

8. Základní klimatotvorné faktory

8.1 Solární faktor

sluneční činnost

- soubor různých jevů, vyskytujících se v některých obdobích a některých oblastech na Slunci, které ovlivňují tok elektromagnetického a korpuskulárního záření Slunce
- různé parametry vyjadřující sluneční činnost (např. sluneční protuberance, sluneční skvrny, chromosférické erupce, fákule)

- Wolfovo relativní číslo R:

$$R = k (10g + f)$$

k – konstanta závislá na použitém dalekohledu

g – počet jednotlivých skupin

f – počet skvrn na viditelné polokouli Slunce

- cykličnost hodnot Wolfových relativních čísel:
 - a) 11-letý cyklus Schwabeho
 - b) 22-letý cyklus Haleho
 - c) 80-90-letý cyklus Gleissbergův
 - d) 180-letý cyklus (pohyb Slunce kolem středu sluneční soustavy)
- změny solární konstanty v závislosti na sluneční aktivitě (během 11-letého cyklu cca o 0,1 %)

Sluneční skvrny – teplota vzduchu

Teplotní anomálie Severní polokoule byly průměrovány vždy od maxima slunečního cyklu k jeho minimu a od minima k následujícímu maximu.

Délka cyklů – teplota vzduchu

Délky slunečních cyklů byly určeny jako difference mezi sousedními extrémy a vyneseny ke středu aktuálního cyklu.

Pohyb Slunce kolem středu sluneční soustavy

- Slunce vykonává smyčku a oblouk (9,93 a), což dohromady tvoří 19,86 a – podmíněno periodou pohybu Jupitera a Saturna (93 % hmotnosti planet)
 - **uspořádaný pohyb Slunce:** „trojlístek“ – maxima sluneční aktivity, převažuje cyklus 10 let
 - **neuspořádaný pohyb Slunce:** minima sluneční aktivity, převažuje cyklus 12 let
- s ohledem na hodnoty R a další proxy data charakterizující sluneční činnost (např. ^{14}C , ^{10}Be) lze rekonstruovat dlouhodobé změny v hodnotě solární konstanty a dávat je do souvislosti s rekonstruovanými teplotními řadami

8.2 Vulkanická činnost

- vulkanickou činností (zejména erupce) se dostává do ovzduší velké množství prachových a plynných příměsí
- doba setrvání částic v atmosféře je závislá na jejich velikosti a výšce, do které byly vyvrženy
- erupce v troposféře jsou klimatologicky málo účinné – sedimentace částic gravitací a vymývání srážkami
- erupce ve stratosféře → rozšíření částic od místa erupce prouděním ve stratosféře – „prachový závoj“ → snížení propustnosti atmosféry → zvýšení albeda odrazem záření → redukce přiváděného krátkovlnného záření k povrchu → oteplení stratosféry (pohlcování záření částicemi aerosolu) → ochlazení přízemní vrstvy atmosféry
- dopady velkých vulkanických erupcí na počasí a klima:

a) redukce denního cyklu (začíná hned po erupci) – redukce krátkovlnného a dlouhovlnného záření – trvání 1-4 dny

b) pokles srážek v tropech (začíná 1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření, snížení výparu – trvání 3-6 měsíců

c) letní ochlazení v tropech a subtropích severní polokoule (1-3 měsíce po erupci) – redukce krátkovlnného záření – trvání 1-2 roky

d) oteplení stratosféry (1-3 měsíce po erupci) – pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře – trvání 1-2 roky

e) zimní oteplení na kontinentech severní polokoule (půl roku) - pohlcování krátkovlnného a dlouhovlnného záření ve stratosféře, dynamika – 1-2 zimy

f) globální ochlazování (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (1-3 roky)

g) globální ochlazování po více erupcích (bezprostředně po erupci) – redukce krátkovlnného záření (10-100 let)

h) rozklad ozonu, zesílení UV-záření (1 den) – chemické reakce na částicích atmosférických aerosolů – 1-2 roky

Studium klimatologických účinků vulkanických erupcí – řady **indexů vulkanické činnosti**:

- DVI – Dust Veil Index
- AI – Acidity Index
- VEI – Volcan Explosivity Index
- SVI, SVI* – Smithsonian Volcanic Index
- SAOD – Stratospheric Aerosol Optical Depth
- IVI – Ice Core Volcano Index

