

5. Doposud pozorované změny v atmosféře a biosféře

5.1. Změny koncentrace skleníkových plynů

Skleníkové plyny tvoří plynné komponenty atmosféry a rozlišujeme ty, které se v atmosféře vyskytují přirozeně a ty, které označujeme jako antropogenní (tedy dostávají se do atmosféry vlivem činnosti člověka). Skleníkové plyny absorbují (ale také emitují) radiaci o specifických vlnových délkách, kterou nazýváme terestrická radiace (může být pojmenována také jako dlouhovlnná radiace anebo tepelná radiace), která je vyzařována zemským povrchem, atmosférou samotnou a oblačností. Díky tomuto pohlcování tepelné radiace plyny vzniká tzv. skleníkový efekt. Primární skleníkové plyny v zemské atmosféře jsou vodní pára (H_2O), oxid uhličitý (CO_2), oxid dusný (N_2O), metan (CH_4) a ozón (O_3). Tyto plyny se v atmosféře vyskytují přirozeně (proto i skleníkový efekt je přirozený proces), ale také jsou jejich koncentrace zvyšovány lidskou činností (a tak i skleníkový efekt je zesilován). Navíc se v atmosféře vyskytuje skupina, výlučně lidskou činností vytvořených, plynů. Patří sem řada uhlovodíků (laicky freony), halony a další chloridy či brom metany, jejichž koncentrace jsou kontrolovány Montrealským Protokolem (úmluva mezi více než 190 státy, která byla přijata v roce 1987 a která je primárně zaměřena na snižování plynů v atmosféře, které narušují stratosférickou ozonovou vrstvu). Mimoto jsou Kyotským protokolem (který byl přijat v roce 1997; průmyslové země se v něm zavázaly snížit emise skleníkových plynů minimálně o 5 %. USA a Kanada nepodepsaly nebo odmítly ratifikaci, přičemž se na produkci skleníkových plynů podílejí velkou měrou) kontrolovány plyny CO_2 , N_2O , CH_4 a další plyny jako fluorid sírový (SF_6), hydrogenované fluorovodíky (HFCs) a polyfluorovodíky (PFCs), (IPCC, 2013).

Systematická měření skleníkových plynů v atmosféře začala během posledních šesti dekad na různých místech zeměkoule a v různých časech. Dřívější koncentrace plynů v atmosféře (určují se pro rok 1750, toto období označujeme jako pre-industriální) byla a jsou rekonstruována pomocí analyzování vzduchu, který je zadržován v polárních ledovcových jádrech nebo v materiálu, který nazýváme firn (jedná se o přechodné stádium mezi sněhem a ledem, vzniká opakovaným roztáváním a mrznutím sněhu). Pro uspokojivou představu jsou koncentrace skleníkových plynů udávány právě pro rok 1750 a pro současnost a tak je možné porovnat koncentrace před industriálním obdobím, pro které uvažujeme minimální vliv člověka na zvyšování koncentrace skleníkových plynů. Jednotky, ve kterých jsou koncentrace skleníkových plynů udávány, jsou $\mu\text{mol mol}^{-1}$ (parts per milion: ppm), nmol mol^{-1} (parts per bilion: ppb) nebo pmol mol^{-1} (parts per trilion: ppt).

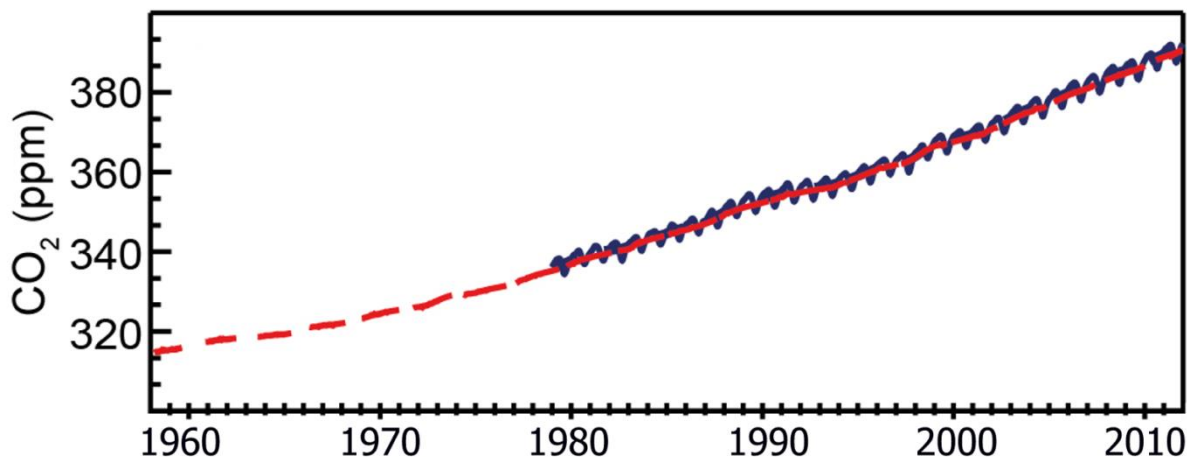
Mezi lety 1998 až 2005 se koncentrace skleníkových plynů navýšila, čímž zvýšila svůj vliv na tzv. radiační působení¹ (dále RF – Radiative Forcing) o 9 %. Od roku 2005 se výskyt skleníkových plynů v atmosféře dále zvyšuje, nicméně koncentrace, respektive vliv na RF některých příměsí, jejichž produkce a použití jsou kontrolovány Montrealským Protokolem, klesá. Na základě in situ pozorování byl stanoven nárůst RF o 7.5 % právě díky skleníkovým plynům, přičemž oxid uhličitý (CO_2) se na

¹ Hnacími silami změny klimatu jsou přírodní a antropogenní látky a procesy, které mění energetickou bilanci Země. Radiační působení (dále RF – Radiative forcing) vyjadřuje změny toků energie vyvolané změnami těchto hnacích sil pro rok 2011 oproti roku 1750, pokud není uvedeno jinak. Kladné radiační působení vede k oteplení povrchu, záporné radiační působení vede k jeho ochlazení. Radiační působení se odhaduje podle pozorování in situ a dálkových pozorování, vlastností skleníkových plynů a aerosolů a na základě výpočtů pomocí numerických modelů reprezentujících pozorované procesy. Některé emitované sloučeniny ovlivňují atmosférické koncentrace jiných látek. Radiační působení lze vykazovat podle změn koncentrace jednotlivých látek. Alternativně lze vykazovat radiační působení určité sloučeniny podle emisí, což představuje bezprostřednější propojení s lidskou činností. Zahrnuje to příspěvky všech látek ovlivněných touto emisí. Celkové antropogenní radiační působení podle těchto dvou přístupů je identické, pokud jsou uvažovány všechny příčiny. (IPCC, 2013).

tomto nárůstu podílel z 80 %. Mimoto bylo zaznamenáno navýšení v průměrném tempu růstu metanu (CH_4) z ~ 0.5 ppb rok^{-1} během let 1999-2006 na ~ 6 ppb rok^{-1} v období 2007-2011. (IPCC, 2013)

Oxid uhličitý (CO_2)

Přesné a precizní systematické měření atmosférického CO_2 na Havaji na ostrově Mauna Loa a na jižním pólu bylo založeno panem Charlesem Davidem Keelingem (*20. dubna 1928, † 20. června 2005) z Institutu oceánografie (SIO Scripps Institution of Oceanography) na konci padesátých let (Keeling et al., 1976a; Keeling et al., 1976b). Globální průměr CO_2 od začátku průmyslové revoluce je znázorněn na obrázku 5.1.



Obr. 5.1: Atmosférické koncentrace oxidu uhličitého (CO_2) z Mauna Loa ($19^\circ 32' \text{ s.š.}$, $155^\circ 34' \text{ z.d.}$ – červená čárkovaná linka) a Jižního pólu ($89^\circ 59' \text{ j.š.}$, $24^\circ 48' \text{ z.d.}$ – černá linka) od roku 1958

Hlavním rysem v současném záznamu koncentrace CO_2 je dlouhodobý nárůst a mezisezónní cyklus vyplývající z fotosyntézy a respirace terestrické vegetace, zvláště na severní polokouli. Hlavními přispěvateli ke zvyšujícímu se CO_2 jsou spalovaná fosilní paliva a změny v tzv. land use (tedy ve využívání krajiny). Během posledních několika dekád to bylo právě spalování fosilních paliv, které způsobilo zvyšování koncentrace CO_2 , jak dokazuje řada pozorovaných důkazů. Od roku 2005 se koncentrace CO_2 zvýšila o 11.7 ppm na celkových 390.5 ppm v roce 2011. Tempo růstu koncentrace CO_2 je každým rokem variabilní (tato meziroční variabilita je dána menšími změnami v bilanci mezi fotosyntézou a respirací vegetace), nicméně bylo vypočítáno, že v průměru narůstá každým rokem, a to o 1.7 ppm (jak bylo stanoveno z dat v období 1980 až 2011). Od roku 2011 se tento roční nárůst zvýšil na 2.0 ppm za rok (Tans, 2009).

Metan (CH_4)

Celosvětový průměr v koncentraci metanu byl v roce 1750 722 ± 25 ppb, nicméně lidský vliv na koncentraci CH_4 možná začal již o tisíce let dříve než v této době, kterou označujeme jako pre-industriální. V roce 2011 byl globální roční průměr 1803 ± 2 ppb. Přímá atmosférická měření CH_4 byla započata v roce 1978. V období 1980-1998 koncentrace CH_4 klesala, v období 1999-2006 byla zaznamenána stabilizace a od roku 2007 do 2011 nárůst (Rigby et al., 2008; Dlugokencky et al., 2009). Nejpravděpodobnější ovladače atmosférického nárůstu CH_4 byly nezvykle vysoké teploty v Severním ledovém oceánu v roce 2007 a nadprůměrné srážky v tropech během let 2007 a 2008. (Etheridge et al., 1998; Dlugokencky et al., 2005; Ruddiman, 2003; Ferretti et al., 2005; Ruddiman, 2007)

Oxid dusný (N_2O)

Autoři: Trnka M., Žalud Z., Hlavinka P, Bartošová L a kol.

V roce 2011 byl globální průměr N_2O byl 324.2 ppb, což znamená nárůst o 5.0 ppb od roku 2005. A zároveň to znamená navýšení koncentrace oxidu dusíku o 20 % od roku 1750 (stanoveno s pomocí dat z ledovcových vrtů, kdy byla koncentrace stanovena na 270 ppb). Měření koncentrace N_2O a jeho izotopů ve vzduchových bublinách firnu naznačují jeho nárůst (minimálně od začátku padesátých let). Tyto koncentrace jsou ovládány emisemi z půd, které byly ošetřovány syntetickými a organickými (hnůj) dusíkatými hnojivy. Od systematických měření koncentrace N_2O , která začala na konci sedmdesátých let, je možné pozorovat nárůst a to v průměru o 0.75 ppb za rok. N_2O je v současné době považován za třetí nejvýznamnější skleníkový plyn (předchází mu CO_2 a CH_4). (Prather et al., 2012; Rockmann and Levin, 2005; Ishijima et al., 2007; Davidson, 2009; Syakila and Kroeze, 2011).

Fluorid sírový (SF_6), hydrogenované fluorovodíky (HFCs) a polyfluorovodíky (PFCs)

Množství těchto skleníkových plynů se zvyšuje relativně rapidně, nicméně jejich příspěvek k RF je menší než 1 %. Sloučeniny HFC nahradily chlor-fluorované uhlovodíky (tzv. CFC), které známe spíše pod názvem freony (ty jsou jejich nejznámější podskupinou) a jejichž koncentrace, díky Montrealské dohodě, v současné době klesají. HFC-134a se v současné době používá v klimatizaci osobních vozidel a také v rozprašovacích aplikátorech (nahradil tak freon CFC-12). V roce 2011 byla jeho koncentrace 62.7 ppt (což bylo o 28.2 ppt více, než v roce 2005). Nejvyšší emise tohoto plynu jsou měřeny nad severní Amerikou, Evropou a nad západní Asií. Dalším významným plynem je HFC-23, nejvyšší emise jsou měřeny nad západní Asií (pro představu - tento plyn má životnost 222 let v atmosféře). Třetím nejvýznamnějším plynem je HFC-143a, jehož koncentrace také narůstají. Dále se sleduje řada dalších plynů ze skupiny HFC.

Sloučeniny PFC (kam řadíme nejvýznamnější CF_4 – tetrafluorometan a C_2F_6 – hexafluoroetan), jejichž životnost se pohybuje od 50 do 10 tisíc let, jsou emitovány jako vedlejší produkty při zpracování hliníku a jsou používány pro plazmové leptání elektroniky. CF_4 je do atmosféry přirozeně uvolňován z litosféry a tak bylo možné pomocí vzduchových bublin firnu (z Grónska a jižního pólu) stanovit koncentraci 34.7 ± 0.2 ppt pro rok 1750. V roce 2011 byla koncentrace stanovena na 79.0 ppt.

Hlavním zdrojem fluoridu sírového (SF_6) jsou elektrické rozvodné sítě, produkce magnesia a výroba polovodičů. Globální roční průměr byl 7.29 ppt v roce 2001 (narostl tak o 1.65 ppt od roku 2005). (IPCC, 2013).

Výše popsané skleníkové plyny (CO_2 , CH_4 , N_2O , SF_6 a sloučeniny fluorovodíků) jsou vedeny pod hlavičkou Kjótského protokolu. Následující skupina skleníkových plynů (tzv. CFC, HCFC) je obsažena v Montrealské úmluvě.

Látky porušující ozónovou vrstvu

Označují se jako ODS (z anglického Ozone-Depleting Substances). Do této skupiny patří sloučeniny CFC a nebo HCFC, které obecně nebo komerčně nazýváme freony (jedná se o různé halogenderiváty, nejčastější jsou chlor-fluorované uhlovodíky). Tyto sloučeniny byly od 30. let používány v chladicích zařízeních, v aerosolech, hasicích přístrojích nebo čisticích prostředcích.

Koncentrace CFC sloučenin v atmosféře klesají a to díky úspěšné redukci emisí na základě přijetí a zavedení úmluv Montrealského protokolu. Nejvyšších koncentrací v troposféře dosahovaly sloučeniny CFC v období 2000-2004, po té klesly o 13.8 ppt na 528.5 ppt v roce 2011.

