

**UNIVERZITA KARLOVA**

**Přírodovědecká fakulta**

Ústav pro životní prostředí

Studijní program: *Ekologie a ochrana prostředí*

Studijní obor: *Ochrana životního prostředí*



Dominika Prochová

**KLIMATICKÉ ZMĚNY VE VYSOKÉ ARKTIDĚ V PRŮBĚHU  
HOLOCÉNU**

**HOLOCENE CLIMATE CHANGES IN THE HIGH ARCTIC**

*Bakalářská práce*

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Vondrák

Praha, 2018

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem předloženou bakalářskou práci zpracovala samostatně a že jsem pravdivě uvedla veškeré informační zdroje, ze kterých jsem ve své práci čerpala. Tištěná verze práce je totožná s verzí vloženou do studijního informačního systému (SIS). Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 13. 8. 2018

.....  
Vlastnoruční podpis

## **Poděkování**

Na tomto místě bych velice ráda poděkovala svému vedoucímu práce Mgr. Danielu Vondrákovi za nesmírně velkou trpělivost, ochotu, cenné rady a veškerou pomoc při vypracování této práce. Za podporu děkuji také své rodině a přátelům, kteří při mně i v těch nejtěžších chvílích drželi.

## **Abstrakt**

Klimatické změny jsou v současnosti velice často probíraným tématem ve vědecké, politické i veřejné sféře. Abychom mohli lépe porozumět jejich příčinám, průběhu, vývoji a možným dopadům, je jedním ze základních předpokladů zkoumat obdobné změny, které probíhaly v minulosti. V přírodních archivech je možné nalézt nejen záznamy o jejich parametrech, ale i o zmiňovaných dopadech – změnách ekosystémů, geomorfologických změnách zemského povrchu, či vlivu na lidskou společnost. Nejprostudovanějším obdobím geologického času je holocén. Jde o období nejmladší a žijeme v jeho třetí etapě. Díky relativně dobré znalosti jeho klimatických anomálií můžeme studovat roli klimatu velmi komplexně a zhodnotit tak i v současnosti pozorované oteplování planety, které bývá často do souvislosti s lidskou činností. Arktida je ke změnám klimatu asi nejcitlivějším místem na světě. Oteplování, které je v současnosti pozorováno v globálním měřítku, je zde znatelně vyšší – během konce 20. století zde průměrná roční teplota rostla dvakrát rychleji.

Cílem této práce je formou literární rešerše popsat a zhodnotit vývoj klimatu v oblastech vysoké Arktidy, tedy na těch potenciálně nejcitlivějších lokalitách, a to od doby přibližně před 11 700 lety až do současnosti. Je zřejmé, že se podle typu využívaného přírodního archivu a přesnosti jeho datování se může mírně lišit časové období zaznamenaných událostí. Důležité dále mohou být i regionální rozdíly. V obecné rovině je však z dostupných záznamů zřejmé, že klima vysoké Arktidy velmi dobře reprezentuje hlavní trendy vývoje klimatu na Zemi.

**Klíčová slova:** vysoká Arktida, holocén, klimatické změny, přírodní archivy, paleoekologie

## **Abstract**

Climatic changes are nowadays frequently discussed subject in the scientific, political and public sphere. For better understanding of their causes, development and possible impacts is one of the basic prerequisites for investigating such anomalies, that have taken place in the past. In natural archives, it is possible to find records not only about their parameters but also about the mentioned impacts – ecosystem changes, earth surface's geomorphological transformations or the impact on human society. The most studied period of geological time is Holocene. It is about the most recent period and we currently live in its third stage. Thankfully, due to relatively sufficient knowledge of its climatic anomalies we are able to study the climate's contribution with enough complexity to valorize the currently much observed global warming, which is often connected to human activity. The Arctic is probably the most sensitive place to climate changes on the planet. The warming, that is currently observed around the globe, is there noticeably higher – by the end of the 20th century, the average annual temperature increased twice as fast.

The aim of this thesis is, in the form of literary research, to describe and examine the climate development in high Arctic areas, potentially the most sensitive localities, from approximately 11 700 cal yr BP to the present. It is apparent that depending on the natural archive's type used and the accuracy of its dating, the time period of recorded events may slightly vary. Also regional differences are of no less importance for the magnitude of such occurrences. From available sources is noticeable, in general, that the High Arctic climate is a good representative of the main trends of Earth's climatic progression.

**Key words:** High Arctic, Holocene, climate changes, natural archives, paleoecology

# OBSAH

<b>1. Úvod</b> .....	<b>6</b>
<b>2. Vymezení studované oblasti</b> .....	<b>8</b>
<b>3. Holocén v globálním měřítku</b> .....	<b>11</b>
<b>4. Mechanismy ovlivňující klima vysoké Arktidy</b> .....	<b>14</b>
<b>5. Časný holocén (Greenlandian): 11 700 – 8 200 cal. BP</b> .....	<b>17</b>
5.1. Oceán .....	17
5.2. Grónsko .....	17
5.3. Kanada .....	18
5.4. Rusko .....	21
5.5. Špicberky .....	21
<b>6. Střední holocén (Northgrippian): 8 200 – 4 200 cal. BP</b> .....	<b>22</b>
6.1. Oceán .....	22
6.2. Grónsko .....	22
6.3. Kanada .....	22
6.4. Rusko .....	23
6.5. Špicberky .....	23
<b>7. Pozdní holocén (Meghalayan): 4 200 cal. BP – současnost</b> .....	<b>25</b>
7.1. Oceán .....	25
7.2. Grónsko .....	25
7.3. Kanada .....	25
7.4. Rusko .....	26
7.5. Špicberky .....	26
<b>8. Malá doba ledová</b> .....	<b>27</b>
8.1. Oceán .....	27
8.2. Grónsko .....	27
8.3. Kanada .....	27
8.4. Rusko .....	28
8.5. Špicberky .....	28
<b>9. Současné oteplování</b> .....	<b>29</b>
9.1. Oceán .....	29
9.2. Grónsko .....	29
9.3. Kanada .....	30
9.4. Rusko .....	31
9.5. Špicberky .....	31
<b>10. Závěr</b> .....	<b>33</b>
<b>11. Seznam použité literatury</b> .....	<b>35</b>

# 1. Úvod

Znalost a porozumění klimatickým změnám probíhajícím v celé geologické minulosti naší planety je základním předpokladem pro pochopení vývoje klimatu v současnosti i budoucnosti. Zásadní je i pro možnosti predikce jejich vlivu na přírodu i lidskou společnost. Z tohoto důvodu je velmi žádané co nejpodrobněji studovat jejich průběh a dopad v lokálním i globálním měřítku. To nám mohou umožnit tzv. přírodní (paleoklimatické) archivy – např. mořské a jezerní sedimenty, ledovce, permafrost, letokruhy stromů, rašelinné sedimenty, jeskynní sedimenty, či korály, ve kterých je záznam o klimatických změnách v minulosti uložen. Poskytují nám informace o tom, že na Zemi proběhla řada výkyvů a klima bylo mnohdy velice odlišné od současného (Battarbee a Binney, 2008; Bradley, 2011).

Nejrecentnějším obdobím geologického času je holocén. Je význačné tím, že se v jeho průběhu zásadním způsobem rozvinula i lidská společnost, která zasahovala do přirozených přírodních procesů zcela novým způsobem (např. Ložek, 2007). I z těchto důvodů je tato epocha zkoumána velice důkladně (Lowe a Walker, 2015). Holocén je meziledovou dobou (interglaciálem), který se vyznačuje oproti glaciálům značnou stabilitou klimatu (Anklin a kol., 1993). Přesto i v něm docházelo ke klimatickým změnám, přičemž některé z nich byly prudké a mnohdy proběhly ve velice krátkém čase (Bond a Lotti, 1995). Lidstvo bylo na počátku svého vývoje přirozenou součástí přírody, ovšem s rozvojem civilizace byl jeho vliv na ni čím dál větší. V současné době již přeměnil majoritní část přírody na planetě (Steffen a kol., 2007). Díky zkoumání vývoje planety v minulosti máme jedinečnou možnost porovnat dříve přirozeně probíhající klimatické výkyvy se současným oteplováním planety a lépe zhodnotit vliv lidstva na tyto procesy.

Výše zmíněné současné globální oteplování planety je v největší míře zaznamenáváno v oblastech Arktidy. Teploty zde vzrůstají rychleji, než v jiných oblastech – například nárůst zimních teplot na Aljašce a v západní Kanadě byl za posledních 50 let okolo 3 – 4 °C, přičemž se předpokládá jeho pokračování (Hassol, 2004). Vyšší teploty způsobují mimo jiné tání ledovců, které má za následek odkrývání podloží, jenž je tmavší, absorbuje více sluneční energie a dochází k dalšímu zvýšení oteplení. Tyto změny probíhají v oblasti Arktidy nejen rychleji a ve větší míře než jinde na světě, ale, například kvůli zmíněnému tání ledovců a následným změnám salinity, teploty a výšky hladiny moří, které mohou vést až ke globálním výkyvům v mořském proudění, dochází ke změnám klimatu celé

planety (Hassel, 2004). Arktida je však zároveň velmi senzitivní ke chladným klimatickým výkyvům (např. Willemse a Törnqvist, 1999).

Cílem této práce je vytvořit literární rešerši shrnující nejvýznamnější znalosti o vývoji klimatu v průběhu celého holocénu v oblastech tzv. vysoké Arktidy, rozebrat jejich příčiny a zhodnotit jejich vliv na tamější ekosystémy.



## 2. Vymezení studované oblasti

Arktida je nejsevernější region planety soustředěný kolem severního pólu. Název je odvozen z řeckého slova *arktos* (medvěd), které se vztahuje k souhvězdí Malý medvěd a Velká medvědice. Někdy bývá určována jako oblast ohraničená severním polárním kruhem ( $66^{\circ}30'N$ ), ve které je během roku alespoň jedna 24 hodin dlouhá perioda, během které nezapadá slunce. Dalším způsobem, jak vymezit Arktidu, je pomocí hranice lesa (Armstrong a kol., 2018). Celková rozloha Arktidy je více než 28 milionů  $km^2$ , souz z toho ovšem zaujímá pouze třetinu (viz Obr. 1). Zbylé dvě třetiny tvoří Severní ledový oceán a okrajová moře severního Atlantského oceánu (Janský, 1992).

