

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra agroekologie a rostlinné produkce



**Výskyt sněhové pokrývky ve vztahu ke globální změně
klimatu**

Bakalářská práce

Štěpán Buchta

Ochrana krajiny a využití přírodních zdrojů

Ing. Luboš Türkott, Ph.D.

© 2020 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci "Výskyt sněhové pokrývky ve vztahu ke změně globálního klimatu" jsem vypracoval samostatně pod vedením vedoucího bakalářské práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autor uvedené bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 17.7.2020

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval panu vedoucímu mé práce za konzultace a rady, které mi pomohly vypracovat bakalářskou práci.

Výskyt sněhové pokrývky ve vztahu ke globální změně klimatu

Souhrn

V této bakalářské práci jsou sepsány důležité charakteristiky sněhové pokrývky, které jsou ovlivňovány změnou globálních podmínek. Před charakteristikami sněhové pokrývky jsou definovány základní pojmy, které jsou velice důležité pro lepší pochopení následující části. První třetina práce se týká charakteristik sněhové pokrývky, kde jsou více popsány vlastnosti sněhu, funkce a výměna energie s vnějším prostředím.

Další část je celá věnována klimatickému systému. Zde je klima definováno a zjednodušeně popsáno, jak funguje. Pro lepší pochopení globálních změn je v další podkapitole sepsána historie vývoje klimatu, která by mohla i pomoci s predikcí následného vývoje. Důležitým poznatkem z historie je, že se klimatické podmínky neustále mění a v průběhu milionů let oscilovaly. Následuje pět základních klimatotvorných faktorů – atmosférické, cirkulační, radiační, geografické a antropogenní, které jsou více popsány a vysvětleny. Poslední téma týkajícího se klimatu je vliv sněhové pokrývky na klimatické podmínky, kde jsou zmíněny konkrétní případy skrze studie.

V poslední části je probrán výskyt sněhové pokrývky na Zemi v průběhu let. Ta je rozdělena na Jižní, Severní polokouli a Českou republiku. Na Antarktidě ledovcový pokryv ubývá na pevnině a na mořské části zase nabývá. Na Severní polokouli rozsah sněhové pokrývky v průměru ubývá, ale některé další vlastnosti sněhu mohou narůstat. Trend sněhové pokrývky na území České republiky za posledních 100 let kolísal, ale dle výzkumů a pozorování je jisté, že je negativní. Časové období výskytu sněhové pokrývky se bude snižovat a největší rozdíly jsou a budou pozorovány v oblastech většího výskytu sněhu. Důležitými faktory výskytu sněhové pokrývky jsou nadmořská výška a geografická poloha.

Klíčová slova: sníh, rozsah, klimatický systém, interakce, vývoj

Occurrence of snow cover in relation to global climate change

Summary

In this bachelor's thesis, there are important properties of snow cover described, which are influenced by the change of global conditions. Prefabricated snow covers are defined by basic terms that are important for a better understanding of the following sections. The first third of the work relates to the characteristic snow cover, where the properties of snow, functions and exchange of energy with the external environment are examined in more detail.

The next part is the whole subconscious climate system. Here, the climate is defined and the processes are explained basically. For a better understanding of global change, the next subchapter summarizes the history of climate development, which could also be a prediction of subsequent developments. Important lesson from history is that climatic conditions change and they slowly oscillate over time. Next, the five basic climatic factors - atmospheric, circulating, radiation, geographical and anthropogenic, which are more described and explained. Finally, this part discusses influences on climatic conditions, where specific cases are mentioned through studies.

The last part discusses the occurrence of snow cover on Earth over the years. I have divided it to the Southern, Northern Hemisphere and the Czech Republic. In Antarctica, the ice sheet is decreasing on land and increasing on the sea part. In the northern hemisphere, the range of snow cover in the area is declining, but other properties of snow are increasing. The trend of snow cover in the Czech Republic has fluctuated in less than 100 years, but according to research and observations, it steadily decreases. The time period is also likely to decrease with snow cover and the biggest differences are and will be observed in snowy areas. Altitude and geographical location are important factors in the occurrence of snow cover.

Keywords: snow, coverage, climate system, interactions, evolution

Obsah

1 Úvod	8
2 Cíl práce	9
3 Definice pojmů	10
3.1 Sníh.....	10
3.2 Latentní teplo.....	10
3.3 Sluneční záření a albedo.....	10
4 Sněhová pokrývka	12
4.1 Vlastnosti sněhu.....	12
4.2 Funkce sněhu.....	16
4.3 Výměna energie.....	17
5 Klima.....	23
5.1 Klimatický systém.....	23
5.2 Historie vývoje klimatu.....	24
5.3 Klimatotvorné faktory.....	27
5.4 Vliv sněhové pokrývky na klima.....	34
6 Vliv změny klimatu na výskyt sněhové pokrývky	36
6.1 Jižní polokoule.....	36
6.1.1 Antarktida	36
6.2 Severní polokoule.....	38
6.2.1 Arktida.....	40
6.2.2 Severní Amerika.....	40
6.2.3 Eurasie.....	41
6.2.4 Česká republika.....	44
7 Závěr	47
8 Literatura	48

1 Úvod

Poslední roky se společností a médií pohybuje téma globálního oteplování nebo globální změny teploty. Toto téma je často zjednodušováno, ale i špatně interpretováno, čímž dochází k šíření dezinformací a špatnému pochopení této problematiky.

Klimatický systém se skládá z velkého množství složek a faktorů, které se navzájem ovlivňují. Ovlivňují počasí i dlouhodobý stav atmosféry jak v lokálním, tak i v globálním pojetí. Nejvíce se změna klimatu projevuje na teplotě a na sněhové pokrývce či ledovcích. Na planetě Zemi však existují různá místa, kde tyto charakteristiky nabývají pozitivních trendů a místa s negativními trendy. Studování klimatických změn a jevů není jednoduché, a proto se studují ve více odvětví, mezi které například patří - meteorologie, klimatologie, hydrologie i pedologie.

Díky mnoha studiím se dnes může říct, že současné změny teplot a výskytu sněhové pokrývky nejsou ojedinělé. Tyto atributy v minulosti kolísaly, a to přetrvává do dnes. V různých obdobích po dobu existence naší planety se neustále střídaly doby ledové a období tepla. Za posledních minimálně 100 let se na změně klimatických podmínek z významné části zapojil i lidský faktor. S nástupem industrializace a s relativně vysokým nárůstem celosvětové populace se řada nežádoucích ukazatelů urychleně zvyšuje.

2 Cíl práce

Cílem bakalářské práce je přiblížení problematiky výskytu sněhové pokrývky v kontextu se změnou globálních podmínek v průběhu let za pomoci vědeckých studií.

První část je věnována sněhové pokrývce. Jsou zde zmíněné vlastnosti sněhové pokrývky, jejich definice a škály měřících hodnot. V dalších podkapitolách objasňuji její funkci a interakci s energií. V následující kapitole je vysvětlen klimatický systém, historie vývoje klimatu a základní faktory ovlivňující klima. V poslední podkapitole věnující se klimatu je zmíněný vliv sněhové pokrývky na klima. Závěrečná kapitola se týká výskytu sněhové pokrývky. Ta je rozdělena na 3 podkapitoly – Jižní polokouli, Severní polokouli a Českou republiku. Zde je popsána minulost měřících se charakteristik a trendy posledních let.

3 Definice pojmů

3.1 Sníh

Podle Dingmana (2015) můžeme sníh popsat jako zrnité médium, které se skládá z ledu a pórů. Když je sníh studený, mluvíme tedy o teplotě pod bodem tání ledu, tak se v pórech nachází pouze vzduch i s vodní párou. Při 0 °C (teplota tání) a více, obsahují póry i vodu, a tak se sníh stává trojfázovým systémem (obsahuje jak pevnou, tak plynnou a kapalnou složku).

Původ sněhových krystalů je z oblaků, kde se tvoří, když dochází k přesycení atmosféry tím, že se tlak vodní páry dostane přes úroveň nasycení. Mezi další důležité podmínky vzniku sněhu je teplota nižší než 0 °C za přítomnosti podchlazené vodní páry a vhodných aerosolů (kondenzační jádra). Ledové krystaly se tvoří kolem kondenzačních jader a shlukováním menších ledových krystalků se formují do známých sněhových vloček (Pomeroy & Brun 2001).

Pro jev sněžení musí být splněny následující podmínky, a to je dostatečná mohutnost oblačné vrstvy umožňující růst sněhových krystalů a dostatečné množství kondenzačních jader, které nahradí jádra odstraněna z oblačnosti v padajících sněhových vločkách (Schemenauer et al. 1981; Pomeroy & Brun 2001).

3.2 Latentní teplo

Latentní teplo je energie, která se uvolňuje nebo jí je třeba dodat při změně skupenství; u tvorby sněhových krystalů se bavíme o sublimaci a vypařování. Tok latentního tepla je přenos energie, kterou je vodní pára přenášena atmosférickou turbulencí na nebo z povrchu sněhové pokrývky. Tento tok závisí na příslušných vertikálních gradientech teploty, vlhkosti vzduchu v atmosféře, turbulentním přenosu tepla a vodní párou na sněhovém povrchu. Hodnota latentního tepla sublimace a desublimace je poměrně veliká, přibližně 2,83 MJ na kilogram vody (Portál ČHMÚ).

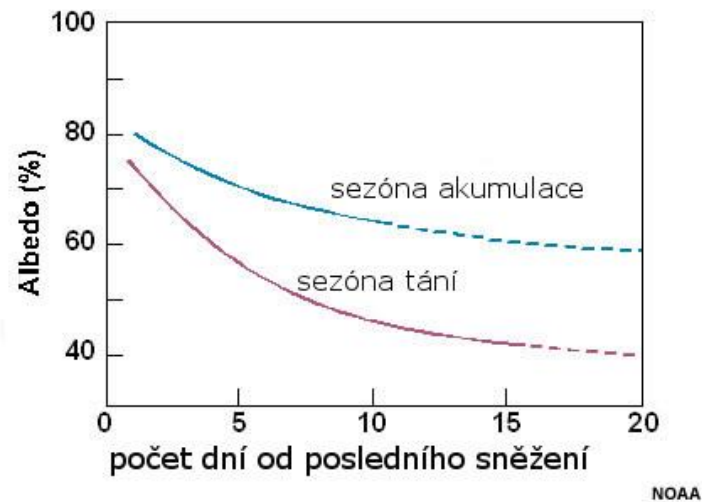
3.3 Sluneční záření a albedo

Albedo se definuje jako schopnost tělesa nebo povrchu odrážet sluneční záření. Mluvíme tedy o poměru odraženého krátkovlnného záření k celkovému množství dopadajícího krátkovlnného záření na zemský povrch. Čím je sněhová pokrývky čerstvější a čistější, tím je míra odrazivosti vyšší. Mokrý sníh dosahuje hodnot mezi 50 až 60 % a hodnota porézního špinavého sněhu klesá i na 30 až 40 %. Když sněhový povrch stárne, taje a jsou na něm různé skvrny, albedo může klesnout až na 50 % a s odkrýváním půdy či vegetace klesá míra odrazivosti ještě níž. Proto holá půda a vegetace absorbuje až 8krát více krátkovlnného záření, čímž se prostředí zahřívá více než v místě se sněhovou pokrývkou (Portál ČHMÚ).

Podle Warrena (1982) 0,1 % sopečného popelu ve sněhovém povrchu sníží hodnotu maximálního albeda od 95 do 40 % pro 1 mm průměru sněhového zrna. Krátkovlnné záření, které sněhová pokrývky neodrazí se absorbuje do vrchních 30 ti centimetrů sněhu. Potom záleží také na délce vlnového záření, obecně záření s kratší vlnovou délkou proniká dále než s delší vlnovou délkou (Pomeroy & Brun 2001).

V polárních oblastech může docházet ke zvyšování albeda, a to díky prouděním vzduchu, které snižují velikost sněhových zrn (Liljequest 1956; Pomeroy & Brun 2001).

Dalším faktorem je úhel, pod kterým sluneční záření na sněhovou pokrývku dopadá. Nejmenší úhel dopadu záření je na začátku zimy, kdy se sníh akumuluje a hodnota albeda se pohybuje okolo 60 %. Naopak největší úhel, pod kterým sluneční záření dopadá je v období tání a tady albedo klesá na hodnotu 40 %.



Obr. 1 – Závislost hodnoty albeda na stáří povrchu sněhu.

Zdroj: Portál ČHMÚ

4 Sněhová pokrývka

4.1 Vlastnosti sněhu

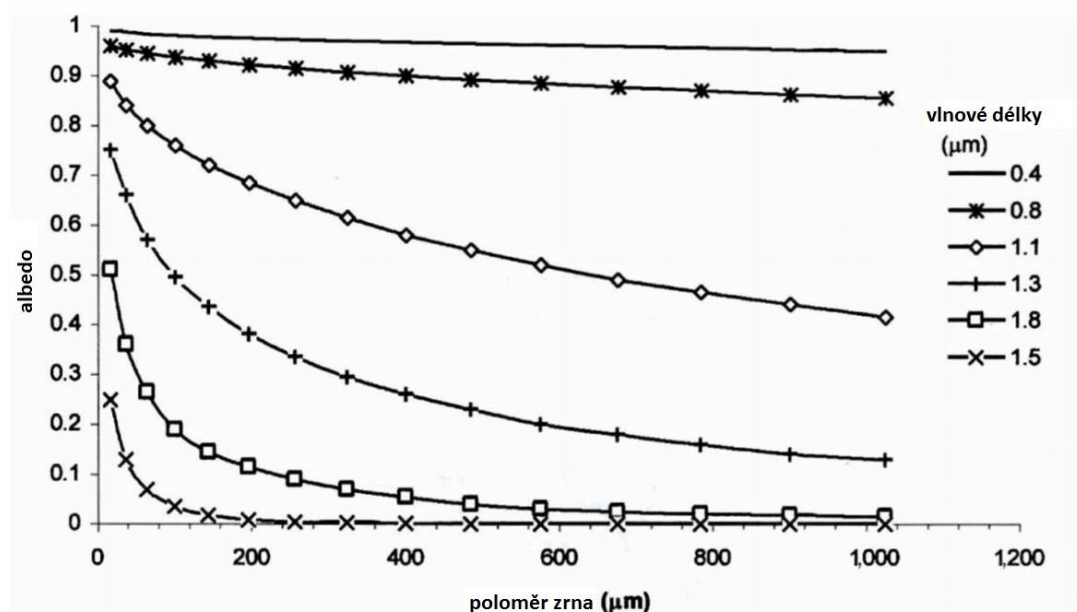
Velikost zrn

Velikostí sněhového zrna rozumíme průměrnou velikost všech zrn obsažených v dané sněhové pokrývce. Velikost měříme v milimetrech a to podle největšího rozšíření zrna. Jedna z nejjednodušších metod, jak měřit velikost sněhového zrna v terénu je vložení vzorku na desku, které má milimetrovou mřížku (křišťálová karta). Zrna podle velikosti dělíme na:

velmi jemná < 0,2 mm
jemná 0,2 – 0,5 mm
střední 0,5 – 1,0 mm
hrubá 1,0 – 2,0 mm
velmi hrubá 2,0 – 5,0 mm
extrémní > 5,0 mm

(Fierz & Branauch 2000; Fierz et al. 2009)

Podle Warrena & Wiscomba (1980) velikost sněhových zrn může ovlivňovat míru odrazivosti krátkovlnného záření. U záření kratší než 800 nm se hodnota albeda pohybuje okolo 0,95 (95 %), u záření s vlnovou délkou 800-1900 nm odrazivost klesá a je velmi citlivá na velikost zrn. Čím větší a kulatější zrna jsou, tím odrazivost (v rozmezí 800 až 1900 nm) sněhového pokryvu je nižší (Pomeroy & Brun 2001).



Obr. 2 - Závislost mezi albedem, velikostí sněhového zrna a délkou záření.

Zdroj: (Warren 1982; Pomeroy & Brun 2001)

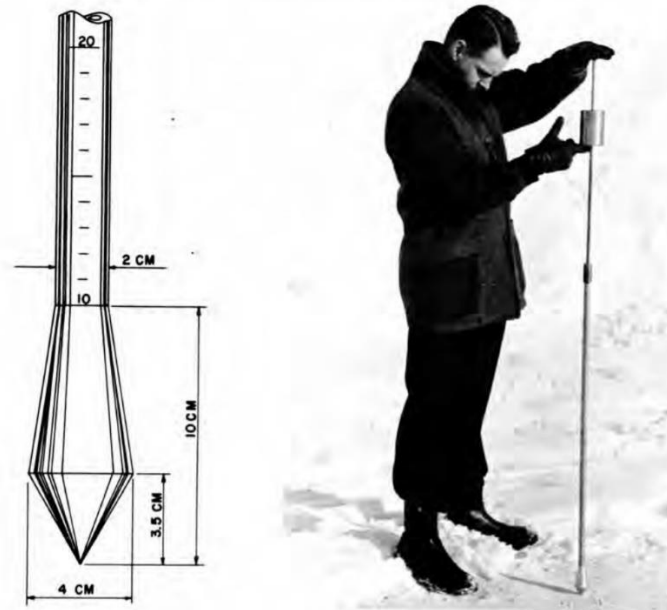
Hustota sněhu

Hustota sněhu je definována jako hmotnost na jednotku objemu, nejčastěji v jednotkách kg m^{-3} . Někdy se měření rozděluje na suchou a celkovou hustotu sněhu. Celková hustota sněhu

obsahuje všechny skupenské formy a to led, voda a vzduch. Suchá hustota sněhu zahrnuje pouze dvě formy (led a vzduch) (Denoth 1989; Mätzler 1996; Fierz et al. 2009).

Tvrdość sněhu

Tvrdość sněhu je vlastnost, která se dá definovat jako odolnost proti průniku předmětu do sněhového pokryvu. Měření tvrdosti se provádí pomocí předmětu, které musí být blíže specifikováno. Nejčastěji se používá nástroj švýcarská rammsonde nebo-li metoda odporu beranu, kterou využívají i horské služby (viz Obrázek 3).



Obr. 3 - Rammsonde a její použití při měření tvrdosti sněhu.