Naopak sloučeniny HCFC v atmosféře narůstají. Tři nejvýznamnější HCFC látky poměrně intenzivně zvyšují svůj obsah v atmosféře. Např. koncentrace látky HCFC-22 (halogenderivát metanu, který se dříve používal ve sprejích a jako chladivo v klimatizačních zařízeních) se od roku 2005 navýšila o 44.5 ppt na 213.3 ppt v roce 2011. Rozvinuté země emise této látky snižují, nicméně oblasti jako jižní a jihovýchodní Asie emise naopak výrazně zvyšují a přispívají tak k jejich celkovému nárůstu. (IPCC, 2013).

Vodní pára

Stratosférická vodní pára má významnou úlohu v radiační bilanci Země a v chemickém složení stratosféry a výrazně se podílí na skleníkovém efektu. Zvyšující se koncentrace stratosférické vodní páry způsobuje oteplování troposféry a naopak ochlazování stratosféry (Manabe and Strickler, 1964; Solomon et al., 2010), a zároveň způsobuje zvyšování ztrát stratosférického ozónu O₃ (což dále vede k zeslabování ozonové vrstvy a propouštění UV-B záření od Slunce k zemskému povrchu). Vodní pára vstupuje do stratosféry přes chladnou tropickou tropopauzu. Když nasycené vzduchové masy procházejí touto chladnou oblastí, tak se zde většina vodní páry vykondenzuje, což způsobí, že vzduch ve spodních vrstvách stratosféry je extrémně suchý. A protože se teplota vzduchu v tropopauze sezónně mění, stejně tak se výrazně mění i výskyt vodní páry ve stratosféře. Během druhé poloviny 20. století tak byla zaznamenána výrazná variabilita a vzestupný trend v množství stratosférické vodní páry. Od roku 1996 pak nebyl významný nárůst pozorován. Satelitní globální měření následně potvrdily výraznou variabilitu v množství vodní páry během let 1992-2011 s postupným poklesem po roce 2000 a následným nárůstem po roce 2005. Nicméně vzhledem k velké variabilitě a také krátké době měření je spolehlivost trendu vodní páry ve stratosféře poměrně nízká. Množství vodní páry ve stratosféře je nejdéle a systematicky měřeno od roku 1980 na lokalitě v USA pomocí balonové sondy (Colorado, Boulder). (Stenke and Grewe, 2005; IPCC, 2013).

Ozón

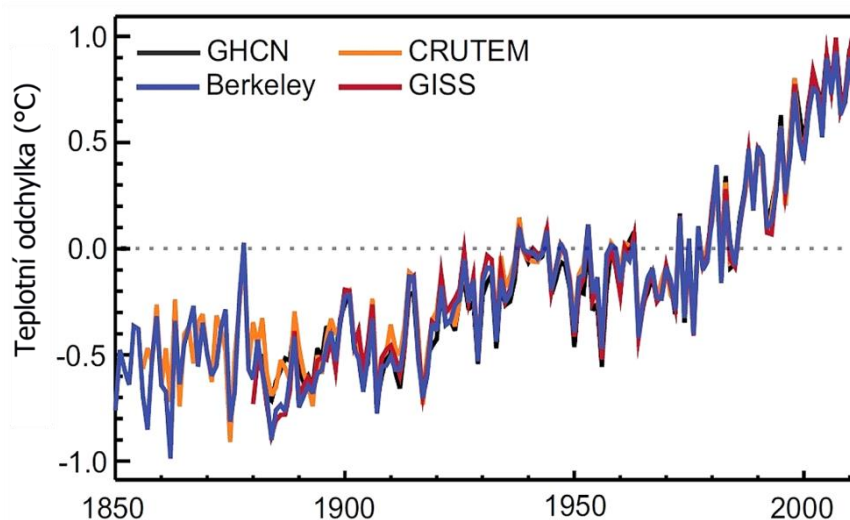
Troposférický ozón je tzv. stopový plyn s krátkou životností, který má původ ve stratosféře anebo je produkován během chemických reakcí jiných sloučenin. Jedná se o významný skleníkový plyn, který má zároveň vliv na lidské zdraví a vegetaci. Měření globálního troposférického ozónu je poměrně náročné (vzhledem k tomu, že jeho množství je vysoce variabilní díky ročním obdobím, výšce a lokaci). Nicméně studie ukazují rozsáhlý nárůst troposférického ozónu nad celou severní hemisférou, a to od roku 1970 (důvěryhodnost tohoto tvrzení je každopádně považována za střední) (IPCC, 2013).

Aerosoly

Je velmi pravděpodobné, že množství aerosolů se snížilo nad Evropou a východní částí USA od roku 1990, a naopak se zvýšilo nad východní a jižní Asii od roku 2000. Tyto rozdílné regionální posuny byly měřeny pomocí tzv. dálkového průzkumu Země, který zaznamenává celkové atmosférické zatížení aerosoly. Pokles tohoto zatížení nad Evropou a Severní Amerikou je shodný s pozemním měřením částic vzduchových mas (IPCC, 2013).

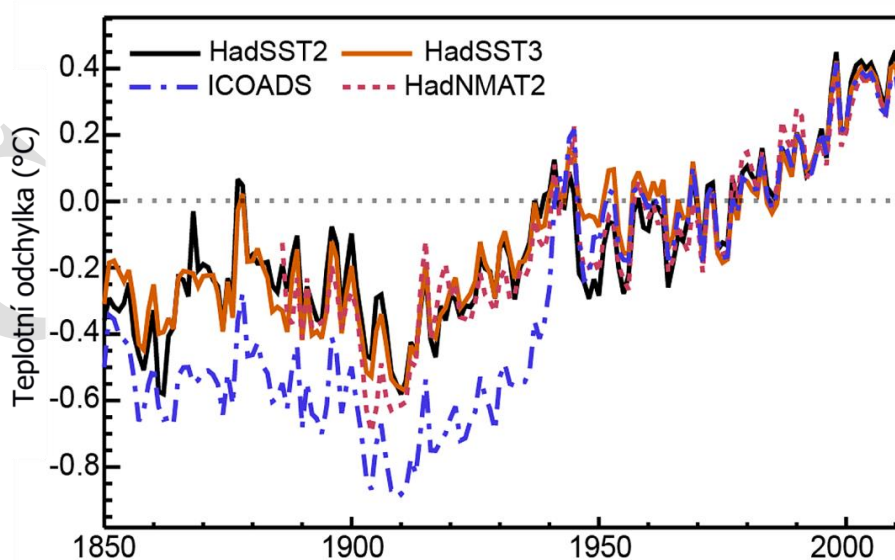
5.2. Trendy povrchové teploty

Je jisté, že globální průměrná povrchová teplota se zvyšuje od konce 19. století. Všechny poslední tři dekády vykazovaly vyšší teploty nad zemským povrchem než všechny předcházející dekády, během kterých probíhalo přístrojové měření teploty. Zároveň první dekáda 21. století byla ta nejteplejší. V rámci vyhodnocení trendů povrchové teploty je možné rozdělit zeměkouli na oblasti souší a oceánů. Průměrná teplota souší (bývá označovaná jako LSAT – z angl. Land-Surface Air Temperature) se zvýšila během období přístrojových měření s tím, že míra oteplování je přibližně dvojnásobná, než míra oteplování nad oceány, a to od roku 1979. Díky dostupným přístrojovým metodám, vyššímu počtu digitálních záznamů teploty a novým zpracováním datových souborů je možné lépe porozumět regionálním teplotním změnám a zlepšit zpracování měřených dat a jejich interpretaci. Lineární teplotní trendy získané několika vědeckými týmy jsou znázorněny na obrázku 5.2.



Obr. 5.2: Globální roční průměrná teplota souši. Graf znázorňuje teplotní odchylky vztahované k období 1961 – 1990. Data vycházejí z nejnovějších verzí čtyř rozdílných datových řad (Berkeley, CRUTEM, GHCN and GISS)

Povrchová teplota moří (bývá označována jako SST – z angl. Sea Surface Temperature) a teplota vzduchu nad hladinou moře (bývá označováno jako MAT – z angl. Marine Air Temperature) se zvyšují od začátku 20. století (obr. 5.3). V posledních letech se výrazně zvýšila dostupnost a kompletnost dat a datových řad. Informace o SST jsou v současné době dostupné z různých zdrojů a získávány pomocí různých měřících metod (např. i satelitní data). Všechny tyto inovace přispívají k lepšímu pochopení a k odstranění nejistot, které v minulosti zhoršovaly výpovědní hodnotu těchto dat. Nicméně je v současné době jednoznačné, že povrchová teplota moří a teplota vzduchu nad hladinou moře se zvyšuje od konce 19. století a od roku 1950.



Obr. 5.3: Globální roční průměrná teplota hladiny moří (SST) a noční mořská teplota vzduchu (NMAT). Graf znázorňuje teplotní odchylky vztahované k období 1961 – 1990. Data

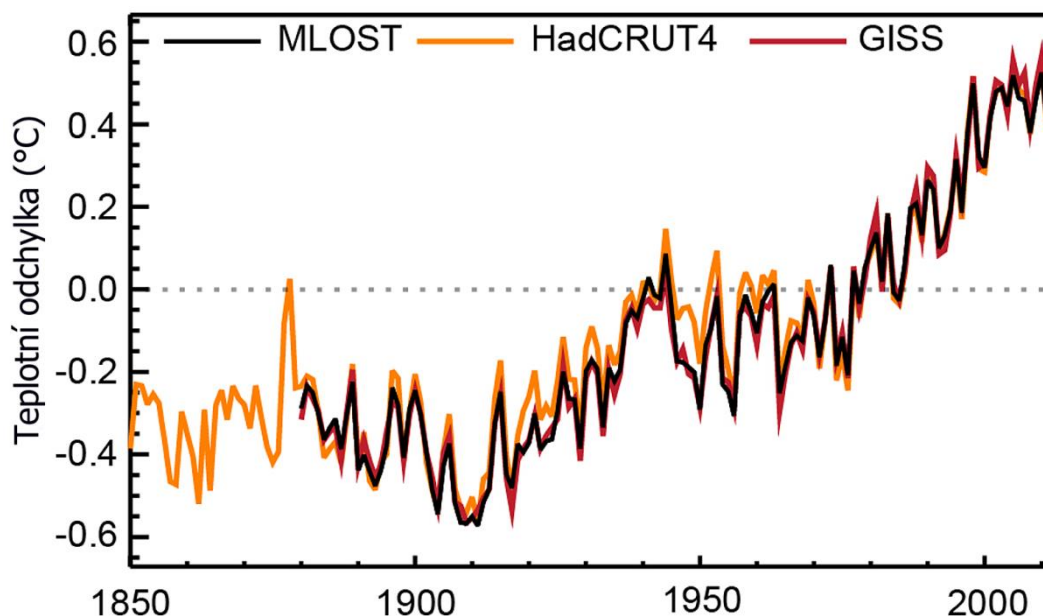
vycházejí z datových sítí pozorujících povrchovou teplotu moří (HadSST2, HadSST3, ICOADS) a noční teplotu vzduchu nad mořskou hladinou (HadNMAT2)

Lineární trend globální průměrné teploty, a to kombinované teploty povrchu souše a oceánů, potvrdil oteplování o $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ (v rozmezí od 0.65 do $1.06\text{ }^{\circ}\text{C}$) během období 1880-2012 (tyto výsledky vycházejí z několika nezávislých datových souborů – tab. 1). Celkové zvýšení mezi průměrem za období 1850-1900 a za období 2003-2012 je $0.78\text{ }^{\circ}\text{C}$ (0.72 až $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$), a to na základě jednoho nejdelšího dostupného datového souboru (Obr. 5.4). Od roku 1901 téměř celá zeměkoule zaznamenala zvyšování teploty; změny jsou patrné na obr. 5.5. Oteplování neprobíhalo lineárně; nejvyšší nárůsty teplot probíhaly ve dvou vlnách a to zhruba v období od 1900 do 1940 a následně pak od roku 1970 a stále dál.

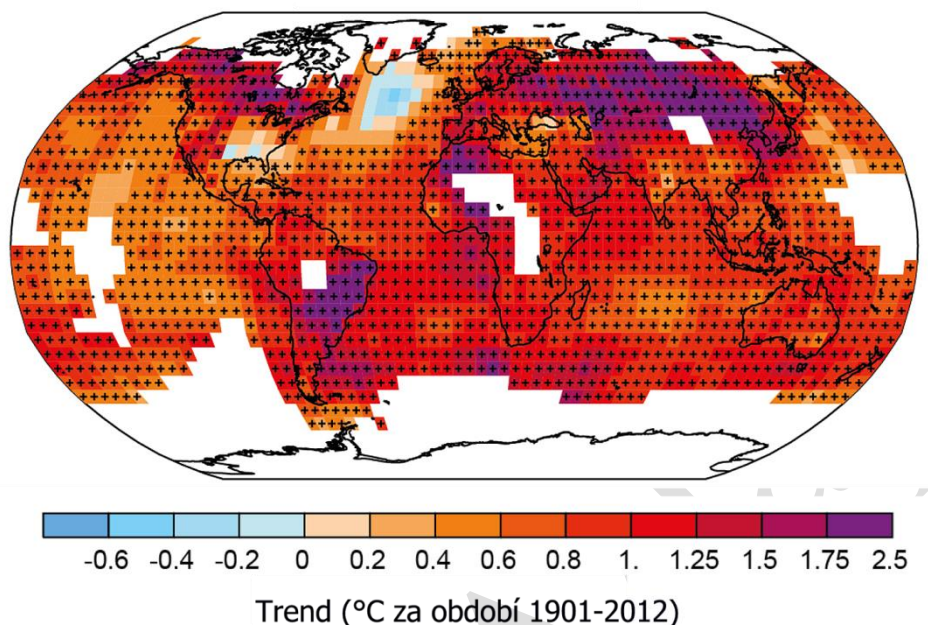
Globální průměrná teplota vykazuje kromě robustního oteplování také výraznou meziroční a mezidekádní variabilitu. A vzhledem k této přirozené variabilitě, teplotní trendy vycházející z krátkodobých měření nerepresentují dostatečně a obecně dlouhodobé klimatické trendy. Jako příklad může posloužit míra oteplování pozorovaná během 15-ti letého období (1998-2012), která byla $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ za dekádu. Toto období a jeho oteplování započalo efektem El Niño, které bylo výrazně silné. Pro porovnání, lineární teplotní trend pro období 1951-2012 je $0.12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Velká variabilita v teplotních trendech během krátkých period je zřejmá také díky teplotním trendům pro patnáctiletá období započínající roky 1995, 1996 a 1997 - $0.13\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $0.07\text{ }^{\circ}\text{C}$. (IPCC, 2013).

