

# Chemie životního prostředí II –

## Znečištění složek prostředí

### Atmosféra

(01)

## Základní vlastnosti

Ivan Holoubek

**RECETOX, Masaryk University, Brno, CR**

[holoubek@recetox.muni.cz](mailto:holoubek@recetox.muni.cz); <http://recetox.muni.cz>

# Atmosféra



# Atmosféra

Sluneční záření -  $1,34 \cdot 10^3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

Průměrná teplota -  $15 \text{ }^\circ\text{C}$

Vedení tepla – přenos sousedními molekulami

Proudění tepla – pohyb celé hmoty atmosféry

„Citlivé“ teplo – energie ve formě kinetické energie molekul

Latentní teplo – teplo odpařování

Záření – elektromagnetické záření, jediná cesta, jak je energie přenášena vakuem

# Atmosféra

**Počasí** – krátkodobé změny v atmosféře

**Klima** – dlouhodobé průměrné počasí

**Vlhkost** – obsah vody ve vzduchu

**Relativní vlhkost** – procento nasycení vodní parou

**Rosný bod** – teplota, při které začíná kondenzovat vodní pára

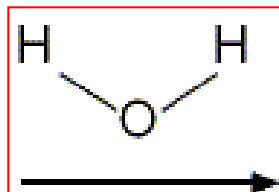
**Kondenzační jádra** – povrch jader poskytuje místo pro kondenzaci vodní páry

# Atmosféra

## Interakce záření s hmotou

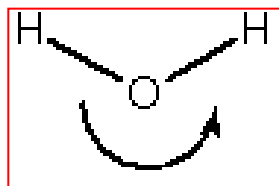
### Energie

Translační

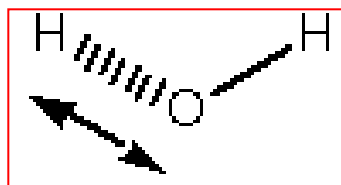


$$\left(\frac{1}{2}mv^2\right) = \frac{3}{2}kT$$

Rotační



Vibrační



Elektronů

# Atmosféra – základní vlastnosti

**Celková hmotnost:**  $5,3 \cdot 10^{18}$  kg

**Z toho:** 50 % do 6 km

99 % do 30 km

**Hustota:**

$$\rho = 1 / h$$

**Homosféra:** molekulární hmotnost se s výškou nemění – do 90 km

**Homopauza**

**Heterosféra:** disociace plynů, změna molekulové hmotnosti

# Atmosféra – základní vlastnosti

Atmosféra představuje vzdušný obal Země a z hlediska složení ji lze dělit na tři kvalitativní složky:

(1) Tzv. suchou a čistou atmosféru tvořenou směsí plynů, které při běžných teplotách a tlacích můžeme velmi dobře považovat za termodynamicky ideální plyny, tj. plyny řídící se přesně stavovou rovnicí

$$p / r = R * T$$

kde  $p$  značí tlak plynu,  $r$  jeho hustotu,  $T$  teplotu v kelvinech a  $R$  měrnou plynovou konstantu.

Největší relativní zastoupení mezi těmito plyny v atmosféře má dusík (cca 78 objemových procent) a kyslík (cca 21 objemových procent).

Složení suchého a čistého vzduchu se v podstatě nemění až do výšek 90 – 100 km nad zemským povrchem.

# Atmosféra – základní vlastnosti

Pokud jde o právě uvedenou stavovou rovnici, je běžné ji vyjadřovat ve tvaru:

$$p * a = R * T$$

kde  $a \equiv 1/ r$  je měrný objem (tj. objem jednotky hmotnosti) plynu

Vynásobíme-li obě strany rovnice poměrnou molekulovou hmotností, dostaneme

$$p * m * a = m * R * T$$



# Atmosféra – základní vlastnosti

a zavedeme-li dále  $V = m * a$ ,  $R_a = R * T$ , můžeme okamžitě psát

$$p * V = m * R_a$$

kde  $V$  představuje objem jednoho molu termodynamicky ideálního plynu a  $R_a$  univerzální plynovou konstantu

# Atmosféra – základní vlastnosti

(2) **Vodní páru, vodní kapičky, popř. ledové částice, neboť voda se může za běžných meteorologických podmínek v atmosféře vyskytovat ve třech skupenstvích.**

Vodní pára se v ovzduší chová jako reálný plyn, tzn. že se přibližně řídí stavovou rovnicí, pokud ovšem nejde o páru nasycenou.

Množství vodní páry i vody v ostatních dvou skupenstvích je ve vzduchu prostorově i časově velmi proměnlivé.

V atmosférických podmínkách může vodní pára přecházet v kapalnou vodu kondenzací nebo přímo sublimovat v led.

(3) **Různé znečišťující příměsi, zejména příměsi aerosolové povahy (složky tzv. atmosférického aerosolu).**

# Atmosféra – chemické složení

## Makrokomponenty:

$\text{N}_2$  (78,09 %);  $\text{O}_2$  (20,94 %);  $\text{Ar}$  (0,93 %) = 99,96 %

## Mikrokomponenty:

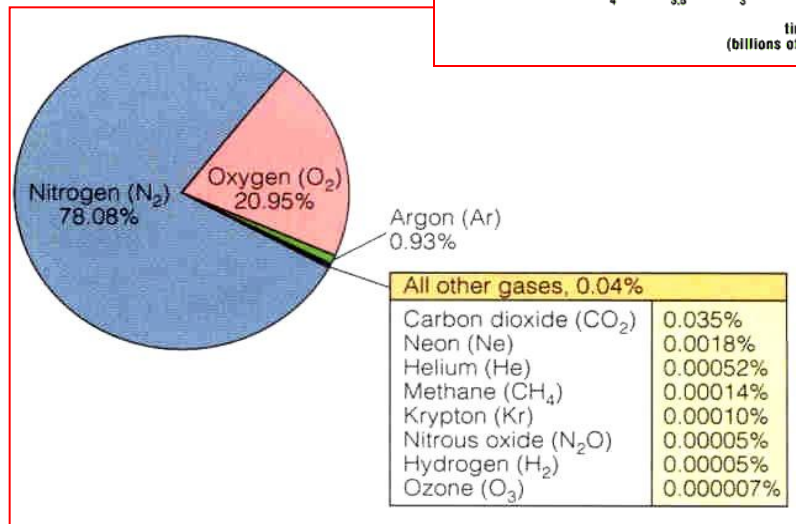
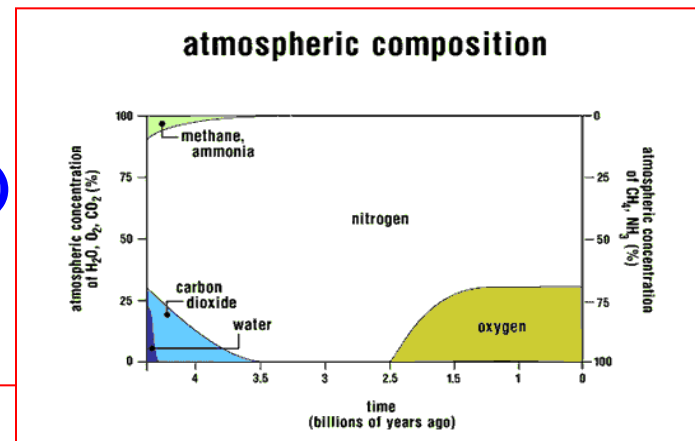
$\text{CO}_2$  (315 ppm);  $\text{Ne}$  (18 ppm);  $\text{He}$  (5,2 ppm)

$\text{CH}_4$  (1-2 ppm)

$\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NO}_2$  (0,001 – 0,1 ppm)

$\text{H}_2\text{O}$  (do 4 %)

$\text{O}_3$  (25-30 km, ozonoféra)



# Složení čisté atmosféry

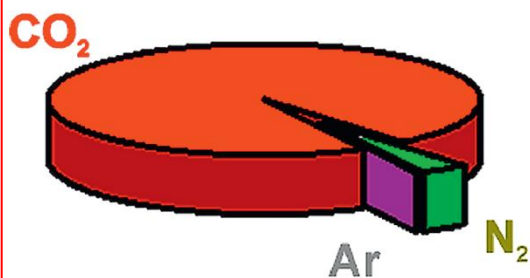
Plyn	Koncentrace (ppm)	Doba zdržení	Cyklus
Ar	9 340	---	Žádný
Ne	18	---	Žádný
Kr	1.1	---	Žádný
Xe	0.09	---	Žádný
N <sub>2</sub>	780 840	10 <sup>6</sup> let	Bio- a mikrobiologický
O <sub>2</sub>	209 460	10 let	Bio- a mikrobiologický
CH <sub>4</sub>	1.65	7 let	Bio- a mikrobiologický
CO <sub>2</sub>	332	15 let	Antropogenní a bio-
CO	0.05-0.2	65 dnů	Antropogenní a chemický
H <sub>2</sub>	0.58	10	Bio- a chemický
N <sub>2</sub> O	0.33	10 let	Bio- a chemický
SO <sub>2</sub>	10 <sup>-5</sup> – 10 <sup>-4</sup>	40 dnů	Antropogenní a chemický
NH <sub>3</sub>	10 <sup>-4</sup> – 10 <sup>-3</sup>	20 dnů	Bio- a chemický
NO + NO <sub>2</sub>	10 <sup>-6</sup> – 10 <sup>-2</sup>	1 den	Antropogenní a chemický
O <sub>3</sub>	10 <sup>-2</sup>	?	Chemický
HNO <sub>3</sub>	10 <sup>-5</sup> – 10 <sup>-3</sup>	1 den	Chemický
H <sub>2</sub> O	různá	10 dnů	Fyzikálně-chemický
He	5.2	10 let	Fyzikálně-chemický

# Koncentrace stopových látek v čisté a znečištěné troposféře

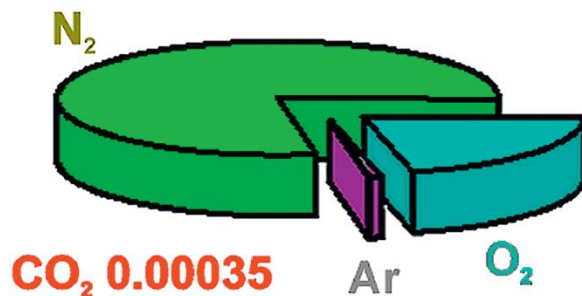
Látka	Čistá troposféra	Znečištěná troposféra
SO <sub>2</sub>	1 – 10	20 – 200
CO	120	1 000 – 10 000
NO	0.01 – 0.05	50 – 750
NO <sub>2</sub>	0.1 – 0.5	50 – 250
O <sub>3</sub>	20 – 80	100 – 500
HNO <sub>3</sub>	0.02 – 0.3	3 – 50
NH <sub>3</sub>	1	10 – 25
HCHO	0.4	20 – 50
HCOOH		1 – 10
HNO <sub>2</sub>	0.001	1 – 8
CH <sub>3</sub> C(O)O <sub>2</sub> NO <sub>2</sub>		5 – 35
nemethanové uhlovodíky		500 – 1 200

# Atmosféra – plyny v atmosféře Venuše, Země a Marsu

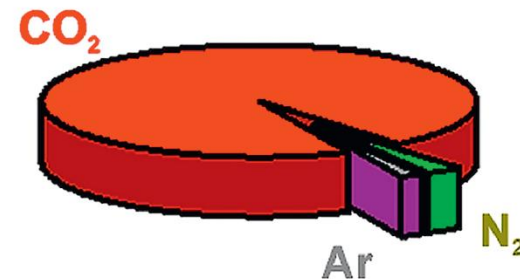
Venus: present day  
 $P = 93 \text{ atm}$



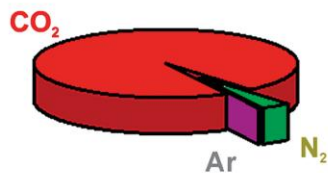
Earth: present day  
 $P = 1 \text{ atm}$



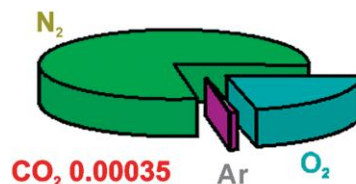
Mars: present day  
 $P = 0.006 \text{ atm}$



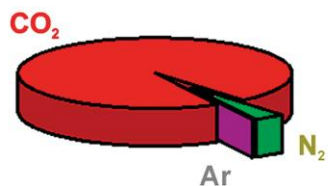
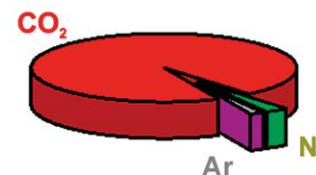
Venus: present day  
 $P = 93 \text{ atm}$



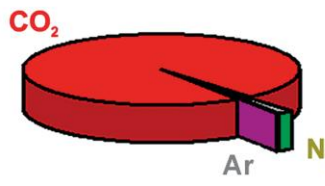
Earth: present day  
 $P = 1 \text{ atm}$



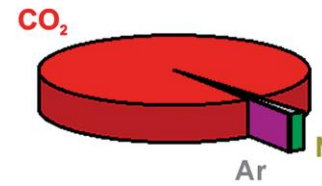
Mars: present day  
 $P = 0.006 \text{ atm}$



Venus: present day, for comparison  
 $P = 93 \text{ atm}$



Earth: effects of life removed  
 $P = 70 \text{ atm}$



Mars: adjusted for erosion and escape  
 $P = 7.5 \text{ atm}$

# Vznik atmosféry

**Nejstarší atmosféra** obsahovala pravděpodobně He a H<sub>2</sub> – lehké plyny, pro které není gravitace Země dostatečná. Stržena solárním větrem.

**Sekundární atmosféra** se tvořila v průběhu odplyňování chladnoucí planety a měla podobné složení jako vulkanické plyny: H<sub>2</sub>O (50-60%), CO<sub>2</sub> (24%), SO<sub>2</sub> (13%), CO, Cl<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> a CH<sub>4</sub>



# Současná atmosféra

Dnešní atmosféra obsahuje

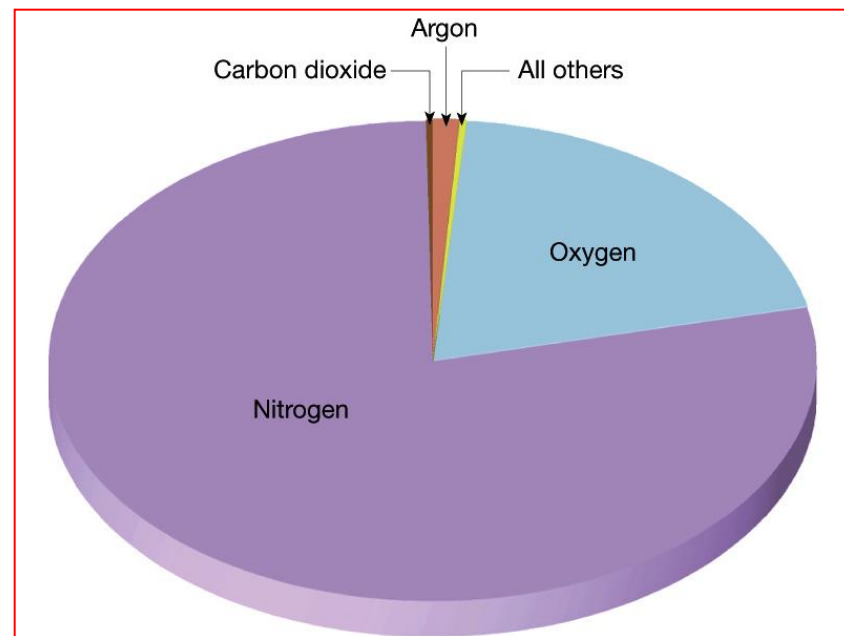
78%  $N_2$ , 21%  $O_2$ , 0.93% Ar,  
0.037%  $CO_2$ .

$N_2$  - hromadění v atmosféře  
během geologických  
procesů z původních látek  
obsahujících  $NH_4^+$ ,  $-NH_2$ ,  
nitridy

Ar - produkt radioaktivního  
rozpadu K

Kam zmizely  $CO_2$ ,  $H_2O$  a  $SO_2$ ,  
kde se vzal kyslík?

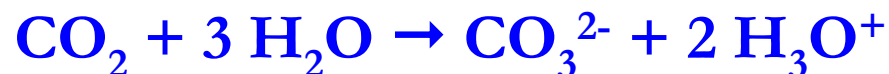
## Složení současné atmosféry





# Vznik oceánů

- ↪ Země je natolik „správně“ vzdálená od Slunce, aby mohla  $\text{H}_2\text{O}$  kondenzovat a zůstat v kapalném stavu.
- ↪ Značná část vody zřejmě nepochází z odplyňování zemského povrchu, ale z dopadu ledových meteoritů.
- ↪  $\text{CO}_2$  se rozpouští ve vzniklých oceánech za vzniku karbonátů:



- ↪ Rozpuštěný  $\text{CO}_2$  pak může reagovat s ionty  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  ve vodě za vzniku málo rozpustných vápenců a dolomitů (tak je deponováno cca 80% původního množství).
- ↪ Další  $\text{CO}_2$  zůstává rozpuštěný v oceánech a posledním úložištěm jsou živé organismy.
- ↪ Podobné procesy proběhly i pro  $\text{SO}_2$ .

# Původ kyslíku v atmosféře

% dnešní koncentrace

Fotolýza

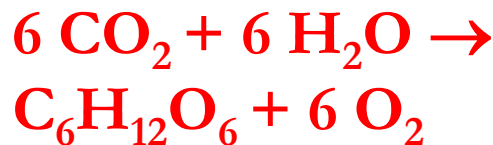


začátek  
fotosyntézy

0,1  
%

Fotolýzou může vzniknout pouze malé množství kyslíku (reakce je pomalá)

Fotosyntéza



1 %

Kyslík produkovaný organismy je spotřebováván v oceánu na oxidaci



Dýchání místo  
fermentace

10 %

Kyslík se uvolňuje do atmosféry, klesá množství UV fotonů

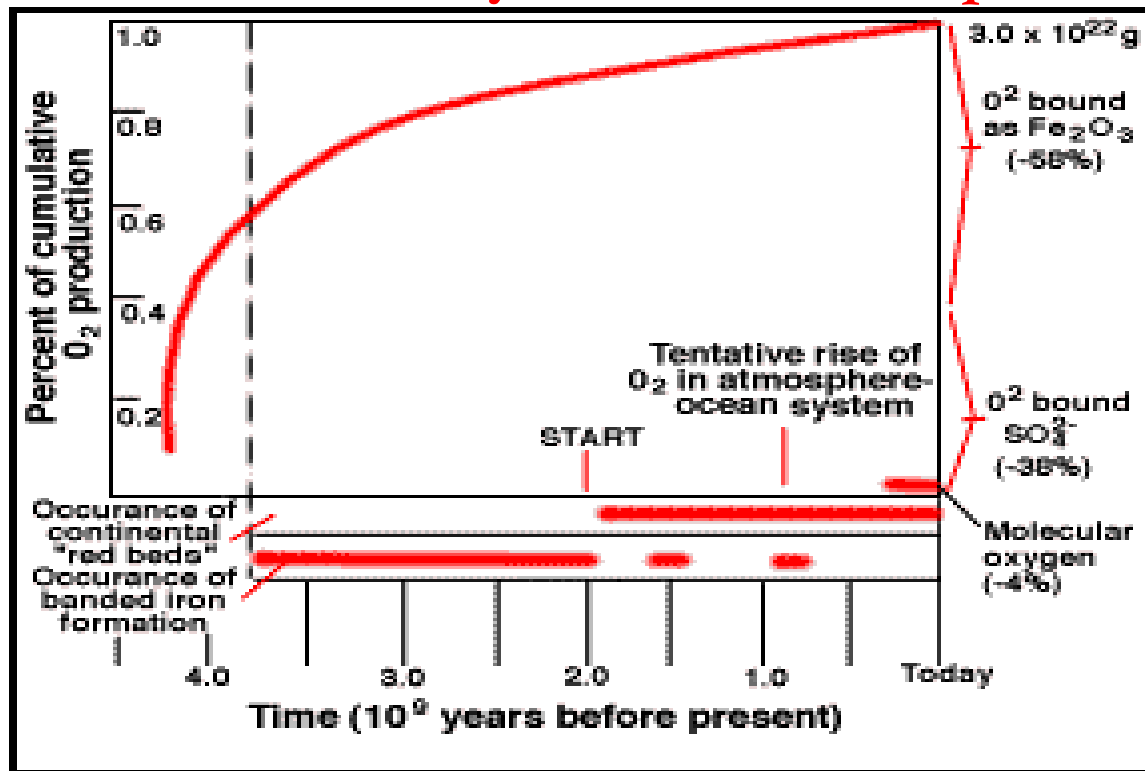
Je odstíněna podstatná část škodlivého záření, výstup života na souš

Research Centre for Toxic Compounds in the Environment

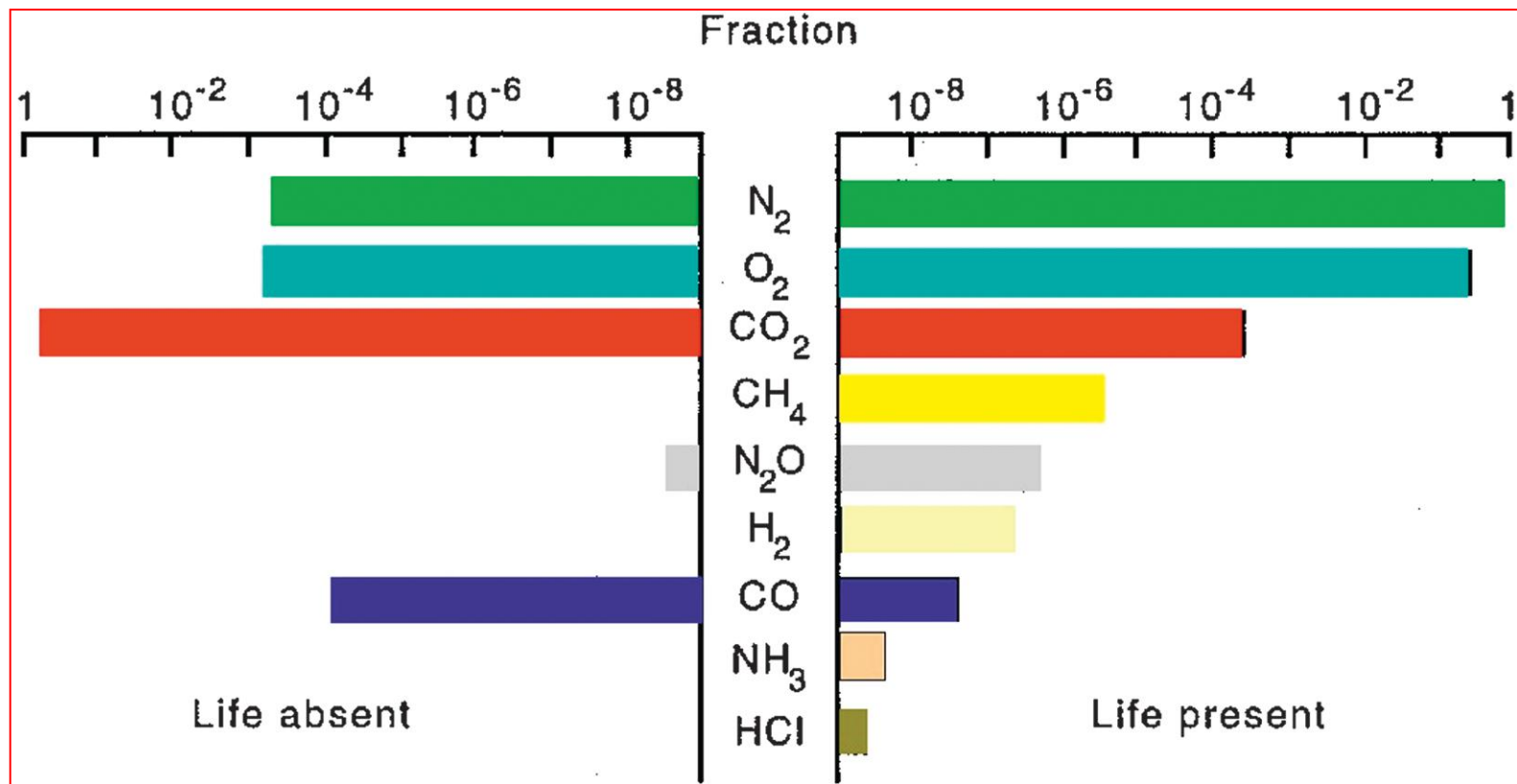
<http://recetox.muni.cz>

# Atmosféra a život na Zemi

- ↪ Stáří Země je kolem 4.5 miliardy let.
- ↪ Život se v oceánech objevuje před nejméně 3.5 miliardami let.
- ↪ Před 0.9 miliardou let je v atmosféře dostatek kyslíku na vytvoření ozónové vrstvy a život se může přesunout na souš.



# Atmosféra – vliv života na složení zemské atmosféry



**Life's influence on Earth's atmosphere.** The diagram shows, on a logarithmic scale, the mixing ratios for the major gases and some significant trace species found in our atmosphere in the presence of life and those expected in its absence. Diagram devised by Professor Peter Liss.

# Atmosféra – vyjadřování koncentrací

**[ppm]** = 0,0001 % ( $10^{-6}$ ) – 1 cm<sup>3</sup> složky (g) v 1 m<sup>3</sup> vzduchu

**[ppb]** = 0,000 000 1% ( $10^{-9}$ ) – 1 mm<sup>3</sup> složky (g) v 1 m<sup>3</sup> vzduchu

Hmotnost škodliviny v 1 m<sup>3</sup> vzduchu za normálních podmínek (0 °C; 101,3 kPa) [mg.m<sup>-3</sup>; mg.m<sup>-3</sup>]

Přepočet (0 °C; 101,3 kPa):

$$c \text{ [mg.m}^{-3}\text{]} = c \text{ [ppm]} * M * 273 / 22,4 * 278$$

$$c \text{ [}\mu\text{g.m}^{-3}\text{]} = c \text{ [ppb]} * M * 273 / 22,4 * 278$$

# Atmosféra – vyjadřování koncentrací

Pro plyn nasycený vodní parou při dané teplotě T – zavedení korekce na nasycený tlak vodní páry při této teplotě  $P_w$  [kPa]:

$$c \text{ [mg.m}^{-3}\text{]} = c \text{ [ppm]} * M * 273 * (P - P_w) / 22,4 * T * 101,3$$

Korekce na teplotu a tlak – důležité pro měření emisí

# Atmosféra - plynná fáze s příměsí kapalných a tuhých

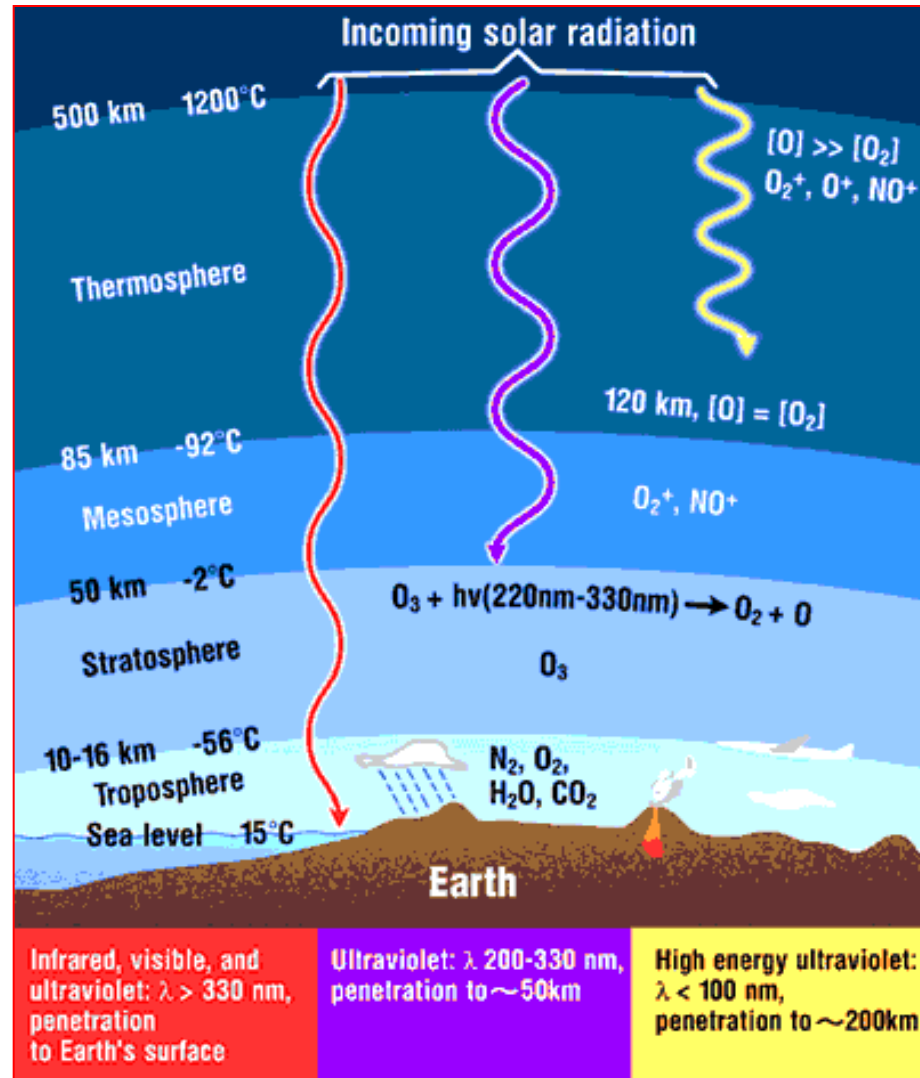
Definujeme-li obecně aerosol jako soustavu částic pevného nebo kapalného skupenství rozptýlených v plynném prostředí, potom atmosférickým aerosolem rozumíme všechny pevné a kapalně částičky vyskytující se v zemském ovzduší.

## Atmosférické aerosoly

**Přírodní** – produkty hoření meteoritů, kosmický prach, vulkanický popel, kouřové částice, prachové a vodní částice, krystalky mořských solí, pyl, malá semínka rostlin, bakterie, výtrusy, spóry

**Antropogenní** – průmyslové, doprava, zemědělské

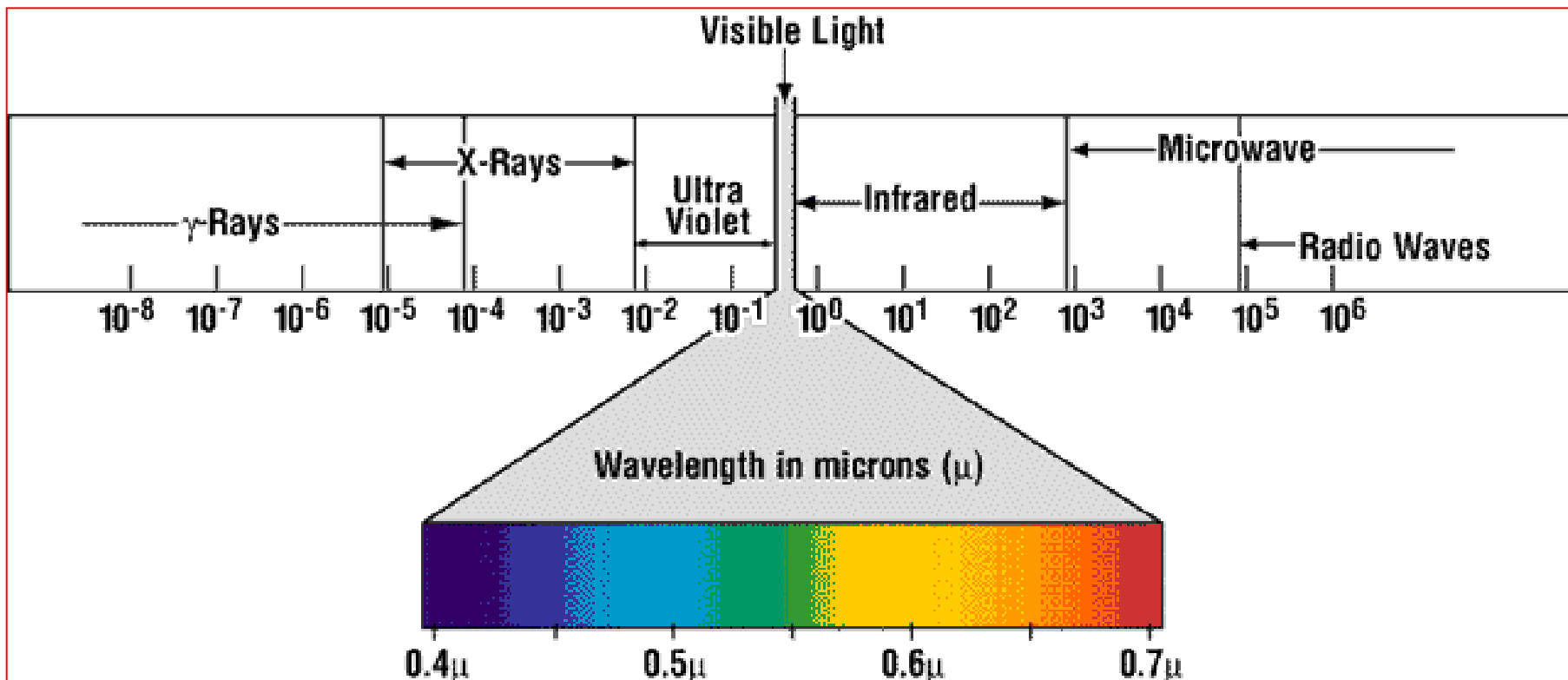
# Absorpce slunečního záření v atmosféře





# Podstata světla

## Interakce světla s částicemi Efektivita rozptylu



# Sluneční záření

Sluneční záření je elektromagnetické záření o charakteristickém spektru vlnových délek, které před vstupem do zemské atmosféry přibližně odpovídá spektru vyzařování dokonale černého tělesa o povrchové teplotě 6 000 K.

# Sluneční záření

**Sluneční spektrum** obvykle dělíme na tři základní oblasti a podle toho rozlišujeme:

- ↪ **ultrafialové sluneční záření** s vlnovými délkami menšími než 400 nm, které energeticky tvoří před vstupem do zemské atmosféry asi 7 % celkového slunečního záření a je z velké části absorbováno atmosférickým ozonem ve stratosféře,
- ↪ **viditelné sluneční záření** s vlnovými délkami od 400 do 750 nm (asi 48 % celkového slunečního záření před vstupem do atmosféry) vytvářející spektrum barev od modré po červenou,
- ↪ **infračervené záření**, s vlnovými délkami většími než 750 nm, které před vstupem do atmosféry tvoří asi 45 % slunečního záření.

# Sluneční záření

Spektrum ultrafialového (UV) záření se podrobněji dělí na tzv. vzdálenou (dalekou) oblast s vlnovými délkami  $\lambda$  menšími než 200 nm, a dále na pásy C ( $200 < \lambda < 280$  nm), B ( $280 < \lambda < 315$  nm) a A ( $315 < \lambda < 400$  nm).

V současné době se věnuje velká pozornost měření toků biologicky aktivního UV záření v oblasti pásu B, neboť v oblasti vlnových délek kolem 290 nm leží práh, od něž směrem dolů jsou vlnové délky slunečního záření již úplně absorbovány stratosférickým ozonem a k zemskému povrchu vůbec nepronikají.

# Teplota

**Teplota** – termodynamická veličina, která udává stav termodynamické rovnováhy objektu.

**Může existovat stav:**

- ↪ **rovnovážný** – těleso se nachází v termodynamické rovnováze tehdy, je-li tepelně izolováno od okolního prostředí, nebo je-li bilance tepla na povrchu tělesa rovnovážná v případě, že se výdej a příjem tepla rovnají – pak se teplota nemění,
- ↪ **nerovnovážný** – těleso se nachází v tepelně vodivém prostředí nebo ve spojení s ním, takže pak převod energie probíhá od tělesa s vyšší  $T$  k tělesu s teplotou nižší.

# Teplota

## Vyjádření:

**T** - termodynamická (absolutní) – [K] – 1 / 273,16 část termodynamické teploty trojného bodu vody

Běžně **t** [°C, °F]

$$t = T - T_0$$

$$T_0 = 273,16 \text{ K}$$

$$t \text{ [°C]} = (t \text{ [°F]} - 32) * 0,555$$

## Denní, sezónní chod teplot

# Teplota vzduchu

**Teplota vzduchu** je ovlivněna především energií předávanou do ovzduší z aktivních povrchů následujícími způsoby:

- ↪ molekulárním vedením,
- ↪ konvekcí a turbulencí (pohybem vzduchu),
- ↪ přenosem tepla uvolňovaného při fázových změnách vody,
- ↪ dlouhovlnnou radiací.

# Teplotní stratifikace atmosféry

## Struktura a vývoj atmosféry:

troposféra

stratosféra

mesosféra

Termosféra

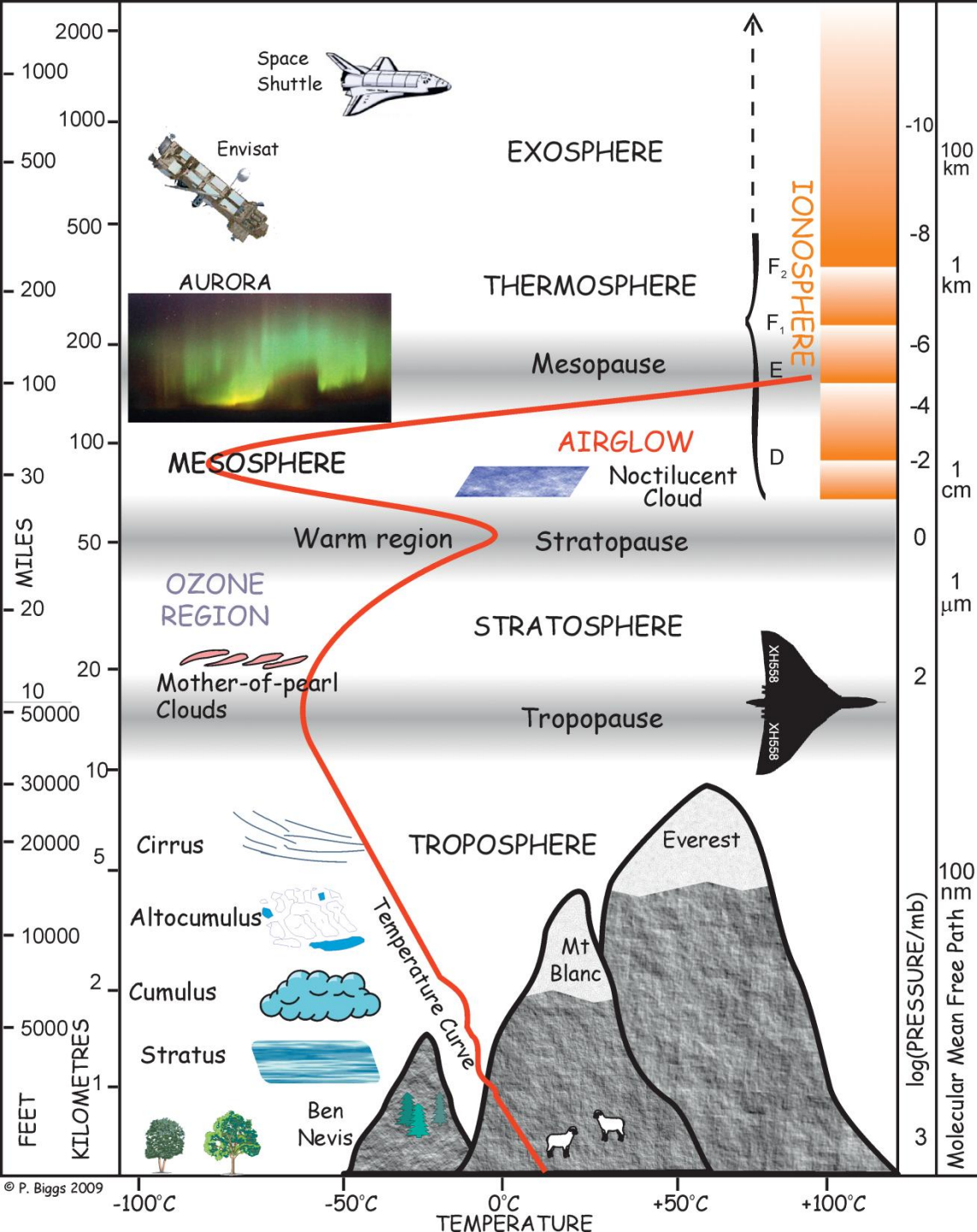
EXOSPHERE

Teplota v atmosféře je

komplikovanou

funkcí výšky.