Asi nejvýznamnějším mezinárodním koncilem států Arktidy je tzv. Arktická rada. Ta vznikla v roce 1996. Původní zakládací deklaraci podepsali zástupci Kanady, Finska, Norska, Švédska, Dánska, Islandu, Ruska a Spojených států amerických. Mimo ně jsou součástí rady ještě organizace reprezentující domorodé obyvatele, doplněné státy s tzv. pozorovatelským statutem, které se mohou zapojovat do diskuzí a aktivně se účastnit rozhodování o dění v Arktidě (Ottawa Declaration, 1996).

Polárními ekosystémy na zemském povrchu, kromě těch permanentně pokrytých ledem, jsou především polární pouště a tundra. Vyskytují se také v Subarktidě a v malé míře i v nezaledněných oblastech Antarktidy. Celkově zaujímají více než 10 % zemské souše. Arktida se podle různých biologických charakteristik rozděluje na vysokou a nízkou Arktidu – tundra je poté častější v nízké Arktidě a polární pouště v Arktidě vysoké (Klein, 2016).

Na Arktidu je často nahlíženo jako na monotónní krajinu s omezenou početností cévnatých rostlin a hojnějším zastoupením rostlin výtrusných. Ve skutečnosti je biom arktické tundry a polárních pouští v typech vegetace i půd diverzifikovaný stejně jako biom travnatých plání, jehličnatých lesů a tajgy. Za horní hranicí lesa lze ještě poměrně často nalézt malé shluky stromů, ale dále již převažuje vegetace arktické tundry (Barbour a Billings, 2000).

Oblast Arktidy je jednou z nejvýrazněji se měnících oblastí během současného oteplování. Záznamy z měření v letech 1981 – 2012 ukázaly oteplování planety rychlostí  $0,2\text{ }^{\circ}C$  za desetiletí, zatímco v samotné Arktidě rychlostí okolo  $0,6\text{ }^{\circ}C$  za desetiletí. Během let 1979 až 2012 se zde rozsah mořského ledu snižoval rychlostí  $3,8\text{ }\%$  ( $\pm 0,3\text{ }\%$ ) za deset let (Comiso a Hall, 2014). Ne všechny ukazatele jsou dobře pozorovatelné, protože v různých oblastech Arktidy se například lokálně i sezónně může měnit tloušťka mořského ledu, nebo

úhrn srážek. Přesto existuje řada modelů o růstu teplot a snižování zalednění v Arktidě i v dalších desítkách let (IPCC, 2013). Jejich dopady si v současné době můžeme jediné představit a je proto na místě zabývat se událostmi, které se zde děly v minulosti a jejich vlivem na podmínky na celé planetě.



Obr. 1: Přibližné vymezení tundry nízké a vysoké Arktidy podle Encyclopædia Britannica, Inc. (1997, upraveno). Dostupné z: <https://cdn.britannica.com/700x450/94/6594-004-0B232F2C.jpg>.

Tabulka 1: Rozdíly v základních charakteristikách mezi nízkou a vysokou Arktidou podle Barbour a Billings (2000, upraveno).

Charakteristiky	Nízká Arktida	Vysoká Arktida
<b>Environmentální</b>		
Délka vegetačního období (měsíce)	3 - 4	1.5 - 2.5
Průměrná červencová teplota (°C)	8 - 12	3 - 6
Průměrná červencová teplota půdy v hloubce 10 cm (°C)	5 - 8	2 - 5
Hloubka aktivní vrstvy půdy (cm)		
jílovité půdy	30 - 50	30 - 50
písčité půdy	100 - 300	70 - 150
<b>Botanické/vegetační</b>		
Cévnaté rostliny (počet druhů)	700	350
Mechy	běžné	hojné
Lišejníky	běžné formy s lupenitou i keříčkovitou stélkou	formy s keříčkovitou stélkou zastoupeny minoritně, formy s lupenitou a korovitou stélkou běžné
Výška rostlin (cm)		
Keře	10 - 500	5 - 100
Byliny	5 - 30	2 - 10
Trávy (šáchorovité)	10 - 50	5 - 20
Výhonky : kořenové poměry (přeživší)		
Keře	1 : 1	1 : 1
Byliny	1 : 1-2	1 : 0.5-1
Trávy (šáchorovité)	1 : 3-5	1 : 2-3

### 3. Holocén v globálním měřítku

Holocén je stratigrafickou jednotkou, která zahrnuje časový interval zhruba od doby před 11,7 tisíci lety (11 650±99 cal. BP) až po současnost (Walker a kol., 2012). Termín „holocén“ byl poprvé použit v šedesátých letech devatenáctého století odkazující na období oteplení, které přišlo po poslední době ledové a bylo do té doby označováno jen jako „recentní“, nebo „postglaciální“. Formálně byl tento termín přijat Mezinárodním geologickým kongresem (ICS) v roce 1885 (Walker a kol., 2012).

Tato epocha je logicky nejstudovanějším obdobím celého geologického času (Walker a kol., 2009). Jedná se zároveň o druhé ze dvou podobdobí čtvrtohor (Head a Gibbard, 2015). Přírodní archivy, které jej pokrývají, mají natolik dobré rozlišení, že umožňují velice detailní studium různých fenoménů, jako jsou klimatická změna, geomorfologické a geofyzikální procesy, změny hladiny moře, vegetační změny, migrace fauny a v neposlední řadě evoluci člověka a jeho aktivit. V květnu 2008 Mezinárodní unie geologických věd ratifikovala globální stratotyp\* holocénu lokalizovaný v hloubce 1492,45 m v ledovcovém vrtu NGRIP v Grónsku, datovaný na 11 700 cal b2k\*\* s možnou chybou 99 let. Ten ukazuje prudké oteplení klimatu na jeho počátku a události, které značily konec jemu předcházejícího závěru posledního glaciálu, resp. poslední kladný výkyv zvaný mladší dryas. Zároveň šlo o změnu, která se zásadním způsobem projevila na celé planetě (Walker a kol., 2009).

Důkazy nástupu teplejšího období jsou v paleoklimatických záznamech různé. Jedná se například o nástup termofilnějších druhů rostlin viditelný v pylových záznamech, změnu dominance z chladnomilných druhů mikrofauny a mikroflóry na teplomilné v záznamech z mořských sedimentů, posuny v nejrůznějších geofyzikálních a geochemických parametrech širokého spektra uloženin, a další (Lowe a Walker, 2015). Všechny tyto ukazatele značí velké změny v globálním klimatickém systému a indikují, že tento přechod nastal ve velmi krátkém časovém úseku (Walker a kol., 2009). Nejpozoruhodnější je v tomto směru záznam z grónského ledovcového štítu, který dokládá, že k největší klimatické změně odpovídající počátku holocénu, došlo během pouhého jednoho století (Lowe a Walker, 2015).

V současné literatuře se nejčastěji uplatňuje dělení na časný, střední a pozdní holocén (viz Obr. 2). Jako hranice časného a středního holocénu se v tomto případě uvádí

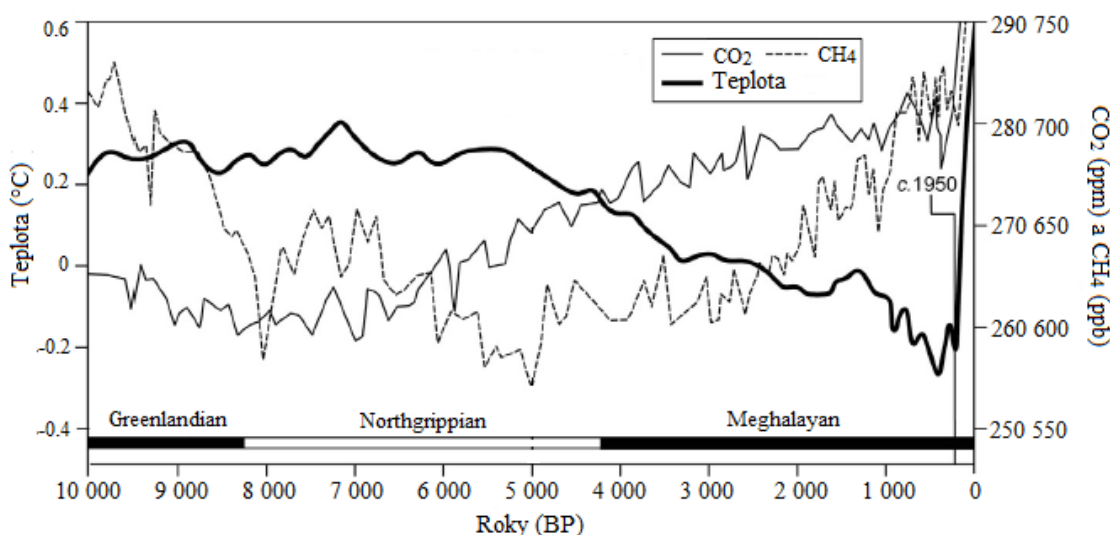
---

\* stratotyp – geologická lokalita definující standard, který odpovídá konkrétnímu historickému geologickému období

\*\* b2k – zkratka z anglického Before 2000, tedy před rokem 2000

\*\*\*BP – zkratka z anglického Before Present, tedy před současností, kdy je jako současnost užíván rok 1950

tzv. 8.2 ka event, neboli událost 8 200. Tato událost je důležitá krátkodobá epocha, při které došlo k výraznému globálnímu ochlazení (Rasmussen a kol., 2007; Walker a kol., 2009). Projevuje se výrazněji především v oblastech přilehlých severnímu Atlantickému oceánu, ale její doklady můžeme nalézt v paleoklimatických záznamech z celého světa (např. Demske a kol., 2005; Magny a kol., 2007; Seppä a Poska, 2004). Jako mezinárodní stratotyp pro hranici časný – střední holocén by dle Walkera a kol. (2012) bylo rovněž vhodné uvažovat dobře znatelnou hranici v ledovcovém vrtu NGRIP, stejně jako u výše uvedeného vymezení počátku holocénu. Dalším mezníkem v klimatické historii holocénu by se poté dala uvažovat tzv. 4.2 ka event, neboli událost 4 200, a to jako hranice mezi středním a pozdním holocénem. Tato epizoda v paleoklimatických záznamech není tak výrazná jako předchozí, ale přesto bylo v mnoha na sobě nezávislých průzkumech zjištěno, že v této době došlo především v nízkých až středních šířkách k výraznému rozšíření aridity (Mayewski a kol., 2004; Walker a kol., 2012).