Tab. 1: Teplotní trendy globální průměrné teploty za různá časové období vycházející z různých a na sobě nezávislých datových souborů

Data	Trendy za dekády ($^{\circ}\text{C}$)				
	1880-2012	1901-2012	1901-1950	1951-2012	1979-2012
HadCRUT4	0.062 ± 0.012	0.075 ± 0.013	0.107 ± 0.026	0.106 ± 0.027	0.155 ± 0.033
NCDC MLOST	0.064 ± 0.015	0.081 ± 0.013	0.097 ± 0.040	0.118 ± 0.021	0.151 ± 0.037
GISS	0.065 ± 0.015	0.083 ± 0.013	0.090 ± 0.034	0.124 ± 0.020	0.161 ± 0.033



Obr. 5.4: Globální roční průměrná teplota povrchu (kombinovaná teplota pro souše a moře). Graf znázorňuje teplotní odchylky vztahované k období 1961 – 1990. Data vycházejí z nejnovějších verzí tří rozdílných datových řad (HadCRUT4, GISS and NCDC MLOST)

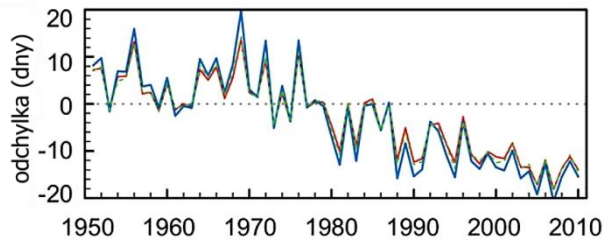
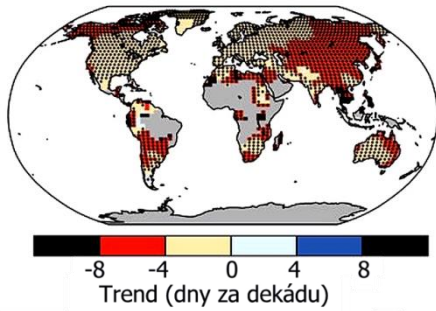


Obr. 5.5: Změny povrchové teploty během let 1901 – 2012 znázorněné pomocí lineárních trendů. Trendy byly počítány, pokud dostupná data umožňovala robustní odhad (tj. pouze u gridových boxů s více než 70 % pokrytím období daty a více než 20 % dostupných dat v prvních a posledních 10 % časového období). Bílé oblasti znamenají neúplná, anebo zcela chybějící data. Gridové boxy označené křížkem znamenají signifikantní změnu

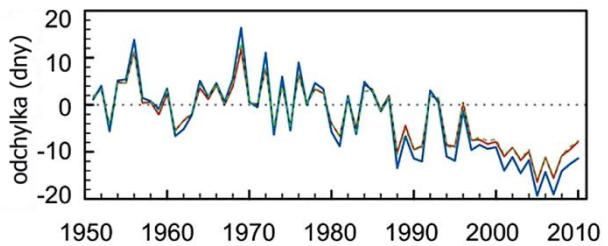
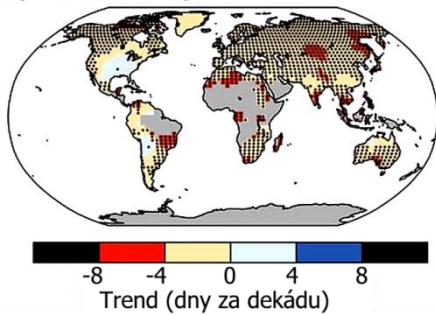
5.3. Změny výskytu charakteristických dní

Zhruba od roku 1950 byly pozorovány změny u mnoha extrémních povětrnostních a klimatických jevů. Je velmi pravděpodobné, že se v globálním měřítku počet chladných dnů a nocí snížil (obr. 5.6) a počet teplých dnů a nocí naopak zvýšil (obr. 5.7). V některých oblastech světa (asijsko-tichomořský region nebo oblast Eurasie) se počet teplých nocí zdvojnásobil a naopak počet chladných nocí o polovinu snížil zhruba od poloviny 20. století. (IPCC, 2013).

a) Chladné noci

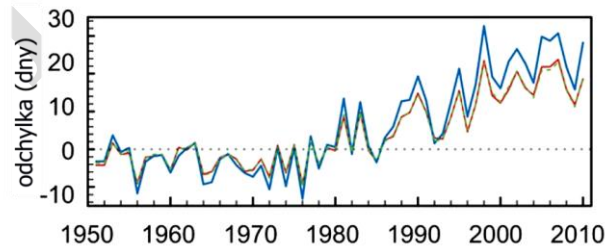
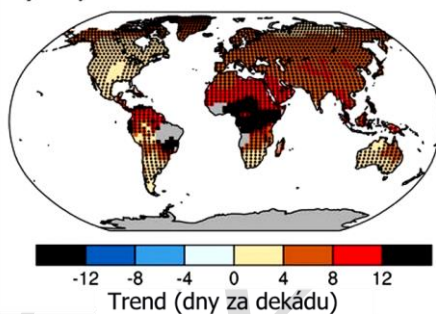


b) Chladné dny

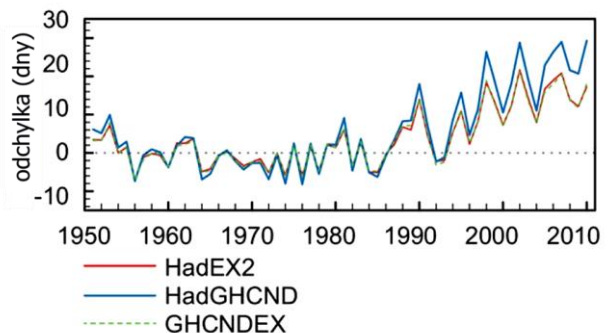
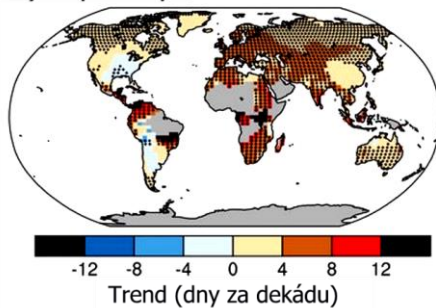


Obr. 5.6: Trendy v roční frekvenci extrémních teplot během období 1951 – 2010 pro (a) chladné noci a (b) chladné dny. Grafy vpravo znázorňují odchylku v počtu těchto dní či nocí vztahenou k období 1961 – 1990. Grafy byly vytvořeny na základě tří datových řad: HadEX2 (červená linka); HadGHCND (modrá linka) a GHCNDEX (zelená linka)

a) Teplé noci



b) Teplé dny



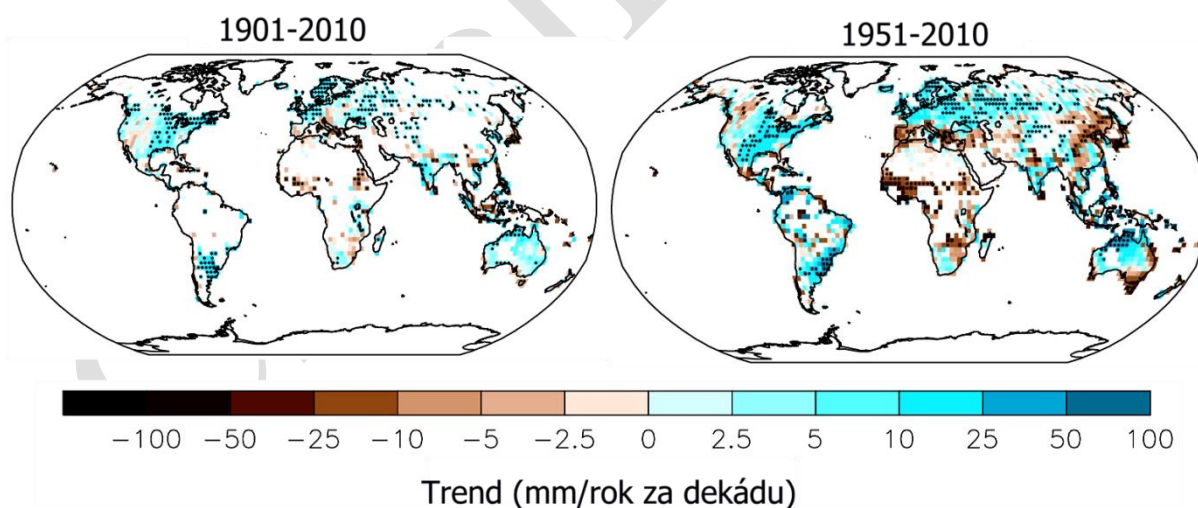
Obr. 5.7: Trendy v roční frekvenci extrémních teplot během období 1951 – 2010 pro (a) teplé noci a (b) teplé dny. Grafy vpravo znázorňují odchylku v počtu těchto dní či nocí vztahenou

k období 1961 – 1990. Grafy byly vytvořeny na základě tří datových řad: HadEX2 (červená linka); HadGHCND (modrá linka) a GHCNDEX (zelená linka)

5.4. Trendy srážek

Změny v úhrnech srážek, které byly doposud zaznamenány, je poměrně náročné hodnotit a kvantifikovat. Je to způsobeno poměrně velkou náročností v přesném popsání distribuce srážek. Některé místní srážkové trendy se zdají být poměrně robustní, ale po té, co jsou data virtuálně rekonstruována pro větší oblasti, výsledné řady průměrných globálních srážek ukazují poměrně malé a nepodstatné změny od roku 1900. Nicméně nejdelší pozorovaná řada srážkových úhrnů trvajících od roku 1901 do roku 2008 tak ukázala nárůst v průměrných globálních úhrnech. A to o 1.01 – 2.77 mm srážek ročně za dekádu. Srážkové trendy vyhodnocované pro kratší období trvajících od roku 1951 do 2008 ale ukazují různé nesignifikantní trendy (ubývání i narůstání srážek). Tyto rozdíly mezi jednotlivými datovými řadami naznačují, že dlouhodobý globální nárůst srážek je diskutabilní a nejistý. Zároveň jsou tyto nejasnosti způsobeny neúplnými či nedostatečnými pozorovanými řadami, a to zvláště v období 1901 – 1950.

Prostorové změny srážek jsou znázorněny na obr. 5.8. Ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule je zřejmý celkový průměrný nárůst srážek. Tento nárůst je patrnější po roce 1951. Pro všechny ostatní oblasti existují pouze data neúplná, nekvalitní a neexistuje obecná shoda nad různými trendy zobrazenými různými datovými řadami. Nicméně různé místní, krátkodobé trendy je možné vypořádat. Je pravděpodobné, že v roce 2000 byl zaznamenán náhlý pokles srážek v středních zeměpisných šířkách jižní polokoule, který je dále provázen suchými periodami, které byly zaznamenány krátce poté. Dále srážky v tropických oblastech se během poslední dekády navýšily, což je opačný vývoj k období 1970 – 1990, kdy bylo možné v této oblasti pozorovat ubývání srážek a vysychání oblasti.



Obr. 5.8: Mapa pozorovaných změn srážek od roku 1901 do roku 2010 a od roku 1951 do roku 2010

Zároveň se od roku 1950 vyskytuje vyšší počet silných srážek ve většině regionech zeměkoule. Toto zvyšování počtu silných úhrnů (jak četnost, tak intenzita srážek) je patrnější pro Severní Ameriku a Evropu.

Ve většině oblastí (Severní Amerika, Evropa, jižní a východní Asie) byl zaznamenán pokles v počtu sněhových srážek (což bylo také doprovázeno zvyšující se teplotou během zimních období). Satelitní i

místní pozorování ukázaly signifikantní trendy v redukcí trvání sněhové pokrývky na severní polokouli během posledních 90-ti let (s tím, že nejvyšší pokles byl zaznamenán v 80. letech) – více o rozsahu a trvání sněhové pokrývky v kapitole 5.7.4. (IPCC, 2013).

5.5. Změny v oceánech

Oceány ovlivňují klima tím, že fungují jako úložiště anebo prostředí pro transport velkého množství teplých vodních mas, sladkovodních mas a uhlíku a zároveň zde probíhá výměna těchto látek mezi oceány a atmosférou. Zhruba 93 % přebytku tepelné energie uložené v Zemi za posledních 50 let je uchováno v oceánech. Více než tři čtvrtiny celkové výměny vody mezi atmosférou a Zemským povrchem probíhají díky evaporaci a srážkám právě nad hladinou oceánů. Zároveň oceány obsahují 50x více uhlíku než je obsaženo v atmosféře a zároveň v současné době přispívají ke zpomalení míry klimatické změny tím, že absorbují zhruba 30 % antropogenních emisí oxidu uhličitého (CO₂), které se do ovzduší dostávají spalováním fosilních paliv, produkcí cementu, odlesňováním a díky dalším změnám ve využívání krajiny (Mikaloff-Fletcher et al., 2006; Le Quere et al., 2010; Church et al., 2011; Levitus et al., 2012; Schmitt, 2008; Sabine et al., 2004).

Nedostatek dlouhodobých globálních měření oceánů a časté změny v pozorovacích a měřicích systémech zhoršují dokumentaci, chápání a prezentaci změn a vývoje trendů oceánů. Nicméně navzdory nedostatku historických dat, je v současné době možné identifikovat signifikantní trendy v řadě proměnných, které charakterizují chování oceánů z hlediska klimatických změn. Patří sem například pozorování teplot oceánů, hladin oceánů, salinita a biochemické změny.

Je jednoznačné, že horní vrstvy oceánů (tedy vrstva horních 700 m) se oteplily za období 1971 – 2010 nejvíce (a je pravděpodobné, že toto oteplování probíhalo již také v období 1870 – 1971). V globálním měřítku je oteplení oceánů největší poblíž povrchu, přičemž horních 75 m se v období 1971-2010 oteplilo rychlostí 0.11 °C za dekádu. Tento výsledek potvrdily tři na sobě nezávislé a konzistentní metody pozorování a měření, které zahrnují četné analýzy podpovrchové teploty vody, data o povrchové teplotě moří získaných pomocí satelitních měření a zároveň záznamy nárůstu hladiny moří. Oteplování vody v oceánech o 0.11 °C za dekádu se obecně snižuje, pokud budeme klesat a půjdeme do hlubších vrstev. Tento teplotní trend klesá o 0.04 °C na každých 200 m za dekádu, anebo o 0.02 °C na každých 500 m za dekádu. Nicméně je pravděpodobné, že v hlubších vrstvách vodního sloupce (700 – 2000 m) se oceán oteplil v průměru během let 1957 až 2009. O 1000 m hlouběji (tedy v rozmezí 2000 – 3000 m) nebyla zaznamenána žádná změna (IPCC, 2013).