Zdroj: Ueda et al. 1975

Další metodou je obyčejný ruční test s pěti kroky, kterou představil De Quervain (1950), a lze jí porovnat i k odporu beranu. Tato metoda je subjektivní a vlastní síla měření by se měla pohybovat mezi 10 až 15 N. Jako pomocné nástroje této metody můžeme použít svou ruku, tužku, nůž a led (Fierz et al. 2009). Podrobnější porovnání ručního testu a odporu beranu viz. tabulka níže:

název	ruční test		odpor beranu (švýcarský rammsonde)	
	index tvrdosti rukou	předmět	rozsah	význam (N)
velmi měkký	1	pěst	0-50	20
měkký	2	4 prsty	50-175	100
střední	3	1 prst	175-390	250
tvrdý	4	tužka	390-715	500
velmi tvrdý	5	čepel nože	715-1200	1000
led	6	led	> 1200	> 1200

Tab. 1

Zdroj: Fierz et al. 2009

Hydrologické vlastnosti

Obsah vody: Tato vlastnost sněhové pokrývky je definována jako množství vody ve sněhu, které je v kapalně fázi. Můžeme si to také představit jako obsah volné vody ve vzorku suchého sněhu. Původ vody ve sněhu je buďto z tání, srážek nebo jejich kombinace. Obsah kapalně fáze vody můžeme měřit jako objemový podíl nebo hmotnost. Jako jednotku obsahu vody ve sněhu se nejčastěji používá %.

Pro stanovení obsahu vody ve sněhu v terénu je známa celá řada metod. Mezi ty můžeme zařadit studenou kalorimetrii, kalorimetrii alkoholu a metodu ředění (Boyne & Fisk 1990; Pomeroy & Brun 2001). Dále si využívá i horká (tající) kalorimetrie, která k dosažení přesných výsledků vyžaduje správně nastavené zařízení i pečlivého pozorovatele (Kawashima et al. 1998; Pomeroy & Brun 2001).

Klasifikace sněhu vztažená k obsahu vodu je uvedena v tabulce níže.

Název	Index vlhkosti	Popis	přibližný rozsah (objemový vzorek v %)
suchý	1	Obvykle je T_s nižší než 0°C , ale suchý sníh se může objevit při jakékoli teplotě do 0°C . Rozčleněná sněhová zrna mají malou tendenci k vzájemnému přilnutí, když jsou stlačena dohromady, jako při výrobě sněhové koule.	0
vlhký	2	$T_s = 0^\circ \text{C}$. Voda není vidět ani při 10 zvětšení. Když lehce rozdrčený, sníh má zřetelnou tendenci se držet pohromadě	0-3
mokrý	3	$T_s = 0^\circ \text{C}$. Voda může být rozpoznána při 10 zvětšení meniskem mezi sousedními sněhovými zrny, ale vodu nelze vytlačit mírným vytlačením sněhu do rukou (kyvadlový režim).	3-8
velmi mokrý	4	$T_s = 0^\circ \text{C}$. Voda může být vytlačena mírným vytlačením sněhu do rukou, ale značné množství vzduchu je uvnitř pórů uzavřeno (režim lanovky).	8-15
nasáklý	5	$T_s = 0^\circ \text{C}$. Sníh je nasáklý vodou a obsahuje objemový podíl vzduchu od 20 do 40 % (režim lanovky).	>15

Tab. 2

Zdroj: Fierz et al. 2009

Typy proudění (toků):

Matricový tok – je charakteristický rovnoměrně zvlhčenou vrchní vrstvou sněhové pokrývky a rychlost proudění vody je rovnoměrný. Tento tok je relativně pomalý a je rovnoměrně rozptýlen, zatímco vyplňuje póry porézního média.

Preferenční proudění – je nejčastější proudění ve sněhové pokrývce. Týká se nerovnoměrného a rychlého proudu vody, což napomáhá transportu látek a živin skrz sněhovou pokrývku. Je charakteristický nerovnoměrně zvlhčenou horní vrstvou sněhové pokrývky a voda dále proudí v tzv. „tokových prstech“ (de Rooij 2000).

Kromě jiného je preferenční tok důležitý i v oblasti zemědělství. Díky rychlému pohybu zjednodušuje transport vody, živin, ale i nečistot a pesticidů. Preferenční proudění má přímý vliv na kvalitu pitné vody, lidské zdraví i povodí (COSWL 2002).

Teplota sněhu

Teplota sněhu se běžně uvádí ve stupních Celsia (°C). Pro přesnější vyjádření se používají charakteristiky jako:

$T_s (H)$ - teplota sněhu ve výšce H v centimetrech nad zemí

$T_s (-H)$ - teplota sněhu v hloubce $-H$ v centimetrech pod povrchem

T_{ss} – teplota povrchu sněhu

T_a - teplota vzduchu 1,5 m nad povrchem sněhu

T_g - teplota povrchu země (stejná jako spodní teplota sněhu, v poli permafrostu).

(Fierz et al. 2009)

Nečistoty

Mezi běžné nečistoty sněhového pokryvu patří například písek, prach, saze, organické a rozpustné materiály. Typ a množství nečistot se zjišťuje pomocí odebrání vzorku a následné analýze v laboratoři. Typ nečistoty musí být řádně zapsán a jeho množství se udává jako poměr nečistoty v daném množství sněhu (%). Nečistoty ve větším množství mohou ovlivňovat hydrologii a ekologii; např. nečistoty na povrchu sněhu snižují albedo, tím pádem sníh absorbuje větší množství slunečního záření, což může mít za následek zadržení tepla nebo rychlejší proces tání (Fierz et al. 2009).

Výška sněhové pokrývky

Výška sněhové pokrývky nebo-li hloubka sněhu je základním parametrem charakterizujícím současný stav sněhové pokrývky, nejčastěji využíván v hydrologii a meteorologii. Hloubku sněhu chápeme jako vzdálenost od povrchu půdy na povrch sněhového pokryvu a udáváme ji v centimetrech (Fierz et al. 2009).

Pórovitost sněhu

Podle Dingmana (2015) je pórovitost sněhu vyjádřena jako poměr objemu pórů k celkovému objemu sněhové pokrývky.

4.2 Funkce sněhu

Energetická banka

Jedna z nejdůležitějších funkcí sněhu je ukládání a uvolňování energie. Ukládá vazebné krystalové síly, latentní teplo fúze a sublimace (Langham 1981; Gubler 1985; Pomeroy & Brun 2001). Vazebné síly jsou aplikovány pomocí atmosférického stříhového napětí, gradienty tlaku par, difúzí, dopadem sněhu a chůzí zvířat po sněhovém pokryvu (Schmidt 1980; Pruitt 1990; Kotlyakov 1961; Sommerfeld & LaChapelle 1970; Pomeroy & Brun 2001). Sněhovou pokrývkou můžeme zařadit mezi proměnlivé stanoviště, jelikož po celou dobu svého výskytu ukládá a uvolňuje energii (Pomeroy & Brun 2001).

Radiační štít

Čistý a studený sníh dokáže odrazit většinu krátkovlnného záření, naopak zase absorbuje a využívá dlouhovlnné záření (Male 1980; Pomeroy & Brun 2001). Míra odrazivosti krátkovlnného záření je velmi důležitá charakteristika pro funkci globálního klimatického systému. Když sněhová pokrývka taje, mění se její fyzikální vlastnosti, snižuje se albedo a tím holá půda pohltí mnohem více krátkovlnného záření (O'Neill & Gray 1973; Pomeroy & Brun 2001). Funkci radiačního štítu, kromě výše zmíněných nečistot mohou snižovat také formy in situ (např. populace sněhových řas – zelené organismy, které při zamrzání zčervenají) a to až o 50 % (Kohshima et al. 1994; Pomeroy & Brun 2001).

Izolátor

Jelikož se sníh považuje za porézní medium, tak díky obsahu vzduchu má vysokou izolační schopnost a má také velkou roli při ochraně mikroorganismů, rostlin a zvířat před nízkými teplotami a větrem (Palm & Tveitereid 1979; Pomeroy & Brun 2001). Důsledek izolační schopnosti sněhové pokrývky mohou být silné teplotní gradienty, které zásadně mění strukturu složení sněhu a poskytují příležitosti i omezení pro organismy, které v pórech sněhové pokrývky žijí (Colbeck 1983; Pomeroy & Brun 2001).

Rezervoár

Podle Pomeroye & Bruna (2001) je sníh vodní nádrž, která poskytuje prostor a zdroje živin pro různé životní fáze mikroorganismů, bezobratlých živočichů a menších savců. Toto sněhové prostředí, kde se vyskytují organismy můžeme nazvat jako niveán. Niveány se dělí ještě na 3 další kategorie a to supraniveán, intraniveán a subniveán. Supraniveán je pojmenování pro oblast na sněhovém pokryvu, intraniveán je přímo vně sněhové pokrývky a subniveán je rozhraní mezi zemským povrchem a sněhem (Halfpenny et al. 1989; Pomeroy & Brun 2001).

Transportní médium

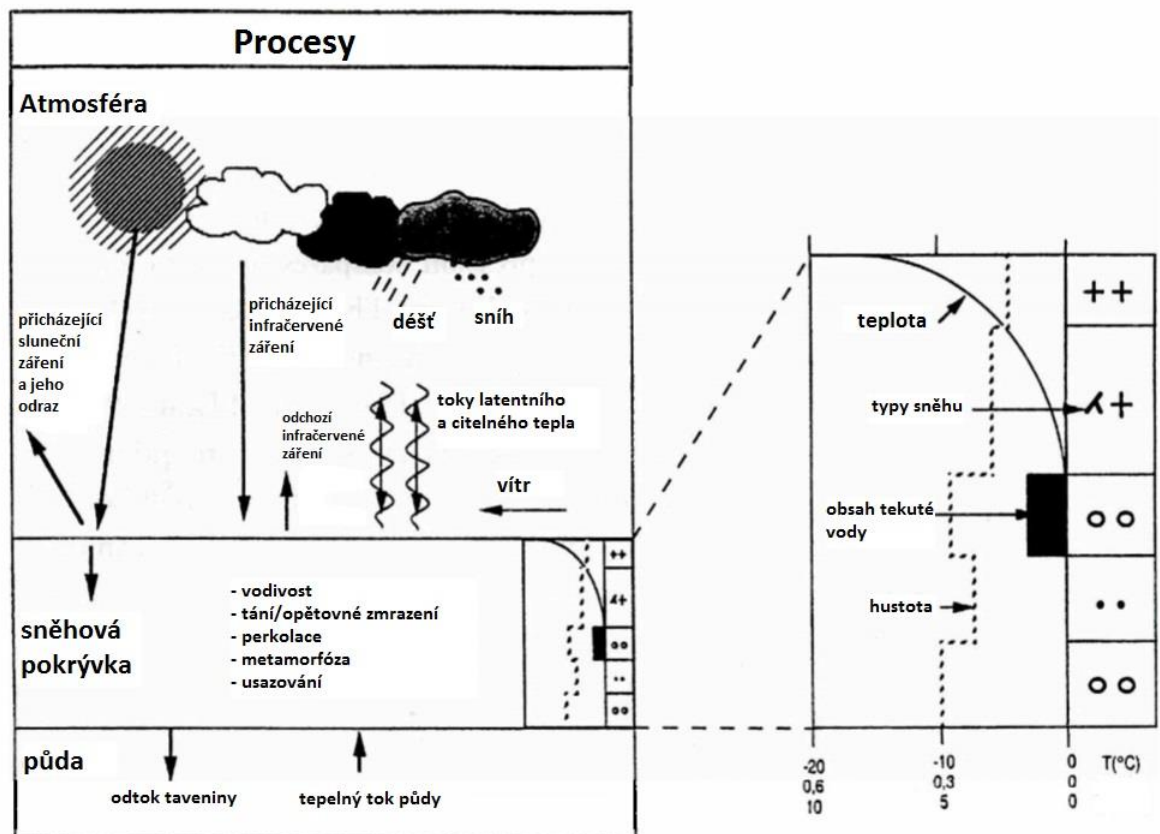
Sníh se pohybuje podobně jako tok částic, protože se přemísťuje pomocí větru a je zachycován lesní vegetací (Budd et al. 1966; Schmidt & Gluns 1991; Pomeroy & Brun 2001). Kvůli sublimaci se sníh přemění na páru, která se dále přenesení do atmosféry (Schmidt 1991; Santeford 1979; Pomeroy & Brun 2001). Během tání se sníh jako už voda infiltruje do půdy nebo přímo do vodních toků a jezer (Marsh & Woo 1984; Pomeroy & Brun 2001).

4.3 Výměna energie

Atmosféra

Výměny energie mezi sněhovou pokrývkou a atmosférou zahrnují různé interakční procesy, a to především přenos citelného a latentního tepla, přenos radiální energie a změny skupenství. Tok energie prostřednictvím těchto procesů je definován jako tok energie ($W m^{-2}$) nebo denní tok energie ($kJ m^{-2}$) vzhledem k jednotkové ploše sněhové pokrývky. Proto tok citelného tepla zahrnuje konvekční tok energie, tok latentního tepla je ekvivalentní výměna energie v důsledku změny skupenství (odpařování kapalin, sublimace) a radiální tok je způsoben pohlcováním krátkovlnného a dlouhovlnného záření. Tyto výměny tepelné energie závisí na:

- Počasí: teplota a vlhkost vzduchu, rychlost proudění vzduchu, dopad krátkovlnné a dlouhovlnné radiace
- Stav sněhové pokrývky: albedo, povrchová teplota sněhu, drsnost povrchu



Obr. 4 - Interakce mezi atmosférou, sněhovou pokrývkou a půdou pomocí meteorologických jevů.

Zdroj: Pomeroy & Brun 2001

Tyto podmínky počasí a sněhové pokrývky mohou preferovat jeden či více ze zmíněných procesů při dodávání energie po určitou dobu, zatímco v jiných situacích mohou energii odebírat. Pro většinu míst je příjem slunečního (krátkovlnného) záření hlavním zdrojem energie, ale jiné procesy mohou zahrnovat výměnu energie podobných řádů (tj. 100 až 500 W

m⁻²). Jelikož je sluneční záření hlavním dodavatelem energie radiální bilance sněhové pokrývky, má zeměpisná šířka i roční období značný vliv na energetickou rovnováhu sněhové pokrývky.

Rovnováha radiální energie nad sněhovým pokryvem vykazuje odlišnosti v důsledku oblačnosti, lesního porostu a topografie. Například pod jehličnatými lesy tok krátkých vln ve sněhu prudce klesá se zvyšující se hustotou baldachýnů stromů a může být o řád menší než příchozí krátkovlnné záření dopadající na vrcholky stromů. Průměrný denní tok energie klesá se zvyšující se hustotou baldachýnu a pokles se zastaví, když hustota baldachýnu disponuje hodnotou přibližně 60 %. Čisté záření může na povrchu sněhového pokryvu dosahovat vyšších hodnot u listnatých lesů než na volném prostranství kvůli emisím dlouhovlnného záření v baldachýnech, které na jednotku plochy zadrží více sněhu.

Dalším aspektem v energetické bilanci sněhu ve vztahu s atmosférou jsou turbulentní toky citelného a latentního tepla.

U permanentních sněhových pokrývek v otevřeném prostředí je směr toku latentního tepla řízen zářením společně s cykly sublimace v noci a cykly desublimace během dne. Podle Malea & Grangera (1979) denní rychlost vypařování jsou hodnoty v centrálním Saskatchewanu 0,02 až 0,3 mm ekvivalentu sněhové vody za den s průměrem 0,1 mm ekvivalentu sněhové vody za den. Tyto toky mohou za ztrátu 14 až 22 % příchozí energie do sněhové pokrývky.

V případě nesouvislých sněhových pokrývek v otevřeném prostředí je důležitým prvkem energetické bilance sněhového pokryvu lokální advekce (horizontální přesun) citelného tepla z holé země na sněhový pokryv. Gray & O'Neill (1984) uvádějí, že tok citelného tepla dodal 44 % energie do izolované sněhové pokrývky; když je obklopena permanentní sněhovou pokrývkou, tak tato hodnota klesne na 7 %.

Oblasti s listnatou vegetací (vysoké trávy, keře) shromažďují hluboké, rovnoměrné sněhové pokrývky, které mají nízký variační koeficient ekvivalentu sněhové vody. Sněhová pokrýвка ve vyšší vegetaci zůstává během tání méně skvrnitá než v kratší vegetaci, což díky vyššímu albedu zvyšuje dobu tání v porovnání s místy, která jsou chudá na vegetaci a s podobnou hloubkou sněhové pokrývky. Ze stébel vysoké vegetace (2-3 m) se přenáší energie do spodní části sněhové pokrývky, čímž sněhová pokrýвка taje v zářezích pětikrát rychleji než v jižním boreálském lese na západě Kanady. To mělo za následek zkrácení sněhové sezóny o 2 týdny v porovnání ve volných prostranstvích a v lesích (Pomeroy & Granger 1997; Pomeroy & Brun 2001).

Půda

Tepelný tok proudící z půdy do sněhového pokryvu na denní bázi se považuje za malou složku energetické bilance. Jelikož je tento tok trvalý, může mít významný kumulativní účinek při zpomalování nebo zrychlování na začátku sezóny tání a ovlivňování intraniveánského prostředí (oblast uvnitř sněhové pokrývky). V lokalitách, kde není půda úplně zamrzlá je tepelný tok kladný. V oblasti poblíž Ottawy naměřili hodnoty tepelného toku dosahující až 860 kJ m⁻² za den (Gold 1957; Pomeroy & Brun 2001). Avšak na Arktidě je energický tok na konci zimy záporný. Nejnižší naměřená hodnota dosáhla -900 kJ m⁻² za den během tání sněhu na permafrostových půdách v Severozápadních teritoriích poblíž Inuviku. Navzdory vysokým citelným a radiálním tokům energie je v Kanadě záporný tok půdního tepla velmi důležitým při oddalování období tání sněhu.

Tepelný tok půdy není způsoben jen teplotním gradientem a tepelnou vodivostí půdy, ale i infiltrací vody z roztátého sněhu. Zejména, když voda znovu zamrzne v půdě a uvolní

latentní teplo. Důsledkem infiltrace vody může být zahřátí horních vrstev půdy, zvýšení vodivosti tepla a další tání zamrzlé podzemní vody nebo její opětovné zamrznání (Zhao et al. 1997; Pomeroy & Brun 2001). Tyto jevy tepelný tok půdy mění tak, že přenášejí citelné teplo do půdy a tím uvolňují nebo absorbují latentní teplo. Proto v zamrzlé nenasycené zóně (zóna, kde jsou póry vyplněny vodou i vzduchem) půdy může infiltrace a znovu zamrznutí vody snížit tepelný tok z půdy na malé hodnoty (menší než -10 W m^{-2}). Male & Granger (1979) po dobu 3 let v centrálním Saskatchewanu pozorovali údaje denního toku půdního tepla během tání. Hodnoty z tajících půd se pohybovali v rozmezí 454 až -378 kJ m^{-2} s velkými rozdíly mezi pozorovanými roky (Pomeroy & Brun 2001).