Obr. 2: Atmosférické změny v průběhu holocénu podle Gibbard a Lewin, (2016, upraveno).

Se začátkem holocénu došlo v globálním měřítku k razantnímu oteplení, které vedlo k masivnímu tání ledovců. Toto období se proto často nazývá obdobím deglaciace, nebo, v případě paleobotanické literatury, preboreálním oteplením (Alley a kol., 2009). Trvalo přibližně až do doby kolem 9 500 cal BP. V některých zdrojích lze nalézt tvrzení, že výše zmiňovaná 8.2 ka event je opět součástí delší epochy, která mohla trvat přibližně v rozmezí 9 000 – 7 800 BP (Alley a kol., 1997). Tu následovala etapa zvaná holocenní teplotní maximum (anglicky Holocene thermal maximum, zkráceně HTM). Stejně jako u ostatních období je jeho časové vymezení uváděno různě v závislosti na lokalitě i způsobu získání a datování materiálu využitého ke studování environmentálních podmínek v minulosti. Nárůst teploty v oblastech vysokých šířek na obou polokoulích dosahoval až 5 °C nad teploty

v preindustriálním období. Nejmenší signál tohoto oteplení byl zaznamenán nad tropickými oceány, kde došlo ke zvýšení teploty o méně než 0,5 °C (Renssen a kol., 2012).

Dalším mezníkem klimatického vývoje během holocénu byla již zmiňovaná událost z doby 4 200 cal BP. Kromě změn v atmosféře a jejich dopadu na přírodu se tato událost zdá být nejvýraznější v dopadu na lidskou společnost (Walker a kol., 2012). Je spojována například s kulturním převratem v severní Africe a zánikem Staré říše v Egyptě (Stanley a kol., 2003). Především v oblastech středních a nižších šířek měl tento klimatický výkyv podobu krátkodobého období aridifikace, které trvalo asi 200 – 300 let. Ve vysokých zeměpisných šířkách došlo k současnému ochlazení, které bylo na severní polokouli doprovázeno naopak zvýšenou vlhkostí (Lowe a Walker, 2015).

Pozdní holocén poté bývá označován jako období neoglaciaci kvůli nárůstu ledovců, ke kterému došlo následkem opětovného ochlazení (Miller a kol., 2010). V jeho rámci dále došlo k několika krátkodobějším výkyvům, z nich některé se projevíly na obou polokoulích. Jednou z takových událostí je 2.8 ka event., kdy došlo k poklesu teplot a zároveň nárůstu vlhkosti způsobeném primárně změnou solární aktivity (Lowe a Walker, 2015).

Jednou z nejzkoumanějších krátkodobých klimatických anomálií pozdního holocénu je tzv. malá doba ledová (anglicky Little Ice Age, či zkráceně LIA). Hlavním důvodem tohoto pojmenování je fakt, že šlo o nejchladnější období, které od počátku našeho letopočtu postihlo lidskou společnost a jeho některé důsledky jsou dobře zaznamenány v písemných pramenech (Slonosky a kol., 2001). Přestože jde o událost popisovanou především z oblastí severní polokoule, jsou nyní již četné záznamy o tom, že k synchronnímu ochlazení došlo i na polokouli jižní (např. Thompson a kol., 1995; Brown a Johnson, 2005). Nicméně jsou však známy četné regionální rozdíly v míře jejího projevu. Například v Evropě byly nejnižší teploty evidovány v 18. století, kdy se na některých místech pohybovaly 2 °C pod průměrnými teplotami 20. století. Naproti tomu v severní Americe ochlazení ve srovnatelných zeměpisných šířkách vrcholilo až ve století 19., kdy byly teploty o 1,5 °C nižší, než byl průměr teplot 20. století (Lowe a Walker, 2015).

Pro úplnost lze uvést, že v červenci tohoto roku (2018) Mezinárodní komise pro stratigrafii zveřejnila nejnovější verzi Mezinárodní chronostratografické tabulky s rozdělením holocénu na tři podobdobí nazvané „Greenlandian“ (11 700 – 8 200 BP), „Northgrippian“ (8 200 – 4 200 BP) a „Meghalayan“ (4 200 BP – současnost). České ekvivalenty těchto názvů ale prozatím nejsou k dispozici a ve vědecké literatuře také zatím nejsou běžně užívány (Cohen a kol., 2018).

## 4. Mechanismy ovlivňující klima vysoké Arktidy

Klimatické podmínky v Arktidě jsou ovlivňovány mnoha fyzikálními a meteorologickými procesy (Cubasch, 2006). Obecně je jedním z nejdůležitějších faktorů působících na klima dané oblasti zeměpisná šířka. Poloha Arktidy jakožto nejvýše položené oblasti na planetě je příčinou limitace příkonem slunečního záření. V oblastech za polárním kruhem dochází k sezónnímu střídání dne a noci. Délka tzv. polárního dne i tzv. polární noci se společně s nárůstem zeměpisné šířky prodlužuje od 24 hodin na hranici severního polárního kruhu až na půl roku v oblasti severního pólu (Przybylak, 2003).

Dalším faktorem rozhodujícím o klimatu v Arktidě i na zbytku planety je rozsah mořského ledu. Důvodem jeho vlivu na klimatické podmínky je vyšší albedo ledu (0,5 - 0,7) oproti otevřenému oceánu (0,1). Kvůli tomuto rozdílu absorbuje voda pokrytá ledem mnohem méně záření než otevřená voda. Mořský led funguje také jako izolační vrstva, která omezuje výměnu tepla a vlhkosti mezi oceánem a atmosférou (Maykut, 1978).

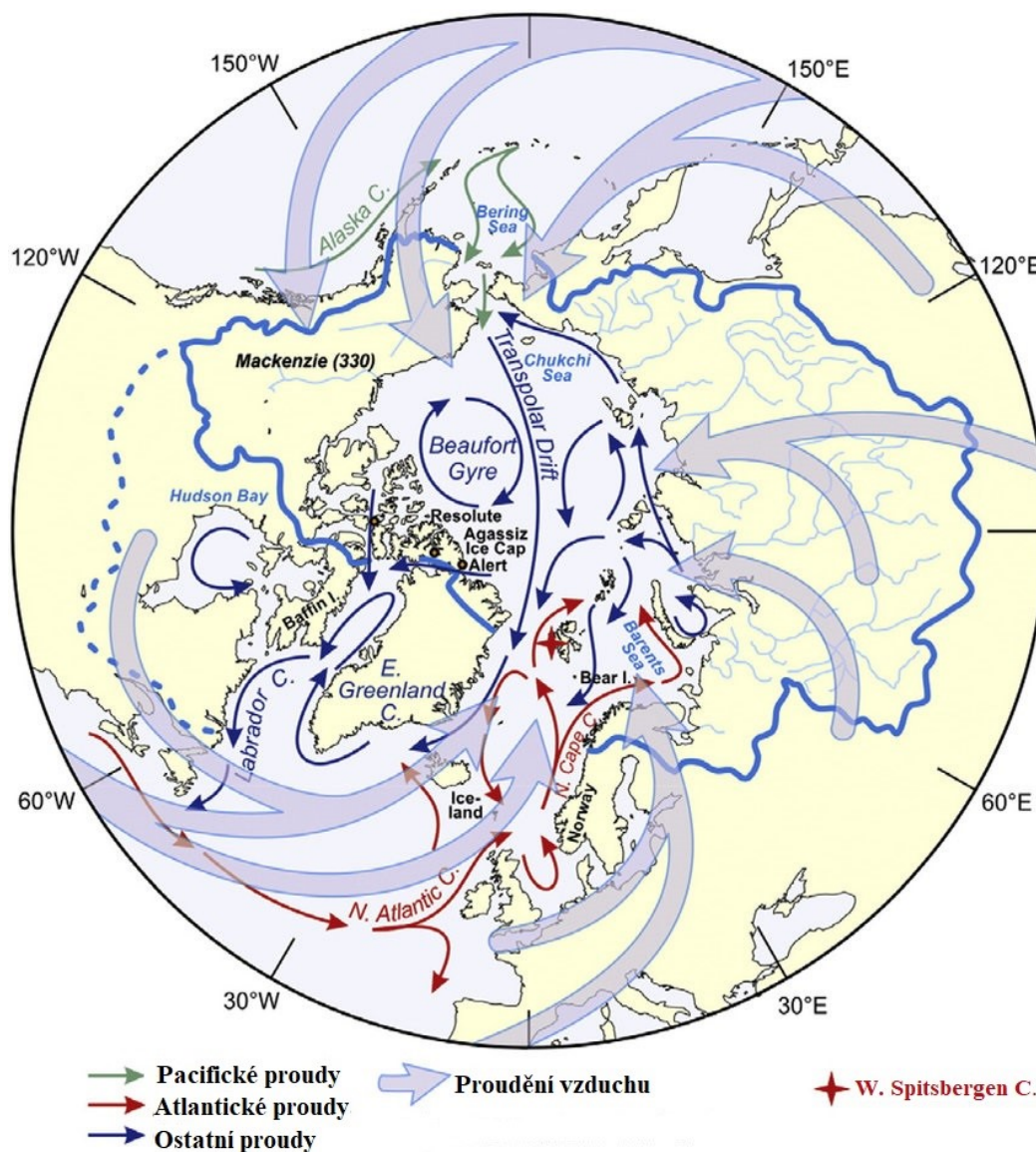
Zásadní dopad na lokální, ale i globální klima má mořské proudění (Monin, 1986). Jednou ze stěžejních publikací popisující souvislosti mezi oceánským prouděním a dynamikou klimatu je klimatologická syntéza Helland-Hansena a Nansena již z roku 1920. Jádrem mechanismů interakcí mezi oceánem, mořským ledem a atmosférou je velký přísun tepla z Barentsova moře do Severního ledového oceánu (Semenov a kol., 2009). Nejvýznamnější mořské proudy Severního ledového oceánu jsou viditelné na Obr. 3.

V atmosferické variabilitě severního Atlantiku má dominantní roli tzv. Severoatlantická oscilace (anglicky North Atlantic Oscillation, zkráceně NAO). Tento fenomén je spojen s redistribucí vzdušných mas mezi arktickou a subtropickou částí severního Atlantiku. V jeho důsledku je ovlivňována intenzita a směr pohybu bouří pohybujících se nad severním Atlantským oceánem, rychlost větru a přenos vlhkosti a tepla mezi kontinenty a oceány (Hurrell a kol., 2001).