5.5.1. Změny hladiny oceánů

Úroveň hladiny moří se liší a pohybuje podle toho, jak se ochlazují či oteplují oceány. K tomuto oteplování či ochlazování dochází díky přirozeným přesunům vodních mas mezi oceány a kontinenty, mezi oceány a ledovými pokrývky a díky redistribuci vody v rámci samotných oceánů (v důsledku slapových jevů a změn v oceánické a atmosférické cirkulaci). Hladiny moří mohou narůstat anebo klesat v rozmezí hodin či století, prostorový rozsah se pohybuje od méně než 1km² až do globálních rozsahů a také v rámci výšky nárůstu hladiny je možné pozorovat rozmezí od několika milimetrů po několik metrů (díky přílivům a odlivům). Mořská hladina reflektuje a integruje celou řadu klimatických signálů a měření pohybu mořských hladin má nejdéle běžící systém pozorování, který se během let rozvíjel a měnil.

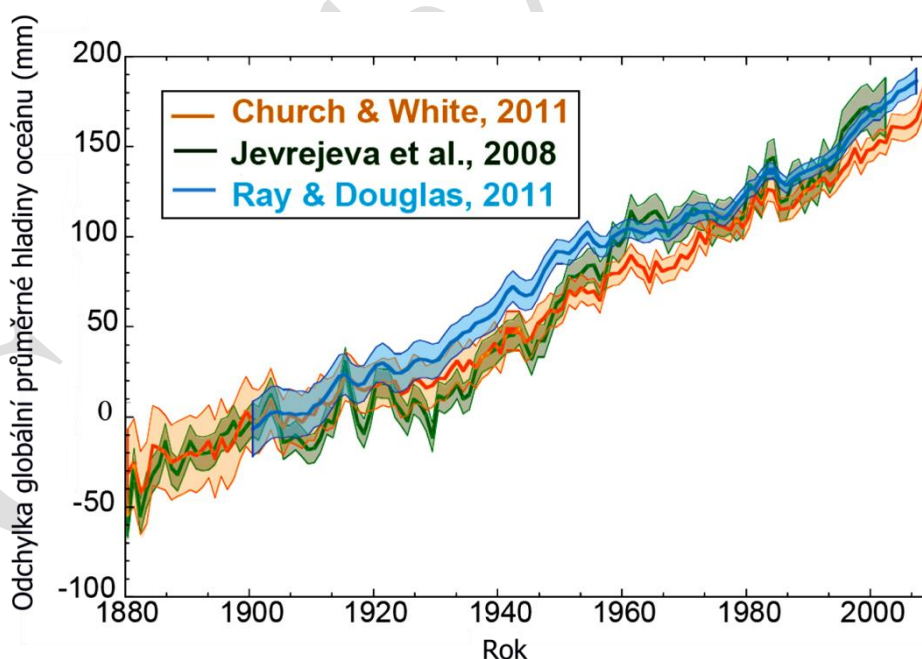
Existují 4 pozorovací lokality na severní polokouli, které mají nepřerušené řady pozorování a trvají od roku 1700. Do konce roku 1800 přibyly další měřicí zařízení pro měření odlivů a přílivů na severní polokouli (na pobřežích severní Ameriky) a také v Austrálii a na Novém Zélandu na jižní polokouli. Čidla na měření slapových jevů byla na začátku 20. století umístována na ostrovy vzdálené kontinentálním pobřežím, nicméně většina ostrůvků, která byla výrazně vzdálena pobřežím, neměla

čidla pro měření slapových jevů a obecně klimatických proměnných až do roku 1970. Aby bylo možné přesně detekovat hladinu moří v závislosti na klimatu, je zároveň nutné měřit na stejném místě vertikální pohyb zemského povrchu pomocí GPS (Globální Polohovací Systém, z angl. Global Positioning System) a provádět korekci pohybu hladiny moří právě k pohybu zemského povrchu. Tak byla tato zařízení nainstalována teprve v nedávné době (GPS jsou dostupná až od začátku devadesátých let) a zaznamenávají pohyb zemských ploch tak přesně, jak jen to je možné společně s měřením pohybu mořské hladiny.

Hladina moří se zvýšila během 20. století, a to na celé zeměkouli (obr. 5.8). Průměrná globální hladina moří se zvýšila v letech 1901 – 2010 o 0.19 m (změna se pohybuje v rozmezí 0.17 až 0.21 m). Míra zvyšování hladiny je 1.7 mm za rok v období 1900 – 2010. Pro porovnání během let 1993 – 2010 byla průměrná míra zvýšení hladiny 3.2 mm za rok. Tento odhad pro období 1993-2010 je stanoven díky několika na sobě nezávislých studií a pozorovacích systémů, která vycházejí z měření pomocí výškoměrů a čidel na zaznamenávání slapových jevů. K podobným nárůstům hladiny velmi pravděpodobně došlo také v letech 1920 až 1950, kdy se hladiny moří zvýšily díky multidekádní klimatické variabilitě.

Oteplování oceánů v jeho horních vrstvách (700 m) velmi pravděpodobně přispívá ke zvyšování hladiny moří a to o 0.6 mm za rok od roku 1971. Ohřívání vody oceánů v rozmezí 700 – 2000 m pravděpodobně také přispívá ke zvyšování hladin a to o 0.1 mm za rok.

Je velmi pravděpodobné, že tempo růstu hladiny moří se na severní polokouli urychlilo od začátku 19. století (od roku 1800) a následně pokračovalo během 20. století. Zároveň míru a tempo nárůstu je možné pozorovat na dlouhodobých datech od roku 1875 a to díky výsledkům od několika na sobě nezávislých vědeckých týmů a s použitím různých metodických postupů (IPCC, 2013).



Obr. 5.8: Odchylka globální průměrné hladiny oceánů v mm. Data vychází z rozdílných měřících přístrojů a metodik tak, jak byla inovována v čase a zároveň vychází ze tří různých vědeckých přístupů

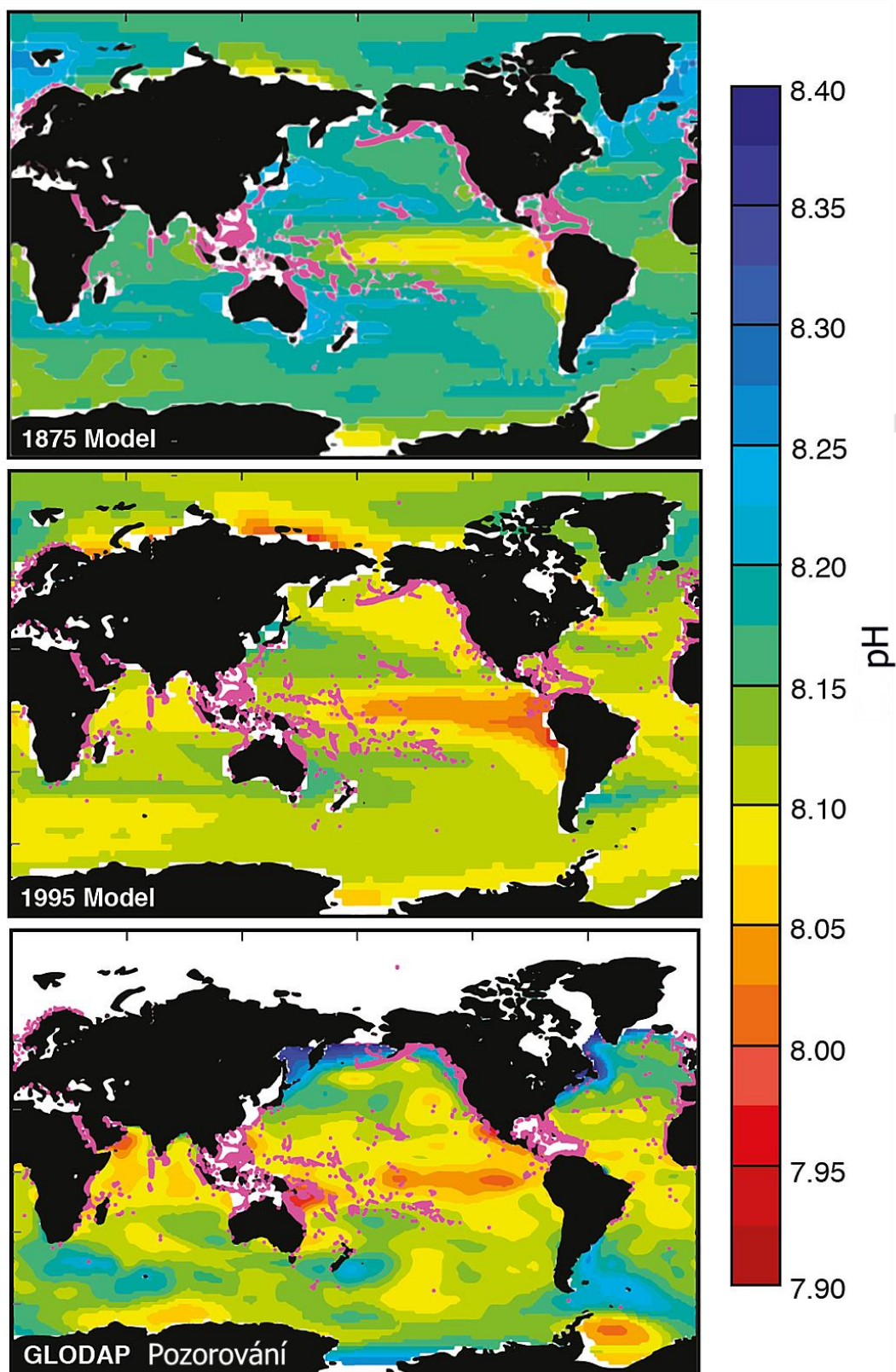
5.5.2. Změny chemismu oceánů

Oceány fungují jako velký sklad oxidu uhličitého (CO_2). Rezervoár anorganického uhlíku v oceánech je přibližně 50x větší než v atmosféře. Proto i malé změny nebo jakákoliv narušení této zásobárny uhlíku mohou mít vliv na koncentraci CO_2 v atmosféře. Oceán zároveň funguje jako důležité úložiště pro tzv. antropogenní uhlík (C_{ant}), ten který vzniká lidskou činností. V současné době je cca 30 % lidskou činností vyprodukovaného CO_2 uloženo právě v oceánech.

Během období 1994 až 2010 se zvýšil obsah C_{ant} (antropogenního uhlíku) uloženého v oceánech. Tento nárůst je odhadován v rozmezí 1.0 až 3.2 PgC^2 za rok, celkové množství je odhadováno na 155 PgC v roce 2010 (nicméně tato hodnota je stanovena zároveň s nejistotou $\pm 20\%$). Narůstající množství C_{ant} v oceánech zároveň podporuje závěry, že v oceánu dochází k tzv. sekvestraci (ukládání) antropogenního oxidu uhličitého. Absorpce CO_2 oceány tak mění chemickou rovnováhu mořské vody a zároveň termodynamickou rovnováhu mezi oxidem uhličitým a vodou. Rozpuštěný CO_2 vytváří díky reakci s mořskou vodou slabou kyselinu (H_2CO_3) a zároveň jak CO_2 v mořské vodě narůstá, tak pH a stav nasycení anionu uhličitanového (CO_3^{2-}) a uhličitanu vápenatého (CaCO_3) klesá, zatímco narůstá množství hydrogenuhličitanu (HCO_3^-). Střídání v celkovém oceánickém rozpuštěném anorganickém uhlíku a parciálním tlaku oxidu uhličitého ze vzduchu odráží změny v procesu přirozeného cyklu uhlíku a také v absorpci antropogenního CO_2 z atmosféry. Průměrné pH povrchových vod se pohybuje v rozmezí 7.8 až 8.4 na otevřeném moři, což znamená, že v současné době jsou oceány mírně bazické ($\text{pH} > 7$). Absorpce CO_2 oceány znamená postupnou acidifikaci (okyselování) mořské vody; tento proces nazýváme acidifikace oceánů (obr. 5.9).

Acidifikace (okyselování) oceánů je proces, díky kterému se snižuje pH (to probíhá během dlouhých period, během dekád) a je primárně způsoben absorpcí oxidu uhličitého z atmosféry. Tento děj okyselování probíhá také přirozeně, nicméně díky absorpci antropogenního CO_2 z atmosféry je v současné době zesilován. Během posledních dvou a půl století oceán absorboval cca 155 PgC z atmosféry. Tento přirozený proces přináší zisk společnosti v tom, že snižuje hladinu skleníkových plynů v atmosféře, a zmenšuje tak některé vlivy globálního oteplování. Nicméně absorpce uhlíku oceánem má signifikantní vliv na chemismus oceánů. Průměrné pH povrchových vod oceánů se snížilo o hodnotu 0.1 (z 8.2 na 8.1), a to od začátku průmyslové revoluce. Zároveň platí, že pokud toto okyselování bude i nadále pokračovat, může být průměrné pH povrchových vod oceánů nejnižší za posledních 50 milionů let. Když CO_2 reaguje s mořskou vodou, vzniká kyselina uhličitá (H_2CO_3), která je vysoce reaktivní a snižuje koncentrace anionu uhličitanového a zároveň tak může ovlivnit proces formování mořských ulit, lastur a skořápek mořských živočichů (jako jsou korály, plankton nebo korýši). Tento proces tak může v následujících dekádách ovlivnit základní biologické a chemické procesy v mořských vodách. Následky změn pH, CO_3^{2-} a saturace minerálů CaCO_3 jsou v současné době zkoumány a obecně vliv změn chemismu oceánů na organismy a ekosystémy bude v budoucnu i nadále studován a vyhodnocován (IPCC, 2013).

² Pg – jedná se o hmotnostní jednotku – petagram. Podle SI (System International) vyjadřuje předpona „peta“ 10^{15} nebo exponenciálně vyjádřeno 1E15. 1 kilogram odpovídá 1.0E-12 petagramů. 1 gram je potom 1.0E-15 petagramů.



