letnich, w strefach subtropikalnych. Skład: tlenki węgla, tlenki azotu, węglowodory. Związki te ulegają późniejszym reakcjom fotochemicznym, w wyniku których powstają: PAN (azotan nadtlenoacetylu), aldehydy oraz ozon.

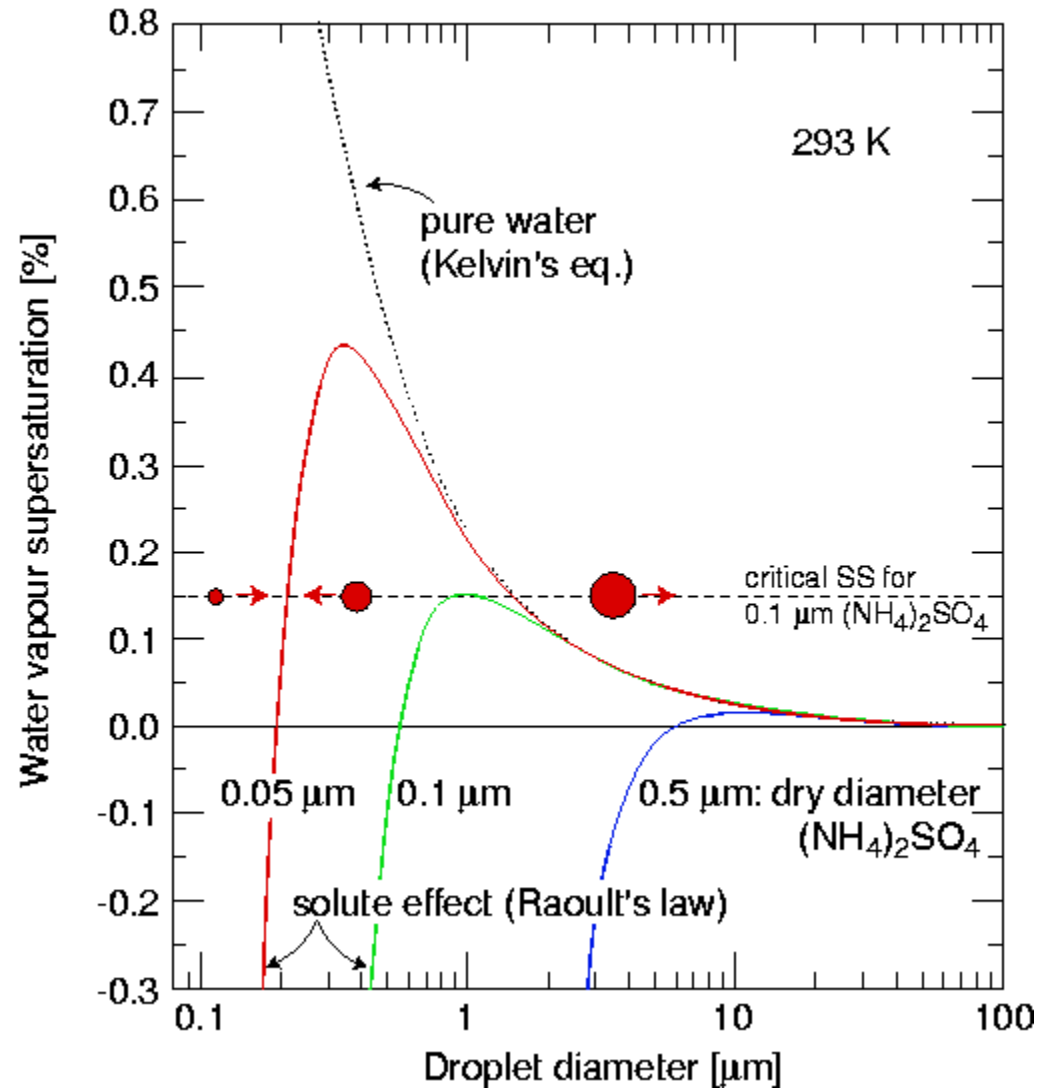
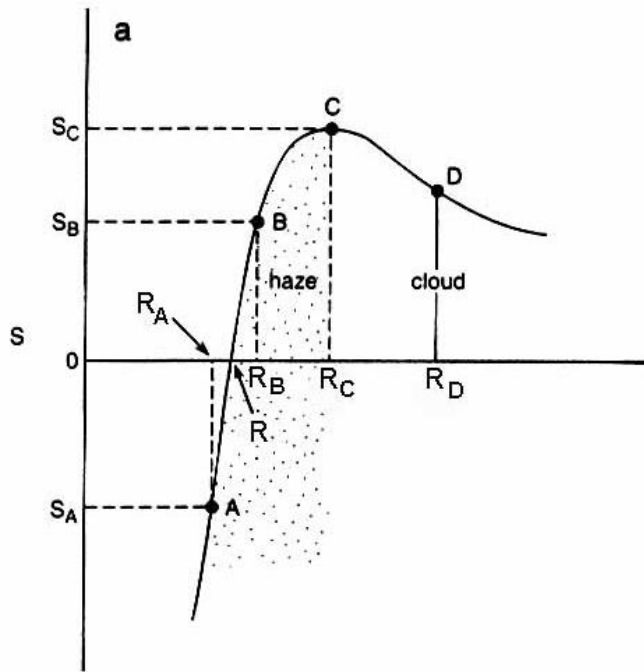
Wzrost higroskopijny aerozolu



<http://www.seas.harvard.edu/environmental-chemistry/projects/aerosolsub1.php>

- Historia zmian wilgotności w otoczeniu aerozolu wpływa na jego aktualne własności optyczne!

Krzywą Köhlera – tworzenie się smogu typu londyńskiego

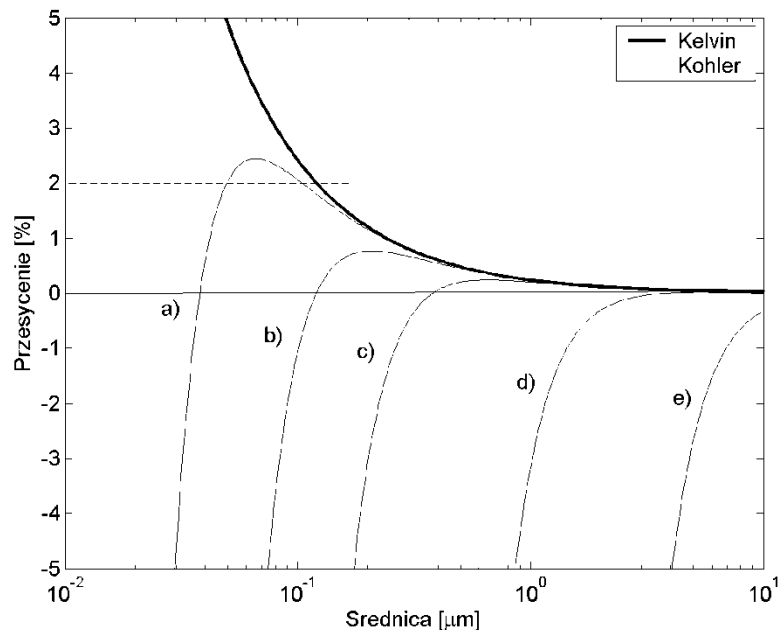


Równanie Köhlera

- Ze względu na napięcie powierzchniowe ciśnienie równowagowe pary wodnej względem kropelki uodnionego aerozolu jest wyższe niż nad płaską powierzchnią wody – prawo Kelvina.
- Aby zapoczątkować proces kondensacji pary wodnej w przypadku małych kropelek wymagane są znacznie większe przesylenia.
- Z drugiej strony zawarte w powietrzu substancje chemiczne wykazujące własności higroskopijne obniżają ciśnienie pary nasyconej. W tym przypadku równowagowe ciśnienie pary wodnej jest niższe niż nad płaską powierzchnią wody zgodnie z prawem Raoult'a.
- Oba przeciwstawne efekty zostały opisane przez Köhlera w postaci następującego wzoru


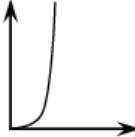




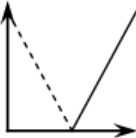


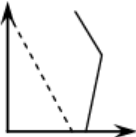


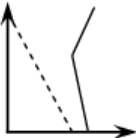
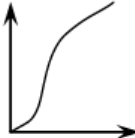

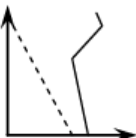


$$\ln \frac{e}{E} = \frac{4\sigma}{R_v T \rho D} - \frac{6nM}{\pi \rho D^3}$$

gdzie e i E oznaczają odpowiednio ciśnienie pary nasyconej nad kroplą uodnionego aerozolu oraz nad płaską powierzchnią wody, ρ jest gęstością wody, M jest masą molową wody, D jest średnicą kropelek wody, σ oznacza napięcie powierzchniowe wody, zaś n oznacza liczbę moli rozpuszczonych soli.

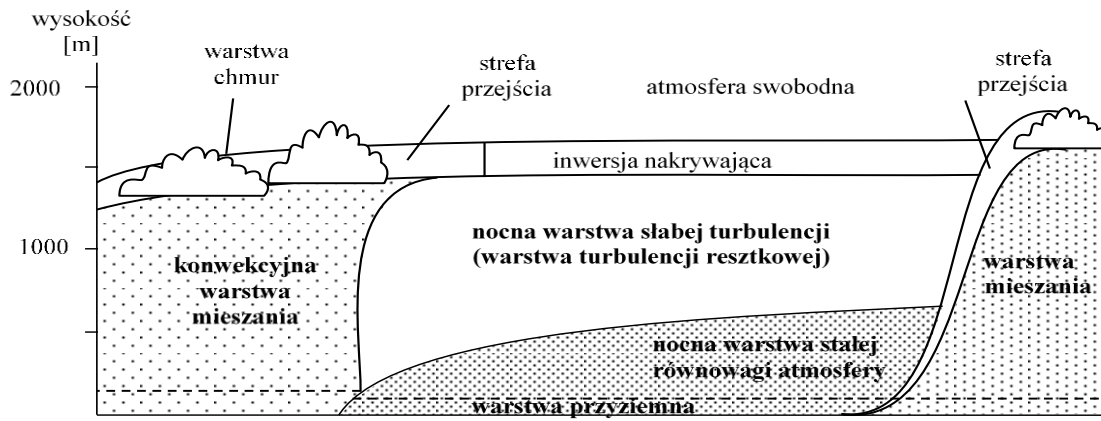


Krzywa Köhlera przedstawiająca przesylenie $S=(e/E-1)\cdot 100\%$ jako funkcję średnicy kropelek chmurowych. Pogrubiona linia przedstawia równanie Kelvina dla czystych kropelek wody.