Bond a kol. (1997) popsal klimatické fluktuace v průběhu holocénu v oblastech severního Atlantiku. Tyto výkyvy se opakují v cyklu trvajícím  $\sim 1470 \pm 50$  let. Bond porovnával změny ve vlastnostech sedimentu z hlubokomořských vrtů ze severního Atlantiku s činností Slunce a zjistil korelaci výkyvů, které značí opakující se chladné události. Tyto oscilace jsou v holocénu datovány na období přibližně před 1 400, 2 800, 4 200, 5 900, 8 100, 9 400, 10 300



a 11 100 lety. Opakování těchto událostí bylo později pojmenováno Bondův cyklus. Už v roce 1993 popsali Dansgaard podobné chladné výkyvy v období glaciálů na vzorcích z ledovcových vrtů z centrálního Grónska.



Obr. 3: Schematický diagram hlavních mořských proudů Severního ledového oceánu a dominantních cest proudění vzduchu podle Brown a kol. (2018, upraveno)

Kromě výše zmíněných mechanismů mohou klima ovlivnit i události náhlé, jejichž dopad na celou planetu může být mnohem razantnější (např. Raup a Sepkoski, 1982). Nejčastější události tohoto charakteru jsou spojovány se sopečnou činností. Zvláště pak erupce sopek mají v konečném důsledku vliv na rozsáhlá území a Arktida není výjimkou (Robock, 2000). Gagné a kol. (2017) například popisuje a srovnává změny rozsahu mořského ledu v Arktidě související s erupcemi stratovulkánu Agung v Indonésii v roce 1963, sopky El Chichón v Mexiku v roce 1982 a sopky Pinatubo na Filipínách v roce 1991.



V následujících kapitolách budou na vybraných studiích diskutovány holocenní klimatické změny v jednotlivých částech vysoké Arktidy – **oceánu** (v Severním ledovém oceánu a okrajových mořích severního Atlantiku), **Grónsku** (jeho severní části), **Kanadě** (její severní části a na přilehlých ostrovech), **Rusku** (části eurasijského kontinentu spadající do oblasti vysoké Arktidy a na přilehlých ostrovech) a na **Špicberkách**.

## 5. Časný holocén (Greenlandian): 11 700 – 8 200 cal. BP

### 5.1. Oceán

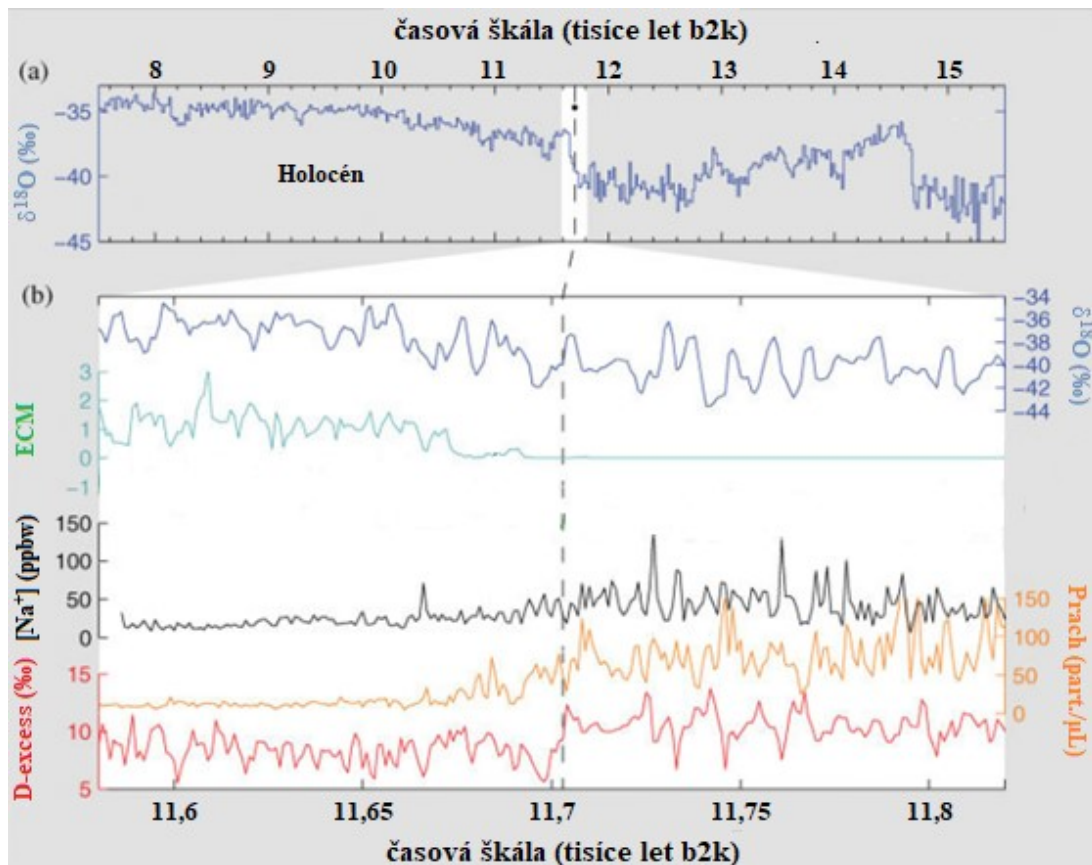
V době 11 200 BP začala v severním Atlantiku proudit voda o teplotách vyšších, než je tomu v současnosti. Stabilní teplé podmínky, které převládali v období 10 800 – 8 800 BP vedly k tomu, že se zvýšil tepelný tok západního špicberského proudu až nad dnešní úroveň. Toto oteplení vedlo mimo jiné ke zvýšení produkce v mořských vodách – nárůst početnosti mořských prvku dírkonošců i velké množství nalezených makrofosilií z této doby (Hald a kol., 2004).

Andrews a Dunhill (2004) analyzovali jádro z Beaufortova moře a zjistili ochlazení v době 7 800 BP, které je možné korelovat s chladnou epizodou 8.2 ka event., což dobře ilustruje náhlý konec teplého časného holocénu v prostředí oceánu. Toto ochlazení je patrné především mořskému dírkonošci *Cassidulina neoteretis*. Jde o druh vyskytující se v současné době například v oblasti severního Islandu a v mořích s nejnižšími teplotami  $>1$  °C (Jennings a kol., 2004). Jeho zastoupení v analyzovaných vzorcích je na bázi jádra dominantní, ale postupně klesá až k minimum v době 7 800 BP a opět stoupá k 5 - 20 % po čase 7 000 BP. (Andrews a Dunhill, 2004)

### 5.2. Grónsko

Konec mladšího dryasu a počátek holocénu je v grónských ledovcových vrtech datován s mírnými odchylkami – ve vrtu GISP2 je to  $11\,640 \pm 250$  BP, ve vrtu GRIP  $11\,550 \pm 70$  BP a ve vrtu DYE3 poté  $10\,720 \pm 150$  BP. Oteplít se zde v tuto dobu mohlo až o 7 °C (Alley a kol., 1993). Walker a kol. (2009) ve své studii popisuje hranici pleistocénu a holocénu z grónského ledovcového vrtu NGRIP (viz Obr. 4). Zde je počátek holocénu datován na 11 650 BP.

Výsledky studie Zekollariho a kol. (2017) indikují, že v době 9 000 – 8 500 BP měl grónský ledovec zhruba stejný rozsah, jako v současnosti. To je také v souladu se záznamy ze stejného období z oblasti ledovce Flade Isblink.



Obr. 4: Záznam  $\delta^{18}\text{O}$ , elektrické konduktivity (ECM), koncentrace  $\text{Na}^+$ , obsah prachu a přebytku deuteria (D-excess) v době okolo hranice počátku holocénu z grónského ledovcového jádra NGRIP podle Walkera a kol. (2009, upraveno)

Studie tří ledovcových jader (GRIP, NGRIP a DYE-3) Rasmussena a kol. (2007) popisuje anomálii, která proběhla mezi lety 8 300 BP a 8 140 BP, tedy v rozmezí pouhých 160 let ( $\pm 10$  let). Časové období i délku trvání této události potvrzuje také studie Thomase a kol. (2007), ten porovnával ledovcová jádra čtyři – GRIP, NGRIP, DYE-3 a GISP2. V údajích ze všech těchto jader je 8.2 ka event dobře viditelná a obecně se záznamy o ní shodují. Během této události se stalo klima chladným, suchým, prašným a s nízkým výskytem metanu a ochladilo se přibližně o  $6 \pm 2$  °C (Alley a kol., 1997).

### 5.3. Kanada

Na Baffinově ostrově byla z jezerních sedimentů doložena prezenze relativně termofilních druhů pakomárů (např. rod *Psectrocladius*, podčeleď *Tanypodinae*) v době 11 000 – 10 500 cal BP, která spolu s absencí chladnomilných, nebo chladno tolerujících druhů, které zde byly přítomné v pozdním glaciálu i pozdním holocénu, indikuje oteplení na začátku holocénu. Například rod *Psectrocladius*, který zde byl ve vzorcích z počátku holocénu identifikován má teplotní optimum 13,7 °C s tolerancí 3,6 °C. To je daleko

nad současnými průměrnými letními teplotami v této lokalitě a ani v sedimentech ze současné doby nebyl tento rod nalezen (Axford a kol., 2009).