The temperature structure of the atmosphere. Temperatures show a complex dependence on altitude, decreasing with altitude at some heights but increasing at others. The turning points of the temperature gradient mark the boundaries between regions of the atmosphere. The diagram indicates the clouds and other features found at different altitudes. The right-hand ordinate scale shows both the pressure and the mean free path ( $l$ ) corresponding to the left-hand altitude scales. This version of the figure was constructed in 2009 by Dr P. Biggs, who kindly gave permission for its use here.



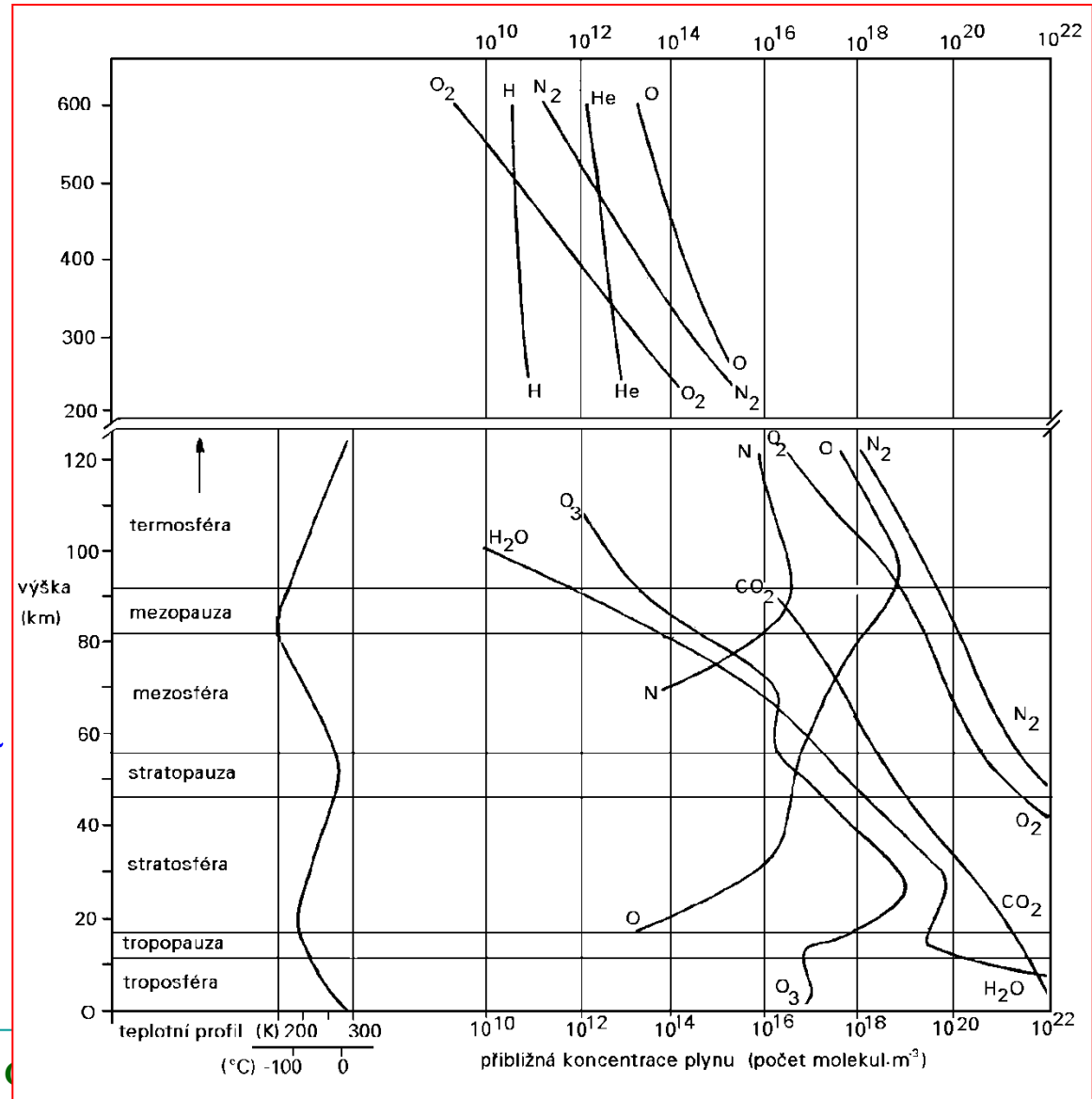


# Stratifikace atmosféry

Troposféra a stratosféra obsahují **99,9% hmoty atmosféry, 75% je v troposféře.**

Mezi jednotlivými vrstvami atmosféry dochází vzhledem k teplotním inverzím jen k **omezenému míšení.**

Ve výškách kolem 100 km dochází k **intenzivní fotodisociaci kyslíku na kyslíkové radikály:**



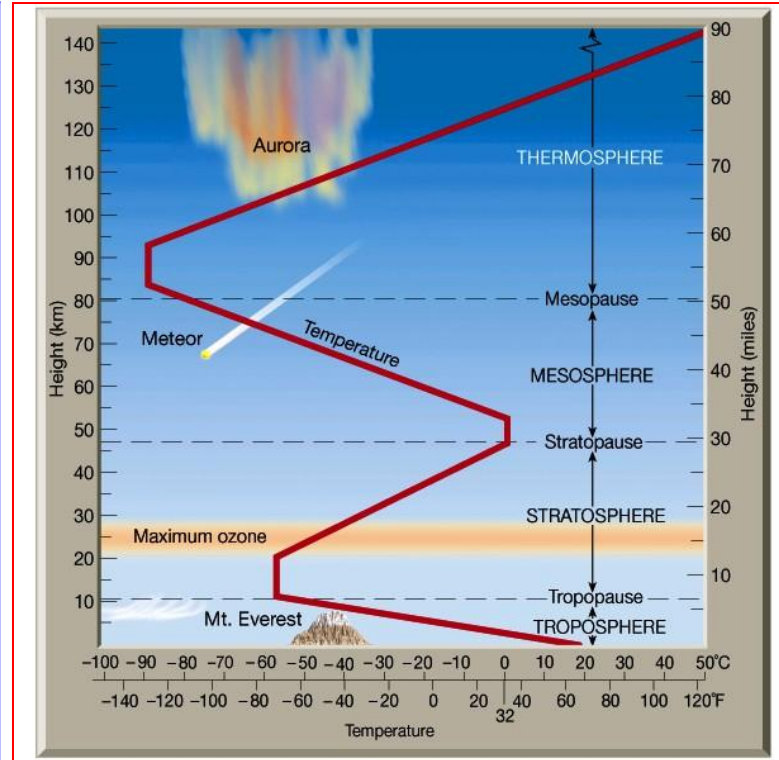
# Troposféra

0-12 km  
Troposféra

80 % hmotnosti, téměř všechna  
voda (g)  
Meteorologické děje  
T klesá s výškou o 0,65 °C na 100  
m výšky  
V troposféře (pod 10 km) teplota  
s výškou klesá ze 17°C na –  
58°C (kolem 7°C na  
kilometr).  
Sahá do 7 - 18 km, vzniká v ní  
klima, intenzivní pohyb mas  
je dán ohřevem zemského  
povrchu a pohybem teplého  
vzduchu směrem vzhůru  
Tlak s výškou klesá logaritmicky,  
v 10 km je tlak 0,28 atm.

12 km  
Tropopauza

Stálá T – první teplotní minimum  
(213-203 K)



# Stratosféra

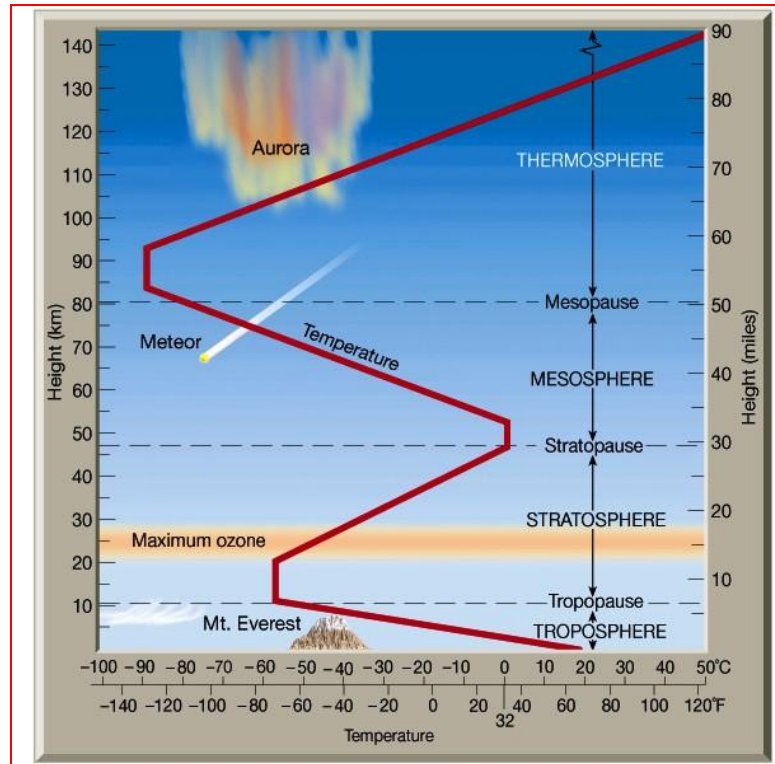
12–50 km  
Stratosféra

25-30 km – ozonoféra T se zvyšuje od ozonoféry (pohlcování záření ozonem) - teplota opět vzroste nad 0°C. Nachází se v ní **ozónová vrstva**, kde při radikálových reakcích dochází k **produkci O<sub>3</sub>** a k **pohlcování tvrdého záření**, pohlcená energie se uvolňuje jako **teplo**

**Méně intenzivní míšení, delší setrvání stabilních škodlivin**  
**Látková výměna mezi stratosférou a troposférou je omezená, děje se zejména difúzí**

50-55 km  
Stratopauza

**Atmosférické teplotní maximum – 273 K (rovník, stř. z. š.)**



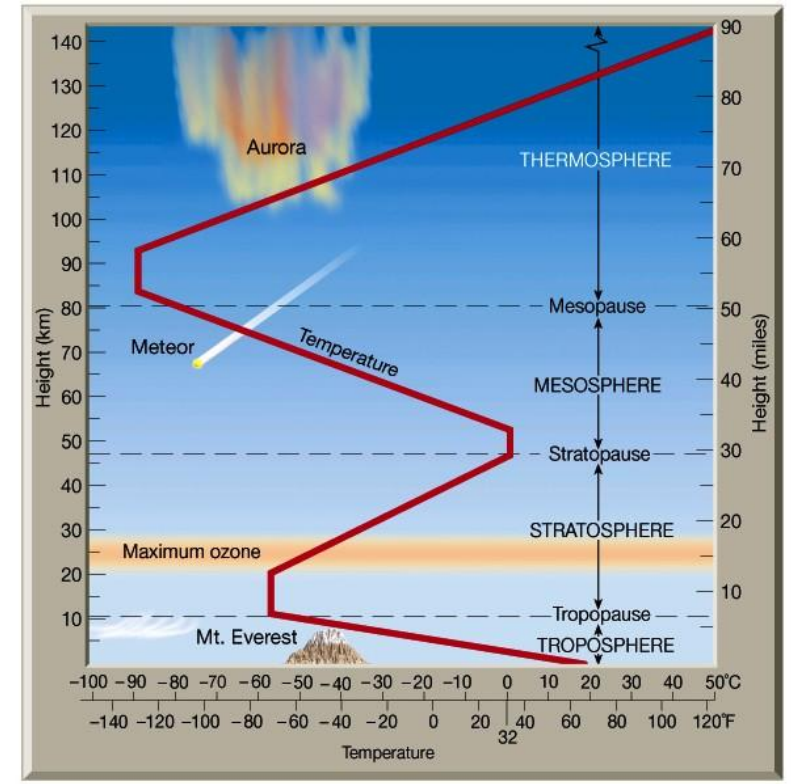
# Mezoféra

**55-85 km**  
**Mezoféra**

**Pokles T až na 173 K**  
**Pokles teploty daný menším**  
**vlivem fotochemických**  
**reakcí ve srovnání s**  
**ozonoférou, vzniká**  
**slabá vrstva mraků**

**85-90 km**  
**Mezopauza**

**Druhé atmosférické teplotní**  
**minimum – 190-200 K**  
**(nad rovníkem); 170-210**  
**K (stř. z. š.)**



# Termosféra

90-800 km  
Termosféra

Nárůst teploty až na 1 800 K - daný množstvím fotochemických reakcí, sahá do 150 km

Vznik optických jevů (polární záře, světélkující oblaka)

Ionizace vzduchu – **ionosféra** (80-500 km)

- D – 60-90 km – silná ionizace  $\text{NO}$ ,  $\text{S e}^- < \text{S I}^+$ , jsou přítomny i  $\text{I}^-$  ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ )

- E – 90-120 km – fotoionizace  $\text{O}_2$

-  $\text{F}_1$  – 120-160 km – ionizované  $\text{O}_2$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{N}_2$  – převládají zde chemické děje

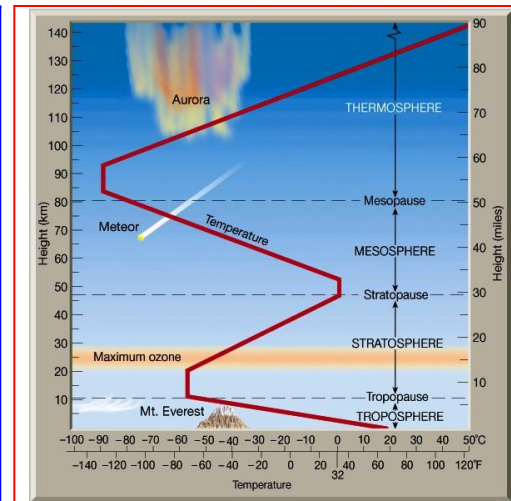
-  $\text{F}_2$  - > 160 km – převažují fyzikální děje

E, F – nejsou přítomny  $\text{I}^-$ ,  $\text{S e}^- = \text{S I}^+$

Elektricky neutrální vodivá plazma (UV, RTG)

Nad 150 km – nárůst 5 K/km

Nad 800 km – průměrná volná dráha molekul se zvětšuje – malá hustota, vysoká kinetická energie – dlouhá volná dráha částic



# Vyšší vrstvy atmosféry

Nad 800 - 1 000 km Exosféra	Únik do kosmu
Nad 2 000 – 20 000 km Zemská korona	Rozrušení atmosféry

# Interakce aktivního povrchu s atmosférou

**Planetární mezní vrstva – vliv zemského povrchu na probíhající děje (tření)**

**Přízemní vrstva atmosféry – 50 - 100 m**

**Volná atmosféra - > 1,5 km, fyzikální děje zde již nejsou ovlivněny povrchem**

# Interakce aktivního povrchu s atmosférou

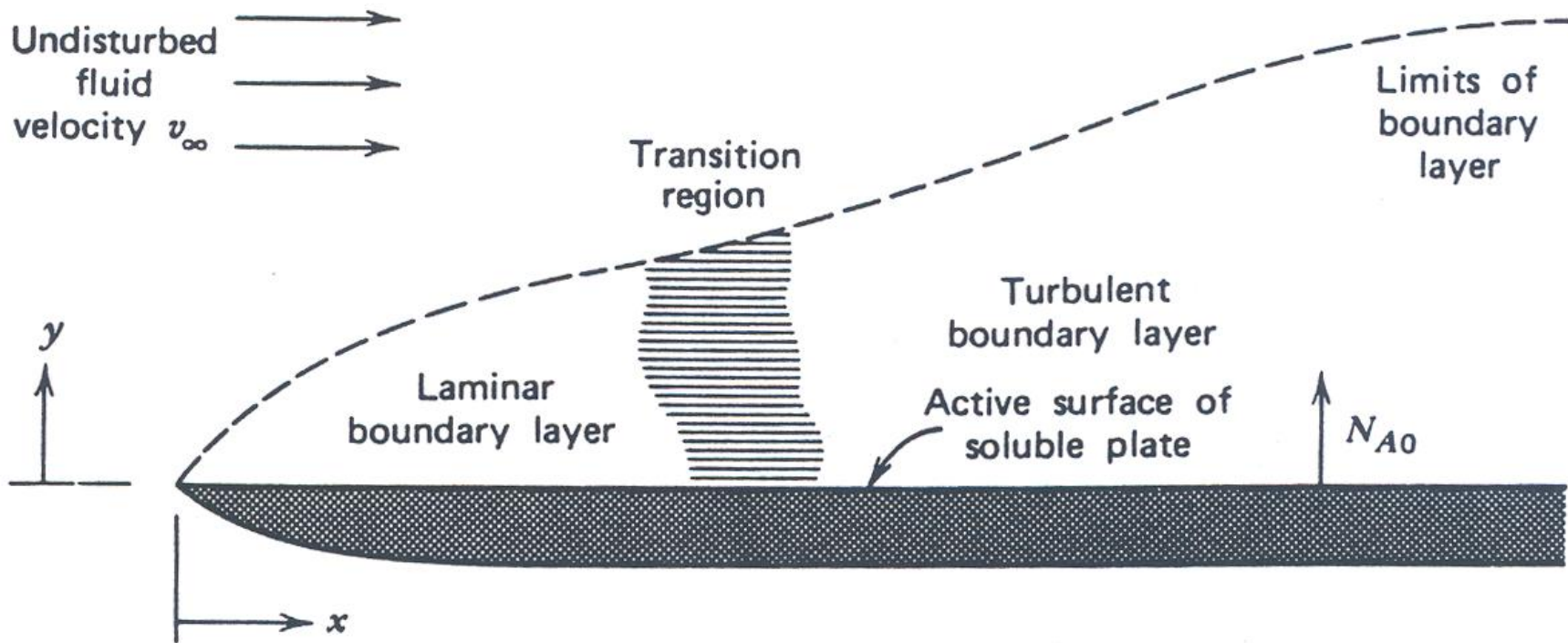


Figure 3.1-1. Boundary layer on a flat plate.



# Tlak vzduchu

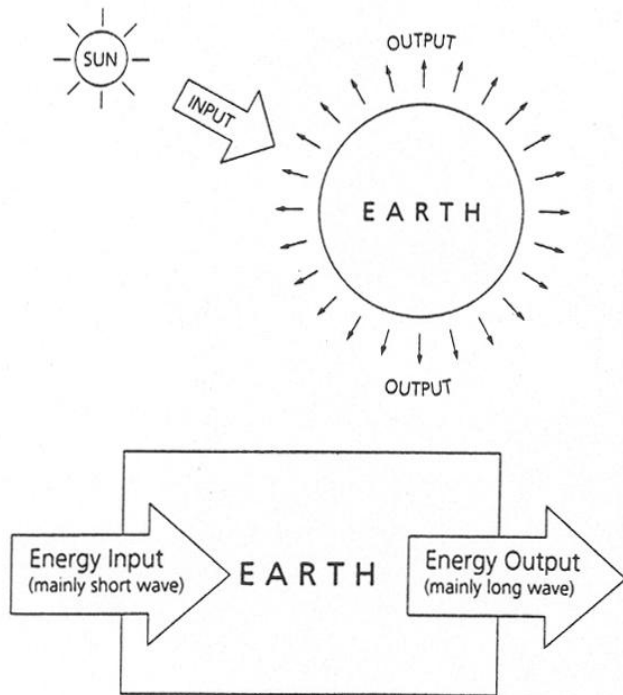
**Síla**, kterou působí atmosférický vzduch na zemský povrch [Pa]  
– hmotnost sloupce vzduchu.

**Atmosférický tlak** – tlak, který vyvolává síla 1 N rovnoměrně rozložená na rovinné ploše 1 m<sup>2</sup>, kolmé ke směru síly.

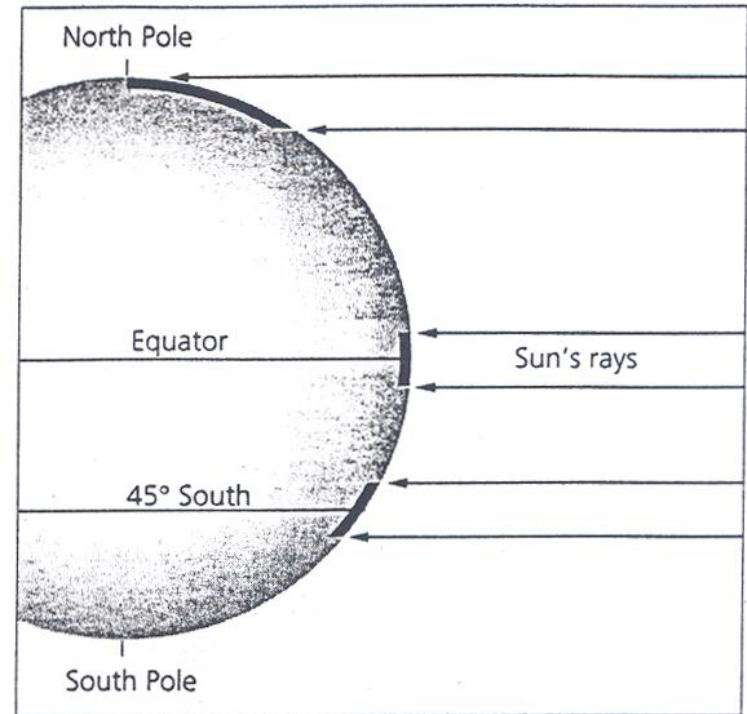
**Vertikální tlakový gradient** –  $dp / dz$  – udává o kolik jednotek tlaku poklesne tlak vzduchu při výstupu o 100 m (v nižších nadmořských výškách = 12,5 hPa).

**Horizontální tlakový gradient (barický stupeň)** –  $dz / dp$  – výška v metrech o kterou je nutné vystoupit, aby tlak poklesl o jednotku (v nižších nadmořských výškách = 8 m)

# Energetická bilance atmosféry



*Figure 3.1 Earth as a closed system. Like other closed systems, the Earth has inputs and outputs of energy but not materials. The energy is received from the Sun mainly as short-wave radiation, and output back to space mainly as long-wave radiation. After Figure 3.1 in White, I.D., D.N. Mottershead and S.J. Harrison (1984) Environmental stems. George Allen & Unwin, London*



*Figure 7.5 Effectiveness of the Sun's rays in heating the atmosphere at different latitudes. At the equator, where the Sun is directly overhead, the Sun's rays strike the Earth's surface at a high angle (around 90°), so that heating is concentrated. At higher latitudes the Sun's rays strike at a lower angle, so they are more diffuse*

# Energetická bilance atmosféry

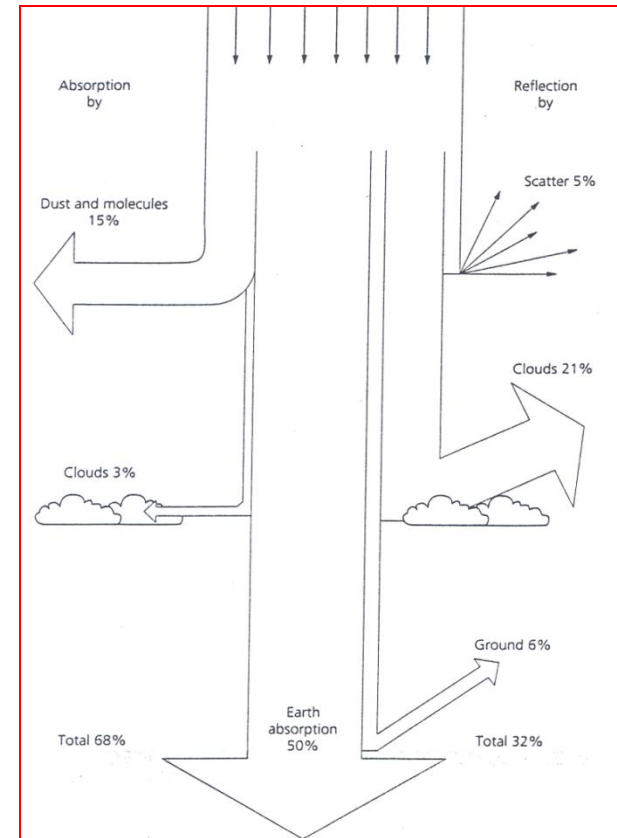
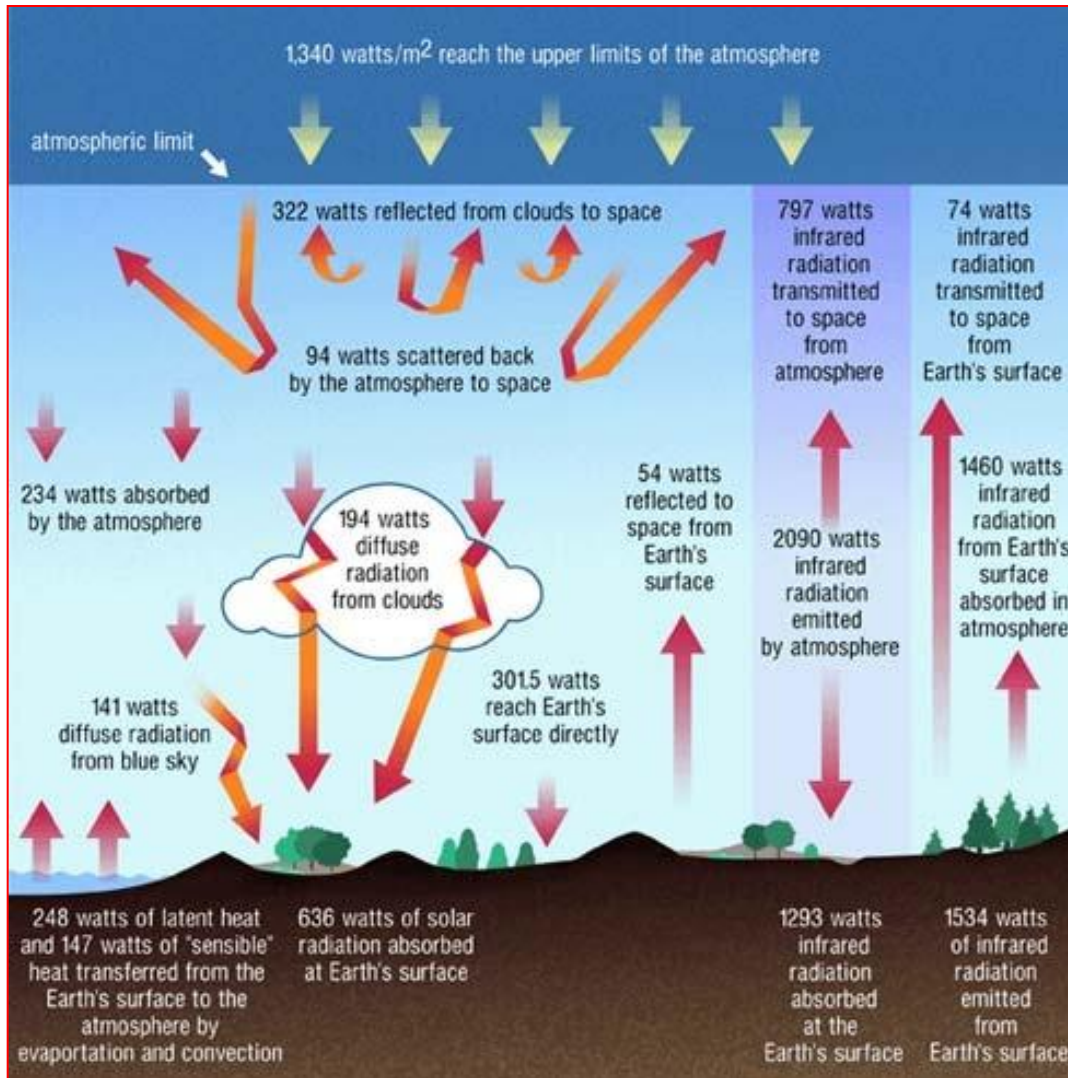
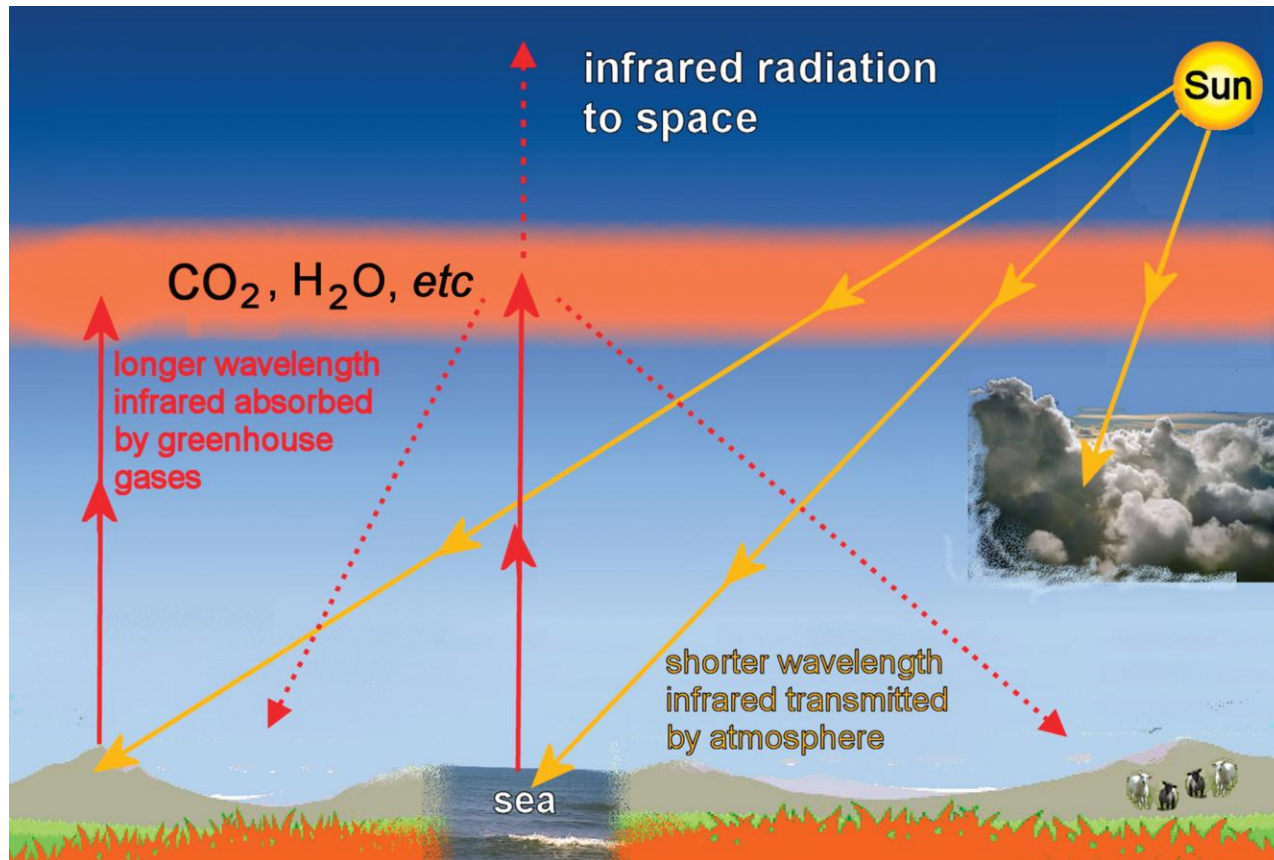


Figure 7.4 The fate of incoming solar radiation. The figure shows the average effect of various factors that reflect and absorb incoming solar radiation. About half of the energy received at the Earth's surface is eventually released to the atmosphere and re-radiated back into space. After Figure 4.3 in Doerr, A.H. (1990) Fundamentals of physical geography. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque

# Záchyt záření – „skleníkové“ ohřívání



Radiation trapping or 'greenhouse' heating. Incoming solar infrared radiation (yellow line) passes through the atmosphere to warm the land and the oceans. The Earth emits radiation to balance the input, but at much longer wavelengths (red lines) that are absorbed by 'greenhouse gases' (GHGs) such as CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O present in the atmosphere. This trapping of radiation means that the lower atmosphere acts as a blanket that keeps the surface warmer than it would otherwise be. N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> and many other species are also GHGs.

# Energetická bilance atmosféry

Suma toků energie vstupujících do a vystupujících z atmosféry (jak radiační, tak i neradiační cestou).

**Celková energetická bilance povrchu Země - suma toků  $E - k/od$  povrchu,  $ca = 0$**

$$B + P + Q_p + LV = 0$$

Radiační bilance zemského povrchu

Turbulentní tok tepla mezi zemským povrchem a atmosférou

Tok tepla mezi zemským povrchem a jeho podloží

Tok tepla spojený s fázovými přeměnami vody

Přibližné roční orientační zhodnocení – za předpokladu, že příkon slunečního záření na horní hranici atmosféry = 100 %:

$$B = + 30 \%, P = - 7 \%, LV = - 23 \% (QP = 0)$$

# Energetická bilance BQ aktivního povrchu

$$B_Q = B \pm P \pm Q_p \pm LV$$

Zahrneme-li do této rovnice jednotlivé složky radiální bilance:

$$B_Q = S' + D - R \pm B_D \pm P \pm Q_p \pm LV$$

Přímé  
sluneční  
záření na  
vodorovný  
povrch

Difúzní  
záření

Odražené  
záření

Bilance  
dlouhovlnných  
radiálních  
složek

Tok tepla do podloží  
mezi aktivním povrchem  
a podložím

Denní variace -  $B_p$ ,  $P$ ,  $LV$ ,  $Q_p$  mohou mít během 24 hod. rozdílná znaménka, jiné složky v noci chybí ( $S' + D$ ,  $R$ ).

# Mezní vrstva atmosféry (MVA)

**Mezní vrstva atmosféry (MVA)** - spodní část troposféry, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků.

**Výška mezní vrstvy** narůstá od stovek metrů až přibližně do 2 km v závislosti na míře nerovnosti (drsnoti) povrchu a dalších meteorologických parametrech.

**Rozptyl znečišťujících látek** (a tím i úroveň znečištění ovzduší) je převážně určován procesy v MVA.

# Mezní vrstva atmosféry (MVA)

**Spodní část MVA** - do několika desítek metrů je tvořena přízemní vrstvou atmosféry, v níž se vlivy povrchu projevují zvláště výrazně.

V rámci posuzování kvality ovzduší je často zaváděn pojem **přízemní dýchací vrstva** - do 2 m nad povrchem.

Z hlediska imisních limitů stanovených za účelem ochrany zdraví lidí bývá zpravidla vyhodnocována úroveň znečištění v této vrstvě.



# Rozptylové podmínky

**Rozptylové podmínky** - podmínky pro zmenšování koncentrace znečišťujících látek ve vnějším ovzduší vymezené intenzitou turbulentní difúze (determinované jak termickou tak mechanickou turbulencí).

**V ČR se rámci posuzování kvality ovzduší používá** stabilitní klasifikace rozptylových podmínek v atmosféře (resp. MVA) dle Bubníka a Koldovského, rozeznávající pět tříd stability (tj. typů rozptyl. podmínek) v závislosti na vertikálním teplotním profilu.

# Rozptyl znečišťujících látek v atmosféře, meteorologické souvislosti

Rozptyl znečišťujících příměsí v atmosféře (resp. MVA), který souvisí převážně s intenzitou turbulentního promíchávání, je nejvýrazněji ovlivňován třemi základními parametry:

- ↙ prouděním v atmosféře
- ↙ rozložením tlakových útvarů
- ↙ stabilitními podmínkami v atmosféře vymezenými vertikálním teplotním gradientem

# Rozptyl znečišťujících látek v atmosféře, meteorologické souvislosti

Tyto parametry jsou samozřejmě úzce vzájemně provázané.

Pole proudění v atmosféře je primárně vymezeno rozložením tlakového pole.

**Vertikální složka** tohoto pole (produkující turbulenci) je vedle vlivu tření o nerovný zemský povrch a dalších faktorů iniciována vertikálními proudy v tlakových útvarech.

# Rozptyl znečišťujících látek v atmosféře, meteorologické souvislosti

**Stabilitní podmínky (složka počasí)** jsou v atmosféře vytvářeny nejen v souvislosti s polem proudění, resp. jeho dynamikou, ale i působením tlakových útvarů samotných (prostřednictvím jiných faktorů než proudění - vznik, rozpouštění oblačnosti ap.).

**Stabilita atmosféry**, která samozřejmě souvisí s řadou dalších parametrů (sluneční záření, radiální vlastnosti povrchu, orografie ap.) má zásadní vliv na intenzitu vertikálních pohybů a tím zpětně ovlivňuje pole proudění (v MVA).

# Proudění v atmosféře

Je primárním faktorem ovlivňujícím rozptyl v atmosféře - zprostředkovává jej.

V rámci měřítka střední Evropy jsou trajektorie unášení částic znečišťujících příměsí od jednotlivých zdrojů determinovány polem proudění v MVA.

Toto pole navazuje na horní hranici mezní vrstvy na proudění ve volné atmosféře, které je v zásadě determinováno rovnováhou mezi horizontálním tlakovým gradientem, Coriolisovou silou a odstředivou silou vyvolanou horizontálním zakřivením proudnic.

# Proudění v atmosféře

**Směrový vektor proudění**, obdrženy jako výslednice těchto tří sil, je orientován podél zakřivených izobar, tj. proudnice jsou v tomto případě ztotožněny s izobarami.

Takto definované proudění se nazývá **gradientové**.