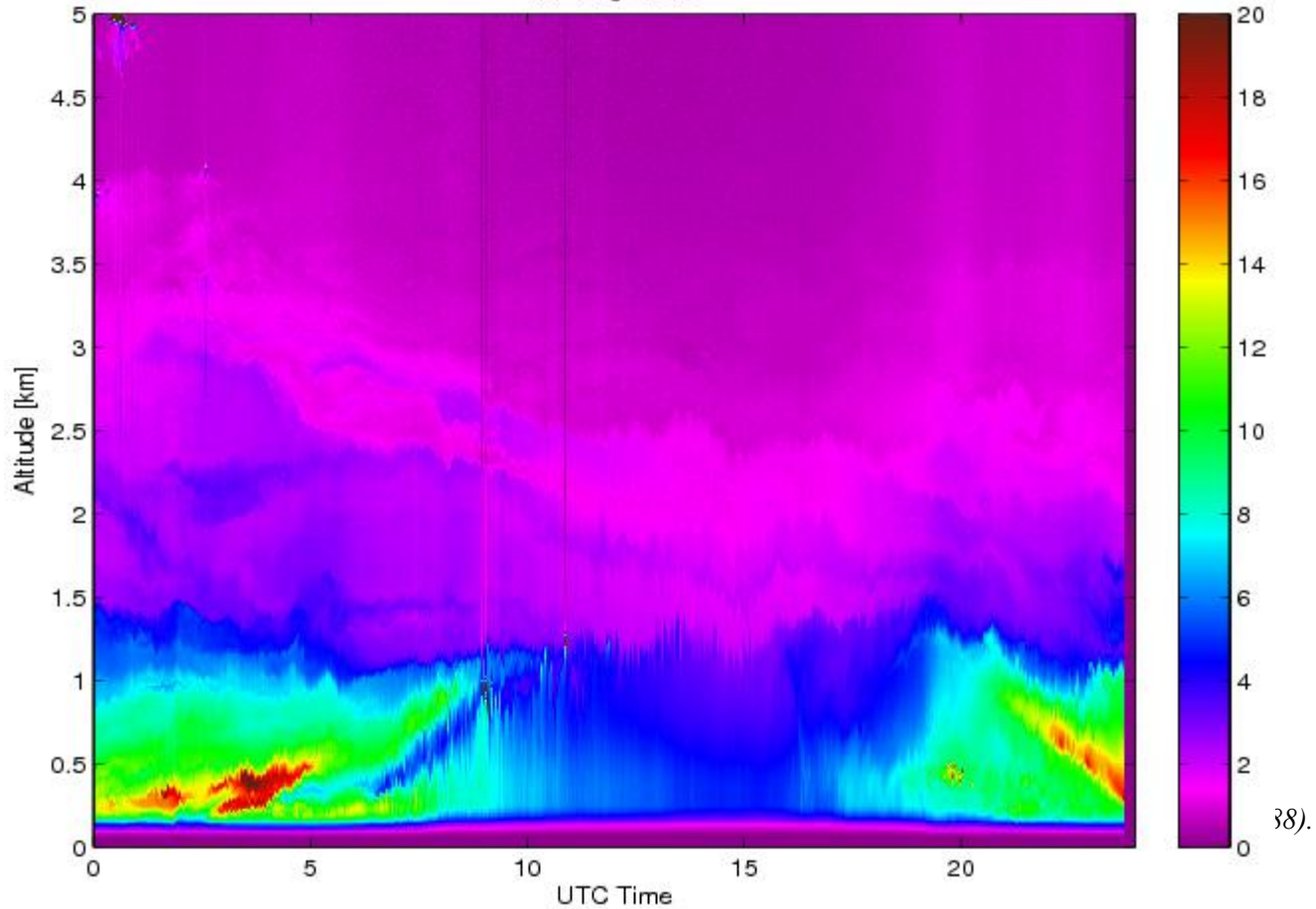
Wpływ stratyfikacji atmosfery

Klasa stabilności atmosfery	Temperatura powietrza	Prędkość wiatru	Kształt smugi dymu	Opis kształtu smugi dla danej klasy stabilności
chwiejna A, B, C				smuga zataczająca pętle (ang. <i>looping</i>)
obojętna D				smuga przyjmująca kształt stożka o podstawie elipsy (ang. <i>coning</i>)
stała E, F – smuga w zasięgu warstwy inwersyjnej				smuga rozprzestrzeniająca się wąską wstęgą o wyraźnie zaznaczonej granicy (ang. <i>fanning</i>)
stała E, F – smuga nad warstwą inwersyjną dolną				smuga nie dochodząca do powierzchni ziemi (ang. <i>lofting</i>)
stała E, F – smuga pod warstwą inwersyjną dolną				smuga rozprzestrzeniająca się w kierunku powierzchni ziemi (ang. <i>fumigation</i>)
stała E, F – smuga pod warstwą inwersyjną wzniesioną				smuga rozprzestrzeniająca się w kierunku powierzchni ziemi, ale nie dochodząca do niej (ang. <i>trapping</i>)

wysokość

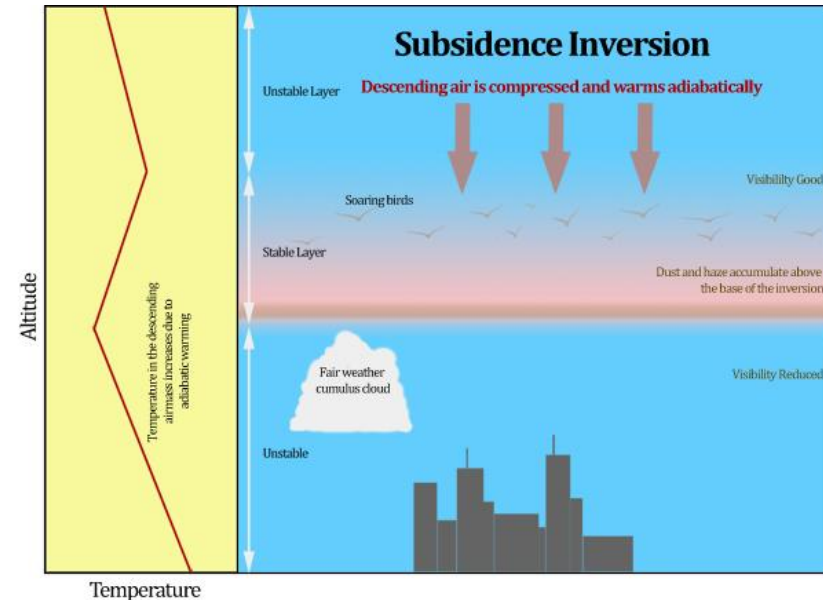
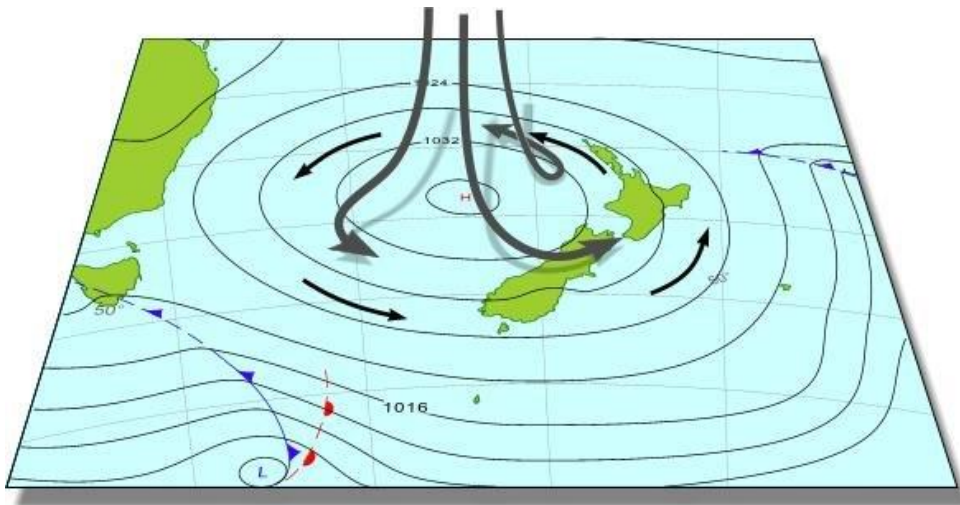


14-Aug-2015



Mechanizm tworzenia się inwersji osiadania

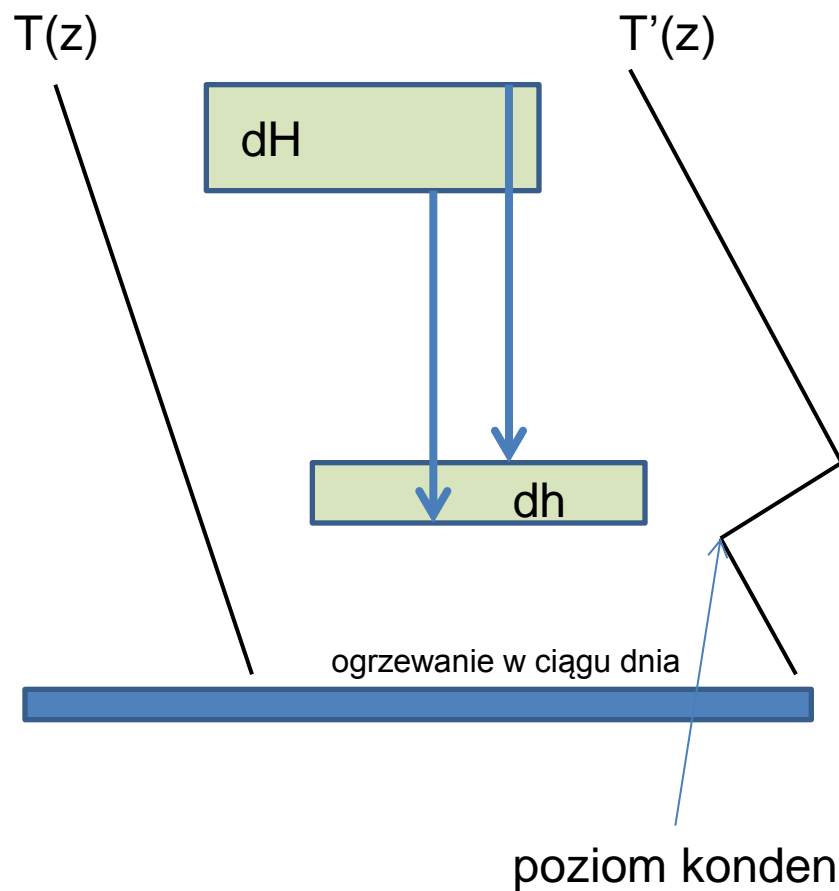
- W układach antycyklonalnych osiadanie powietrza w środkowej i dolnej troposferze jest skutkiem zachowania masy (rów. ciągłości)



Półkula. południowa!!!!