Dust Veil Index (DVI - Index prachového závoje)

$$DVI = 0.97 R_{D_{MAX}} E_{MAX} t_{m0}$$

$$DVI = 52.2 T_{D_{MAX}} E_{MAX} t_{m0}$$

$$DVI = 4.4 q E_{MAX} t_{m0}$$

$R_{D_{MAX}}$ - the highest weakening of the direct solar radiation after the eruption (monthly means for the middle latitudes of the hemisphere, where the eruption have occurred)

$T_{D_{MAX}}$ - the estimated drop of the mean temperatures in °C (for the most influenced year after the eruption in the middle latitudes of corresponding hemisphere)

E_{MAX} - the latitude correction describing the maximal share of the Earth covered in any time by dust veil:

1 for $\phi = 20^{\circ}S - 20^{\circ}N$

0.7 for $\phi = 20-35^{\circ}$ of corresponding hemisphere

0.5 for $\phi = 35-42^{\circ}$ of corresponding hemisphere

0.3 for $\phi = 42-90^{\circ}$ of corresponding hemisphere

t_{m0} - time (months) between the eruption and the last observed effect (e.g. lost of optic phenomena)

q - estimated volume (km^3) of solid material injected into the atmosphere

Nedostatky DVI:

- parametry R, T, t pozorovány ve středních zeměpisných šířkách
- tři různé rovnice pro výpočet DVI mohou být zdrojem nehomogenit
- použití teploty a záření jako parametrů výpočtu (samy ovlivněny erupcí)
- subjektivní popis erupcí, zejména před rokem 1700
- nereálné DVI = 0 v letech 1916–1962

Acidity Index (AI - Index kyselosti)

- odvozen podle ledovcového jádra z Crête (Grónsko) podle elektrické vodivosti (do roku 1840) a podle hodnot pH (větší kyselost 1–3 roky po erupci, stejně jako vodivost)

Nedostatky:

- změna stanovení AI v roce 1840 – možný zdroj nehomogenity
- nejasné, zda erupce zasáhla jen troposféru nebo i stratosféru
- možné jiné zdroje kyselosti (antropogenní)
- ovlivnění hodnot AI erupcemi v blízkosti ledovcového jádra – zavedení šířkové korekce – indexy AI1 a AI2

Smithsonian Volcanic Index (SVI - Smithsoniánský vulkanický index)

$$SVI = \sum_{i=1}^n 10^{VEI}$$

VEI - volcanic explosivity index

n - number of observed eruptions with $VEI \geq 3$

$VEI = 3 \longrightarrow m = 10^7 - 10^8 \text{ m}^3$, $VEI = 4 \longrightarrow m = 10^8 - 10^9 \text{ m}^3$,
etc., where m is volume of erupted volcanic material

Cress (1987, 1988) - comparison of SVI and AI values:

$$c = c_0 \exp(-Bt)$$

c - the particle concentration at time t; c_0 - the initial concentration of particles shortly after the eruption for time t = 0; B - empirical factor; t - time (t = 1, 2, 3)

(VEI = 0–8)

SVI – nebere v úvahu dobu setrvání vulkanického materiálu v atmosféře

SVI* - zavádí se korekce na dobu setrvání materiálu v atmosféře

SVI a SVI* neberou v úvahu chemické vlastnosti vulkanických částic

Stratospheric Aerosol Optical Depth (SAOD – Stratosférická optická mocnost aerosolů)

(Sato et al., 1993)

- vyjadřuje optickou vzduchovou hmotu pro $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$
- měsíční průměrné indexy pro Severní a Jižní polokouli
- je stanoven podle: objemu vyvrženého materiálu (1850–1882), optického zeslabení (1883–1978), družicových měření (od roku 1979)
- v počáteční fázi jsou údaje méně detailní v porovnání s DVI
- zahrnutí aktuálních pozorování oblaků aerosolů v novější části řady způsobuje, že SAOD index je přesnější než DVI nebo VEI

Ice Core Volcano Index (IVI – Vulkanický index ledovcového jádra)

Robock, Free (1996)

- ve verzi publikované roku 1995 použity hodnoty kyselosti nebo síranů od roku 1850 pro 8 jader na Severní polokouli a pro 6 jader na Jižní polokouli
- Severní polokoule (IVI NH): jednotlivá jádra mezi sebou hůře korelovatelná – přecenění erupcí ve vyšších šířkách – IVI NH dobře korelovatelné s ostatními vulkanickými indexy a vysokofrekvenčními teplotními záznamy
- Jižní polokoule (IVI SH): lepší korelace mezi jednotlivými jádry – IVI SH dobře korelovatelné s ostatními vulkanickými indexy, ale ne s vysokofrekvenčními teplotními záznamy
- ve verzi publikované v roce 1996 IVI rozšířené na posledních 2000 let