**Oproti dějům v reálné atmosféře jsou u gradientového proudění zanedbány:**

- ↪ časové změny v poli proudění a v poli atmosférického tlaku (gradientové proudění je statické - odpovídá rovnováze)
- ↪ vertikální pohyby
- ↪ tečná složka zrychlení

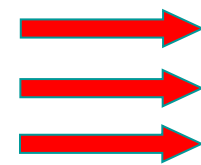
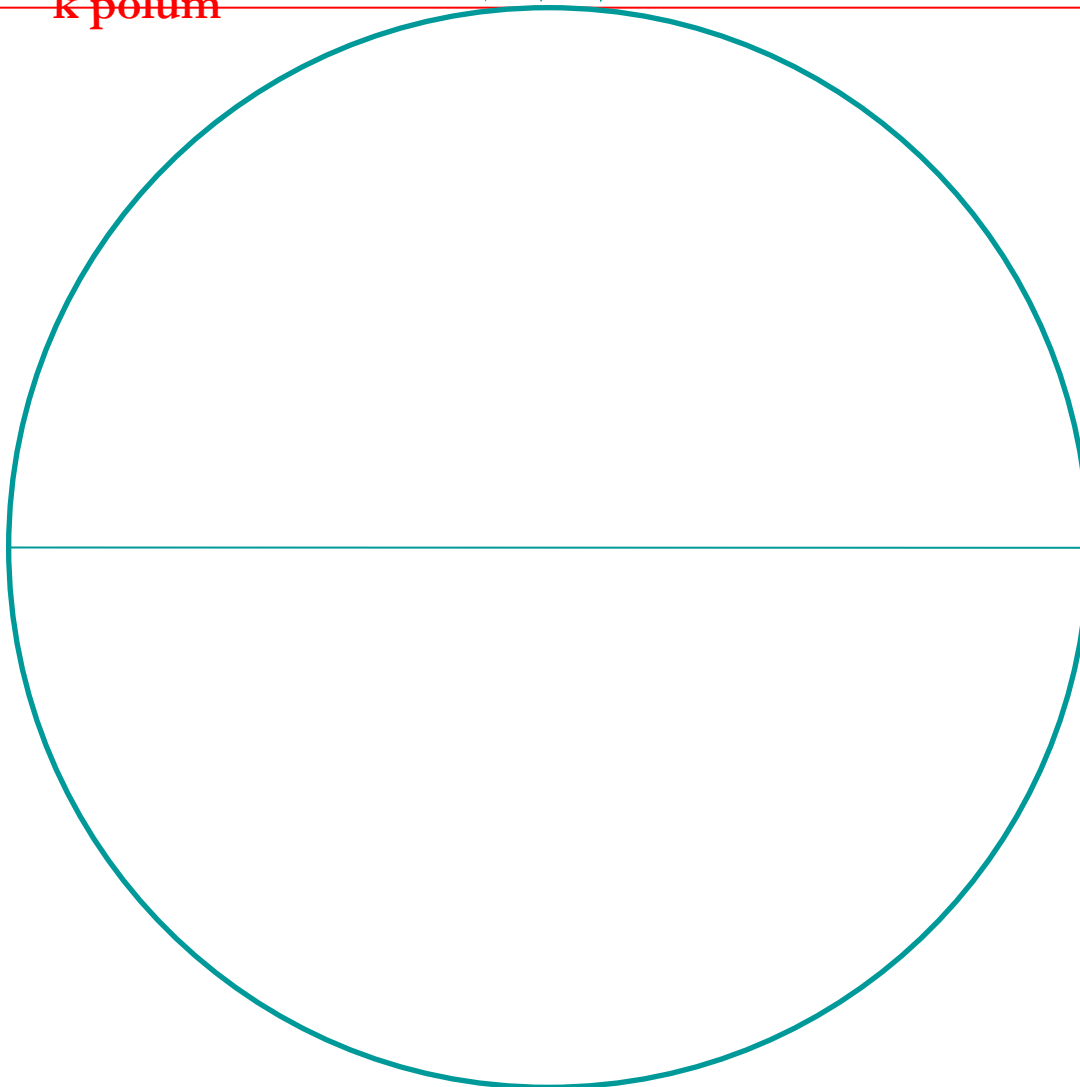
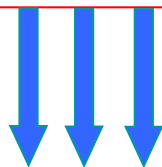
# Proudění v atmosféře

Na rozdíl od **přiblížení geostrofického** však není zanedbána normálová složka zrychlení - **gradientové proudění** připouští cyklonální (a anticyklonální) zakřivení izobar resp. proudnic, vyskytující se v reálné atmosféře.

**Definice geostrofického proudění (=speciální případ gradientového proudění)** uvažuje v důsledku zanedbání normálové složky zrychlení izobary přímkového tvaru, resp. s nekonečným poloměrem zakřivení.

**Gradientové** je dobrým přiblížením k reálné situaci ve volné atmosféře (tj. atmosféře nad mezní vrstvou).

Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům



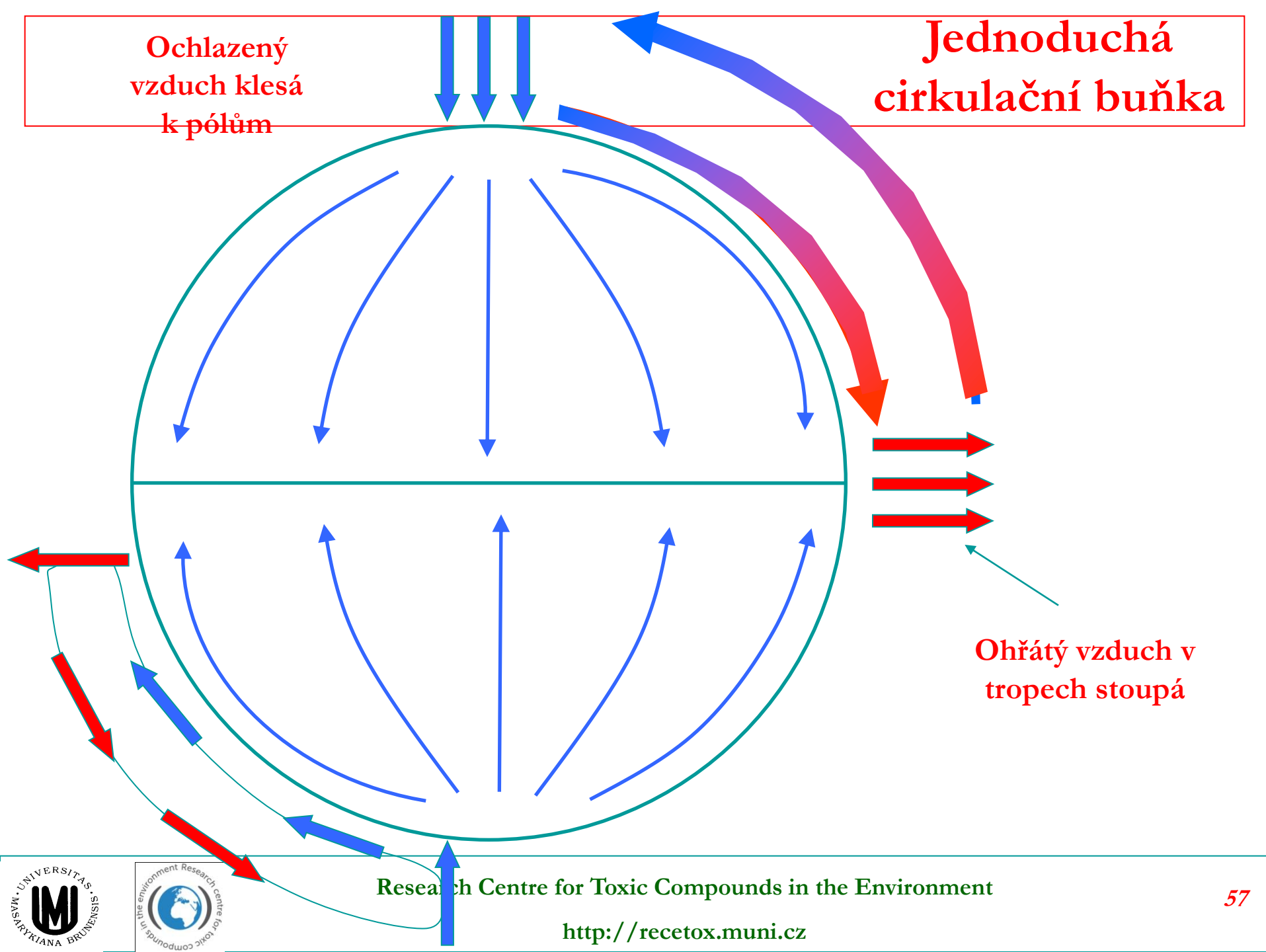
Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá





Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům

Jednoduchá  
cirkulační buňka



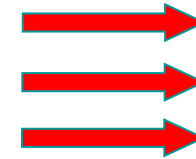
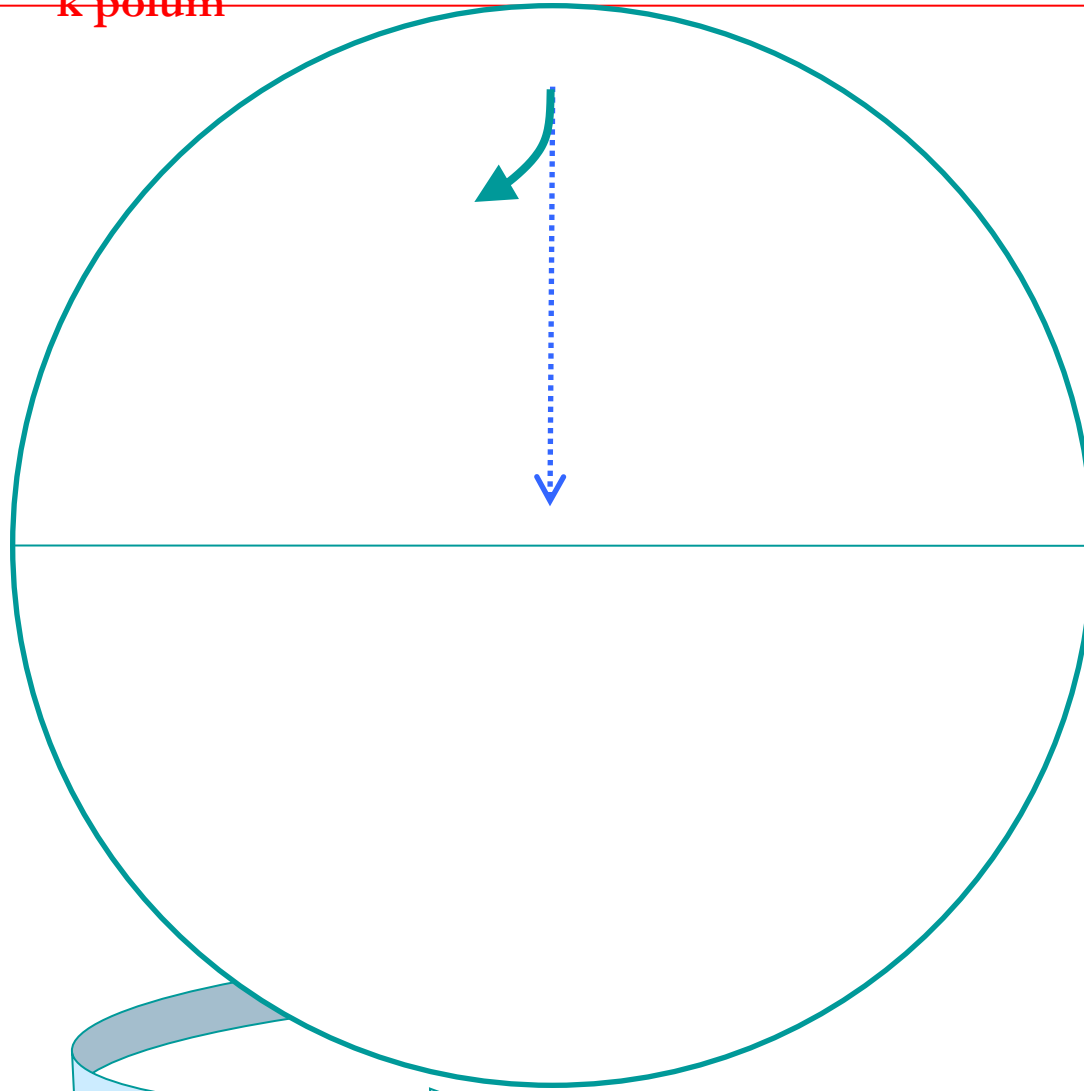
Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá

Research Centre for Toxic Compounds in the Environment

<http://recetox.muni.cz>

Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům

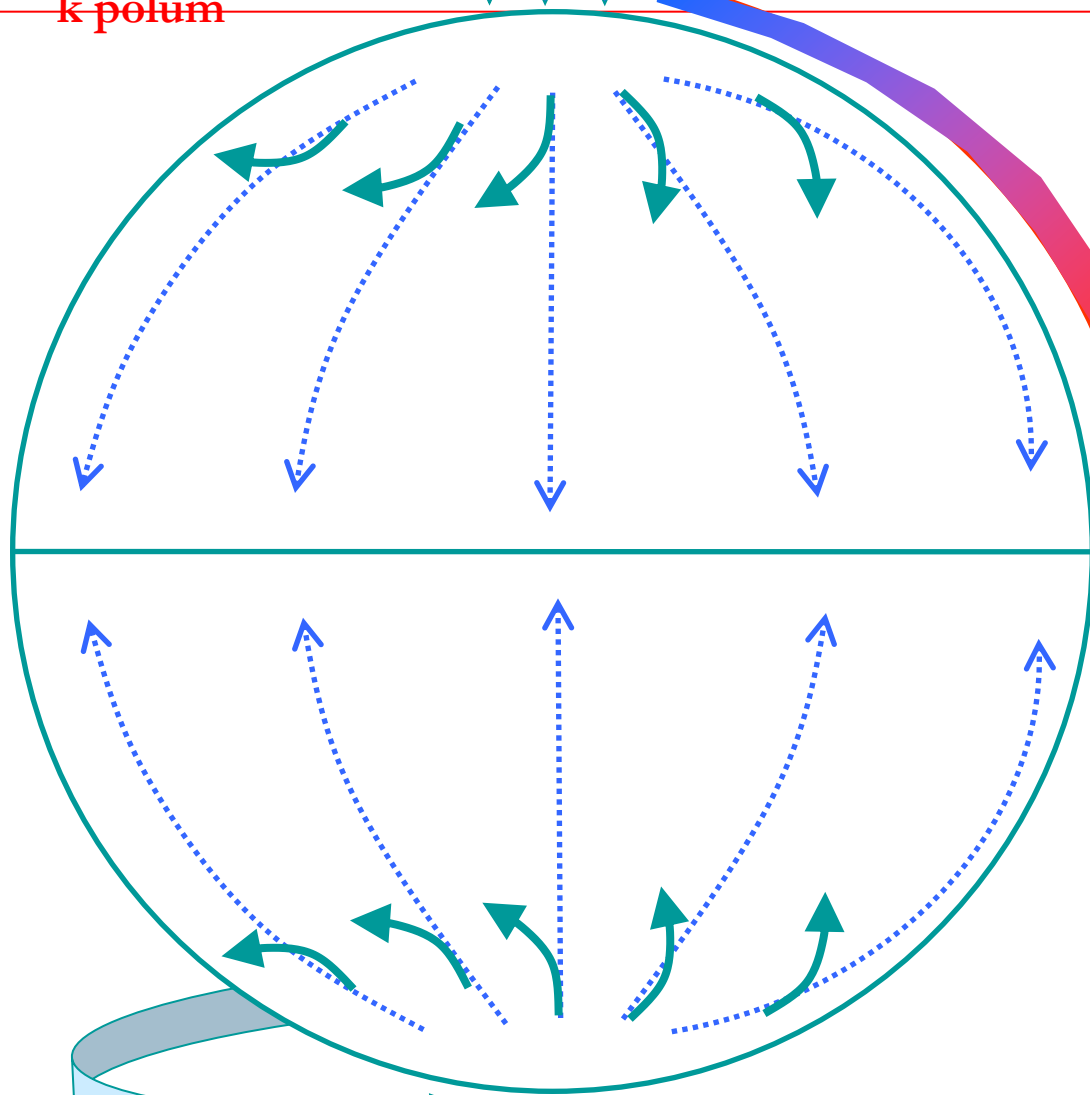
Coriolisova síla  
je důsledkem rotace Země



Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá

Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům

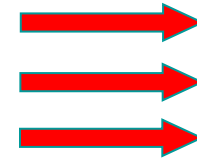
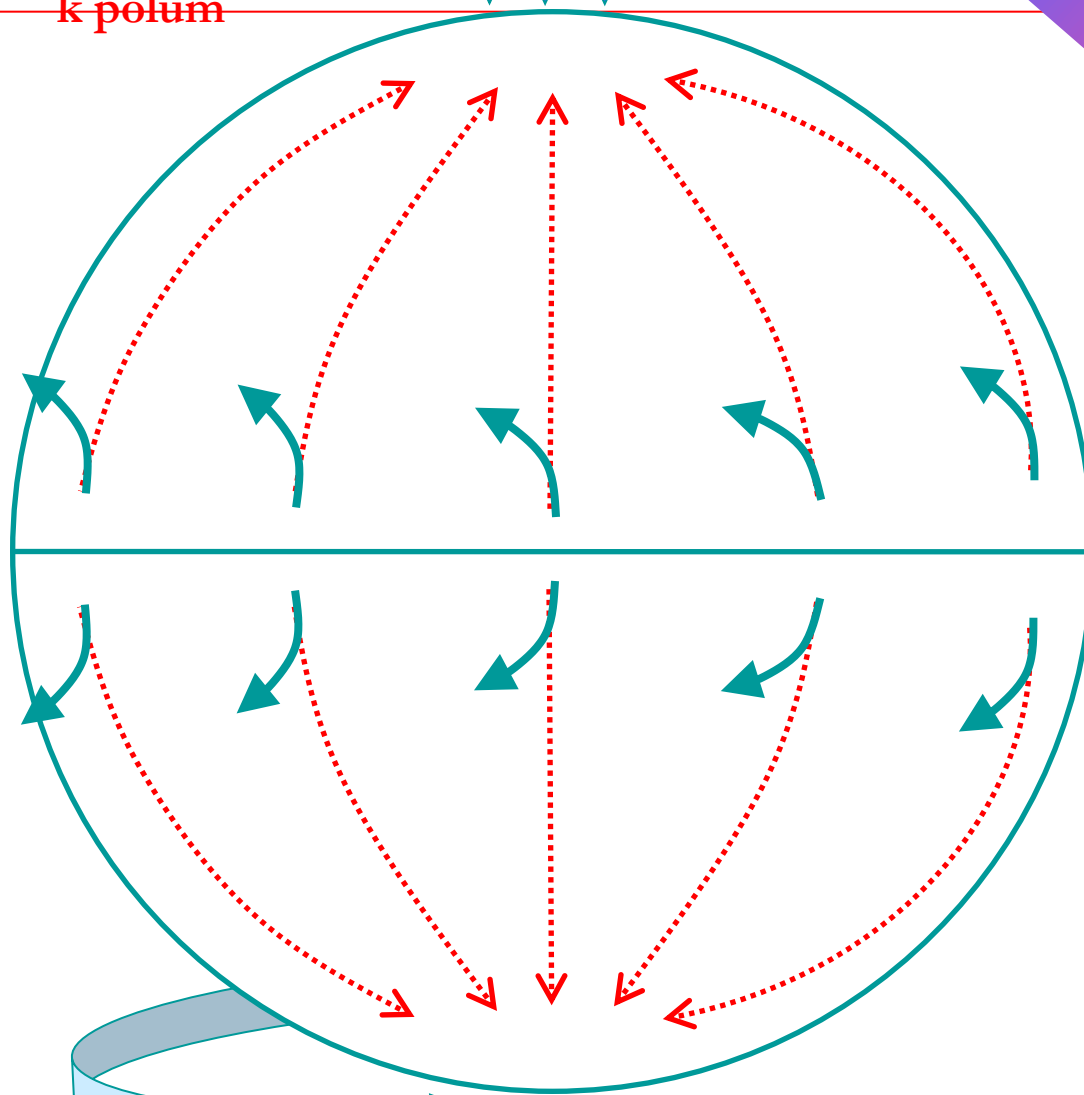
Coriolisova síla



Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá

Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům

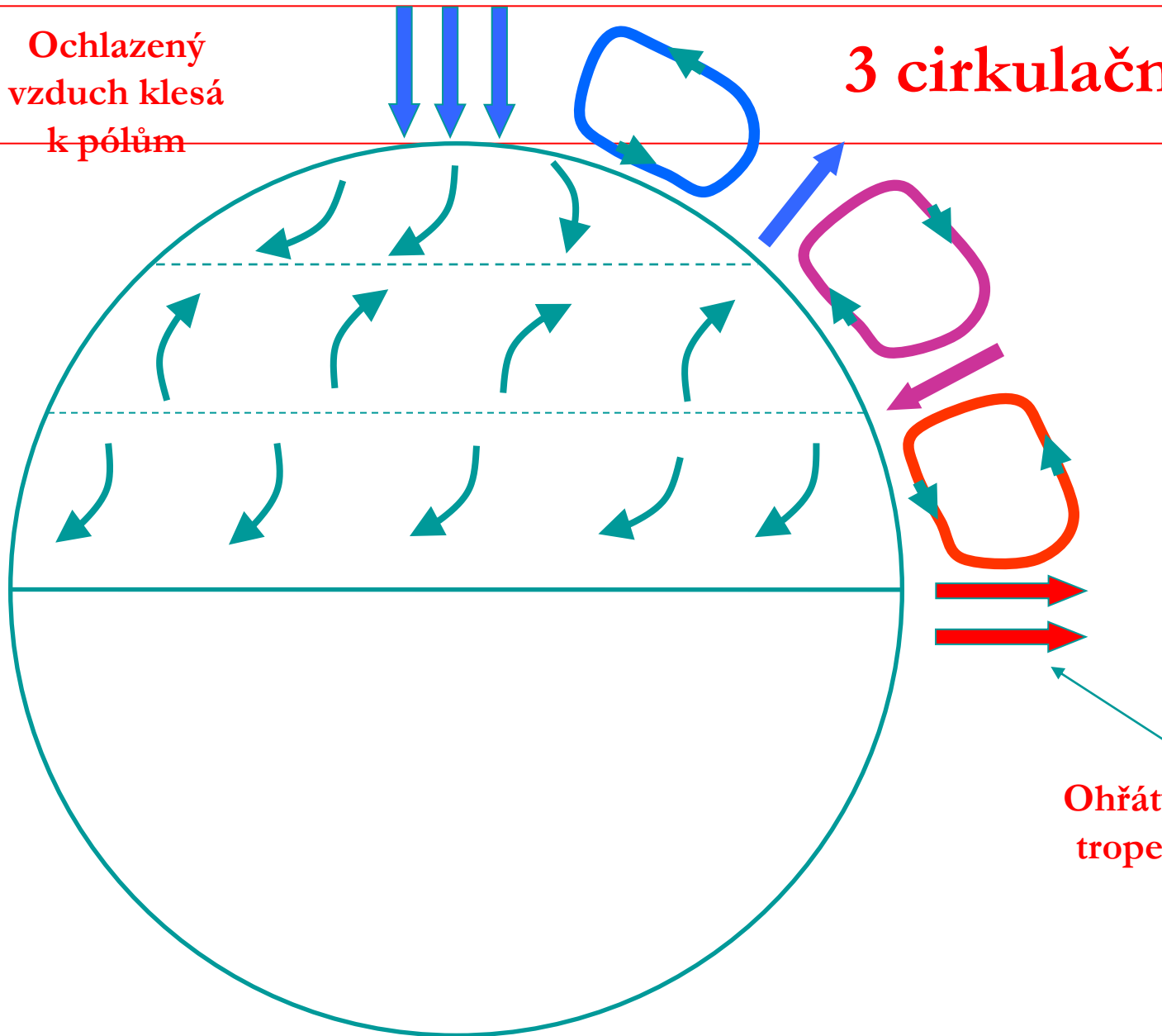
Coriolisova síla



Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá

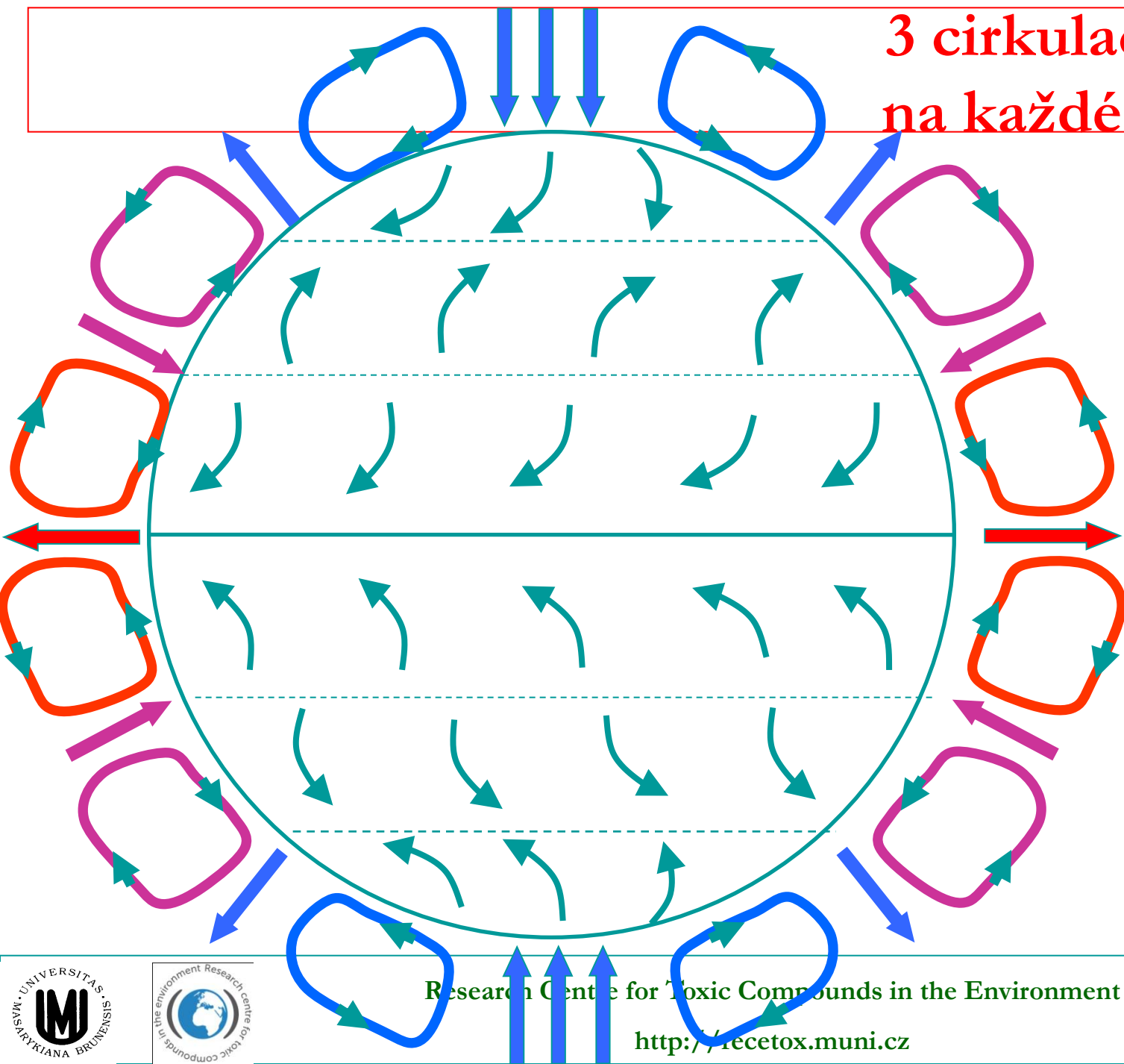
Ochlazený  
vzduch klesá  
k pólům

3 cirkulační buňky



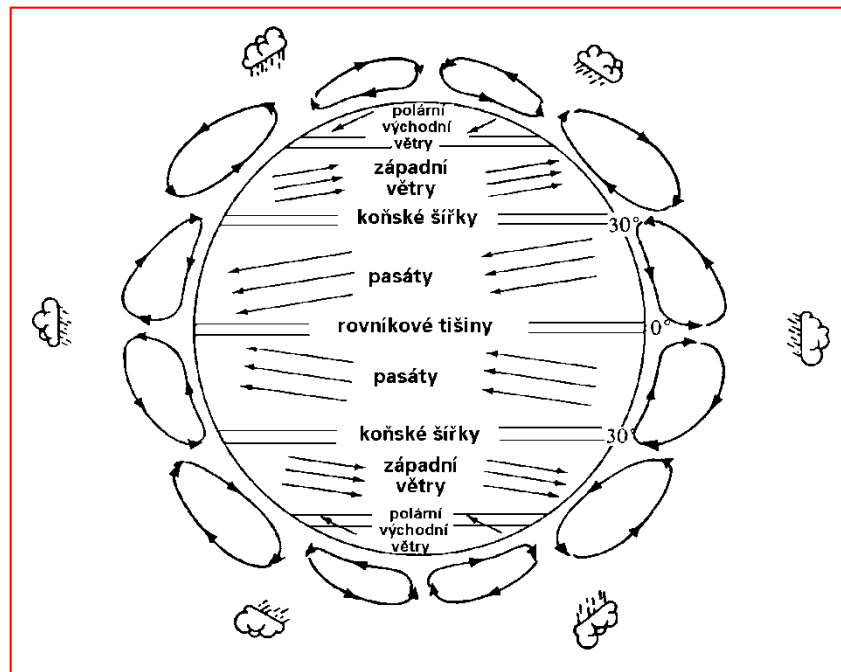
Ohřátý vzduch v  
tropech stoupá

3 cirkulační buňky  
na každé polokouli



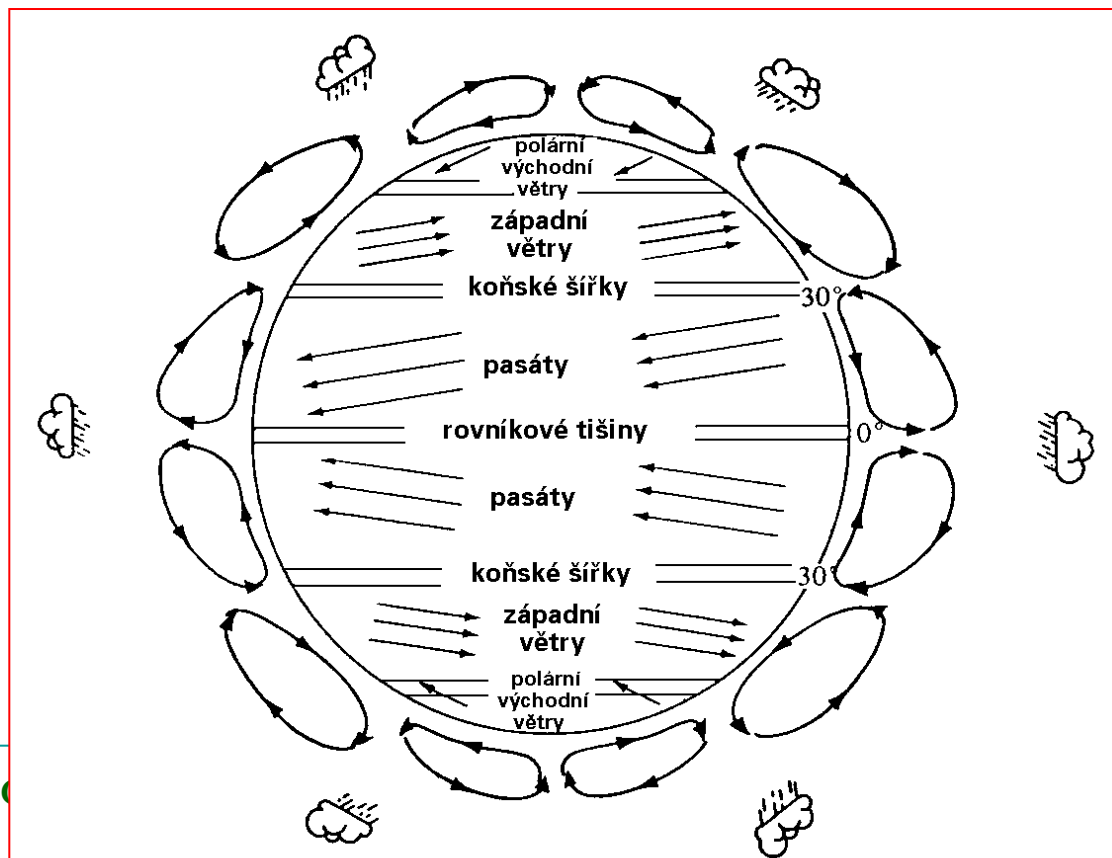
# Proudění v atmosféře

- ↪ obecným rysem troposféry je **velká cirkulace a rychlý pohyb** vzdušných mas daný rozdílným ohřevem
- ↪ základní systém **globální cirkulace ovzduší (Ferrelův model)** tvoří dva subsystémy severní a jižní polokoule



# Proudění v atmosféře

- ↪ každý subsystém se skládá ze **třech konvekčních buněk** (Ferrellova, Hadleyova a polární), jejichž **hranice jsou dány základními zeměpisnými šířkami** (rovník, koňské šířky a polární fronta)
- ↪ **základní směry proudění větru vznikají ohřevem vzduchu v rovníkových oblastech a jejich poklesem kolem obratníků**





# Proudění v atmosféře

V MVA se jako další významný faktor uplatňuje síla (turbulentního) tření rostoucí s drsností zemského povrchu.

**Rychlost větru** je v tomto důsledku v MVA nižší oproti volné atmosféře a zvláště významně klesá v bezprostřední blízkosti povrchu.

**Důsledkem tření je také stáčení směrového vektoru proudění** - odklon od proudnic (izobar) existujících nad mezní vrstvou (viz. gradientové nebo geostrofické proudění) na severní polokouli ve směru vlevo o jistý úhel rostoucí ve směru k povrchu.

Popsaný odklon směrového vektoru proudění od proudnic, resp. izobar existujících ve volné atmosféře vede v MVA (resp. ve spirální vrstvě) k sbíhavosti proudnic - konfluenci v tlakové níži (cyklóně) a k rozbíhavosti - difluenci v tlakové výši (anticyklóně).

# Proudění v atmosféře

**Sbíhavost, resp. rozbíhavost** je v tlakových útvarech kompenzována vzestupnými, resp. sestupnými pohyby vzduchu.

Uspořádané sestupné pohyby v anticyklóně jsou označovány jako subsidence.

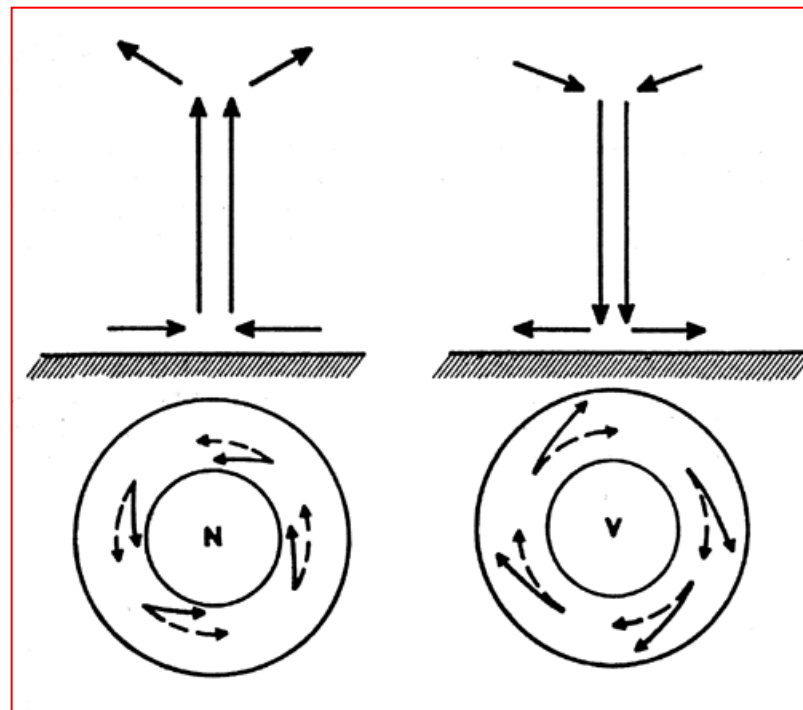


Schéma proudění v hlavních tlakových útvarech

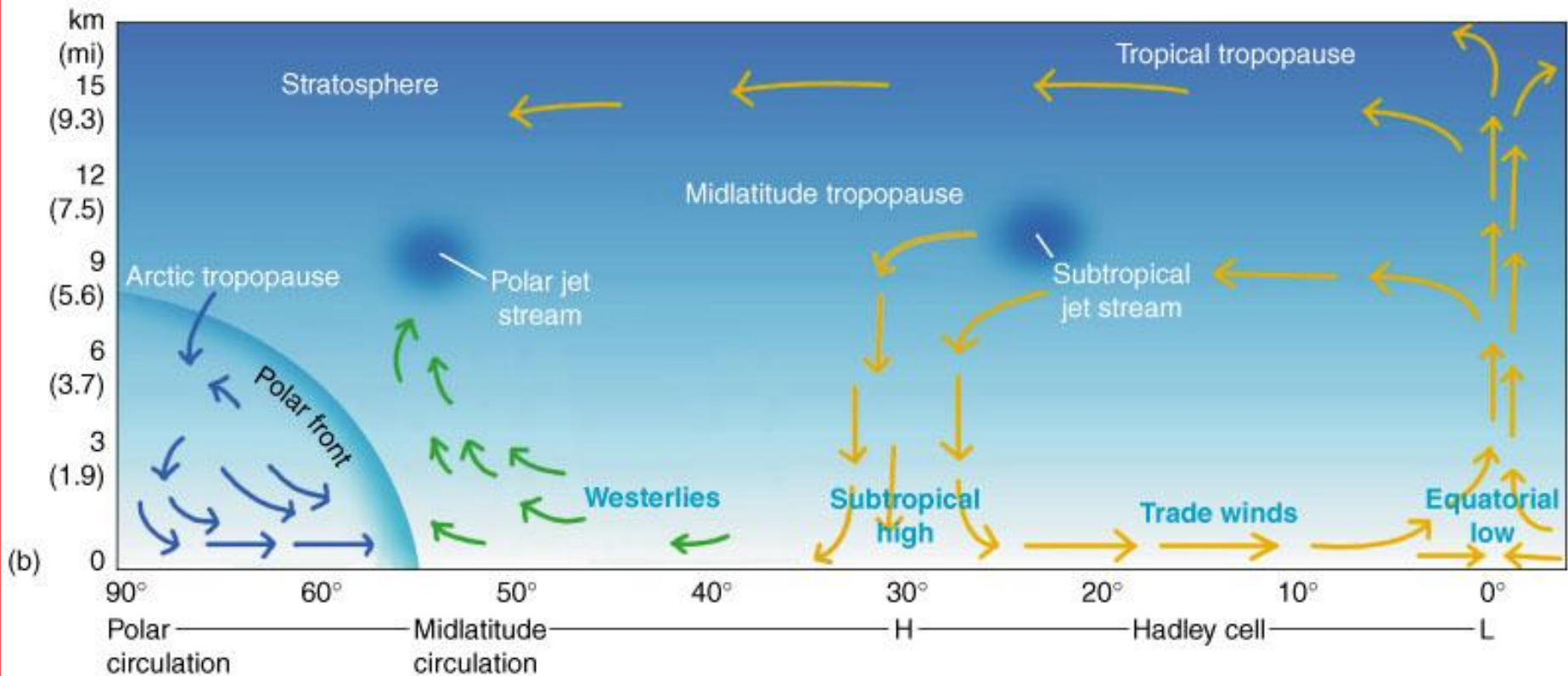
# Proudění v atmosféře

**Vliv zemského povrchu** na pole proudění v MVA se však zdaleka neprojevuje jen prostým snížením rychlosti a stáčením směru v důsledku třecích sil.