Vnitřní energetika

Většina výměn energie vztahující se na sněhový pokryv a okolní prostředí se odehrává na rozhraní země a atmosféry, ale jelikož sníh je porézní médium, odehrávají se radiální a konvekční toky i ve svrchních centimetrech sněhového pokryvu. Mezi důležité toky, pomocí kterých se přenáší energie a pronikají do sněhu, zařazujeme radiaci, vodivost, konvekci a perkolaci (propustnost) roztáté nebo dešťové vody.

Jelikož míra odrazivosti povrchu sněhu není vždy stoprocentní, je část toku krátkovlnného záření absorbována povrchem sněhu. Odraz a absorpce krátkovlnného záření má zásadní vliv pro život a rozvoj organismů ve sněhové pokrývce. Sergent et al. (1987) změřili závislost záření vůči hustotě a velikosti zrna sněhu. Obrázek níže popisuje průnik světelného záření v závislosti na vlnové délce pro různé hloubky sněhové pokrývky se zrny s průměrem $100 \mu\text{m}$ a hustotou sněhu 200 kg m^{-3} . Záření o vlnové délce od 400 do 1000 nm proniká až 20 cm pod povrch.

McGurk & Marsh (1995) zase poukazují na odlišné chování mokrého, těžkého a sypkého sněhu vůči dvou různým pásem vlnových délek. Hlubší pronikání do sněhové pokrývky umožňují větší zrna (poloměr $500 \mu\text{m}$) v mokřím sněhu. Dodatečná energie je však relativně malá při hodnotách menších než 3 W m^{-2} pro většinu hloubek a je to zanedbatelný rozdíl v blízkosti povrchu i v hloubce 20 cm pod povrchem.

Suchý sníh podstupuje tepelnou kondukcí a konvekci (extrémní teplotní gradienty) a ve větrných oblastech i větry, pomocí jimž proudí teplo od spodu po povrch sněhového pokryvu (Sturm 1991; Colbeck 1989; Pomeroy & Brun 2001). Teplotní gradienty v suchých sněhových pokrývkách zapřičiňují gradienty vodních par, po kterých vodní páry směřují z teplejších do chladnějších částí prostřednictvím difúze. Jakmile teplotní gradienty překročí hodnotu $10 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$, dochází k úplné narušující sublimaci ledových krystalů a rekrystalizaci během pohybu vodních pár kolem gradientu (Colbeck 1987; Pomeroy & Brun 2001). Odpovídající sublimace a kondenzace, které udržují termodynamickou rovnováhu, probíhá pomocí toku latentního tepla, které má na svědomí přenos 10 až 40 % tepla ve sněhu (Yosida et al. 1955; Pomeroy & Brun 2001).

Tepelná izolace sněhové pokrývky nezávisí nejen na její hloubce, ale i na hustotě povrchových vrstev a struktuře krystalů. Důležitost hustoty způsobuje tepelná vodivost sněhu zvyšující se přibližně se čtvercem hustoty, s výjimkou sněhu o nízké hustotě, který se mění kinetickou teplotní gradientovou metamorfózou. Souvislost mezi hustotou sněhu a tepelnou vodivostí způsobuje, že nehomogenní vrstvená sněhová pokrývka izoluje teplo efektivněji než sněhová pokrývka o stejné hloubce se stejnou hustotou. Sturm et al. (1997) přezkoumali data vodivosti tepla za posledních 100 let v 11 zemích na 27 lokalitách a doplnili je o nové hodnoty pro různé typy sněhu. Sturm a jeho spolupracovníci zjistili, že starší hodnoty

dat účinné tepelné vodivosti vzrostly z $0,05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (pro čerstvý sníh o nízké hustotě 100 kg m^{-3}) na $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (pro hustě unášený sníh s hustotou 500 kg m^{-3}). Dále Sturm et al. (1997) tvrdí, že tepelná vodivost a sněhová pokrývka s nízkou hustotou (menší než 200 kg m^{-3}) se navzájem ovlivňují tak, že dochází k vytvoření hlubinné jinovatky.

V suchých sněhových pokrývkách jsou teplotní režimy složité a jsou nejvíce ovlivňovány rovnováhou energetických toků v horní a spodní části sněhového pokryvu, pohlcováním záření, přenosem vodní páry, latentním tepelným tokem během metamorfózy a tepelnou vodivostí (Sturm 1992; Pomeroy & Brun 2001). Rozložení teploty v suchých sněhových pokrývkách je velmi často nerovnoměrné až do konce zimy a jara, jelikož vstupy energetických toků z povrchu půdy přesahují energetické toky atmosféry a horních vrstev sněhových pokrývek. To v průběhu začátku zimního období způsobí zvýšení teplot úměrné hloubce sněhové pokrývky s hodnotami gradientu až $50 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ v subarktických a arktických částech. V chladném podnebí se zamrzlou půdou se může v konečném období zimy vytvořit inverze, když se horní vrstva zahřeje více než spodní část sněhové pokrývky. Díky tomu se z atmosféry odráží vyšší energetické vstupy (většinou kvůli dlouhému slunečnému období) než ze zamrzlé půdy.

Pro určité klima závisí teplotní režim sněhové pokrývky na míře sněžení na začátku zimního období. Výzkum z francouzských Alp podle sněhového modelu CROCUS zrekonstruoval tento jev pro časový úsek od poloviny listopadu až do poloviny prosince. V tomto období sněhová pokrývka o hloubce 50 cm udržovala spodní vrstvu o teplotě bodu tání, zatímco sníh o hloubce 30 cm měl spodní vrstvu chladnější a teplota klesla až na $-5 \text{ }^\circ\text{C}$, teplota sněhové pokrývky hluboká 20 cm byla ve spodní vrstvě $-8 \text{ }^\circ\text{C}$. Kromě toho by mohly tepelný režim sněhové pokrývky pozměnit i dešťové srážky, které by zvýšily hustotu sněhu a snížily vrstvu sněhu. Při hypotetickém zdvojnásobení hustoty za stejných okolností, by se tepelná vodivost sněhové pokrývky snížila o faktor 8.

V případě centrálního Saskatchewanu (Kanada) v boreálních lesích popisuje teplotní režim Pomeroy et al. (1997). Teploty vzduchu, teploty a hloubky sněhové pokrývky měřili každých 30 minut během zimního období pod baldachýnem borovice. Na začátku byly naměřeny hodnoty hloubky sněhu (10 cm) i jeho hustoty (100 kg m^{-3}). Teploty sněhu naměřené ve výškách 1 a 5 cm nad zemí se pohybovaly v rozmezí -5 až $-10 \text{ }^\circ\text{C}$. Těsně nad povrchem sněhu se teploty vzduchu pohybovaly od -8 až do $-33 \text{ }^\circ\text{C}$, což je zásadní snížení a příklad toho, že se teplota může zmírňovat i pod relativně nízkou sněhovou pokrývkou. Později v zimě probíhalo měření u sněhové pokrývky o hloubce 20 cm a hustotě 150 kg m^{-3} . V tomto případě teploty sněhu ve spodních 5 cm vrstvy kolísaly podobně jako u předešlého případu ($-7 \text{ }^\circ\text{C}$ až $-13 \text{ }^\circ\text{C}$), ve vrstvě 15 cm nad zemí od $-6 \text{ }^\circ\text{C}$ až do $-26 \text{ }^\circ\text{C}$ a teploty vzduchu se pohybovali od $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ až do $-40 \text{ }^\circ\text{C}$. Těmito výsledky se ukázalo, že zmírnění teploty je přímo úměrné hloubce od povrchu sněhové pokrývky a teplota se snižuje se vzdáleností od povrchu půdy. V arktických a subarktických podmínkách sněhové pokrývky mohou tát v horních vrstvách, zatímco ve spodních vrstvách se teplota sněhu udržuje pod bodem mrazu. Ve vlhkých sněhových pokrývkách se vnitřní toky energie poháněny kondukcí a uvolňováním latentního tepla kvůli znovu zamrznutí vody. Uvnitř sněhových pokrývek se tok iniciuje podél průtokových cest, ve kterých mohou tokové prsty pronikat suchým sněhem ještě předtím, než obecnější proud matrice dosáhne vrstvy (Marsh & Woo 1984; Pomeroy & Brun 2001). Jakmile se tekoucí voda dostane do chladnějších vrstev sněhu, částečné množství vody zamrzne a latentní teplo začne ohřívat vrstvu blížící se teplotě tání. Jakmile dojde k ochlazení povrchu mokré sněhové pokrývky, tok tepla vyvolává vodivost, která se vyvažuje znovu zamrznutím

vody v mokrých vrstvách. Přes noc většinou probíhá toto znovu zamrznutí vody v hloubce sněhu menší než 20 cm (Pomeroy & Brun 2001).

Tání sněhu

Rychlost tání sněhu závisí primárně na energetické bilanci horní části sněhové pokrývky, kde se vyskytuje tavenina. Pomeroy & Brun (2001) považují mělkou sněhovou pokrývku za „krabici“, která přijímá toky energie díky zářením, konvekcí a přes její povrch prochází hromadné toky pevné, kapalné a plynné fáze vody. V oblastech s mírnými klimatickými podmínkami se teplota sněhové pokrývky rovnoměrně pohybuje blízko teploty tání (izotermální), když se na povrchu začíná tvořit tavenina. V oblastech chladnějšího podnebí však může být změna vnitřní energie zásadním činitelem energetické bilance během tání mělkých sněhových pokrývek. Kvůli cyklováním energetických vstupů se denně ze sněhových pokrývek uvolňuje voda. Přes noc se deficit energie musí vykompenzovat, aby se teplota sněhových pokrývek znovu vrátila na 0 °C a pokryv mohl uvolňovat vodu. Kvůli nečistotám sněhu nemusí být hodnota bodu tání přímo 0 °C, ale většinou se energie při dosažení 0 °C využívá k roztávání sněhu. Rovnicí níže, je znázorněna energetická bilance tání sněhu,

$$Q_m = K^* + L^* + Q_H + Q_E + Q_G + Q_R - dU/dt$$

kde Q_m je energetická bilance tání sněhu, K^* je tok krátkovlnného záření, L^* tok dlouhovlnného záření, Q_H je tok citelného tepla, Q_E je tok latentního tepla, Q_G je tok půdního tepla, Q_R je tok odvozený od srážky, dU/dt je změna vnitřní energie sněhové pokrývky.

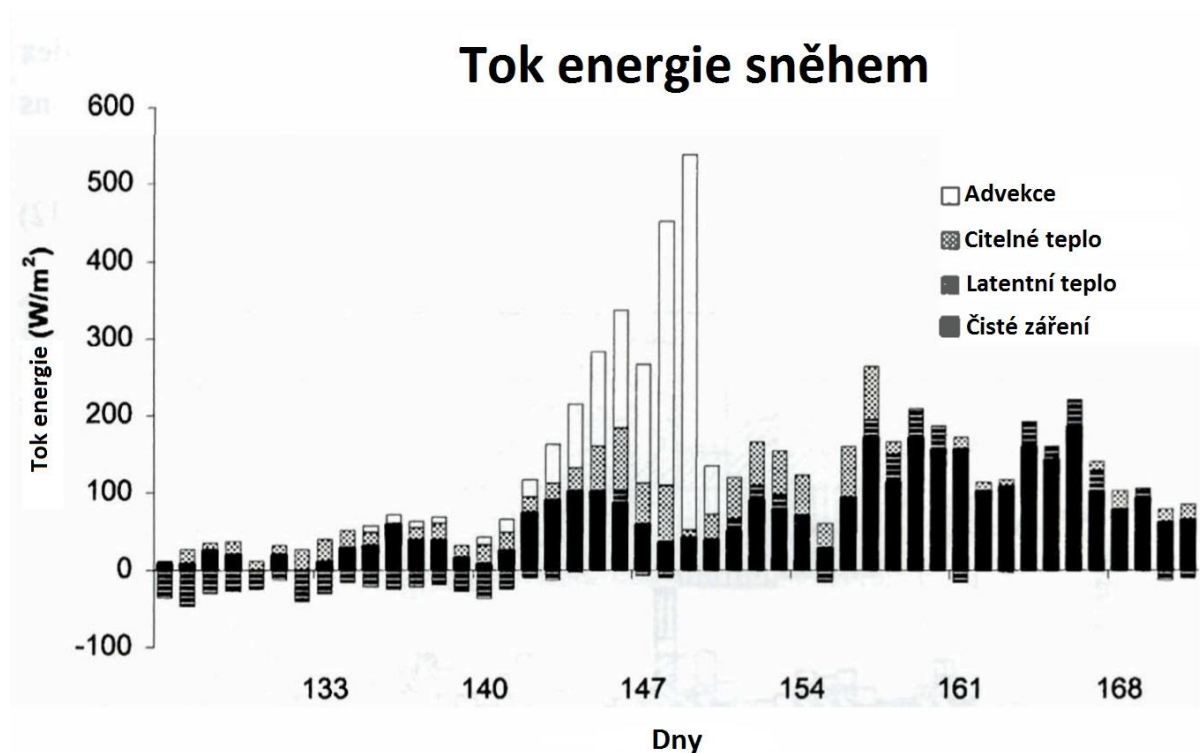
Pomocí následujícího vztahu lze vypočítat množství vody z roztaveného sněhu,

$$SWE_m = Q_m / (\rho_w L_f B)$$

kde SWE_m je tavenina sněhu (mm), ρ_w je hustota vody, L_f je latentní teplo fúze a B je část ledu v jednotkové hmotnosti vlhkého sněhu (většinou odpovídá hodnotě 0,95 až 0,97).

Male & Gray (1981) tvrdí, že za tání mělkých sněhových pokrývek v otevřeném prostředí z velké části může sluneční záření a citelné teplo. Ze začátku tání sněhu je dominantní sluneční záření s tím, že pomocí taveniny pomáhá k nárůstu citelného tepla.

Marsh & Pomeroy (1996) pomocí následujícího grafu znázorňují relativní podstatu složek energetické bilance během tání arktického sněhu, představující jednotlivé dotování energie sněhové pokrývky poblíž Inuviku (severozápadní teritorium).



Obr. 5 - Tok energie sněhem na Arktidě
Zdroj: Pomeroy & Brun 2001

Brun et al. (1989) tvrdí, že tyto složky v alpských oblastí střední šířky mají velmi odlišný význam. Na nerovnoměrné sněhové pokrývce se využívají známe vztahy pro výpočet toků cítného a latentního tepla, protože advekce tepla z holého místa na sněhovou pokrývku je důležitý jev, který nelze opomenout.

Podle Ranga & Martince (1987) a Brauna (1991) lze pomocí modelů teplotních indexů předpovídat tání sněhu, pokud není k dispozici dostatečné vybavení pro meteorologické měření. Tyto teplotní indexové modely dosáhly úspěchů při predikci pro vztah tání sněhu k teplotě vzduchu v horských a zalesněných oblastech a pro nerovnoměrné sněhové pokrývky. Shook et al. (1993) ukazují, že potenciál pro advekci cítného tepla se zvyšuje, když se obsah vody ve sněhové pokrývce sníží ze 70 na 60 % a výška pokryvu zůstává stejně vysoká, i když voda ubývá. V případech, kdy je tok cítného tepla zásadní jev, lze pomocí modelu teplotního indexu očekávat relativně úspěšnou předpověď. Následující vztah ukazuje vypočítání indexu teploty pomocí faktoru tání M_f ,

$$SWE_m = M_f (T_A - T_B)$$

kde T_A je průměrná teplota vzduchu v daném časovém období a T_B je obecná teplota, při které nedochází k tání.

Podle Grangera & Mala (1978) faktor tání sněhu v prériích kolísá od 6 do 28 $mm \text{ } ^\circ C^{-1} \text{ den}^{-1}$. Nejvyšší naměřené hodnoty faktoru tání (50 $mm \text{ } ^\circ C^{-1} \text{ den}^{-1}$) byly naměřeny v dubnu spojeny s vysokým tokem záření. Faktory tání sněhu nejsou vždy stejné, jelikož se každý rok a podle místa měření mohou změnit (Pomeroy & Brun 2001).

5 Klima

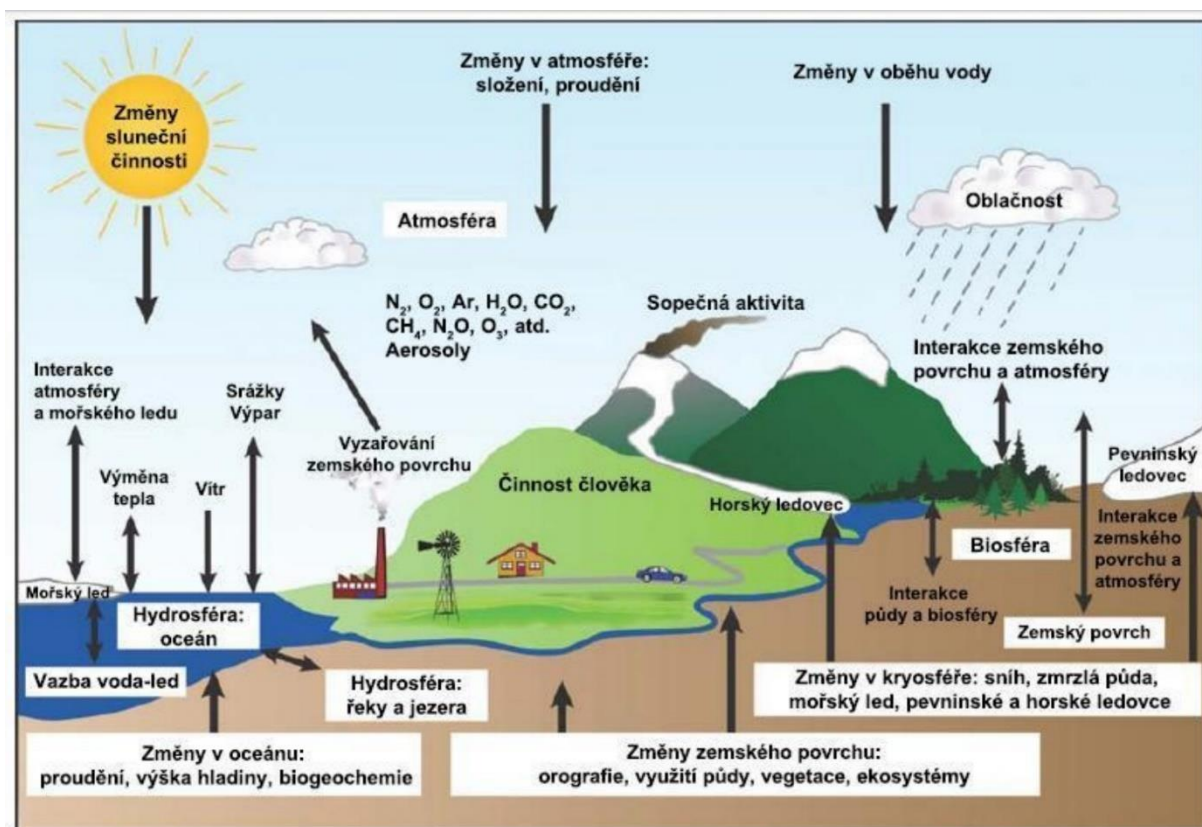
5.1 Klimatický systém

Klima nebo-li podnebí je dlouhodobý stav atmosféry na daném území, který charakterizují jevy počasí, mezi které patří například teplota, vlhkost vzduchu, srážky a tlak vzduchu. Další doplňující charakteristikou jsou průměrné roční chody meteorologických prvků a jejich průměrná variabilita. Rozdíl mezi podnebími a počasím je ten, že počasí se může změnit každým okamžikem. Mezi faktory tvořící klima patří přírodní - např. astronomické, cirkulační, geografické a mezi antropogenní – např. urbanizace, emise skleníkových plynů (Klima, klimatický systém, klimatické modely, 1970).

