

# 7. ZÁKLADNÍ KLIMATOTVORNÉ FAKTORY

## 7.1 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, fakule)
- **sluneční skvrny** – chladnější místa ve sluneční fotosféře o teplotě kolem 4500 K, vznikající v oblastech zesíleného magnetického pole (místa zpomalení konvekce sluneční hmoty a tím i ochlazení)
- 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 0,1-0,2 %)
- s ohledem na hodnoty R a další proxy data charakterizující sluneční činnost (např.  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ) lze rekonstruovat dlouhodobé změny v hodnotě solární konstanty a dávat je do souvislosti s rekonstruovanými teplotními řadami

## 7.2 VULKANICKÁ ČINNOST

- vulkanickou činností (zejména erupce) se dostává do ovzduší velké množství prachových a plynných příměsí
- doba setrvání částic je závislá na jejich velikosti
- 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

### 7.3 INTERAKCE OCEÁN - ATMOSFÉRA

- výměna tepla, výpar, změny hustoty vody, stříh větru
- tyto procesy 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
- **upwelling** – výstupný pohyb vody z větších hloubek (1-2 m/den)
- **hlubokooceánská cirkulace** – souvisí s povrchovými procesy (pokles 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 této cirkulaci může podmínit změny klimatu v měřítku století a tisíciletí
- pohlcování atmosférického CO<sub>2</sub> v oceánech

- anomálie povrchových teplot oceánů (SST – sea surface temperature) významně ovlivňují klima Evropy (např. NAO), Afriky a Jižní Ameriky

### 7.3.2 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)
    - dopady ENSO (např. teplota vzduchu, telekonekce, srážky a povodně, rybolov)

### 7.4 SLENÍKOVÝ JEV

- klima Země je závislé na rovnováze mezi pohlceným slunečním zářením a dlouhovlnným vyzařováním Země do meziplanetárního prostoru → v ročním a globálním průměru platí:
 
$$I_S (1 - \alpha_Z) / 4 = \sigma T^4$$
  - $I_S$  – solární konstanta
  - $\alpha_Z$  – planetární albedo
  - 4 – poměr plochy povrchu Země a plochy kruhu s poloměrem rovným poloměru Země
  - $\sigma$  – Stefan-Boltzmannova konstanta
  - T – absolutní teplota
- pro současné hodnoty  $I_S$  a  $\alpha_Z$  je  $T = 255 \text{ K}$  ( $-18 \text{ °C}$ ), ale průměrná teplota na Zemi je  $288 \text{ K}$  ( $15 \text{ °C}$ )
- rozdíl obou teplot  $33 \text{ °C}$  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 °C, oxid uhličitý 7,2 °C, ozon v troposféře 2,4 °C, oxid dusný 1,4 °C, methan 0,8 °C, ostatní plyny 0,6 °C
- díky antropogenní činnosti dochází k růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře → zesilování skleníkového efektu atmosféry
- hlavní antropogenní zdroje skleníkových plynů:  
 CO<sub>2</sub> – spalování fosilních paliv, výroba cementu, odlesňování, změny v land-use  
 CH<sub>4</sub> – pěstování rýže, chov skotu, spalování biomasy, těžba a přeprava uhlí a zemního plynu  
 N<sub>2</sub>O – dusíkatá minerální hnojiva, spalování fosilních paliv a biomasy, doprava  
 O<sub>3</sub> v troposféře – oxidace uhlovodíků

## 7.5 ATMOSFÉRICKÉ AEROSOLY

- přirozené a antropogenní aerosoly
- **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
- **nepřímé radiační působení AA:**
  - a) vznik oblaků – role částic AA jako kondenzačních jader
  - b) životnost oblaků – vyšší počet částic snižuje velikost oblačných částic