

IPCC AR 5 WG 1 Technical Summary

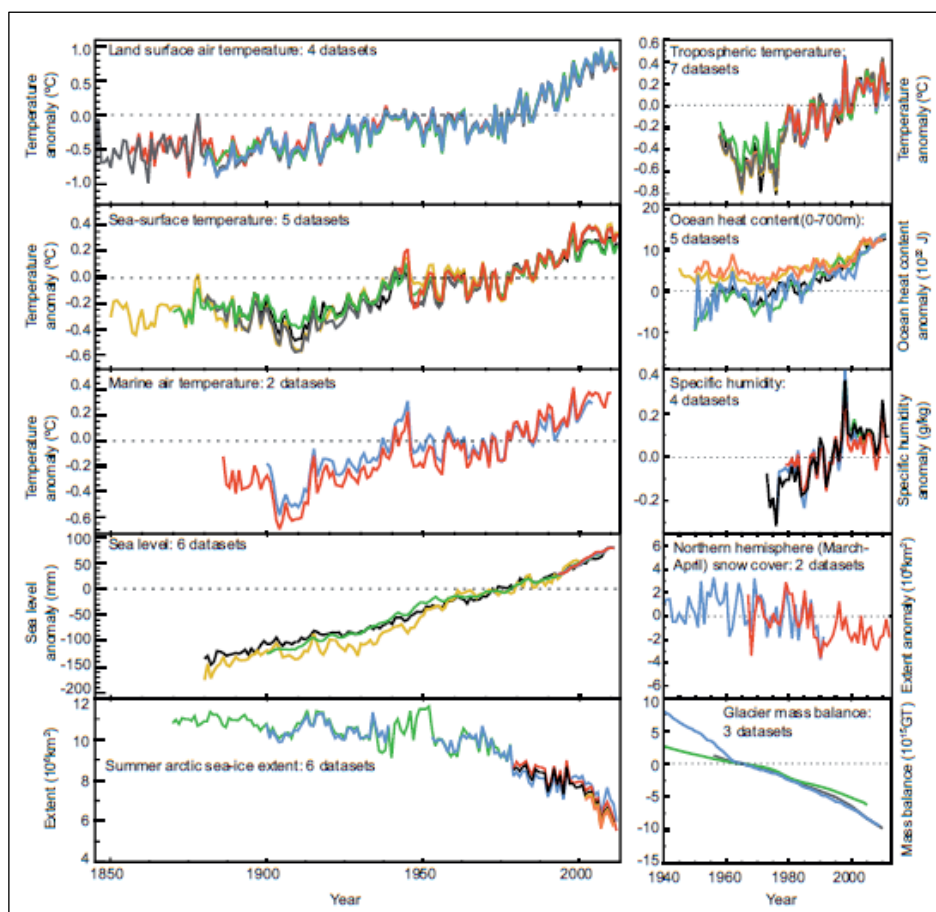
1. Introduction

Tato zpráva je výstupem První pracovní skupiny Páté hodnotící zprávy Mezivládního panelu pro klimatické změny. Zaměřuje se na fyzikální aspekty klimatické změny a na součásti, které jsou podstatné k porozumění minulých, dokumentování současných a projektování budoucích klimatických změn. Zabývá se přímými i proxy sledováními všech komponent klimatického systému.

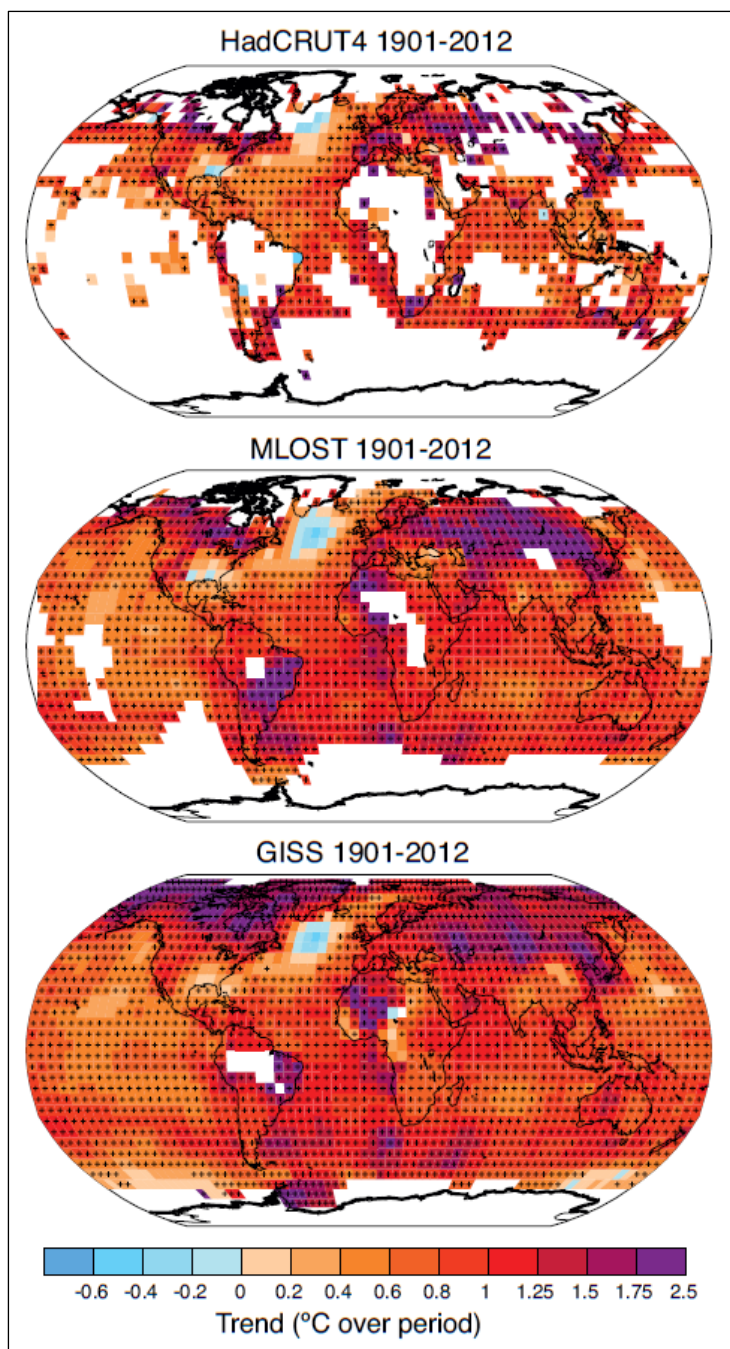
2. Observation of Changes in the Climate System

2.1 Změny v teplotě

Globální povrchová teplota, která zahrnuje zemský povrch a povrch oceánů a moří se od roku 1880 do roku 2010 zvýšila o 0,85 °C. Každá z posledních tří dekád byla vždy teplejší než předchozí a je prakticky jisté, že od r. 1950 došlo k růstu teplotních extrémů (minim a maxim). Na základě analýz z měření radiosond a satelitů je téměř jisté, že od poloviny 20. století došlo k oteplení troposféry a ochlazení stratosféry. Svrchní část oceánu (700 m pod hladinou) se téměř jistě oteplila od r. 1971 a pravděpodobně se oteplevala i sto let před tím. Pravděpodobně se od roku 1957 oteplily hloubky oceánu mezi 700 a 2000 metry a že pod 3000 m došlo k oteplování od r. 1992 do r. 2005. Pod 3000 m došlo k největšímu oteplení v Jižním ledovém oceánu.



Obr. 1 Ukazatelé měnícího se klimatu od r. 1850 resp. 1940 do r. 2010.



Obr. 2 Změny v povrchové teplotě mezi lety 1901 a 2012 (tři datové sady).

2.3 Změny v energetické zásobě a tepelné složce

Zpráva se zabývá změnami v energetické zásobě a tepelné složce. Bylo zjištěno, že Země je v radiční nerovnováze, protože více sluneční energie vstupuje na hranici atmosféry, než ji opouští, a to minimálně od r. 1970. Od té doby do r. 2010 odhadem narostlo množství energie o $274 \cdot 10^{21}$ J. Je pravděpodobné z 33 až 66 %, že tepelná složka svrchních 700 m oceánu narůstala pomaleji v letech 2003 až 2010 než od r. 1993 do r. 2002.

2.4 Změny v cirkulaci a módech variability

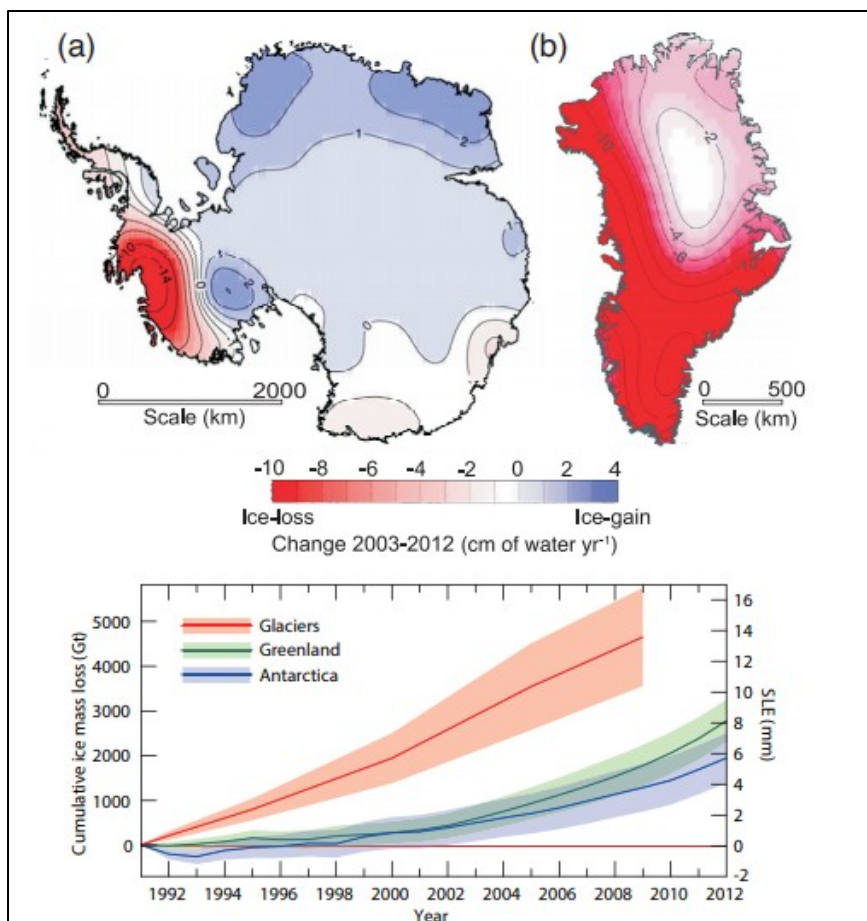
Existuje vysoká pravděpodobnost, že narostlo množství západních větrů na severní polokouli a index NAO od 50. do 90. let minulého století, a naopak zeslabila pacifická Walkerova cirkulace od konce 19. století do 90. let 20. století. Dále je pravděpodobné, že jednotlivé součásti atmosférické cirkulace se od 70. let posunuly směrem k pólům, tropický pás se rozšířil, bouřky i tryskové proudění se začaly vyskytovat severněji a polární vortex se zmenšil. Je také velmi pravděpodobné, že cirkulace v pacifických subtropických šířkách od r. 1993 zesílila. Se střední pravděpodobností se Antarktický cirkumpolární proud posunul od r. 1950 do r. 2010 o 1° zeměpisné šířky jižněji.