Při popisu klimatu se využívá pojem „klimatický systém“, což je komplexní systém skládající se z několika podsystémů, mezi které patří například atmosféra, oceány, biosféra a kryosféra.

V každé oblasti se klima vyznačuje stálostí, které odpovídají zaznamenaná meteorologická data za několik desítek let (většinou za 3 desetiletí).

Obrázek níže zjednodušeně popisuje výměnu energií a látek mezi sférami v klimatickém systému Země.



Obr. 6 – Zobecněné znázornění klimatického systému Země.

Zdroj: Trnka et al.

U popisu klimatického systému se používají termíny tzv. pozitivní a negativní zpětné vazby. Pozitivní zpětná vazba je taková, kdy změna jednoho parametru ovlivní druhý parametr, který zpětně pozitivně reaguje na první parametr. Trnka et al. jako příklad pozitivní zpětné

vazby systému uvádějí vztah mezi množstvím sněhové pokrývky a teplotou vzduchu. Čím menší množství sněhu je, tím je menší odrazivost povrchu, tudíž se pohltí více krátkovlnného záření čímž se ohřeje půda a tím pádem i teplota vzduchu. Zvýšená teplota vzduchu ovlivní tání sněhové pokrývky a díky tomu se bude vzduch dále oteplovat. Negativní zpětná vazba se definuje jako změna prvního parametru, která druhý parametr utlumí. Jako příklad se uvádí změna množství ledu v oceánech. Jakmile se teplota oceánu zvýší, led začne tát. Jelikož led obsahuje sladkou vodu, tak slanou vodu naředí, sníží se salinita a při ochlazení vody se led tvoří efektivněji. Z toho lze odvodit, že pozitivní vazby systém spíše narušují a negativní vazby systém zase stabilizují. V klimatickém systému probíhá obrovské množství pozitivních i negativních vazeb, a proto jakákoliv předpověď vývoje klimatu nemusí být přesná (Trnka et al.).

5.2 Historie vývoje klimatu

Klimatický systém se začal vyvíjet společně se vznikem planety Země, která podle odhadů vznikla před 4,6 miliardami let. Klimatické podmínky vhodné pro život vznikaly přeměnou složení plynů v atmosféře, formováním litosféry, hydrosféry a kryosféry. Jednou z největších změn pro klimatický systém byl vznik biosféry, tedy oblasti, ve které se nachází živé organismy. Klima se za celou dobu své existence měnilo, střídala se různá období – teplé, chladné, suché i vlhké (Trnka et al.).

Vliv litosféry na klimatický systém

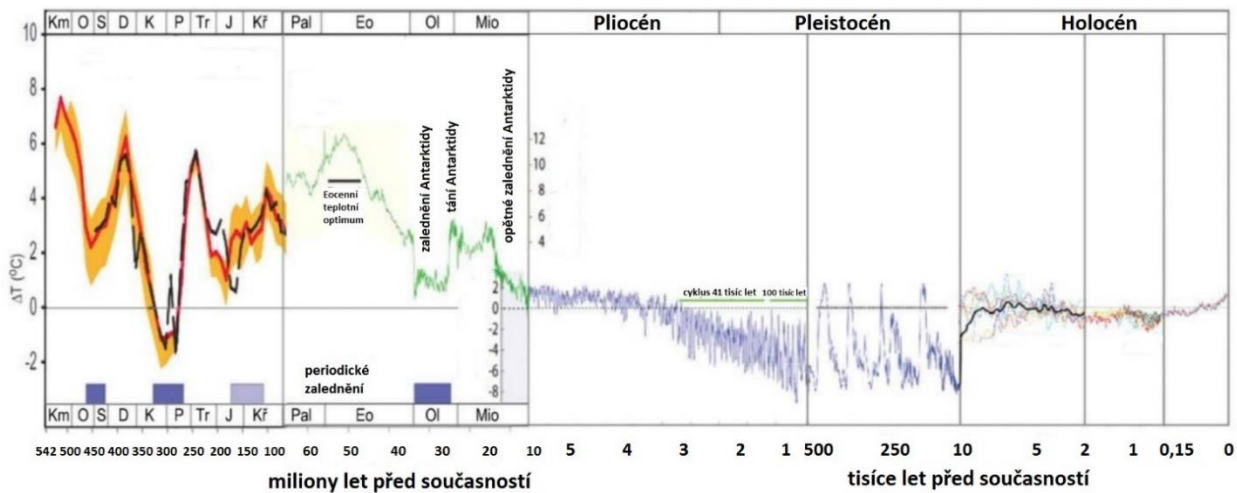
S vývojem Země se měnilo i postavení a členitost pevniny vůči oceánům. To mělo za následek jiný systém proudění vod i odlišné přenášení tepelné energie z tropických oblastí do vyšších zeměpisných šířek. Pohyby litosférických desek mají za následek tvarování povrchu kontinentů a dna oceánů, které mohou být naprosto zásadní nejen pro biodiverzitu, ale i pro charakter území. Jako příklad bychom mohli uvést vznik pohoří (např. Himaláje, které ovlivňují klima po celé Asii), mořské příkopy, zemětřesení a sopečnou činnost.

Změny polohy a koncentrace pevniny je důležitá hlavně kvůli radiační bilanci a náklonu Země vůči Slunci (Trnka et al.).

Období mezi pozdními prvohorami a počátkem čtvrtohor

Před 2,3 miliardami let probíhala první zdokumentovaná doba ledová, která se také nazývá huronské zalednění. Z dob před 700 miliony let se ve starých horninách našli tzv. ledovcové uloženiny, které se v té době nacházely i v rovníkových oblastech. Díky tomu se začali tvořit představy o Zemi jakožto „sněhové kouli“. Předpoklady byly takové, že průměrná teplota planety Země dosahovala záporných hodnot a všechny kontinenty měly pokrývat ledovce. Z této teorie se po čase opustilo, protože si vědci nedokázali vysvětlit, že by za takovýchto okolností existoval život. Před 440 miliony let proběhlo další významné ochlazení planety, když došlo k velkému vymírání tehdejších organismů (viz Obrázek 7). K další zaznamenané době ledové došlo před 290 miliony let, když se v té době v oblasti jižního pólu nacházel velký kontinent pokrytý ledovcem. Když v období druhohor probíhalo období tepla, v třetihorách ho vystřídala opět doba ledová. Právě toto období je považováno jako nejnámější doba ledová (Trnka et al.).

Vývoj teploty na Zemi



Obr. 7 - Průběh teploty za zaznamenané období.

Poznámka: Km = Kambrium, O = Ordovik, S = Silur, D = Devon, K = Karbon, P = Perm, Tr = Trias, J = Jura, Kř = Křída, Pal = Paleocén, Eo = Eocén, Ol = Oligocén, Mio = Miocén.
Zdroj: Zachos et al. (2001), úprava Metelka & Tolasz (2009), Trnka et al.

Střídání a příčiny dob ledových ve čtvrtohorách

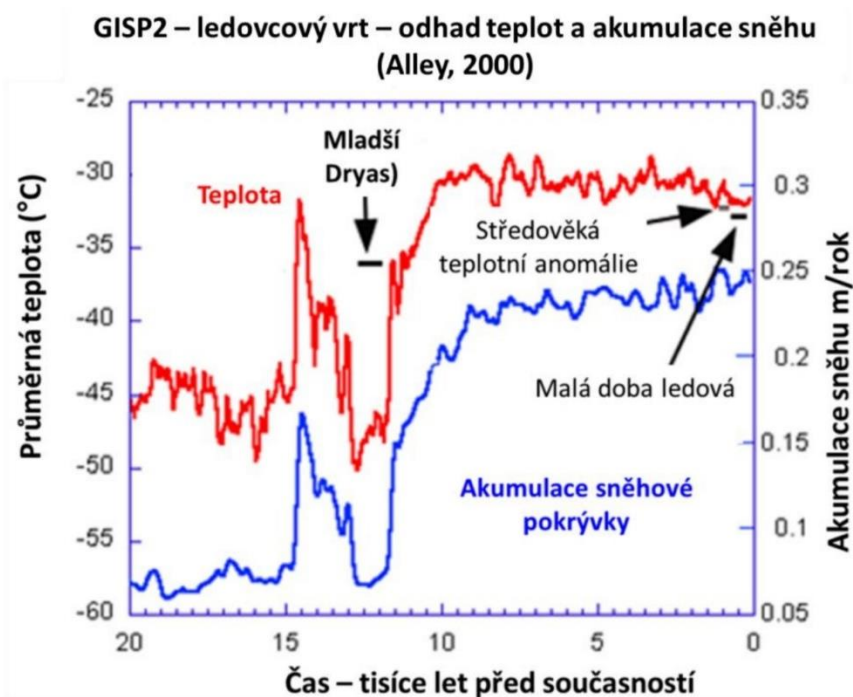
V 19. století přišel skotský vědec James Croll s teorií o příčině střídání dob ledových. Croll tvrdil, že doby ledové a meziledové se mění díky změnám parametrů dráhy Země při oběhu kolem Slunce. Zásadním bodem byla změna intenzity oslunění povrchu v oblasti 65° severní šířky. Změna výskytu sněhového a ledovcového pokryvu měla, díky albedu, za následek změnu teploty okolí. Na změnu teploty navazovala také změna koncentrace skleníkových plynů s dlouhou životností v atmosféře (metan, oxid uhličitý a oxid dusný). Když se planeta oteplovala, koncentrace právě zmíněných skleníkových plynů se začala zvyšovat – metan se uvolňoval z arktických půd, dna moří a spolu s oxidem dusným i z mikroorganismů pobývajících v půdách a mokřadech, zatímco oxid uhličitý uvolňovaly teplé moře a oceány. Vyšší teploty měli za následek úbytek sněhových pokrývek, tím pádem i menší albedo a oteplování dosáhlo globálního měřítka.

Mezi základní parametry navazující na Crollovu teorii, tedy změny parametrů dráhy oběhu planety Země, jsou ekliptikální délky perihelia (body na ekliptice, kdy je Slunce nejbližší Zemi), sklon osy Země a excentricita zemské orbity. Změna těchto parametrů má za následek změnu intenzity slunečního ozáření vysokých severních šířek na jaře i v létě. Rozdíl mezi intenzitou slunečního ozáření a oslunění Země jako celku je v tom, že intenzita slunečního ozáření během desetitisíců i více let se mění mnohem výrazněji, a to až o několik desítek $W m^{-2}$.

Aby se planeta začala znovu více zaledňovat, je potřeba snížení koncentrace skleníkových plynů v kombinaci s letním osluněním. Díky antropogenní činnosti ve vztahu se zvýšenou koncentrací skleníkových plynů v atmosféře, je zalednění možné nejdříve za přibližně 130 tisíc let. Kdybychom chtěli porovnat současné oteplování s minulostí, můžeme z obrázku vyzorovat výchylku z období Paleocén-Eocén (před 55 miliony let). Stejně v jako současnosti může za zvýšení teploty perturbace (narušení) geobiochemických cyklů. Toto teplé období trvalo desítky tisíc let a příčinou bylo relativně náhlé uvolnění metanu vzniklého za extrémního tlaku a nízkých teplot na dně moře z rozkládající se organické hmoty (Trnka et al.).

Období posledního glaciálu a mladší Dryas

V období posledního, též nazývaného würmského glaciálu, se putující Skandinávský ledovec zastavil daleko na sever od hranic našeho státu a nejchladnější maximum probíhalo přibližně před 22 až 27 tisíci lety. Ačkoliv byla doba ledová, například části východní Sibiře a Aljašky zaledněné nebyly. V porovnání s dnešním stavem, hladiny moře byly o více jak 100 m níže než dnes, jelikož voda byla obsažena v kontinentálních ledovcích. Důsledkem nízké hladiny moří bylo například propojení Asie a Severní Ameriky tzv. pásem Beringie, oddělení Severního moře od Atlantského oceánu nebo propojení Británie s Evropou a propojení Tasmánie s Austrálií. Díky lepší integraci mezi kontinenty docházelo k migraci fauny (např. koně, velbloudi a lidé) a flóry. Tehdejší stav ledovců pokrýval až 28 % povrchu pevniny (dnes méně než 10 %). Poslední dobu ledovou přerušilo oteplení, které trvalo přibližně do 10 tisíc let před naším letopočtem, když se ochladilo.



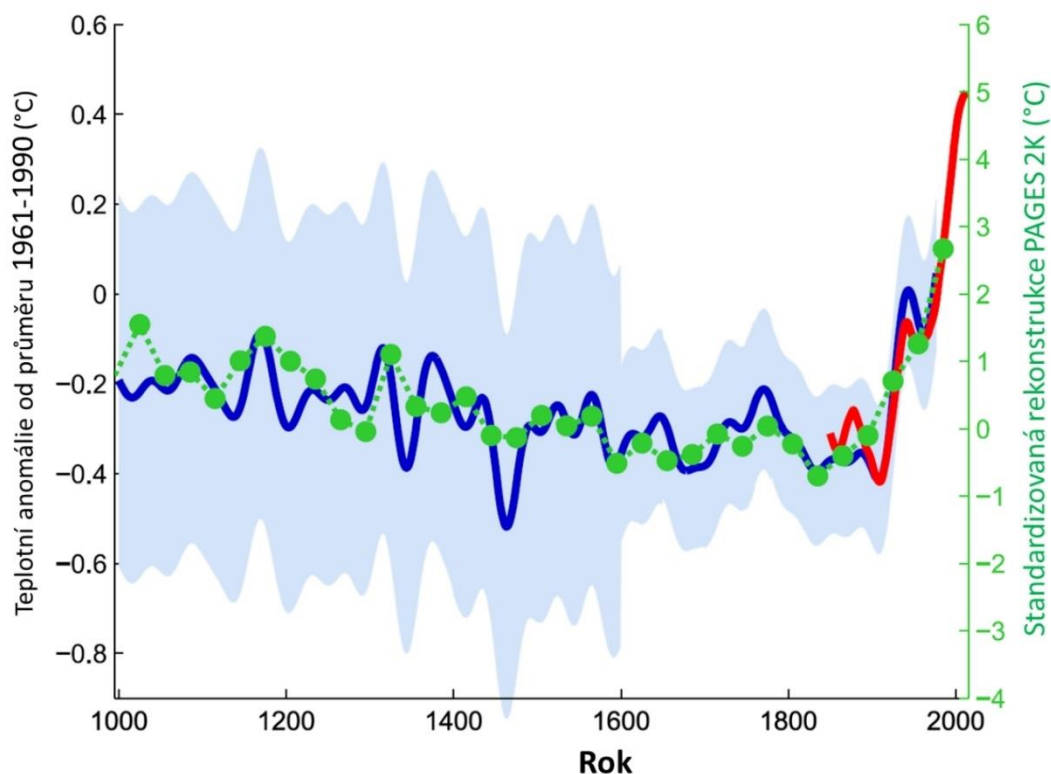
Obr. 8 - Poukázání na náhlé ochlazení v období pojmenovaném jako mladší Dryas (před 12 500 lety).

Zdroj: Trnka et al.

Bylo zjištěno, že průměrná teplota v Grónsku byla přibližně o 15 °C menší než dnes a ve Velké Británii byly nalezeny fosilní důkazy, které odpovídaly snížení průměrné teploty na -5 °C. Vědci se domnívají, že toto dramatické ochlazení způsobilo snížení cirkulace proudů v Atlantském oceánu včetně Golského proudu, které vyvolalo příliv sladké vody z jezera nacházejícím se v Kanadě v oblasti dnešních velkých jezer. Sladká voda snížila salinitu oceánu, čímž se perioda proudů zpomalila. Druhá teorie vzniku ochlazení v období mladšího Dryasu popisuje změnu drah jetstreamu vedoucí více na sever, v důsledku tání severoamerického ledovce, jehož následkem bylo zvýšení srážek v severním Atlantiku, po kterých následovalo zpomalení termohalinní cirkulace (změna hustoty vody) a měnící se topografie na severu Ameriky (Trnka et al.)

Vývoj teplot za posledních 2 tisíce let

Trnka a kol. popisují následující období rozdělené ještě na 3 další časové úseky – Středověké klimatické optimum (11. až 13. století), Malou dobu ledovou (14. až polovina 19. století) a současné globální oteplování (začátek 20. století). O prvním časovém úseku, Středověkém klimatickém optimu, se domnívají, že v určitých oblastech (lokální území, nešlo o globální oteplování) bylo toto období teplejší než v dalších století, ale pouze o 1 až 2 °C. Malá doba ledová byla původně pojmenovaná po posledním období, kdy se po celé planetě rozrůstaly horské ledovce. Poslední úsek a současné období by se dalo vzhledem k předešlým období popsat jako tzv. „Mannova Hokejka“. Od Středověkého klimatického optima průměrná teplota vzduchu klesala a ze začátku 20. století začala prudce stoupat podobně jako čepel hokejové hole (viz Obrázek 9).



Obr. 9 - „Hokejový“ graf poukazující na oteplování z přibližně začátku 20. století. Poznámka: modrá linka = průměrná hodnota, světle modrá = pás nejistoty, zelené tečky = 30-leté průměry, červená linka = průměrná globální teplota

Zdroj:

Bitterman.<http://thinkprogress.org/climate/2013/07/08/2261531/mostcomprehensive-paleoclimate-reconstruction-confirms-hockey-stick/>, upraveno Trnkou et al.