8.3 Interakce oceán – atmosféra

8.3.1 Termohalinní cirkulace

- procesy v oceánech a interakce s atmosférou podmiňují rozvrstvení oceánu:
 - a) směšovací povrchová vrstva (mixed surface layer) – několik desítek metrů od 60° z.š. k pólům, 400 m na 40° z.š. a 100–200 m na rovníku
 - b) termoklinní vrstva, kde klesá teplota a roste hustota s hloubkou – stabilně zvrstvená, působí jako bariéra mezi teplejší povrchovou a chladnější hlubší vrstvou
 - c) hluboká vrstva (a deep layer) – studená a hustá voda – pohyb vody zde souvisí s kolísáním hustoty v důsledku rozdílů v salinitě a teplotě
- ve směšovací povrchové vrstvě je pohyb vody podmíněn působením větru – mořské proudy, povrchové víry

termohalinní cirkulace – souvisí s povrchovými procesy (downwelling studené a slané vody v severní části Atlantského oceánu a v oblasti Weddelova moře v Antarktidě jako kompenzace k upwellingu) – přenos vody mezi severním Atlantikem a severním Pacifikem 500–1000 let, celá globální cirkulace 1500 let

- změna v termohalinní cirkulaci může podmínit změny klimatu v měřítku století a tisíciletí
- pohlcování atmosférického CO₂ v oceánech
- anomálie povrchových teplot oceánů (SST – sea surface temperature) významně ovlivňují klima Evropy (např. NAO), Afriky a Jižní Ameriky

8.3.2 ENSO

- ENSO = El Niño – Southern Oscillation (Jižní Oscilace) – interval 2-7 roků:

a) oceánská složka

- El Niño (Ježíšek) – každoroční rovníkový protiproud podél peruánského pobřeží k jihu v létě
- **studená fáze ENSO (La Niña)**: teplé vody v západním Pacifiku, studené ve východním (Humboldtův proud + upwelling, výrazná pasátová cirkulace)
- **teplá fáze ENSO (El Niño)**: teplá anomálie povrchových vod v Tichém oceánu šířící se od jihoamerického pobřeží na západ, která se spojí s teplou anomálií vznikající v oblasti datové hranice (zeslabení upwellingu a pasátové cirkulace)

b) atmosférická složka

- index Jižní oscilace (SOI) – rozdíl přízemního tlaku vzduchu mezi Tahiti ve Francouzské Polynésii a Darwinem v Austrálii – charakterizuje intenzitu pasátové cirkulace
- Walkerova cirkulace – charakterizuje cirkulaci podél rovníku ve vertikálním řezu
- studená fáze ENSO: intenzivní pasáty, cirkulační buňka s konvekcí nad Austrálií (srážky)
- teplá fáze ENSO: oslabení pasátů, přesun oblasti intenzivní konvekce nad střední část Tichého oceánu (Austrálie – subsidence vzduchu, sucho)

8.4 Skleníkový jev

- klima Země je závislé na rovnováze mezi pohlceným slunečním zářením a dlouhovlnným vyzařováním Země do meziplanetárního prostoru → v ročním a globálním průměru platí:

$$IS (1 - \alpha Z) / 4 = \sigma T^4$$

IS – solární konstanta

αZ – planetární albedo

4 – poměr plochy povrchu Země a plochy kruhu s poloměrem rovným poloměru Země

σ – Stefan-Boltzmannova konstanta

T – absolutní teplota

- pro současné hodnoty IS a αZ je $T = 255 \text{ K}$ ($-18 \text{ }^\circ\text{C}$), ale průměrná teplota na Zemi je 288 K ($15 \text{ }^\circ\text{C}$)
- rozdíl obou teplot $33 \text{ }^\circ\text{C}$ je důsledkem skleníkového efektu atmosféry: atmosféra je poměrně dobře propustná pro krátkovlnné sluneční záření, ale pohlcuje část dlouhovlnného vyzařování zemského povrchu prostřednictvím tzv. skleníkových plynů (GHG)
- příspěvek jednotlivých plynů ke skleníkovému efektu: vodní pára $20,6 \text{ }^\circ\text{C}$, oxid uhličitý $7,2 \text{ }^\circ\text{C}$, ozon v troposféře $2,4 \text{ }^\circ\text{C}$, oxid dusný $1,4 \text{ }^\circ\text{C}$, methan $0,8 \text{ }^\circ\text{C}$, ostatní plyny $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$
- díky antropogenní činnosti dochází k růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře → zesilování skleníkového efektu atmosféry
- hlavní antropogenní zdroje skleníkových plynů:
 CO₂ – spalování fosilních paliv, výroba cementu, odlesňování, změny v land-use
 CH₄ – pěstování rýže, chov skotu, spalování biomasy, těžba a přeprava uhlí a zemního plynu
 N₂O – dusíkatá minerální hnojiva, spalování fosilních paliv a biomasy, doprava
 O₃ v troposféře – oxidace uhlovodíků