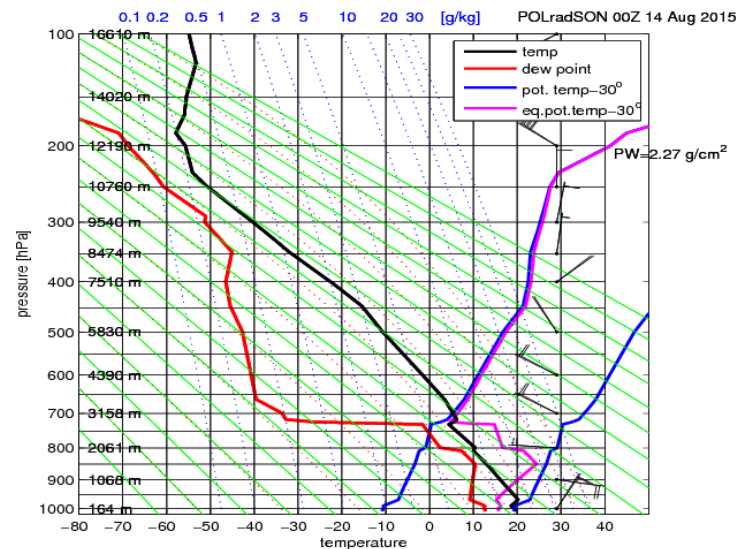
<http://blog.metservice.com/node/879>

Ogrzewanie powietrza podczas adiabaticznego osiadania w środkowej i dolnej troposferze

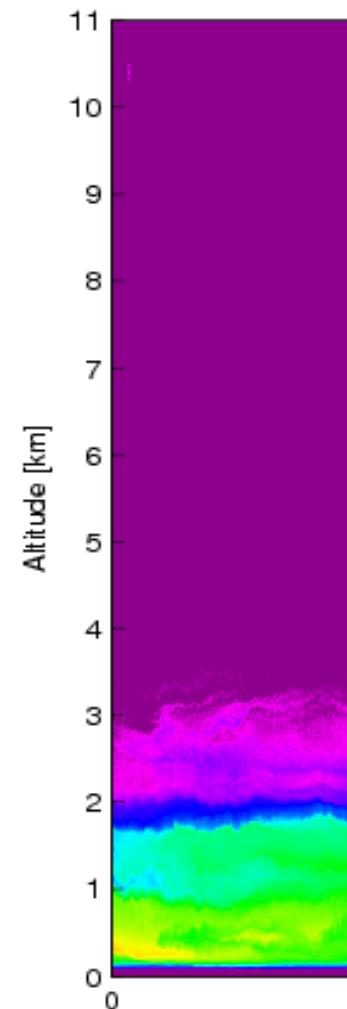


$$dh = dH \frac{Q}{\rho}$$

- Górna granica warstwy pokonuje dłuższą drogę niż dolna co oznacza, że ogrzewa się bardziej niż powietrze w dolnej części,
- Prowadzi to do inwersji w dolnej troposferze
- Charakteryzuje się ona gwałtownym spadkiem temperatury punktu rosy