5.3 Klimatotvorné faktory

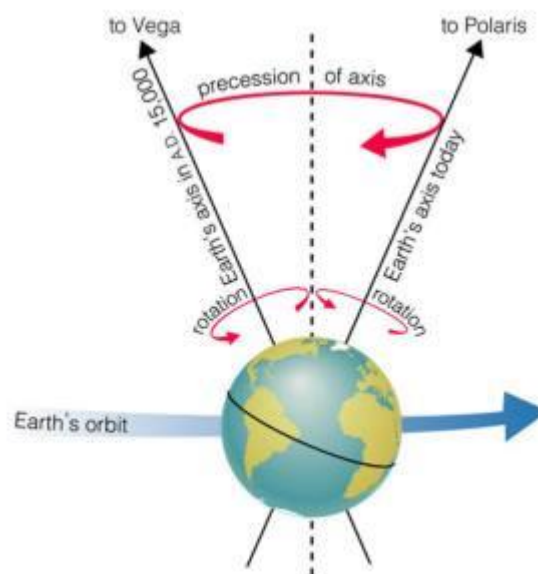
Astronomické faktory

V této části si více rozebereme pohyb planety Země kolem Slunce. Kromě toho, že Země oběhne kolem Slunce za 365,256 dní, je třeba znát i další parametry. Jeden z Keplerových zákonů říká, že Země se pohybuje po eliptické dráze. Bod nejkratší vzdálenosti mezi Zemí a Sluncem se nazývá perihelium neboli přísluní měřící přibližně 147,1 milionu km. Naopak bod největší vzdálenosti, afélium neboli odsuní, je na hodnotě přibližně 152,1 milionu km. Tyto

vzdálenosti kvůli excentricitě (výstřednosti) dráhy nejsou vždy stejné a mění se. Hodnota excentricity se mění v rozmezí 0,0007 až 0,0658 (současný stav 0,01671), což znamená, že někdy má trajektorie oběhu větší excentricitu a někdy více připomíná kruh. Jedna perioda změn excentricity odpovídá přibližně 100 tisícům let.

Další parametr důležitý zdůraznit je náklon zemské osy vůči rovině ekliptiky. Současná hodnota sklonu odpovídá přibližně 66,5°. Rozmezí, v kterém se hodnota sklonu může pohybovat, je přibližně 65 až 70° s periodou okolo 41 tisíc let. Tento sklon je naprosto zásadní pro zisk sluneční energie určitých částí planety. Když je úhel sklonu menší, vyšší zeměpisné šířky získávají více tepla ze Slunce a v menších zeměpisných šířkách se příjem tepla zmenšuje. Další parametr řadící se mezi dlouhoperiodické změny je precese. Precese je změna zemské osy s periodou přibližně 26 000 let, kterou popisoval i vědec Hippocharos 130 let před Kristem. Precese je opisování zemskou osou pláště pomyslného kužele, který má střed ve středu Země. Změna precese má za následek změny časových období, což znamená, že k periheliu a aféliu se Země dostane v odlišných částech roku.

Náklon zemské osy vůči rovině ekliptika a precese mají společně za následek změnu zemské osy. V praxi si to můžeme představit v podobě pozvolné změny noční oblohy a souhvězdí. V návaznosti na změn parametrů pohybů Zeměkoule se mění i data astronomických období, které si můžeme potvrdit i na dnešní nepřesnosti starodávných kalendářů (Křížek 2004).



Obr. 10 - Popis precese Zeměkoule. Precesí je znázorněna změna souhvězdí vůči Zemi, kdy namísto Polárky budeme pozorovat hvězdu Vega.

Zdroj: <https://gone-fishin.org/2011/09/20/listen-to-the-sound-of-abundant-rain-the-water-pourer-is-flooding-this-earth/>

Dalším astronomickým faktorem je samotná aktivita Slunce, která je jedna z důležitých příčin ovlivňující klimatické jevy. Slunečních aktivit je hned několik a jedna z nejdůležitějších je výskyt slunečních skvrn, které mají periodu 11 let. Další je dvaadvacetiletá perioda změny polarit magnetického pole Slunce. Podle výzkumů se samotný zářivý výkon Slunce zvedl o třetinu, než tomu bylo v období vzniku Země, tedy před 4,5 miliony let. I přesto historické údaje ukazují, že na Zemi byla dříve vyšší teplota o 8 až 10 °C než v současné době, kdy je průměrná teplota na Zemi 15 °C (Křížek 2004).

Cirkulační faktory

Cirkulační faktory mají na svědomí přenos energie po naší planetě. Můžeme je rozdělit na dva hlavní, a to jsou globální cirkulace atmosféry (způsobené například změnami teplot vzduchu a rotací Země) a oceánská cirkulace neboli mořské proudy.

Atmosféra:

V rámci počasí nelze s maximální přesností určit směry větrů a jejich intenzitu, ale veliké vzdušné masy mají svůj pravidelný chod a stálost. Tyto útvary nazýváme jako konvekční buňky – Hadleyova (tropy), Ferrelova (střední šířky) a polární buňka.

Hadleyova buňka: Tato buňka se nachází mezi rovníkem a 30° severní a jižní šířky. Hadleyovu buňku charakterizují pravidelné větry (pasáty) proudící směrem k rovníku a důsledkem zemské rotace (Coriolisova síla) se stáčí západním směrem. Příčinou cirkulace je stoupání vlhkého a teplého vzduchu k hranici troposféry a od rovníku pokračuje směrem k pólům. Když se vzduch blíží k 30° severní a jižní šířky, klesá v oblastech s vysokým tlakem. V těchto oblastech se nacházejí pouště, protože vzduch je suchý a úhrn srážek je minimální. Konečnou fází cirkulace vzduchu v Hadleyově buňce jsou už dříve zmíněné pasáty proudící k rovníku a rotací Země stáčené na západ.

Ferrelova buňka: Buňka středních šířek se nachází mezi Hadleyovou a polární buňkou, tedy mezi 30° a 60° zeměpisné šířky. Přibližně na hranicích s Hadleyovou buňkou dochází k poklesu vzduchu, který proudí zpět do oblastí mírných zeměpisných šířek.

Polární buňka: Poslední definovaná buňka se nachází mezi 60° a 90° severní a jižní zeměpisné šířky. Suchý a chladný vzduch na hranicích s Ferrelovou buňkou stoupá až k troposféře (v těchto místech přibližně 8 km nad povrchem). Vzduch proudí směrem k pólům, kde se postupně ochlazuje, klesá dolů a vytváří oblast vysokého tlaku. Dále chladný vzduch proudí vlivem zemské rotace jihovýchodním (severní polokoule) nebo severovýchodním (jihovýchodní polokoule) směrem.

Cirkulace vody:

Koloběh a pohyb vody tvoří zejména oceánské a mořské proudění. Na těchto jevech se nejvíce podílí větry na povrchu hladiny vody, rotace Země, slapové jevy a také sluneční energie, která ve vodě způsobuje tlakový gradient. Dále můžeme rozdělit cirkulaci vody na horizontální povrchovou a hlubokomořskou. Ty pak tvoří komplex společně s vertikálním vzestupným a sestupným prouděním.

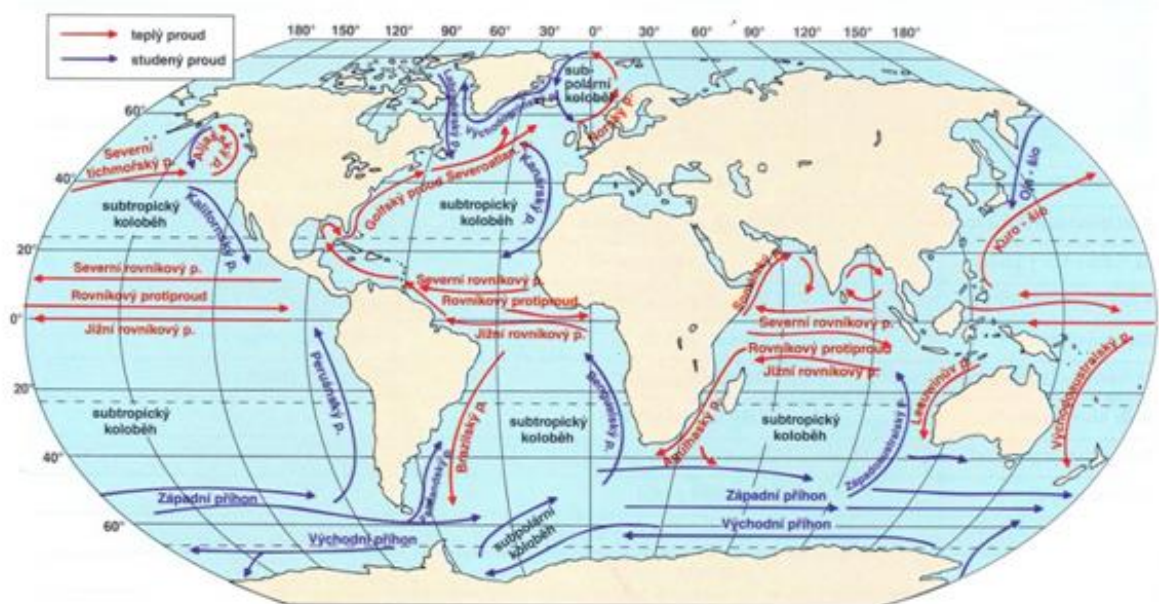
Trnka et al. dále rozdělují oceánské a mořské proudy podle:

- a) místa vzniku a proudění kolem pevniny
- b) výskytu vztahený k času (stálý, periodický a občasný)
- c) hloubky proudění (hlubinné a povrchové)
- d) vlastnosti pohybu a směru
- c) teploty vody

Nejčastěji se oceánské a mořské proudy charakterizují podle teploty vody. Ty jsou označovány podle porovnání teploty s okolní vodní masou – teplé proudy (např. Golfský

proud) a studené proudy (Labradorský, Peruánský a další). Tyto proudy výraznou mírou přispívají k chodu klimatických podmínek daného území, jelikož teplota proudící vodní masy má vliv na přiléhající pevniny – na Evropu má největší vliv Golfský proud, který přenáší energii ze Střední Ameriky.

Opačný efekt má Labradorský proud, který ochlazuje podnebí Kanady a USA. V porovnání s Evropou má Labradorský proud vliv i na vegetaci. Zatímco severské jehličnaté lesy se v Americe nachází od 45° severní šířky a tundra začíná růst pod 60° severní šířky, v Evropě a v Asii rostou jehličnaté lesy i za polárním kruhem. To znamená, že rozdíl, které ovlivňují oceánské (mořské) proudy v Atlantském oceánu, mezi hranicí mírného a polárního pásma je více než 15° (Trnka et al.).



Obr. 10 - Teplé i studené oceánské (mořské) povrchové proudy.

Zdroj: https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/12-2-fyzikalni-vlastnosti.html

Radiační faktory

Svůj podíl na globální změně klimatu mají i záření. Kromě toho, že Země záření přijímá, tak také sama vyzařuje (radiační bilance). Naše planeta prostřednictvím radiace interaguje s Vesmírem a pro radiační bilanci platí pravidlo – kolik Země záření přijme, tolik také odevzdá. Když Země přijme více radiace, než odevzdá, tak se otepluje a naopak. Radiace Země se nazývá dlouhovlnná, protože její vlnová délka se pohybuje v rozmezí 4 000 až 50 000 nm. Sluneční záření se naopak nazývá krátkovlnné, protože délka vln dosahuje pouze 100 až 4 000 nm. Tudíž pro rovnovážnou radiační bilanci platí, že kolik krátkovlnného záření Země přijme, tak tolik Země (i atmosféra) dlouhovlnného záření odevzdá. V polárních oblastech je kvůli vysokému albedu sněhové pokrývky radiační bilance záporná, oblasti mezi 40° severní a jižní šířky se zase kvůli nadbytku záření oteplují.

Skleníkový efekt:

Jako první s touto myšlenkou vystoupil v první polovině 19. století Jean-Baptiste Joseph Fourier, který prohlásil, že zemský povrch je teplý, protože atmosféra udržuje teplo stejně jako okenná tabule ze skla. V roce 1890 uvedl vědec Svante Arrhenius teorie, která říká, že

s dodáním oxidu uhličitého do atmosféry se mění klimatické podmínky. V atmosféře se nacházejí radiačně aktivní plyny, které pohlcují dlouhovlnné záření ze zemského povrchu a dochází k udržování tepla. Současná průměrná teplota na Zemi je přibližně 15 °C, kdyby se tedy v atmosféře nevyskytovaly plyny schopny pohlcovat zemskou radiaci, byla by průměrná teplota na Zemi přibližně -18 °C. Můžeme tedy říct, že skleníkový efekt má na klima pozitivní vliv. Problém nastává v ten moment, kdy se koncentrace skleníkových plynů začne razantně zvyšovat.

Radiačně aktivní plyny:

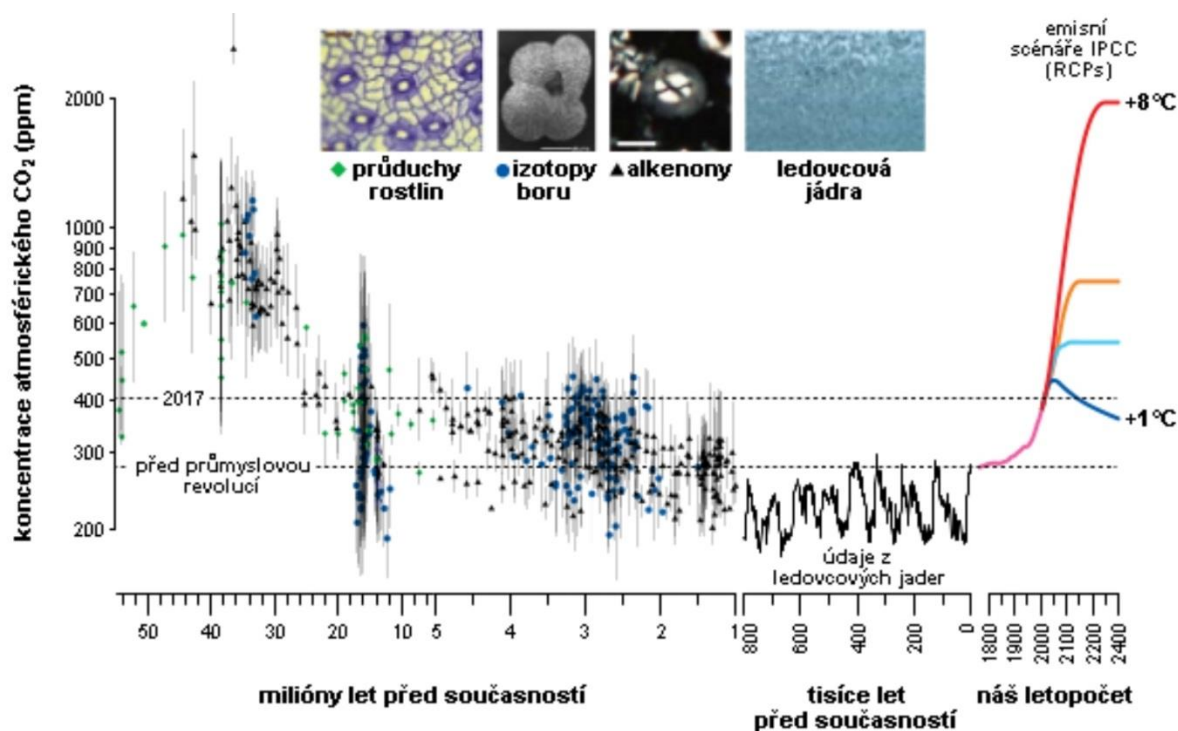
V atmosféře je celá řada plynů. V tzv. suché atmosféře se v největší míře vyskytuje dusík (78 %), kyslík (21 %), argon (0,9 %) a zbytek tvoří vzácné plyny a plyny stopového výskytu. V atmosféře se kromě zmíněných plynů vyskytují též pevné částice (např. pyl, prach), kapalné (voda, kyseliny) a plynné (různé oxidy a chemické syntetické látky). Některé z plynů mají vlastnost absorbovat zemskou radiaci čímž nejen udržují teplo pro živé organismy, ale i jsou schopny ovlivňovat pohyb vzduchu a fázové přeměny kapalin. Pro funkci skleníkového efektu je nejdůležitější složkou vodní pára. Zvýšení její koncentrace ohřívá troposféru a současně ochlazuje stratosféru. Vodní pára má negativní vliv na stratosférickou ozónovou vrstvu, což má za důsledek větší míru propustnosti UV-B záření na zemský povrch.

Díky koloběhu vody se voda ve formě páry dostane do atmosféry transpirací a evaporací ze zemského povrchu. Když se vzduch otepluje, je schopen pojmout více vodní páry, která se za současných podmínek, kdy průměrná teplota roste, stále více vypařuje do atmosféry. Čím více je vodní páry v atmosféře, tím větší je skleníkový efekt a dochází ke zvyšování teploty a tím je vzduch zase schopen pojmout více vodní páry.

Mezi základní radiačně aktivní plyny, za jejich nadměrnou koncentraci může i lidská činnost, patří oxid uhličitý, freony, methan a oxid dusný:

Oxid uhličitý (CO₂): Oxid uhličitý je plyn s přirozeným výskytem. V relativně posledním období jeho koncentrace v atmosféře stoupá a nyní jeho globální průměrná hodnota dosahuje 0,041 %. Tento plyn kromě dýchání vzniká i spalováním organického materiálu (např. dřevo, fosilní paliva). Mezi největší problémy se vznikem oxidu uhličitého patří odlesňování (stromy pomocí fotosyntézy na sebe vážou CO₂), následné spalování vykácených stromů a už zmíněné spalování fosilních paliv. Mezi jeho další producenty patří továrny (výroba cementu a železa) a sopečná činnost (Trnka et al.).

V minulosti koncentrace oxidu uhličitého neustále kolísala (viz Obrázek 11). Koncentrace tohoto plynu se začala přímo měřit už v 19. století a údaje z minulosti vědci sbírají z bublin vzduchu v ledovcích na Antarktidě, které jsou staré až 800 000 let.



Obr. 11 - Tnázornění kolísání koncentrace v období za posledních 55 milionů let a predikce do roku 2400.

Zdroj: <https://magazin.gnosis.cz/koncentrace-sklenikových-plynu/>

Kromě historické kolísání, má oxid uhličitý periodické cykly i v současnosti. Toto se týká zeměpisných poloh a střídání ročních období. Nejvíce lze kolísání koncentrace vlivem fotosyntézy a respirací vegetace pozorovat na severní polokouli, protože disponuje větší ploše pevniny. Přes období léta a podzimu se na severní polokouli koncentrace oxidu uhličitého snižuje, a naopak v zimě a na jaře se hodnota tohoto plynu zvyšuje.

Freony (chlorflorkarbony): Freony se řadí mezi uměle vyprodukované plynné látky. Jejich koncentrace v atmosféře je velmi nízká až dokonce stopová, ale jejich efektivita absorbování dlouhovlnného záření je velice vysoká. Vznik freonů nastal až ve 20. století a jejich účel byl průmyslové využití. Mezi nejdůležitější freony řadíme – částečně fluorované uhlovodíky (HFC), zcela fluorované uhlovodíky (PFC), fluorid sírový (SF6) a jako čtvrtý fluorid dusitý.