2.5 Změny ve vodních cyklech a kryosféře

Co se týče vodních cyklů, tak je s velkou pravděpodobností pozorováno, že se od 70. let 20. století specifická vlhkost zvýšila, a to jak při povrchu, tak v celé troposféře. Vývoj oblačnosti je celosvětově víceméně konzistentní. V oceánech pak dochází od 50. let 20. st. v místech s vysokým výparem k růstu salinity, naopak v oblastech s vysokým přítokem sladké vody došlo k jejímu snížení.

Kryosféra se také velmi intenzivně mění. Je všeobecně známo, že rozsah mořského ledu v Arktidě klesá – např. v období 1979–2012 průměrný úbytek za dekádu kolísá mezi 0,45–0,51 milionů km² (cca rozloha Španělska). S tím souvisí také prodlužování doby tání mořského ledu (5,7 dní/dekáda) či snížení tloušťky ledu o 1,3–2,3 m v období 1980–2008. Naopak v Antarktidě rozsah mořského ledu roste, a to o 0,13–0,20 milionů km² za dekádu v období 1979–2010. Je však nutné podotknout, že ne všude kolem Antarktidy roste oblast s mořským zámrzem.

Co se týče ledovců, tak je velmi vysoká pravděpodobnost, že se ledovce zmenšují, což dokazují měření o objemu, délce, ploše i hmotnosti. Kromě regionálních výjimek ubývá ledovcová hmota celosvětově. Nejvíce se tato změna projevuje lidskému oku u Grónského štítu, kde byl např. v období 2002–2011 pozorován úbytek 215 Gt/rok, což mimochodem zapříčinilo vzestup hladiny světového oceánu o 0,59 mm/rok. V Grónsku pak prakticky neexistují oblasti, kde by přibývala ledovcová hmota (viz Obr. 3). I v Antarktidě dochází k úbytku ledovcové hmoty, která dosahuje 147 Gt/rok v období 2002–2011. Je však třeba říci, že k největším úbytkům dochází v oblasti Antarktického poloostrova a v západní Antarktidě, a to díky zrychlenému odtoku ledovcové hmoty. Naopak jak ukazuje Obr. 3, tak ve východní Antarktidě dochází k mírnému příbytku hmoty.

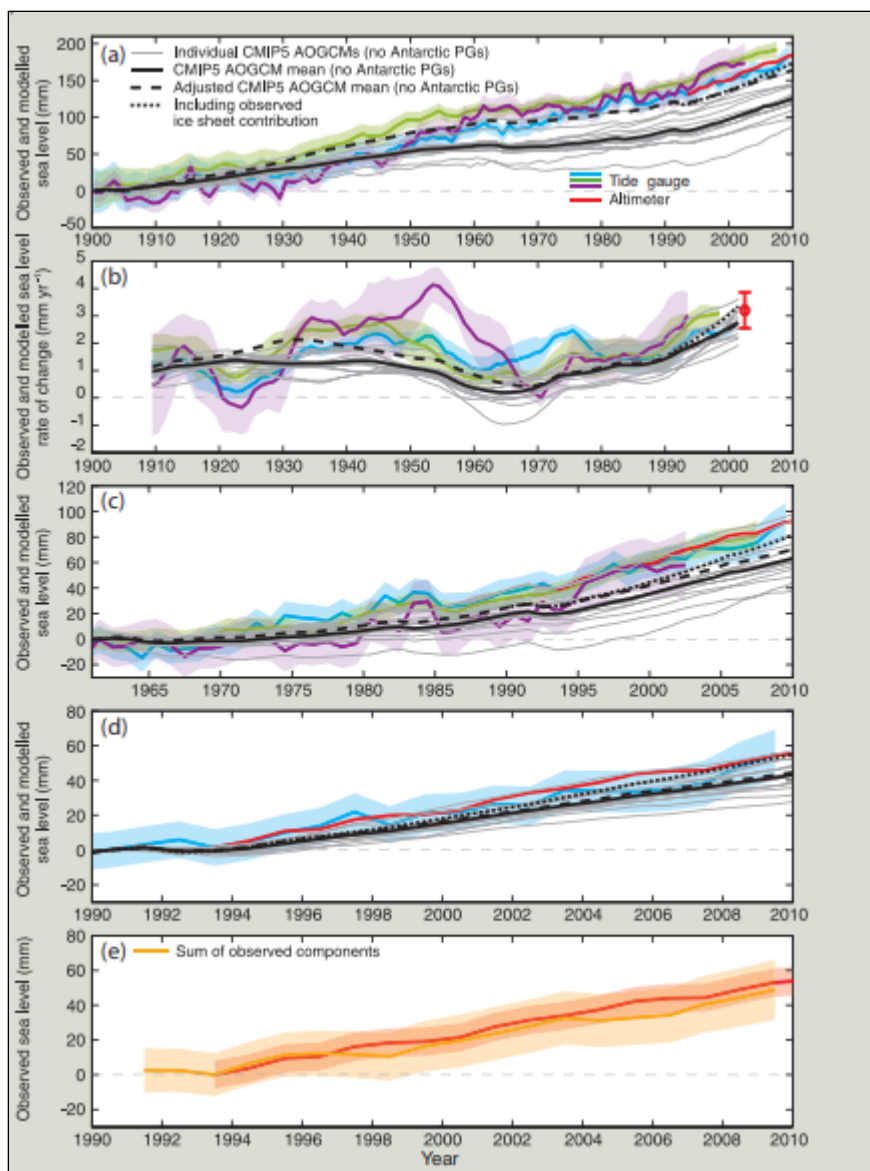


Obr. 3 Změny bilance ledovcové hmoty v Antarktidě a Grónsku.

I u sněhové pokrývky je sledován negativní trend. Na severní polokouli je změna nejpatrnější v červnu, přičemž u žádného měsíce nebyl pozorován nárůst plochy se sněhovou pokrývkou. Na jižní polokouli pak bohužel chybí dostatek důkazů. Od 80. let 20. století také s vysokou pravděpodobností vzrostly teploty permafrostu.

2.6 Změny mořské hladiny

Hladina světového oceánu se v minulých obdobích velmi měnila. Např. při posledním interglaciálu byla s vysokou pravděpodobností nejméně o 5 m výše než dnes, ale zároveň ne výše než 10 m. Hladina světového oceánu pak výrazně roste od počátku 20. století, přičemž se v období 1901–2010 zvýšila o 0,19 m. Příčinou růstu hladiny oceánu je jednak přitékání tavné vody z ledovců, jednak také termální expanze vody. V období 1993–2010 pak hladina velmi pravděpodobně roste o 3,2 mm/rok. Vývoj hladiny světového oceánu v posledním století je pak zachycen na Obr. 4.



Obr. 4 Změna hladiny moře: pozorované a modelované hladiny moře pro období 1901–2010 (a), měřítko změny mořské hladiny pro stejné období (b), pozorované a modelované hladiny moře pro období 1961–2010 (c), pozorované a modelované hladiny moře pro období 1990–2010 (d), porovnání sum pozorovaných příspěvků (oranžově) a pozorovaných změn mořské hladiny satelitním altimetrem (červeně).