Vedle produkce turbulence je pole proudění pro pohyby větších měřítek reprezentujících advekci (pole střední) **velmi výrazně determinováno tvarem zemského povrchu.**

V oblastech se složitější orografií (pohoří ap.) lze předpokládat, že výchozí pole proudění ve volné atmosféře, mající přibližně charakter gradientového proudění, **bude v blízkosti povrchu zcela rozrušeno v důsledku obtékání členitého terénu.**

# Proudění v atmosféře



# Proudění v atmosféře



Lesní požáry Sibiř, kouřové vlečky dokumentují složitost pole proudění v MVA

Převzato z NASA Visible Earth  
(<http://visibleearth.nasa.gov>)

# Proudění v atmosféře

**Proudění v MVA nad zemským povrchem má převážně turbulentní charakter, tj. obsahuje intenzivní fluktuace vířivosti v širokém spektru měřítek.**

**Směry horizontálního unášení částic znečišťujících příměsí (kouřových vleček od zdrojů) zpravidla odpovídají pohybům velkých měřítek - souvisejícím s advekční složkou pole proudění (tj. pole střední).**

**Vertikální rozptyl (turbulentní difúze v profilu vlečky) je samozřejmě determinován turbulencí.**

**Fluktuace větších měřítek mají na rozptyl výraznější vliv.**

**Vyšší rychlost proudění znamená obecně intenzivnější rozptyl znečišťujících příměsí.**

# Proudění v atmosféře

**Při výskytu horizontálního proudění malých rychlostí a nízké intenzitě turbulence (anticyklonální situace) bývá často pozorovatelná kompaktní kouřová vlečka šířící se do větší vzdálenosti od zdroje.**



**Kouřová vlečka při zvýšené aktivitě sopky Etny, situace při nižší intenzitě turbulence v MVA.**

**Převzato z NASA Visible Earth (<http://visibleearth.nasa.gov>)**

# Proudění v atmosféře

**Turbulentní pohyby menších měřítek formující chaotickou strukturu vlečky souvisí v tomto případě převážně s produkcí turbulence na vstupu horkých odpadních plynů do vnějšího ovzduší.**



**Produkce turbulence na vstupu horkých odpadních plynů do vnějšího ovzduší**

**V jisté vzdálenosti jsou pak tyto pohyby zcela utlumeny v důsledku disipace a vertikální struktura vlečky se jeví statickou.**

**Další rozptyl - rozšíření vlečky je již podmíněno turbulencí v MVA s pohyby i relativně větších měřítek (stovky m a více).**



# Proudění v atmosféře

## Turbulence v atmosféře je iniciována:

### ↪ Vertikálními proudy - konvekcí (termická turbulence)

- Souvisí s archimedovskými vztlakovými silami, vznikajícími následkem horizontálních teplotních nehomogenit - termická konvekce.
- Vzniká jako vertikální cirkulace v oblasti tlakových útvarů (vzestupné v cyklóně, sestupné v anticyklóně) - dynamická konvekce (nejde o konvekci v obvyklém slova smyslu).

### ↪ Působením vertikálního stříhu větru (mechanická turbulence)

- Vzniká v důsledku tření proudícího vzduchu o zemský povrch, resp. při obtékání orografických překážek a nerovností.
- Dále vzniká ve volné atmosféře z dynamických příčin (v blízkosti atmosférických diskontinuit ap.)

# Proudění v atmosféře

**Proudění vzduchu** může intenzitu rozptylu znečišťujících příměsí ovlivňovat i **sekundárně** - přiváděním relativně teplého vzduchu nad chladný zemský povrch, čímž dojde k vzrůstu stability atmosféry (teplotní inverze advekčního původu), tj. k výraznému zhoršení rozptylových podmínek.

V zimním období jde o proudění jihozápadních směrů.

# Rozložení tlakových podmínek

Pole atmosférického tlaku ovlivňuje podmínky pro rozptyl znečišťujících příměsí především působením vertikálních vzduchových proudů.

V důsledku sbíhavosti (konfluence) dochází v cyklóně (ve spirální vrstvě MVA) s klesající výškou ke zmenšování poloměru zakřivení proudnic.

Tyto pohyby jsou v souvislosti s kontinuitou kompenzovány vzestupnými proudy v oblasti středu cyklóny.

V anticyklóně je situace opačná - rozbíhavost (difluence) je kompenzována sestupnými vertikálními pohyby.

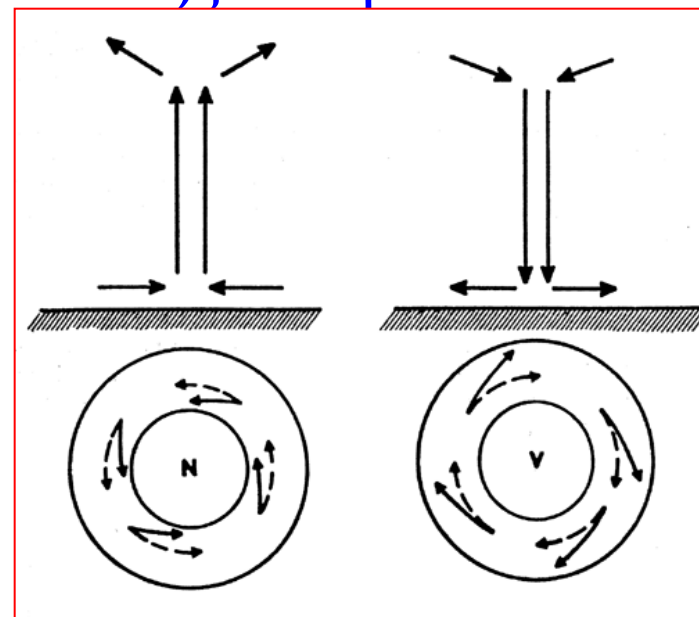


Schéma proudění v hlavních tlakových útvarech

# Rozložení tlakových podmínek

V popsaných souvislostech je pak pro rozptyl znečišťujících příměsí jednoznačně příznivější **situace cyklonální**, kdy dochází vlivem **vzestupných pohybů** k intenzivnímu vertikálnímu promíchávání (viz - nárůst intenzity turbulence dynamickou konvekcí) vzduchových hmot.

**Sestupné proudy** vyskytující při **situaci anticyklonální** udržují znečišťující příměsi v blízkosti zemského povrchu, tj. zvyšuje se **pravděpodobnost výskytu vyšších koncentrací těchto látek v přízemní vrstvě**.

Vlivem sestupných proudů dochází k **sesedání (subsidenční) vzduchu**, což často vede ke vzniku **subsidenčních inverzí**, které samozřejmě významně potlačují vertikální promíchávání a tím i rozptyl znečišťujících příměsí.

# Rozložení tlakových podmínek

**Anticyklonální oblasti** obecně mají výrazně nižší hustotu izobar oproti oblastem **cyklonálním**.

S tím souvisí nižší rychlost horizontálního proudění, která znamená také **nižší intenzitu rozptylu znečišťujících příměsí**.

**Sestupné pohyby** transportující chladnější vzduch se zkondenzovanou vlhkostí k teplejšímu zemskému povrchu vedou k rozpouštění oblaků - vyskytuje se pěkné počasí s malou oblačností.

**Zejména v zimním období** pak tato situace napomáhá **intenzivnímu radiačnímu ochlazení zemského povrchu**, což vede ke vzniku mohutných **přízemních radiačních inverzí**, tj. nepříznivých podmínek pro rozptyl znečišťujících příměsí.

# Rozložení tlakových podmínek

Na podmínky pro rozptyl znečišťujících příměsí v oblasti České republiky má zejména v zimním období velmi nepříznivý vliv situace, kdy dochází k přechodu tlakové výše ve směru se západu na východ spojenému se změnou směru horizontálního proudění.

V první fázi, kdy střed tlaková výše leží západně od ČR, dochází vlivem severního nebo severozápadního proudění k vyplnění české kotliny studeným vzduchem.

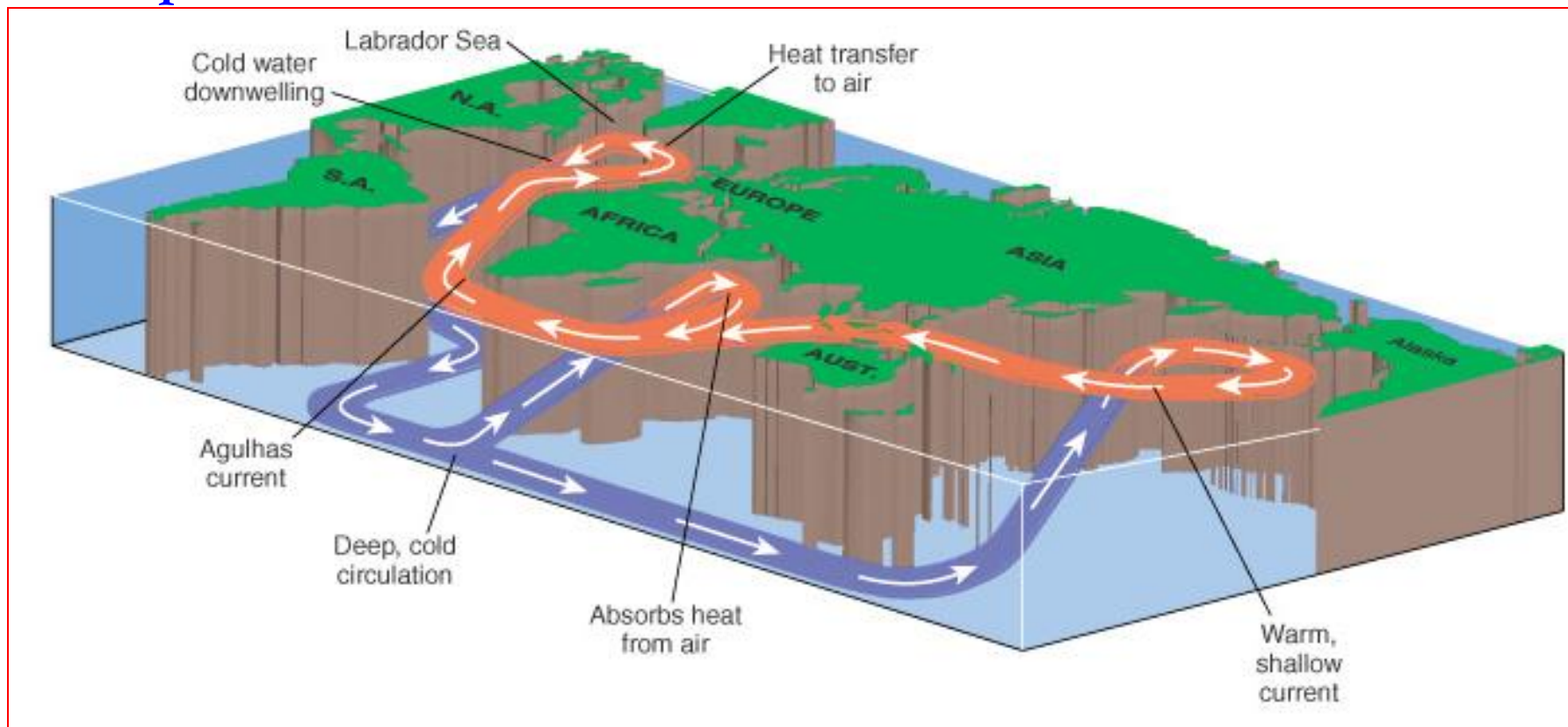
Po přechodu středu tlakové výše na východ se nad ČR začne nasouvat teplejší vzduch z jižních směrů.

Tato situace obvykle vede ke vzniku advekční výškové inverze.

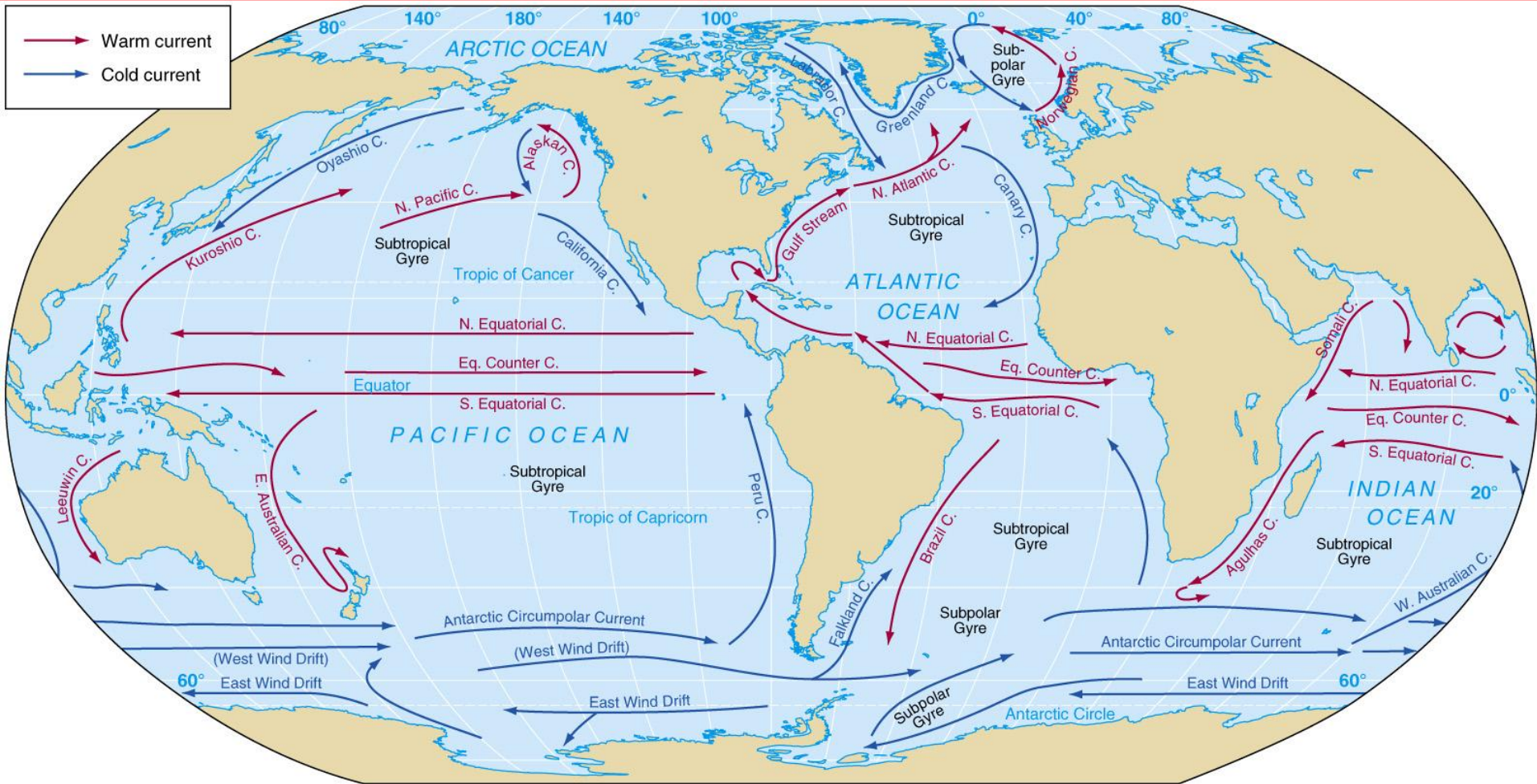
Vlastní negativní působení oblasti vysokého tlaku (výše popsané vlivy) je pak ještě zesíleno touto zpravidla déle trvající inverzní situací, což samozřejmě vede k dalšímu zhoršení podmínek pro rozptyl znečišťujících příměsí.

# Vliv oceánů na klima, hlubokomořské proudění

Oceány pohlcují více než polovinu dopadajícího slunečního záření a oceánské proudy zajišťují distribuci tepla od rovníku k pólům.



# Povrchové oceánské proudění

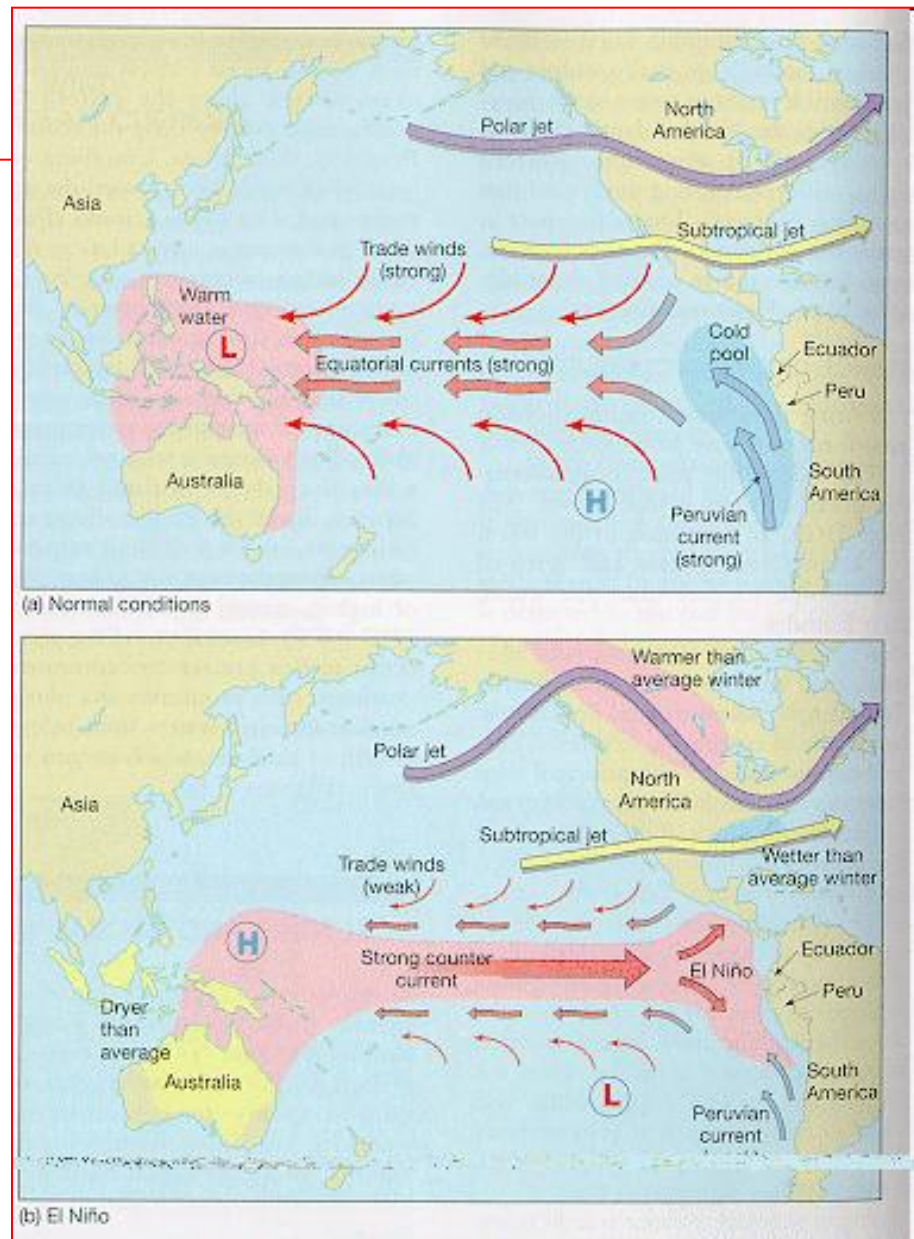


Copyright © 2005 Pearson Prentice Hall, Inc.

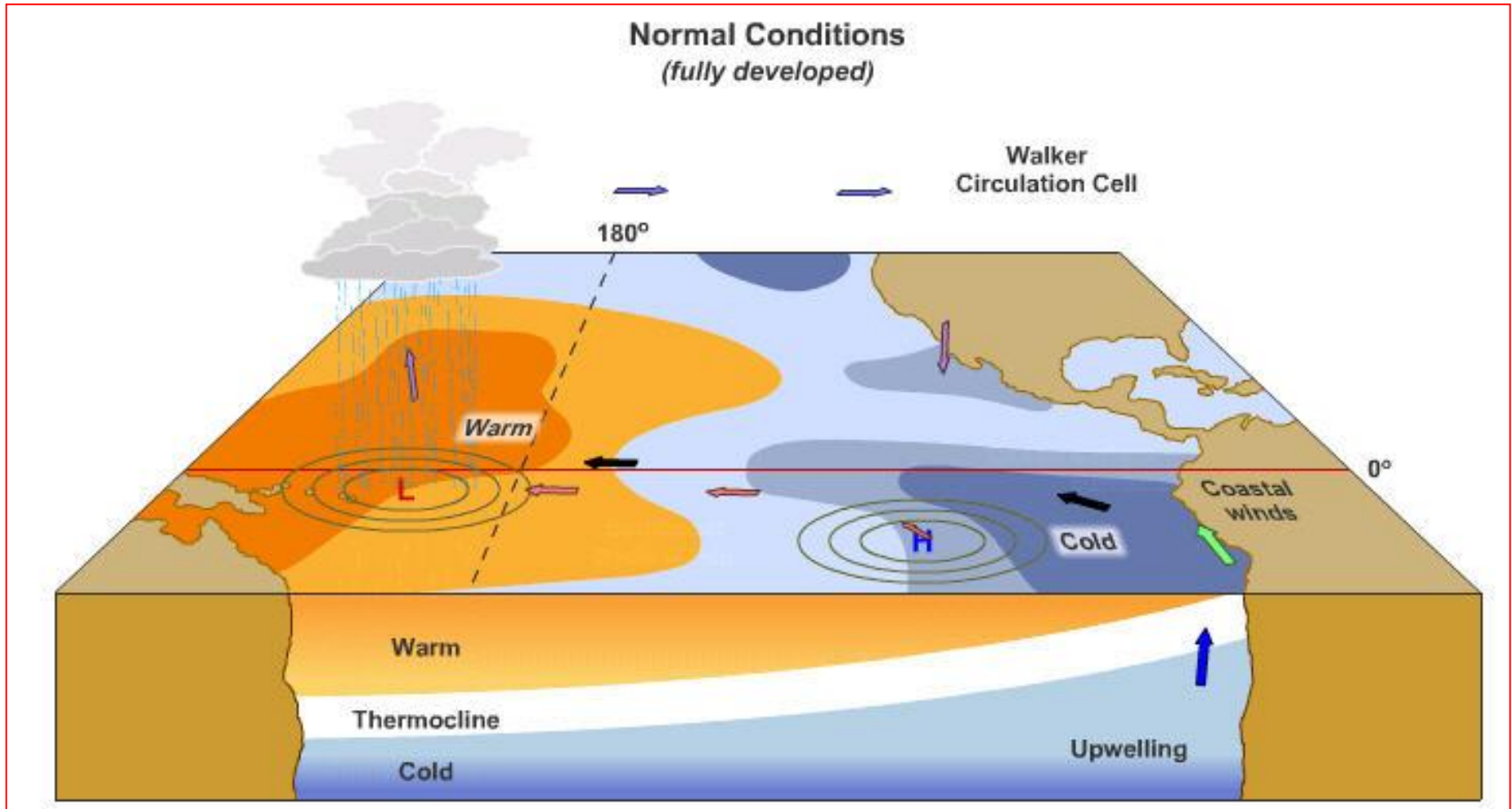


# EI NIÑO

- ↪ **Teplý proud, který je součástí klimatického jevu Jižní Oscilace – ovlivňuje počasí a srážky od Afriky přes jihovýchodní Asii a Austrálii až po Jižní, Střední a zčásti i Severní Ameriku.**
- ↪ **Souvislost mezi prouděním v atmosféře, oceánu a mezi srážkami v této oblasti je známá nejpozději od konce 19. století (Gilbert Walker)**
- ↪ **V systému fungují pozitivní zpětné vazby (zeslabování východo-západních větrů zesiluje proudění na východ a naopak) a zpožděná „paměť“ oceánu.**

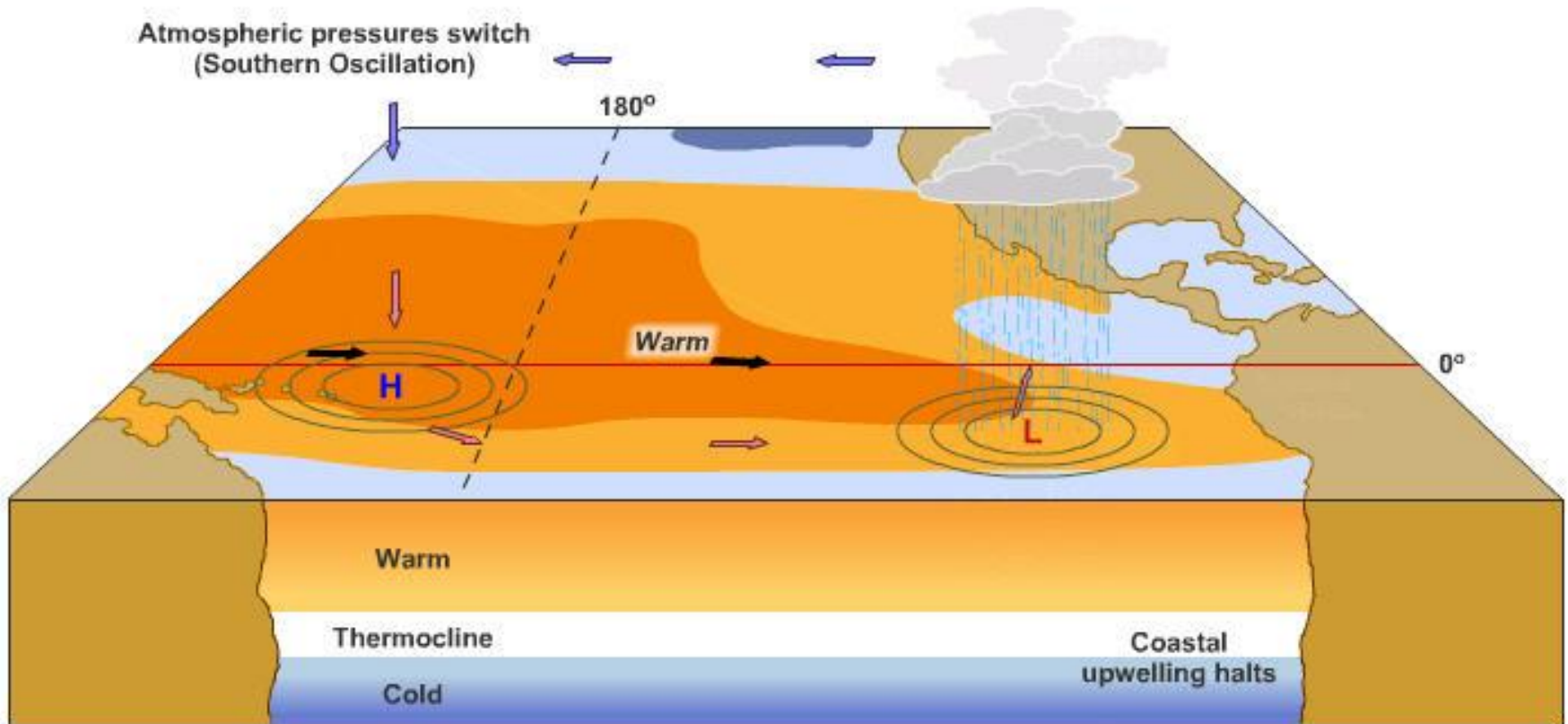


# El NIÑO: normální podmínky



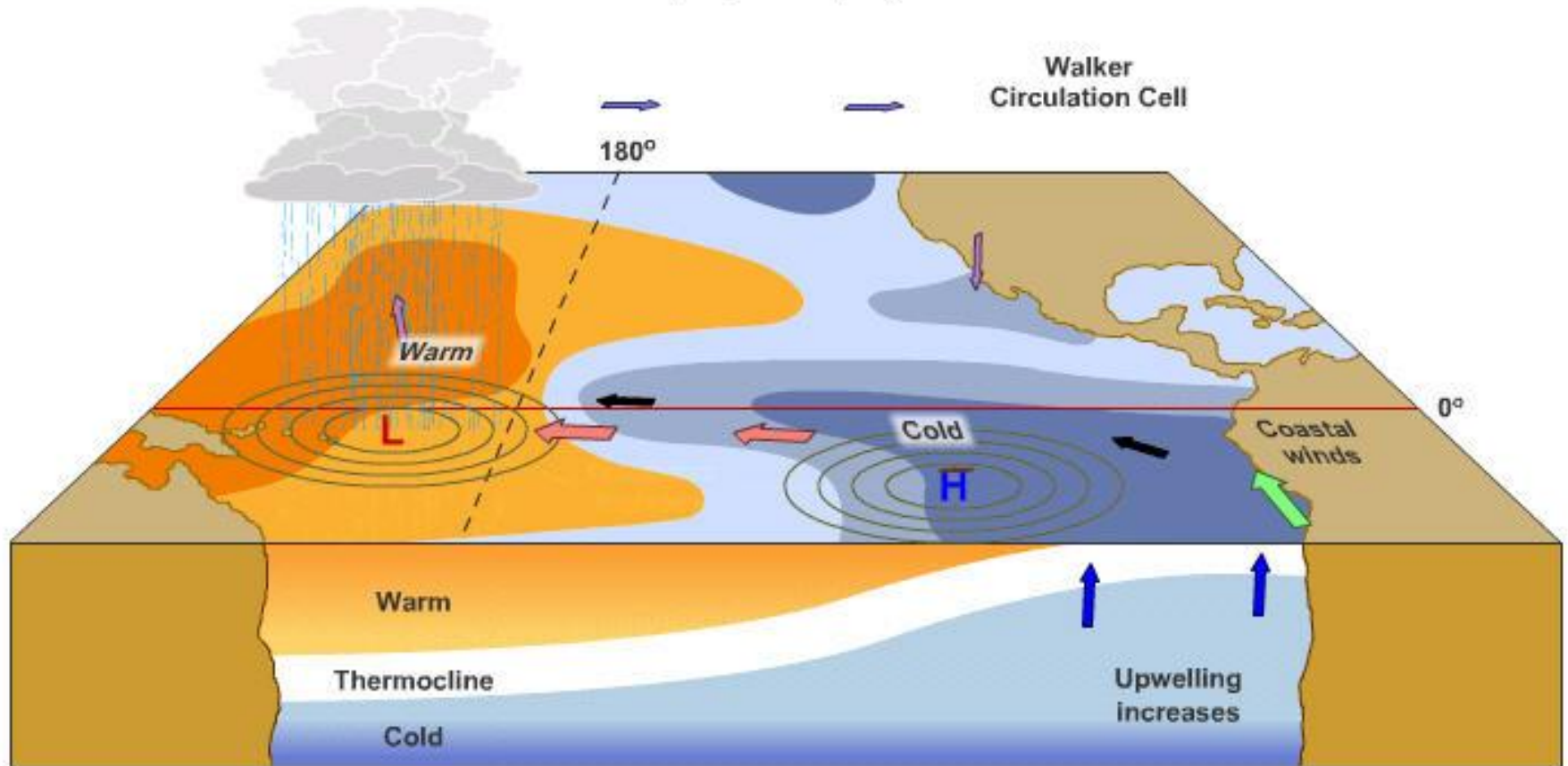
# EI NIÑO: EI NIÑO

## El Niño Conditions

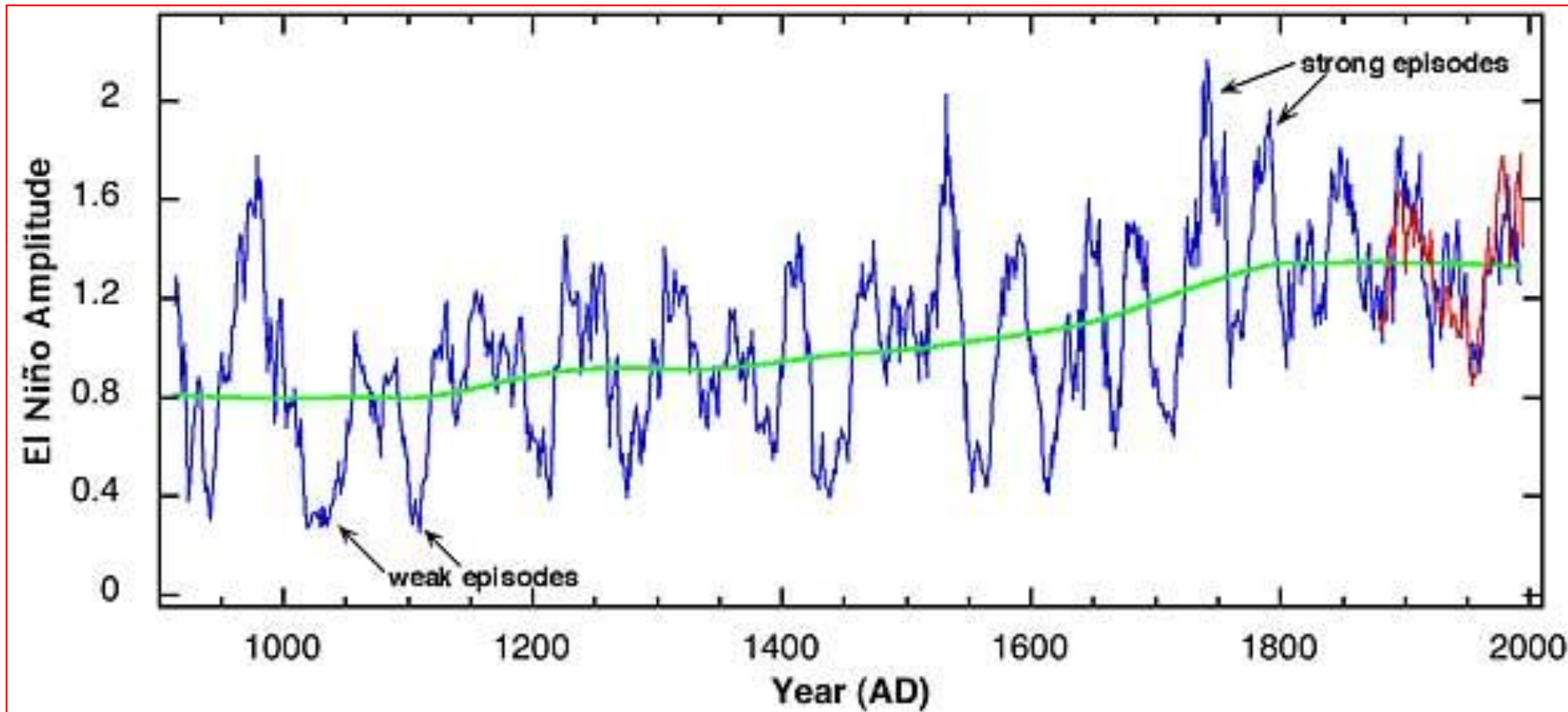


# EL NIÑO: La NIÑA

La Niña Conditions  
(fully developed)

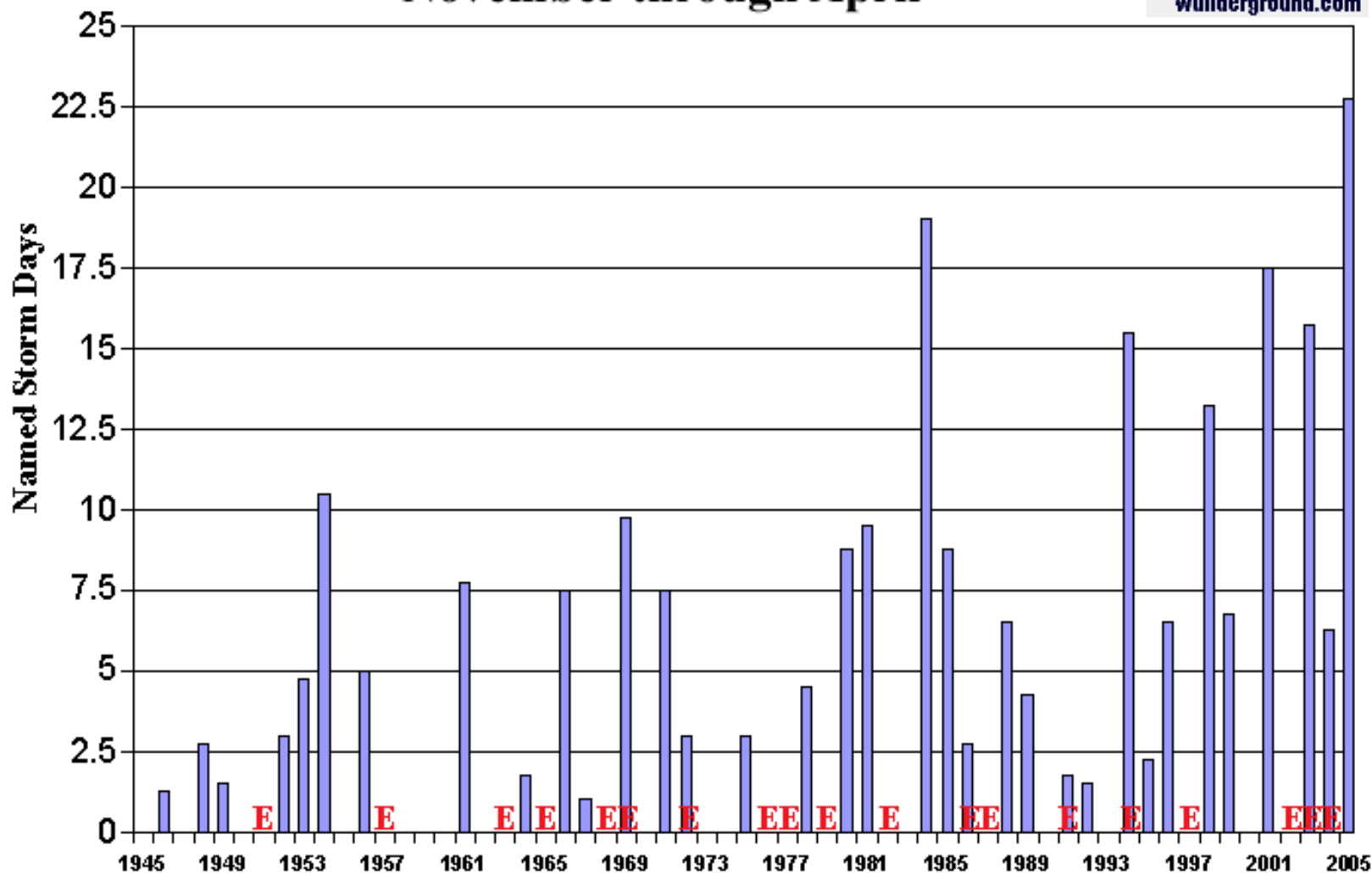


# Frekvence výskytu a intenzita El NIÑO od 9. století



# Množství atlantických cyklónů souvisejících s El NIÑO

Atlantic Tropical Cyclone activity,  
November through April

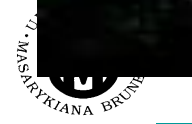


# Důsledky El NIÑO / La NIÑA



Toxic Compound

<http://recetox.mu>



# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

**Teplota vzduchu** závisí na tom, kolik E je do ovzduší předáno ze zemského povrchu nebo kolik E je zemským povrchem z ovzduší odebráno.