Kromě zvyšování efektivitu skleníkového efektu mají freony za následek i narušování ozonové vrstvy, která chrání povrch Země před UV zářením.

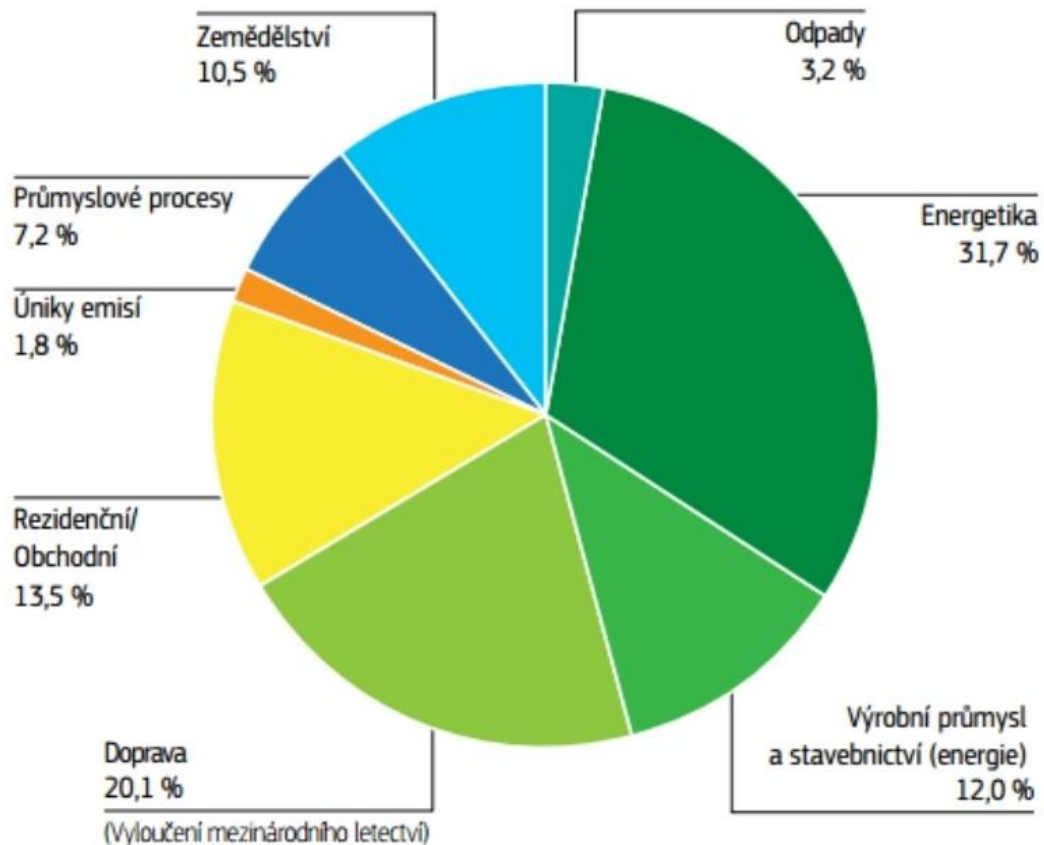
Methan (CH₄): Výskyt vzniku methanu je skutečně pestrý. Může jít například o únik zemního plynu při těžbě ropy a uhlí, anaerobní pěstování rýže, mokřady a určitou část vyprodukují i živé organismy (termity, přežvýkavci). Nelze opomenout ani samovolné uvolňování methanu ze dna oceánů, kde je hlavním problémem ohřívání vody. Tento děj ve větším měřítku měl v minulosti za následek razantní oteplení a konec doby ledové. S nástupem průmyslové revoluce je koncentrace methanu v atmosféře více jak dvojnásobná. V porovnání methanu a oxidu uhličitého je methan až 21krát efektivnější v absorbování dlouhovlnného záření.

Oxid dusný (N₂O): Mezi poslední ze zmíněných radiačně aktivních plynů patří oxid dusný, jehož zdrojem je spalování fosilních paliv a denitrifikace hnojiv ze zemědělství. Od průmyslové revoluce se jeho koncentrace v ovzduší zvýšila o 16 % a v porovnání s oxidem uhličitým je oxid dusný až 310krát efektivnější v absorbování zemské dlouhovlnné radiace.

Důsledky změn koncentrace radiačně aktivních plynů vzhledem ke kryosféře:

1) Za posledních dvacet let se hmotnost ledového příkrovu v Grónsku a Antarktidě zmenšila. Na severní polokouli se snižuje albedo kvůli úbytku sněhového pokryvu a v oblasti Arktidy dochází ke zmenšení ledovcových útvarů.

2) Globální průměr povrchové teploty v roce 2100 v porovnání s průměry období 1850 až 1900 přesáhne hodnotu 1,5° C. To bude mít za následek úbytek a ztenčení arktického ledovcového pokryvu. Severní polokoule bude disponovat čím dál tím menší jarní sněhovou pokrývkou a objem ledovců se bude po celé planetě zmenšovat (Trnka et al.).



Obr. 12 - Znárodnění celkové emise radiačně aktivních plynů dle odvětví. Graf vychází z hodnot z 28 zemí v EU z roku 2012.

Zdroj: Naše planeta, naše klima, publikace EU (2014), Trnka et al.

Geografické faktory

Předposlední podkapitolou ovlivňující klimatické podmínky jsou geografické faktory. Mezi ně patří zeměpisná šířka, nadmořská šířka, rozložení pevnin a oceánů, orografie, charakter povrchu a také mořské proudy (viz. kapitola 5.3.2 Cirkulační faktory).

Zeměpisná šířka

Pomocí zeměpisné šířky popisujeme podnebný pásma a zonálnost klimatu. Zeměpisná šířka je důležitým faktorem pro množství akceptovaného slunečního záření pro dané území.

Nadmořská výška

Při nárůstu nadmořské výšky dochází k individuálním změnám hodnot meteorologických prvků (jejich dlouhodobí průměr), které charakterizují dané území zeměpisné šířky. S rostoucí nadmořskou výškou dochází například ke zvýšení úhrnu srážek, snížení teploty vzduchu, ale i k úbytku zemědělství.

Rozložení pevnin a oceánů

Rozložení pevniny a vodních ploch má podíl na ovlivňování koloběhu vody. Vzdálenost od oceánu nebo moře má vliv na míře maritimního a kontinentálního klimatu určitého území. Území s maritimním klimatem disponuje větší stabilitou teplot a srážkových úhrnů než klima kontinentální.

Orografie

Členitost terénu především horských oblastí má za následek změny v charakteru proudění vzduchu a tím i změny hodnot meteorologických prvků (např. zvýšení úhrnu srážek v podhůří Himalájí). Orografie má dále značný vliv na tvorbu místních klimatických prvků jako jsou například fény, bóry a brízy).

Charakter povrchu

Charakter povrchu, jako například vegetace či sněhová pokrývka, má značný vliv na teplotní a vodní režim daného území (radiační bilance). Zalesněné oblasti udržují vlhkost území a mají pozitivní vliv na retenci vody. Sněhový povrch díky své vysoké hodnotě albeda odráží sluneční energii, čímž dochází k udržování nízké teploty.

Antropogenní faktory

Nejčastěji je činnost člověka a změny klimatu spojována s narušením koncentrací plynů v atmosféře, především se jedná o nárůst radiačně aktivních plynů, jako jsou oxid uhličitý a methan. Dále můžeme zmínit například urbanizaci, změny v infrastruktuře, nadměrná spotřeba energie nebo i kácení lesů. (MUNI 2014)

5.4 Vliv sněhové pokrývky na klima

Sněhová pokrývka má v rámci pozemních podmínek největší výkyvy (prostorové a časové). Sněhová pokrývka je od ostatních povrchů odlišná tím, že dokáže změnit radiaci a energii přízemní vrstvy atmosféry, takže má vliv na výkyvech v klimatu.

Vlastnosti sněhu mají schopnost ovlivňovat lokální teploty mnoha způsoby. Díky albedu odráží sluneční energii a teplo absorbuje v minimálním množství. V porovnání s dalšími přírodními povrchy má sněhový povrch vyšší emisivitu, tím pádem má sklon k vyšší ztrátě infračerveného záření. Čerstvý sníh má díky nízké tepelné vodivosti funkci tepelného izolátoru, čímž brání úniku tepla z půdy do přízemní vrstvy atmosféry.

Jedny z prvotních studií od Namia, Wagnera a Deweya tvrdily, že sněhový povrch snižoval teplotu o 5 °C v době několika dnů až měsíců.

Foster et al. (1982) studovali sezónní účinky sněhového pokryvu v oblastech Euroasie a Severní Ameriky. První část jejich studie pozorovala kontinentální sněhovou pokrývku měřenou na podzim a zimní teploty. V oblasti Euroasie se rozptýl teplot, prostřednictvím naměřené sněhové pokrývky na podzim, pohyboval od 18 % do 52 %. Na kontinentu Severní Ameriky hodnoty dosahovaly nižších čísel, tedy 4 % až 12 %. V druhé části studie se vědci věnovali kontinentální sněhové pokrývce naměřené v zimním období se souběžnými zimními teplotami. V tomto případě zjištěné hodnoty byly opačné. V Severní Americe se rozptýl teplot zvýšil až na 46 %, kdežto v Euroasii klesly hodnoty na 4 %.

Vědci Walsh & Ross (1988) během svého zjistili, že vyšší sněhová pokrývka způsobuje snižování tlaku vzduchu na hladinu moře v oblastech východních pobřežích kontinentů Severní Ameriky a Asie. Dále zjistili také to, že s vyšší sněhovou pokrývkou dojde v okolí povrchu k poklesu teploty o 5 až 10 °C (Cohen & Rind 1990).

6 Vliv změny klimatu na výskyt sněhové pokrývky

6.1 Jižní polokoule

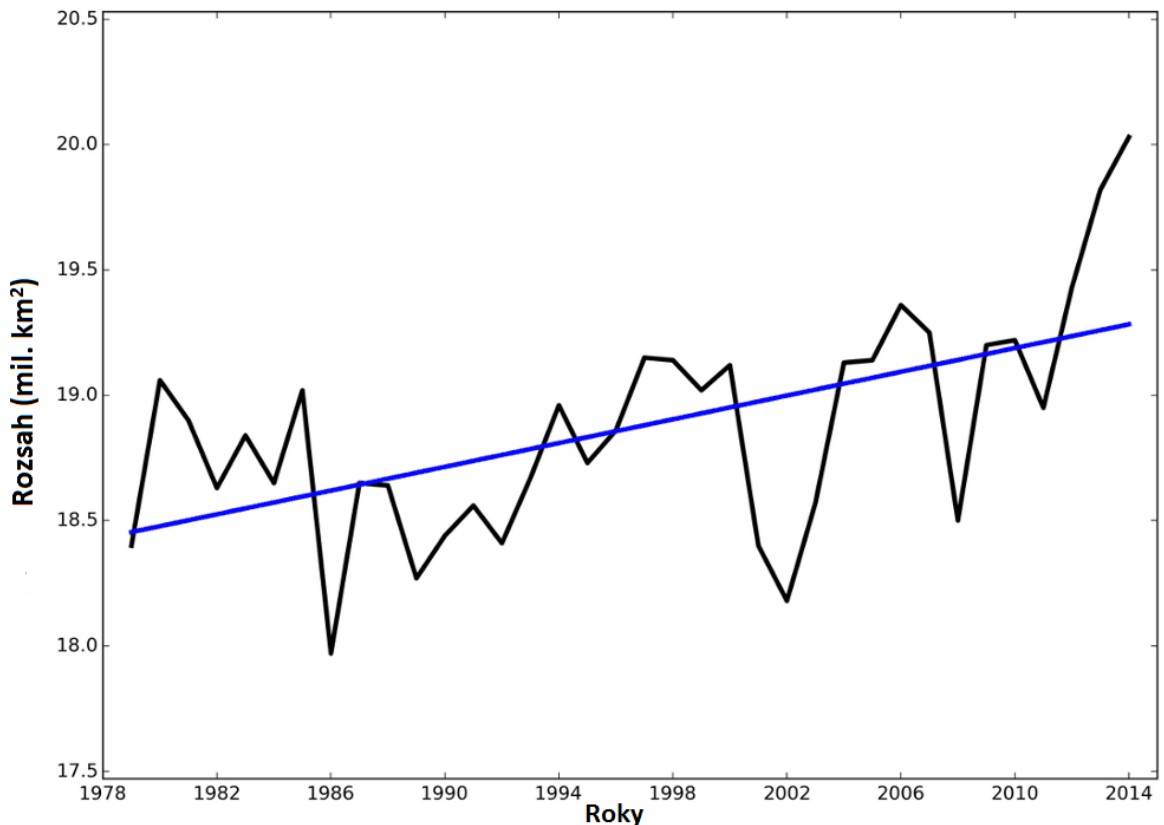
Na jižní polokouli se se sněhovým nebo s ledovcovým pokryvem nesetkáme v takové míře jako na severní části Zeměkoule. V rozměrech se mořský led v zimních měsících dostane na hodnoty až 20 milionů km², naopak v letním období (únor) může klesnout hodnota až na 3 miliony km² (Moldan 2015). Zkoumání sněhového a ledovcového pokryvu je na této polokouli také obtížné a není zde vědci tolik pozorována. Mezi nejčastější důvody se uvádí:

- Data o sněhové pokrývce se mohou získávat pouze na pevnině. Většinu povrchu jižní polokoule pokrývá oceán.
- V porovnání se severní polokoulí se na jižní polokouli nachází malé území pevniny ve stejných zeměpisných šířkách.
- Antarktida bývá celoročně pokryta ledovcem a sněhovou pokrývkou s pouze velmi málemi výkyvy počas změny ročních období.
- Data o sněhové a ledové pokrývce se na Antartidě a v horských oblastech Jižní Ameriky obtížně získávají. Kromě obtížné dostupnosti selhávají i moderní technologie, které ze satelitních zařízení nerozeznají led od sněhové pokrývky. (NOAA 2020)

6.1.1 Antarktida

Antarktida je nejchladnějším a nejzalednějším kontinentem na naší planetě. Rozlohou je Antarktida čtvrtým největším kontinentem, a kromě toho disponuje objemem ledu o hodnotě překračující 25 mil. km³. I tak se někde můžeme setkat s nezaledněnými místy, jako třeba na vrcholcích hor a skalnatých oblastech. Maximální mocnost ledovce dosahuje hodnoty až 4776 m na jihu Antarktidy a průměrná mocnost je 1829 m. Co se týče plošného rozsahu, tak se o Antarktidě může říct, že zde mořský ledovcový pokryv navzdory ohřívání jižního oceánu nabývá (viz Obrázek 12). Data z let 1979 až 2012 ukazují zvýšení rozsahu o 0,13 až 0,2 mil. km² za jedno desetiletí neboli rychlost nárůstu 1,2 až 1,8 % za desetiletí (Trnka et al.). Turner et al. (2009) tvrdí, že tento jev je zapříčiněn poklesem množství ozónu nad Antarktidou, který měl za následek stratosférické ochlazení a zesílení větrů.

**Průměrný rozsah antarktického mořského ledu
Září 1979 - 2014**



Obr. 12 - Popis průměrného nárůstu mořského ledovce v období 1979 až 2014
Zdroj: <https://www.theguardian.com/environment/2014/oct/09/why-is-antarctic-sea-ice-at-record-levels-despite-global-warming>

Podnebí je charakteristické extrémním chladem, a také velkým suchem především v centrální oblasti kontinentu. Množství srážek za rok nepřesáhne ani 50 mm a do určitých oblastí se sníh dostává jen díky silnému větru. Směrem k vnitrozemí vítr slábne, a také přibývá srážek, a to až k hodnotám 500 mm ročně. (Zeměpis.eu 2010)

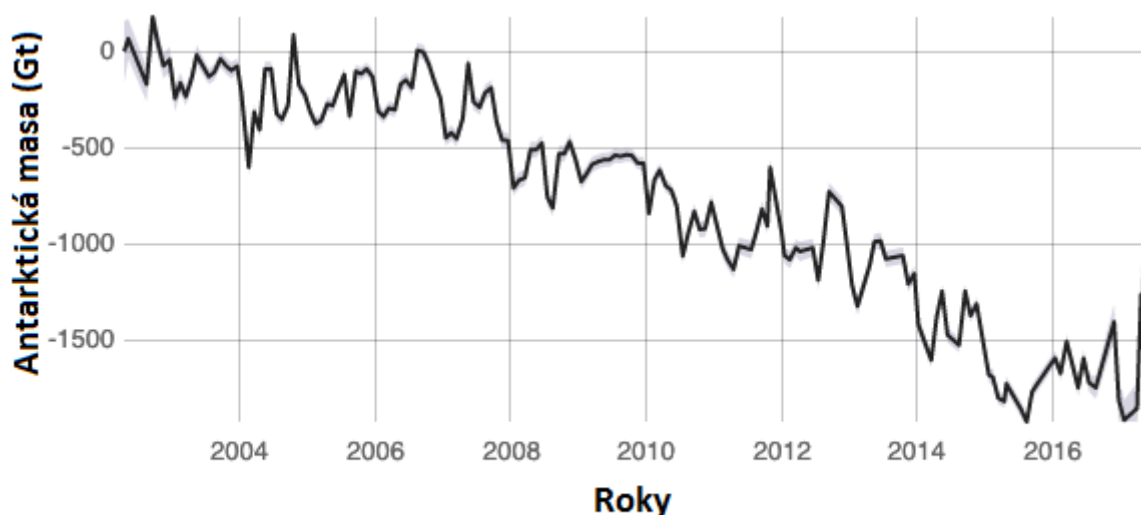
O historii i budoucnosti Antarktidy je mezi vědci stále spousta otázek, které nejsou zodpovězeny. Britský vědec Bethan Davies a jeho mezinárodní skupina vědců (2015) dávali dohromady poznatky o komplexnosti a dynamice antarktického ledovce.

Většinové území kontinentu dosáhlo maxima množství ledu přibližně před 20 000 lety. V té době dosáhl štít ledovce až na okraje kontinentálního šelfu. Ačkoliv ledovcový pokryv na východní části Antartidy, která je chladnější a sušší a byla za posledních 25 000 let stabilnější, měla odlišný průběh. V porovnání se současností byl povrch ledovce v téže době až o 100 metrů níže. Příčina toho byl chladný suchý vzduch, který omezoval proces sněžení.

Některé lokality je však těžko možné důkladně prozkoumat, především kvůli rozsáhlým částím zamrzlého ledu, které lodě obtížně překonávají. Ukázkovým příkladem je oblast Wedellova moře, kvůli němž mají vědci data v omezeném rozsahu.