2.7 Změny v extrémních

V souvislosti se změnou klimatu byla pozornost soustředěna také na změny v extrémních projevech atmosféry a oceánů. Co se týče atmosféry, tak lze se střední pravděpodobností konstatovat, že vzrostla délka a frekvence teplých období, zahrnujících horké vlny. Dále také vzrostl počet silných srážkových událostí, a to zejména v Severní Americe a Evropě. Na základě více faktorů (např. chybějící přímá pozorování) však ale nelze říci, že by byl celosvětově pozorován trend v nárůstu sucha díky nedostatku srážek, což však kryje to, že v některých oblastech (Středomoří, západní Afrika) prokazatelně přibýlo suchých period a v některých (Severní Amerika, severozápadní Austrálie) prokazatelně ubylo. Je také prakticky jisté, že se od 70. let 20. století zvýšila intenzita a frekvence bouří v severním Atlantiku. A s vysokou pravděpodobností lze také říci, že během posledních 500 let

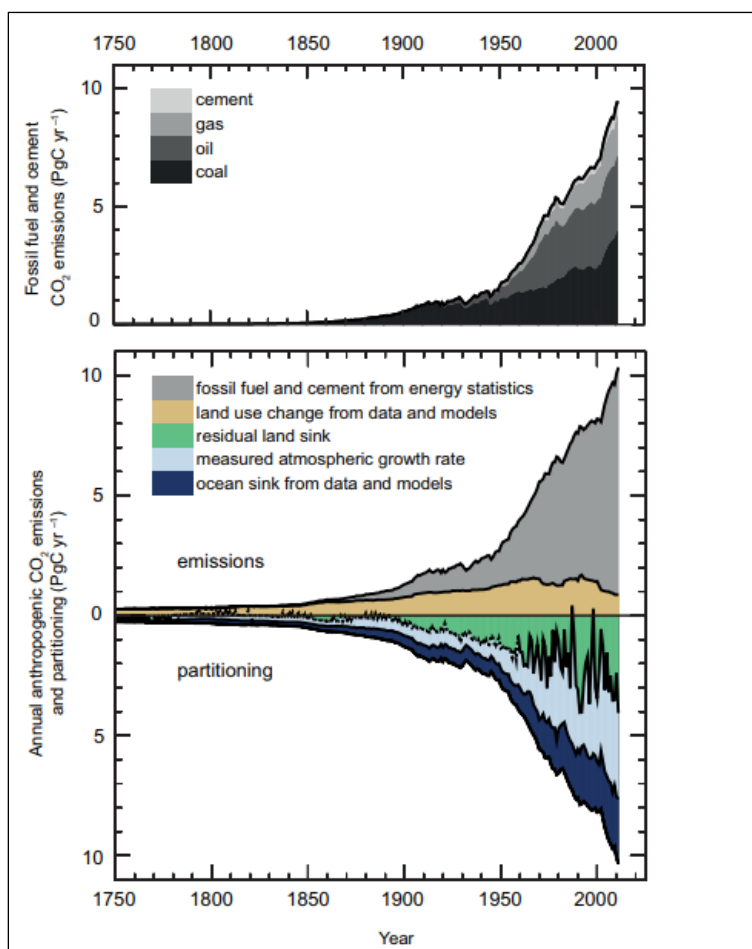
se v severní a střední Evropě, západním Středomoří a východní Asii zvětšil objem povodní. Co se týče oceánů, tak zde je patrné, že se od 70. let zvýšilo magnitudo extrémních přílivů.

2.8 Změny v uhlíkovém a jiných biogeochemických cyklech

Koncentrace skleníkových plynů v atmosféře (oxid uhličitý, metan a oxid dusný) v r. 2011 překonala hodnoty zaznamenané v ledových jádrech během posledních 800000 let.

Za období 1750–2011 se díky spalování fosilních paliv a produkci cementu uvolnilo celkem 375 PgC (=petagram of carbon; 1 PgC = 3,667 GtCO₂). Dalších 180 PgC se uvolnilo díky změnám v land-use. Z tohoto objemu je pak 240 PgC absorbováno atmosférou (=> růst koncentrace CO₂), 155 PgC je absorbováno oceány a 160 PgC terestrickými ekosystémy (ale pouze těmi nepozměněnými). S absorpcí uhlíku v oceánech souvisí také jejich acidifikace, přičemž od počátku industriální éry se snížilo pH o 0,1. Všechny zmíněné charakteristiky jsou znázorněny v Obr. 5.

I koncentrace dalších skleníkových plynů od počátku industriální éry významně vzrostly, i když např. u metanu je člověk zodpovědný pouze za 50–65 %. Methan je ve velkém produkován spolu se zemědělskou činností, resp. vyšší počet přežvýkavců, větší plochy s rýží či emise ze skládek a odpadů. Jak již bylo zmíněno, tak rostou i koncentrace oxidu dusného. Za zmínku stojí také snižující se objemy kyslíku v oceánech, což je způsobeno tím, že teplejší voda dokáže udržet méně kyslíku.



Obr. 5 Podíl fosilních paliv a cementu na uvolňovaném CO₂ v období 1750–2010; porovnání uvolňovaného a absorbovaného CO₂ v období 1750–2010.

3. Drivers of Climate Change

Z hlediska studia hlavních faktorů, které ovlivňují klimatický systém je nutné představit klíčový termín „radiační působení RP“ (*radiative forcing*), kterým se označuje veličina udávající změnu radiační bilance v tropopauze vlivem určitého dodatečného působení v systému Země – atmosféra. Udává se v jednotkách $W.m^{-2}$, přičemž kladné hodnoty odkazují na potenciál oteplit zemské klima, zatímco záporné hodnoty klima mají tendenci klima ochladit.

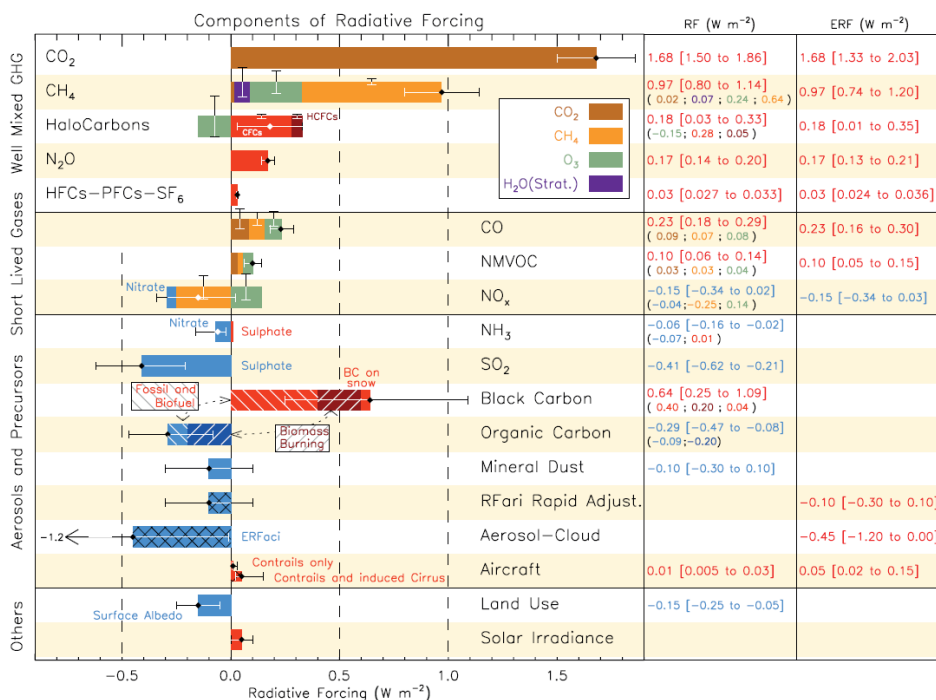
Tímto parametrem jsou popsány jednotlivé komponenty, které se shlukují do následujících skupin. První kategorií jsou skleníkové plyny jejichž RP je v současnosti $2,83 \pm 0,29 W.m^{-2}$, kde největší podíl má CO_2 . Průměrná hodnota tohoto plynu v industriálním období činí $1,82 \pm 0,19 W.m^{-2}$, přičemž je zde patrný kontinuální nárůst o $\sim 0,30 W.m^{-2}$ za 10 let. Dalším významným přispěvatelem je N_2O ($0,17 \pm 0,03 W.m^{-2}$ – 3. nejvýznamnější) a CH_4 ($0,48 \pm 0,05 W.m^{-2}$), jehož radiační působení je větší než souhrnné působení většiny halogenovaných uhlovodíků (Montrealský protokol). Velmi diskutovaný je také O_3 , u něž došlo během posledních 10 let k ustálení (celkové RP $0,35 \pm 0,20 W.m^{-2}$ → troposférický $0,40 \pm 0,20 W.m^{-2}$ a stratosférický $-0,05 \pm 0,10 W.m^{-2}$). Koncentrace troposférického O_3 jsou spojovány se změnami CH_4 , kyslíčnicku uhelnatého, oxidů dusíku a těžkých organických látek, zatímco koncentrace stratosférického O_3 jsou výsledkem působení halogenovaných uhlovodíků. Vyšší troposférický O_3 má také za následek fyziologický stres u vegetace, což vede ke zvyšování produkce CO_2 . Poslední komponentou v této skupině je vodní pára ve stratosféře (oxidace CH_4) jejíž hodnota RP činí $0,07 \pm 0,05 W.m^{-2}$.

Druhou skupinou jsou antropogenní aerosoly, kam se řadí zejména interakce typu aerosol-radiace (ari) a aerosol-oblačnost (aci), nicméně u této skupiny je poměrně těžké modelovat její budoucí chování (viz. TS3.6). RP_{ari} je v současné době definováno na $-0,35 \pm 0,50 W.m^{-2}$, přičemž výpočty obou interakcí podlely v poslední zprávě řadě úprav, čímž bylo zjištěno, že efekt RP není tak silný, jak se uvádělo (4. hodnotící zpráva IPCC z roku 2007). Do této skupiny patří také černý uhlík (součást aerosolových částic menších než $2,5 \mu m$) jehož hodnota je $0,04 \pm 0,02 W.m^{-2}$, a jež vykazuje 2 až 4krát citlivější odezvu v průměrné povrchové globální teplotě.

Třetí skupinou je RP podmíněné změnami v land-use zemského povrchu. Řadí se zde především odlesňování ($-0,15 \pm 0,10 W.m^{-2}$) a následné zvýšení albeda Země. S tímto jsou také spojeny odhady RP jednotlivých typů povrchu (orná půda, pastviny...), přičemž jako problém se jeví nedostatečně komplexní znalost referenčních hodnot (r. 1750). V souvislosti s RP se jedná také o změny spočívající v různé akumulaci energie u různých povrchů, zavlažování, odtok vody aj. Poslední a minoritní komponentu představují kondenzační produkty leteckého provozu ($0,01 \pm 0,02 W.m^{-2}$).