Pokud se vzduch horizontálně nepohybuje – teplota v přízemní vrstvě může s výškou buď klesat, nebo stoupat, nebo se event. neměnit.

Teplota směrem k pólům ubývá mnohem pomaleji než vertikálně.

V planetárním měřítku je zdrojem tepla zemský povrch – se stoupající výškou teplota klesá.



# Stabilitní podmínky v atmosféře

**Stabilita atmosféry (resp. MVA) obecně souvisí s vertikálním gradientem teploty - zápornou změnou teploty připadající na jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru v klidném vzduchu.**

**Tlak v atmosféře a stejně tak její hustota v důsledku gravitace stoupá se zmenšující se výškou.**

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Stavy teplotního zvrstvení vyjadřujeme **teplotními gradienty**.

**Vertikální geometrický teplotní gradient** – udává skutečnou změnu teploty připadající na 100 m výšky atmosféry – týká se teploty jednotlivých hladin v atmosféře:

$$\Gamma = - dt / dz$$

- + - pokles teploty s výškou – normální zvrstvení – 0,6 °C na 100 m výškového rozdílu
- růst teploty s výškou – inverze
- = 0 – izotermie

Termické zvrstvení vzduchu je tím výraznější, čím je ovzduší **klidnější**.

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

**Adiabatické gradienty** – při vertikálním pohybu, týkajícím se jen některých objemových částí, a to nahoru nebo dolů.

**Konvekční, vzestupné proudy** – vznikají nad tou částí krajiny, která z dopadajícího záření absorbovala povrchem více a méně vedla do hloubky.

**Sestupné proudy** – vznikají tam, kde je povrch chladnější, protože větší část E byla vedena do hloubky (vody, lesní komplexu).

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

**Výstup určitého objemu vzduchu** – pokles tlaku s výškou – roste objem – při rozpínání se spotřebovává vnitřní energie – koná se tedy práce na úkor  $U$  (tepelné) – klesá teplota stoupajícího vzduchu.

**Nedochází-li k výměně energie s okolní atmosférou** – **adiabatický děj**.

**Při adiabatickém** (tj. bez výměny tepla z okolím, což je v klidném vzduchu velkou měrou splněno) **vertikálním přesunu vzduchové částice** dojde k změně teploty - nárůstu v důsledku stlačení při pohybu sestupném, resp. poklesu rozpínáním při vzestupném pohybu.

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Tato obecná teplotní závislost je pro případ suchého vzduchu nazývána **suchoadiabatickým gradientem**.

**Adiabatický teplotní gradient** – pokles teploty se v tomto případě týká každé vystupující, od okolní atmosféry teoreticky izolované částice vzduchu:

$$\gamma = - dt / dz$$

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Stálá hodnota – **suchoadiabatický gradient  $\gamma_a$**  – změna teploty s výškou v suchém či vodní parou nenasyceném vzduchu -  $\gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C na 100 m.}$

**Hodnota suchoadiabatického gradientu  $\gamma_a = 0,0098 \text{ K.m}^{-1}$**  je odpovídající i pro vlhký, ale nenasycený vzduch, neboť vliv nenasycené vodní páry na měrné teplo vzduchu je velmi malý.

Ve vzduchu nasyceném vodní párou však nelze zanedbat **kondenzační teplo**, které hodnotu adiabatického gradientu teploty snižuje.

Z naznačených principů vyplývá, že odpovídá-li vertikální profil teploty v MVA **suchoadiabatickému gradientu**, je hustota **vzduchu v této vrstvě konstantní.**

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

**Proměnná hodnota – nasyceně adiabatický gradient (vlhkoadiabatický) – teplota klesá při výstupu méně – kondenzace vodní páry – uvolnění latentního tepla – zmenšování hodnoty ochlazování:**

$$\gamma_a' = (\gamma_a > \gamma_a' > 0 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m})$$

**Adiabatické děje jsou vratné, pokud nedojde ke změnám v obsahu vodní páry, například vyloučením srážek.**

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

## Druhy vertikálního teplotního zvrstvení atmosféry

Adiabatické změny teploty vzduchu podmiňují jednotlivé druhy vertikálního teplotního zvrstvení ovzduší:

- ↪ labilní,
- ↪ stabilní,
- ↪ indiferentní.



# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

Určujícím faktorem je rozdíl mezi adiabaticky ochlazovaným vystupujícím vzduchem ( $t$ ) a změnou teploty v okolní atmosféře ( $t'$ ).

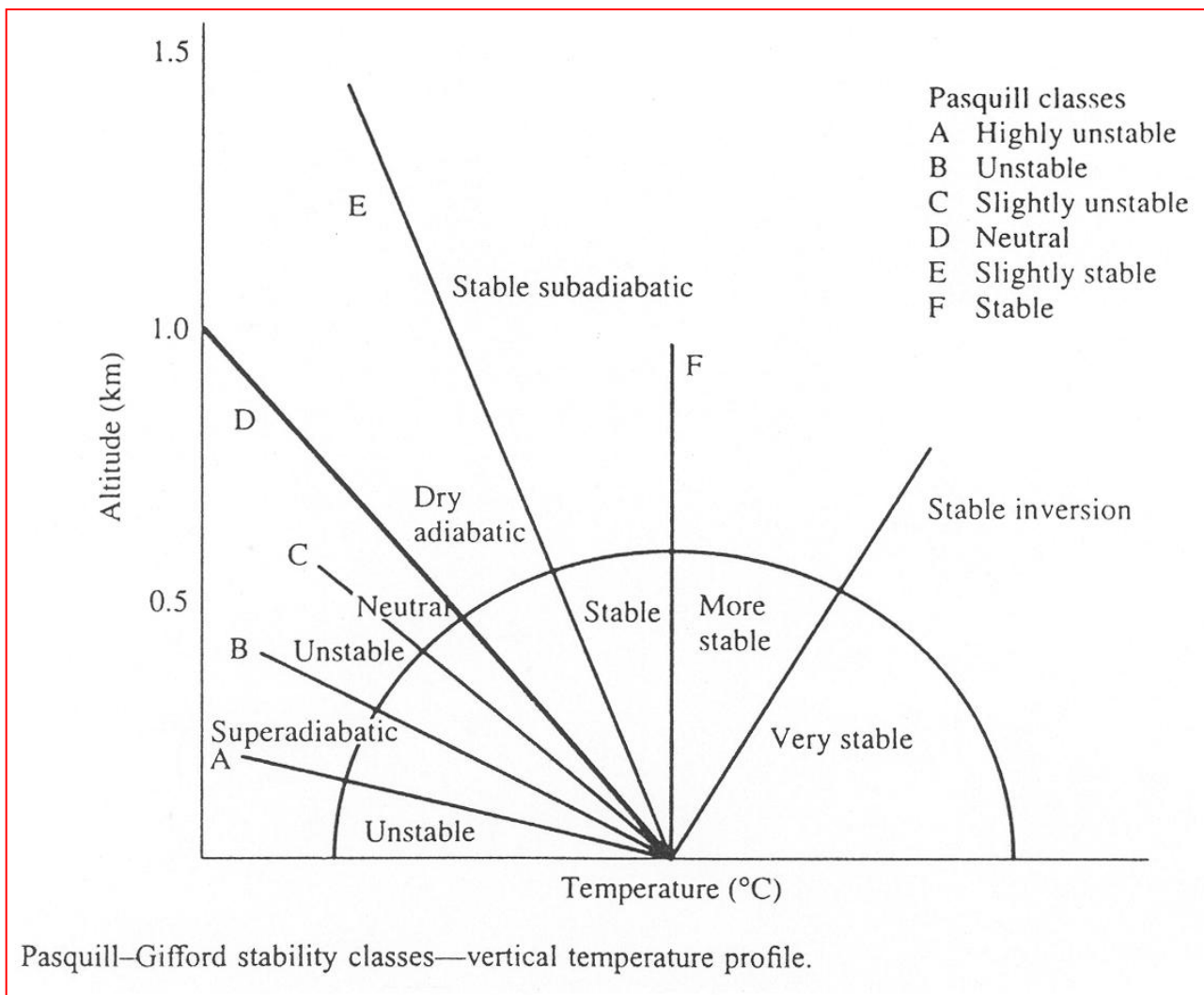
Stabilní zvrstvení –  $t < t'$  - nastane pohyb chladnějšího objemu vzduchu dolů ( $\Gamma < \gamma$ )

Inverze teploty -  $\Gamma > 0$  - extrémní případ stabilního zvrstvení

Labilní zvrstvení –  $t > t'$  ( $\Gamma > \gamma$ ) - nastane pohyb teplejšího objemu vzduchu vzhůru

Indiferentní (neutrální) zvrstvení –  $t = t'$  ( $\Gamma = \gamma$ ) - objem nemá tendenci ani k výstupu ani k sestupu.

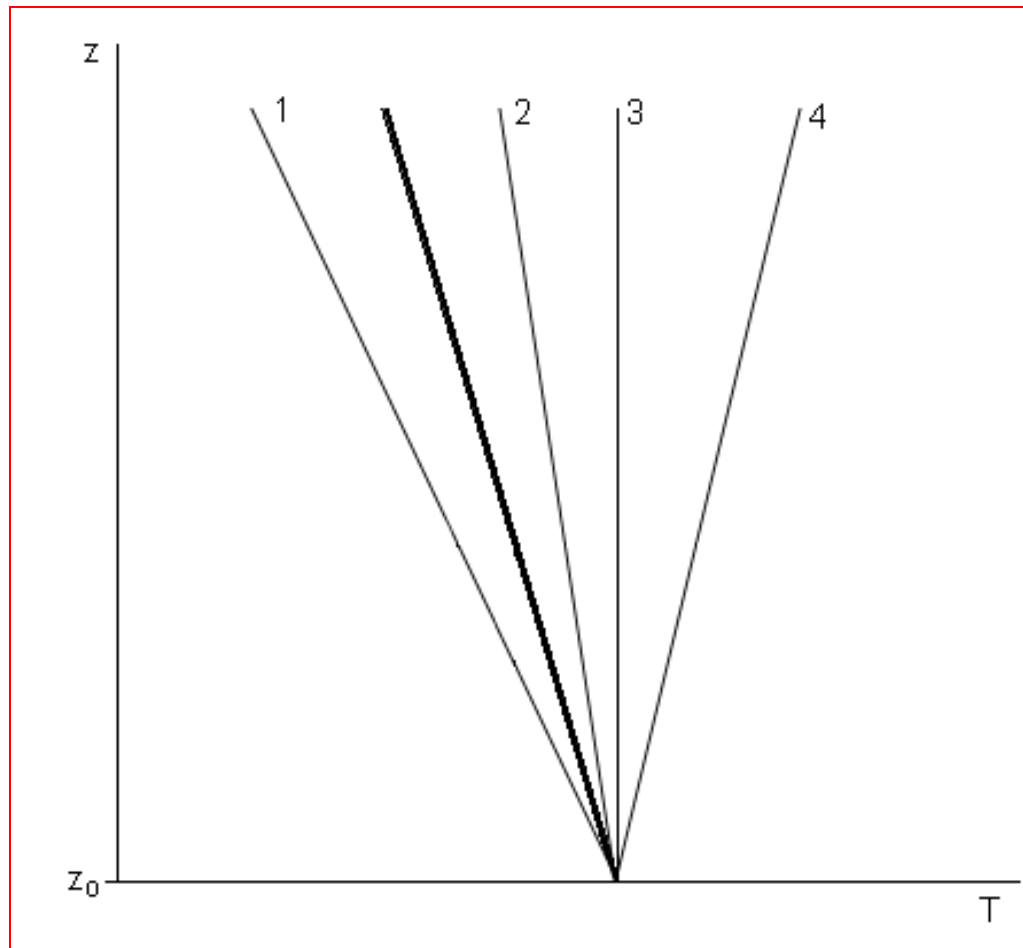
# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty



# Stabilitní podmínky v atmosféře

Při této situaci pak  
vzduchová částice  
vychýlená ze své  
původní výškové  
hladiny nejeví  
tendenci k návratu  
nebo k zvyšování  
výchyly.

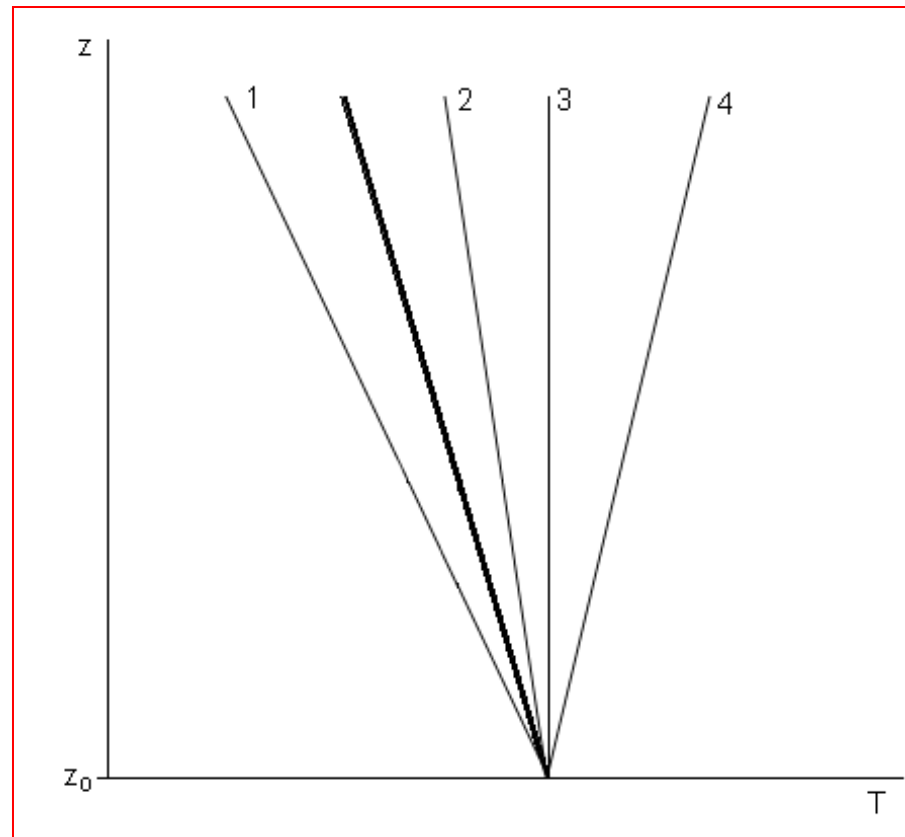
Atmosféra (resp. MVA) je  
indiferentní (viz  
zvýrazněná přímka  
závislosti).



# Stabilitní podmínky v atmosféře

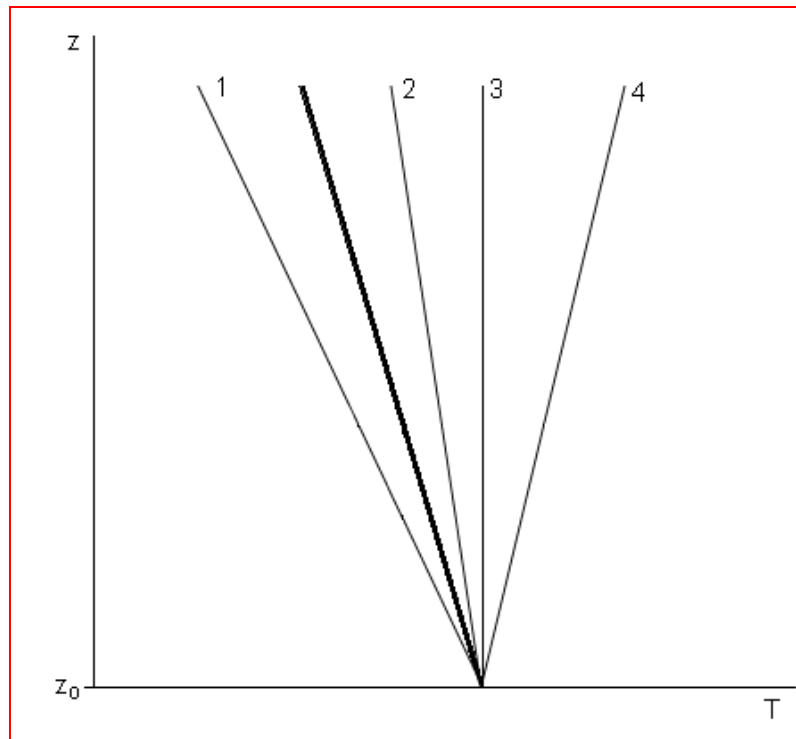
Je-li vertikální gradient teploty (v MVA) vyšší než suchoadiabatický (viz obr - závislost 1), bude mít vychýlená vzduchová částice v důsledku růstu hustoty s výškou (tj. archimédovské síly) tendenci dále zvyšovat svoji výchylku - ať už kladnou nebo zápornou.

Atmosféra (resp. MVA) je v tomto případě **instabilní**, což reprezentuje dobré vertikální promíchávání, tedy dobré podmínky pro rozptyl znečišťujících příměsí.



# Stabilitní podmínky v atmosféře

V opačném případě, kdy **teplota klesá s výškou pomaleji** než odpovídá suchoadiabatickému gradientu (viz obr - závislost 2), nebo se s výškou nemění (**izotermie** - závislost 3), nebo může dokonce růst (tj. záporný vertikální gradient - **teplotní inverze** - závislost 4), vykazuje vychýlená vzduchová částice snahu k návratu do původní hladiny (opět to souvisí s archimédovskými silami - hustota klesá s výškou).



Stav atmosféry (resp. MVA) je pak charakterizován jako **stabilní**.

Vertikální pohyby jsou brzděny a promíchávání vzduchu se tím tlumí - **podmínky pro rozptyl znečišťujících příměsí jsou nepříznivé**.

# Teplotní inverze

Z hlediska stabilních podmínek reprezentuje nejméně příznivou situaci pro rozptyl znečišťujících příměsí teplotní inverze, která může být buď přízemní nebo výšková.

V souvislosti se způsobem vzniku a charakterem je rozlišováno několik typů inverze.

# Teplotní inverze

## Radiační inverze

Vzniká v důsledku **vyzařováním tepla zemským povrchem**. V **noci**, kdy chybí kompenzující příkon slunečního záření, může dojít k výraznému ochlazení zemského povrchu a tím k prochlazení bezprostředně přiléhající vzduchové vrstvy. V zimním období mohou podmínky pro vznik radiační inverze v důsledku ostřejšího úhlu dopadajících slunečních paprsků (a tedy nižší absorpci slunečního záření) existovat i během dne.

V podobných souvislostech napomáhá vzniku přízemních radiačních inverzí **existence sněhové pokrývky, neboť sníh velmi účinně odráží sluneční záření a kromě toho brání přívodu tepla z půdy, čímž podstatně přispívá k prochlazování přízemní vrstvy vzduchu.**

Mezi další faktory podporující vznik a trvání přízemních radiačních inverzí je **jasná obloha umožňující velké efektivní vyzařování a slabé proudění až bezvětří v přízemní vrstvě, které neumožňuje rozrušení teplotní stratifikace. Tento charakter počasí je typický pro anticyklonální situaci.**

V důsledku sklesávání studeného vzduchu podél svahů je výskyt přízemních inverzí daného typu **častější v údolích, kotlinách ap.**

Z radiačních příčin mohou vznikat **i inverze výškové** související s tím, že vzduchové vrstvy se zvýšeným množstvím vodní páry a zejména vrstvy oblačnosti silně vyzařují infračervenou radiací a v důsledku toho se prochlazují.

# Teplotní inverze

## Advekční inverze

Přízemní inverze advekčního typu vznikají při proudění relativně teplého vzduchu nad studenější zemský povrch, který tento vzduch ochlazuje. Situace tohoto typu nastává např. v zimním období při proudění teplejšího oceánského vzduchu nad prochlazený kontinent.

Mechanismus vzniku výškové advekční inverze – viz dříve - proudění z jižních nebo jihozápadních směrů nad českou kotlinu vyplněnou prochlazeným vzduchem).

## Frontální inverze

Vznikají na teplé frontě nasouváním relativně teplého vzduchu nad vzduch studený nebo na studené frontě, kde těžší studený vzduch proniká pod teplejší vzduchovou hmotu a "nadzvedává" ji, což je samozřejmě primárně podmíněno tím, že vertikální gradient teploty je v případě tohoto typu stratifikace výrazně větší než suchoadiabatický (příp. nasyceně adiabatický).



# Teplotní inverze

## Subsidenční inverze

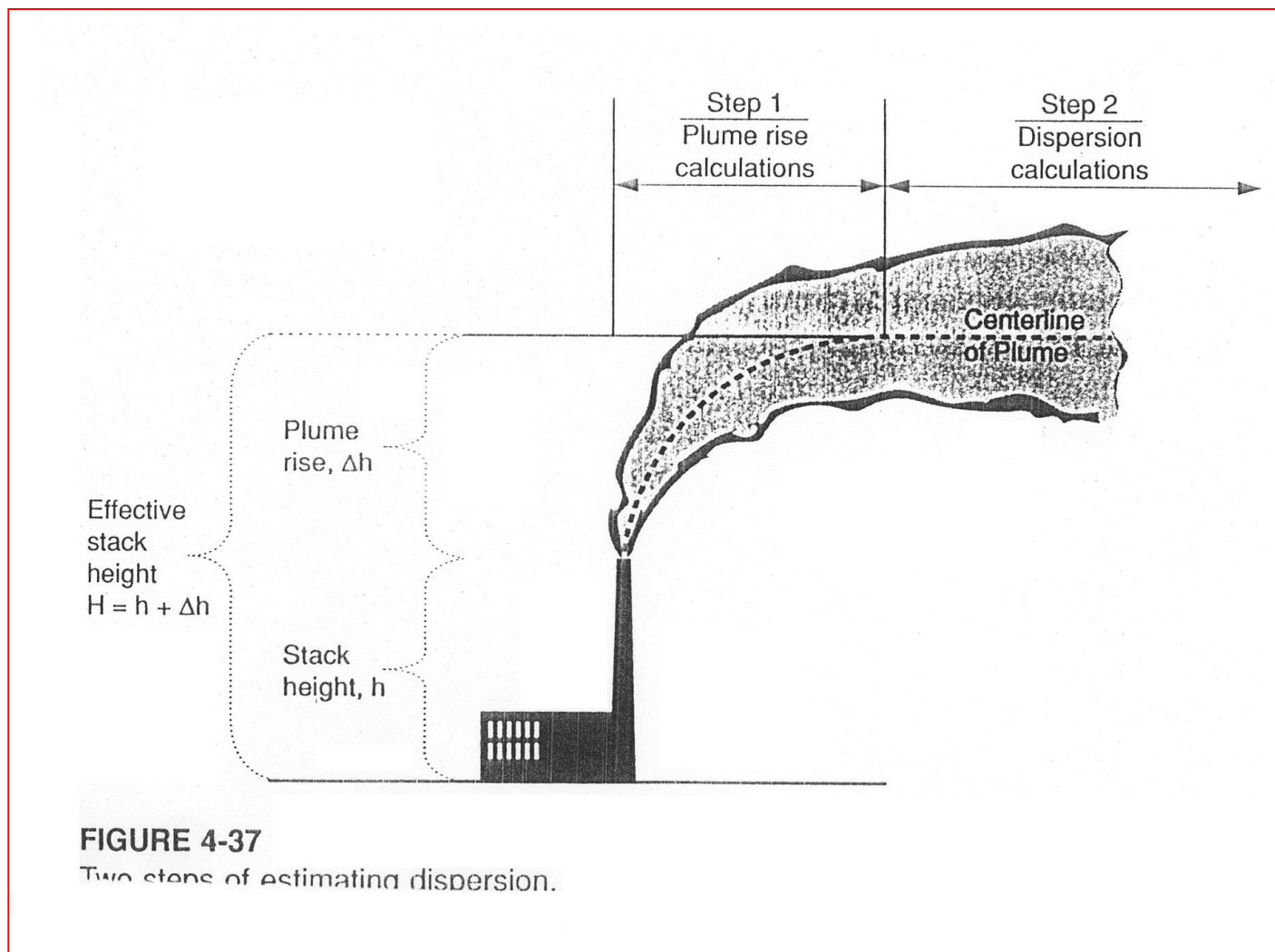
Vzniká vlivem sesedání (subsidence) stabilní vzduchové hmoty v oblastech vysokého tlaku vzduchu. Subsidenční inverze jsou výškové, ale mohou postupně klesat až k zemskému povrchu, kde rychle zanikají.

## Turbulentní inverze

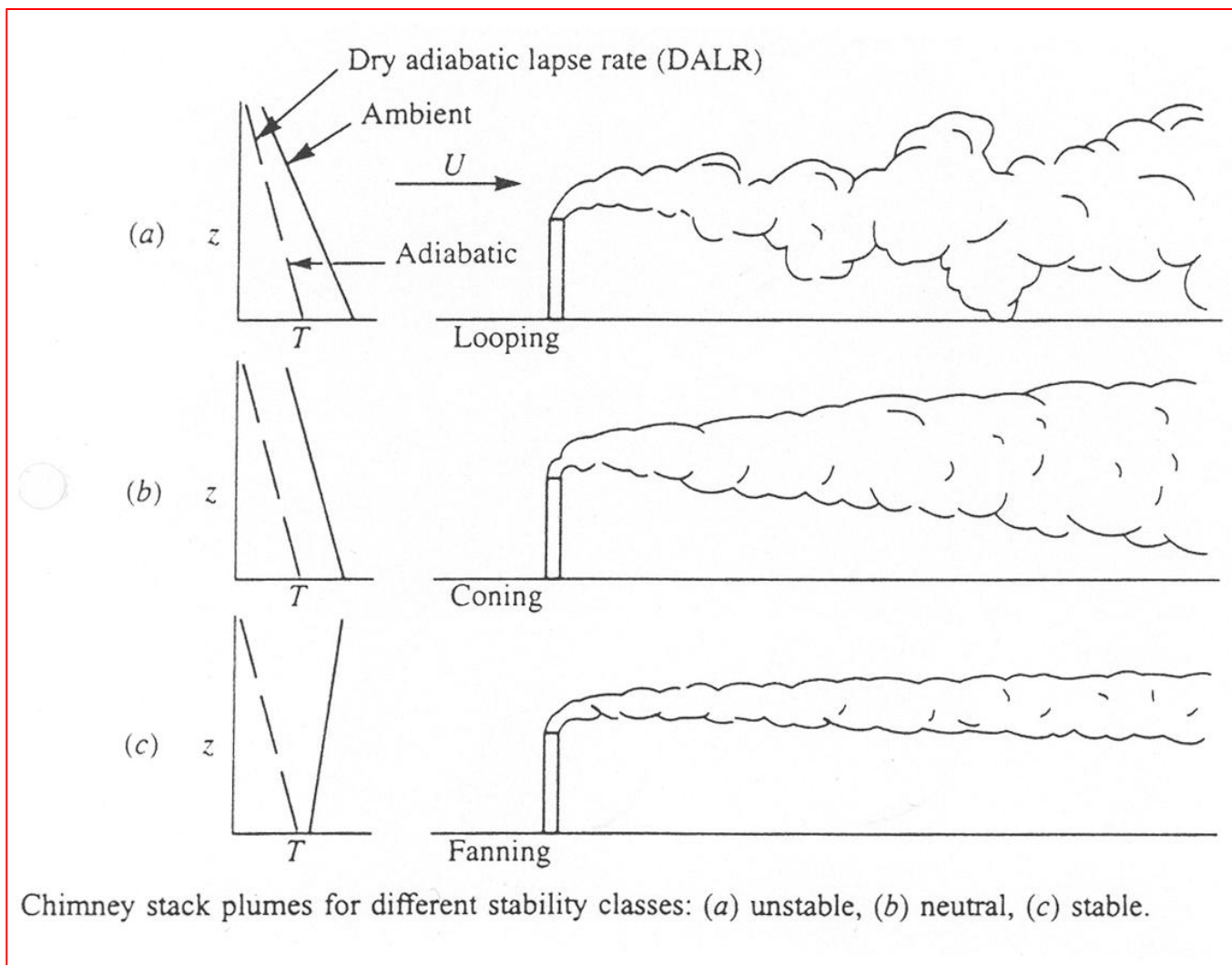
Nepříliš mohutná výšková inverze vznikající při mírně stabilním zvrstvení v důsledku intenzivního turbulentního promíchávání vzduchové vrstvy nad zemským povrchem (zpravidla do výše několika set metrů) např. z mechanických příčin (tj. v souvislosti s třením o drsný povrch). V této vrstvě se tedy následně vytvoří přibližně indiferentní zvrstvení, čímž vznikne mezi touto vrstvou a nepromíchaným vzduchem nad ní (s mírně stabilním zvrstvením) přechodová inverzní vrstva.

**Příčiny vzniku teplotních inverzí v MVA se mohou kombinovat, resp. uplatňovat současně.**

# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty



# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty



# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty

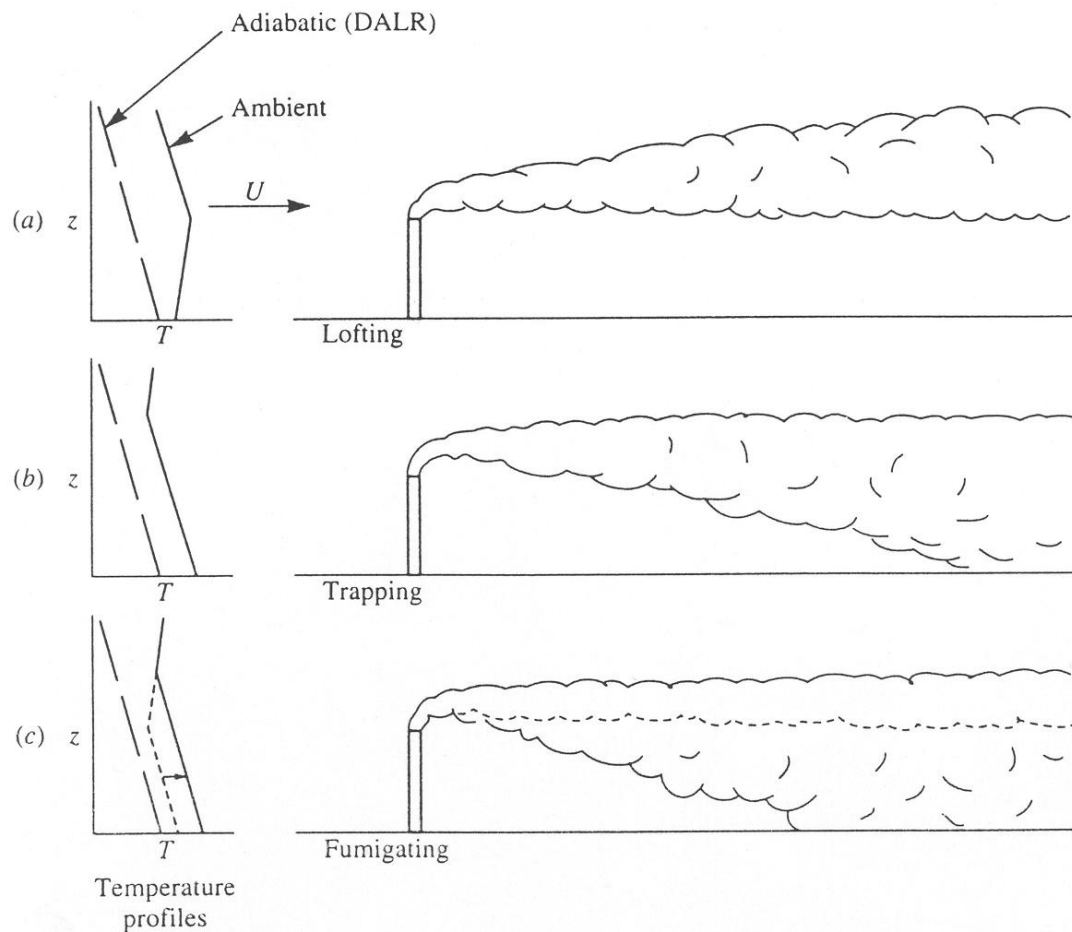


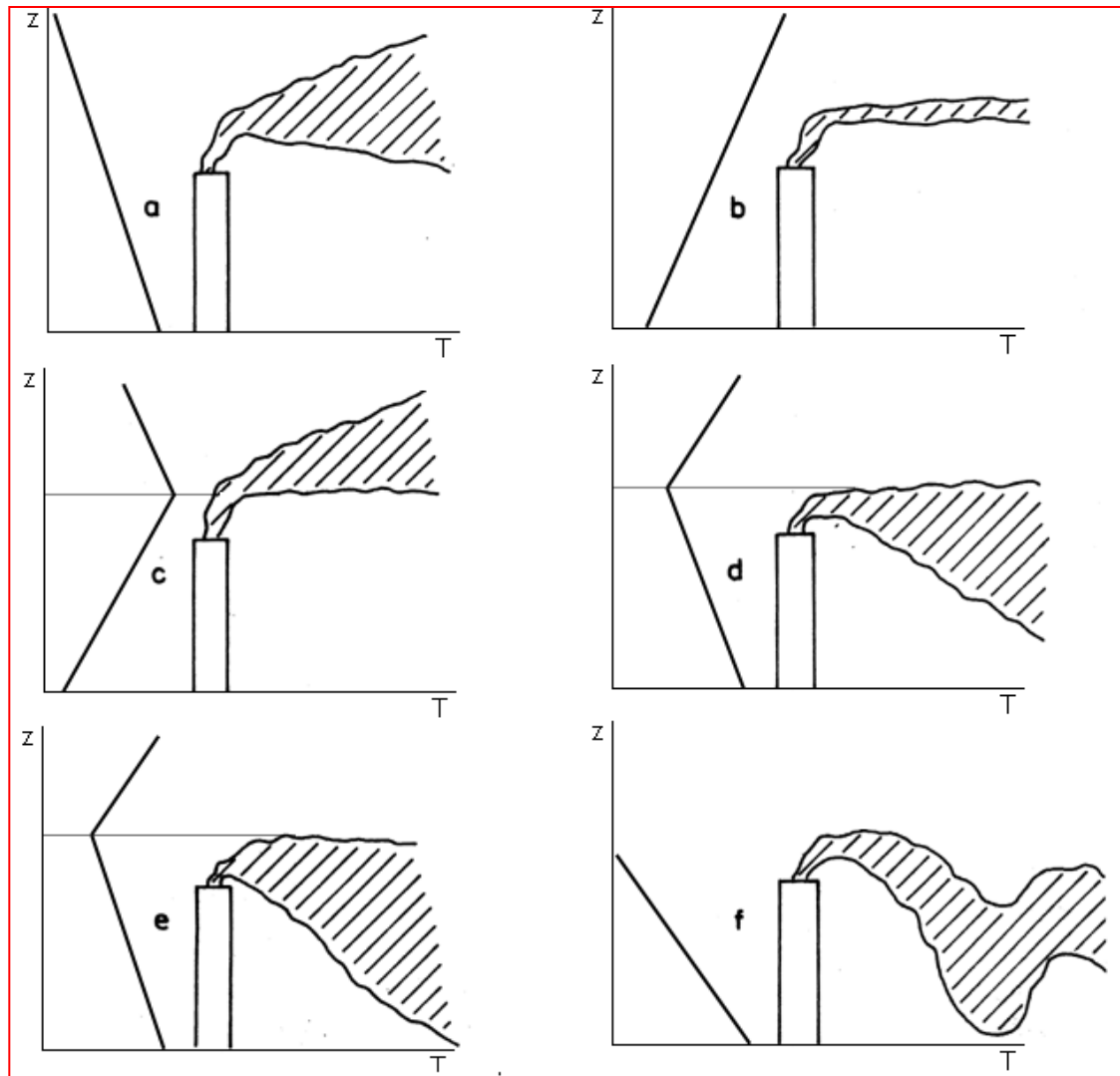
Figure 8.19 Chimney stack plumes for discontinuous stability classes: (a) inversion below, neutral aloft, (b) inversion aloft, neutral below, (c) inversion aloft, neutral below.

# Charakteristické tvary skutečných kouřových vleček

Intenzitě rozptýlu  
znečišťujících příměsí  
v MVA determinované  
popisovanými  
parametry odpovídají  
následující  
charakteristické tvary  
kouřových vleček:

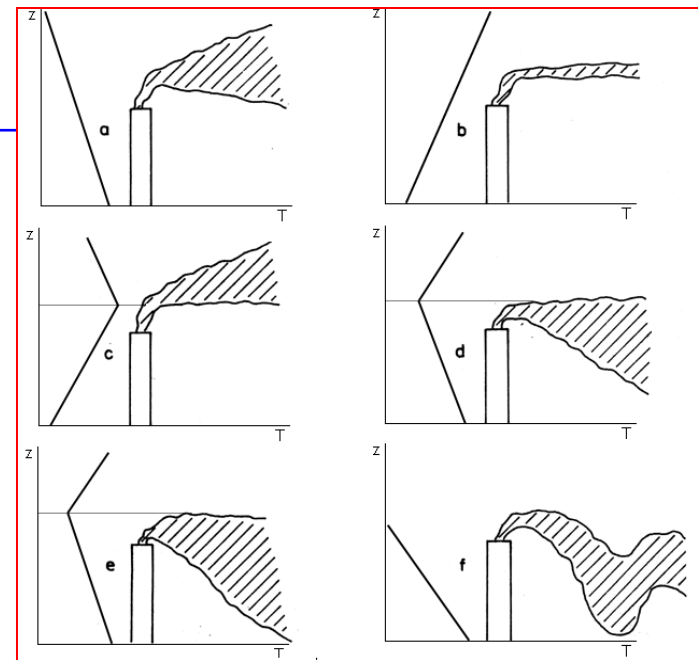
Tvary kouřových vleček:

- a) vlnění,
- b) čeření,
- c) unášení,
- d) zadýmování,
- e) odražení,
- f) přemetání



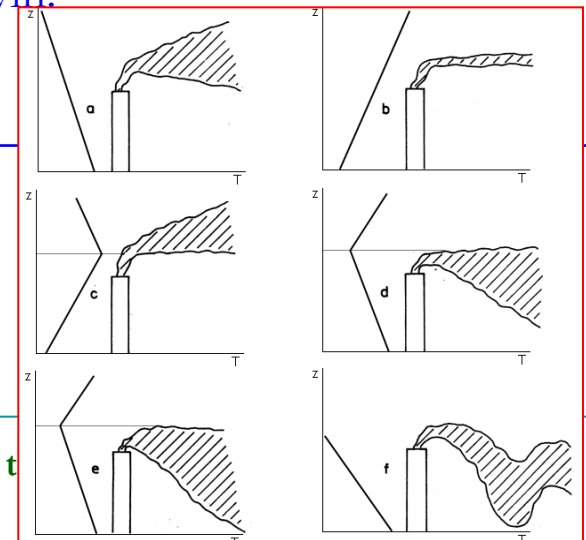
# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
a) <b>Vlnění</b>	Mírně stabilní zvrstvení - vertikální gradient teploty v rozmezí od suchoadiabatického po izotermii. Mírný až čerstvý vítr.	Odpovídá přibližně tvaru kužele s horizontální osou symetrie. Mírně se vlní.