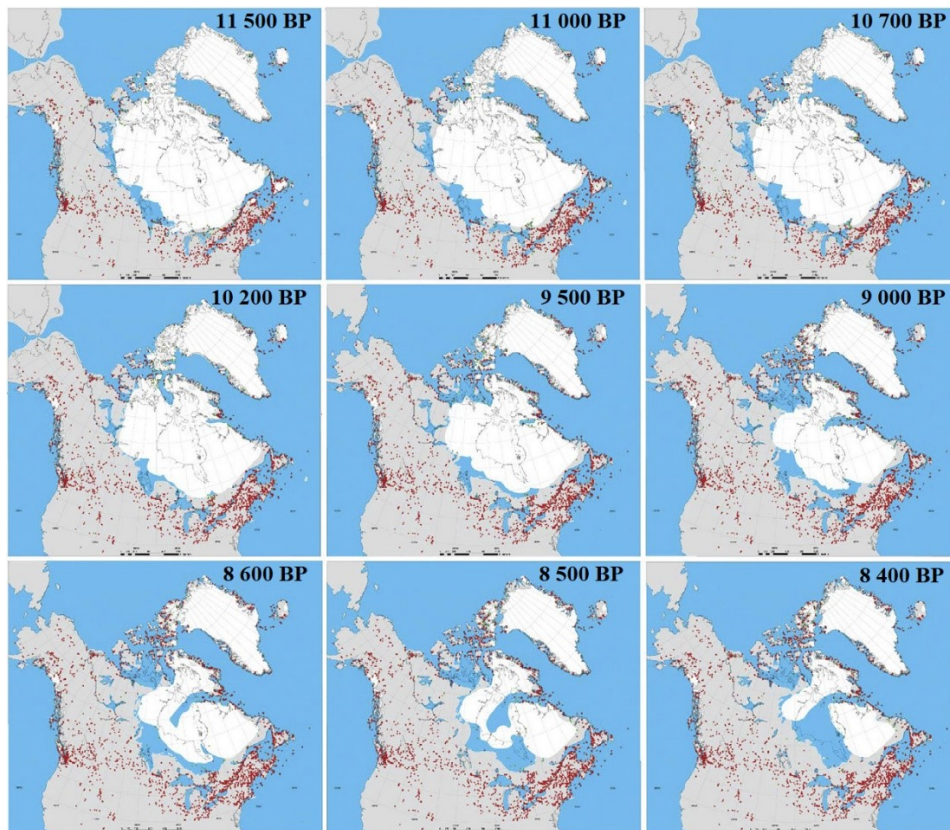
Dalším ukazatelem odlednění území na počátku holocénu je velké zastoupení šťovíku (*Oxyria*) jako prvotního kolonizátora takové plochy v pylových záznamech. V období 10 000 – 8 500 cal BP se místní tundra postupně přeměňovala a původně převažující trávy a hvozdíkovité byly nahrazeny ostřicemi a vřesem (Miller a kol., 2005).

Oteplení, ke kterému na začátku holocénu došlo, bylo podle paleolimnologického záznamu z Baffinova ostrova narušeno dvěma chladnými výkyvy mezi 9 500 a 8 000 cal BP. Podle doložených druhů pakomárovitých (*Pseudodiamesa*, *Abiskomyia*) se při těchto ochlazeních mohla průměrná letní teplota pohybovat kolem 6,0 °C (Axford a kol., 2009).

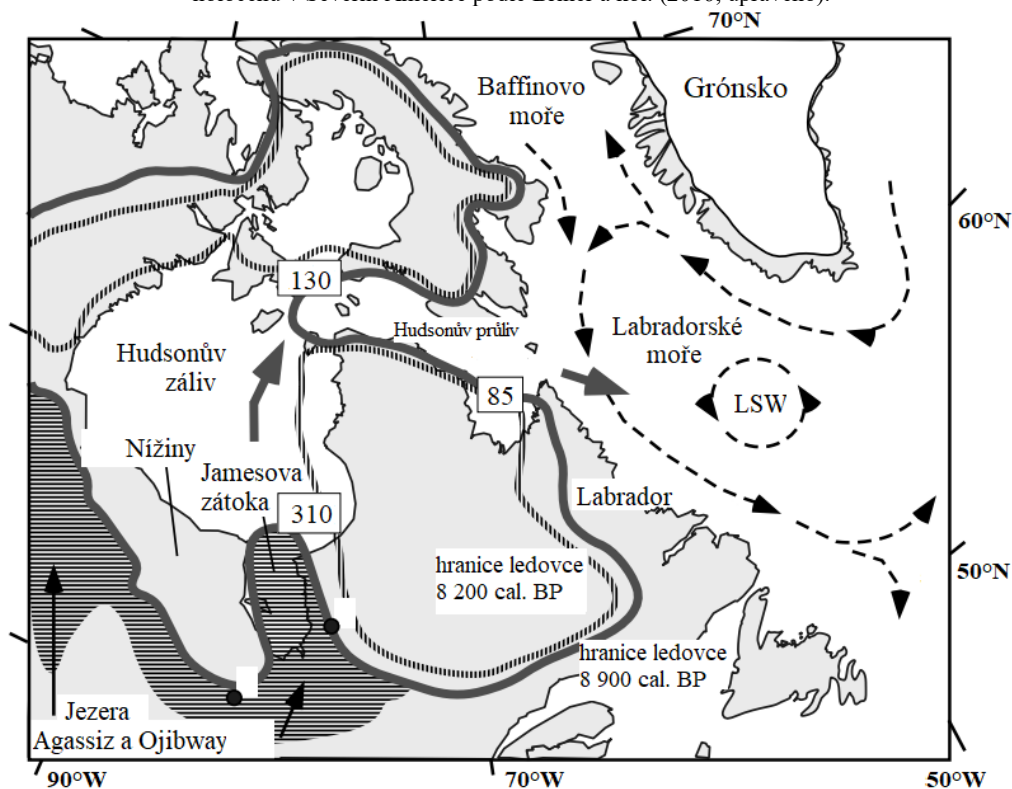
Atkinson (2009) popsal nalezení lebky velryby grónské (*Balaena mysticetus*) z doby před 10 400 lety na Ostrově Ellefa Ringnese, tedy 700 km severně od dříve popsaného výskytu tohoto živočicha z počátku holocénu. To značí menší zalednění, než bylo uvažováno původně, kdy se velryby mohly dostat z Davisova průlivu do kanálů sousedících s Baffinovým mořem a z Beringova moře dosáhnout západních kanálů sousedících s Beaufortovým mořem.

Zajímavé je zjištění, že právě v oblasti severní Ameriky došlo k jedné z pravděpodobných příčin 8.2 ka event. Ústup Laurentinského ledovcového štítu (viz Obr. 5) totiž zapříčinil kolaps velkých jezer na jeho okraji (Agassiz a Ojibway). Současné odlednění Hudsonova průlivu mělo za následek náhlý přísun velkého množství sladké vody do otevřeného moře (viz Obr. 6). Kvůli tomu došlo ke změně oceánské cirkulace, která vedla k ochlazení a výše zmíněné 8.2 ka event (Barber a kol., 1999).

Podle studie Younga a kol. (2012) bylo ochlazení při události 8.2 ka event tak rozsáhlé, že se ledovce na Baffinově ostrově rozšířily do větší plochy, než jakou měly v období mladšího dryasu. Teploty zde v tuto dobu poklesly asi o 3,5 °C. Přes možné srovnávání událostí, které probíhaly v období mladšího dryasu a zmiňované 8.2 ka event., jsou zde patrné četné rozdíly. Každé z těchto ochlazení je doprovázeno unikátním izotopickým záznamem, což značí odlišné příčiny a pravděpodobně i jiný dopad na klima severní polokoule. Srovnání těchto dvou událostí popisuje například také Wiersma a Renssen (2006).



Obr. 5: Změny v rozsahu Laurentinského ledovcového štítu a vznik a kolaps velkých proglaciálních jezer v průběhu časného holocénu v Severní Americe podle Briner a kol. (2016, upraveno).



Obr. 6: Severovýchodní Kanada a přilehlá moře. Rozdíl mezi rozsahem ledovce 8 200 cal. BP (hranice ledovce představována vertikálně přerušovanou čarou) a 8 900 cal. BP (hranice ledovce představována šedou čarou). Tmavě šedé šipky představují směr přísunu sladké vody do Labradorského moře. Černé přerušované čáry se šipkami představují proudy v Labradorském moři a tzv. Labrador Sea Water (LSW), masu studené vody s relativně nízkou salinitou. Upraveno podle Barber a kol. (1999).

## 5.4. Rusko

Zkoumání záznamů o zvýšení hladiny moře směrem od Lamanšského průlivu indikuje přísun vody z odledňování (Forman a kol., 1996). V době před 10 000 lety byly podle rekonstrukcí ledovce v oblasti Země Františka Josefa, například Cape Lagerny (ostrov Northbrook), zřejmě až za jejich dnešní hranicí, což opět značí teploty převyšující současné (Lubinski a kol., 1999).

## 5.5. Špicberky

Stejně jako na jiných lokalitách byl i na Špicberkách na počátku holocénu zaznamenán nárůst teplot. Podle dat z jezera Hakluytvatnet v této době teploty narostly až o 4 – 5 °C (van der Bilt a kol., 2018). Z důvodu deglaciace došlo k ústupu ledovců, a to včetně ledovce Annabreen na ostrově Amsterdamøya (Balascio a kol., 2018). Například podle doloženého výskytu termofilních měkkýšů se usuzuje, že v tomto období byly teploty na Špicberkách ještě vyšší než nyní. Stejně jako v současnosti byl i v průběhu celého holocénu oblastí s nejteplejším marinním klimatem Isfjorden. Toto teplé klima, stejně jako pravděpodobně i zmíněné termofilní měkkýše, sem dopravuje Západní špicberský mořský proud (West Spitsbergen Current) (Salvigsen a kol., 1992).

## 6. Střední holocén (Northgrippian): 8 200 – 4 200 cal. BP

### 6.1. Oceán

Vymizení dírkonošců v záznamu mořského sedimentu ze špicberského fjordu indikuje ochlazení, které začalo okolo 8 800 BP. Pokles teplot značí současný pokles vlivu teplé vody z Atlantiku, zvýšení vlivu chladných polárních vod a/nebo odtoku z půdy. To může být mimo jiné způsobeno změnou proudění Západního špicberského proudu (Hald a kol., 2004). V jižnějších oblastech (60 – 69 °N) se období od 8 000 BP zdá být teplotně stabilnějším, maximální teplotní gradient byl asi 0,7 °C/°N v době 5 000 BP (Hald a kol., 2007).