Poslední skupinou jsou přirozené klimatotvorné faktory – solární faktor a vulkanismus. První zmíněný podléhá mj. kvazi-periodickým změnám s 11 letým opakováním, tudíž RP je definováno jako rozdíl ve dvou po sobě jdoucích minimech (1986 a 2008; $-0,04 \pm 0,04 W.m^{-2}$). Každopádně industriální hodnota, která zahrnuje i data sluneční aktivity v před satelitním období získané na základě vhodných proxy, je stanovena na $0,05 \pm 0,05 W.m^{-2}$. V poslední řadě je také diskutován vliv množství sluneční energie na průnik sekundárního kosmického záření do prostoru oblak, což má pravděpodobně dopad na RP. Stratosférické vulkanické aerosoly, resp. jejich RP je také dobře popsáno. Ačkoliv vulkanická aktivita produkuje do atmosféry velké množství minerálních částic, jsou to spíše aerosolové sulfáty, které podléhají delší stabilitě v prostředí. U emisí CO_2 produkovaných z vulkánů je uvažováno, že jsou až 100 krát méně vlivné ve srovnání s antropogenním CO_2 .

¹ současnost = r. 2011 (rok „uzávěrky“ 5. hodnotící zprávy)



Obr. 6 Radiační působení jednotlivých faktorů na klimatický systém Země během industriálního období.

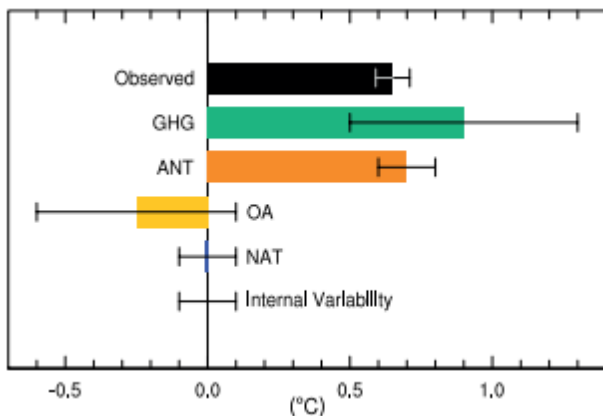
4. Understanding the Climate System and Its Recent Changes

Pochopení klimatického systému je výsledkem kombinace pozorování, teoretických studií zpětnovazebních procesů a modelových simulací. Konzistence pozorovaných a modelovaných změn v celém klimatickém systému, včetně regionálních teplot, cyklu vody, globálního chodu energie, kryosféry a oceánů (včetně acidifikace oceánů), poukazuje na celosvětovou změnu klimatu. Tato změna je důsledkem především antropogenního zvýšení koncentrací skleníkových plynů (WMGHG).

4.1 Povrchová teplota

S postupem času byla umožněna rozsáhlejší kvantifikace vlivu člověka na změny povrchové teploty. Bylo zjištěno, že některé jednotlivé modely nadhodnocují oteplovací trend, jiné ji podceňují. Simulace pouze se změnami WMGHG a bez změn aerosolu obecně vykazují silnější oteplování, než bylo pozorováno. Pozorované teplotní trendy v období 1951-2010, které jsou charakterizovány oteplením nad většinou planety s nejintenzivnějším oteplením nad kontinenty NH jsou na většině pozorovaných místech v souladu s teplotními trendy v simulacích CMIP5 včetně antropogenních a přirozených nárůstů a jsou v rozporu s teplotními trendy v simulacích CMIP5.

Je velmi pravděpodobné, že lidské činnosti způsobily více než polovinu pozorovaného nárůstu průměrné teploty povrchu v letech 1951 až 2010. Toto hodnocení je podpořeno rozsáhlými důkazy z několika studií používajících různé metody. V souladu s AR4 se odhaduje, že více než polovina pozorovaného nárůstu v celosvětové průměrné teplotě povrchu od roku 1951 do roku 2010 je velmi pravděpodobné kvůli pozorovanému antropogennímu nárůstu koncentrací WMGHG. Následující faktory přispěly k oteplení o 0,6 °C za studované období. Těmito faktory jsou dobře smíchané skleníkové plyny (GHG), antropogenní působení (ANT), antropogenní působení jiných než dobře smíchaných skleníkových plynů (OA), přírodní síly (NAT) a vnitřní variabilita (viz obr. TS.10).



Obr. 7 Odhadnuté rozsahy (svorky) a střední hodnoty (sloupce) trendů teplotních řad v průběhu let 1951–2010 pro dobře promíchané smíchané skleníkové plyny (GHG), antropogenní působení (ANT), antropogenní působení jiných než dobře smíchaných skleníkových plynů (OA), přírodní síly (NAT) a vnitřní variabilitu systému.

Sluneční (solární) působení je jediným známým přírodním faktorem, který působí na ohřátí podnebí v období 1951-2010, ale zvyšuje se mnohem méně, než je tomu u WMGHG. Také je nutné si uvědomit, že oteplování od roku 1951 nelze vysvětlit samotnou vnitřní variabilitou.

4.2 Atmosférická teplota

Nové studie o teplotě stratosféry, s přihlédnutím k reakcím na přírodní zásahy, WMGHG a látky poškozující ozonovou vrstvu, ukazují, že je velmi pravděpodobné, že antropogenní zásahy, v nichž dominuje zeslabení ozonové vrstvy způsobené látkami poškozujícími ozonovou vrstvu. Tím přispívají od roku 1979 k ochlazení dolní stratosféry.

4.3 Oceán

Pozorované oteplování oceánů na přelomu 20. a 21. století prokázalo jasnou souvislost s antropogenní aktivitou na Zemi. Během zkoumaného období bylo zjištěno, že antropogenní působení významně přispělo ke zvýšení teploty oceánů, což vedlo zejména k nárůstu hladiny moří vlivem odtání ledu. Pozorované byly také změny zejména ve slanosti vody, kde dlouhodobé trendy ukazují na zvýšenou slanost povrchu, zejména v oblasti tropů (30°s.š. a 30°j.š.) a západního Pacifiku. Globální analýzy také ukazují na pokles obsahu kyslíku v oceánu, což můžeme opět částečně přičítat lidským vlivům. Jediný faktor, který ukazuje pozitivní změnu je pH, které od doby průmyslové éry začalo klesat, ovšem jen o -0,0014 a -0,0024 jednotek za rok.

4.4 Kryosféra

Podle studie bylo dokázáno, že ústup ledovců v důsledku oteplování a změnám vlhkosti je zapříčiněna zejména antropogenním působením. Rozsah antarktického mořského ledu a ledové plochy zejména na okrajích je od roku 2000 výrazně redukován a to v důsledku transportu teplejší vody oceánskou cirkulací, které urychluje proces tání. Na druhé straně tu máme Grónský ledovec, který silně reaguje

na výrazné zvýšení teplot vzduchu ve vztahu k 20. století a také na proniknutí teplé vody mezi hlavní fjordy, která způsobuje rychlejší odtávání celého ledovce.

4.5 Koloběh vody

Na základě shromážděných důkazů o vlivu člověka na koloběh vody bylo zjištěno, že lidský faktor ovlivnil globální oběh vody od roku 1960. Byly zjištěny zejména změny specifické vlhkosti vzduchu, srážek a také slanosti povrchu oceánů v důsledku odpařování či kondenzace vody.

4.6 Klimatické extrémy

Frekvence a intenzita denních teplot vzduchu a srážek se od 20. století výrazně mění. Během tohoto období byl sledován nárůst teplých dnů a nocí a naopak sníženou četnost mají dny a noci chladné. Od AR4 a SREX byly objeveny nové důkazy, které potvrzují vliv antropogenní činnosti na nárůst extrémně teplých denních teplot vzduchu. Stejně výsledky byly zjištěny také u extrémních hodnot srážek či naopak extrémnímu suchu, které se u nás objevují s čím dál větší pravidelností.

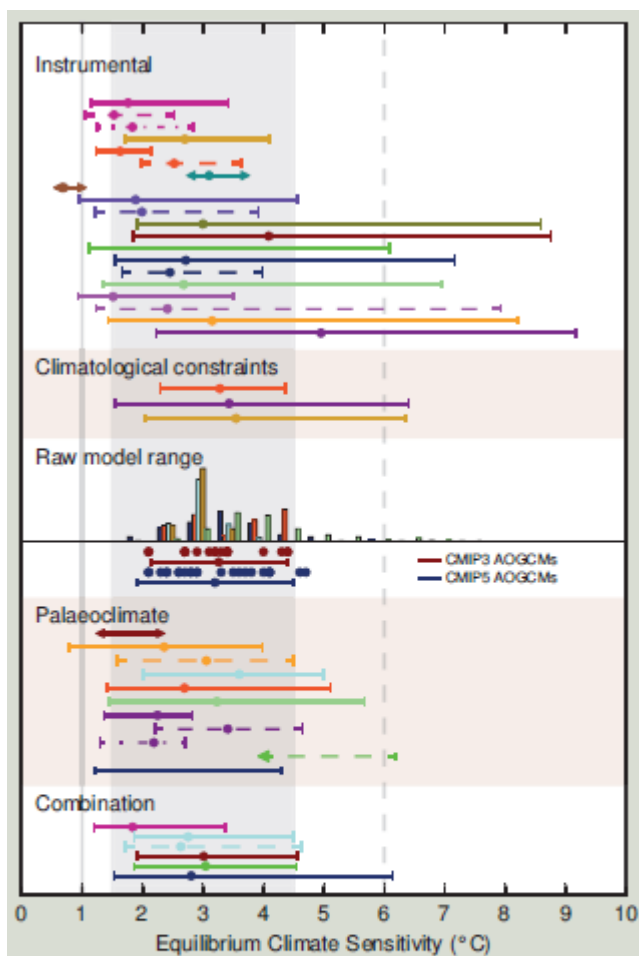
Shrnutí

Ze všech výzkumů vyplývá, že na pozorované změny klimatického systému během posledních desetiletí, má velkou zásluhu především lidská činnost. Antropogenní vliv byl zjištěný při změnách povrchové teploty v atmosféře a v oceánech, stejně tak jako změny v kryosféře, koloběhu vody a některé další extrémy. Existují silné důkazy, které vylučují sluneční aktivitu, sopečnou činnost a vnitřní variabilitu, jako hlavní hnací síly oteplení od roku 1950.