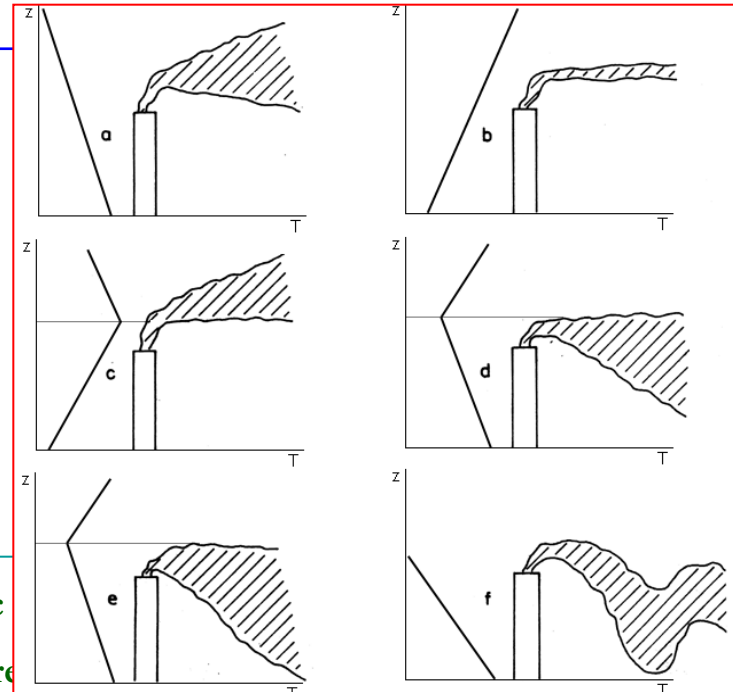
# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
<b>b) Čeření</b>	<p>Teplotní inverze ve vrstvě sahající dostatečně vysoko nad efektivní výškou zdroje. Mírné proudění. Výskyt této situace je nejčastější v nočních a ranních hodinách, v zimním období za vhodných meteorologických podmínek i po celý den.</p>	<p>Rozptyl ve vertikálním směru je silně potlačen - poměr vertikálního zobecněného difúzního koeficientu k horizontálnímu je podstatně menší než jedna. Příčný profil vlečky je v její celé délce silně "zploštělý". Přízemní koncentrace znečišťujících příměsí jsou v vysokých zdrojů v rovinném terénu nízké. Vyvýšená místa mohou být naopak v případě kontaktu s vlečkou vystavena velmi vysokým koncentracím škodlivin.</p>



# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

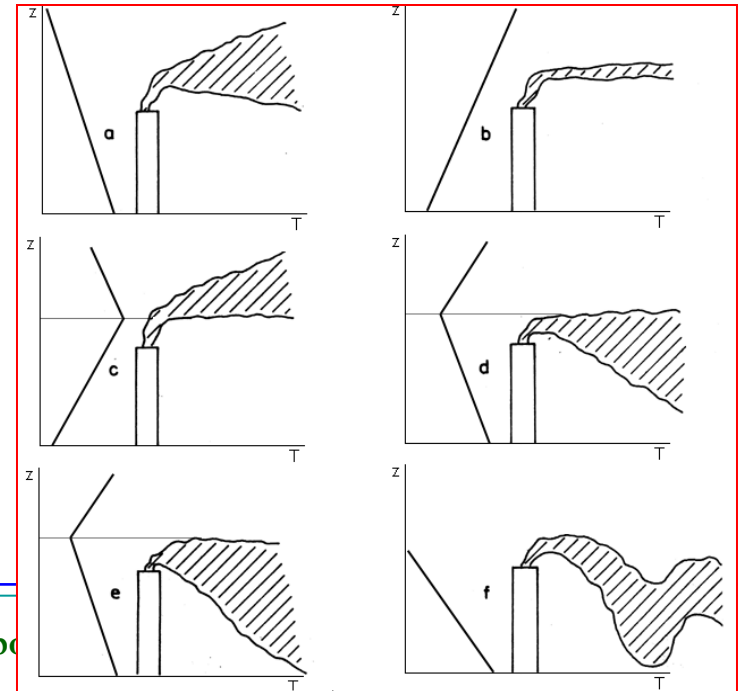
Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
<p><b>c)</b> <b>Unášení</b></p>	<p>Přízemní teplotní inverze, jejíž horní hranice leží níže než efektivní výška zdroje</p>	<p>Kouřová vlečka se rozptyluje v prostoru nad inverzí, přenos znečišťujících příměsí směrem dolů je silně omezen stabilitou v inverzní vrstvě. V rovinném terénu jde z hlediska výskytu přízemních koncentrací škodlivin o nejpriznivější typ rozptylové situace.</p>





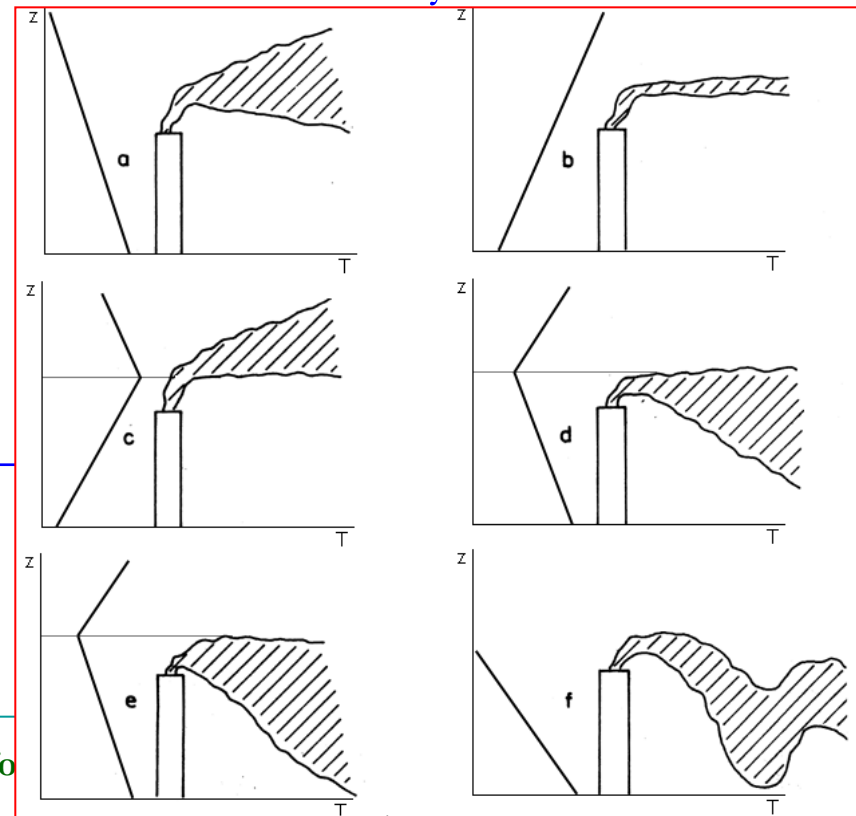
# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
d) Zadýmování	Vertikálně mohutná stabilní vrstva vzduchu (zpravidla teplotní inverze) ležící zprvu bezprostředně u zemského povrchu se odspodu prohřívá a teplotní zvrstvení v její spodní části se postupně mění na přibližně indiferentní do výšky, jež přesáhne efektivní výšku zdroje. Tato situace trvá většinou omezenou dobu (několik desítek minut) - v případě prohřívání radiačních inverzí od zemského povrchu v dopoledních hodinách, nebo trvá i několik dnů - při prohřívání přízemní stabilní vrstvy umělými zdroji tepla v oblastech velkoměst a prům. aglomerací v chladné polovině roku.	Kouřová vlečka se rozptyluje pod dolní hranicí stabilního zvrstvení, které brání šíření znečišťujících příměsí směrem vzhůru. Tato nepříznivá rozptylová situace vede k vytváření vysokých přízemních koncentrací znečišťujících látek v blízkosti zdrojů.



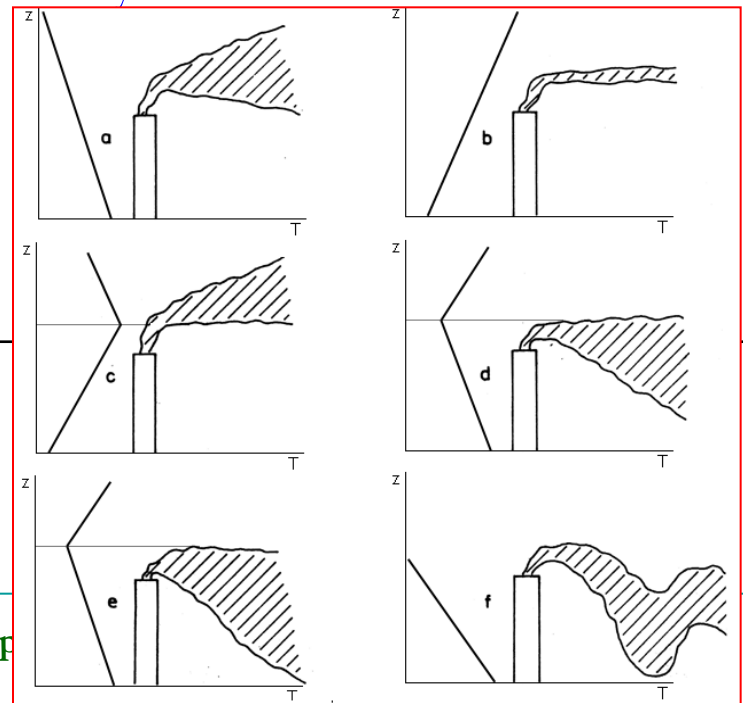
# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
<p><b>e)</b> <b>Odrážení</b></p>	<p>Výšková inverze subsidenčního (viz. anticyklonální situace) nebo advekčního původu. Situace trvá relativně déle (zpravidla několik dnů).</p>	<p>Stejný obraz jako u zadýmování. Znečišťující příměsí se mnohonásobně odrážejí od zemského povrchu a dolní hranice výškové inverze.</p>

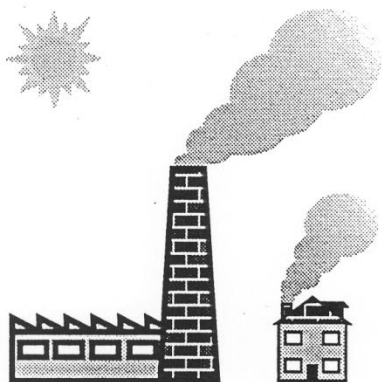


# Popis meteorologických situací charakteristických pro prezentované typy kouřových vleček, rozložení koncentrací znečišťujících příměsí v profilu těchto vleček

Typický tvar	Meteorologická situace	Charakteristický profil rozložení koncentrací znečišťujících příměsí
<p><b>f)</b> <b>Přemetání</b></p>	<p>Silně instabilní zvrstvení, slabší vítr. Tato situace je častá ve slunných dnech během poledních hodin, kdy se vzduch vlivem insolance odspodu značně prohřívá).</p>	<p>Kouřová vlečka je strhávána vertikálními pohyby vzduchu. Znečišťující příměši se krátkodobě dostávají k zemskému povrchu ve vysokých koncentracích. Přemetání je méně časté u zdrojů s velkou efektivní výškou.</p>

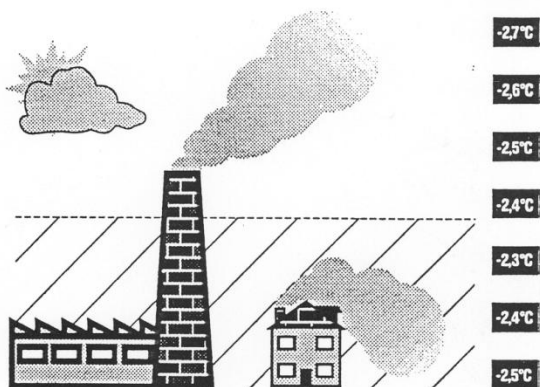


# Změny teploty vzduchu s výškou, teplotní gradienty



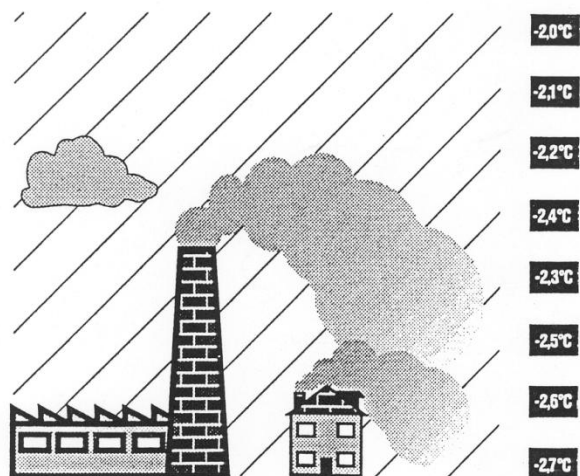
27°C  
26°C  
25°C  
24°C  
23°C  
22°C  
21°C  
20°C

Obr. 3a: Počasí bez inverze. Teplota od země klesá. Kouř ze všech zdrojů stoupá vzhůru.



25°C  
24°C  
23°C  
24°C  
25°C  
26°C  
27°C  
28°C

Obr. 3b: Počasí s nízkou vrstvou inverze. Teplota od země stoupá, nízkou nad zemí pak opět klesá.



20°C  
21°C  
22°C  
24°C  
23°C  
25°C  
26°C  
27°C

Obr. 3c: Počasí s vysokou vrstvou inverze. Teplota od země stoupá často několik set metrů vysoko, pak teprve klesá.

# Vlhkost vzduchu

V přirozených podmínkách neexistuje suchý vzduch.

Rovnovážný stav mezi vodou (př. ledem) a vodní párou označujeme jako **stav nasycení**.

Zdroj – výpar ze zemského povrchu.

**Přenos:**

↪ turbulentní proudění,

↪ molekulární difuze.

# Vlhkost vzduchu

**Napětí (tenze) par (e)** – dílčí tlak vodní páry ve směsi se suchým vzduchem [hPa].

**Napětí nasycení (E)** – maximální možné napětí – roste s teplotou vzduchů.

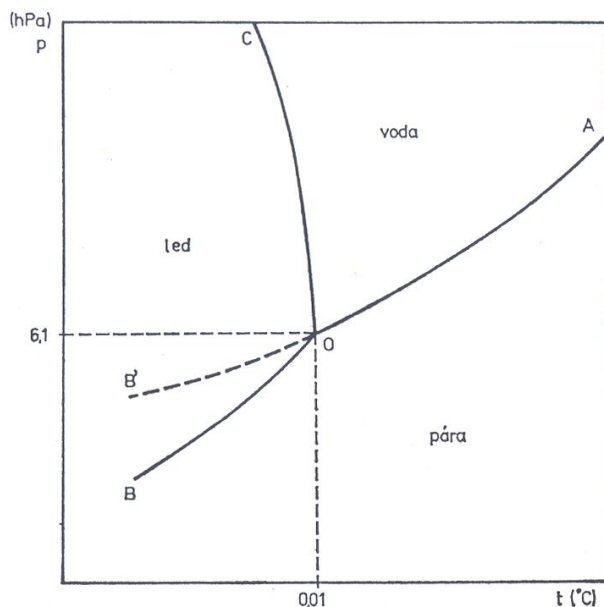
**Poměrná (relativní) vlhkost (r)** – je definován pomocí tlaku vodní páry:

$$r = (e / E) (\text{event.} * 100)$$

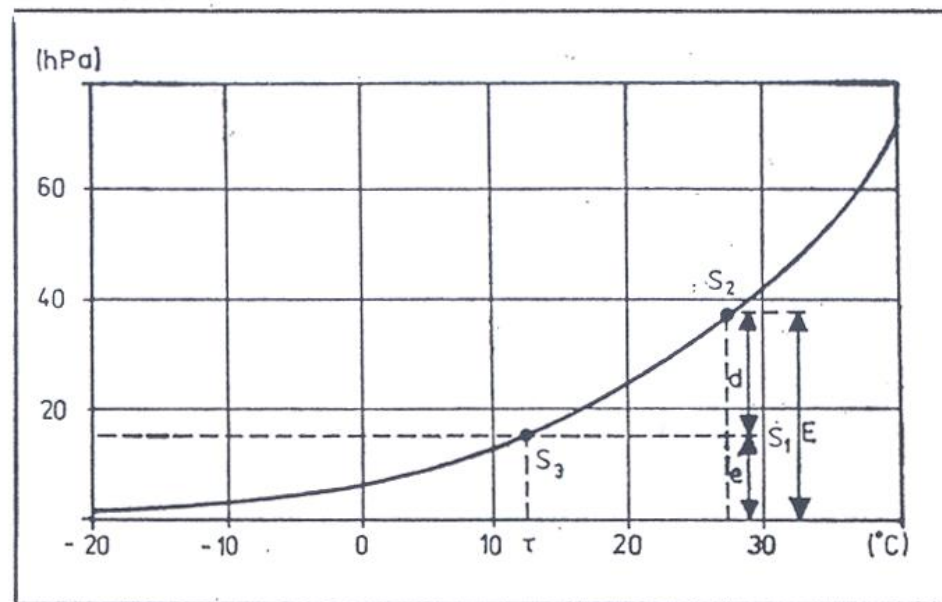
**Absolutní vlhkost a** – hmotnost vodní páry v objemové jednotce vzduchu [kg.m<sup>-3</sup>]

**Teplota rosného bodu (t)** – teplota, na kterou je třeba isobaricky ochladit vzduch, aby se nasýtil v něm obsaženou vodní párou.

# Vlhkost vzduchu



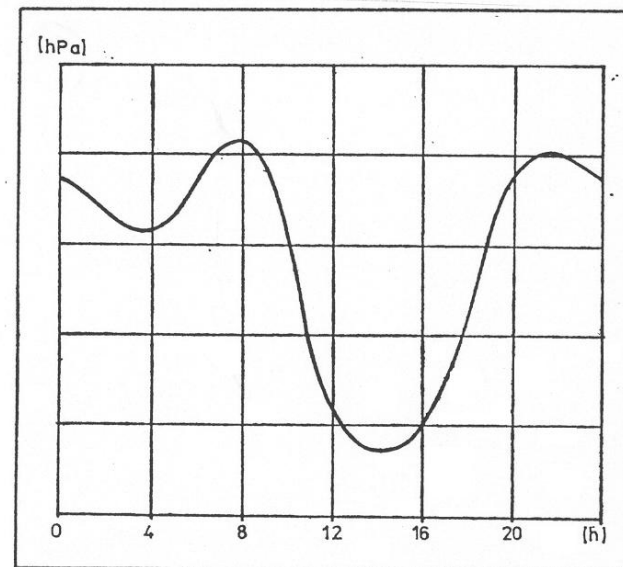
Trojný bod vody. (R. BUREŠ.)



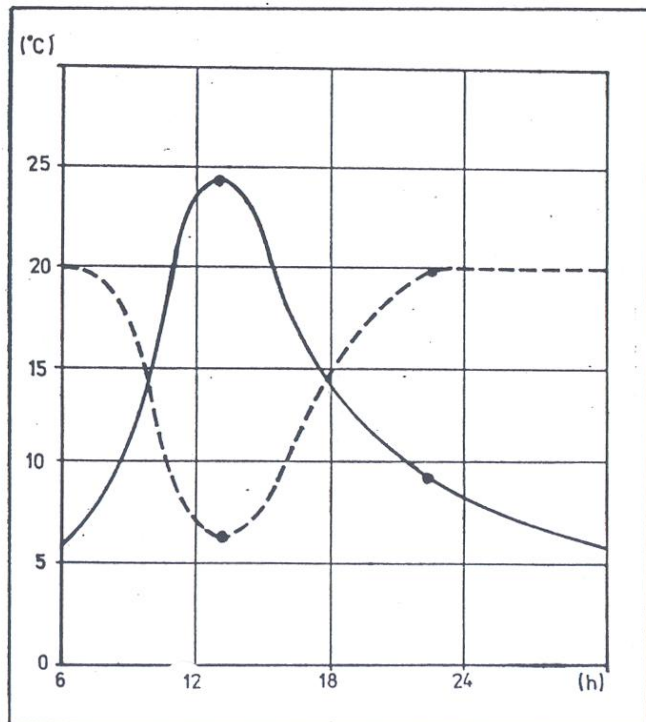
23. Definice teploty rosného bodu.  
(Orig. R. BUREŠ.)

# Vlhkost vzduchu

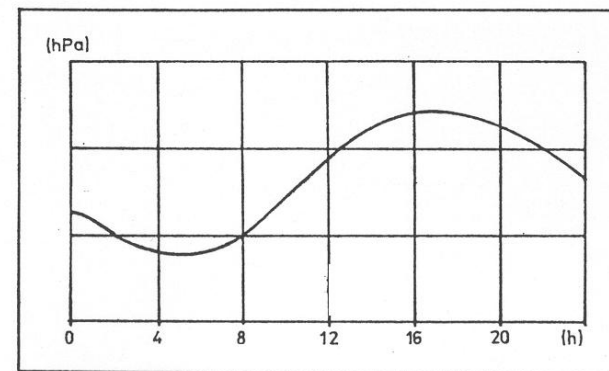
24. Denní chod vlhkosti vzduchu v letním období (příklad). (R. BUREŠ.)



26. Denní chod relativní vlhkosti a teploty vzduchu: plná čára - teplota, čárkovaná čára - relativní vlhkost. (R. BUREŠ.)



25. Denní chod vlhkosti vzduchu v zimě. (R. BUREŠ.)





# Teorie vzniku srážek

V počáteční fázi mikrostrukturálního vývoje oblaku vzniká na kondenzačních jádrech veliký počet mikroskopických kapiček, jejichž velikosti dosahují řádově několika mikrometrů a jejich počet v  $\text{cm}^3$  je až kolem  $10^4$ .

Je zřejmé, že zásoba vodní páry obsažená v oblačném vzduchu nemůže v žádném případě postačovat k tomu, aby všechny tyto kapičky postupně narostly do rozměrů dešťových kapek, jejichž pádová rychlost, daná rovnováhou mezi silou tíže a silou odporu vzduchu vůči pohybu kapky, převyšuje rychlost vzestupných proudů vzduchu obvykle existujících uvnitř oblaku.

# Teorie vzniku srážek

**Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek (déšť, mrholení, sněžení, kroupy atd.)** tedy musí spočívat v tom, že z určitého důvodu část maličkých oblačných elementů, tj. vodních kapiček, popř. ledových částic, začne intenzivně narůstat na úkor ostatních.

Teorie vysvětlující tento mechanismus, které má meteorologie v současné době k dispozici, lze v podstatě rozdělit do dvou skupin.

# Teorie vzniku srážek

Ke vzniku srážek je v mírných a vyšších zeměpisných šířkách nezbytná přítomnost ledových částic v oblaku.

Představme si v tomto směru situaci, kdy při teplotách pod 0 °C menší část přechlazených vodních kapiček obsahující vhodná krystalizační jádra zmrzne v ledové částičky.

Protože tlak nasycené vodní páry nad ledem je menší než tentýž tlak nad kapalnou vodou, vytvoří se pak záhy stav, kdy se kapičky přechlazené vody vypařují, zatímco ledové částice narůstají postupným ukládáním molekul vodní páry na svém povrchu.

# Teorie vzniku srážek

Kromě toho je **přechlazená voda** z termodynamického hlediska v metastabilní fázi a jestliže se kapička přechlazené vody srazí při teplotě pod  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  s ledovou částicí, takřka okamžitě na ní namrzne.

Právě naznačenými způsoby **dochází k intenzivnímu narůstání ledových částic na úkor přechlazených vodních kapiček** a po dosažení kritické velikosti, kdy jejich pádová rychlost převyší rychlost vzestupných pohybů vzduchu v oblaku, začnou ledové částice padat dolů, v oblasti pod hladinou teploty  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (hladina nulové izotermy) tají a mění se v dešťové kapky.

**Podle právě popsané teorie je tedy každá dešťová kapka svým původem roztátým kouskem ledu.**

# Teorie vzniku srážek

Skutečnost, že zejména v nízkých zeměpisných šířkách často vypadávají intenzivní srážky, např. ve formě tropických lijáků, z tzv. teplých oblaků nalézajících se níže než hladina nulové izotermy, vyvrací představy o výlučné platnosti právě zmíněné teorie.

# Teorie vzniku srážek

Vzniklou mezeru vyplňuje tzv. **koalescenční teorie vzniku srážek**.

Mezi kondenzačními jádry se vyskytují **obří kondenzační jádra** o poloměrech několik mikrometrů, jejichž koncentrace bývá řádově menší (nejčastěji asi o 4 – 6 řádů) než koncentrace všech kondenzačních jader přítomných ve vzduchu.

Tyto relativně velké částice jsou pravděpodobně tvořeny hygroskopickými krystalky mořských solí a **za vhodných podmínek na nich mohou vznikat kapky až o řád větších rozměrů** než kapičky vytvořené na ostatních kondenzačních jádrech.

# Teorie vzniku srážek

Takto vzniklé relativně větší kapky pak zachycují při vzájemných srážkách menší kapičky (koalescence – vzájemné splývání srážejících se kapek) a narůstají do takových rozměrů, že začnou padat skrze vzesupné proudy vzduchu formující oblak, při pádu dále urychleně narůstají koalescencí s dalšími malými kapkami a dorostou-li určité velikosti (poloměr asi 2 - 5 mm podle konkrétních podmínek uvnitř oblaku), samovolně se rozpadají na několik málo větších zbytků a značný počet mikroskopických kapiček.

Vlastní příčinou jejich rozpadu je skutečnost, že blána povrchového napětí už není schopna udržet pohromadě narůstající objem vody a praská.

# Teorie vzniku srážek

Větší zbytky jsou pak vzestupnými proudy vzduchu znovu unášeny vzhůru, přičemž opět narůstají koalescencí, znovu začnou padat a celý proces se opakuje.

Tímto způsobem vznikne uvnitř oblaku jakousi „řetězovou reakcí“ **zásoba větších vodních kapek** a stačí pak impuls, např. v podobě oslabení vzestupných proudů vzduchu působením tíže nahromaděné vody, aby došlo k jejich vypadnutí.

**Podmínkou pro vznik srážek podle koalescenční teorie je velký obsah vodní páry a kapalné vody v oblaku, což je typické zejména pro oblaky v rovníkové zóně.**



# Oblačné multifázové procesy a jejich vliv na klima

M. C. Facchini, C.N.R., Bologna, Italy

# Oblaka a klima

- ↪ Oblaka jsou nejdůležitější faktor kontrolující planetární albedo a tedy teplotu naší planety
- ↪ Optické vlastnosti oblaků jsou řízeny velikostí/počtem kapek, které řídí „dostupnost“ aerosolových částic sloužících jako kondenzační jádra (CCN - **Cloud condensation nuclei**)

# Oblaka a klima

- ↪ **Oblačná kondenzační jádra (CCNs)** – malé částice typické velikosti kolem  $0.2 \mu\text{m}$ , nebo kolem  $1/100$  velikosti oblačných kapiček kolem kterých oblačné kapky splývají.
- ↪ Voda vyžaduje povrch bez plynů, aby došlo k **přechodu z páry na kapalinu**.
- ↪ V atmosféře se takový povrch vyskytuje jako **malá tuhá nebo kapalná kondenzační jádra (CCNs)**.
- ↪ Pokud nejsou CCNs přítomny, vodní pára může být ve stavu hluboce podchlazeném pod  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $32 \text{ }^\circ\text{F}$ ) kdy kapičky začnou spontánně vznikat.
- ↪ Za nízkých teplot vzduch musí být přesycen až na hodnotu kolem  $400 \%$  než oblačné kapičky začnou vznikat.

# Oblaka a klima

- ↪ Velikostní průměr dešťových kapek je okolo 2 mm, průměr oblačné kapičky kolem 0.02 mm a průměr oblačných kondenzačních jader je 0.0001 mm (0.1  $\mu\text{m}$ ) nebo větší.
- ↪ Počet oblačných kondenzačních jader ve vzduchu je možné měřit a pohybuje se mezi 100 a 1 000 na  $\text{CM}^3$ .
- ↪ Celková hmotnost CCNs injektovaných do atmosféry je odhadována na  $2 \times 10^{12}$  kg za rok.
- ↪ Vyšší koncentrace částic jsou zodpovědné za tvorbu oparu v oblastech s nízkou vlhkostí.
- ↪ Tento suchý opar ovlivňuje klima absorpcí nebo odražením záření.

# Oblaka a klima

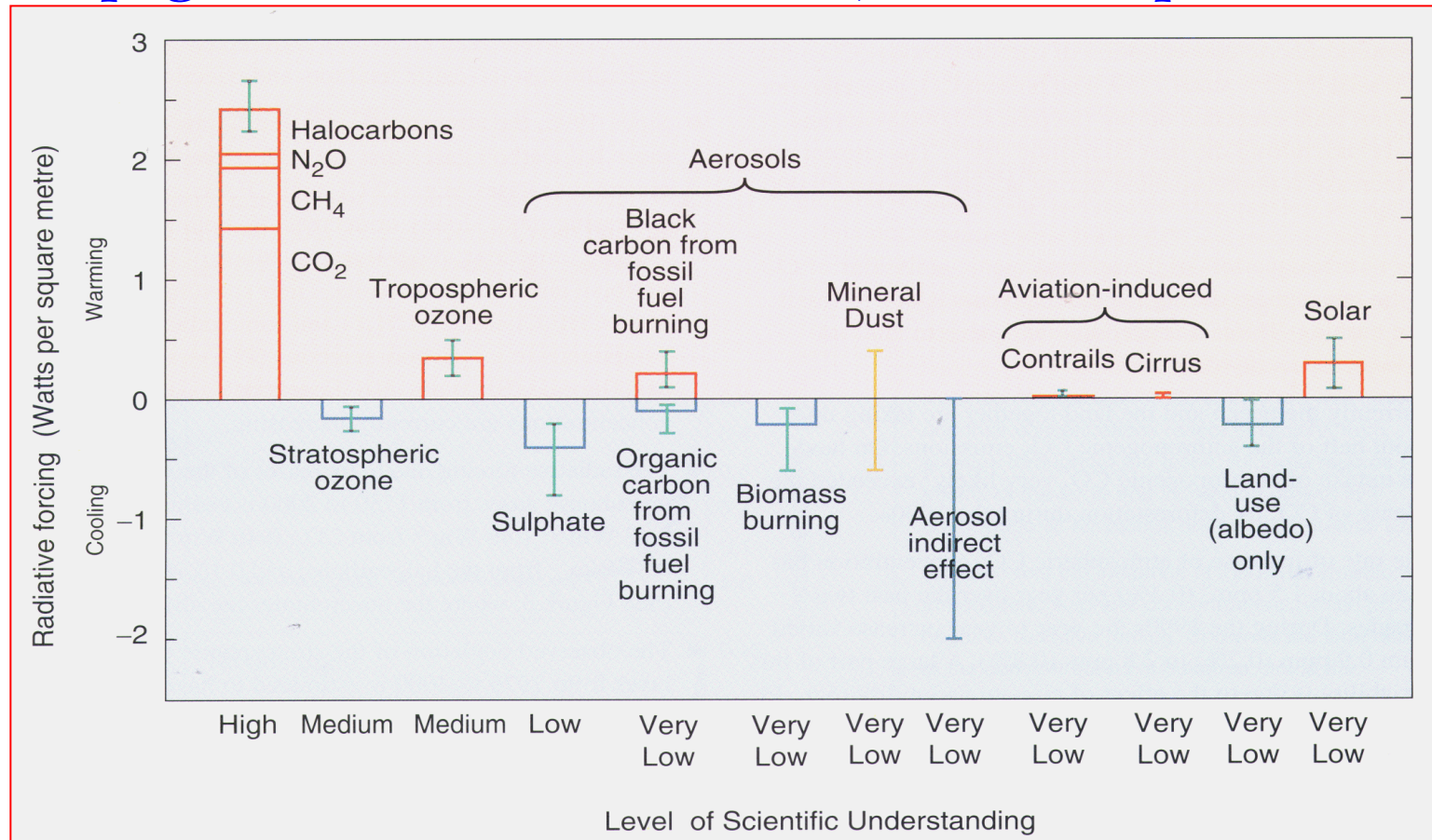
- ↪ Existuje **velké množství různých atmosférických částic**, které mohou sloužit jako CCN.
- ↪ Tyto částice **mohou být složeny** s prachu nebo jílu, sazí nebo černého uhlíku jako výsledek emisí z pastvin, lesních požárů, sprayování mořských solí z mořské hladiny, popílku ze spalovacích zdrojů průmyslových nebo dopravních.
- ↪ Mohou být tvořeny **sírany** z vulkanické činnosti, fytoplanktonu nebo vzniklých oxidací oxidu siřičitého a také **sekundární organickou hmotou** vznikající oxidací VOCs.
- ↪ **Schopnost těchto různých typů částic tvořit oblačné kapičky** se liší dle jejich velikosti a také závisí na jejich složení – hygroskopických vlastnostech jejich komponent – ty se mohou velmi lišit.

# Oblaka a klima

- ↪ Sírany a mořské soli například **snadno absorbují vodu**, zatímco saze, popílek, organický uhlík nebo minerální částice ne.
- ↪ Složení částic je často komplikované a obsahuje jejich **směsi**, což ovlivňuje proces absorpce – například (sířany a organický uhlík)).
- ↪ Takže mnohé částice (saze, minerály) **nejsou dobrými CNN**, ale mohou sloužit jako **ledová jádra** v chladnějších částech atmosféry.
- ↪ **Počet a typ CCNs** se může ovlivňovat **dobu života oblaků a jejich radiační vlastnosti** stejně jako jejich množství může mít vliv na klimatické změny.
- ↪ Předpokládá se také, že variace slunečního záření může prostřednictvím CCNs ovlivňovat vlastnosti oblaků a ovlivňovat klima.

# Oblaka a klima

Změny optických vlastností oblaků mohou být způsobeny řadou antropogenních aktivit – mnoho nejistot v interpretaci



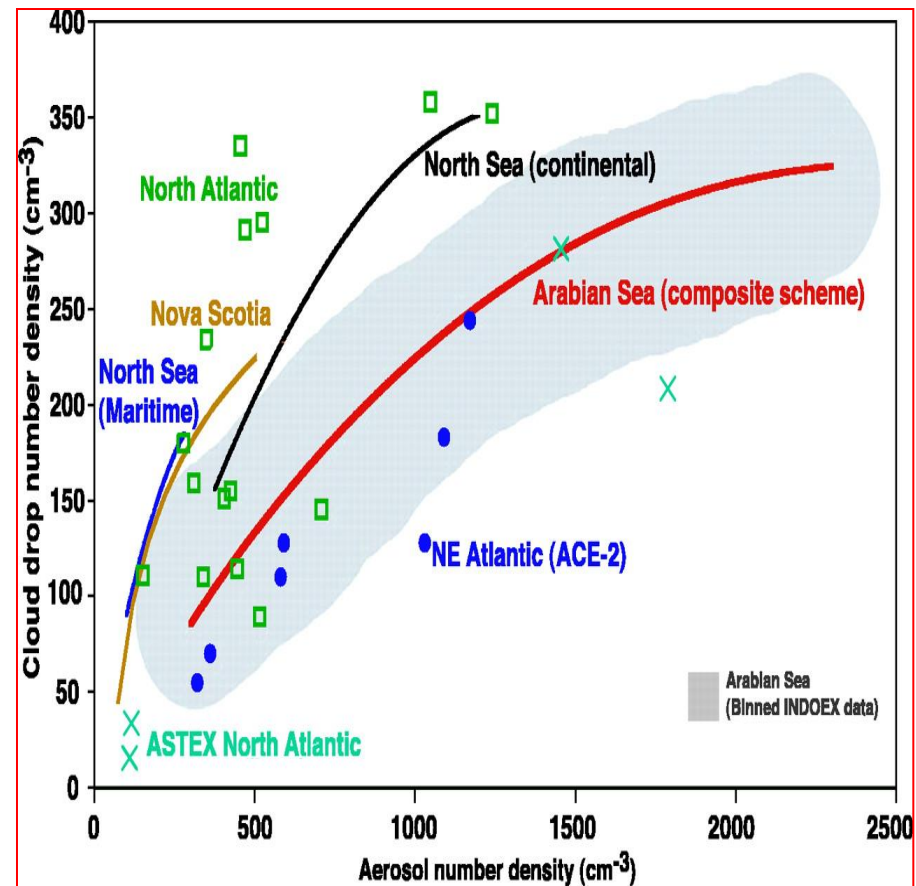
# Počet oblačných kapek

- ↪ Existuje předpoklad, že nejdůležitějším parametrem ovlivňujícím **počet oblačných kapiček** (cloud droplet number - CDN) je koncentrace aerosolů, zatímco jeho chemické složení má relativně menší vliv.
- ↪ Ukázalo se na základě experimentů a modelů, že tento předpoklad není zcela správný a bylo nutné přehodnotit relativní příspěvky jednotlivých faktorů ovlivňujících CDN.



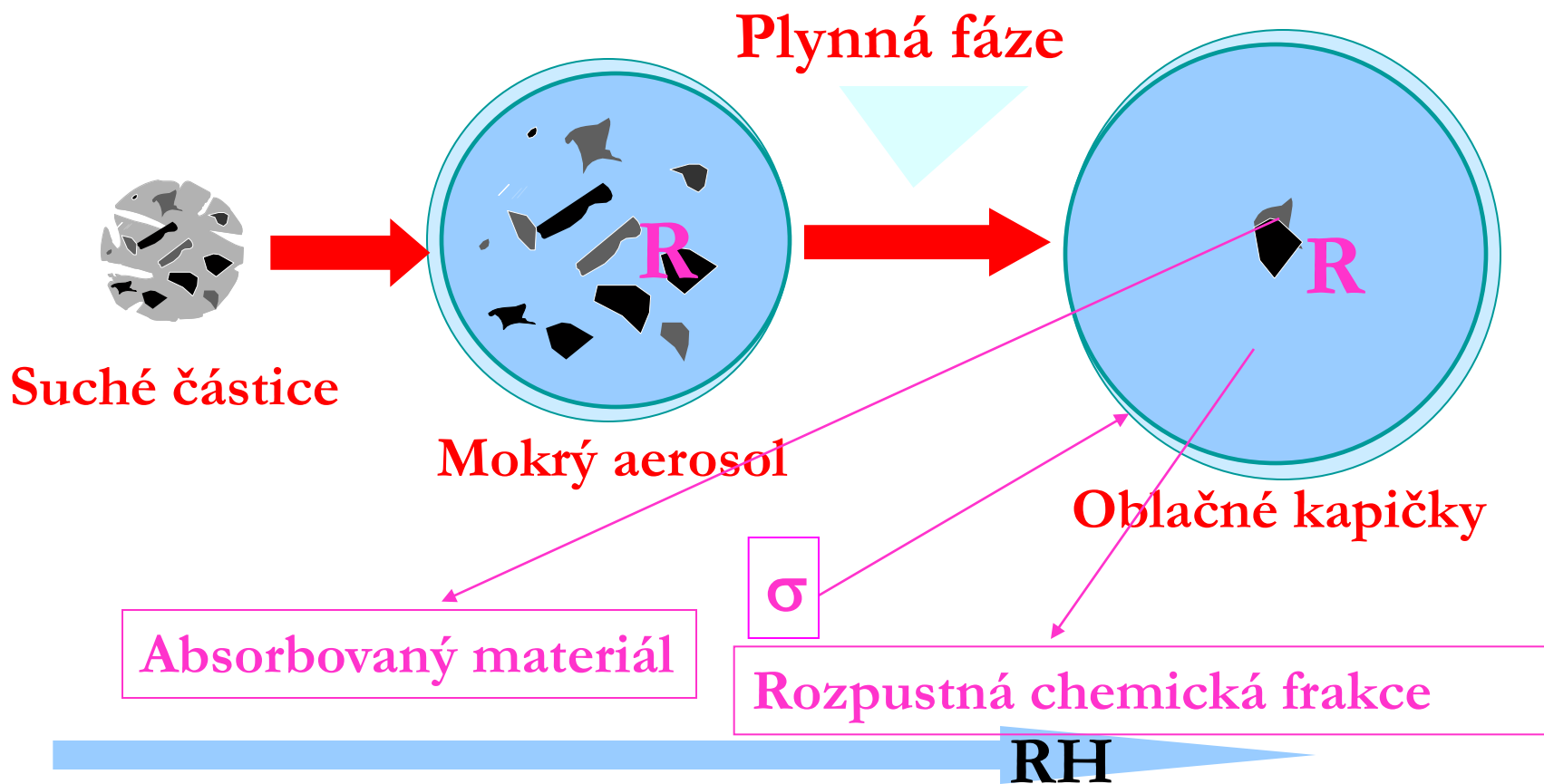
# CDN a množství aerosolu

- ↪ Počet CDN není “lineární” funkcí množství aerosolu (Ramanathan et al., *Science*, 2001).
- ↪ Velké množství variací umožňuje předpoklad že vlastnosti oblaků jsou řízeny mnoha různými faktory.