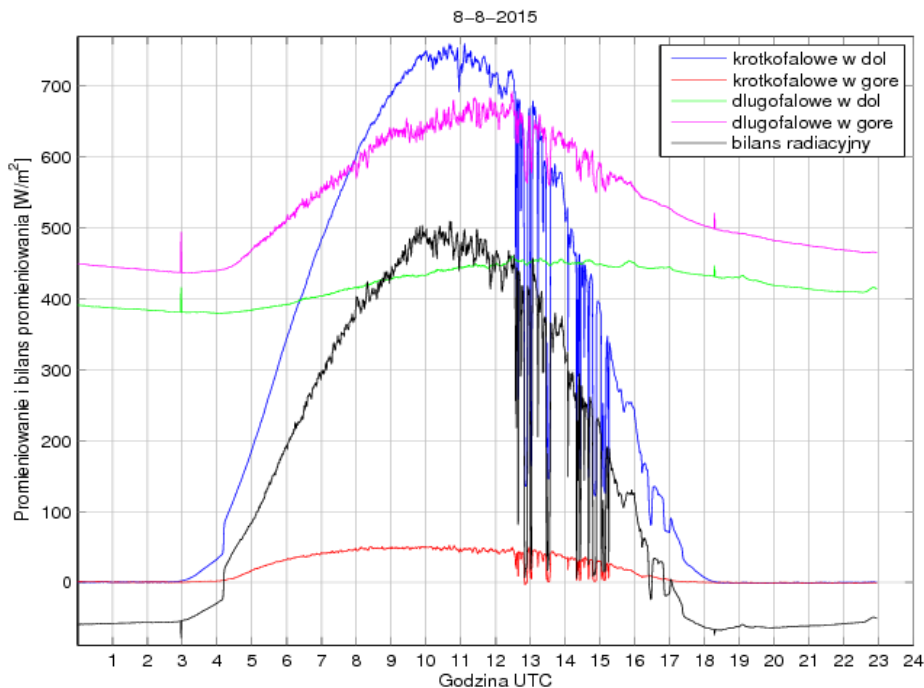


Silnie zanieczyszczenie powietrza poniżej wysokości inwersji osiadania

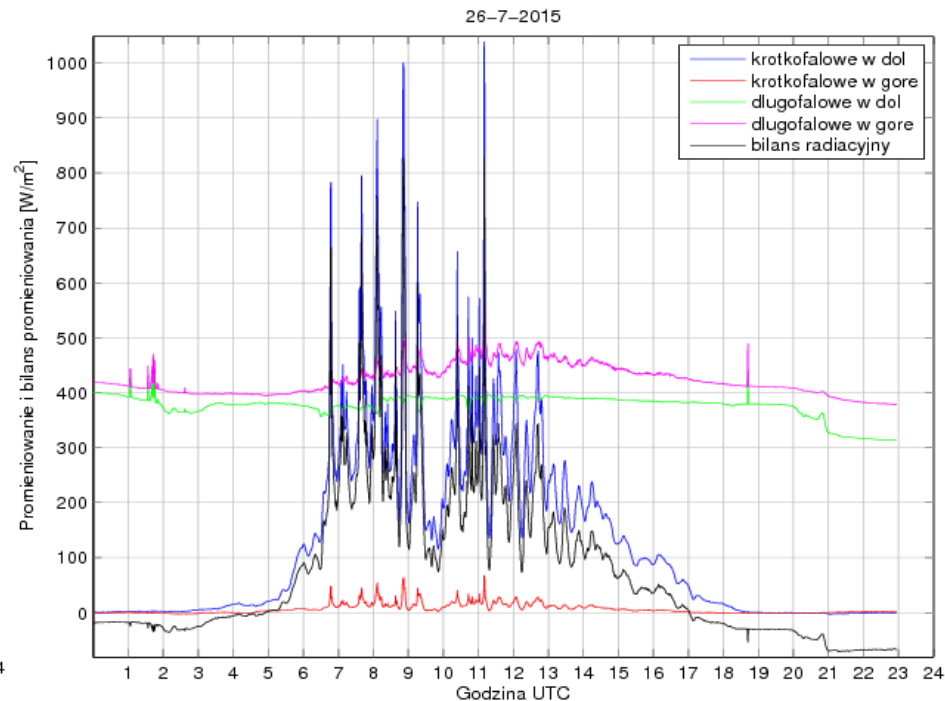


Mechanizm tworzenia się nocnych inwersji radiacyjnych

- Bilans radiacyjny powierzchni ziemi

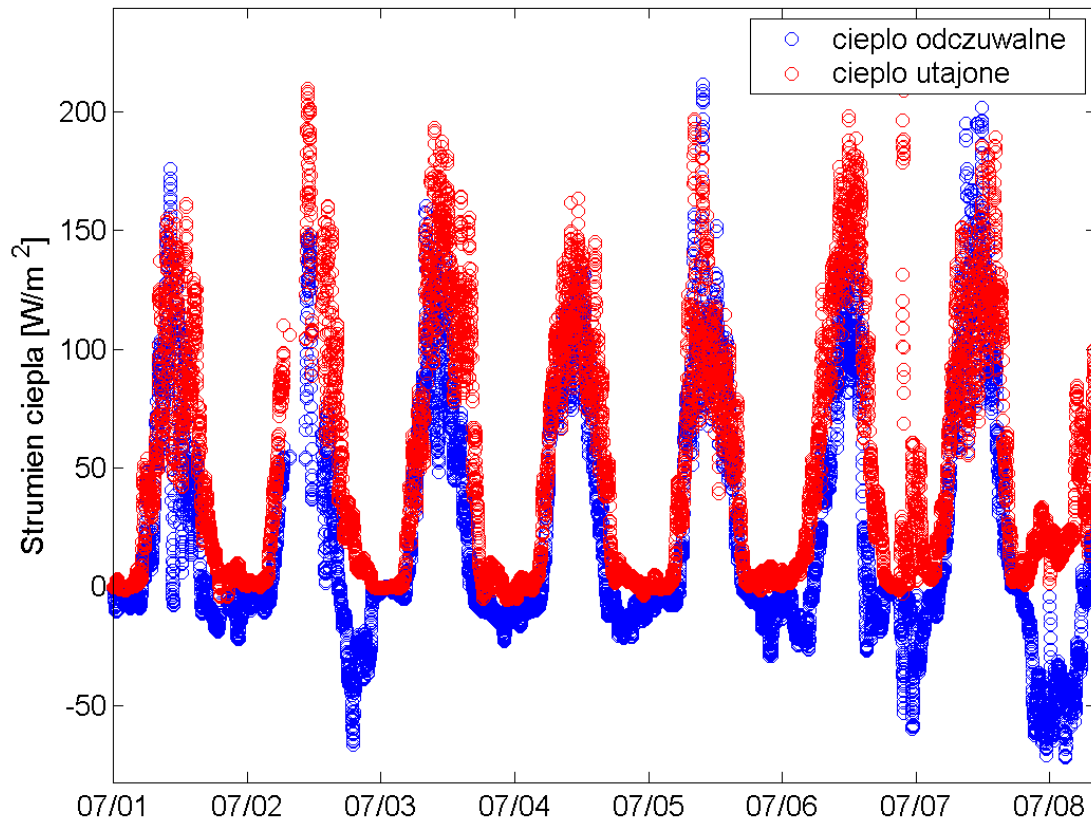


Bezchmurnie podczas dnia i nocy

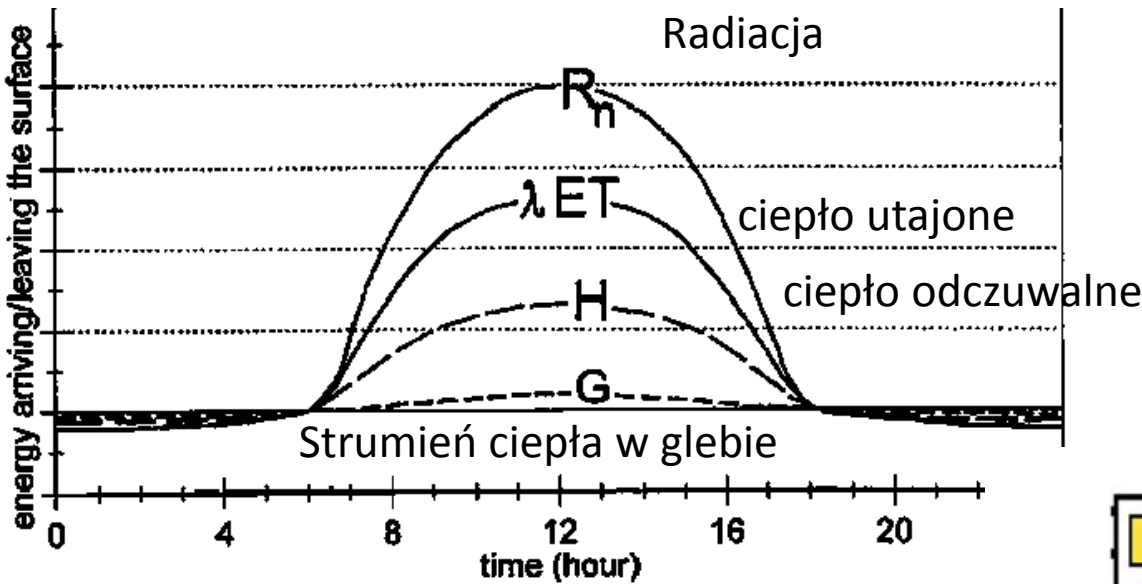


Zachmurzenie duże podczas dnia i nocy

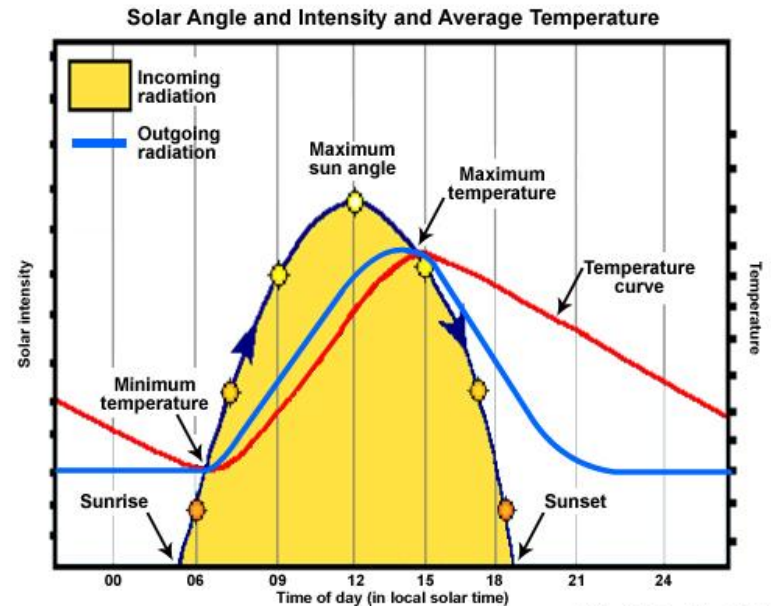
Strumień ciepła odczuwalnego oraz utajonego przy powierzchni ziemi.



Bilans energii na powierzchni ziemi

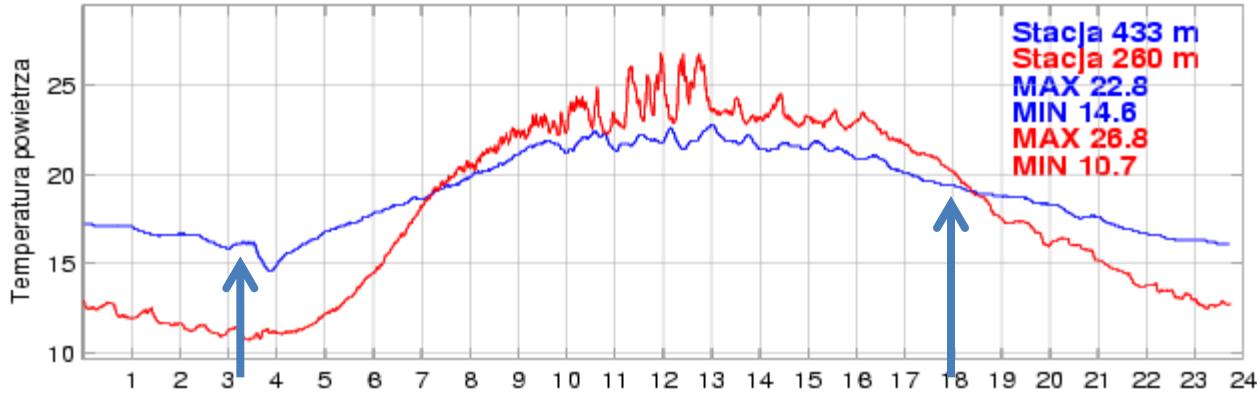


Bilans: $B = R_n - \lambda ET - H - G$

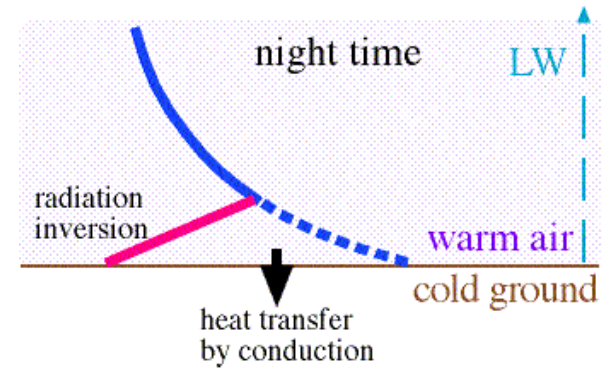
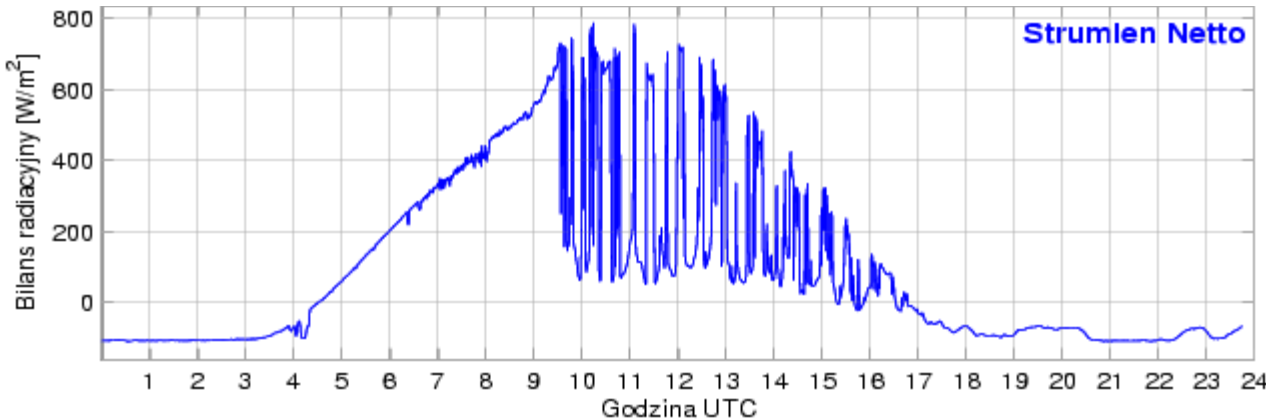
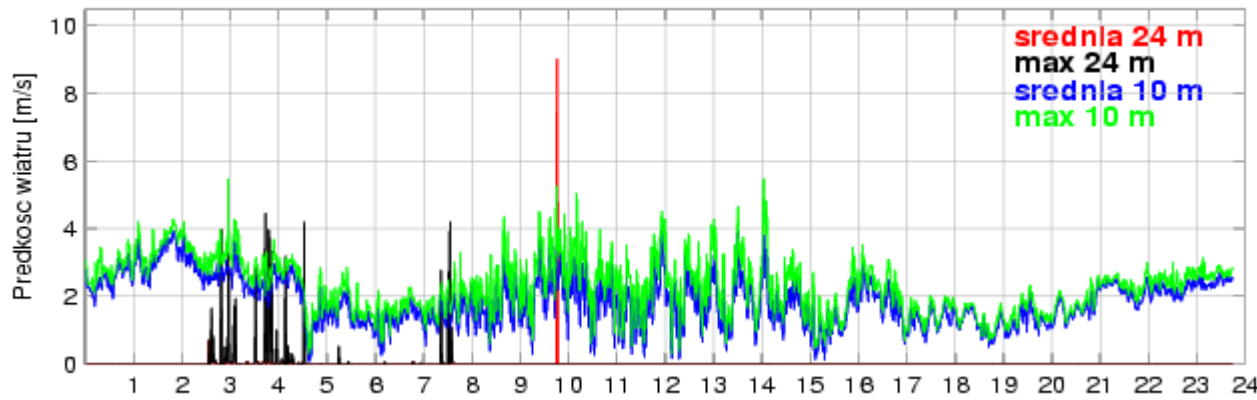