Examples of greenhouse gases that are affected by human activities. [Based upon Chapter 3 and Table 4.1]

	CO ₂ (Carbon Dioxide)	CH ₄ (Methane)	N ₂ O (Nitrous Oxide)	CFC-11 (Chlorofluoro -carbon-11)	HFC-23 (Hydrofluoro -carbon-23)	CF ₄ (Perfluoro- methane)
Pre-industrial concentration	about 280 ppm	about 700 ppb	about 270 ppb	zero	zero	40 ppt
Concentration in 1998	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
Rate of concentration change ^b	1.5 ppm/yr ^a	7.0 ppb/yr ^a	0.8 ppb/yr	-1.4 ppt/yr	0.55 ppt/yr	1 ppt/yr
Atmospheric lifetime	5 to 200 yr ^c	12 yr ^d	114 yr ^d	45 yr	260 yr	>50,000 yr

^a Rate has fluctuated between 0.9 ppm/yr and 2.8 ppm/yr for CO₂ and between 0 and 13 ppb/yr for CH₄ over the period 1990 to 1999.

^b Rate is calculated over the period 1990 to 1999.

^c No single lifetime can be defined for CO₂ because of the different rates of uptake by different removal processes.

^d This lifetime has been defined as an "adjustment time" that takes into account the indirect effect of the gas on its own residence time.

Oxid uhličitý CO₂:

Nárůst koncentrací o 31 % od roku 1750 – tato koncentrace nebyla překročena posledních 420 tisíc let a pravděpodobně také 20 miliónů let – současná míra vzestupu nemá analogii nejméně za 20 tisíc let – ¾ antropogenních emisí CO₂ v posledních 20 letech pocházejí ze spalování fosilních paliv, zbytek ze změn v land-use (odlesňování) – oceán a pevnina pohlcují asi polovinu antropogenních emisí CO₂ – kolísání ročních přírůstků CO₂ souvisí s variabilitou klimatu (např. ENSO) a se změnami v pohlcování a uvolňování na pevninách a oceánech.

Methan CH₄:

Nárůst koncentrací od roku 1750 o 151 % a dále pokračuje – současné koncentrace nedosaženy za posledních 420 tisíc let – v 90. letech se oproti 80. letům nárůst koncentrací zpomalil a stal se variabilnějším – něco více než polovina současných emisí CH₄ je antropogenního původu – významný nárůst koncentrací CH₄ v důsledku emisí CO.

Oxid dusný N₂O:

Oproti roku 1750 nárůst koncentrací o 17 % a dále pokračuje – současné koncentrace nepřekonány za posledních 1000 let – asi třetina současných emisí N₂O je antropogenního původu.

Ozon O₃:

Pokles O₃ ve stratosféře má za následek negativní radiační působení – v troposféře vzrostly koncentrace O₃ o 36 % od roku 1750, hlavně díky antropogenním emisím plynů produkujících ozon – pozitivní radiační působení O₃ významně regionálně proměnlivé a reaguje mnohem rychleji na změny v emisích než jiné GHG.