I tato omezená data vědcům o mořích naznačila, že v oblasti Wedellova moře byl ledový pokryv tlustší než v současné době. Vysvětlujícím jevem bylo maximální rozšíření ledovce

k vnějšímu okraji pevninského šelfu. Naproti tomu data z horských pásem pobřežních oblastí geologům naznačují, že výška ledovce z posledního maxima v porovnání s dnešním stavem se liší jen velmi málo (Davies 2015). V konkrétních případech nejvyšší ztráta pevninského ledovce za pozorované období připadá na Antarktický poloostrov o hodnotě 2 720 miliard t (109 miliard t za rok). Na západní části Antarktického kontinentu ledový pokryv mírně narůstá, především v letních měsících. Celkově výsledky vypovídají, že led na povrchu kontinentu oproti oceánu značně ubývá (The IMBIE 2018).



Source: climate.nasa.gov

Obr. 13 - Popis ztráty ledovce z povrchu Antarktidy
Zdroj: <https://climate.nasa.gov/vital-signs/ice-sheets/>

Co se týče průměrné teploty vzduchu z oblasti ledového jádra ve Vostoku ve východní části Antarktidy se za posledních 30 tisíc let zvedla přibližně o 7 stupňů, tedy z mínus 7 na 0°C. Data zjištěná z oblasti Vostoku dále potvrzují kolísání teplot mezi doby ledovými (Davies 2015).

6.2 Severní polokoule

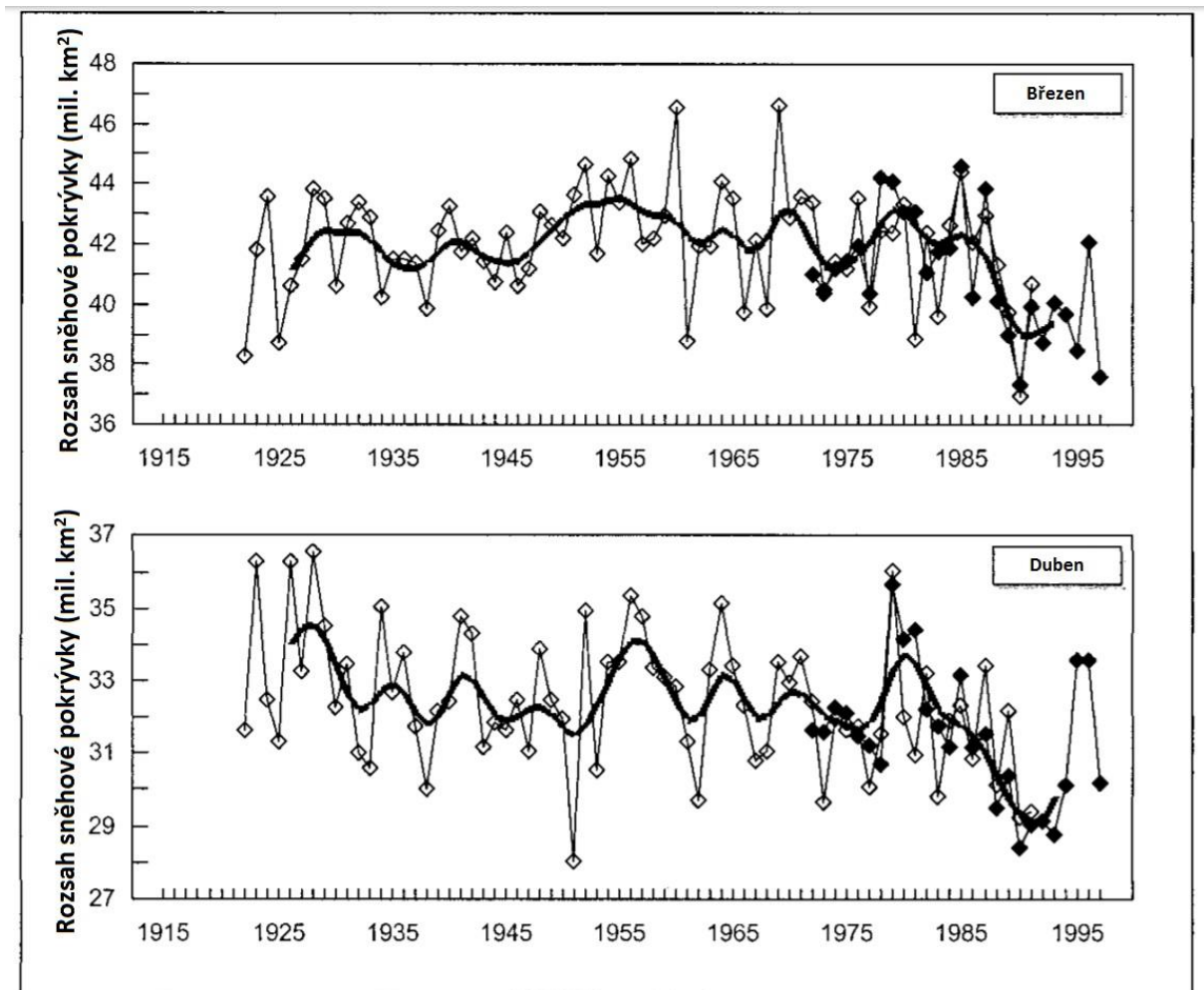
Na severní polokouli se nachází většina veškeré pevniny, tudíž i disponuje větší rozsáhlostí sněhové pokrývky. Celkový střední zimní maximální rozsah sněhové pokrývky po celé zeměkouli činí přibližně 47 milionů km², z toho se 98 % připisuje právě severní polokouli (SOTC 2019). Moldan (2015) uvádí, že sněhová pokrývka v průměru pokrývá 23 % severní polokoule. Okolo 20 % dosahuje na severní části planety permafrost, který se popisuje jako trvale zamrzlá půda. Maximální míra zamrznutí půdy se může pohybovat do hloubky okolo 600 m. Za významný prvek kryosféry Moldan (2015) považuje také horniny, jejichž teplota nepřesahuje 0 °C.

V posledních desítkách let mnohá místa zasáhl trend zvyšování teploty, naproti tomu hodnoty srážek se téměř neodlišovali. Podle zjištěných dat ze satelitů se došlo k závěru, že ke snížení průměrné sněhové pokrývky a k jejímu rychlejšímu tání docházelo především v období jara i letá (SOTC 2019). Tento jev zasáhl v období měsíce června i Sibiř, Aljašku a Severní

Kanadu, tedy místa, které jsou historicky trvale částečně pokryta sněhovým pokryvem (Dahlman & Lindsey 2020).

Brown (2000) studoval rozsah sněhové pokrývky v Severní Americe a v západní Eurasii v období 1922-1971. Zaměřil se na dva jarní měsíce březen a duben, z čehož vyvodil bilanci sněhové pokrývky na severní polokouli. Pomocí trendové analýzy a družicové sítě pracující na rozsahu sněhové pokrývky severní polokoule došel k výsledku, kdy za měsíc duben hodnota rozsahu poklesla v průměru o 3,1 milionů km^2 za 100 let. Důvodem poklesu rozsahu bylo zvýšení průměrné teploty vzduchu za 100 let o $1,26^\circ\text{C}$ (v oblastech mezi 40. a 60. rovnoběžkou severní šířky).

Výsledky pozorování rozsahu sněhové pokrývky dále popisují výrazné zvýšení hodnot během let 1950-1997. Od roku 1950 za březen klesl rozsah sněhové pokrývky v průměru o 8,5 milionů km^2 , zatímco za duben byla rychlost poklesu 5,2 milionů km^2 (viz Obrázek 14). Výsledky následně prozradily, že v období listopad až duben středních šířek severní polokoule došlo k největšímu oteplení v březnu a to o $4,1^\circ\text{C}$ za 100 let.



Obr. 14 - Znáznornění kolísání rozsahu sněhové pokrývky (v milionech km^2) na severní polokouli v měsících březnu a dubnu.

Zdroj: Brown (2000)

Odchytky dubnových hodnot mezi Severní Amerikou a Eurasíí souvisí kromě kontinentality

také na prostorovém rozmístění vegetace. Například albedo baldachýnu borovice má hodnotu 0,12, zatímco zasněžený povrch má albedo značně vyšší (Harding & Pomeroy 1996; Brown 2000). Severní Amerika disponuje boreální lesní zónou, zatímco v Eurasii boreální les není tolik rozšířen a ve východní části převažuje opadavý druh jehličnatých stromů (Brown 2000).

6.2.1 Arktida

Většina Arktického mořského ledu se nachází nad severním polárním kruhem, kde je obklopen Aljaškou, Grónským, Sibiří a vodními plochami Beringovým, Barentsovým a Grónským mořem. Rozsah mořského ledu se liší podle ročního období a opačně jako je to u Antarktidy. Maxima nabývá na přelomu února a března do hodnot až 15 milionů km². Minima dosahuje v září s hodnotou okolo 6 milionů km².

V letech 1979 až 2012 byla pozorována rychlost tání ledu. Zjištěné výsledky rozsahu tání se pohybovaly mezi hodnotami 0,45 až 0,51 milionů km² za desetiletí (3,5 až 4,1 %) a v letním období se rychlost tání dostala na rozsah 0,73 až 1,07 km² za desetiletí (9,4 až 13,6 %) (Trnka et al.).

6.2.2 Severní Amerika

Kunkel et al. (2016) uvádí, že dlouhodobých ukazatelů, jako rozsah a hloubka sněhové pokrývky i vodní ekvivalent sněhové pokrývky, nejsou shodné, ale v celkovém výsledku zaznamenávají pokles. Tyto poklesy nedávají vědci za vinu pouze globální změně klimatu, ale i jiným faktorům, v tomto případě to jsou například prach a saze. Tyto nečistoty, jak už bylo zmíněno dříve, negativně ovlivňují míru odrazivosti povrchu. Na jihozápadní části Spojených států narušil dobu trvání sněhové pokrývky pouštní prach, který se dostal na povrch pokrývky v pohoří San Juan. V roce 2006 zase prach zkrátil dobu sněhové pokrývky o 18 až 35 dní v Colorado Plateau (Painter et al. 2007). Podle Skilese et al. (2015) může až za pětinásobné přetížení řeky Colorado zvýšení využití půdy a vznik nových prашných cest vytvořené zemědělci. Dále tvrdí, že zanešení prachu na sněhovou pokrývku a její následné rychlejší tání má významný vliv na zásobování vodou pro sedm států USA a Mexika, které jsou závislé na vodě z řeky Colorada. Ve své studii Frei (1999) pozoroval chování mezi atmosférickou cirkulací a rozsahem sněhové pokrývky. Uvádí, že rozsah sněhového pokryvu Severní Ameriky souvisí s umístěním severoamerického hřebene a rozsah pokryvu na východní části Severní Ameriky s poledníkovou oscilací atmosférického tlaku.

Výsledky satelitních dat za měsíce listopad až duben ukazují snížení sněhové pokrývky v období 20. a 30. let a zvýšení na přelomu 70. a 80. let minulého století. Nárůst sněhového pokryvu se týkal především měsíců listopad, prosinec a led (1915-1997). V období 80. a začátek 90. let znamenal v druhé polovině sněhové sezóny, především v dubnu, pokles sněhové pokrývky (viz Tabulka 3) (Brown 1999).

Podle dat naměřených od roku 1973 vychází rozsah průměrné lednové sněhové pokrývky pro Severní Ameriku přibližně 17 milionů km². Leden pro rok 2001 znamenal překročení průměru, když celkovou hodnotu 17,2 milionů km² podpořil zvýšený výskyt sněhové pokrývky v Texasu a středozápadní části Spojených států. Následující dva roky 2002 a 2003 zaznamenali značný pokles hodnot na 16,3 a 16 milionů km². Ačkoliv v roce 2003 byla zaznamenaná nízká čísla, tak v některých částech, například státy Středního Atlantiku a

severovýchod USA, byly pozorovány vyšší hodnoty i než v nadprůměrném roce 2001. Rok 2004 zase znamenal nárůst rozsahu sněhové pokrývky na 17,2 milionu km².

Region	Březen		Duben	
	RSP	Teplota	RSP	Teplota
	10 ⁶ km ² /100 let	°C/100 let	10 ⁶ km ² /100 let	°C/100 let
Severní Amerika				
1915-2010	-0,22	1,63	-0,83	1,23
1970-2010	-0,77	2,55	-3,77	2,84

Tab. 3 - Popisující změnu v rozsahu sněhové pokrývky (RSP) a teploty za měsíce březen a duben.

Zdroj: Brown & Robinson (2011)

Negativní trendy se nevyhnuly ekvivalentu sněhové vody, na čemž se shodne řada vědců. Pedersen et al. (2013; Kunkel 2016) zkoumali ekvivalent sněhové vody v západní části USA. Konkrétně se zabývali územím Skalistých hor a došli k závěru, že od roku 1980 hodnoty klesají společně s příchodem jara a zvyšování teplot vzduchu. Fassnacht & Hultstrand (2015; Kunkel 2016) pozorovali kromě ekvivalentu sněhové vody i hloubku sněhové pokrývky. Ve svém dlouhodobém výzkumu z období 1936 až 2014 na severu Colorada využívali tři stanice. U dvou z nich byl naměřen pokles hodnot a třetí ukazovala nárůst v první polovině a pokles v druhé polovině měření.

6.2.3 Euroasie

Rozsáhlá sněhová pokrývky Eurasie výrazně ovlivňuje způsob variability na severní polokouli během zimního období. Tato vlastnost má za následek rozšíření Sibiřské tlakové výše na západ a sever přes pól. Expanzivnější sibiřská tlaková výše vytlačuje islandskou tlakovou níž na jih a západ, což vede k vyšším tlakům napříč severními částmi Sibiře, Ameriky, severní šířky Atlantického oceánu a Evropy. S vyšším výskytem sibiřské tlakové výše ve východní části Severní Ameriky a západu Evropy se povrchové teploty snižují (Hurtell 1995; Cohen & Entekhabi 1999).

Cohen s Entekhabím (1999) dále uvádí, že ochlazení ve spolupráci s ranní sezonní sněhovou pokrývkou a sibiřskou tlakovou výší znamená dominantní prvky v klimatické variabilitě severní polokoule. To dále znamená, že sněhová pokrývky během začátku sezóny je v předpovědi zimního klimatu důležitější než sněhová pokrývky v zimních atmosférických cirkulacích. Dvojice vědců na závěr dodává, že identifikační mechanismy kontrolující vlastnosti a pohyby sibiřské tlakové výše, jsou velmi důležité a nepostradatelné pro předpověď a pochopení klimatu na severní polokouli.

Brown (2000) uvádí, že výsledky z pozorování západní sněhové pokrývky Eurasie v měsících říjen, březen a duben ukazují malou dlouhodobou změnu u podzimní sněhové pokrývky, ale u jarní sněhové pokrývky zase rapidní pokles, především v dubnu. Tento dubnový pokles znamená významnou redukci průměrné sněhové pokrývky a to o 20 % během pozorovaného období. Další výsledky jarní pokles sněhové pokrývky vysvětlují tím, že v měsících březnu a dubnu se během 100 let zvýšila průměrná teplota vzduchu přibližně o 2,5 °C.

Během tří měsíců – říjen, březen a duben, se měřila citlivost sněhové pokrývky na teplotu (oblast 40°-60°severně a 20°-90°východně). Výsledky ukázali velmi podobné údaje jako ze

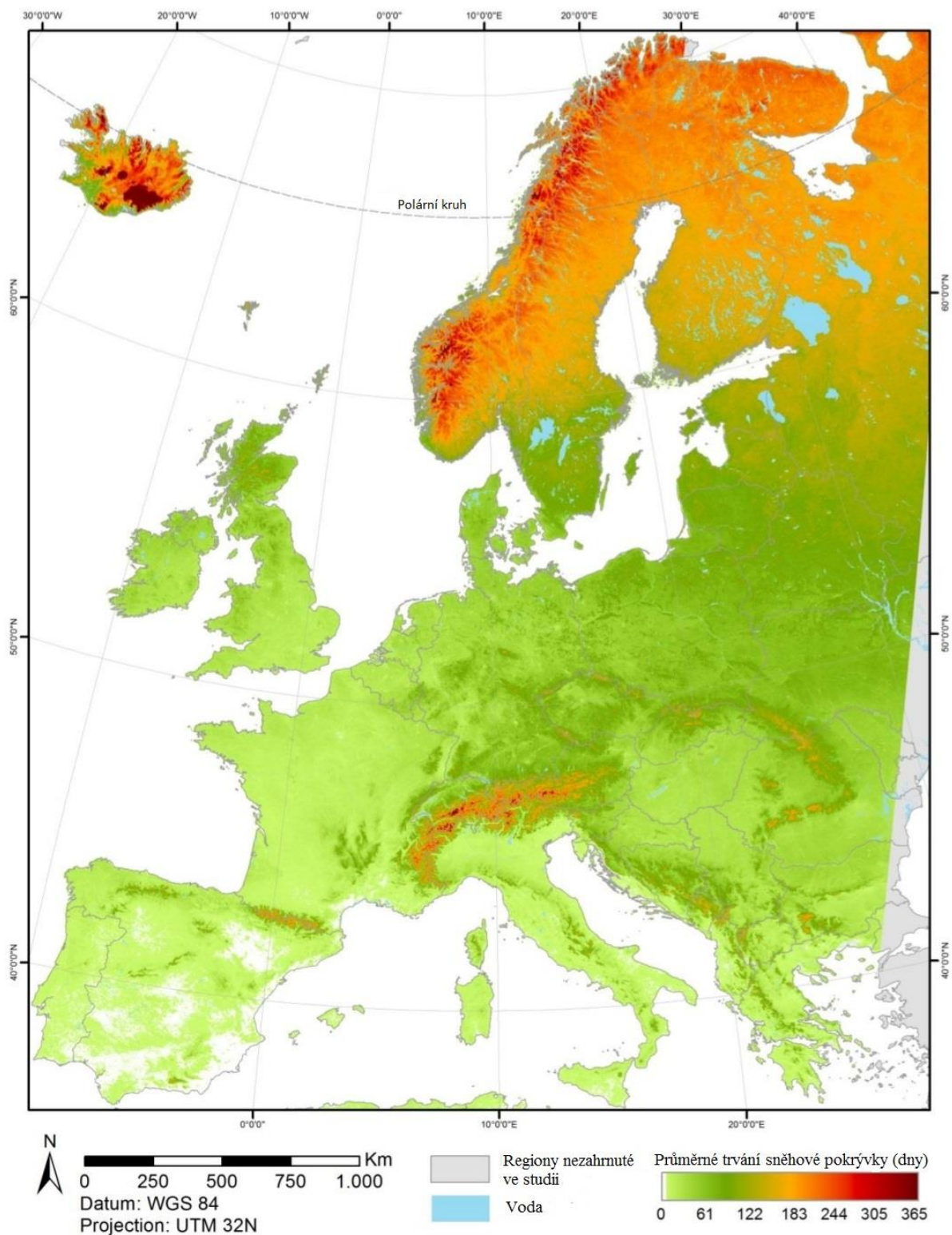
Severní Ameriky s největší citlivostí v dubnu. Avšak v Eurasijské části se rozsah sněhového pokryvu zmenšil více než v Severní Americe, což podle Fostra et al. (1983; Brown 2000) je zapříčiněno větší kontinentálností Eurasie.