Tworzenie się inwersji radiacyjnej

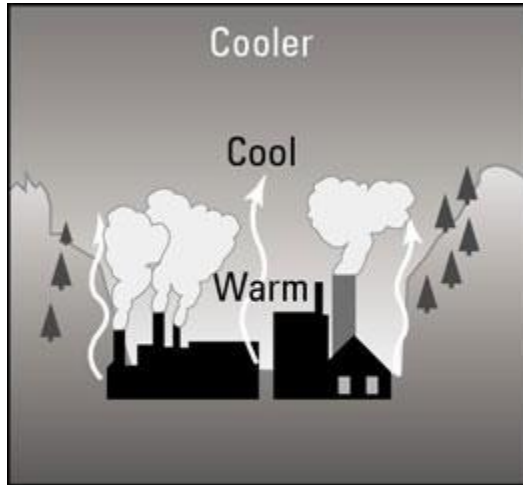
8-8-2012



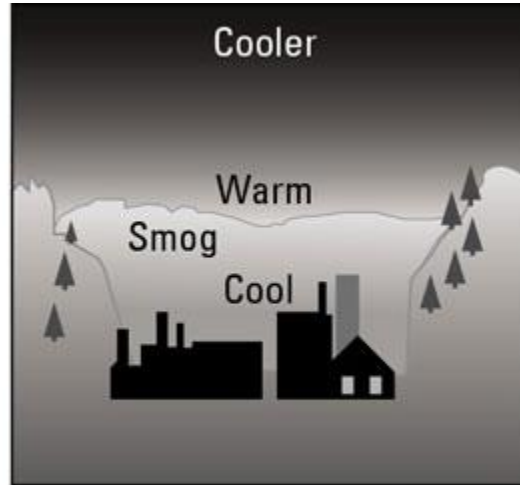
4-8-2012



Wpływ cyrkulacji dolinno -górskiej



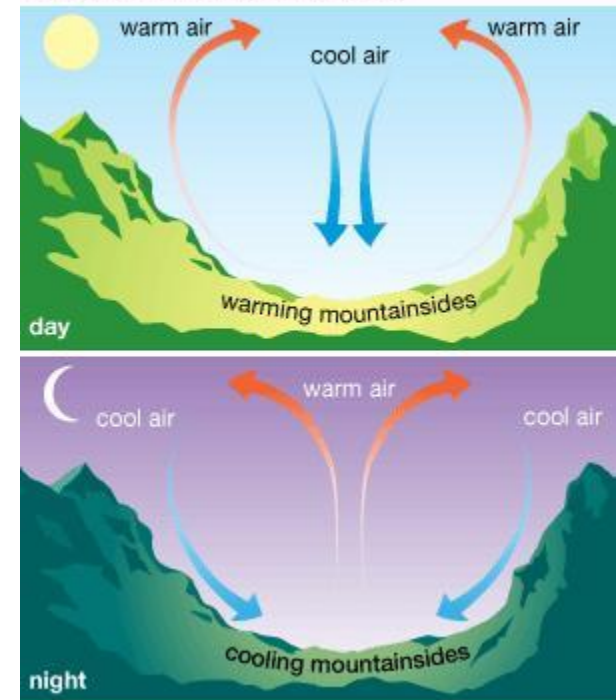
Normal



Temperature inversion

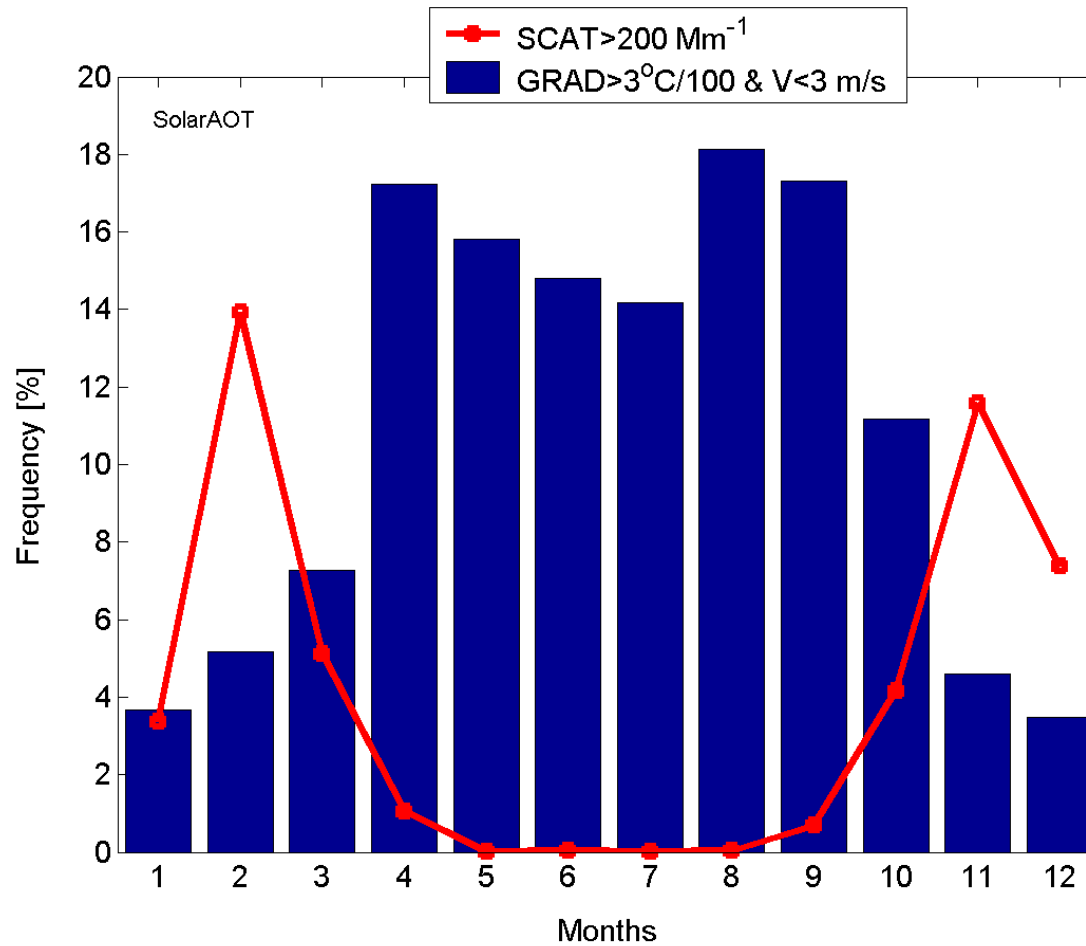
<http://www.dummies.com/store/product/Environmental-Science-For-Dummies.productCd-1118167147.html>

Valley and mountain breezes



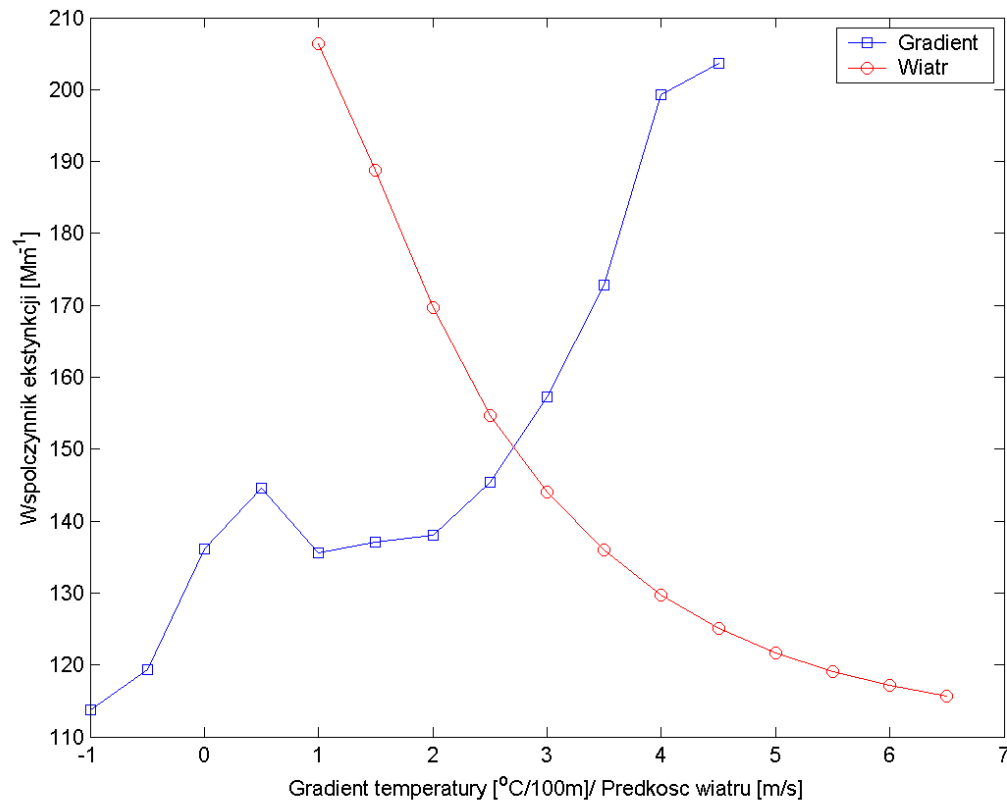
© 2008 Encyclopædia Britannica, Inc.

Inwersje nocne a epizody aerozolowe



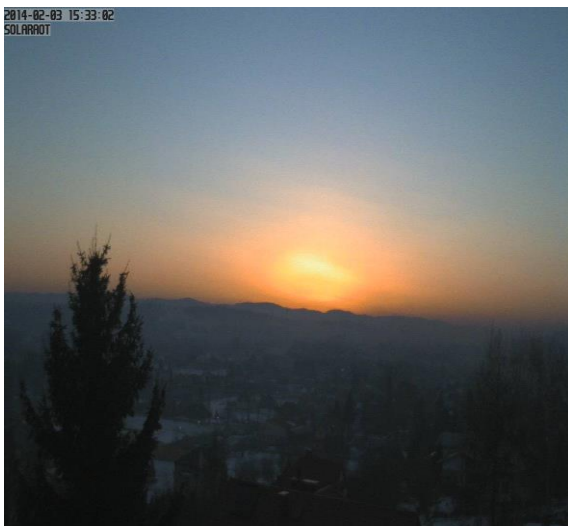
Źródło: SolarAOT

Wpływ warunków meteorologicznych na rozwój smogu

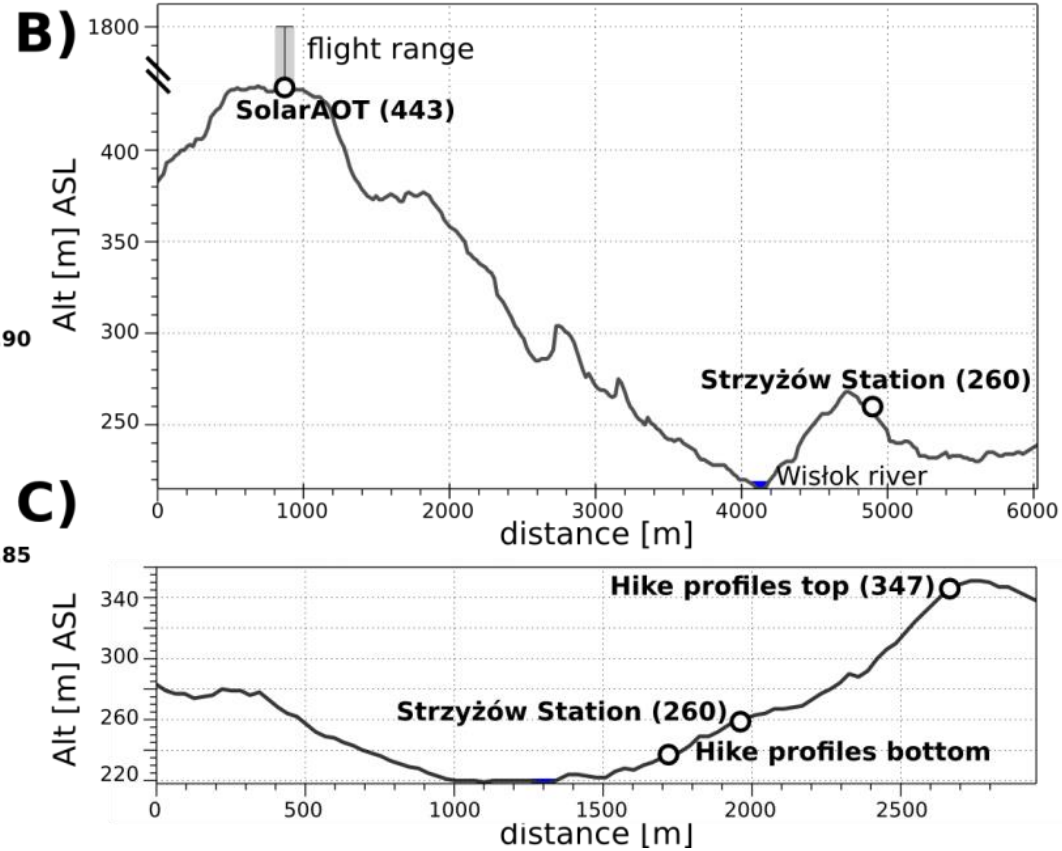
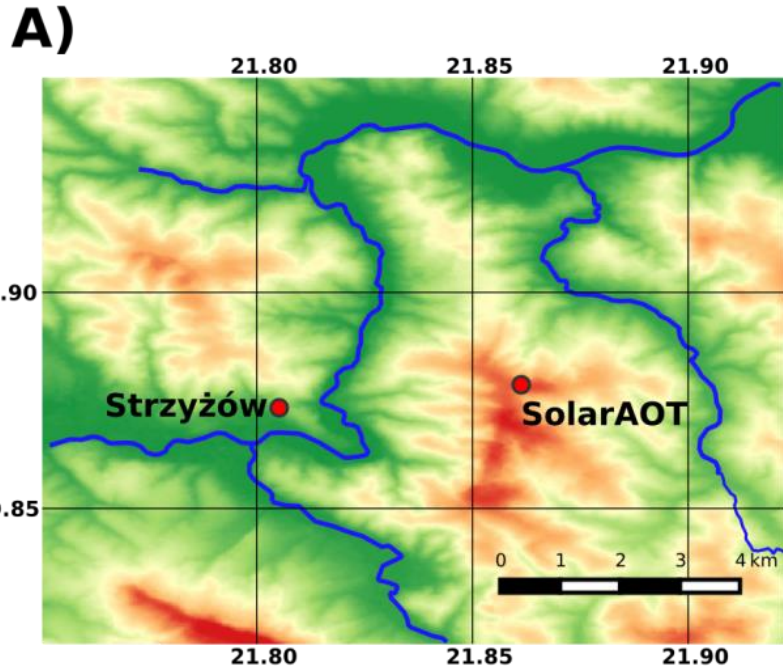