Jak může chemie oblačného multifázového systému ovlivňovat vznik a vývoj populace oblačných kapiček ??

# Intuitivní schéma oblačné chemie



# Vznik oblaků

- ↪ Atmosférické termodynamické parametry (dostupná vlhkost, vzestupná rychlost, teplota, atd.)
- ↪ Vlastnosti aerosolů: klasicky – řízené chemické proměnné jsou velikostní distribuce a ve vodě rozpustná frakce CCN.

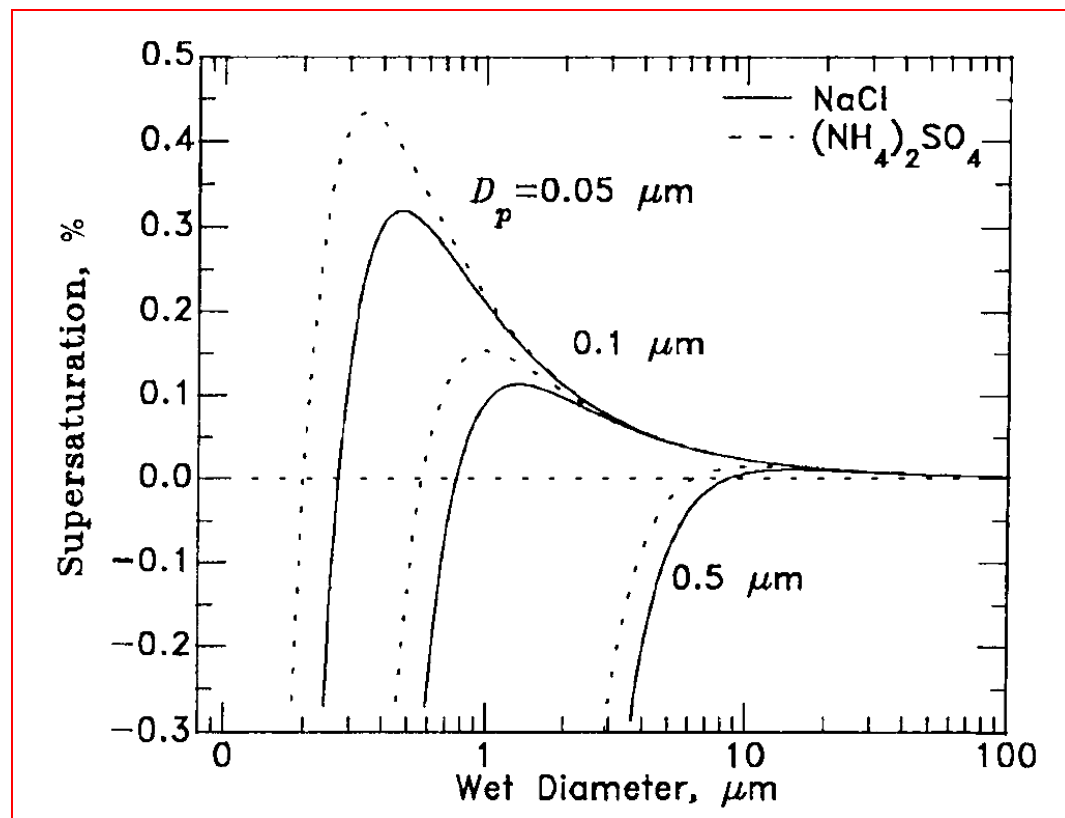
# Teorie vzniku oblaků

$$s = a_w \exp \left[ \frac{2\sigma v_w}{R_g T r} \right]$$

$a_w$  = aktivita vody

$\sigma$  = povrchová tense

$v_w$  = molární objem vody



# Aktivita vody

$$a_w = a_{waer} \oplus a_{wgas}$$

$$a_{waer} \propto \langle inorg \rightleftharpoons inorg \rangle \oplus \langle org \rightleftharpoons org \rangle \oplus \langle inorg \rightleftharpoons org \rangle$$

$$a_{wgas} \propto \langle inorg \rightleftharpoons inorg \rangle \oplus \langle org \rightleftharpoons org \rangle \oplus \langle inorg \rightleftharpoons org \rangle$$

$$a_w = \exp\left[-\frac{M_w v \Phi_m}{1000}\right]$$

Clegg et al., *J. Aerosol Sci.*, 2001

Pro anorganické  
vodné roztoky  
elektrolytů



# Modified Köhler equation

$$s \cong 1 + \frac{2\sigma_s M_w}{RT\rho_w r} - \frac{3M_w \Phi_s}{4\pi\rho_s (r^3 - r_N^3)} \left[ \sum_{i_{inorg}} \frac{v_i m_i}{M_i} + \sum_{j_{inorg}} \frac{v_j m_j}{M_j} \right]$$

Kelvin term

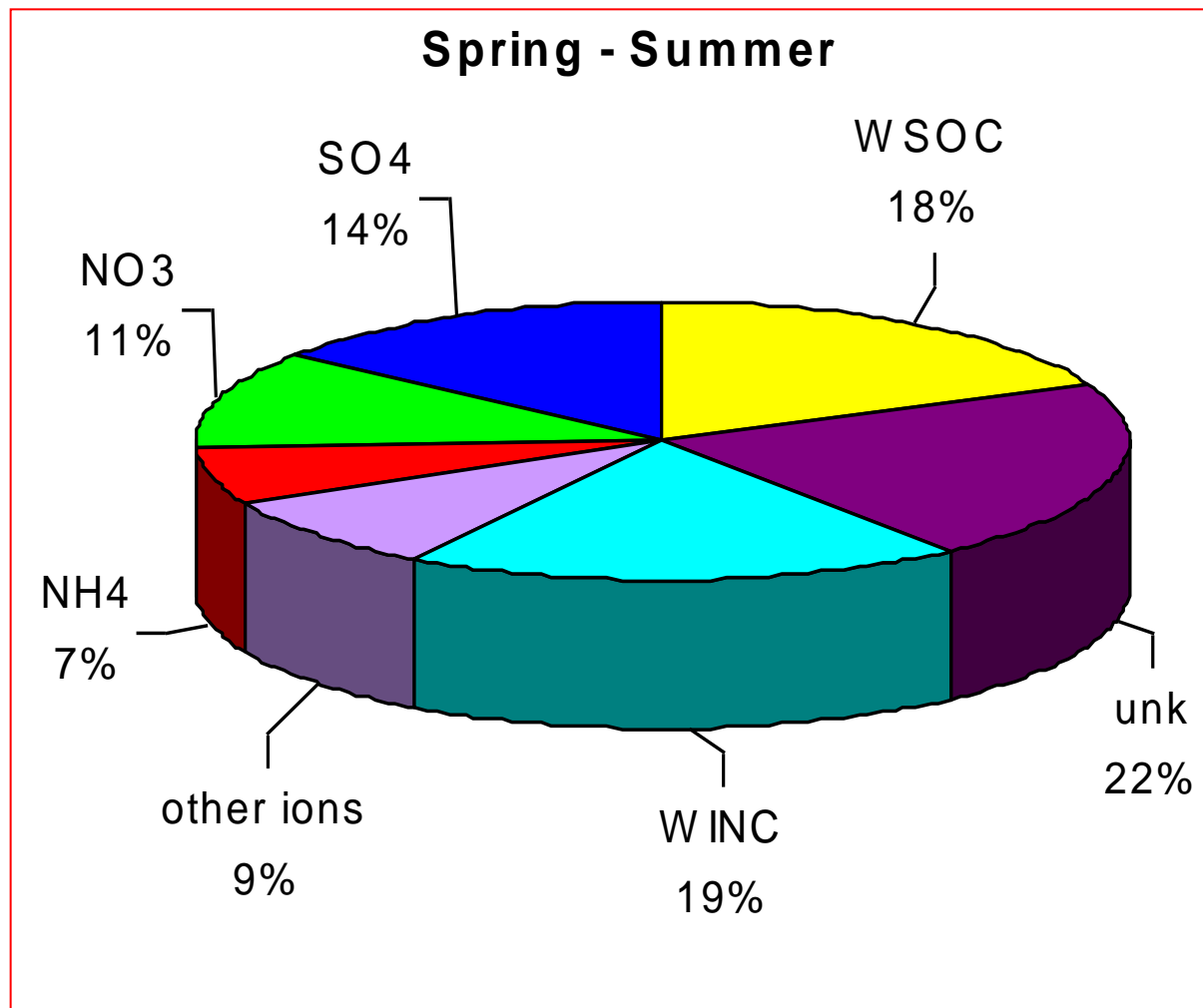
Raoult term

# Chemické faktory řídící vznik oblaků

- ↪ Málo rozpustné anorganické soli ovlivňují vznik oblaků
- ↪ Velmi dobře rozpustné nebo dobře rozpustné organické látky ovlivňují rovnovážný tlak vodních par a snižují povrchové napětí kapiček
- ↪ Rozpustné plyny kondenzují

(Charlson et al., *Science* 2001)

# Chemické složení aerosolů





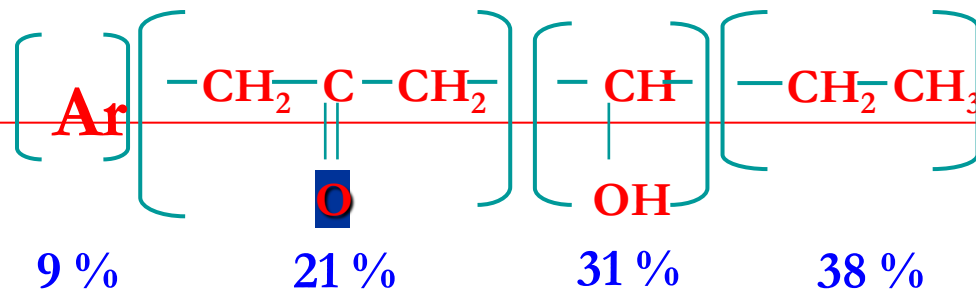
# Organické aerosoly

Organické aerosoly ovlivňují rovnováhu supernasycení:

- ↪ “přidáváním” rozpustného materiálu
- ↪ snižováním povrchového napětí vzhledem k čisté vodě nebo roztoku anorganické soli

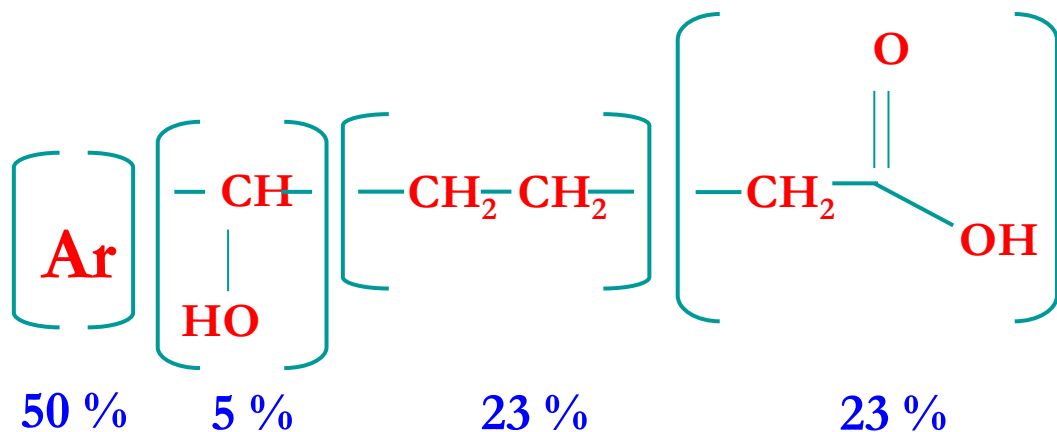
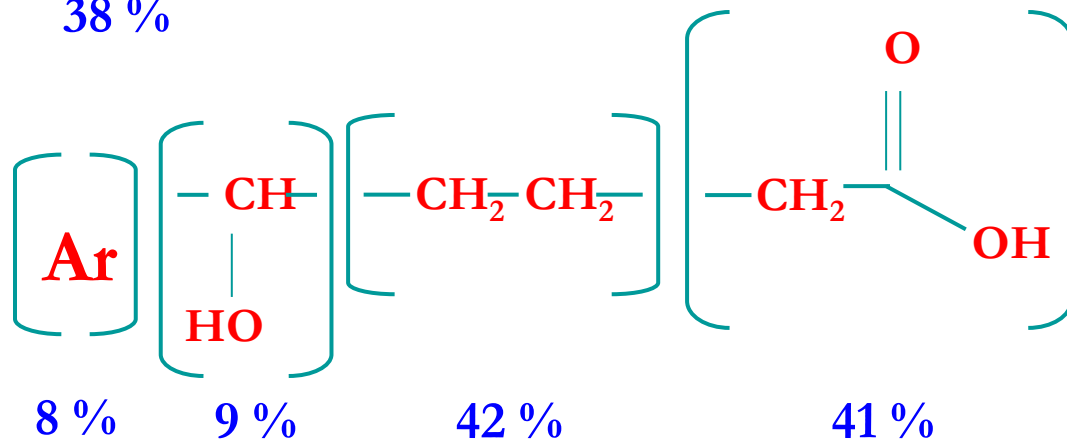
# Organické látky v oblacích

- ↪ Ve vodě rozpustné organické látky (WSOC – water soluble organic compounds) jsou komplexní směsí vysoce oxidovaných, multifunkčních sloučenin se zbytky aromatických jader a alifatickými řetězci:
- ☞ Neutrální sloučeniny: hlavně alifatické polyoly, polyethery, cukry;
  - ☞ Mono-/di-kyseliny: hydroxylované alifatické kyselé sloučeniny;
  - ☞ Polyakyseliny: nenasycené polykyselé sloučeniny s alifatickými i aromatickými částmi a s menším obsahem hydroxy skupin.



neutrální frakce

mono-/di-kyseliny



polykyseliny

(Fuzzi *et al.*, *GRL*, 2001)

# Předpovědi počasí

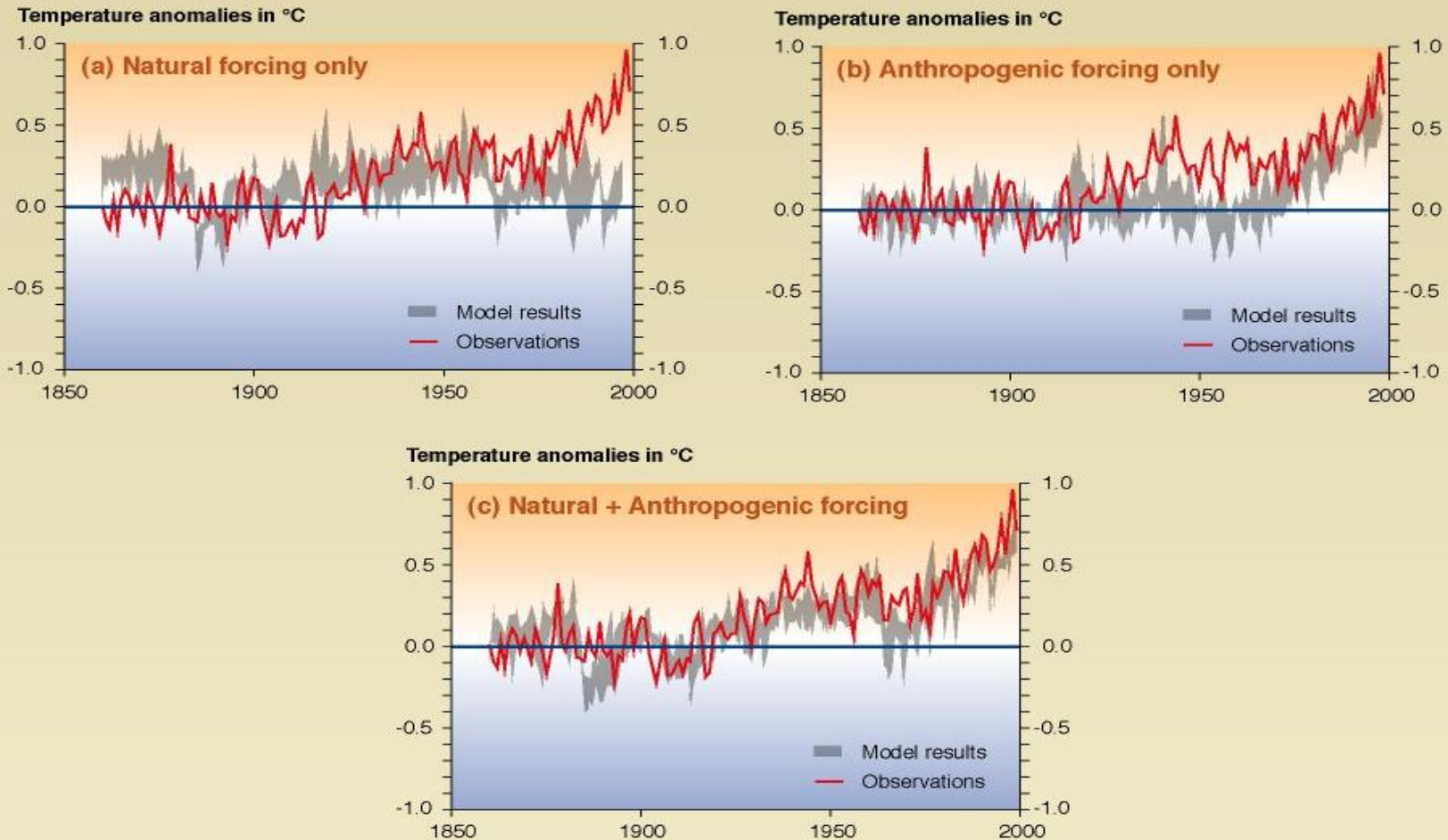
- ↪ **Počasí zahrnuje 6 prvků:** směr a rychlost větru, teplota, tlak, vzdušná vlhkost, tvorba mraků a srážky. Pro reálnou předpověď je nutné pracovat se všemi.
- ↪ Lze je popsat matematicky pomocí **Newtonových pohybových zákonů (v diferenciální formě), zákonů zachování hmoty a energie, stavové rovnice a vlhkostní rovnice.** Vzniklá soustava rovnic je ovšem špatně podmíněná – její řešení se chová chaoticky.
- ↪ První pokus: Lewis Fry Richardson – Weather Prediction by Numerical Process, 1922.
- ↪ Dnes předpovědi počasí využívají nejvýkonnější počítače a jsou **spolehlivé nejvýše na několik dnů** (podle množství a kvality vstupních dat).
- ↪ Principiálně nebude ani v budoucnosti možné provádět **spolehlivé předpovědi na více než týdny.**

# Modelování klimatu

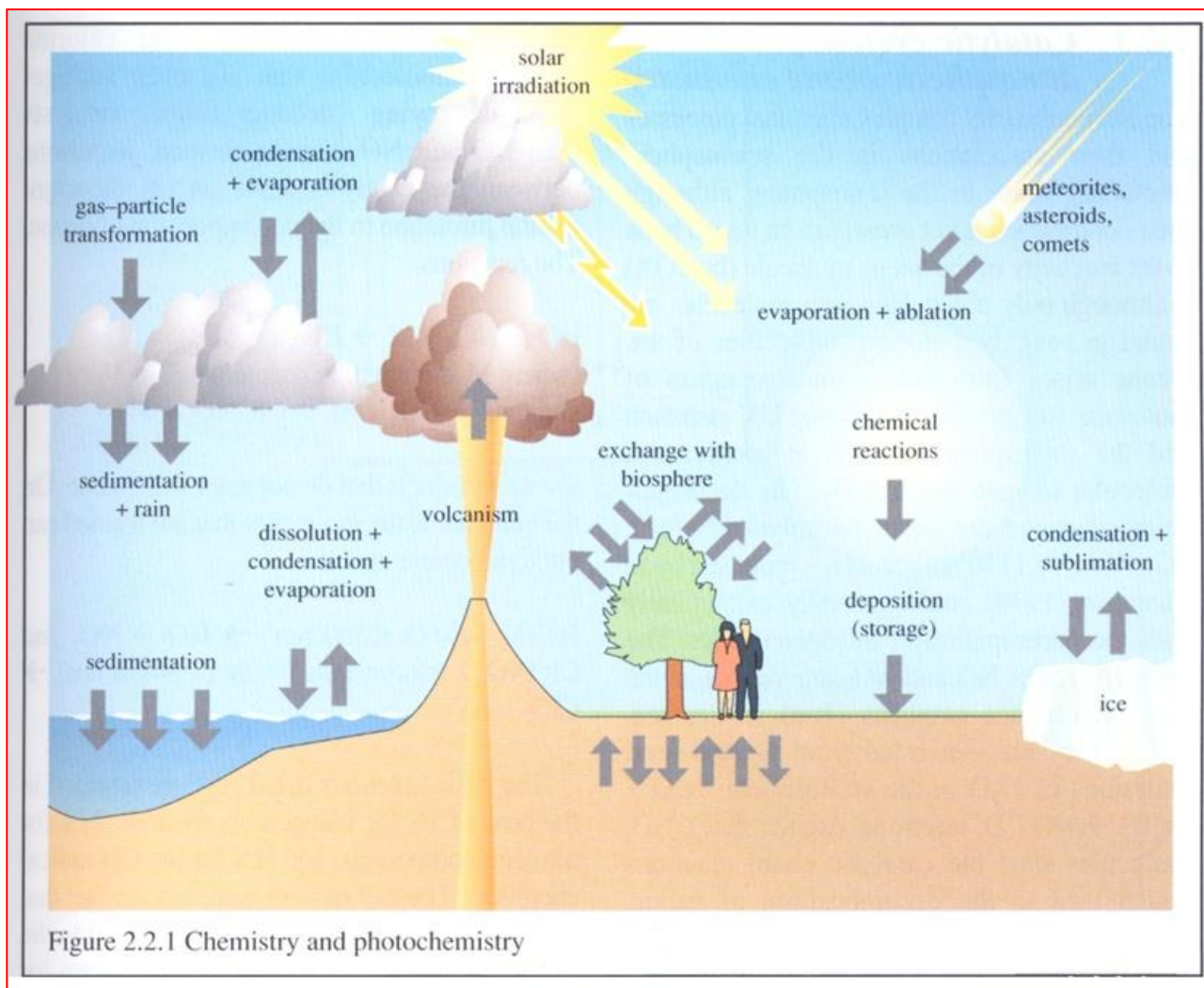
- ↪ **Klimatické modely** využívají stejné principy jako modely pro předpovědi počasí, ale **pracují v makroměřítku** – řídká síť bodů, velké časové kroky.
- ↪ Výstupem modelů jsou **klimatické trendy nad velkými oblastmi**. Detailnější předpovědi (typu suché léto, hurikány atd.) neposkytují.
- ↪ **Kalibrace klimatických modelů** se provádí na **historických datech** (jsou k dispozici od r. 1860).
- ↪ Předpovědi klimatických změn se opírají právě o **počítačové modely klimatu**.

# Kalibrace a predikce klimatických modelů

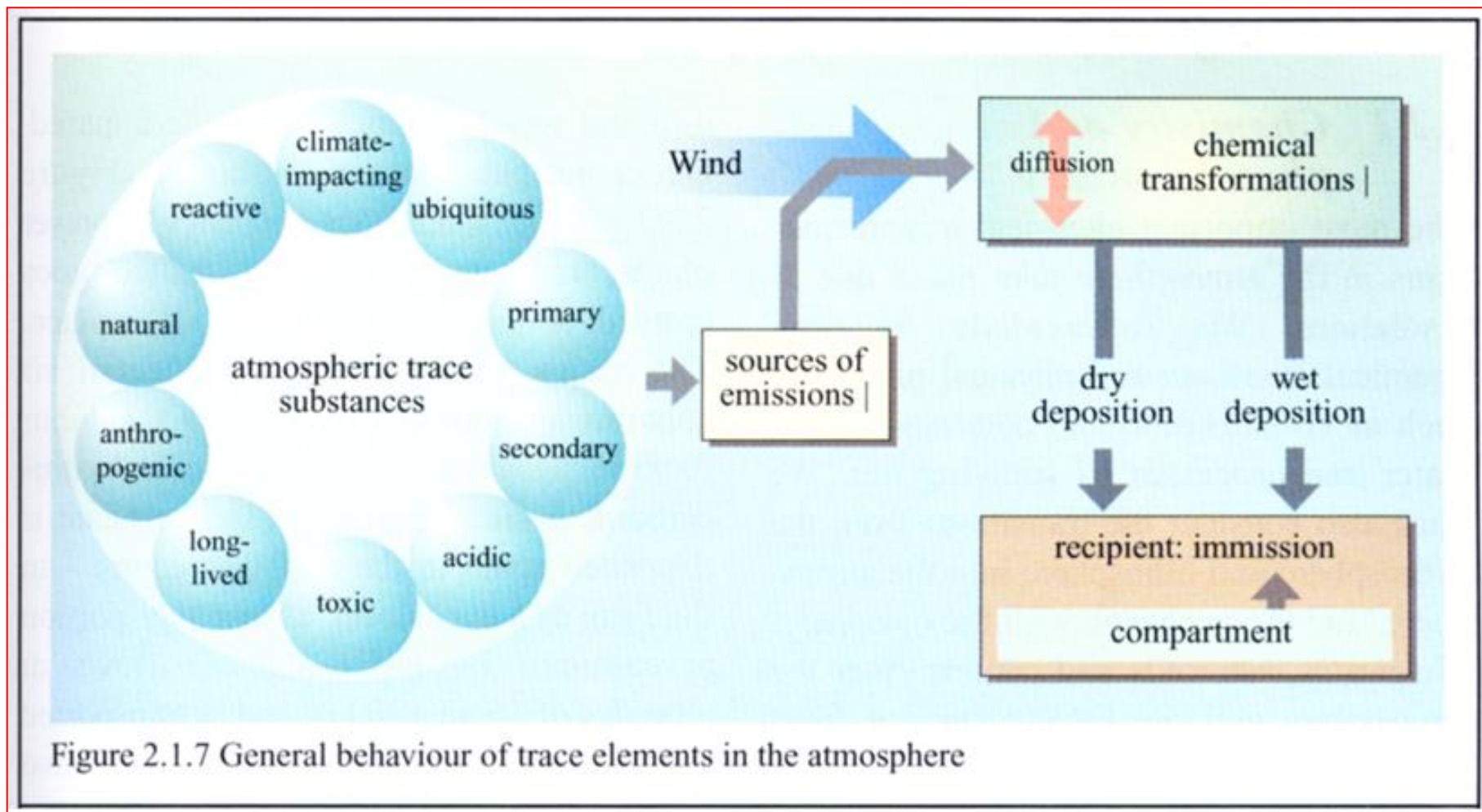
## Comparison between model and observations of the temperature rise since 1860



# Chemické a fotochemické procesy

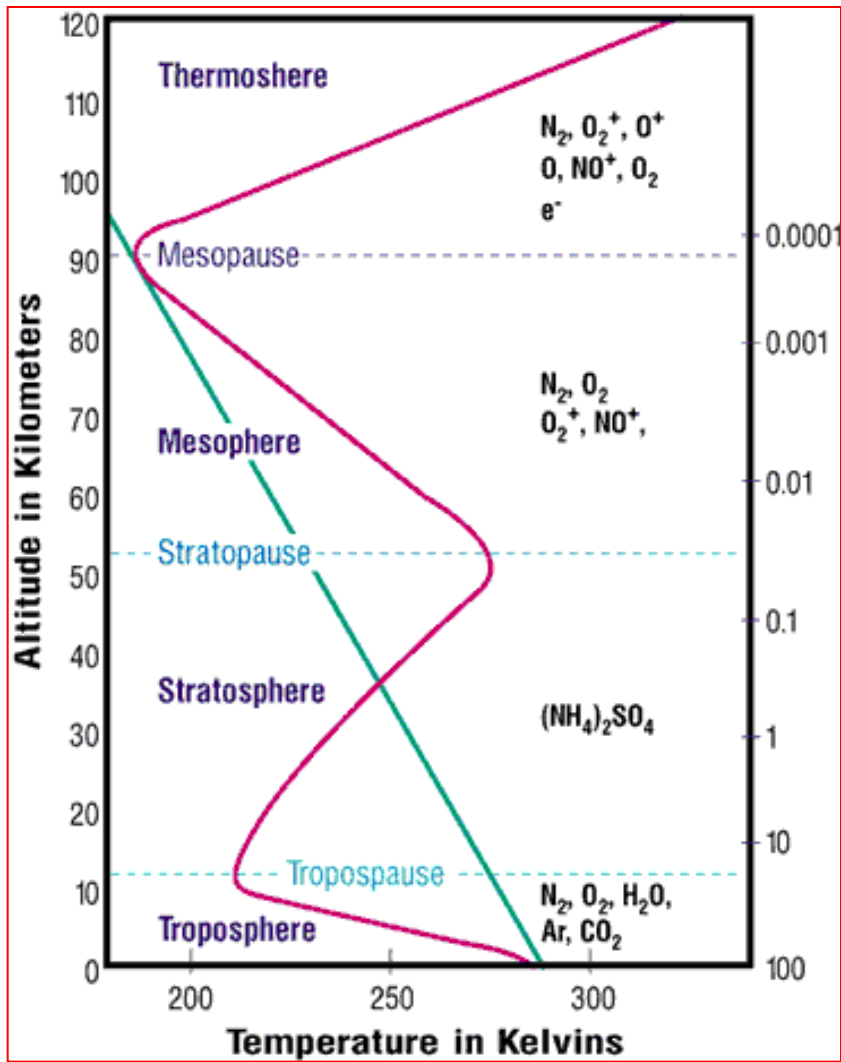


# Chování stopových látek





# Chemické reakce v atmosféře



V zemské kůře dochází k redukčním reakcím

V atmosféře a v kontaktu s atmosférou dochází k oxidaci

Biota obnovuje s pomocí slunečního záření oxidant (O<sub>2</sub>)

Většina reakcí se odehrává v troposféře

Produkty jsou „vymyty“ srážkami

Stratosféra – dusík, kyslík – ozon (absorbuje většinu UV záření)

Vyšší části – vysoce nabité iony a radikály

# Atmosférické reakce

## Typy:

- ↪ fotolýza - homolytické (radikálové) štěpení v plynné fázi
- ↪ reakce s radikály
- ↪ fotochemická oxidace
- ↪ katalytické – povrch (s), kovy, soli

## Ovlivněny:

- ↪ meteorologickými faktory (šíření, zřed'ování)
- ↪ slunečním zářením (E pro štěpení vazeb)
- ↪ **V plynné fázi**
- ↪ **Na povrchu prachových částic (malý význam, krátká doba zdržení)**
- ↪ **Ve vodných roztocích (kapky vody; acidobazické)**

**Nejdůležitější - hydroxylový radikál**

# Atmosférické reakce

## Reakce:

- ↪ fotochemické
- ↪ oxidace
- ↪ protolýza
- ↪ komplexotvorné

## Příklady atmosférických reakcí:

- $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{SO}_4^{2-}, \text{HSO}_4^-$
- $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2 \rightarrow \text{HNO}_3 \rightarrow \text{NO}_3^-$
- $\text{RH} \rightarrow \text{ROOH} \rightarrow \text{ROH} \rightarrow \text{RCHO}, \text{R}_2\text{CO} \rightarrow \text{RCOOH} \rightarrow \text{CO}_2$
- $\text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$
- PAHs  $\rightarrow$  Chinony, PAH- $\text{NO}_2, \dots$

# Atmosférické reakce

## Oxidace CO a NO



## Oxidace C, S, N

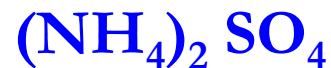


## Methan $\Rightarrow$ formaldehyd



## Iontové sloučeniny

### Vznik síranu amonného



# Atmosférické reakce – reakce s OH radikálem

**Rychlé a selektivní reakce** s většinou atmosférických příměsí, inertnost k hlavním plynným složkám ovzduší ( $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ , vzácné plyny,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,

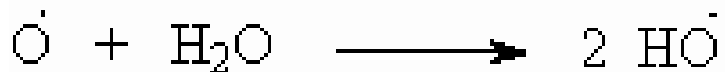
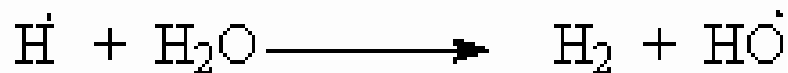
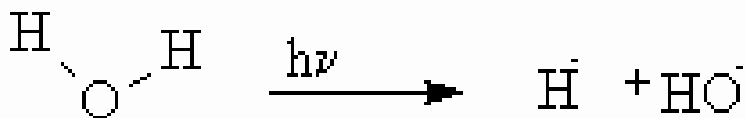
Výskyt v celé atmosféře,

Opakovaná tvorba radikálu v oxidačních cyklech atmosférických příměsí.

OH radikál – „čistící prostředek“ atmosféry.

Posuzování rizik atmosférických polutantů – na základě rychlosti reakce s OH radikálem.

# Atmosférické reakce – reakce s OH radikálem

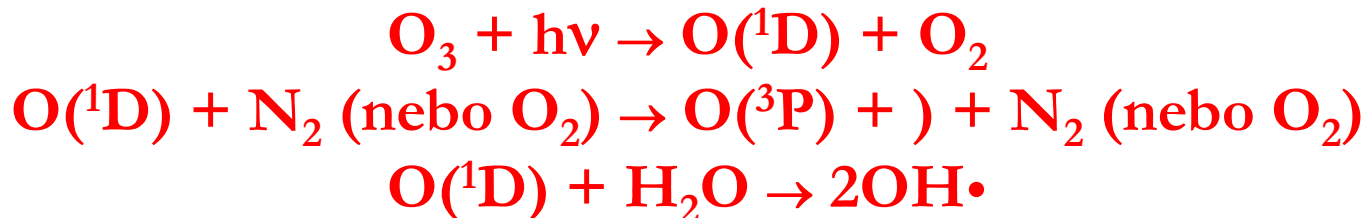


OH•	Molekul.cm <sup>-3</sup>
Léto - den	5-10 × 10 <sup>6</sup>
Zima - den	1-5 × 10 <sup>6</sup>
Noc	< 2 × 10 <sup>5</sup>

**Výsledek procesů:** konstantně 10 milionů hydroxylových radikálů.cm<sup>-3</sup> v povrchové vrstvě

# Atmosférické reakce – reakce s OH radikálem

Tvorba – fotolýza ozonu UV slunečním zářením (kolem 300 nm):



Funkce OH• radikálu v koloběhu nejvýznamnějších atmosférických polutantů:

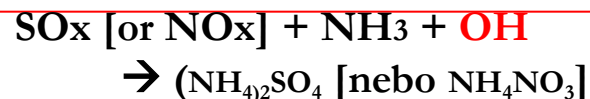
- ↪ hnací faktor oxidace atmosférických uhlovodíků, SO<sub>2</sub>,
- ↪ centrální postavení v troposférickém koloběhu CO, CH<sub>4</sub>, NO<sub>x</sub>, O<sub>3</sub>,
- ↪ zdroj radikálu HO<sub>2</sub>•

# Hydroxylový radikál – význam při znečišťujících

látek



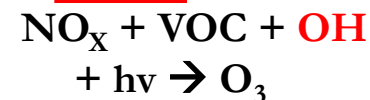
PM<sub>2.5</sub>



Viditelnost

Jemné PM  
(Nitráty, Sulfáty, Organické PM)

O<sub>3</sub>

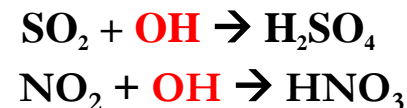


·OH

Kvalita vody

$\text{NO}_x + \text{SO}_x + \text{OH}$   
(Acidifikace, eutrofizace)

Kyselý déšť



Toxické látky  
v ovduší

$\text{OH} \leftrightarrow$  Toxické látky

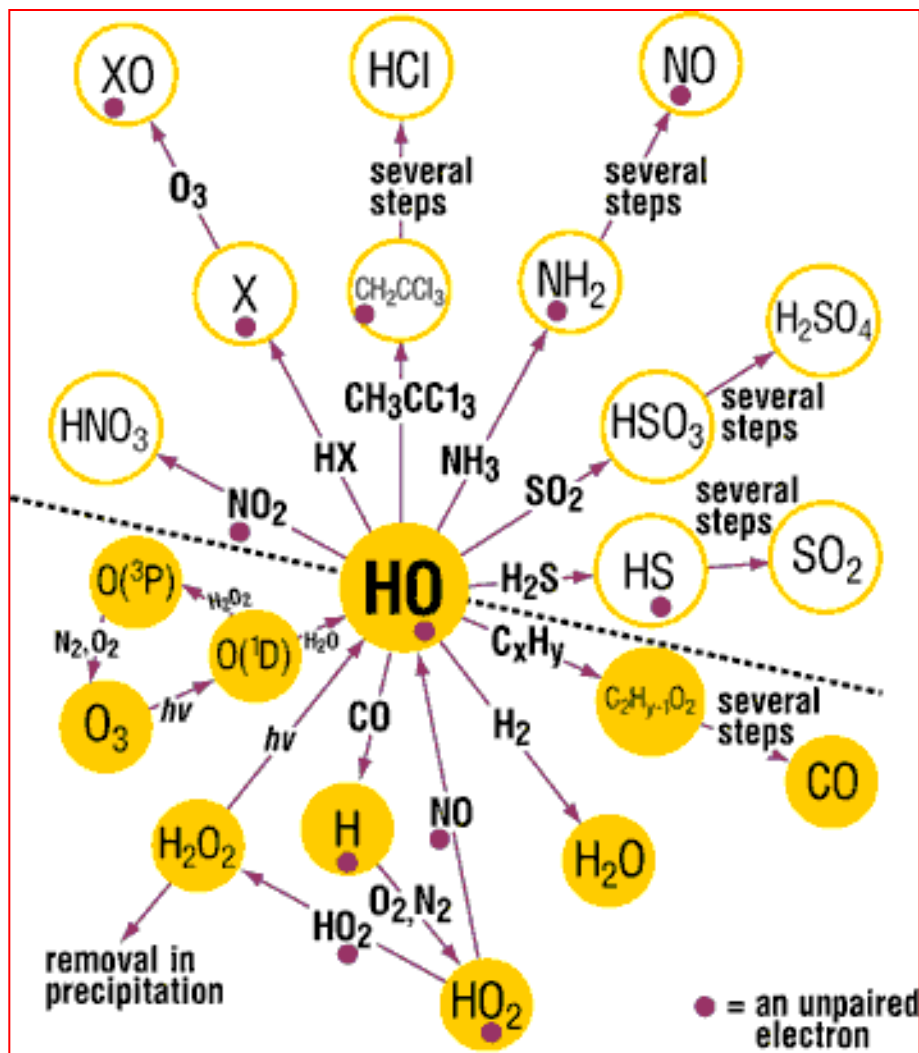
(POPs, Hg, etc.)