5. Projekce globální a regionální klimatické změny

Projekce budoucích změn klimatu jsou sestavovány na základě využití klimatických modelů, a to od nejjednodušších po nejobsáhlejší. Modely předpovídají změny na základě různých scénářů velikosti antropogenních změn. V této práci byly využity scénáře (tzv. RCPs) pro vytvoření nových předpovědních klimatických modelů (tzv. CMIP5).

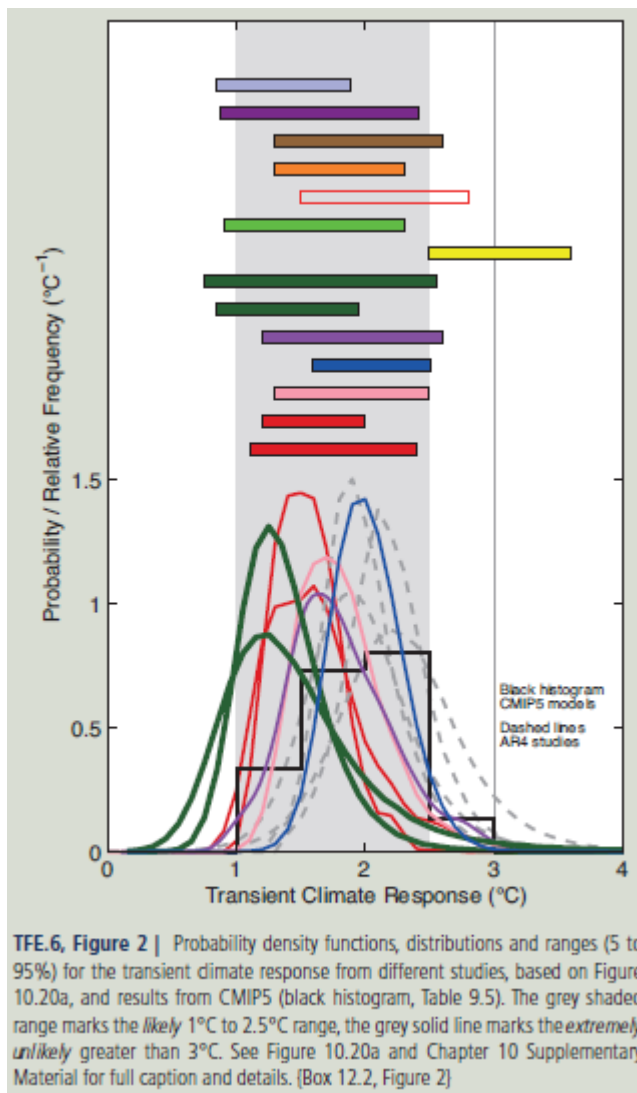
Podle aktuálních odhadů jednoduchých a středně složitých modelů ve spojení s měřenými hodnotami teplot s počátky v předindustriální době a s přihlédnutím na paleoklima, je vysoce pravděpodobné pokračující oteplování planety. Odhady s vysokou pravděpodobností očekávají navýšení globálních teplot vzduchu (pro tzv. ECS - „rovnovážnou klimatickou citlivost“) v intervalu od 1,5 °C do 4,5 °C. Podle zprávy IPCC je pak vysoce nepravděpodobné, že by tyto projekce budoucích klimatických změn byly dány přírodními silami. Cirkulační model interakce atmosféra-oceán (AOGCMs) předpovídá rozsah změn mezi 2–4,5 °C.



TFE.6, Figure 1 | Probability density functions, distributions and ranges for equilibrium climate sensitivity, based on Figure 10.20b plus climatological constraints shown in IPCC AR4 (Box AR4 10.2 Figure 1), and results from CMIP5 (Table 9.5). The grey shaded range marks the *likely* 1.5°C to 4.5°C range, grey solid line the *extremely unlikely* less than 1°C, the grey dashed line the *very unlikely* greater than 6°C. See Figure 10.20b and Chapter 10 Supplementary Material for full caption and details. (Box 12.2, Figure 1)

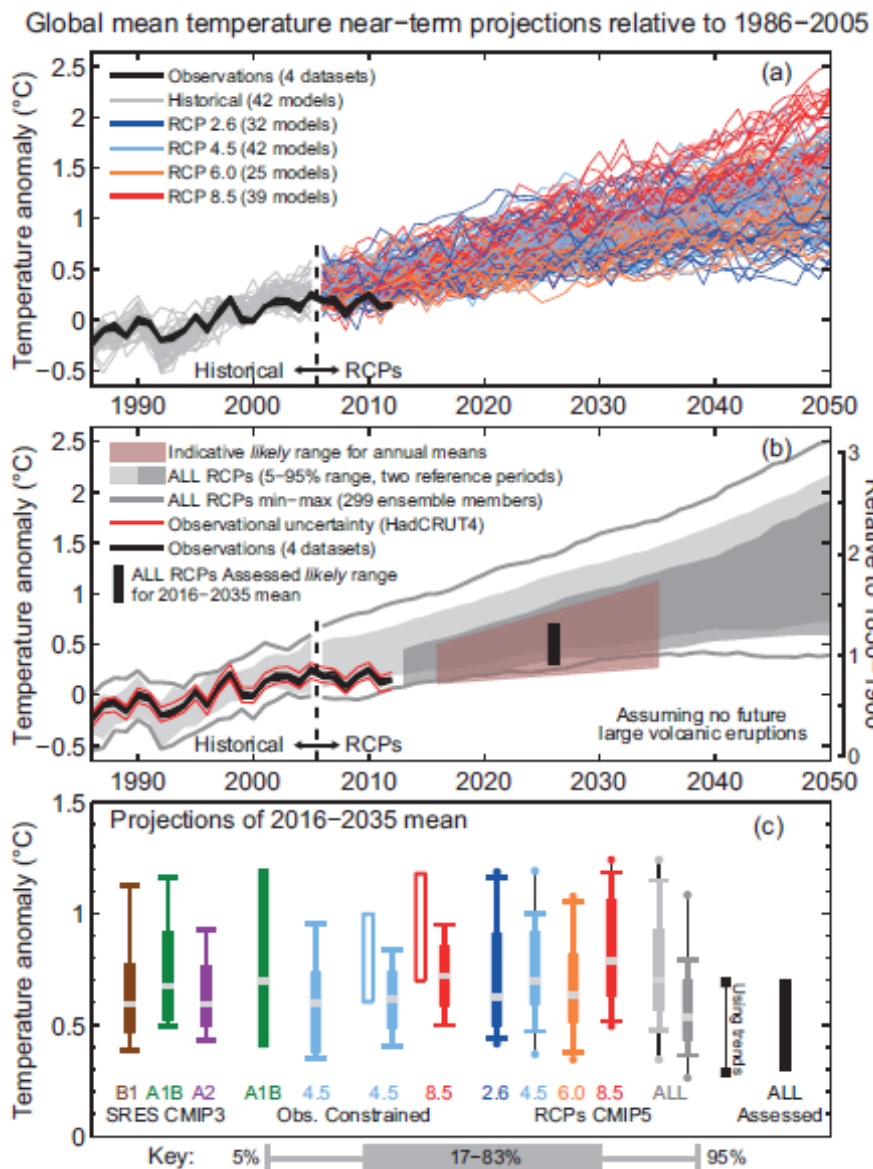
Obr. 8 Odhady změn globální teploty vzduchu dle ECS za využití kombinace více metod.

Kromě ECS je druhou používanou metodou hodnotící odpověď klimatického systému ve vztahu k teplotám vzduchu tzv. TCR („přechodná klimatická odezva). Tato metoda vycházející ze scénáře předpokládajícího rostoucí RF („radiation forcing“), je považována za více informativní indikátor budoucích změn, než ECS. Podle TCR je vysoce pravděpodobný nárůst globální teploty v intervalu 1–2,5 °C, a zároveň je velmi nepravděpodobný nárůst o více než 3 °C.



Obr. 9 Odhad změn globální teploty vzduchu dle TCR.

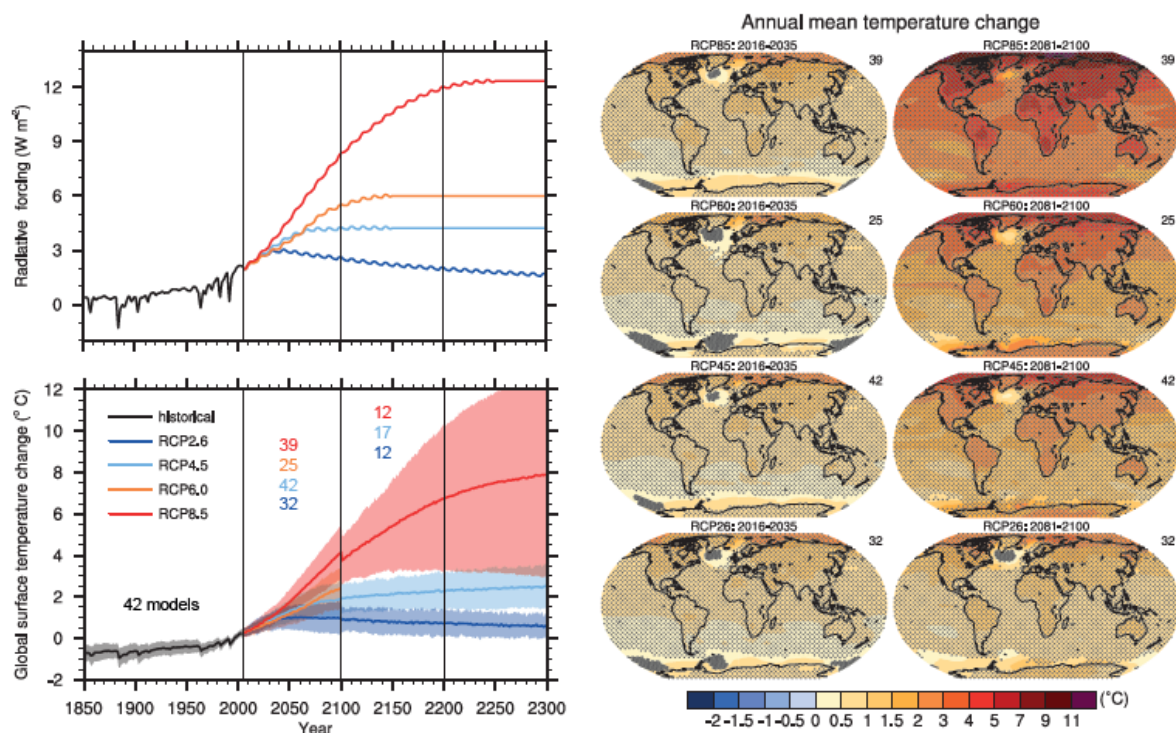
Dále jsou ve zprávě IPCC rozlišovány tzv. krátkodobé a dlouhodobé klimatické změny. Krátkodobé změny globálních teplot pro období 2016–2035 jsou za předpokladu absence významnějších vulkanických erupcí na základě referenčního období 1986–2005 odhadovány jako pozitivní v intervalu mezi 0,3–0,7 °C (střední míra jistoty). Regionálně nejvyšší v teplotách povrchového vzduchu se očekávají v Arktidě. Ve srovnání s obdobím 1850–1900 však bude období 2016–2035 pravděpodobně teplejší o více než 1 °C. Je pravděpodobné, že se v příštích desetiletích zásadně zvýší četnost teplých dnů a nocí, stejně jako intenzita a délka trvání tepelných vln.