Struktura optyczna smogu w rejonie kotliny Strzyżowa

- Pomiarzy optyczne w rejonie stacji SolarAOT w okresie jesienno-zimowym
- Pieszce wędrówki z mikro-aethalometrem o pionowej różnicy wysokości ponad 100 m

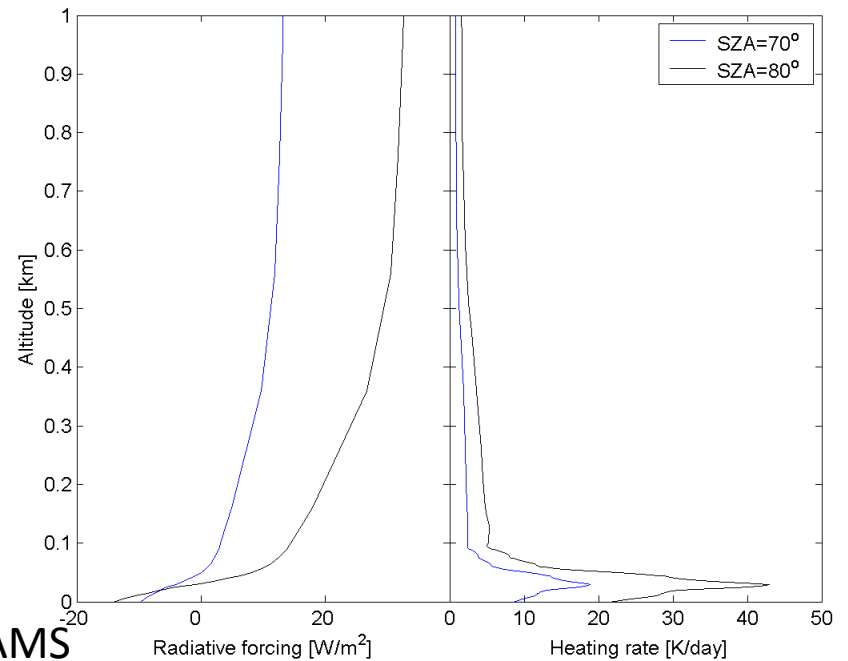
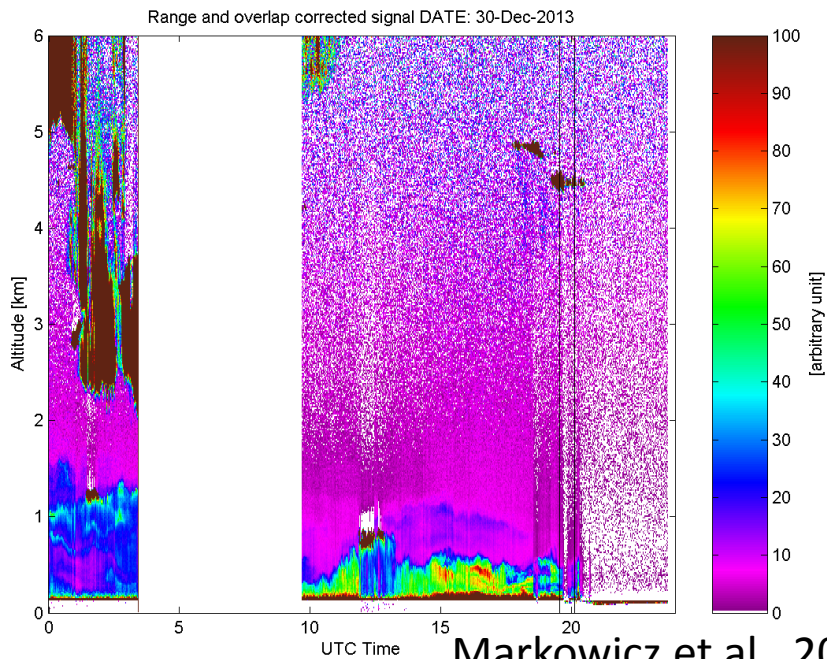
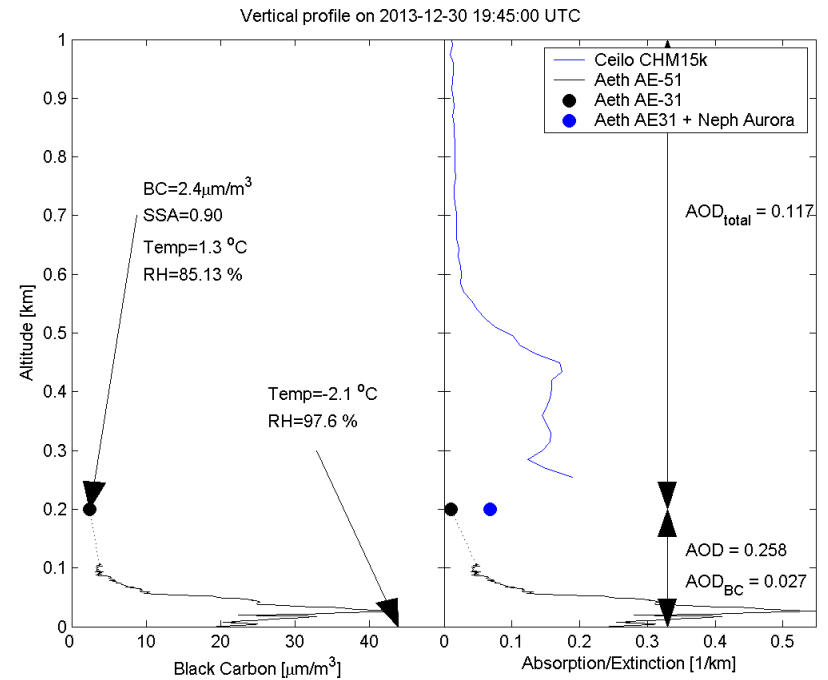


Topografia terenu

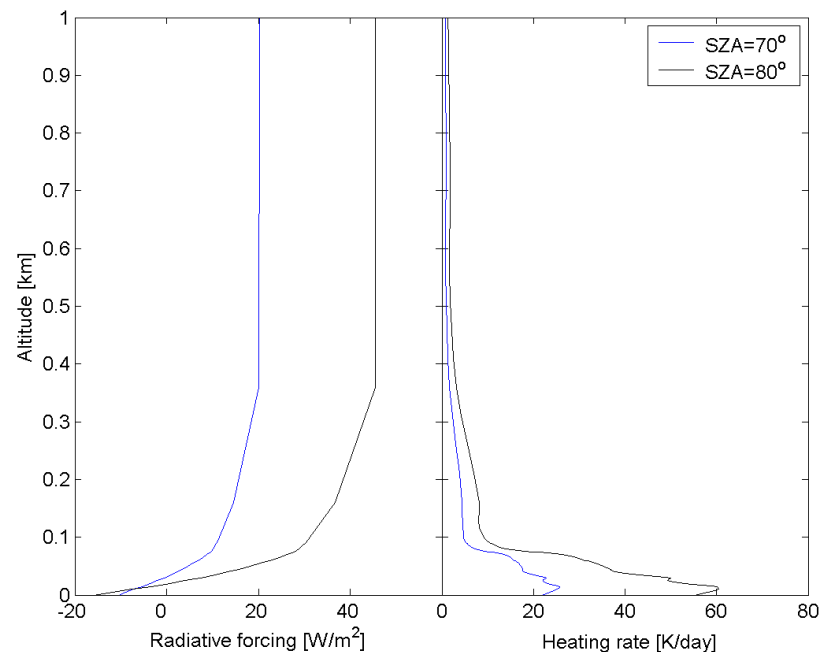
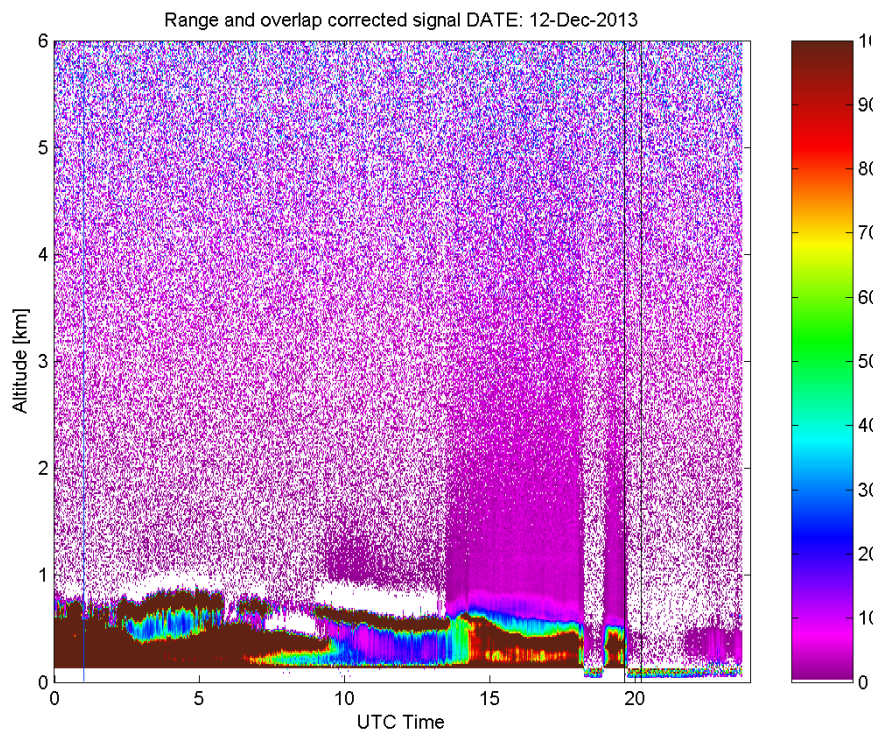
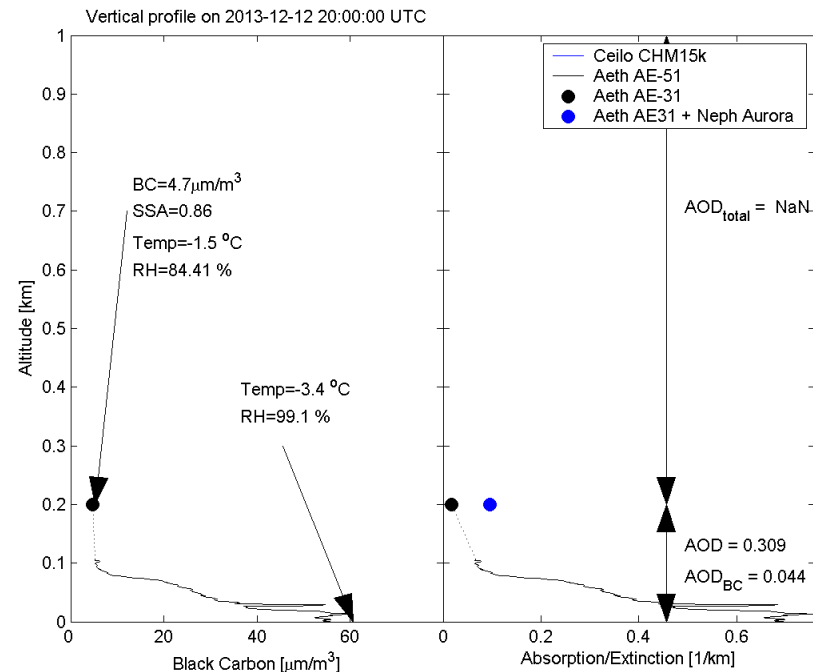