Obr. 5.9: Modelované dekádní průměrné hodnoty pH na povrchu moří pro roky 1875 (nejvyšší obrázek) a 1995 (prostřední obrázek). Na spodním obrázku jsou pozorovaná data vyplývající z dat projektu GLODAP (z angl. Global Ocean Data Analysis Project). Oblasti s korálovými útesy jsou znázorněny pomocí růžových bodů. Bílá místa označují plochy bez dostupných dat

Živiny

Obsah živin v oceánech je ovlivněn lidskou činností zvláště díky splavu pesticidů v přímořských oblastech, dále ukládáním živin v atmosféře a zároveň měnící se potřebou živin v různých vrstvách oceánů. Globálně se zvyšuje používání dusíkatých hnojiv v zemědělství, což je doprovázeno zvyšující se eutrofizací pobřežních vod. Zároveň satelitní pozorování nárůstu chlorofylu potvrdila jeho šíření v tzv. oligotrofních vodách oceánů. Nicméně doposud neexistují dlouhodobá měření, která by mohla kvantifikovat obsah živin a tak není možné vyhodnotit trendy nárůstu či poklesů živin v oceánech (Galloway et al., 2008; IPCC, 2013).

5.5.3. Změny v intenzitě mořských bouří

Silné bouřky, jako tropické či extratropické cyklóny nazýváme obecně cyklóny (tzv. tlakové níže), ale mohou mít i své regionální jména a to například tajfun v jihovýchodní Asii, hurikán v Atlantském oceánu nebo Willi-Willi v Austrálii. Tropické cyklóny mohou vytvořit silné příbojové, nárazové vlny podél pobřeží. Četnost těchto příbojů závisí na dráze bouřek, místní hloubce vod, hydrodynamice podél pobřeží a na přispění intenzity mořských vln. Globálně není možné tvrdit, že by se vyskytovaly výrazné změny v aktivitě tropických cyklón během 20. století. Nicméně lokálně je možné pozorovat jasný nárůst ve frekvenci a intenzitě těch nejsilnějších tropických cyklón nad Severním Atlantikem, a to od roku 1970. V budoucnu se pravděpodobně míra tropických bouří nebude globálně zvyšovat, případně zůstane stejná, nicméně je pravděpodobné, že globálně se zvýší průměrné srážky a maximální rychlost větru (IPCC, 2013).

5.6. Změny v kryosféře

Kryosféra je jednotný název pro složky, které společně tvoří zemskou soustavu pocházející z vody a jsou tvořeny ledovými krystaly. Kryosféru tvoří řada složek: sníh, zmrzlé řeky a jezera, mořský led; ledovcový pokryv, šelfové ledovce, ledovce a ledovcové čapky; a zároveň zmrzlá půda, která se vyskytuje na pevnině anebo na dně oceánů. Životnost jednotlivých složek je velice rozdílná. Například zmrzlé řeky a jezera řadíme mezi jevy krátkodobé povahy, které nepřežijí od zimy do léta; mořský led postupuje anebo ustupuje společně s měnícím se ročním obdobím, ale například Arktický led (v Severním ledovém oceánu) může přežít až několik let. Naopak Antarktický ledovcový pokryv je poměrně stabilní a je pravděpodobné, že se zformoval před 14 milióny lety. Nicméně všechny složky kryosféry jsou neodmyslitelně citlivé na změny teploty vzduchu a srážky, a proto také na měnící se klimatické podmínky.

Kryosféra není ale jen pasivním indikátorem klimatických změn. Změny v jednotlivých složkách kryosféry mohou mít a mají signifikantní a trvající vliv na fyzikální, biologický a sociální systém. Ledovcové pokryvy a ledovce mají hlavní kontrolu nad hladinou moří na celé zeměkouli; rozpuštěný led z těchto složek může ovlivňovat globální cirkulaci oceánu a samotné mořské ekosystémy; zároveň rozpouštění ledovců v oblastech blízkých lidským sídlům a společnosti může mít přímý vliv na stav vodních zdrojů anebo na turismus. Zmenšování trvale zasněžených ploch a mořského ledu může vést k zesilování místního oteplování díky změněnému albedu. Změny v míře zamrznutí půdy (zejména permafrost) mohou poškodit arktickou infrastrukturu a zároveň mohou přispívat k dalšímu zesilování skleníkového efektu díky uvolňování metanu (IPCC, 2013). Současně platí že změny v kryosféře jsou jedny z nejnázornějších dokladů probíhajících změn a dokladem, že se jedná o změny v geologických měřítcích (obr. 6.7).

5.6.1. Změny v Arktidě

Velká část celkového Arktického mořského ledu leží severně nad severním polárním kruhem (nad 60°N) a je obklopen zemí (Aljaška, Sibiř, Grónsko) a otevřenými vodními plochami s ostrůvky, které tvoří Kanadské arktické souostroví, Beringovo, Barentsovo a Grónské moře.

Pokryv arktického mořského ledu se mění v závislosti na ročním období. Průměrný rozsah ledu na moři je v letním období $6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (minimum mořského ledu je dosahováno obvykle v září na konci letního tání) a v zimě $15 \times 10^6 \text{ km}^2$ (maximum mořského ledu je dosahováno v průměru v měsících únoru nebo březnu).

Průměrný roční rozsah arktického mořského ledu v období 1979-2012 klesal rychlostí, která byla velmi pravděpodobně v rozsahu 3,5 až 4,1 % za dekádu (rozsah 0,45 až 0,51 milionu km^2 za dekádu) a u letního minima mořského ledu pak velmi pravděpodobně v rozsahu 9,4 až 13,6 % za dekádu (rozsah 0,73 až 1,07 milionu km^2 za dekádu). Průměrný pokles desetiletého průměrného rozsahu arktického mořského ledu byl nejrychlejší v létě; plošný rozsah klesal ve všech ročních obdobích a od roku 1979 v každé po sobě jdoucí dekádě. Na základě rekonstrukcí lze se střední spolehlivostí tvrdit, že v posledních třech dekádách byl ústup arktického mořského ledu v létě bezprecedentní a teploty povrchu oceánu byly mimořádně vysoké v porovnání s posledními minimálně 1450 lety.

Mořský led může mít různou životnost. Rozlišujeme jednoletý mořský led a víceletý (přetrvává dvě nebo více letních období). Oba tyto typy mořského zalednění se za posledních cca 30 let (za období 1979 – 2012) zmenšovaly. Jednoletý mořský led se zmenšoval rychlostí $11.5 \pm 2.1 \%$ za dekádu; víceletý led ubýval s větší rychlostí, a to $13.5 \pm 2.5 \%$ za dekádu.

V rámci mořského zalednění je možné sledovat také tloušťku ledu. Ta byla sledována v období 1980 – 2008 a byl stanoven průměrný pokles tloušťky, a to o 1.3 až 2.3 m. Pravdivost těchto závěrů je postavena na pozorování pomocí několika nástrojů či způsobů: podmořské sledování, využití elektromagnetických sond a využití satelitních výškoměrů. Zároveň bylo pomocí satelitních měření potvrzeno, že zeslabování tloušťky mořského ledu v Antarktidě probíhalo výrazně rychleji během tříletého období 2010 – 2012 v porovnání s obdobím 2003 – 2008.

Současně se sledováním tloušťky ledu je možné sledovat rychlost posunu ledu (led je unášený proudem na mořské hladině). Pohyb ledu ovlivňuje jeho tloušťku a přispívá k jeho rozpouštění, a to díky deformování ledu a vytváření volných vodních ploch, zároveň dochází k exportu ledu z polárních moří do nižších zeměpisných šířek, kde led roztává. Posun a deformace ledu je primárně odvislá od rychlosti větru a mořských proudů, ale závisí také na síle ledu, jeho drsnosti a hustotě. Výzkumy, které využívají plovoucí bóje, ukázaly nárůst v průměrné rychlosti přesunu ledu či ledových ker v období 1978 – 2007 a to v průměru o 17 % během zimy a o 8.5 % během léta za dekádu.

Výrazné regionální změny byly zaznamenány také v době trvání mořského ledu. Sezónnost obecně popisuje, jak se chová mořský led během jednoho roku z hlediska časových období, respektive popisuje celkovou dobu trvání ledového pokrytí, začátek růstu či formace ledu a konec růstu, pokles či rozpouštění ledu. Většina oblastí v Arktidě se vyznačuje zkracováním období s trváním mořského ledu. Jedna z nejvíce měnících se oblastí se táhne od Východosibiřského moře k západnímu Beaufortovu moři. V této oblasti se, během let 1979-2011 růst a formace mořského ledu započala o 41 ± 6 dní později, naopak pokles a zmenšování/tání ledu začalo o 49 ± 7 dní dříve. Celková doba trvání ledového pokrytí moře se tak zkrátila o 90 ± 16 dní. Toto tříměsíční prodlužování letního období bez ledového pokryvu stírá rozdíly v sezónnosti a zesiluje vliv na mořské ekosystémy (IPCC, 2013).

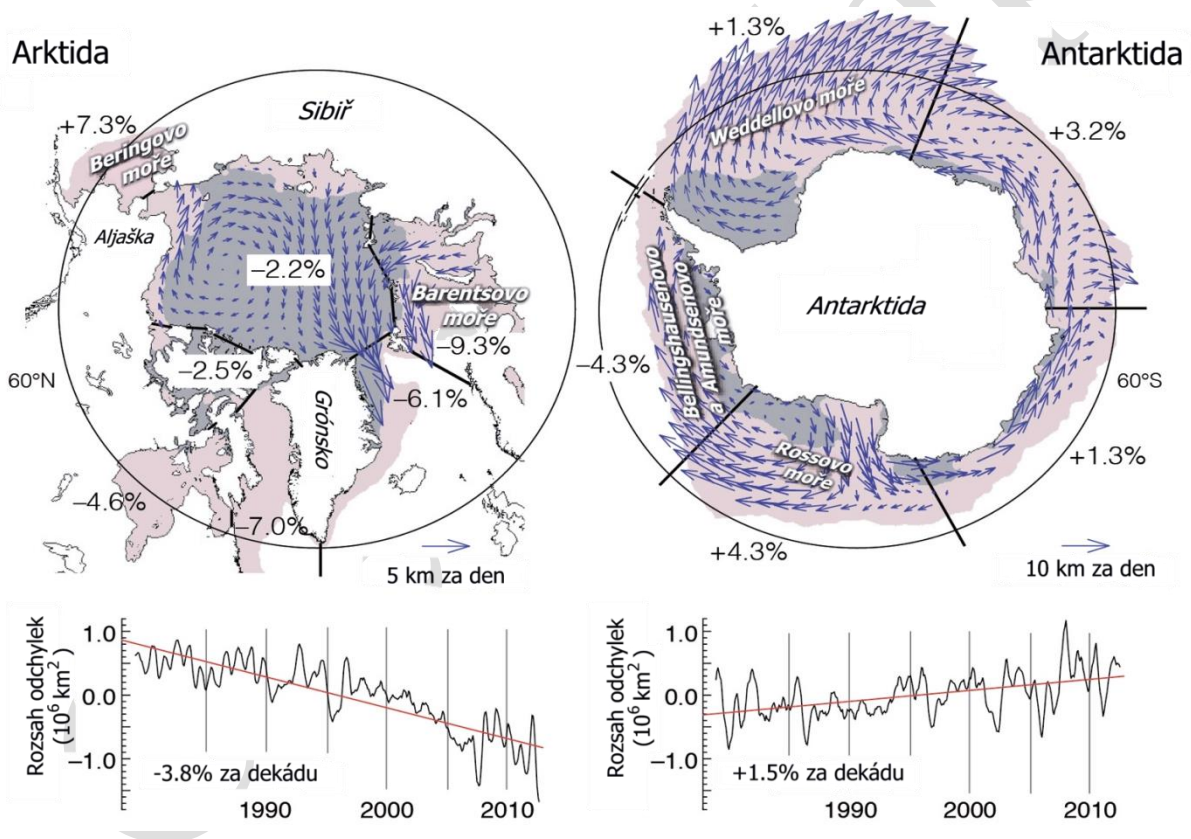
5.6.2. Změny v Antarktidě

Antarktida je polární oblast rozkládající se kolem jižního pólu Země. Nejbližší pevninou od tohoto čtvrtého největšího světadílu je jižní Amerika, která je vzdálena cca 1000 km (oblast mezi Antarktickým poloostrovem a Jižní Amerikou se nazývá Drakeův průliv). Objem ledu na Antarktidě je cca 25 miliard km^3 ; nezaledněné oblasti tvoří pouze horské vrcholy a jiné pusté oblasti bez ledu. Maximální mocnost antarktického ledovce je 4776 m (na jižní straně kontinentu), průměrná mocnost je pak 1829 m.

Je velmi pravděpodobné, že se průměrný roční rozsah antarktického mořského ledu v období let 1979 až 2012 zvyšoval rychlostí 1,2 až 1,8 % za dekádu (rozsah 0,13 až 0,20 milionu km² za dekádu). S vysokou spolehlivostí lze tvrdit, že existují velké regionální rozdíly této roční rychlosti, přičemž rozsah v některých oblastech narůstá, zatímco v jiných se snižuje.

Nicméně mnoho změn a charakteristik o Antarktickém ledovém pokryvu stále zůstává neznámo. Není například možné přesně vyhodnotit změny v tloušťce a objemu ledu z důvodu nedostatku věrohodných a adekvátních dat. Mořský led Antarktidy je více mobilní, v průměru tenčí, teplejší a s vyšší salinitou než mořský led Arktidy. Díky těmto různým vlastnostem mořského ledu se jedná o oblast méně dostupnou, jak pro techniky vzdáleného průzkumu Země tak díky poměrně velké vzdálenosti od obydlených kontinentů (IPCC, 2013).

Rozdíly mezi Arktidou a Antarktidou v míře nárůstu či poklesu zalednění moří a také v intenzitě posunu mořských ledových ker jsou znázorněny na obrázku 5.10. Z obrázku je patrné, že v oblasti Arktidy dochází spíše k poklesu zalednění, naopak v oblasti Antarktidy je možné pozorovat spíše nárůst mořského ledu. Zároveň je v oblasti Antarktidy patrný výraznější pohyb mořského ledu.