Obř. 10 Předpokládané krátkodobé změny globálních teplot vzduchu na základě srovnání s referenčním obdobím 1986–2005.

Dále krátkodobé předpovědi očekávají regionálně se lišící změny v úhrnech srážek (změna frekvence, intenzity), globální zvýšení vlhkosti vzduchu, zvyšující se výpar v bezodtokých oblastech, rostoucí hladiny světového oceánu spojené s odtáváním ledovců, zvyšující se salinitu v tropech a subtropích, aj.

V případě dlouhodobých změn je odhadován nárůst teploty vzduchu v rozdílných intervalech na základě typu RCPs (rozlišujeme RCP2.6, RCP4.5, RCP 6.0, RCP8.5). Za velmi pravděpodobné je předpokládáno zvýšení globálních teplot o více než 1,5 °C v období 2081–2100 ve srovnání s období 1850–1900, a jako pravděpodobný je odhadován růst přesahující 2 °C.



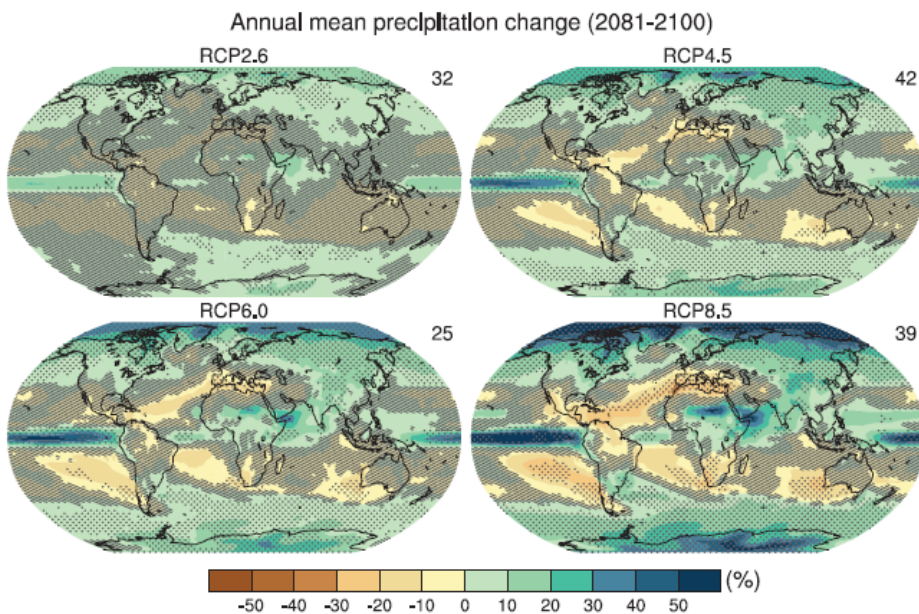
Obr. 11 Odhadované změny globálních teplot vzduchu na základě odlišných RCP.

Tab. 1 Predikované změny globálních teplot vzduchu a hladiny světového oceánu pro různá období v 21. století, a odlišná RPC.

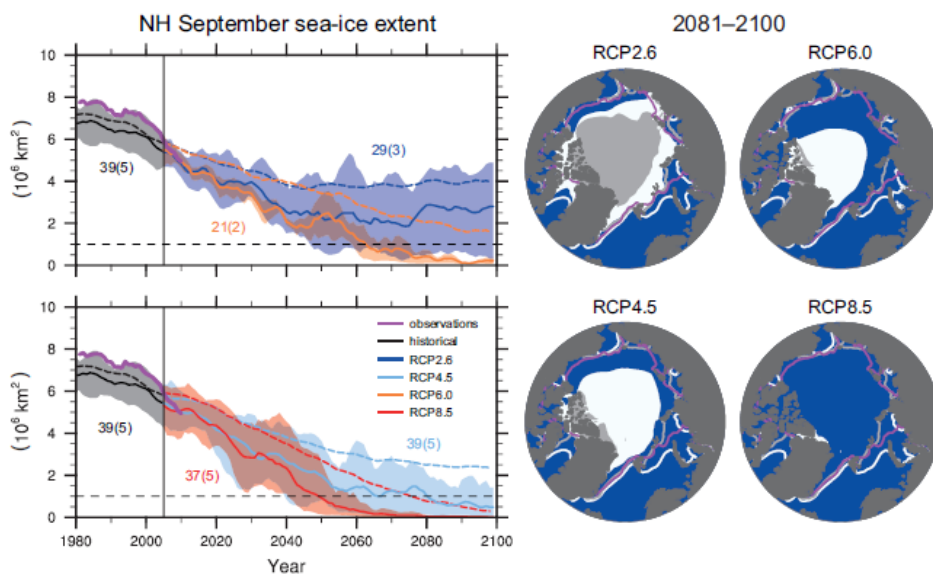
		2046–2065		2081–2100	
	Scenario	Mean	Likely range ^c	Mean	Likely range ^c
Global Mean Surface Temperature Change (°C) ^a	RCP2.6	1.0	0.4 to 1.6	1.0	0.3 to 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 to 2.0	1.8	1.1 to 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 to 1.8	2.2	1.4 to 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 to 2.6	3.7	2.6 to 4.8
	Scenario	Mean	Likely range ^d	Mean	Likely range ^d
Global Mean Sea Level Rise (m) ^b	RCP2.6	0.24	0.17 to 0.32	0.40	0.26 to 0.55
	RCP4.5	0.26	0.19 to 0.33	0.47	0.32 to 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 to 0.32	0.48	0.33 to 0.63
	RCP8.5	0.30	0.22 to 0.38	0.63	0.45 to 0.82

Kromě změn teplotních charakteristik předpokládají dlouhodobé scénáře také změny v úhrnech srážek. Zatímco u globálních teplot se předpokládá téměř všudypřítomný růst, změna v úhrnu srážek bude pravděpodobně variabilní s ohledem na lokalitu. Předpokládá se úbytek srážek v Mediteránu, Karibiku, a na východních okrajích kontinentů jižní polokoule, a zvýšený úhrn kapalných srážek ve vyšších zeměpisných šířkách.

Dále je velmi pravděpodobné snížení rozlohy kryosféry v Arktidě v závislosti na RCP od 8 % (RCP2.6) až po 94 % (RCP 8.5) pro období 2081–2100 ve srovnání s obdobím 1986–2005.

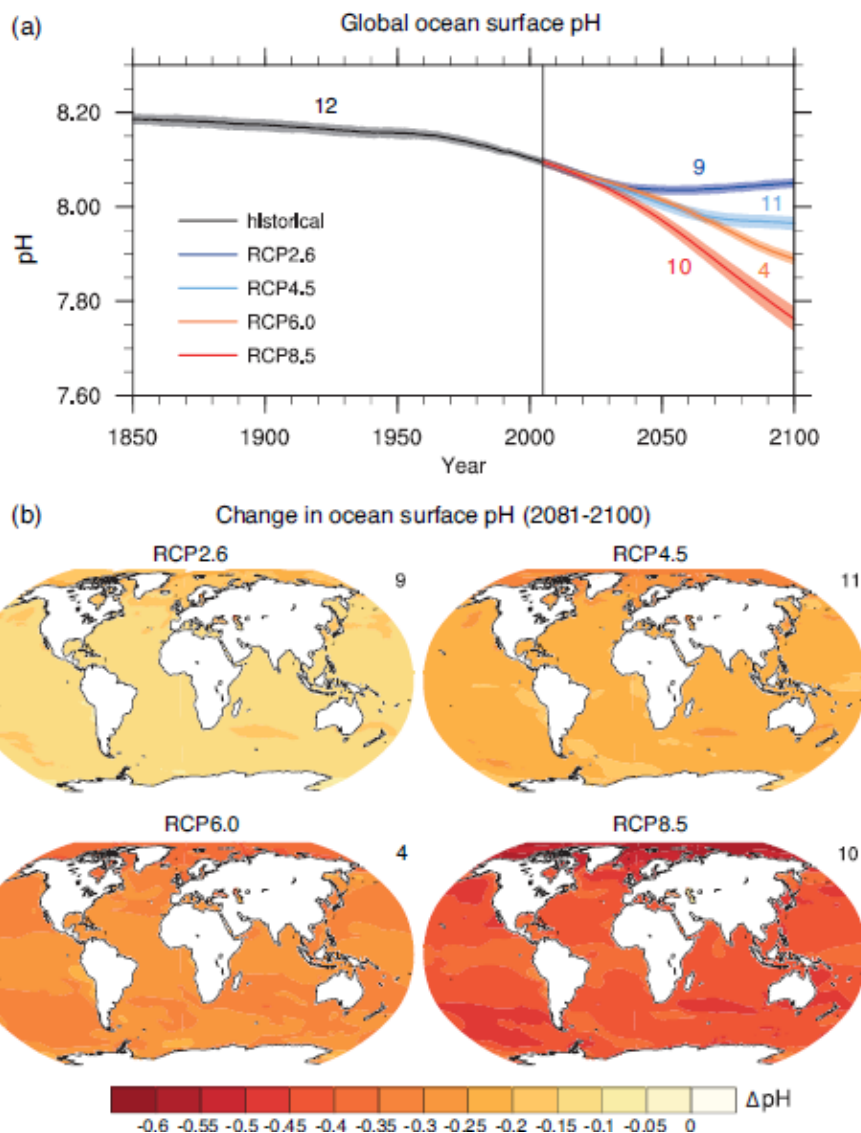


Obr. 12 Odhadované změny úhrnů srážek na základě různých RCP pro období 2081–2100 ve srovnání s obdobím 1986–2005 vyjádřené podílem změny ke stávajícímu období.