Chiliński et al.,2015

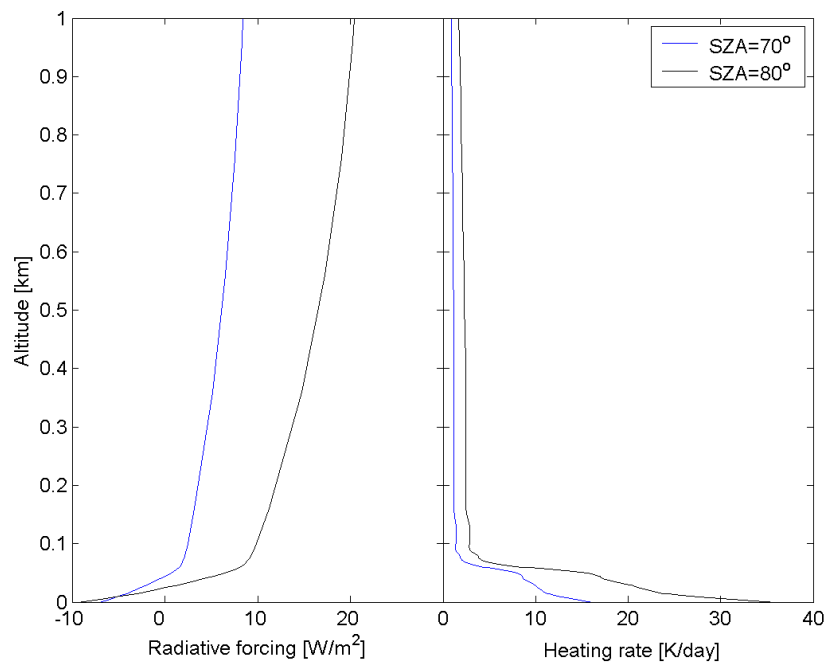
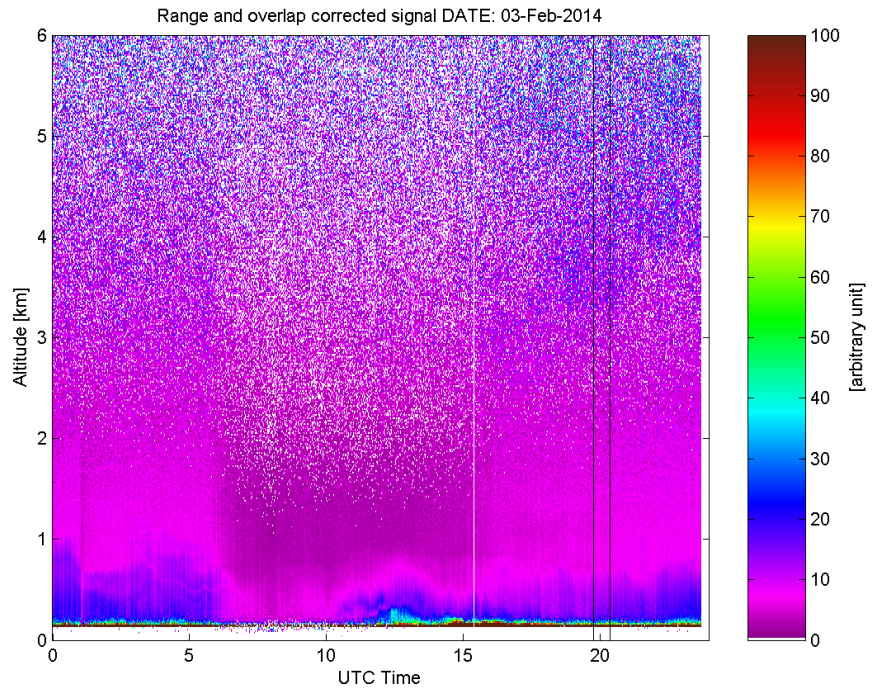
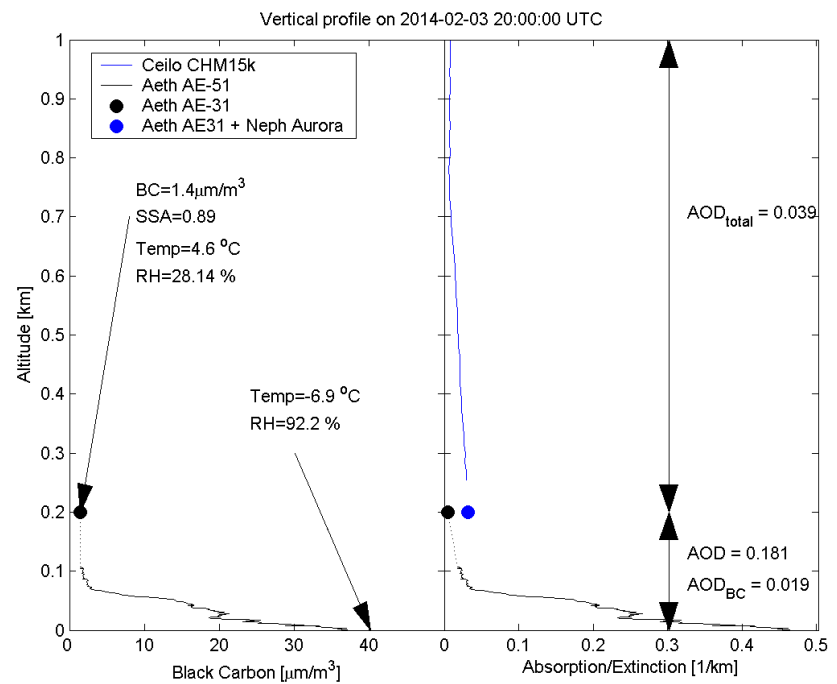
Haze condition on 30 Dec 2013 during moderate inversion ($1.9^\circ/100\text{m}$). The black carbon concentration exceeds $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 50 meters above the Valley causing a high radiative heating ($40 \text{ K}/\text{day}$ for solar zenith angle 70° and $20 \text{ K}/\text{day}$ for solar zenith angle of 80°).



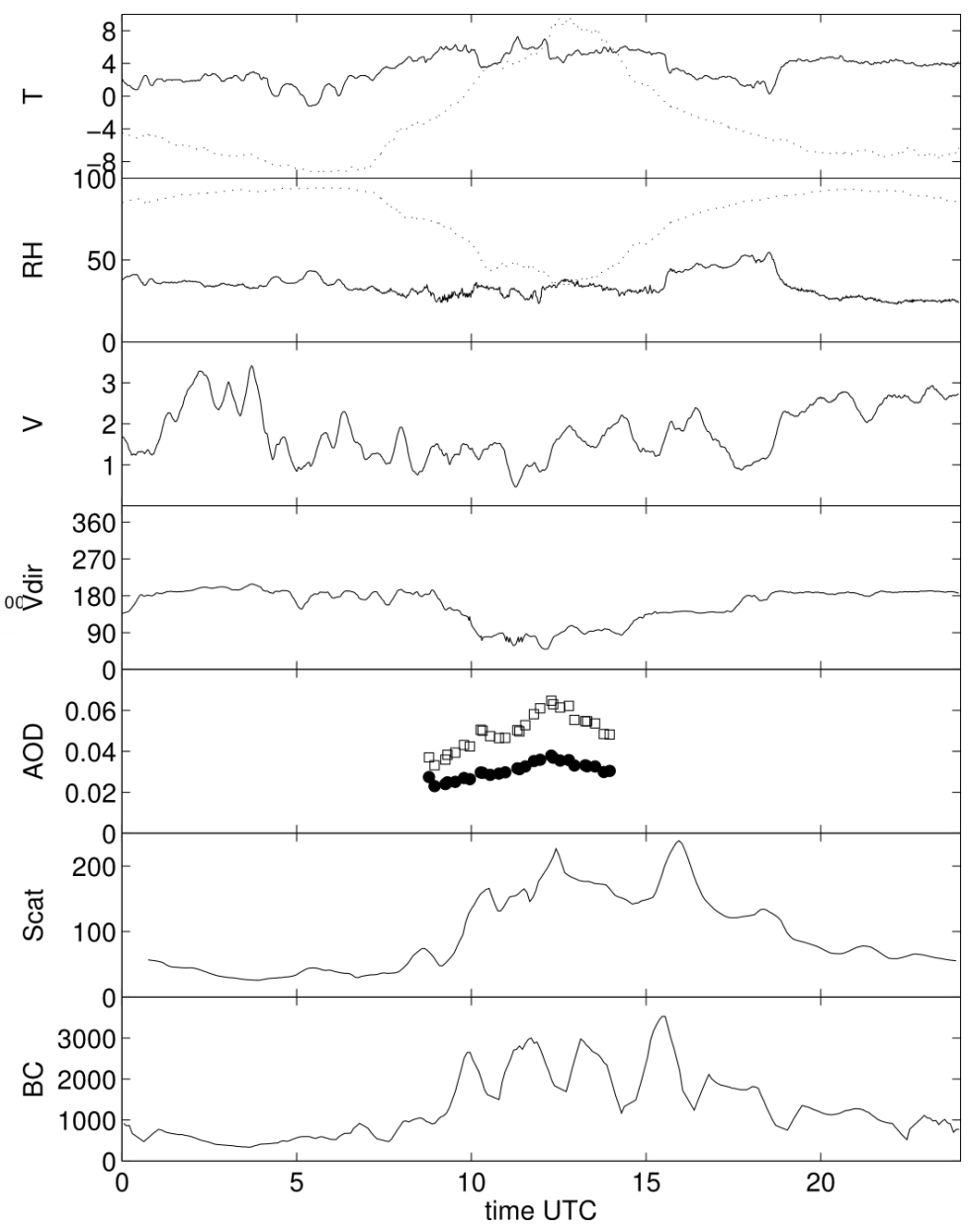
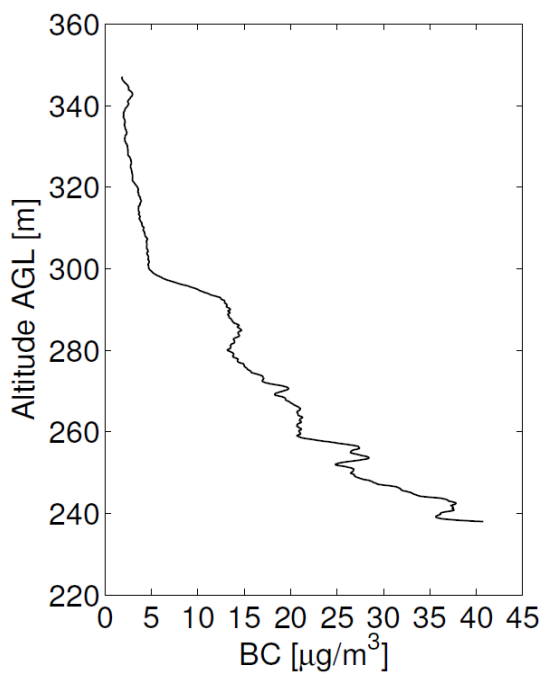
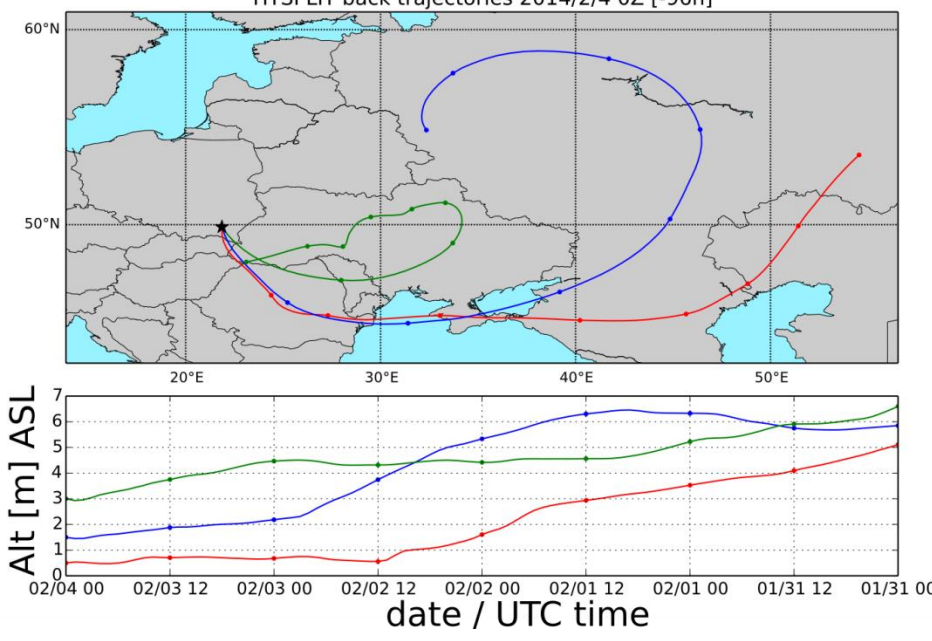
Extremely haze condition on 12 Dec 2013 during weak inversion ($1.0^\circ/100\text{m}$). The black carbon concentration exceeds $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ close to bottom of the Valley causing a high radiative heating ($60 \text{ K}/\text{day}$ for solar zenith angle 70° and $25 \text{ K}/\text{day}$ for solar zenith angle of 80°).