Region	Březen		Duben	
	RSP	Teplota	RSP	Teplota
	10 ⁶ km ² /100 let	°C/100 let	10 ⁶ km ² /100 let	°C/100 let
Eurasie				
1922-2010	-3,2	3,06	-1,17	2,24
1970-2010	-4,83	5,98	-5,33	3,57

Tab. 4 - Popisující změnu v rozsahu sněhové pokrývky (RSP) a teploty za měsíce březen a duben.

Zdroj: Brown & Robinson (2011)

Dietz et al. (2012) pozorovali délku trvání evropské sněhové pokrývky pro období 2000 až 2011. Nejdelším trváním disponují severské státy Island a Norsko. Ve Finsku, Norsku a Švédsku ve srovnání se střední Evropou sněhová pokrývka udrží o přibližně 150 dní déle. V horských oblastech Alp, rumunských Karpat, Skandinávských hor a na hranicích Francie a Španělska Pyrenejí se sněhová pokrývka řadí mezi dlouho trvajících, objevuje se v dřívějších měsících a pozdě taje. Tyto pohoří vytvářejí srážkový stín, a proto sněhová pokrývka v přilehlých údolích má kratšího trvání. Většina oblastí v Portugalsku, Španělsku, Řecku a Itálii jsou často bez sněhu.



Obr. 15 - Popisující dobu trvání sněhové pokrývky v Evropě pro pozorované období 2000 až 2011

Zdroj: *European Snow Cover Characteristics between 2000 and 2011 Derived from Improved MODIS Daily Snow Cover Products*

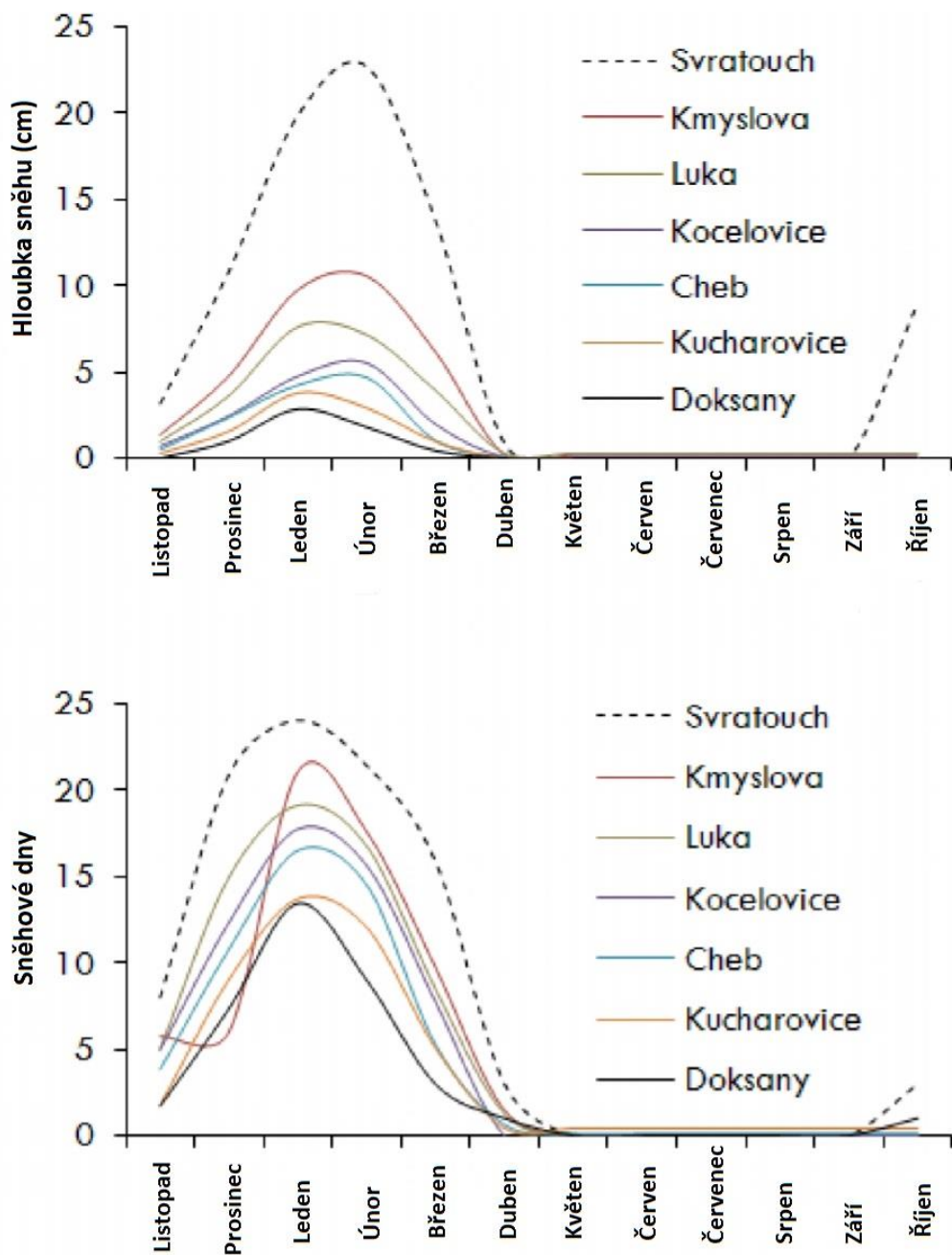
Důležitým faktorem doby trvání sněhové pokrývky je převýšení. Ve střední Evropě je průměrný koeficient 4 dny na 100 metrů v nadmořských výškách 400 až 1000 metrů.

V oblastech 1000 až 3000 metrů se sněhový pokryv vyskytuje přibližně o 10 dní déle (Dietz et al. 2012).

6.2.4 Česká republika

Pro studii sněhové pokrývky na území České republiky, bylo využito celkem sedm klimatologických stanic, které byly rovnoměrně rozmístěné – Doksany (Ústecký kraj, 158 m.n.m.), Cheb (Karlovarský kraj, 483 m.n.m.), Kocelovice (Jihočeský kraj, 515 m.n.m.), Kostelní Myslová (Kraj Vysočina, 569 m.n.m.), Svratouch (Pardubický kraj, 737 m.n.m.), Kuchařovice (Jihomoravský kraj, 334 m.n.m.) a Luká (Olomoucký kraj, 510 m.n.m.). Tyto stanice, v období 1991 až 2015, zachycovaly data o hloubce sněhové pokrývky a dny se sněhovou pokrývkou. Kromě teploty vzduchu a zimních srážek ovlivňuje dané charakteristiky také expozice stanice ve vztahu s prouděním vzduchu a slunečního záření (Tolasz et al. 2007; Potopová et al. 2015). Stanice, která patřila mezi nejvíce zasněžená, naměřily průměrnou měsíční hloubku sněhové pokrývky v období říjen až březen nad 50 cm. Méně zasněžené stanice nacházející se v nížinách naměřily hodnoty okolo 20 cm. Hloubka sněhové pokrývky v nížinách nabývá a dosahuje svého maxima do poloviny ledna, zatímco výše postavené oblasti především v západních částí disponují tímto jevem až do poloviny února. V západních vysočinách hloubka sněhové pokrývky narůstá už v říjnu a v listopadu jdou hodnoty prudce nahoru. Po dosažení maxima v polovině února začíná klesat až do konce března (viz Obrázek 16). Potopová et al. (2015) dále zmiňuje, že tato zvýšená inenzita sněžení posiluje míru odrazivosti slunečního záření, čímž se prodlužuje doba chladnějších teplot vzduchu.

Se zvyšující se nadmořskou výškou se prodlužuje i počet dnů se sněhovou pokrývkou. V nížinných oblastech sněhová pokrývka setrvává po dobu 34 až 52 dnů, v nadmořské výšce 510-569 m.n.m. je průměr 66 dní a ve vyšších polohách může sněhová pokrývka pobývat i přes 90 dní (Svratouch).



Obr. 16 - Popis hloubky sněhu (cm) a sněhových dnů v průběhu roku na vybraných lokalitách

Zdroj: Potopová et al. (2015)

Parametry hloubka sněhové pokrývky a dnů se sněhovou pokrývkou měli v minulosti podobně kolísavý trend. Zaznamenané hodnoty nám prozrazují, že po období 1951 až 1964, kdy parametr dnů se sněhovou pokrývkou měl nízké hodnoty, následovalo období intenzivního zasněžování v časových úsecích 1965-1974 a 1978-1987. Veliké rozdíly zaznamenala především klimatologická stanice ve městě Svratouch, kdy vysoce nadprůměrný příděl sněhové pokrývky v sezóně 2005/2006 vystřídala podprůměrná sezóna 2006/2007. Za

3 roky opět dosahovala hloubka sněhové pokrývky nadprůměrných hodnot a v zimní sezóně 2011/2012 byly hodnoty nejneprůzračnější.

Pokles dlouhodobého průměru dnů se sněhovou pokrývkou byl největší právě v místech s nadprůměrnými sněhovými charakteristikami (Luka, Svratouch). Na druhou stranu, v dekádě 2001-2010 bylo zaznamenáno více chladných ročních období s větší hloubkou sněhu a dnů se sněhovou pokrývkou než v dekádě předešlé s teplejšími podmínkami a nízkým úhrnem srážek. Záznamy z let 1951 až 2015 ukazují, že průměrný začátek sněhové pokrývky vychází na 15. prosince a ukončení na 13. března. Časový rozsah sněhové pokrývky záleží také na nadmořské výšce – čím vyšší nadmořská výška, tím je dřívější nástup a pozdější ústup sněhové pokrývky. Lokality s vysokým množstvím sněhové pokrývky mají průměr nástupu 8. listopadu a ústupu 10. dubna.

Stanice	Nástup sněhové pokrývky			Ústup sněhové pokrývky		
	Průměr	Nejdříve	Nejpozději	Průměr	Nejdříve	Nejpozději
Doksany	5. prosince	20. října 1973	10. února 2012	13. března	7. ledna 1974	23. dubna 1981
Kuchařovice	3. prosince	28. října 2013	24. ledna 2007, 2014	13. března	1. února 2014	7. dubna 2002
Cheb	20. listopadu	27. října 1927, 1998	26. prosince 2015	25. března	7. února 2014	22. dubna 1991
Luká	20. listopadu	15. října 2010	27. prosince 2001	28. března	6. února 2014	20. dubna 1991
Kocelovice	16. listopadu	8. října 1995	26. prosince 2015	25. března	7. února 2014	20. dubna 1997
Kostelní Myslová	16. listopadu	7. října 1995	25. prosince 2015	29. března	9. února 2014	21. dubna 1991
Svratouch	8. listopadu	1. října 1996	16. prosince 2001	10. dubna	24. března 1999	23. května 2004

Tab. 5

Zdroj: Potopová et al. (2015)

Ze záznamů z období 1951-2015 byl zpozorován trend zkrácení sezóny se sněhovou pokrývkou a to o 3 dny za desetiletí. Za posledních 24 let byl však posun termínu ústupu sněhové pokrývky intenzivnější a největší změny byly zpozorovány v kopcovitých oblastech, zatímco v nížinách jsou změny nepatrné. Ve vrchovinách je trend v rozmezí 10 až 17 dnů za desetiletí.

Tento trend zkracování časového období sněhové pokrývky negativně ovlivňuje vlhkost půdy. Sníh taje brzo, půda je bez ochranné pokrývky a tím i dříve přichází evapotranspirace, která snižuje vlhkost půdy, což má za následek narušení počátku vegetačního období (Potopová et al. 2015).

7 Závěr

Hlavní náplní bakalářské práce bylo popsání výskytu sněhové pokrývky v kontextu s klimatickými změnami. K popisu byly využity vědecké studie a výzkumy z minulého století i současnosti, kdy docházelo ke zvyšujícím se trendům meteorologických prvků. Obecně řečeno se na většině území Zeměkoule zvyšuje průměrná teplota vzduchu, která zkracuje dobu plošného rozsahu sněhové pokrývky. Jiné charakteristiky, jako například tloušťka sněhové vrstvy se na některých lokacích zvyšují.

Snížený rozsah sněhové pokrývky má velmi významný vliv na zvyšování průměrné teploty vzduchu, jelikož při menším rozsahu sněhové pokrývky je menší i výskyt povrchů s vysokým albedem. Zvyšování průměrné teploty vzduchu na Zemi má negativní vliv i na zvyšování hladin moří a oceánů. Kromě tání ledovců to zapříčiňuje i rozpínavost vody, která při vyšší teplotě nabývá na objemu.

Globální změny klimatu přinášejí především prohloubení extrémů meteorologických prvků. Z pohledu úhrnu srážek se budou hodnoty v zimních měsících zvyšovat a v létě zase naopak snižovat. Na Antarktidě zase na většině pevniny ubývá ledovcový pokryv, ale například u tloušťky mořského ledu je zaznamenáván nárůst i přes poměrně rozsáhlý výskyt ozónové vrstvy.

Klimatický systém je velice složitá komplexní záležitost a není jednoduché se v něm vyznat. I přes řady výzkumů a pozorování je stále mnoho ke zkoumání. Teplota vzduchu na Zemi z historického hlediska osciluje, a i na první pohled negativní vliv může přinést svá pozitiva a naopak. Například tání Arktického ledovce svou sladkou vodou ředí Atlantský oceán a tím by zpomaloval golfský proud, který ohřívá Evropský kontinent.

U změny globálních podmínek má stále větší podíl lidský faktor. S neustále zvyšující se populací trpí příroda vyšší vytížeností. V dnešní konzumní době se zvyšují nároky na dostatek potravin, což znamená větší nároky na zemědělství. S nárůstem populace souvisí i větší nároky na dopravu. Je využíváno čím dál tím více dopravních prostředků, čímž se zvyšuje obsah emisí v atmosféře. Významným faktorem je i snižování plochy zemědělské půdy díky urbanizaci, kdy se snižuje možnost infiltrace vody do půdy. Mezi další činnosti člověka, které mají negativní vliv na změnu globálního klimatu jsou například změny krajiny, odlesňování a narušování vodních ploch.

V průběhu dalších let, by se měli změnit i doplnit některá opatření, která mají negativní vliv na naši planetu a lidský život. Člověk by se měl pokusit o snížení emisí prostřednictvím svých činností a začít být šetrnější vůči životnímu prostředí. Pro klima by bylo velice vhodné, aby lidé přestali snižovat rozsah zemědělské půdy, která je důležitým faktorem v energetické bilanci Země.

8 Literatura

- Brown R. D., 2000: Northern Hemisphere Snow Cover Variability and Change, 1915–97. *Journal of Climate*. **13**, s. 2339-2354
- Cohen J., Entekhabi D., 1999: Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*. **26**, s. 345-348
- Cohen J., Rind D., 1991: The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*. **4(7)**, s. 689-706.
- Cornell University Soil and Water Laboratory, 2002: Preferential flow – Why is preferential flow so important? Available from <http://soilandwater.bee.cornell.edu/Research/pfweb/educators/intro/why.htm>
- Dahlman L., Lindsey R., 2020: Climate.gov. Available from <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-spring-snow-cover>
- Davies B., 2015: NERC. Available from <https://nerc.ukri.org/planetearth/stories/1774/>
- De Rooij, G.H., 2000: Modeling fingered flow of water in soils owing to wetting front instability: A review, in: *Journal of Hydrology*. Elsevier Science B.V., s. 277–294
- Dietz A. J., Wohner C., Kuenzer C., 2012: European Snow Cover Characteristics between 2000 and 2011 Derived from Improved MODIS Daily Snow Cover Products. *Remote Sensing*. **4**, s. 2432-2454
- Dingman, S.L., 2015: *Physical Hydrology – Third Edition*. Waveland Press, Illinois, s. 205-207
- Fierz Ch., Armstrong R. L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D. M., Nishimura K., Satyawali P. K., Sokratov S. A., 2009: The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, International Hydrological Programme of the UNESCO, Paris
- Křížek M. 2004: Přírodovědecká fakulta Univerzita Karlova. Praha. Available from <https://www.natur.cuni.cz/geografie/fyzgeo/krizekma/ke-stazeni/pohyby-zeme-a-klima-marek-krizek/view>
- Kunkel K. E., Robinson D. A., Champion S., Yin X., Estilow T., Frankson R. M., 2016: Trends and Extremes in Northern Hemisphere Snow Characteristics. *Curr Clim Change Rep*. **2**, s. 65-73
- Moldan B., 2015: *Podmaněná planeta*. Nakladatelství Karolinum, Praha
- NOAA, 2020: National Climatic Data Center. Available from <https://www.ncdc.noaa.gov/monitoring-references/dyk/sh-snowcover>
- Pedagogická fakulta Masarykovy univerzity. 2014. *Klimatologie a hydrografie pro učitele*. Available from https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz_geogr/web/pages/05-klima.html

Pomeroy, J. W., Brun, E. (2001): Physical properties of snow. *Snow Ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems*, s. 45–126.

Portál ČHMÚ, 2001: Hydrologie sněhu – latentní teplo. Available from http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/navmenu.php_tab_1_page_4.2.0.htm

Portál ČHMÚ, 2001: Hydrologie sněhu – záření a albedo. Available from http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/navmenu.php_tab_1_page_4.1.0.htm

Potopová V., Boroneant C., Možný M., Soukup J., 2015: Driving role of snow cover on soil moisture and drought development during the growing season in the Czech Republic. *International journal of climatology*. **36**, s. 3741-3758

SOTC, 2019: National Snow & Ice Data Center. University of Colorado Boulder. Available from https://nsidc.org/cryosphere/sotc/snow_extent.html

The IMBIE, 2018: Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Analysis*. **558**, s. 219

Trnka M., Žalud Z., Hlavinka P., Bartošová L.: *Klimatická Změna.cz*. Brno. Available from <https://www.klimatickazmena.cz/cs/vse-o-klimaticke-zmene/pruvodce-zmenou-klimatu/>

Turner J., Comiso J. S., Marshall G. J., Lachlan-Cope T. A., Bracegirdle T., Maksym T., Meredith M. P., Wang Z. and Orr A., 2009: Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, **36**, s. 3-4

Zeměpis.eu, 2010: Available from <http://www.zemepis.eu/informace-o-antarktide.p157.html>