Obr. 13 Odhadované změny plochy kryosféry v Arktidě na základě různých RCP pro období 2081–2100 ve srovnání s obdobím 1986–2005.

Velmi pravděpodobně dojde také k pokračujícímu okyselování vod světového oceánu vlivem ukládání uhlíku. Modely ukazují, že celkové pH oceánů klesne v období 2081–2100 ve srovnání s referenčním obdobím v intervalu od 0,06 do 0,32 na základě RCP.



Obr. 14 Předpokládaný vývoj hodnot pH vod světového oceánu v období 2081–2100 pro různá RCP ve srovnání s referenčním obdobím 1986–2005.

6. Climate Geoingeniering Methods and KeyUncertainties

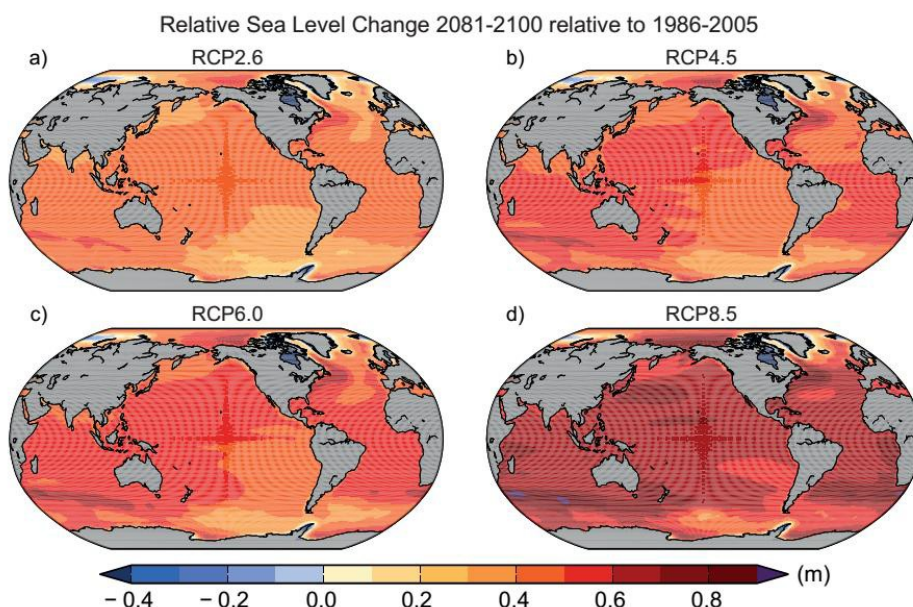
6.1 Geoinženýring

Byly navrženy metody, směřující k úmyslnému ovlivnění klimatického systému, za účelem odvrácení změny klimatu; tyto metody se nazývají geoinženýring. Protože je k dispozici jen málo výstupů, nelze provést komplexní kvantitativní zhodnocení metod řízení slunečního záření (Solar Radiation Management, SRM) ani metod odstraňování oxidu uhličitého (Carbon Dioxide Removal, CDR) a jejich dopadu na klimatický systém. Metody CDR mají svá biogeochemická a technologická omezení z hlediska jejich potenciálu v globálním měřítku. Nemáme dostatek poznatků, abychom mohli kvantifikovat, kolik emisí CO_2 by se dalo částečně kompenzovat metodami CDR v horizontu století. Modelování ukazuje, že pokud by byly proveditelné metody SRM, mohly by podstatně zabránit vzrůstu globální teploty, ale ovlivnily by také globální koloběh vody a nesnížily by acidifikaci oceánu.

Pokud by bylo SRM z jakéhokoli důvodu ukončeno, existuje vysoká spolehlivost, že by globální teploty při povrchu velmi rychle vzrostly na hodnoty odpovídající působení skleníkových plynů. Metody CDR a SRM mají v globálním měřítku vedlejší účinky a dlouhodobé důsledky.

6.2 Dlouhodobá předpověď změny hladiny oceánu

Globální průměrná hladina oceánu se v období let 2081-2100 v porovnání s obdobím 1986-2005 pravděpodobně zvýší v rozsahu 0,26 až 0,55 m podle scénáře RCP2.6, 0,32 až 0,63 m podle scénáře RCP4.5, 0,33 až 0,63 m podle scénáře RCP6.0 a 0,45 až 0,82 m podle scénáře RCP8.5 (střední spolehlivost). Podle scénáře RCP8.5 bude zvýšení hladiny k roku 2100 činit 0,52 až 0,98 m, přičemž rychlost zvyšování v letech 2081-2100 bude činit 8 až 16 mm.rok-1(střední spolehlivost). Tyto rozsahy vycházejí z klimatických projekcí modely CMIP5 v kombinaci s procesními modely a vyhodnocením příspěvku horských ledovců a ledového příkrovu podle odborné literatury



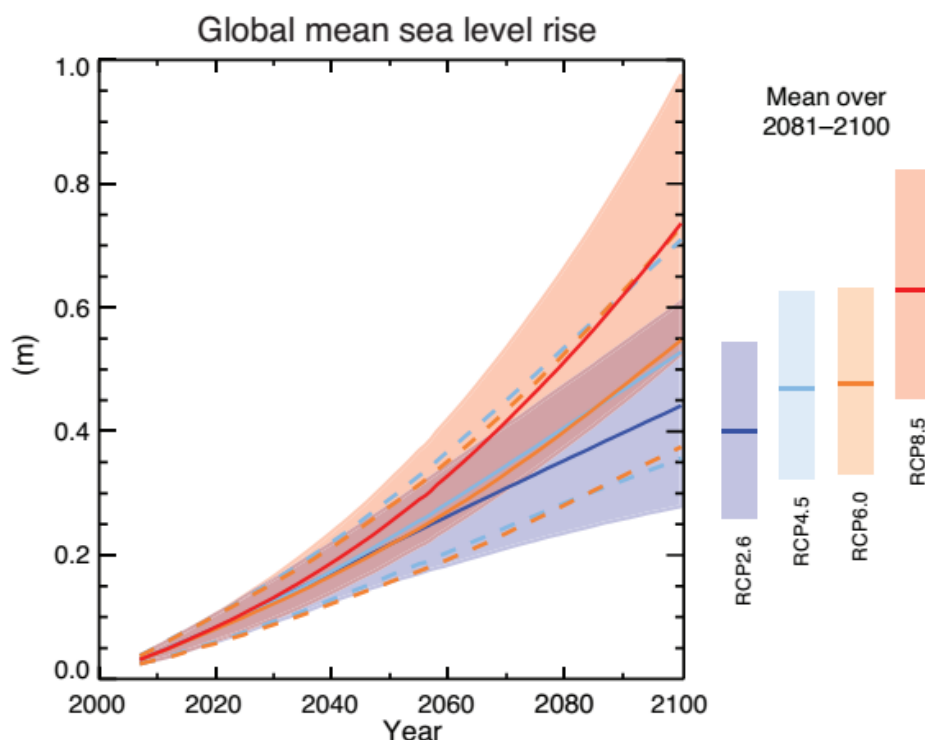
Obr. 15 Relativní zvýšení mořské hladiny podle scénářů RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 a RCP8.5.

Podle projekcí RCP přispěje teplotní expanze vody ke zvýšení globální průměrné hladiny oceánu v 21. století ze 33 až 55 % a horské ledovce z 15 až 35 %. Vyšší tání povrchu grónského ledového příkrovu přesáhne nárůst ze sněhových srážek, což povede ke kladnému příspěvku změn hmotnostní bilance k budoucí výšce hladiny oceánu (vysoká spolehlivost). Zatímco bude rozsah povrchového tání malý, očekává se nárůst sněhových srážek na antarktický ledový příkrov (střední spolehlivost) s výsledkem záporného příspěvku k budoucí výšce hladiny oceánu ze změn hmotnosti bilance. Změny odtoku z obou ledových příkrovů dohromady budou pravděpodobně znamenat příspěvek v rozsahu 0,03 až 0,20 m do období 2081-2100 (střední spolehlivost).

Podle současných poznatků by podstatné zvýšení globální střední hladiny oceánu v 21. století nad pravděpodobný rozsah mohl přinést jen kolaps mořských částí antarktického ledového příkrovu. Existuje však střední pravděpodobnost, že by tento dodatečný příspěvek ke zvýšení hladiny oceánu v 21. století nepřesáhl několik desetin metru.

Byla posouzena východiska pro vyšší projekce zvýšení globální průměrné hladiny oceánu v 21. století se závěrem, že v současné době není k dispozici dostatek výstupů, aby bylo možné vyhodnotit pravděpodobnost konkrétních výšek hladiny nad stanovený pravděpodobný rozsah. Řada semiempirických modelových projekcí zvýšení globální průměrné hladiny oceánu ukazuje vyšší hodnoty než projekce na základě procesních modelů (až dvojnásobně), ale vědecká obec se neshoduje na jejich spolehlivosti, a proto jsou tyto projekce hodnoceny jako málo spolehlivé.