### 6.2. Grónsko

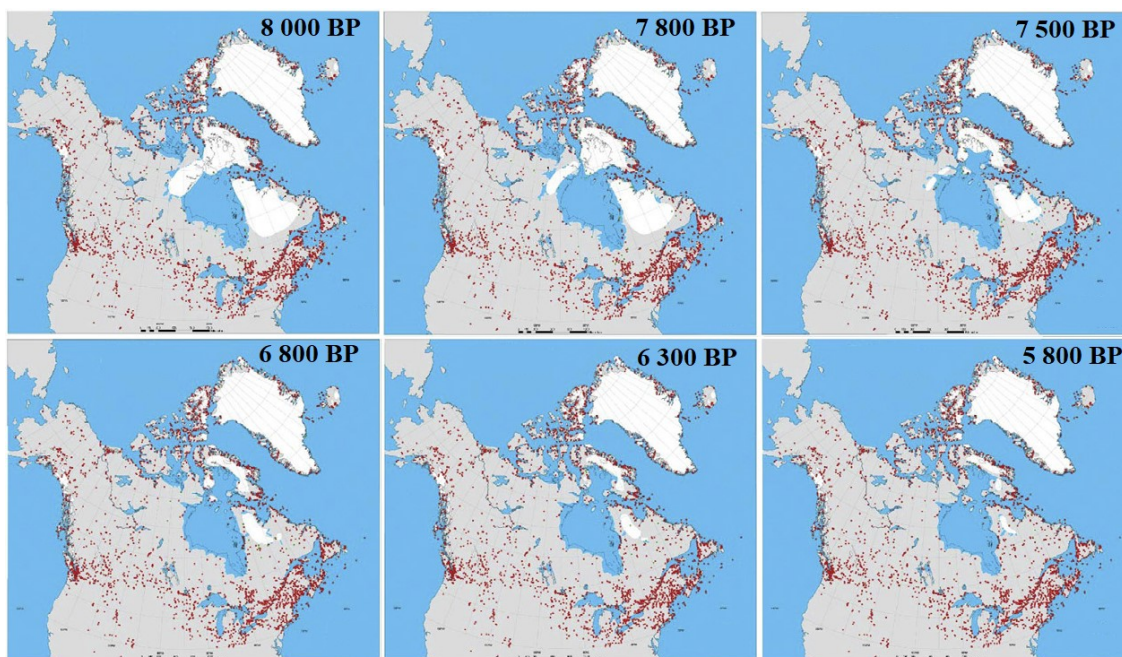
Od doby přibližně před 7 000 lety je patrná změna environmentálních podmínek v oblasti jezera Hjort Sø na grónském ostrově Store Koldewey. Roste zde početnost pakomárů, perlooček, vodních mechů, vyskytovalo se zde množství rostlinných makrozbytků a pylu, ale zato se snížilo zastoupení pylu přenášeného na dlouhé vzdálenosti. To svědčí o nárůstu produkce v jezeře a jeho okolí. Mimo jiné se s tím shoduje i záznam rozsivek, ve kterém se zvyšuje dominance mezotrofních a eutrofních druhů (Wagner a kol., 2008).

### 6.3. Kanada

Na ostrově Southampton na okraji Hudsonova zálivu byl analyzován jezerní sediment a vzorky zde nalezených pakomárů. Tyto analýzy vedly k závěru, že zde holocenní teplotní maximum kulminovalo v období mezi 6 300 BP a 4 400 BP a průměrné letní teploty zde byly kolem 2,2 °C nad dnešními, tedy v průměru asi 9,5 °C (Rolland a kol., 2008).

Na Obr. 7 je znatelné pokračování trendu v tání a snižování rozlohy Laurentinského ledovcového štítu. V rovnováze s vývojem klimatu byly také změny v rozloze Grónského ledovcového štítu (Briner a kol., 2016).





Obr. 7: Změny v rozsahu Laurentinského ledovcového štítu v průběhu středního holocénu podle Briner a kol. (2016, upraveno).

## 6.4. Rusko

MacDonald a kol. (2000) ve své studii dokládá záznamy o posunu hranice lesa v oblasti severní Eurasie v období 9 000 – 4 000 BP. Podle něj byly v tomto čase teploty o 2,5 - 7,0 °C vyšší než dnes.

Záznamy z poloostrova Taimyr na úplném severu Ruska, konkrétně z jezera neoficiálně nazývaného Middendorf v zóně datované na 5 000 – 4 200 BP obsahují druhy rozsivek, které jsou spojovány s časně postglaciálními obdobími. Přítomnost těchto druhů značí, že jezero v této době pravděpodobně vznikalo. Ze záznamu pylu a makrofosilií je ale také vidět ústup hranice lesa v době 4 400 BP. Stejně tak je ze záznamu stabilních izotopů viditelná i změna hydrologických poměrů, kterou ústup lesa způsobil (Laing a Smol, 2003; Wolfe a kol., 2000).

## 6.5. Špicberky

Střední holocén byl pro oblasti kolem severního Atlantiku nejteplejším obdobím, ačkoliv se přesné vymezení holocenního teplotního optima může v jednotlivých oblastech mírně lišit. Teploty se poté pohybovaly asi  $1,6 \pm 0,8$  °C nad průměrem dvacátého století. Toto oteplení můžeme porovnat se současným (Kaufman a kol., 2004).



Podle záznamu ze Špicberského jezera Hakluytvatnet zde úsek přibližně 7 700 – 5 000 BP představuje relativně dlouhé období, kdy docházelo k velmi pomalé sedimentaci, nebo k ní nedocházelo vůbec a toto jezero v důsledku vysokých teplot a sucha na čas zmizelo úplně. V době okolo 5 000 let BP je podle vzorků rozsivek viditelná výrazná změna prostředí. Došlo k nárůstu produktivity jezera a čistoty vody. V záznamu z doby 5 000 – 4 750 BP je patrné zvýšení intenzity odtoku z oblasti způsobené větším množstvím srážek, nebo táním ledovců (Gjerde a kol., 2018).

## 7. Pozdní holocén (Meghalayan): 4 200 cal. BP – současnost

V této kapitole jsou projednávány události pozdního holocénu s výjimkou období malé doby ledové a současného oteplování, které vzhledem k jejich hlubší prozkoumanosti budou diskutovány v kapitolách následujících.

### 7.1. Oceán

V pozdním holocénu došlo ve vysoké Arktidě ke zřetelnému ochlazení mořské vody. Dokladem toho jsou zejména změny v druhovém zastoupení některých mořských organismů. Například ve vzorcích z Grónského moře je v časovém úseku ~4 500 – 1 000 cal. BP pozorován nárůst početnosti rozsivek druhu *Thalassiosira hyalina* a *Nitzschia cylindrica*, které jsou vázány na přítomnost mořského ledu. Jejich početnost byla větší, než je tomu v současné době, což pro danou dobu naznačuje i větší objemy plovoucího ledu, a tudíž i chladnější podmínky (Koç a kol., 1993).

### 7.2. Grónsko

V Grónsku v období 3 300 – 910 BP dokazují záznamy izotopů uhlíku redukcí zimního sněhového pokryvu. V následné periodě okolo 845 BP ovšem došlo k významnému ochlazení. Tento posun zřejmě představuje přechod mezi středověkým klimatickým optimem a malou dobou ledovou (Olsen a kol., 2012).

### 7.3. Kanada

Výsledky studie prováděné na jezeře Hazen na Baffinově ostrově ukazují rozsáhlé zalednění jezera až do doby 4 200 BP. Od této doby do asi 3 000 BP je zde z velkého nárůstu početnosti rozsivek znatelné vrcholné oteplení (Smith, 2002). To je v rozporu se záznamy z jiných částí arktické Kanady, kde bylo největší oteplení zaznamenáno v období zhruba 7 500 až 4 000 BP. Například na poloostrově Labrador převládalo teplé a relativně vlhké klima přibližně v období od 5 700 do 3 000 BP, poté se náhle klima stalo studenějším a s menším množstvím srážek (Roy a kol., 2011).

Přibližně ve 13. století se do oblasti kanadské vysoké Arktidy z Aljašky a Grónska přesunuli thulští Inuité, kteří zde začali s lovem velryb (Friesen a Arnold, 2008). Hadley a kol. (2009) následně zkoumal jejich vliv na vodní ekosystémy na Bathurstově ostrově. Výsledky jejich studie značí rozdílný vývoj v Inuity ovlivněném a neovlivněném jezeře. Jezero, u kterého Inuitští velrybáři sídlili, poskytuje záznam o značném přísunu organického materiálu mořského původu (zbytky velrybích těl apod.), který zapříčinil změnu celkového obsahu živin v jezeře. To mělo za následek například náhlý výskyt eutrofních druhů rozsivek a nárůst koncentrace chlorofylu a.

#### 7.4. Rusko

Až do doby 4 000 BP bylo období holocénu v oblasti Země Františka Josefa charakterizováno ledovci až za jejich dnešní hranicí, což odráželo větší příkon slunečního záření a relativně vysoké letní teploty. Po většinu holocénu zde bylo klima i další podmínky natolik výhodné, že se zde přibližně až do doby 1 000 BP vyskytovala populace sobů. Pozdní holocén je zde ale charakterizován ochlazováním a nárůstem ledovců, což následně vedlo k vymizení sobů na tomto území (Forman a kol., 2000).

#### 7.5. Špicberky

Jezero Hakluytvatnet na ostrově Amsterdamøya poskytuje informace o zvýšeném odtoku přibližně od doby 5 000 BP. V té době se podle záznamu rozsivek zvýšila produkce a čistota vody v jezeře a došlo k nárůstu obsahu křemíku a růstu vodního mechu. Obdobím největší produktivity v jezeře bylo 5 000 – 4 000 BP, poté došlo k jejímu postupnému poklesu. Nárůst odtoku z jezera je sledován ve čtyřech intervalech - ~5 000 - 4 750 BP, ~3 150 – 3 000 BP, ~2 250 – 2 150 BP a ~1 600 – 1 350 BP. Tyto epochy značí rapidní tání nebo epizody prudkých srážek, které do jezera přinesly minerogenní\* materiál. (Gjerde a kol., 2018). Množství oscilací ve výšce hladiny moře zaznamenává také studie Formana a kol. (2004).

---

\* minerogenní – vzniklý anorganickými procesy, opak biogenního

## 8. Malá doba ledová

### 8.1. Oceán

Slawinska a Robock (2018) popisují jako nejpravděpodobnější příčiny malé doby ledové období snížené sluneční aktivity a výskyt silných vulkanických erupcí a ukazují jejich vzájemnou korelaci. Vymezuje trvání malé doby ledové na časový úsek 200 let mezi roky 1615 a 1815. V těchto letech podle autorů došlo k signifikantnímu nárůstu množství mořského ledu v Severním ledovém oceánu.

Nepřímé důkazy nasvědčují tomu, že teplota hladiny severovýchodního Atlantiku mohla být v čase malé doby ledové, konkrétněji v třicetiletém průměru mezi lety 1675 - 1704, asi o 5 °C chladnější, než jaká byla její průměrná teplota ve dvacátém století (Lamb, 1979).

Malá doba ledová byla v severním Atlantiku obdobím s minimálním výskytem uhličitánů. V hlubší minulosti byly tyto změny spojeny s potlačením hlubokomořského proudění. Ostatní data však nejsou dostatečně přesvědčivá na to, aby se dalo s jistotou říci že v období malé doby ledové ke změně termohalinní cirkulace skutečně došlo a že spolu tyto události korespondovaly (Keigwin a Boyle, 2000).