8.5 Atmosférické aerosoly

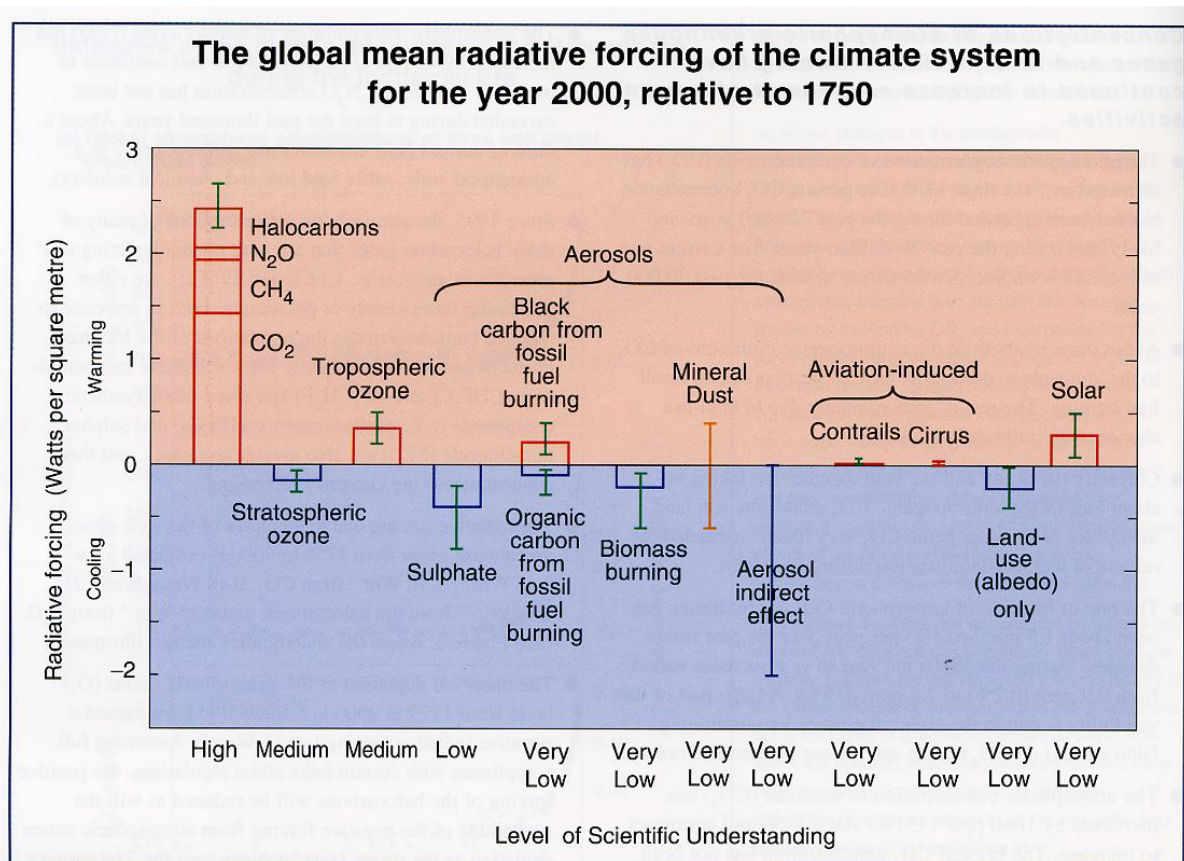
- prachové částice, mořská sůl, sírany, dusičnany, černý uhlík (saze), organické částice
- prachové částice a mořská sůl méně významné pro větší rozměry, černý uhlík absorbuje záření a způsobuje oteplení okolního vzduchu
- antropogenní aerosoly rozptylem i pohlcováním záření snižují intenzitu slunečního záření dosahujícího povrchu (růst obsahu aerosolů a optické mocnosti oblaků – „solar dimming“)
- **radiační působení antropogenních aerosolů (AA)** v porovnání se skleníkovými plyny:
 - a) kratší doba setrvávání částic AA v atmosféře
 - b) časově a prostorově nehomogenní působení AA
 - c) působení AA je největší v průběhu dne a v létě
 - d) AA závisí nelineárně na emisích a interagují s částicemi přirozených aerosolů
 - e) význam síranových aerosolů (hygroskopické)
- **přímé radiační působení AA:**
 - a) zpětný rozptyl a pohlcování krátkovlnného záření
 - b) obvykle malá absorpce dlouhovlnného záření

- přímé radiační působení AA od před-industriálního období je odhadováno na -0,5 až -1,9 W.m⁻²

- **nepřímé radiační působení AA:**
 - a) vznik oblaků – role částic AA jako kondenzačních jader
 - b) životnost oblaků – vyšší počet částic snižuje velikost oblačných částic, tedy prodlužuje životnost oblaku a zároveň zvětšuje při stejném množství vody v oblaku celkovou plochu pro odraz záření

- nepřímé radiační působení AA od před-industriálního období je odhadováno na -0,3 až -1,4 W.m⁻²

8.6 Klimatotvorné faktory a kolísání teploty



Radiační působení jednotlivých klimatotvorných faktorů (*Houghton et al., eds., 2001*)
vzhledem k roku 1750

Literatura:

Benestad, R. E. (2003): *Solar Activity and Earth's Climate*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 287 s.

Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Xiaosu, D., eds. (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 944 s.

PAGES News, 13, 2005, č. 3, s. 2-22 (též CLIVAR Exchanges, 11, 2005, č. 1).

Robock, A. (2000): Volcanic eruptions and climate. *Review of Geophysics*, 38, č. 2, s. 191–219.