Obr. 5.10: Průměrná cirkulace mořského ledu (jeho nárůst či pokles) v dekádních trendech (vyjádřeno pomocí procent) v oblasti Arktidy a Antarktidy. Šipky znázorňují průměrný směr a rychlost pohybu ledových ker. Grafy pod mapkami znázorňují pokles (v případě Arktidy, levý graf) anebo nárůst (v případě Antarktidy, pravý graf) v rozsahu mořského pokrytí ledem a to za období 1979 – 2012

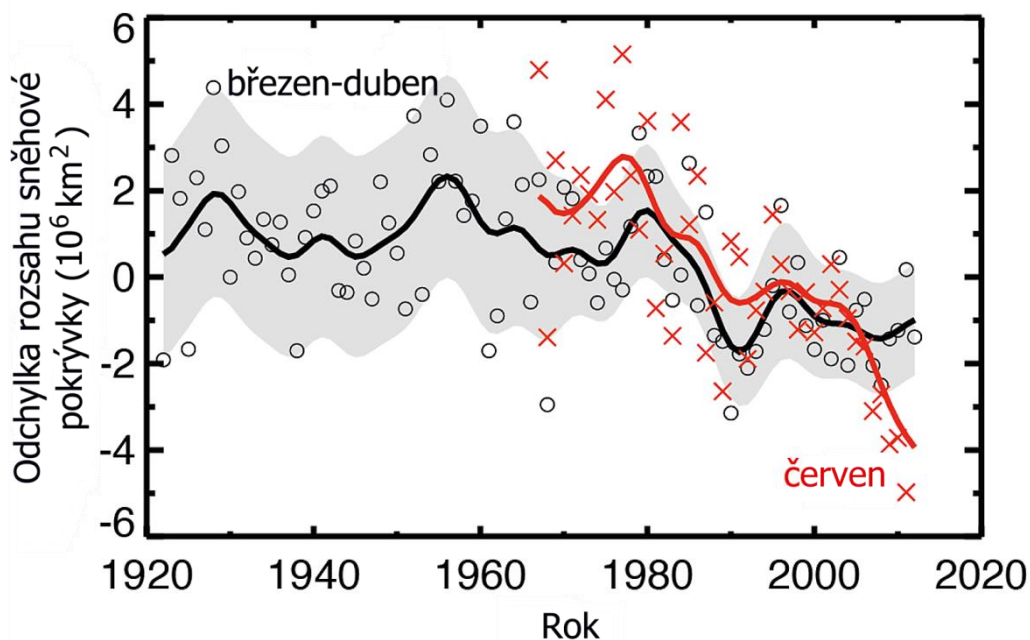
5.6.3. Změny v rozsahu a trvání sněhové pokrývky

Samotné sněhové srážky jsou součástí celkových srážek a jako takové jsou popsány v kapitole 5.4. V této kapitole se budeme věnovat sněhové pokrývce jakožto klimatickému indikátoru, který se

usazuje na zemském povrchu. Sněhová pokrývka se měří pomocí různých nástrojů a technik; mezi sledované parametry patří například rozsah sněhové pokrývky (zkratka SCE z anglického Snow Cover Extent), sezónní suma denních sněhových úhrnů, výška sněhové pokrývky, trvání sněhové pokrývky (tj. počet dní se sněhovou pokrývkou převyšující danou výšku), nebo vodní obsah sněhové pokrývky.

Nejdlejší pozorování existují od roku 1966 pro parametr SCE (snímaný pomocí satelitních snímků společností NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration), nicméně pouze pro severní polokouli (pro jižní polokouli existuje pouze 11 dlouhodobých in-situ měření z centrálních And a z jihovýchodní Austrálie). Satelitní mapování výšky sněhové pokrývky a vodního obsahu sněhu má malou přesnost (v porovnání s ukazatelem SCE), a to zvláště v horských oblastech a na zalesněných plochách. I proto se v této kapitole zaměříme právě na ukazatel popisující změny v ploše či rozsahu a trvání sněhové pokrývky.

Spojením měření in situ a satelitních záznamů byl vytvořen jeden z klíčových indikátorů klimatické změny a to řada popisující SCE na severní polokouli (obr. 5.11).

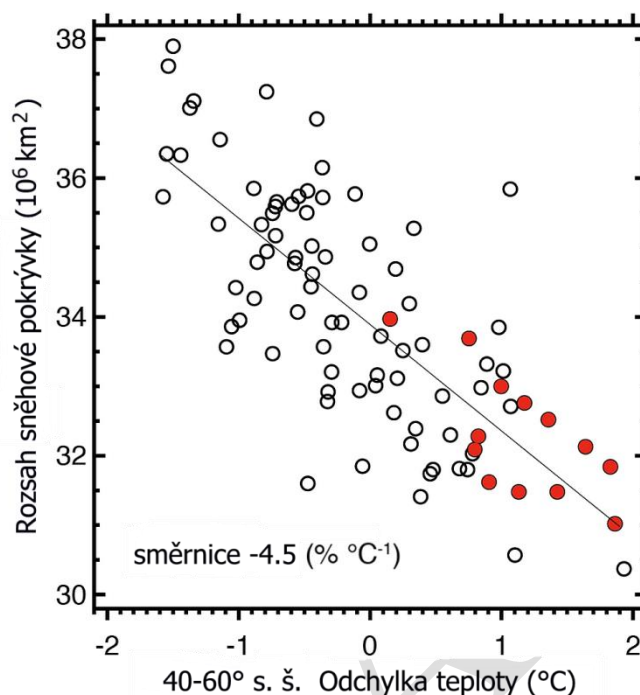


Obr. 5.11: Odchylka rozsahu sněhové pokrývky vztahovaná k období 1971 – 2000. Černá prázdná kolečka, znázorněná také pomocí 13-ti letého shladeného průměru (černá linka), ukazují trend v rozsahu sněhové pokrývky během měsíců březen až duben (šedá oblast vyjadřuje 95 % pravděpodobnostní interval). Červené křížky, znázorněné také pomocí 13-ti letého shladeného průměru (červená linka), ukazují trend v rozsahu sněhové pokrývky během měsíce června

Tato dlouhodobá řada ukazuje signifikantní snížení plochy sněhové pokrývky během posledních 90-ti let s největším propadem v 80. letech. Nejvyšší pokles v rámci roční variability byl stanoven pro jarní období (pokles SCE se pohyboval v rozmezí od -0.50 do -1.31 během měsíců březen až červen – jedná se o lineární trendy za dekádu popisující pokles SCE na ploše 10^6 km^2 za období 1967 – 2012).

Z jiného úhlu pohledu je možné vysledovat dřívější tání sněhu (díky snižování SCE) na jaře, díky čemuž se zkracuje období trvání sněhové pokrývky. Právě pomocí dat SCE bylo vyhodnoceno, že období trvání sněhové pokrývky se zkrátilo, a to o 5.3 dne za dekádu od zimy v letech 1972-1973.

Korelace prováděné pro jarní teplotu a SCE potvrdily, že trendy v jarních hodnotách SCE (tedy snižování rozsahu sněhové pokrývky právě během jara) je propojeno s narůstající jarní teplotou vzduchu (obr. 5.12). Pro úplné pochopení je toto oteplování vzduchu výrazně podpořeno snižujícím se albedem na ubývající sněhové ploše, díky čemuž se více prohřívá zemský povrch.



Obr. 5.12: Vztah mezi rozsahem sněhové pokrývky a teplotní odchylkou během měsíce dubna pro oblast 40 – 60°s.š. Červené body znázorňují data z let 2000 – 2012. Korelace má hodnotu $r = 0.76$

Měření in situ (tedy na různých lokalitách na zemském povrchu) v oblasti Eurasie ukázalo signifikantní nárůst v akumulaci sněhu během zimy, ale naopak zkracování doby padání sněhu. Z analýz satelitních dat (získaných od roku 1979) byl potvrzen signifikantní trend také ve zkracování doby padání sněhu (tentý trend byl potvrzen také pro tzv. pan-Arktickou oblast), (IPCC, 2013)

5.6.4. Změny v rozsahu zalednění jezer a řek

Definovat a popisovat změny v rozsahu zalednění jezer a řek je poměrně náročný proces. Dokud nezačala éra využívání satelitního snímkování, jen malá skupina vědeckých týmů z několika málo zemí sledovala, jak se mění zalednění sladkovodních vod. Zároveň je mnoho prací zaměřeno na konkrétní řeky či jezera a je náročné vytvořit komplexní globální pohled. Mnoho záznamů je také neúplných a přerušovaných a škála použitých metod je velká (což činí porovnávání napozorovaných dat náročnější či nemožné). Zvláště náročné je určování například termínu/dne, kdy se začíná rozpouštět led na řekách právě proto, že tento proces může trvat až 3 měsíce.

Nicméně nejvíce ucelený popis podává analýza 75-ti jezer – nejvíce z nich ze Skandinávie, další ze severní USA, jedna lokalita ze Švýcarska a jedna z Ruska. Výsledky ukázaly, že termín zamrznání jezer nastává o 1.6 dne později za dekádu, a naopak termín roztávání přichází dříve o 1.9 dne za dekádu. Další studie sledovaly změny v oblasti tzv. Velkých jezer (skupina jezer v severní Americe, kterou tvoří 5 jezer, největší z nich je větší než plocha České republiky). Výsledky ukázaly 71 % snížení celkové zamrzající plochy během období 1973 – 2010; data popisující celkem 65 různých vodních útvarů v této oblasti (nezahrnuje samotná jezera) ukázala pozdější zamrznání o 3.3 dny a dřívější

roztávání o 2.1 dne za dekádu (tedy závěry podobné studii ze Skandinávie). Velice podobné změny je možné pozorovat u řek, nicméně není možné obecně kvantifikovat změny v zalednění řek pro větší plochy, protože většina prací se zabývala jednotlivými vodními toky a i zde existuje pouze malá řada výsledků.

Přesto stejně jako u rozsahu a trvání sněhové pokrývky i zde je možné vyhodnotit vazbu mezi průměrnou teplotou vzduchu a zamrznáním či táním ledu na jezerech a řekách. Tak jak během 20. století narůstala a narůstá průměrná teplota vzduchu během jara a podzimu, tak je možné v mnoha oblastech vyzorovat dřívější tání a pozdější zamrznání ledu u řek (severní polokoule) o cca 10 až 15 dní (IPCC, 2013)

5.6.5. Změny v permafrostu

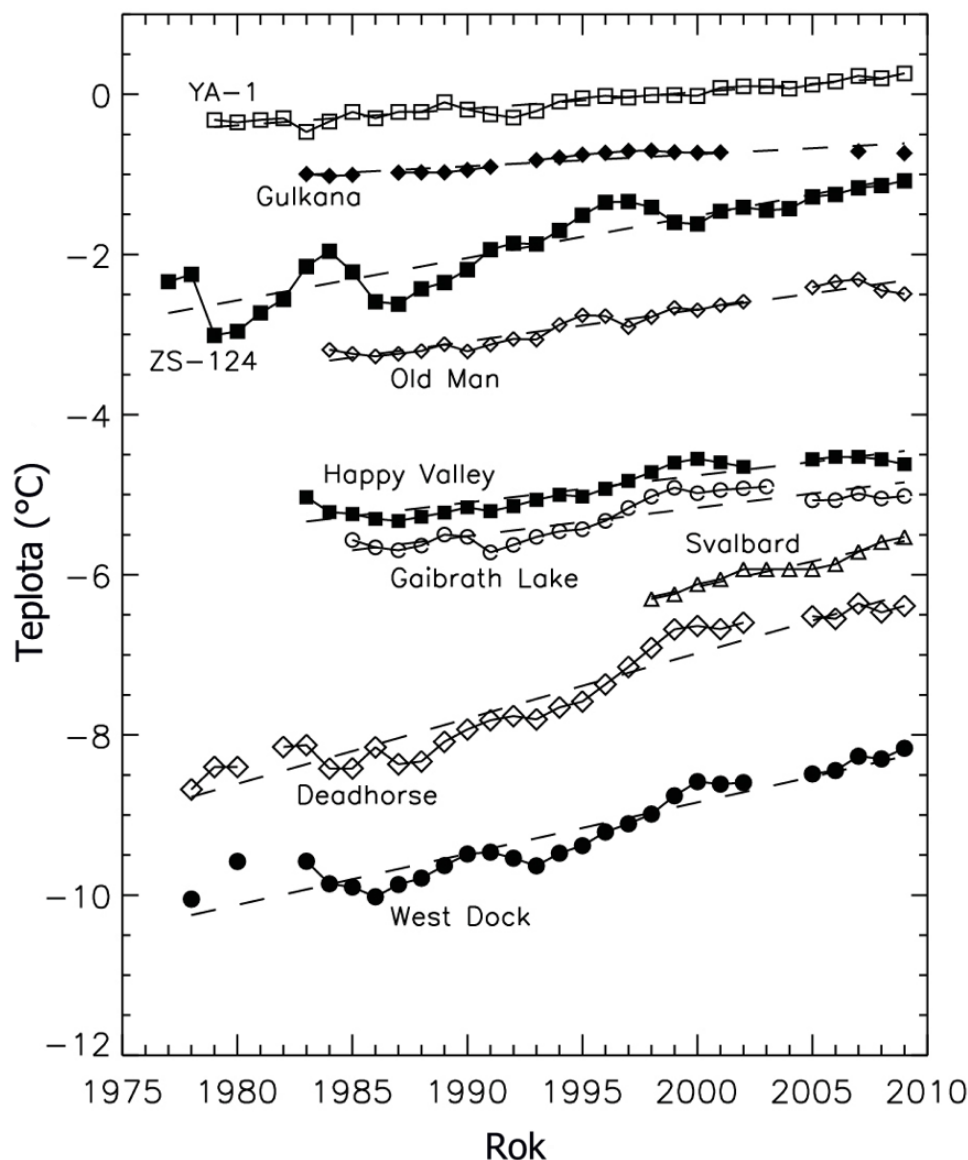
Zamrzlá půda se vyskytuje ve vyšších polohách s vyšší nadmořskou výškou na celém světě – v horských oblastech, pod ledovci, ale také pod vodní hladinou jezer či pod mořským dnem. Zmrzlá půda vzniká jako reakce na chladné počasí a klima a může být jednodenní, sezónní nebo několikaletá (trvalá). Pokud je teplota půdy rovna 0 °C anebo méně po dobu minimálně dvou po sobě následujících let, jedná se o tzv. permafrost. Rozlišujeme takovou půdu, která se vyskytuje na suchém podloží, potom mluvíme o terestrickém permafrostu; nebo se může jednat o půdu pod mořským dnem, pak mluvíme o podmořském permafrostu (IPCC, 2013). V rámci této kapitoly se výrazem permafrost rozumí terestrický permafrost. Podmořský permafrost je popsán samostatně na závěr této kapitoly.