### 8.2. Grónsko

Morény a pozůstatky po postupu ledovců z malé doby ledové se vyskytují 1 – 2 km za hranicemi dnešních ledovců. Díky podobnostem v pozici, složení a vegetaci můžeme srovnávat posun ledovců po celém Grónsku. Morény jsou podle datování z doby 300 – 800 BP. Důkazy o změnách krajiny v tomto období svědčí o tom, že malá doba ledová byla v této lokalitě nejrozsáhlejší ledovcová událost (Hall a kol., 2008).

### 8.3. Kanada

Ledovce kanadské Arktidy dávají jasný důkaz jejich expanze během malé doby ledové přetrvávající až do konce 19. století, následované jejich proměnlivým ústupem během posledního století. Některé ledovce prakticky zůstávají na jejich maximu z malé doby ledové, ale většina jich razantně ustoupila (Miller a kol., 2005).

Sediment z Big Round Lake na Baffinově ostrově zaznamenává nejchladnější teploty malé doby ledové v období 1575 - 1760, a to přibližně o 1,5 °C chladnější, než jaké teploty zde panují v současnosti (průměr let 1995 - 2005) a o 0,2 °C chladnější, než byl průměr celého tisíciletí. Teplejší období vrcholila v letech 970 – 1 150 a 1 375 – 1 575, kdy byly teploty sice o 1,2 °C nižší než dnes, ale o 0,1 °C vyšší, než byl průměr v letech 1000 až 2000 (Thomas a Briner, 2009).

## 8.4. Rusko

Na souostroví Nová země v oblasti euroasijské vysoké Arktidy je zaznamenána stabilizace ledovců v období let 1 300 – 1 700. Po tomto období došlo k opětovnému tání způsobenému zvýšeným přísunem vody ze severního Atlantiku do Barentsova moře (Zeeberg a kol., 2003).

## 8.5. Špicberky

Období malé doby ledové je i na Špicberkách charakterizováno postupem ledovců. Paleoklimatický záznam z jezera Skardtjørna ukazuje razantní pokles produkce řas v období přibližně 700 - 250 BP, pravděpodobně právě v důsledku zhoršení klimatických podmínek. Ze záznamu z tohoto jezera lze vyčíst interval, kdy pravděpodobně produkce vzrostla, a to asi v čase 600 - 400 BP (Holmgren a kol, 2010). Rozdělení malé doby ledové koreluje s daty Svendsena a Mangeruda (1997), kteří mluví o první fázi ve 13. nebo 14. století a druhé, delší fázi probíhající v období 15. – 19. století.

Po srovnání dat z 19. a 20. století je zřejmé, že v období malé doby ledové teplota na Špicberkách poklesla zhruba o 4 °C. Ve stejné studii autoři poukazují na ochlazení v severním Norsku, kde teplota během malé doby ledové klesla pouze o 1,3 °C. To může být jedním z dokladů skutečnosti, že výše položené oblasti jsou ke změnám klimatu citlivější a dochází zde k regionálním rozdílům i na malé vzdálenosti (Divine a kol., 2011).

Nízké teploty vedly k růstu plochy ledovců, které po konci malé doby ledové opět tají, a to až do současnosti, kdy oteplování probíhá stále (Martín-Moreno a Allende-Álvarez, 2016).

## 9. Současné oteplování

### 9.1. Oceán

V současnosti je do nejsevernějších částí Atlantiku přinášena teplá (7 - 13 °C) a slaná (>35 PSU) voda Norským proudem a pokračuje Západním špicberským proudem do Severního ledového oceánu a Nordkappským proudem do Barentsova moře. Vodní masy se poté mísí s vodou ze Severního ledového oceánu. Voda z Atlantského oceánu přispívá k současnému mírnému klimatu severozápadní Evropy, protože dochází k uvolňování velkého množství tepla při jejím ochlazení a pohybu do větších hloubek. Přínos tohoto tepla je vyvažován chladným Východním grónským proudem. Toto proudění je součástí severoatlantské termohalinní cirkulace, během níž se teplo přenáší z jižního do severního Atlantiku (Hald a kol., 2007).

Haloklina\* Severního ledového oceánu je udržována díky přísunu hlubokomořské studené vody s vysokou salinitou, které se tvoří vysokou produkcí mořského ledu v pobřežních polyniích\*\* kontinentálních šelfů (Aagaard a kol., 1981). Tamura a Oshima (2011) ukazují, že současný růst oteplování v polárních oblastech povede ke snížení produkce mořského ledu ve většině arktických polynií a vzhledem k predikci Severního ledového oceánu bez letního zalednění mohou svůj význam ztratit úplně.

### 9.2. Grónsko

Pomocí kompilace informací z několika meteorologických stanic je v Grónsku v období 1840 - 2010 znatelné průměrné oteplení o 1,8 °C (o 1,1 °C pro letní měsíce) (Zekollari a kol., 2017). Mayewski a kol. (2014) ve studii vzorků z ledovcového vrtu GISP2 srovnává toto oteplení s přechodem mladšího dryasu a holocénu. Podle něj je to možné například díky ovlivnění délky ročních období (prodlužování letních období), ovšem v současnosti jsou tyto změny mnohem více lokální.

Gajewski (2015) ve své studii srovnává data z kanadské Arktidy a Grónska a popisuje historický vývoj vegetace. Z jejích výsledků plyne, že klimatické změny mají vliv především

---

\* haloklina – přechod mezi dvěma vrstvami vody s rozdílnou salinitou

\*\* polynie – plocha moře bez ledu vyskytující se mezi souvislým ledem, kterým je obklopena, a pobřežím

na produkci rostlin a hustotu jejich růstu a až v menší míře poté na druhovou rozmanitost. Autor popisuje rychlou migraci a kolonizaci Arktidy z oblasti Beringie, jihu Laurentidského ledovcového štítu a Evropy v postglaciálu. Podle něj ekosystémy Arktidy v budoucnu stejným způsobem rychle odpoví na současné oteplování, což bude viditelné především na zvýšené rostlinné produkci.

### 9.3. Kanada

V paleolimnologických záznamech z rybníků poloostrova Cape Herschel na Ellesmerově ostrově v kanadské vysoké Arktidě je vidět rapidní změna zde žijících společenstev rozsivek přibližně od začátku 19. století. Mechový epifyt *Pinnularia balfouriana* například ve vzorcích sedimentu z Elison Lake, které celkově představovaly záznam bezmála čtyř tisíc let až do nástupu 19. století, představoval okolo 10 % ze záznamu rozsivek, ale v sedimentu z doby po konci 18. století poté jeho početnost vzrostla až téměř k 90 % celkového zastoupení druhů rozsivek. Doba, ve které tyto četné změny rostlinných společenstev nastaly, značí potenciální antropogenní vliv. Nejde však o vliv lokální, jelikož Cape Herschel nebyl nikdy trvale osídlen. Nejpravděpodobnější příčinou těchto změn je právě recentní oteplení klimatu (Douglas a kol., 1994).

Oteplování přibližně po roce 1850 je znatelné také například v záznamu rozsivek na Banksově ostrově, ze kterého lze vyčíst, že se zde v této době začal vyskytovat a zvyšovat svou početnost druh *Achnanthes minutissima*. Stejně tak se zvyšovalo zastoupení mechových epifytů jako je *Cocconeis placentula* a *Denticula kuetzingii*, které značí snížení ledového pokryvu (Lim a kol., 2008).

Doran a kol. (1996) popisují změny v jezeře Colour Lake na Ostrově Axela Heiberga v kanadské vysoké Arktidě. Ze záznamů z více než 35 let je patrné, že v průměru každých šest let zůstává jezero zaledněné i v letním období, ale během deseti let předcházejících této studii (1986 – 1995) se roky s reziduálním ledem přetrvávajícím do další zimy staly častějšími. Období se zbytkovým ledem má však vliv na teplotu vody na jaře následujícího roku, která se díky stabilizačnímu efektu zvyšuje.

Například v záznamech z ostrova Southampton ležícího v severní části Hudsonova zálivu a tamějších vzorků pakomárů však není zřejmý žádný dopad současného oteplování a zdá se, že zde k odpovědi prostředí ještě nedošlo (Rolland a kol., 2008).

## 9.4. Rusko

Toto století je spojeno s oteplováním. Jinak tomu není ani v oblastech ruské vysoké Arktidy, jako je například Země Františka Josefa (Lubinski a kol., 1999).

Zeeberg a Forman (2001) zpracovali záznam klimatických podmínek poslední stovky let z oblasti Nové země. Zjistili například, že k největšímu ústupu ledovců došlo v době 1900 – 1952, kdy ledovce ztratily 75 – 100 % z jejich celkového úbytku ve dvacátém století. Polovina studovaných ledovců pak byla v době 1964 – 1993 stabilní. Meteorologické stanice na tomto souostroví dokumentují od roku 1961 letní teploty o 0,3 – 0,5 °C a zimní teploty o 2,3 – 2,8 °C nižší než v předchozí etapě. To je protikladem k predikovanému oteplování euroasijské Arktidy ve 21. století, zejména pro zimní období.

Současné oteplování na ostrově Země Františka Josefa spolu s místním ústupem ledovců a snižováním počtu dnů se sněhovou pokrývkou mohou společně podpořit opětovnou migraci sobů, podobnou, k jaké došlo v průběhu holocénu dříve (Forman a kol., 2000).

## 9.5. Špicberky

Od konce malé doby ledové, který je zde datován na konec 19. století, na Špicberkách znatelně dochází k neustálému tání ledovců. Rychlost tohoto tání se ve většině případů zvětšuje, ale u některých ledovců stagnuje, nebo se dokonce zmenšuje. Největší rozsah tání je znatelný u ledovců menší rozlohy – například ledovec Elsabreen a Ferdinandbreen, které od času malé doby ledové ztratily kolem poloviny své mocnosti. Zmenšování plochy u velkých ledovců bývá ale podstatně menší, například u ledovců Ebbabreen a Nordenskiöldbreen je to kolem 5 % (Rachlewicz a kol., 2007). Celková plocha ledovce na ostrově Západní Špicberk od vyvrcholení doby ledové klesla téměř o 13 %. Jedná se tedy o pokles z původních 23 034 km<sup>2</sup> na 20 077 km<sup>2</sup> během pouhých 100 let (Martín-Moreno a Allende-Álvarez, 2016).