Research Centre for Toxic Compounds in the Environment

<http://recetox.muni.cz>



# Reakce v atmosféře zahrnující hydroxylový radikál



# Reakce v atmosféře zahrnující hydroxylový radikál

**Denní průměrná koncentrace** •OH radikálů v čisté volné troposféře se obvykle pohybuje v rozmezí  $2 * 10^5 - 3 * 10^6$  molekul.cm<sup>-3</sup>.

V městském ovzduší, se koncentrace •OH radikálů pohybují v rozmezí  $1 * 10^6 - 1 * 10^7$  molekul.cm<sup>-3</sup>.

Při pokojové teplotě a relativní vlhkosti 50 % se z jednoho atomu O(<sup>1</sup>D), vzniklého fotolýzou O<sub>3</sub>, vytvoří 0,2 radikálů •OH.

Koncentrace •OH radikálů vykazují denní chod, při maximálních koncentracích v denní době kolem  $8 * 10^6$  molekul.cm<sup>-3</sup> (~ 0,2 ppt).

**Dvacetičtyřhodinový průměr koncentrace** radikálů •OH je kolem  $8 * 10^5$  molekul.cm<sup>-3</sup>.

# Katalytické HO<sub>x</sub> cykly

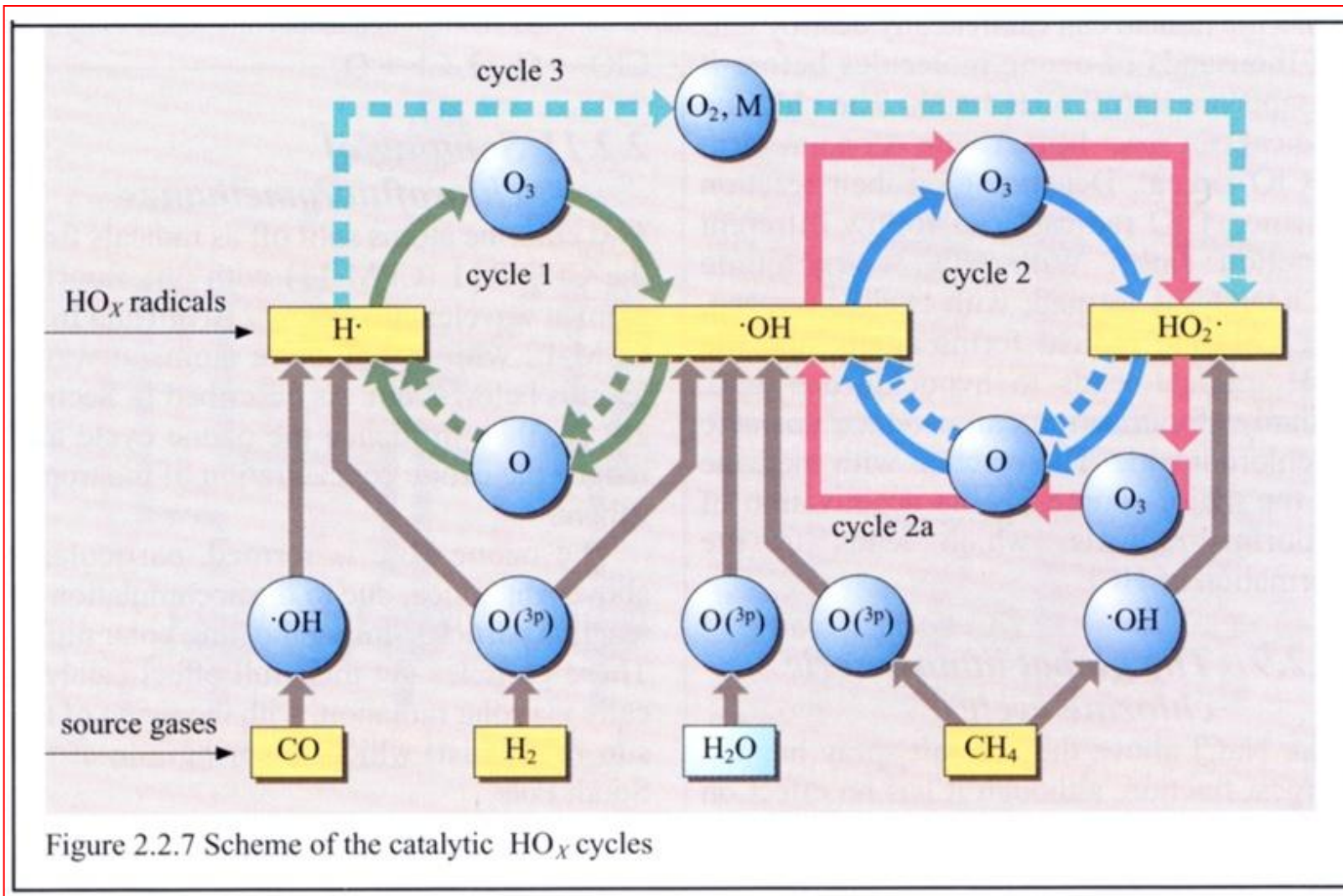


Figure 2.2.7 Scheme of the catalytic HO<sub>x</sub> cycles

# Mechanismy atmosférického propadu

**Propad (sink)** – závisí na charakteru sloučeniny – transport do jiné složky nebo reakce (s OH radikály,.., příjem listovým vegetace).

## Procesy odstraňování:

### - tuhých částic:

- ↪ mokrá atmosférické depozice,
- ↪ suchá atmosférická depozice,
- ↪ suchý spad dopadem na vegetaci;

### - plynů:

- ↪ mokrá atmosférická depozice,
- ↪ absorpce nebo reakce na zemském povrchu,
- ↪ konverze na jiné plyny nebo reakce s tuhými částicemi,
- ↪ transport do stratosféry.

# Hlavní atmosférické propady

**SO<sub>2</sub>** – vymývání srážkami, oxidace v (l) fázi na SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, sorpce na povrchu vegetace, stomatální příjem, mikrobiální degradace v půdě, absorpce v hydrosféře, chemické reakce,

**H<sub>2</sub>S** – oxidace na SO<sub>2</sub>,

**O<sub>3</sub>** – chemické reakce na vegetaci, půdě, sněhu a oceánu,

**NO/NO<sub>2</sub>** – chemické reakce v půdách, sorpce a příjem vegetací, chemické reakce v (g) a (l) fázi,

**N<sub>2</sub>O** – mikrobiální degradace v půdách, fotodisociace ve stratosféře, absorpce v oceánech,

# Hlavní atmosférické propady

**NH<sub>3</sub>** – chemické reakce v (l) a (g) fázi, vymývání srážkami, příjem povrchy, absorpce,

**CO** – reakce s OH ve stratosféře, mikrobiologická aktivita v půdách,

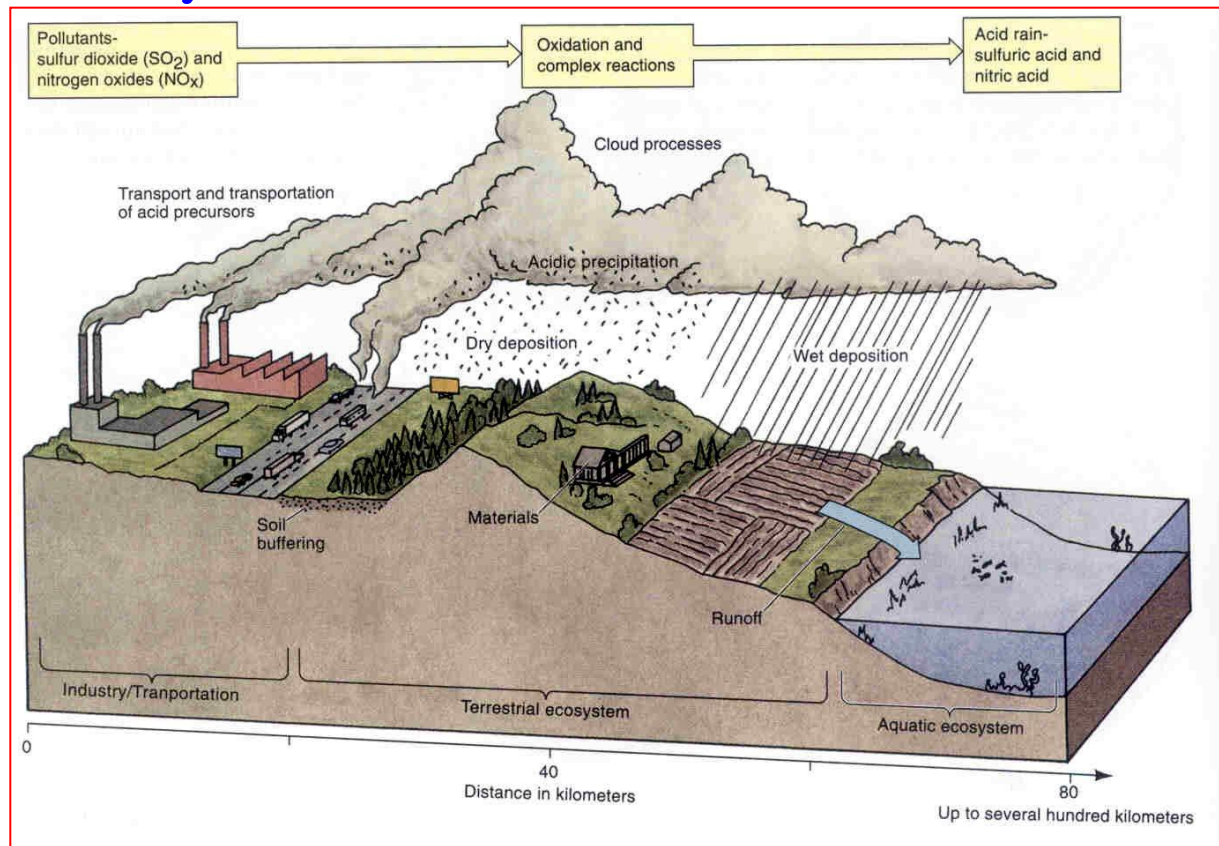
**CO<sub>2</sub>** – fotosyntéza, absorpce v oceánech,

**CH<sub>4</sub>** - mikrobiologická aktivita v půdách, vegetace - chemické reakce, bakteriální aktivita, chemické reakce v troposféře a stratosféře,

**HCs** – chemické reakce na částicích, mikrobiologická aktivita v půdách, absorpce a příjem vegetací.

# Regionální vlivy

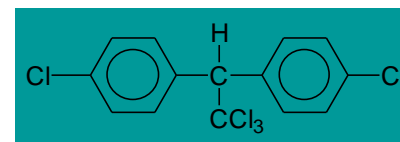
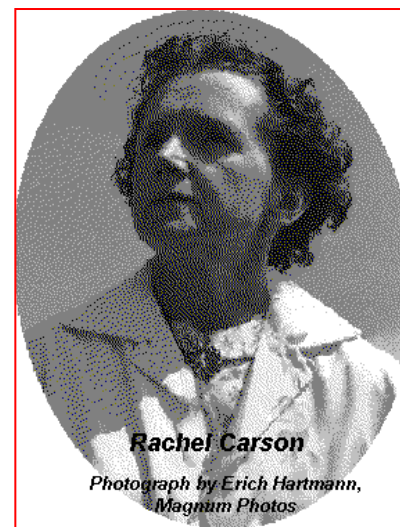
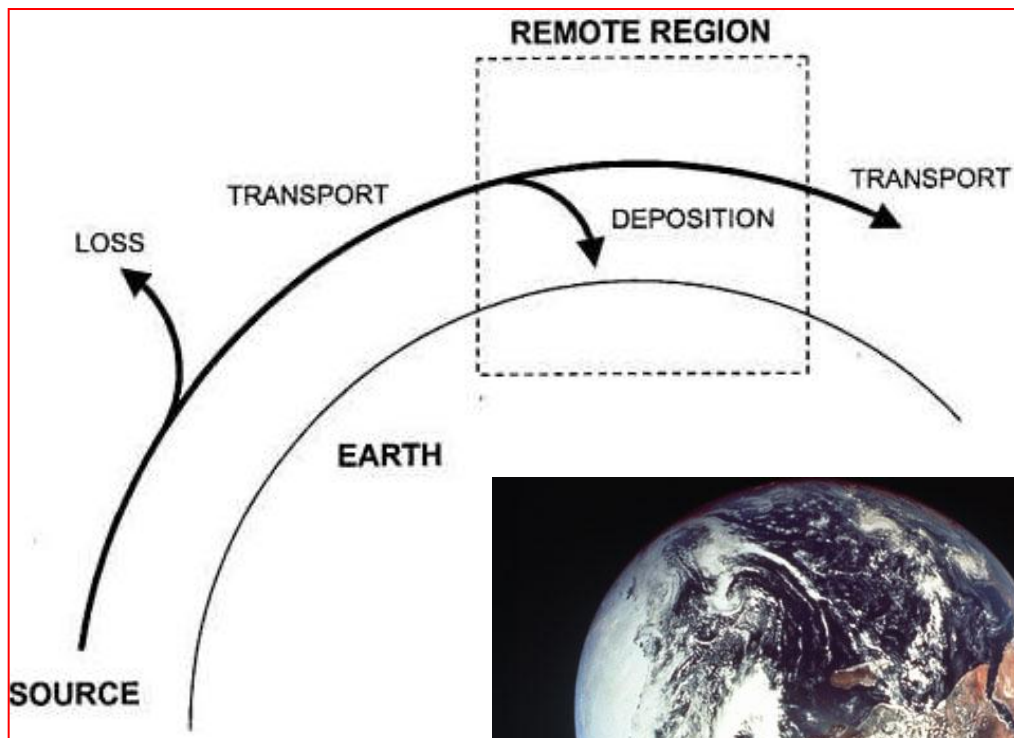
- ↪ Transport na velké vzdálenosti
- ↪ Suspenze - srážky (mokrú depozice), prach (suchá depozice)
- ↪ Kyselú srážky



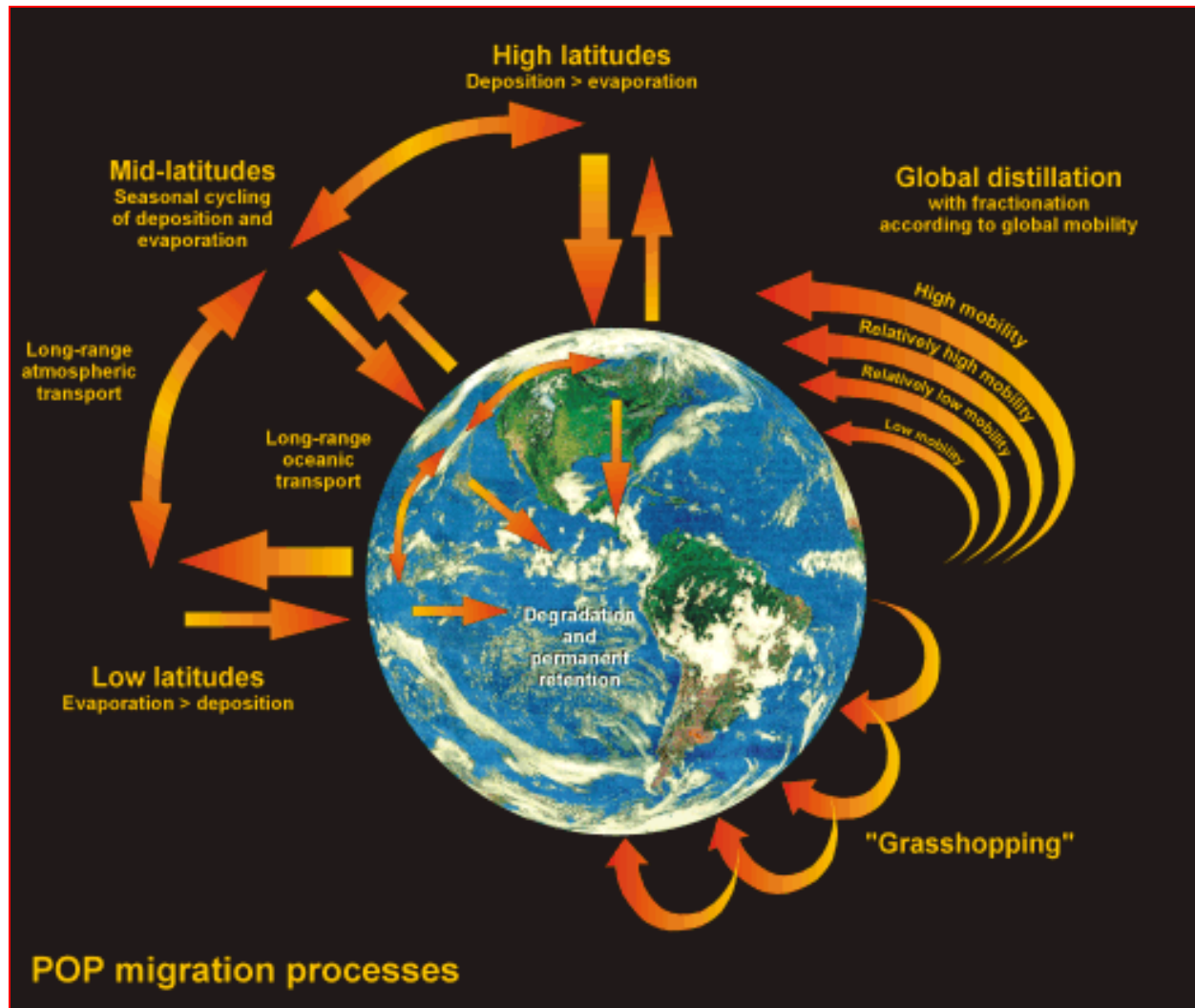




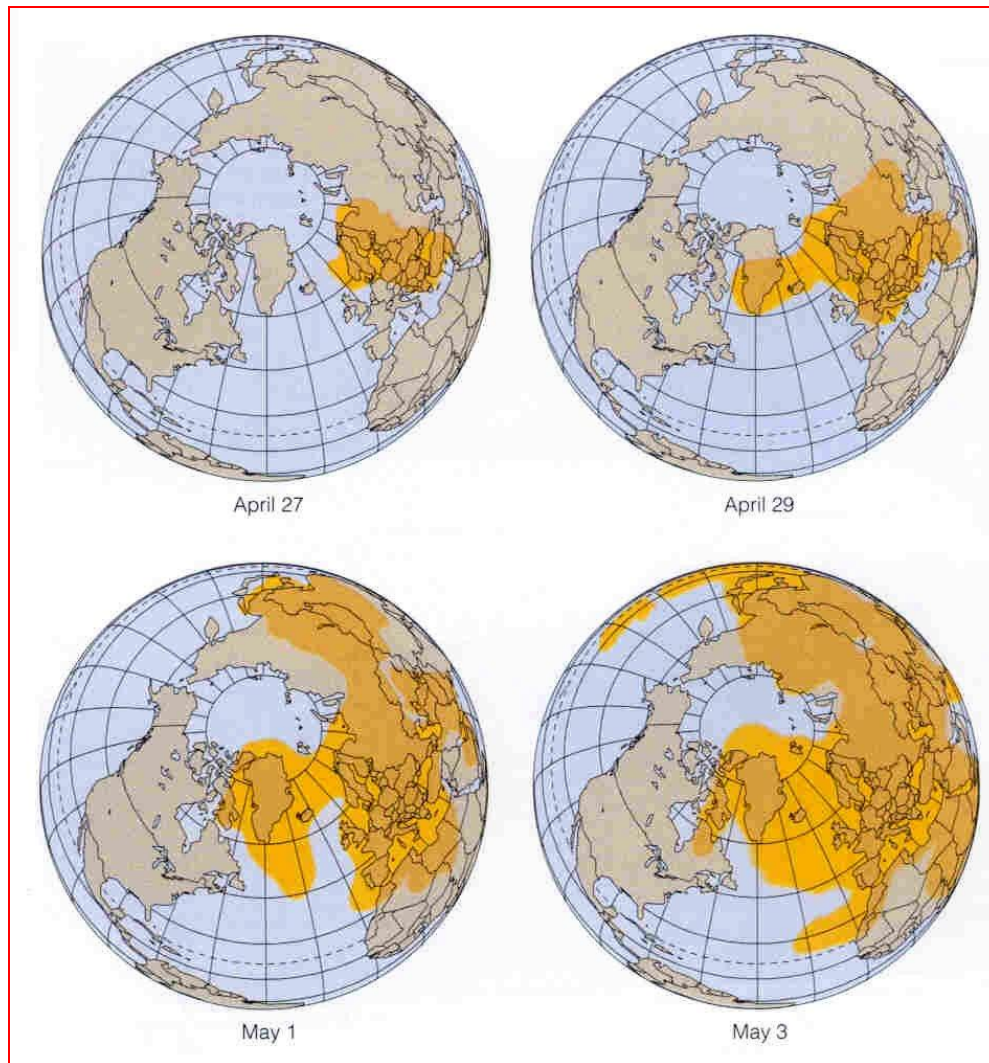
# Globální transport



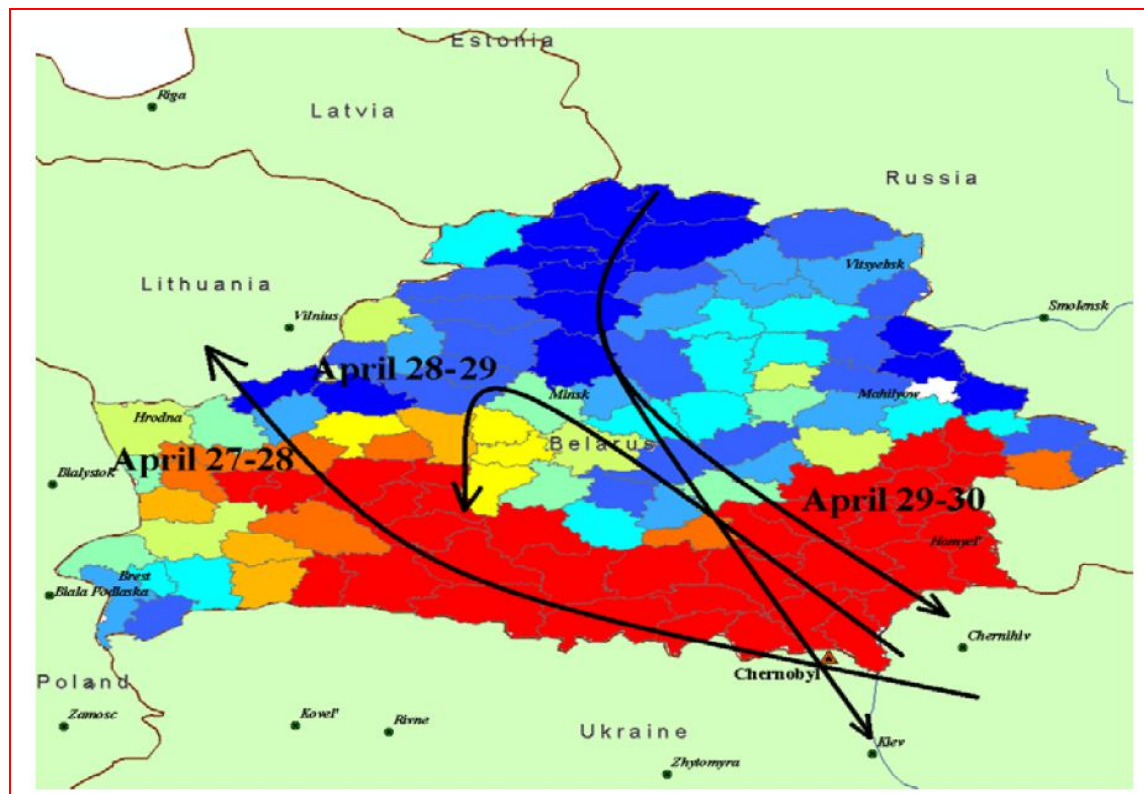
# Globální transport



# Černobyl, havárie 24. dubna 1986



# Jaderná energetika – Černobyl, Bělorusko, 1986



Konstantin Krivoruchko :

Wind direction over the Belarus territory in April 1986.

Using filtered kriging, Byelorussian districts are colored according to the probability that thyroid cancer rates in children exceeded one case per 10 000.

Red represents the highest probability and cycles through the spectrum to blue, the lowest probability.

# Jaderná energetika – Černobyl, Bělorusko, 1986

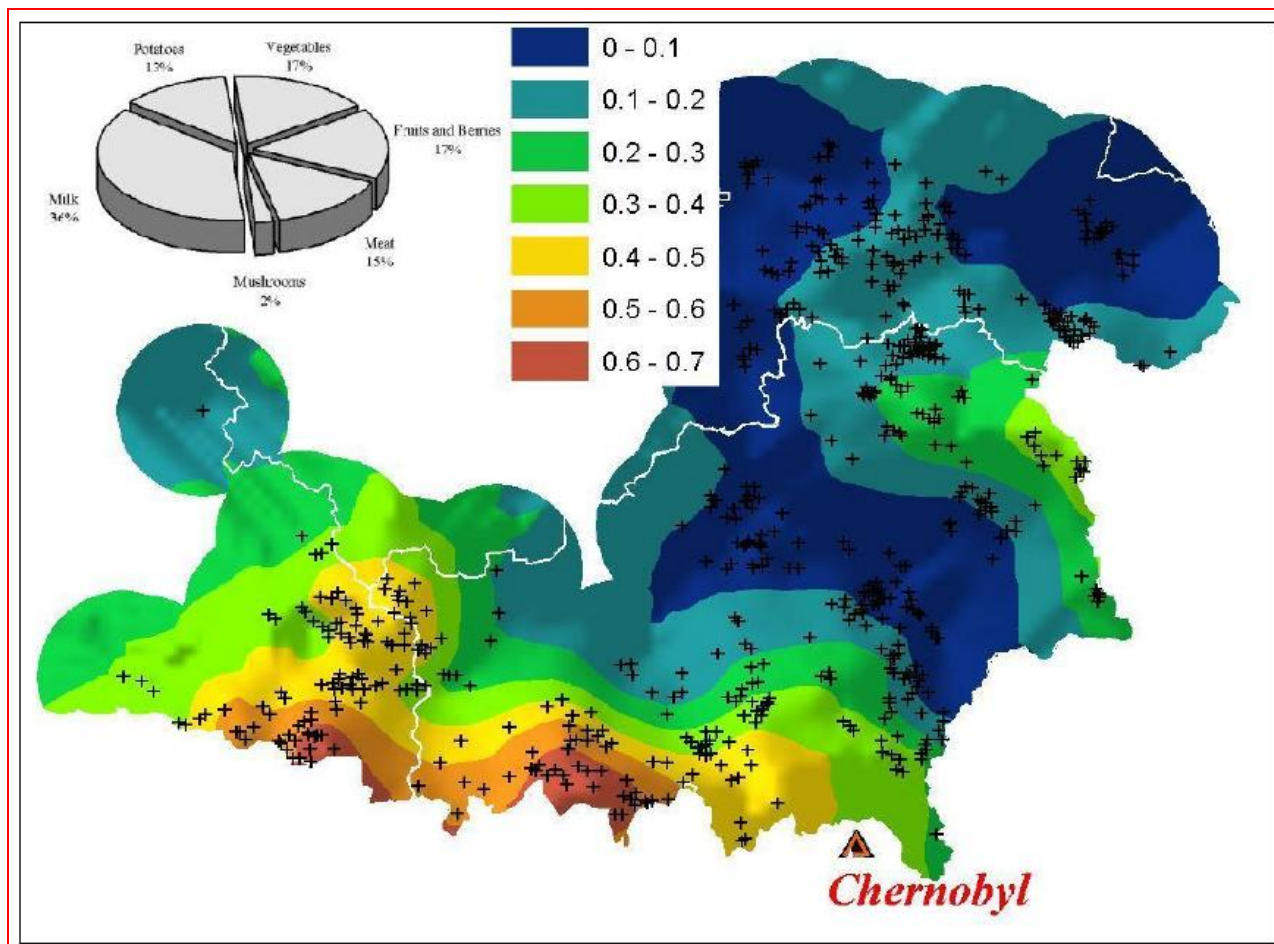


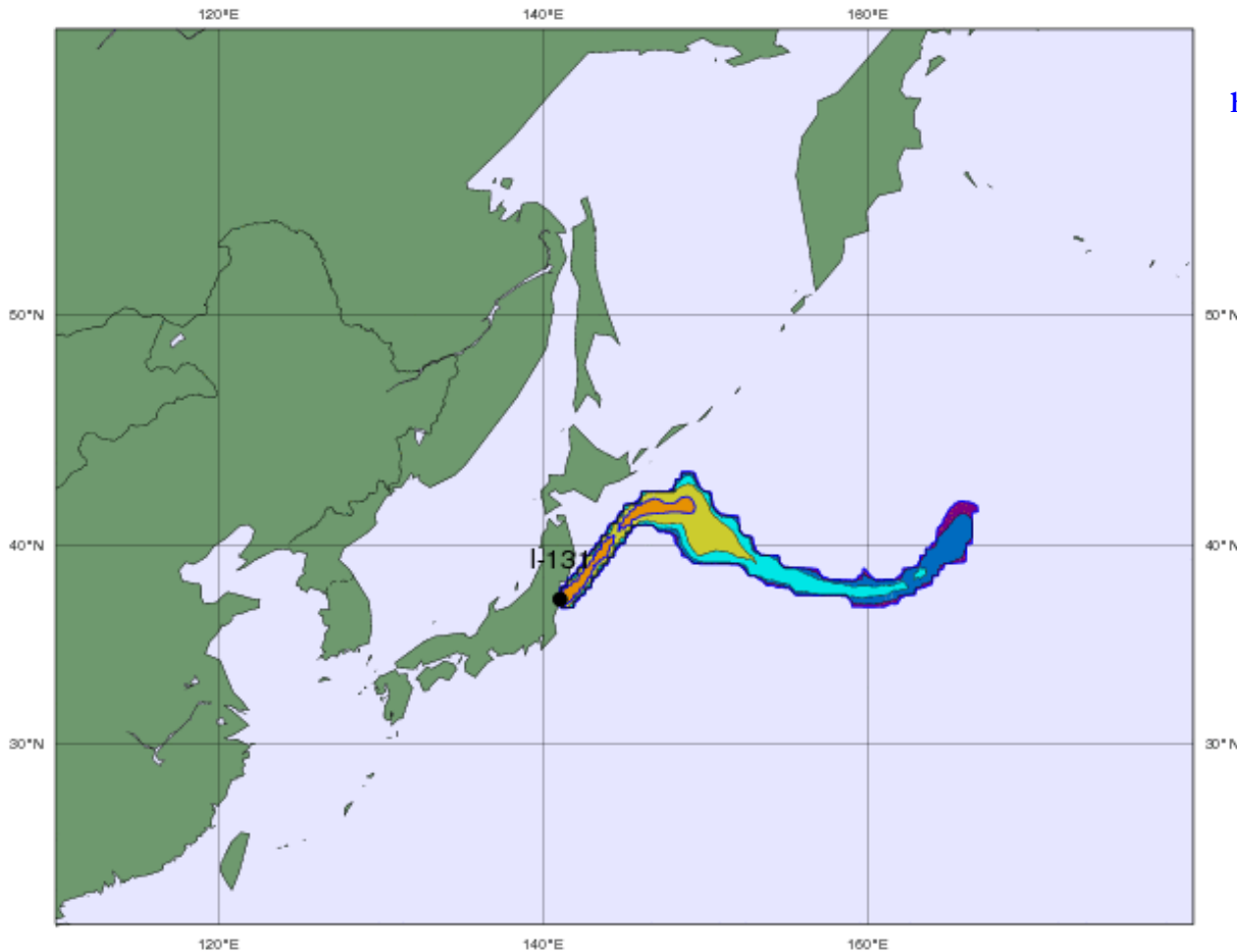
Figure 7. Probability that radiocesium milk contamination exceeded 75% of upper permissible level in southern Belarus in 1993. Disjunctive kriging was used to create this map.

# Jaderná energetika – Fukušima, Japonsko, 2011

AKW\_FUKUSHIMA-I-131

20110314-030000

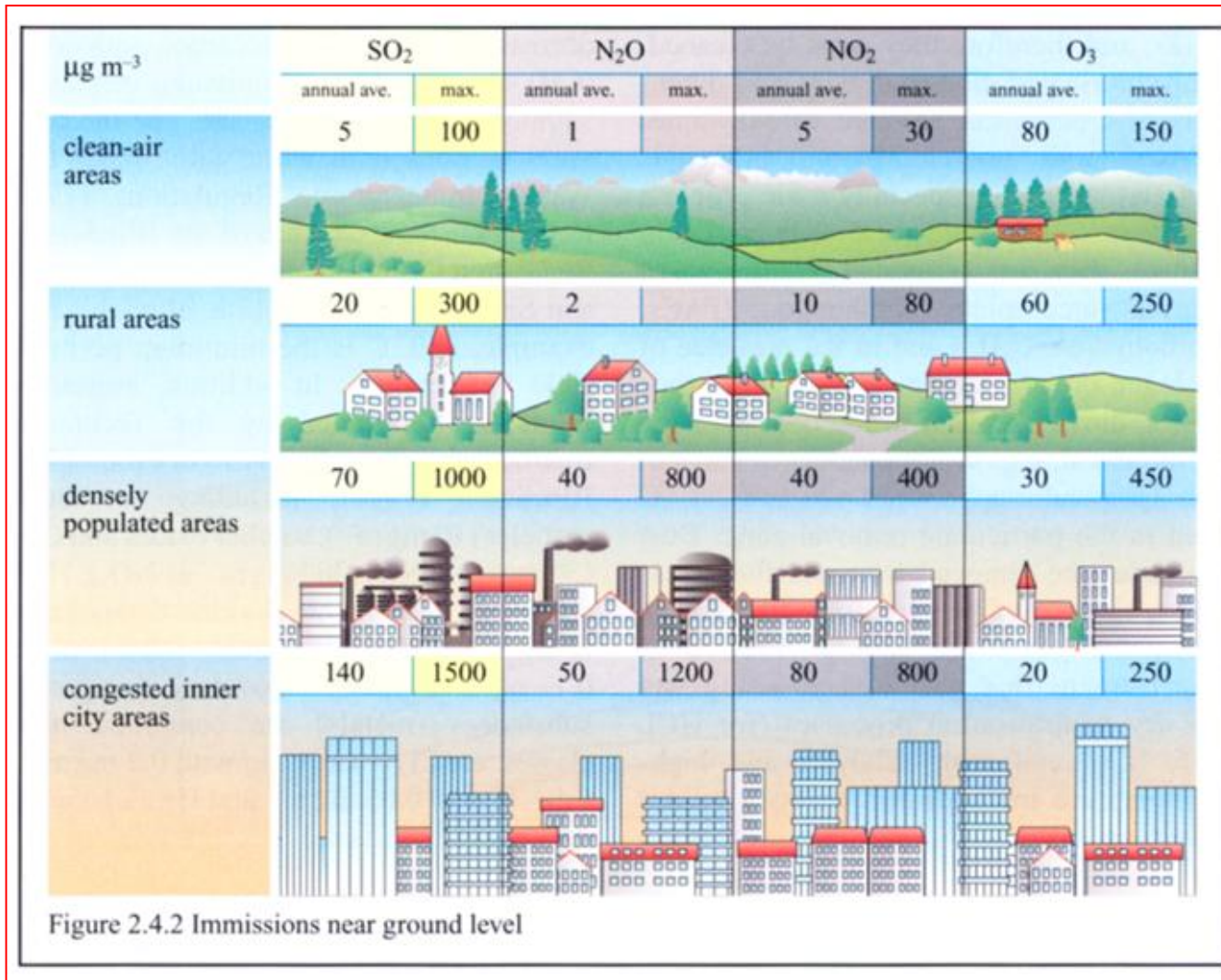
Plume (units  $m^{-3}$ ), Release:  $0.10E+19$  Units



<http://ramanan50.wordpress.com/2011/03/15/spread-of-radioactive-cloud-from-fukushima-animated-prediction/>

<http://www.reddit.com/tb/g4c2l>

# Koncentrace polutantů v přízemní vrstvě



# Imisní limity pro látky znečišťující ovzduší

Znečišťující látka	Vyjádřená jako	Imisní limity v (mg.m <sup>-3</sup> )				
		IH <sub>r</sub>	IH <sub>d</sub>	IH <sub>8h</sub>	IH <sub>k</sub>	Obecný požadavek
Prašný aerosol		60	150		500	Koncentrace IH <sub>d</sub> a IH <sub>k</sub>
Oxid siřičitý	SO <sub>2</sub>	60	150		500	nesmí být v průběhu
Oxid siřičitý a prach	SO <sub>2</sub> + poléťavý prach		250*			překročena ve více
Oxidy dusíku	NO <sub>x</sub>	80	100		200	než 5% případů
Oxid uhelnatý	CO		5000		10 000	
Ozón	O <sub>3</sub>			160		
Olovo v prachu	Pb	0,5				
Kadmium v prachu	Cd	0,01				
Pachové látky						Nesmějí být v koncentracích obtěžujících obyvatelstvo



# Imisní limity pro látky znečišťující ovzduší

## Vysvětlivky:

- IHr - průměrná roční koncentrace znečišťující látky.** Průměrnou koncentrací se rozumí střední hodnota koncentrace, zjištěná na stanoveném místě v časovém úseku jednoho roku jako aritmetický průměr z průměrných 24 hodinových koncentrací.
- IHd - průměrná denní koncentrace znečišťující látky.** Průměrnou denní koncentrací se rozumí střední hodnota koncentrace, zjištěná na stanoveném místě v časovém úseku 24 hodin. Průměrnou denní koncentrací se rozumí též střední hodnota nejméně dvanácti rovnoměrně rozložených měření průměrných půlhodinových koncentrací v časovém úseku 24 hodin (aritmetický průměr).
- IH8h - průměrná osmihodinová koncentrace znečišťující látky.** Průměrnou osmihodinovou koncentrací se rozumí střední hodnota koncentrace, zjištěná na stanoveném místě v časovém úseku osmi hodin.
- IHk - průměrná půlhodinová koncentrace znečišťující látky.** Průměrnou půlhodinovou koncentrací se rozumí střední hodnota koncentrace, zjištěná na stanoveném místě v časovém úseku 30 minut.



INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

**Inovace tohoto předmětu je spolufinancována  
Evropským sociálním fondem a státním rozpočtem  
České republiky**