- Haze on 3 Feb 2014 during strong inversion condition. The mean temperature gradient in the first 200 m was $6.4^\circ/100\text{m}$. The relative humidity in the Strzyzow Valley was about 92% while 200 meters above only 28%. The black carbon concentration reached $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (20 times larger than long-term mean value) in the Valley causing a high radiative heating (35 K/day for solar zenith angle 70° and 15 K/day for solar zenith angle of 80°).

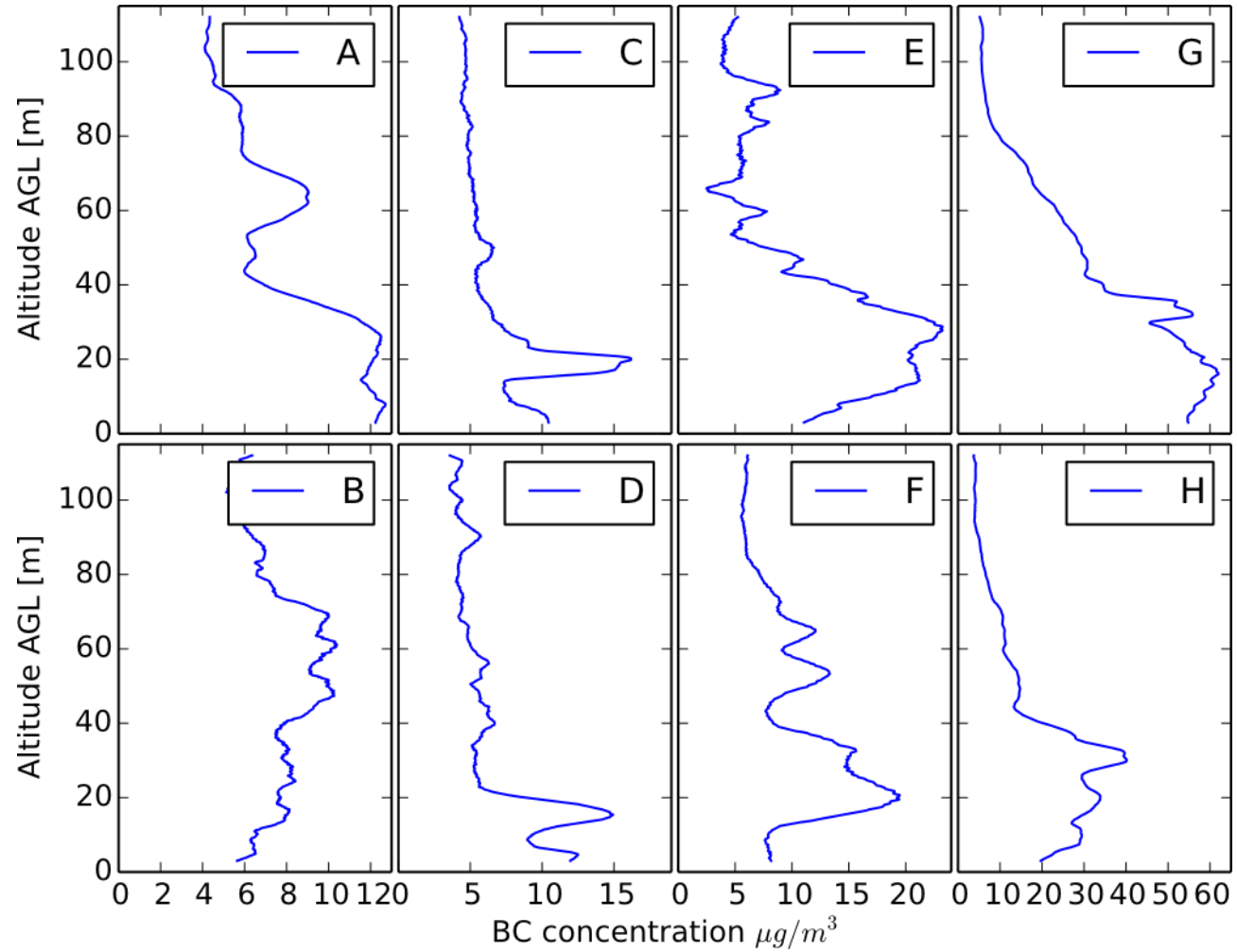


HYSPLIT back trajectories 2014/2/4 0Z [-96h]



Chiliński et al., 2015 (submitted to AR)

Wybrane profile BC



Chiliński et al., 2015 (submitted to AR)

Wpływ aerozolu absorbującego na dynamikę warstwy granicznej

- Aeroszol absorbujący powodując ogrzewanie atmosfery, zmniejsza gradient temperatury, redukuje strumienie ciepła odczuwalnego oraz utajonego
- Konsekwencją tego jest obniżenie wysokości PBL
- Kolejnym skutkiem jest redukcja zachmurzenia i opadów
- Ponadto, redukcja konwekcji sprzyja kumulacji zanieczyszczeń emitowanych przy powierzchni ziemi (dodatnie sprzężenie zwrotne)

Wpływ aerozolu absorbującego na wysokości PBL

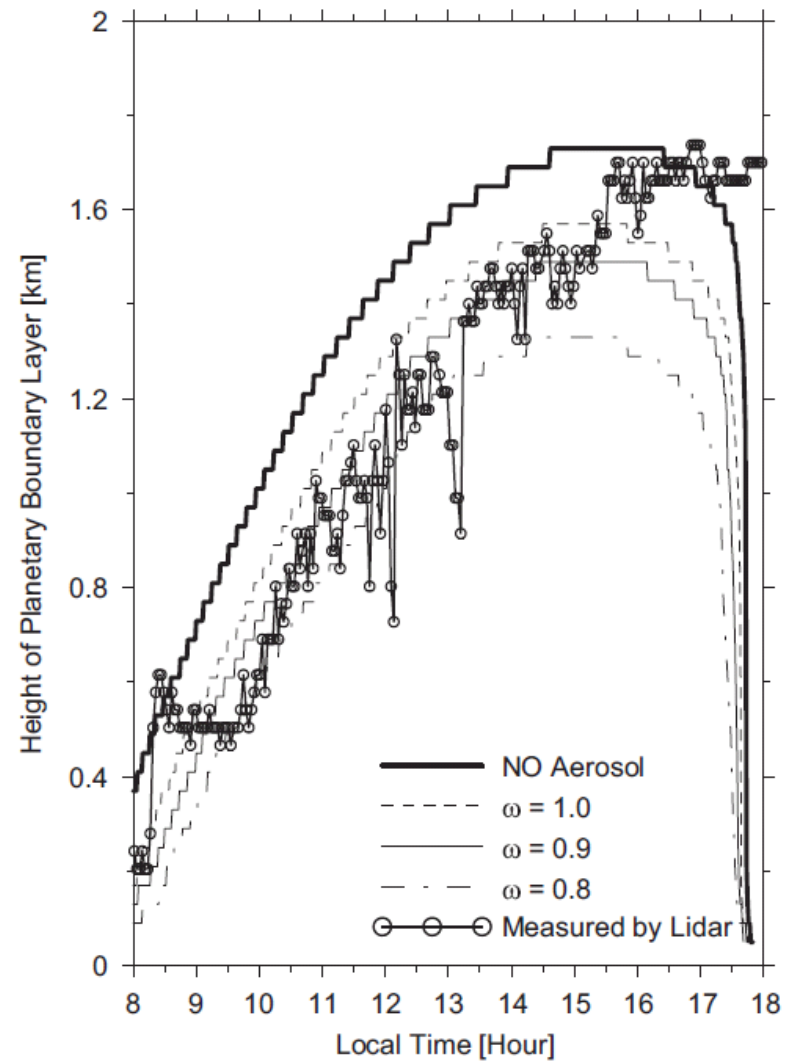


Fig. 7. Modeled PBL (planetary boundary layer) heights without aerosol (“NO Aerosol”; thick solid line), and with aerosol and dry particle single-scattering albedos ω of 1.0, 0.9 and 0.8. The measured PBL height is marked by a thin solid line with circles.