Hladina oceánu se nezvýší všude stejně. Do konce 21. století je velmi pravděpodobné, že hladina oceánu stoupne na více než 95 % oceánských oblastí. Podle projekcí na zhruba 70 % pobřeží dojde ke změně výšky hladiny v rozmezí 20 % od globální průměrné změny hladiny oceánu.



Obr. 16 Projekce zvýšení průměrné globální hladiny oceánu v 21. století v porovnání s obdobím let 1986-2005 podle modelů CMIP5 a procesních modelů pro scénáře RCP2.6 a RCP8.5.

6.3 Cíle a stabilizace klimatu

Kumulativní celkové emise CO₂ a reakce průměrné globální teploty při povrchu mají zhruba lineární vzájemný vztah. Každá daná úroveň oteplení je spojena s rozsahem kumulativních emisí CO₂, a proto např. vyšší emise v dřívějších dekadách implikují nižší emise později.

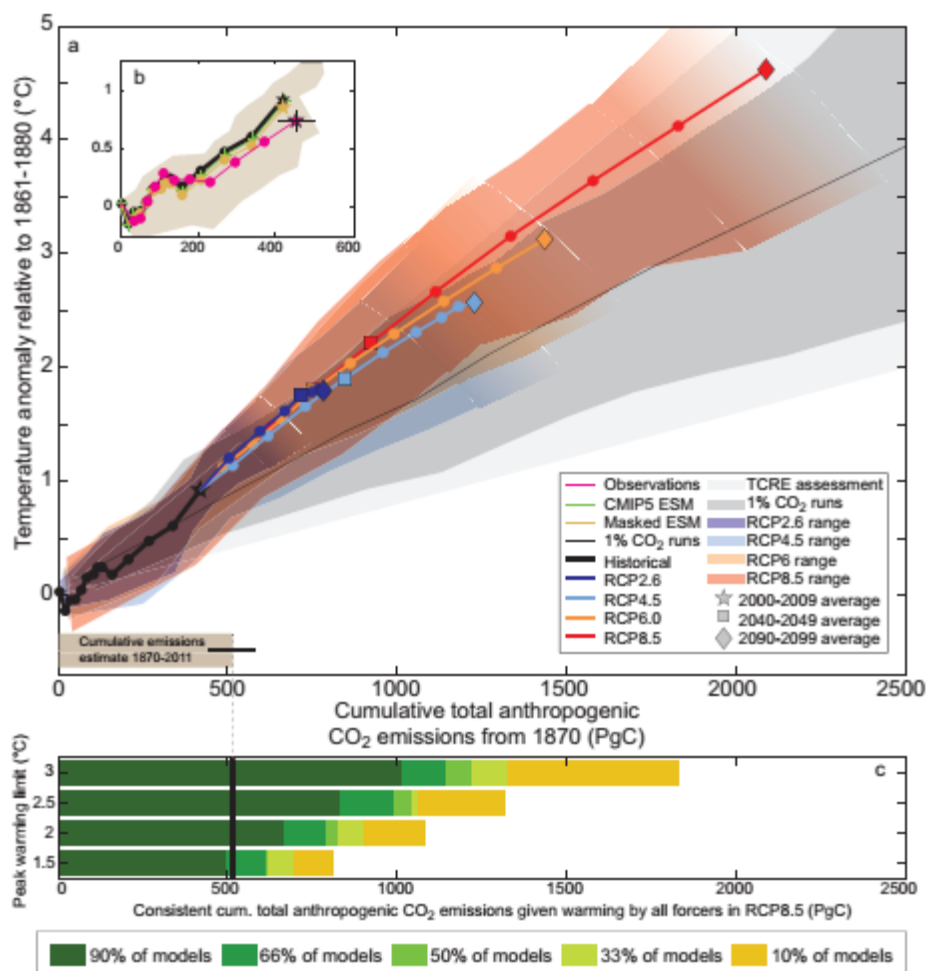
Omezit oteplování způsobené pouze antropogenními emisemi CO₂ s pravděpodobností >33 %, >50 %, respektive >66 % na méně než 2°C od období let 1861-1880 bude vyžadovat, aby kumulativní emise CO₂ ze všech antropogenních zdrojů zůstaly mezi 0 a zhruba 1570 GtC (5760 GtCO₂), 0 a zhruba 1210 GtC (4440 GtCO₂), respektive 0 a zhruba 1000 GtC (3670 GtCO₂) od uvedeného období. Uvedená horní množství se sníží na zhruba 900 GtC (3300 GtCO₂), 820 GtC (3010 GtCO₂), respektive 790 GtC (2900 GtCO₂), pokud vezmeme v úvahu i příčiny jiné než CO₂, jako je tomu ve scénáři RCP2.6. Do roku 2011 bylo již emitováno 515 [445 až 585] GtC (1890 [1630 až 2150] GtCO₂).

Nižší cíl oteplení neboli vyšší pravděpodobnost, že oteplení zůstane pod konkrétním cílem, bude vyžadovat nižší kumulativní emise CO₂. Také zohlednění oteplovacích účinků zvýšení emisí skleníkových plynů jiných než CO₂, snížení emisí aerosolů nebo uvolňování skleníkových plynů z permafrostu snižuje kumulativní emise CO₂ pro konkrétní cíl oteplení.

Velká část antropogenní změny klimatu v důsledku emisí CO₂ je nezvratná v měřítku staletí až tisíciletí s výjimkou případu, kdy po dlouhou dobu bude docházet k výraznému odstraňování CO₂ z atmosféry. I po úplném zastavení čistých antropogenních emisí CO₂ zůstanou povrchové teploty po staletí zhruba konstantně na zvýšené úrovni. Vzhledem k pomalému přestupu tepla z povrchu oceánu do jeho hloubek bude oteplování oceánu pokračovat po staletí. V závislosti na scénáři zůstane zhruba 15 až 40 % emitovaného CO₂ v atmosféře déle než 1000 let.

Je prakticky jisté, že zvyšování globální průměrné hladiny oceánu bude pokračovat i po roce 2100, přičemž se bude hladina oceánu zvyšovat v důsledku tepelné expanze po mnoho staletí. Několik dostupných výsledků modelů, které jdou za rok 2100, ukazuje, že při RF, odpovídajícímu koncentracím CO₂, které zpočátku stoupají, později klesají, ale zůstávají pod 500 ppm, jako je tomu u scénáře RCP2.6, vzroste globální střední hladina oceánu do roku 2300 o méně než 1 m nad preindustriální úroveň. U RF, které odpovídá koncentracím CO₂ nad 700 ppm, ale pod 1500 ppm, jako je tomu ve scénáři RCP8.5, činí projektované zvýšení 1 m až více než 3 m (střední spolehlivost).

Trvalý úbytek hmoty ledovcových příkrovů by způsobil vyšší vzestup hladiny oceánu, přičemž v některých místech by mohl být úbytek ledové hmoty nezvratný. Existuje vysoká spolehlivost, že trvalé oteplení nad určitý limit by vedlo k téměř úplnému roztátí grónského ledovce v horizontu tisíciletí či delším, což by vyvolalo vzestup globální střední hladiny oceánu až o 7 m. Současné odhady ukazují, že tento limit je větší než 1°C (nízká spolehlivost), ale menší než přibližně 4°C (střední spolehlivost) průměrného globálního oteplení v porovnání s preindustriální érou. Náhlé a nevratné roztátí ledu v důsledku potenciální nestability mořských oblastí antarktického ledového příkrovu v reakci na klimatické vlivy je možné, ale současné výstupy a poznatky nepostačují na kvantitativní posouzení.



Ob. 17 Zvýšení průměrné globální teploty při povrchu jako funkce kumulativních celkových globálních emisí CO₂ podle různých typů výstupů. Multimodelové výsledky hierarchie modelů klimatu a koloběhu uhlíku pro jednotlivé scénáře RCP do roku 2100 jsou znázorněny barevnými křivkami a desetiletými průměry (tečky).

6.4 Místní změny klimatu

Podle scénáře RCP8.5 pravděpodobně dojde do konce tohoto století ve vysokých zeměpisných šířkách a v rovníkových oblastech Tichého oceánu ke zvýšení průměrných ročních úhrnů srážek. Podle tohoto scénáře v mnoha suchých oblastech ve středních zeměpisných šířkách a v subtropických oblastech průměrný úhrn srážek pravděpodobně poklesne, zatímco v mnoha vlhkých oblastech ve středních zeměpisných šířkách se průměrný úhrn srážek do konce tohoto století pravděpodobně zvýší. S růstem průměrné globální teploty vzduchu se četnost výskytu a intenzita extrémních srážek do konce tohoto století velmi pravděpodobně zvýší nad většinou pevninských oblastí ve středních zeměpisných šířkách a nad vlhkými tropickými oblastmi. V globálním měřítku je pravděpodobné, že se monzunové oblasti v 21. století rozšíří. Zatímco monzunové větry pravděpodobně zeslábnou, monzunové srážky pravděpodobně zesílí v důsledku zvýšení atmosférické vlhkosti. Monzun bude pravděpodobně nastupovat dříve nebo se datum jejich nástupu příliš nezmění. Konec monzunu bude pravděpodobně opožděn, takže se monzunové období v mnoha oblastech prodlouží. Je velmi spolehlivé, že El Niño – Jižní oscilace (ENSO) zůstane v tropických oblastech Tichého oceánu dominantním modem meziroční variability a bude mít v 21. století globální účinky. V důsledku nárůstu dostupné vlhkosti bude variabilita srážek souvisejících s ENSO v regionálním měřítku pravděpodobně větší. Přirozené

kolísání intenzity a prostorového rozložení ENSO jsou velké, a proto zůstává spolehlivost všech konkrétních změn ENSO a souvisejících regionálních jevů projektovaných pro 21. století nízká.

Zdroj:

IPCC AR 5 WG I TechnicalSummary: Dostupné z:

http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_TS_FINAL.pdf<citováno dne:

15. 5. 2014>