Teplota i rozsah permafrostu jsou vysoce citlivé na klimatickou změnu a odezvy jsou poměrně složité a velmi heterogenní. Podobně je klimaticky odvislé každoroční tuhnutí a tání sezónně zamrzlé půdy, které je spojené s tokem energií skrze zemský povrch a vlhkostí půdy a prosakováním vody. Od okamžiku, kdy je možné v permafrostu ale i v sezónně zamrzlé půdě sledovat frakce ledu, je tak možné dále pozorovat změny v krajině, v ekosystémech a v hydrologických procesech právě během tvorby těchto ledových frakcí či během jejich roztávání. Navíc zmrzlá organická půda obsahuje značné množství uhlíku, a to dvakrát více, než je v současné době obsaženo v atmosféře. Tající permafrost tak odkrývá a uvolňuje dříve zmrzlý uhlík pro další mikrobiální procesy, díky kterým se dále uvolňují radiačně aktivní plyny, jako oxid uhličitý (CO₂) a metan (CH₄) do atmosféry. Podobné závěry také naznačují nedávné důkazy o uvolňování oxidu dusného (N₂O) z degradujících se ploch permafrostu (oxid dusný je další z řady významných skleníkových plynů). Kromě vlivu na skleníkový efekt je také degradace permafrostu spojována s možným přímým vlivem na život společnosti (a to na severní polokouli a ve vyšších horských polohách), kde může docházet ke změnám v krajině, vegetaci a infrastruktuře.

Obsah ledu a teplota jsou klíčové parametry, které určují fyzikální stav permafrostu. Teplota permafrostu, která je měřena v hloubce, kde již není možné sledovat sezónní vlivy a rozdíl mezi ročními období, je tedy používána jako klíčový nástroj, pomocí kterého je možné popsat dlouhodobé změny a zároveň představuje roční průměrnou teplotu podloží. Taková hloubka půdy se pro většinu míst nachází v horních 20-ti metrech.

Na jižní polokouli se teplota permafrostu pohybuje až kolem -23.6 °C (pozorováno na Antarktidě). Na severní polokouli se teplota permafrostu pohybuje od -15 °C až téměř do bodu tuhnutí tedy 0 °C. Většina měření teploty permafrostu na severní polokouli započala v 70. a 80. letech. Ve většině regionů a na většině lokalit je možné pozorovat nárůst teploty permafrostu během posledních tří dekad (obr. 5.13). Jen na několika málo lokalitách je možné pozorovat jen malé změny ve zvyšování, anebo naopak snižování teplot permafrostu. Zároveň je důležité rozlišit tzv. chladný a teplý permafrost. Chladný permafrost má průměrnou roční teplotu pod -2 °C; teplý permafrost má průměrnou roční teplotu nad -2 °C. Dále je potom možné odlišit zvyšování teploty u chladného permafrostu, kde

probíhá výrazně intenzivněji od 70. let – teplota chladného permafrostu se v průměru zvýšila o 2 °C. Naopak teplota teplého permafrostu se zvýšila o 1 °C od roku 1970.



Obr. 5.13: Časové řady průměrných ročních teplot měřených v hloubce od 10 do 20m na různých lokalitách

Degradace permafrostu se projevuje buď zmenšováním tloušťky a/nebo zmenšováním plošného rozsahu. Degradace je zřejmá zejména v hlubším tání během léta či táním postupujícím shora dolů nebo obráceně a tvorbou útvarů, které se nazývají tzv. taliky³. Další projevy degradace zahrnují různé geomorfologické změny, kam patří např. tvorba oblastí, které se jmenují termokras⁴; zvětšování jezer díky tání; oddělování a sklouzávání aktivního povrchu na exponovaných plochách a svazích a odlamování skal. Eroze půd a degradace permafrostu na pobřežích jsou v těchto letech evidentní podél většiny Arktického pobřeží a to s mnoha vzájemnými působeními. Ačkoliv velká část permafrostu

³ Talik – slovo vychází z ruského výrazu a znamená „tání“. Jedná se o vrstvu nebo oblast půdy, která je celoročně nezamrzlá a je obklopená permafrostem.

⁴ Termokras – je oblast či nerovnoměrný pohyb půdy a podložních hornin vznikající díky postupnému odtávání podzemního ledu v oblastech permafrostu

prochází degradaci již od malé doby ledové, tak tento trend byl relativně slabý. Znehodnocování a roztávání permafrostu se zvýšilo nejvíce během posledních dvou dekad.

Podmořský permafrost je velice podobný svému terestrickému protějšku, ale vyskytuje se pod mořskou hladinou. Stejně jako terestrický permafrost je i ten podmořský významným reservoárem plynných hydrátů. Pozorování uvolňování plynů (vysokých koncentrací metanu) nad Východním Sibiřským Šelfem, jak ve vodním sloupci, tak ve vzduchu nad vodní hladinou, vedla k závěrům, že je to právě tající permafrost, který vytváří cesty pro uvolňující se metan a další plyny, které unikají do atmosféry (IPCC, 2013)

5.7. Pozorované změny v biosféře

Mnoho terestrických a sladkovodních rostlin a živočichů posunulo své geografické hranice a sezónní aktivity a změnilo svou početnost v reakci na probíhající klimatickou změnu během posledních několika dekad; v těchto změnách a posunech pokračují i v současné době, a to v globálním měřítku. Zároveň je možné sledovat na mnoha místech světa odumírání dřevin nebo lokální vyhynutí určitých druhů. Je také možné pozorovat vyšší frekvenci ve výskytu různých rušivých událostí, které mají vliv na ekosystémy – sucha, větrné bouře, požáry či výskyt škůdců.

5.7.1. Posuny fenologických fází

Fenologie se zabývá vývojovými fázemi rostlin a živočichů, sleduje načasování jednotlivých tzv. fenologických fází a zároveň je velmi citlivý a relativně jednoduchý nástroj, pomocí kterého je možné detekovat změny v časových fázích a jejich reakci na měnící se klima. Mnoho pozorování, ať už to byla přímá pozemní pozorování anebo satelitní pozorování fenologického vývoje, se zaměřila primárně na severní polokouli. Výsledky obou těchto pozorování potvrzují, že během několika posledních dekad se termíny fenologických fází posunují, respektive mění se jejich načasování v průběhu roku. Tzv. „jarní posun“ znamená dřívější nástupy řady jarních fenologických fází; patří sem například hnízdění, vyrašení pupenů, ukončení hibernace, kvetení, migrace – všechny tyto fenologické fáze a jejich dřívější nástup byl a je pozorován u stovek rostlin a živočichů na mnoha místech severní polokoule. Avšak existují také práce, které popisují, že míra změn výrazně kolísá a není jednoznačná anebo, že není možné pozorovat žádné změny.

Jarní posuny fenologických fází do dřívější doby jsou pozorovány u rostlin Severní Ameriky, Evropy, Asie a v oblastech Arktidy. Změny jsou obecně výraznější ve vyšších nadmořských výškách. Rozsáhlé analýzy prováděné pro severní polokouli potvrdily jarní posun do dřívějšího data o 1.1 ± 0.16 dne pro byliny a trávy (sledováno pro 85 druhů); 1.1 ± 0.68 dne pro keře (6 sledovaných druhů); 3.3 ± 0.87 dne pro dřeviny (sledováno 16 druhů), a to za období od 35 do 132 let. Uvedené míry posunů jsou uváděny za dekádu. Trend v oteplení povrchových vod sladkovodních nádrží je také patrný na dřívějším jarním kvetení fytoplanktonu (a to ve většině jezer Severní Ameriky, Eurasie a Afriky). Satelitní data je možné použít k vyhodnocení začátku a konce vegetačního období. Data získaná pro oblast mezi 30°N a 80°N rovnoběžkou ukazují, že vegetační období se uspíšilo o 5.2 dne během období 1982 – 2008; zatímco konec vegetační sezóny se zpozdil o 6.6 dne během stejného období.

V posledním desetiletí přibýlo mnoho studií zabývajících se fenologickými projevy a změnami u živočichů. Nejčastěji jsou studovány termíny hnízdění, a to na různých lokalitách a pro různé ptačí druhy. Mnoho studií provedených na severní polokouli potvrdilo posun termínu kladení vajec (a to o 3.7 ± 0.7 dne za dekádu, pro 41 druhů). Naopak, zpoždění v průměrném termínu hnízdění o 2.8 až 3.7 dne mezi lety 1950 a 2004 bylo pozorováno pro dva druhy z celkem devíti mořských ptáků ve východní Antarktidě z důvodu zmenšení rozsahu mořského zalednění. Pro mnoho migrujících ptačích druhů byl pozorován dřívější návrat ze zimovišť na letní hnízdní teritoria. Změny v podzimních ptačích migracích nicméně nejsou konzistentní a data ukazují na dřívější i pozdější odlet anebo na

žádné změny. Je ale patrné, že tyto podzimní odlety migrantů jsou primárně ovlivňovány jinými, ne klimatickými vlivy.

Klimatické vlivy jsou považovány za řídicí faktor, který ovlivňuje termíny fenologických fází, ať už se jedná o průměrné denní či maximální teploty (mnoho studií potvrdilo korelaci mezi načasováním fenofází a zvyšující se teplotou) nebo o environmentální důsledky způsobené zvyšující se teplotou (jako například načasování tání sněhu, rozsahu sněhové pokrývky a hloubky sněhu). Například změny v načasování a dřívější tání sněhu vedly k dřívějšímu kvetení rostlin a dřívější aktivitě členovců v Grónsku během let 1996 – 2005, stejné dřívější kvetení bylo zaznamenáno u alpinských bylinných společenstev ve Skalistých horách v USA (mezi roky 1975 – 2008). Další příklad popisuje, jak načasování tání sněhu ovlivňuje probouzení živočichů z hibernace. Například druh svišťů žlutobříchých se začal probouzet dříve z hibernace díky dřívějšímu tání sněhu (ve státě Colorado, USA, v období 1976 – 2008). Zatímco v Albertě (Kanada, během let 1992 – 2012) druh sysla obecného přecházel z hibernace později díky pozdějšímu tání sněhu, které bylo způsobeno zvýšenými pozdně letními sněhovými bouřemi. Zároveň pozdější vystoupení z hibernace bylo u mnoha druhů spojováno se zmenšením populačního růstu.

Zdroj potravy hraje také důležitou roli v načasování fenologických fází. Tak například druh veverek v oblasti Yukonu (Kanada, v období 1989 – 1998) posunul svůj termín rození mláďat v průměru o 18 dní do dřívějšího data, což souviselo se zvýšením výskytem smrkových šištic v té době, které jsou jejich hlavním zdrojem potravy.

Fenologické projevy se mohou lišit také díky odlišné migrační strategii ptačích druhů. Například ptačí druhy migrující na krátkou vzdálenost posunuli své jarní přelety do dřívější doby výrazněji než ptačí druhy migrující na velkou vzdálenost (IPCC, 2013)

5.7.2. Posuny ve výskytu druhů

Druhy reagují na klimatické změny pomocí adaptací genotypů a také pomocí tzv. fenologické plasticity či tvárnosti. Tyto adaptace a fenologická plasticita se projevují přesunem z nevhodných či nevýhodných klimatických podmínek do vhodných, nebo také lokálním či globálním vyhynutím. Tyto reakce na klimatické změny mohou mít potenciálně významný vliv na biodiverzitu a ekosystémové služby. Genotypová adaptace je vždy doprovázena rozsáhlým snížením abundance. Změny v dosahu živočichů a v rozsahu jejich areálu jsou doprovázeny změnami v početnosti, dochází k lokálním vyhynutím a ke kolonizacím, které mohou měnit ekosystémové služby, zvláště pokud se dotýkají dominantních druhů jako například dřevin, klíčových druhů – opylovačů nebo druhů, kteří jsou přenašeči různých nemocí.

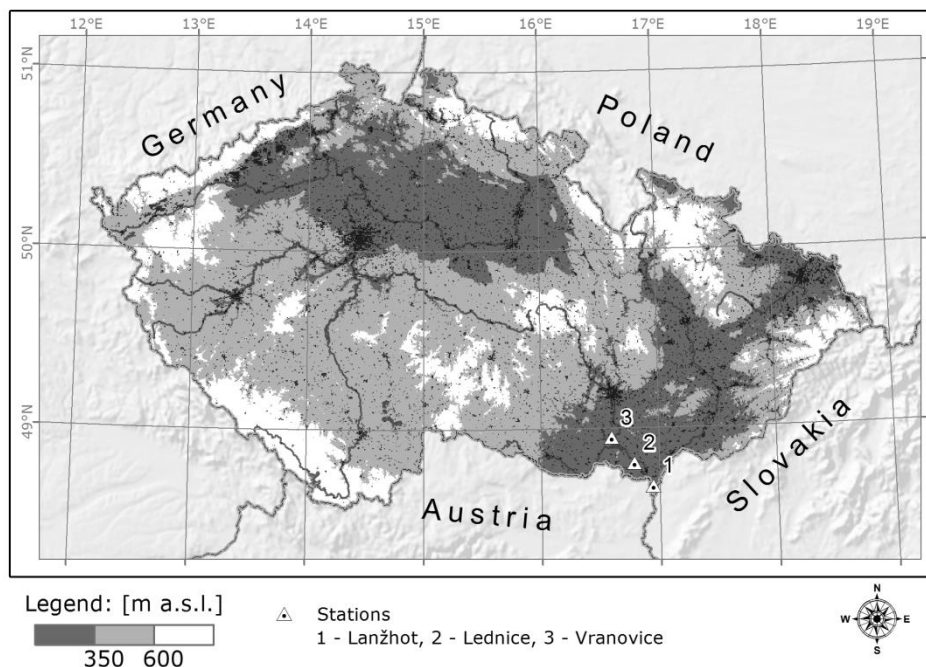
Je možné pozorovat výrazné posuny v geografickém rozsahu areálu mnoha terestrických a sladkovodních rostlin a živočichů, a to během několika posledních dekád jako reakce na měnící se klima a s ním spojené oteplování. A je nadále očekáváno, že tyto posuny budou akcelarovat v nadcházejících dekádách. Řada prací se v posledních letech zabývala studiem vazby mezi intenzitou v posunech druhů a probíhající klimatickou změnou. Zjednodušený popis posunů, který je považován jako reakce na oteplování probíhající v posledních několika dekádách, říká, že druhy migrují „do kopce a k pólům“, tedy do vyšších nadmořských výšek a směrem k severnímu anebo jižnímu pólu. Nicméně reakce druhů na oteplování je podmíněna také změnami v množství srážek, změnami ve využívání krajiny, interakcemi mezi samotnými druhy a řadou dalších faktorů. Při studiu mechanismů, které ovlivňují migraci druhů, byly častokrát detekovány právě klimatické proměnné, ale vlivy způsobené interakcí různých, nejen klimatických, proměnných, jako například vazby mezi měnící se teplotou, srážkami a využíváním krajiny, mají za následek posun druhů směrem dolů, do nižších nadmořských výšek a směrem od pólů. Je tedy možné pozorovat velké rozdíly ve schopnosti druhů reagovat na měnící se klima tím, že změni či posunou svůj areál výskytu. Například motýli jsou

schopní reagovat na měnící se klima výrazně lépe než ptačí populace; některé bylinné druhy zaostávají velmi daleko za měnícími se klimatickými trendy, ale ne třeba v horských oblastech.

Současné závěry popisující posuny v areálech druhů naznačují, že posuny terestrických živočišných druhů korespondují s měnící se teplotou, která byla pozorována a měřena přímo na lokalitách, kde k posunům docházelo. Průměrný rozsah posunů a změn v areálu výskytu řady druhů byl v průměru 17 km směrem k pólům a 11 m do vyšších nadmořských výšek a to za dekádu. Tento odhad rychlosti je 2x až 3x vyšší, než tvrdily dřívější studie, nicméně samotné posuny se výrazně liší mezi sledovanými druhy. Je také nutné brát v potaz, že změny v areálu druhů a v posunech jejich stanovišť jsou odvislé od interakcí mezi řadou klimatických proměnných (nejvíce teplota a srážky) a také interakcí mezi klimatickými a neklimatickými faktory. Pro mnohé druhy je možné poměrně spolehlivě detekovat právě klimatické proměnné, jako hlavní spouštěč pro posuny výskytu (týká se to například různých druhů hmyzu, které posunuly svůj areál o desítky kilometrů). Ale u mnoha dalších druhů je poměrně náročné stanovit a popsat, že to jsou právě klimatické faktory, které zapříčiňují změny v areálu, protože do pozorovaných změn a posunů výskytu druhů vstupují mnohé další faktory; rozdíly mezi očekávanými a následně pozorovanými posuny jsou velké; Anebo je variabilita mezi různými studii poměrně vysoká (IPCC, 2013)

5.7.3. Pozorované změny na jižní Moravě

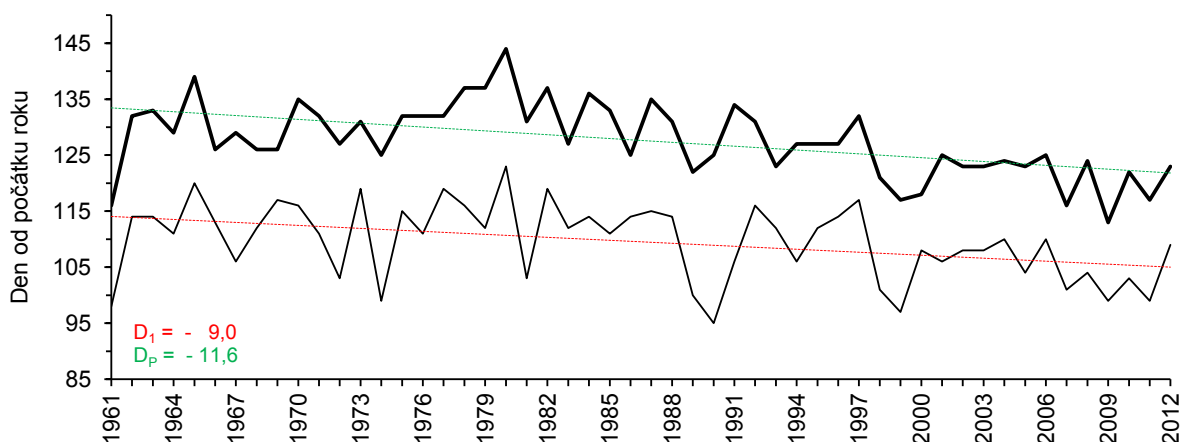
Na jižní Moravě probíhají pozorování fenologických fází řady bylin, keřů, stromů a ptačích populací během jarního období. Fenologické fáze jsou sledovány jedním či dvěma pozorovateli, a to již od roku 1961 do současnosti a každým rokem pokračují. Pozorování jsou stále prováděna pomocí jednotné metodiky na třech lokalitách (obr. 5.14), které tvoří typické lužní lesy s vysokou hladinou podzemní vody a s pravidelným záplavovým režimem během jarních měsíců.



Obr. 5.14: Lokality fenologických pozorování na jižní Moravě označené body 1, 2 a 3 (Lanžhot, Lednice a Vranovice).

U všech sledovaných rostlin je patrný trend v posunech fenologických fází do dřívější doby (obr. 5.15). Jako příklad uvádíme termíny fenologických fází pro dub letní z lokality Vranovice, kde došlo k

posunu u dvou fenofází – vyrašení listových pupenů a plné olistění a to o 9 až 11.6 dne od roku 1961. Velice podobný trend v posunech je patrný pro další dřeviny nejen z této lokality, ale i ze dvou zbývajících. Byliny, keře i ptačí populace zobrazují také shodný trend (tab. 2 - 4).



Obr. 5.15: Vývoj fenologických fází dubu letního (*Quercis robur*) během let 1961 – 2012. Tenká černá linka znázorňuje fenofázi vyrašení pupenů (lineární trend červenou barvou). Tlustá černá linka znázorňuje fenofázi plné olistění (lineární trend zelenou barvou)

Termíny fenologických fází u bylin byly první květ a plné kvetení ve sledované populaci a jejich posuny byly nejvýraznější ze všech sledovaných druhů v celém ekosystému lužního lesa. Od roku 1961 se první květ uspišil v rozmezí od 8.4 do 16.8 dne (tab. 2).

Tab. 2: Lineární trendy v posunech fenologických fází sledovaných bylinných zástupců pro fenofáze F1 – první květ a fenofáze F2 – plné kvetení. Posuny jsou uváděny za dekády a celé pozorovací období 1961 – 2012

	Lineární trendy/dny											
	Lanžhot				Lednice				Vranovice			
	F1	F2	F1	F2	F1	F2	F1	F2	F1	F2		
	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012
Plicník lékařský (<i>Pulmonaria officinalis</i>)	2.1	10.6	1.8	9.3*	2.0	10.0	1.6	8.3	2.6	13.3*	1.7	8.5
Křivatec žlutý (<i>Gagea lutea</i>)	3.3	16.8**	2.9	14.9***	3.3	16.8***	2.9	14.9***	3.2	16.4**	3.1	15.6***
Sasanka pryskyřníkovitá (<i>Anemone ranunculoides</i>)	2.7	13.5**	1.9	9.5*	3.0	15.2**	2.1	10.5*	2.8	14.2**	2.0	10.1**
Orsej jarní (<i>Fycaria verna</i>)	3.0	15.2**	2.3	11.5**	2.9	14.9**	2.2	11.2**	3.2	16.2***	2.4	12.1**
Vrani oko čtyřlísté (<i>Paris quadrifolia</i>)	1.7	8.7*	1.7	8.6**	1.8	9.2**	1.8	9.0**	1.6	8.4*	1.8	9.1**
Dymnivka dutá (<i>Corydalis cava</i>)	x	x	x	X	2.5	12.6**	2.1	10.6**	2.6	13.2**	2.4	12.1**
Česnek medvědí (<i>Allium ursinum</i>)	2.5	12.6** *	2.7	13.8***	x	x	x	x	x	x	x	x

Pro sledované dřeviny na všech lokalitách je trend posunu fenologických fází také shodný (tab. 3). Pro stromy byly pozorovány fenofáze vyrašení listových pupenů a plné olistění (v případě keře hlohu

obecného byly vyhodnoceny fenofáze první květ a plné kvetení). Rozsah posunu fenofází se pohybuje v rozmezí od 6.4 do 10.8 dne pro vyrašení listových pupenů za celé sledované období.

Tab. 3: Lineární trendy v posunech fenologických fází sledovaných dřevinných zástupců pro fenofáze F1 – vyrašení pupenů a fenofáze F2 – plné oslunění (v případě keře hlohu obecného se jedná o fenofázi F1 – první květ a fenofázi F2 – plné kvetení). Posuny jsou uváděny za dekády a celé pozorovací období 1961 – 2012

Lineární trendy/dny												
	Lanžhot				Lednice				Vranovice			
	F1		F2		F1		F2		F1		F2	
	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012
Habr obecný (<i>Carpinus betulus</i>)	1.5	7.6*	1.4	7.0*	1.7	8.9*	1.5	7.5*	1.4	7.0	1.6	8.3*
Javor babyka (<i>Acer campestre</i>)	1.3	6.8	1.3	6.8	1.4	7.1	1.5	7.6	1.3	6.4	1.6	8.0*
Jilm vaz (<i>Ulmus laevis</i>)	1.6	8.1*	2.0	10.4***	1.7	8.7*	2.1	10.7***	1.5	7.4*	2.1	10.6***
Dub letní (<i>Quercus robur</i>)	1.8	9.4**	2.1	10.9***	1.8	9.3**	2.3	11.6***	1.8	9.1**	2.3	11.6***
Jasan úzkolistý (<i>Fraxinus angustifolia</i>)	1.7	8.4*	2.1	10.5**	1.7	8.9*	2.2	11.1***	2.1	10.8**	2.4	12.4***
Hloh obecný (<i>Crataegus oxyacantha</i>)	2.5	12.9***	2.5	12.9***	2.4	12.1***	2.4	12.3***	2.6	13.3***	2.6	13.2***

Pro dvě ptačí populace byl sledován termín prvního nakladeného vejce prvního páru v celé populaci a následně termín průměrného prvního vejce všech hnízdních párů (tab. 4), které se vyskytovali na dané lokalitě. I ptačí populace uspíšily nástup do hnízdění a to o 9.2 až 11.3 dne v průměru pro celou populaci (Bauer a Bartošová et al., 2014).

Tab. 4: Lineární trendy v posunech fenologických fází sledovaných ptačích populací pro fenofáze F1 – první nakladené vejce v celé populaci a fenofáze F2 – průměrné první nakladené vejce v celé populaci. Posuny jsou uváděny za dekády a celé pozorovací období 1961 – 2012

Lineární trendy/dny												
	Lanžhot				Lednice				Vranovice			
	F1		F2		F1		F2		F1		F2	
	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012	dekáda	1961-2012
Sýkora koňadra (<i>Parus major</i>)	2.1	10.7**	2.1	10.9**	2.1	10.8**	2.0	10.4**	1.8	9.2*	1.8	9.2*
Lejsek bělokrký (<i>Ficedula albicollis</i>)	2.1	10.9***	2.2	11.3***	2.0	10.1***	2.1	10.8***	1.9	9.9***	1.9	9.5***

Autoři: Trnka M., Žalud Z., Hlavinka P, Bartošová L a kol.

Použitá literatura:

Davidson, E. (2009): The contribution of manure and fertilizer nitrogen to atmospheric nitrous oxide since 1860. *Nature Geosci.*, 2, 659–662.

Dlugokencky, E., et al. (2005): Conversion of NOAA atmospheric dry air CH₄ mole fractions to a gravimetrically prepared standard scale. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110, D18306.

Dlugokencky, E., et al. (2009): Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH₄ burden. *Geophys. Res. Lett.*, L18803.

Etheridge, D., Steele, L., Francey, R., Langenfelds, R. (1998): Atmospheric methane between 1000 AD and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 15979–15993

Ferretti, D., et al. (2005): Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years. *Science*, 309, 1714–1717.

Galloway, J. N., et al. (2008): Transformation of the nitrogen cycle: Recent trends, questions, and potential solutions. *Science*, 320, 889–892.

Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P. M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 159–254, doi:10.1017/CBO9781107415324.008.

Church, J. A., et al. (2011): Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L18601.

Ishijima, K., et al. (2007): Temporal variations of the atmospheric nitrous oxide concentration and its delta N-15 and delta O-18 for the latter half of the 20th century reconstructed from firn air analyses. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112, D03305.

Keeling, C., Bacastow, R., Bainbridge, A., Ekdahl, C., Guenther, P., Waterman, L., Chin, J. (1976a): Atmospheric Carbon-Dioxide Variations at Mauna-Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, 28, 538–551.

Keeling, C. D., Adams, J. A., Ekdahl, C. A. (1976b): Atmospheric carbon-dioxide variations at South Pole. *Tellus*, 28, 553–564.

Le Quere, C., Takahashi, T., Buitenhuis, E. T., Roedenbeck, C., Sutherland, S. C. (2010): Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, 24, Gb4007.

Levitus, S., et al. (2012): World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000m) 1955–2010. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10603.

Mikaloff-Fletcher, S. E., et al. (2006): Inverse estimates of anthropogenic CO₂ uptake, transport, and storage by the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 20, Gb2002.

Prather, M., Holmes, C., Hsu, J. (2012): Reactive greenhouse gas scenarios: Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09803.

Autoři: Trnka M., Žalud Z., Hlavinka P, Bartošová L a kol.

Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R. A. Feely, S. Gulev, G. C. Johnson, S. A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L. D. Talley and F. Wang, 2013: Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 255–316, doi:10.1017/CBO9781107415324.010.

Rigby, M. et al. (2008): Renewed growth of atmospheric methane. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22805.

Rockmann, T., Levin, I. (2005): High-precision determination of the changing isotopic composition of atmospheric N₂O from 1990 to 2002. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110, D21304.

Ruddiman, W. (2003): The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Clim. Change*, 261–293.

Ruddiman, W. (2007): The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. *Rev. Geophys.*, 45, RG4001.

Sabine, C. L., et al. (2004): The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305, 367–371.

Schmitt, R. W. (2008): Salinity and the global water cycle. *Oceanography*, 21, 12–19.

Stenke, A., Grewe, V. (2005): Simulation of stratospheric water vapor trends: Impact on stratospheric ozone chemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1257–1272.

Syakila, A., Kroeze, C. (2011): The global nitrous oxide budget revisited. *Greenhouse Gas Meas. Management*, 1, 17–26.

Tans, P. (2009): An accounting of the observed increase in oceanic and atmospheric CO₂ and an outlook for the future. *Oceanography*, 26–35.

Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 317–382, doi:10.1017/CBO9781107415324.012