Data z jádra sedimentu jezera Kongressvatnet z let 1880 – 1999 porovnaná s dostupnými leteckými fotografiemi z Norského polárního institutu ukazují ústup ledovce, který měl za následek, že tající voda z ledovce už nevtékala do jezera. Organický materiál nalezený v těchto sedimentech je důsledkem eroze půdy a/nebo přísunu půdní organické hmoty. V rozmezí let 1930 a 1960 zde proběhla chladná fáze, mimo kterou však od konce 19. století dochází ke stálému růstu teplot (Guilizzoni a kol., 2006).



Rapidní tání ledovců po konci doby ledové mělo mimo jiné za následek zvýšení rychlosti usazování sedimentů. Míra akumulace sedimentů je proto jedním z klíčových parametrů rozlišování podmínek v podobných oblastech. S postupným oteplováním se počítá i s dalším zvýšením rychlosti sedimentace v příštích desetiletích (Szcucinski a kol., 2009).

## 10. Závěr

V oblastech vysoké Arktidy je z různých typů paleoklimatických záznamů patrný počátek holocénu v období asi 11 800 – 11 000 BP. Přes mírné rozdíly, způsobené především volbou rozdílných proxy dat\* využívaných k interpretacím klimatu, mělo toto oteplení ve všech oblastech prakticky stejný dopad – rychlé tání ledovců, odkrývání pevniny, tvorbu jezer a možnost imigrace do té doby se na daném místě nevyskytujících druhů organismů. Postupné oteplování bylo narušeno tzv. 8.2 ka event. I ta je datována v jednotlivých částech vysoké Arktidy rozdílně. Zdá se, že z některých oblastí o ní chybí konkrétní záznam, ale pravděpodobně je to způsobeno především nedostatečným časovým rozlišením takových dat. Tato anomálie měla totiž zřejmě jen velmi krátké trvání (cca 160 let).

Po prudkém, ale krátkém ochlazení nastalo opět období dalšího zvyšování teplot. Teploty na velké části lokalit převyšovaly ty dnešní a ledovce zaujímaly ve většině případů menší plochu. Opět to vedlo k rozšiřování teplomilnějších druhů a jejich zvýšené produkci.

Na většině míst byl zaznamenán další výkyv, datovaný zhruba na období kolem 4 200 BP, tedy tzv. 4.2 ka event. Ta oddělila střední a pozdní holocén. Nejvýznamnější událostí pozdního holocénu je středověké teplotní optimum a následná malá doba ledová. Její záznam je opět dobře pozorovatelný ve všech sledovaných oblastech. Ledovce s tímto poklesem teplot opět mohly expandovat, teplota se v této době snížila v průměru asi o 2 °C.

Od konce malé doby ledové se klima vrátilo k postupnému oteplování. To trvá až do současnosti a podle četných modelů bude dále pokračovat. Některé studie porovnávají současné oteplování s tím, které doprovázelo konec mladšího dryasu. IPCC předpokládá v následujícím století nárůst teplot až o 3 °C, ale ve výše položených oblastech až dvakrát větší v závislosti na emisích.

Budoucí vývoj klimatu povede k dalšímu oteplování, které bude v Arktidě pravděpodobně opět rychlejší a výraznější než na zbytku planety. Pokud se podíváme na minulé události, můžeme očekávat další ústup ledovců a v důsledku jejich tání přísun sladké vody do oceánu a zvýšení jeho hladiny, možnosti pro osidlování ploch novými, teplomilnějšími druhy organismů, vyšší produkci rostlin, tání permafrostu a následné zvýšení obsahu CO<sub>2</sub> v atmosféře a další.

---

\* proxy data – nepřímé údaje využívané v paleoklimatologii (např. jezerní usazeniny, fosilní pyl, letokruhy, výskyt chemických prvků a jejich izotopů atd.)

Vzhledem k průběhu celého holocénu je zřejmé, že klimatické změny byly běžnou součástí chodu planety vždy, i před výskytem člověka. Nemůžeme sice s jistotou říci, jak prudké, a hlavně rychlé by bylo oteplení bez vlivu antropogenní činnosti, ale je téměř jisté, že by změny pokračovaly i bez našeho přičinění.

Je zajímavé, že přes poměrně malou rozlohu vysoké Arktidy a relativní blízkost jednotlivých lokalit jsou na mnoha místech patrné rozdíly v intenzitě i způsobu působení klimatických změn. Tyto rozdíly může způsobovat nejen výběr dat využitých k modelování klimatu v minulosti, ale také působení dalších faktorů, jako je terén, blízkost moře apod.

Přestože jsou klimatické změny v minulosti tématem studovaným ve velké míře, je třeba se tomuto tématu dále věnovat. Oblast vysoké Arktidy je zatím zanalyzována poměrně nerovnoměrně – v dostupných publikacích je například poměrně málo záznamů o vývoji klimatu v oblastech severního eurasijského kontinentu. Důležité je také nepodceňovat význam regionálních změn i na poměrně malé škále. Je proto nasnadě mít v budoucnu možnost porovnávat například několik jezer v rámci jedné menší oblasti a zajímat se o rozdíly v jejich vývoji a o příčiny, které tyto rozdíly způsobily.

## 11. Seznam použité literatury

AAGAARD, K., COACHMAN, L. K., a CARMACK, E. (1981) On the halocline of the Arctic. *Ocean, Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(6), 529-545.

ALLEY, R. B., MAYEWSKI, P. A., SOWERS, T., STUIVER, M., TAYLOR, K. C. a CLARK, P. U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*. 25(6), 483-486.

ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A. a ZIELINSKI, G. A. (1993) Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*. 362, 527-529.

ANDREWS, J. T. a DUNHILL, G. (2004) Early to mid-Holocene Atlantic water influx and deglacial meltwater events, Beaufort Sea Slope, Arctic Ocean. *Quaternary Research*. 61(01), 14-21.

ANKLIN, M., BARNOLA, J. M., BEER, J., BLUNIER, T., CHAPPELLAZ, J., CLAUSEN, H. B., DAHLJENSEN, D., DANSGAARD, W., DEANGELIS, M., DELMAS, R. J., DUVAL, P., FRATTA, M., FUCHS, A., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C., IVERSEN, P., JOHNSEN, S., JOUZEL, J., KIPFSTUHL, J., LEGRAND, M., LORIOUS, C., MAGGI, V., MILLER, H., MOORE, J. C., OESCHGER, H., OROMBELLI, G., PEEL, D. A., RAISBECK, G., RAYNAUD, D., SCHOTTHVIDBERG, C., SCHWANDER, J., SHOJI, H., SOUCHEZ, R., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J. P., STIEVENARD, M., SVEINBJORNSDOTTIR, A., THORSTEINSSON, T. a WOLFF, E. W. (1993) Climate Instability during the Last Interglacial Period Recorded in the GRIP Ice Core. *Nature*. 364(6434), 203-207.

ARMSTRONG, T. E., DUNBAR, M., INGOLD, T., DUMOND, D. E., DUNBAR, M. J., OSTENSO, N. A., BARR W. a BIRD J. B. (2018) Arctic. Encyclopædia Britannica [online]. *Encyclopædia Britannica*, srp. 02, 2018 [cit. 2018-08-04]. Dostupné z: <https://www.britannica.com/place/Arctic>.

ATKINSON, N. (2009) A 10 400-Year-Old Bowhead Whale (*Balaena mysticetus*) Skull from Ellef Ringnes Island, Nunavut: Implications for Sea-Ice Conditions in High Arctic Canada at the End of the Last Glaciation. *Arctic*. 62(1), 38-44.

AXFORD, Y., BRINER, J. P., MILLER, G. H. a FRANCIS, D. R. (2009) Paleocological evidence for abrupt cold reversals during peak Holocene warmth on Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research*. 2009(71), 142-149.

BALASCIO, N. L., D'ANDREA, W. J., GJERDE, M., a BAKKE, J. (2018) Hydroclimate variability of High Arctic Svalbard during the Holocene inferred from hydrogen isotopes of leaf waxes. *Quaternary Science Reviews*. 2018(183), 177-187.

BARBER, D. C., DYKE, A., HILLAIRE-MARCEL, C., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T., KERWIN, M. W., BILODEAU, G., McNEELY, R., SOUTHON, J., MOREHEAD, M. D. a GAGNON, J.-M. (1999) Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*. 400, 344-348.

BARBOUR, M. G. a BILLINGS, W. D., ed. (2000) North American terrestrial vegetation. 2nd ed. *Cambridge: Cambridge University Press*. ISBN 0-521-55986-3.

- BATTARBEE, R. W a BINNEY, H. A. (2008) Natural climate variability and global warming: a Holocene perspective. *Chichester: Wiley-Blackwell*, ISBN 978-1-4051-5905-0.
- BENNIKE, O. a BJÖRCK, S. (2002) Chronology of the last recession of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science*. 17(3), 211-219.
- BOND, G. C. a LOTTI, R. (1995) Iceberg Discharges Into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*. 267(5200), 1005-1010.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., deMENOCA, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. a BONANI, G. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*. 278(5341), 1257-1266.
- BRADLEY, R. S. (2011) Natural archives, changing climates. *CONTRIBUTIONS to SCIENCE*. 7(1), 21-25.
- BRINER, J. P., McKAY, N. P., AXFORD, Y., BENNIKE, O., BRADLEY, R. S., de VERNAL, A., FISHER, D., FRANCUS, P., FRÉCHETTE, B., GAJEWSKI, K., JENNINGS, A., KAUFMAN, D. S., MILLER, G., ROUSTON, C. a WAGNER, B. (2016) Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland. *Quaternary Science Reviews*. 2016(147), 340-364.
- BROWN, E. T. a JOHNSON, T. C. (2005) Coherence between tropical East African and South American records of the Little Ice Age. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* [online]. 6(12) [cit. 2018-07-11]. DOI: 10.1029/2005GC000959. ISSN 15252027. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GC000959>.
- BROWN, T. M., MACDONALD, R. W., MUIR, D. C. G. a LETCHER, R. J. (2018) The distribution and trends of persistent organic pollutants and mercury in marine mammals from Canada's Eastern Arctic. *Science of the Total Environment*. 618, 500-517.
- COHEN, K.M., HARPER, D.A.T., GIBBARD, P.L. (2018) *ICS International Chronostratigraphic Chart 2018/07*. International Commission on Stratigraphy, IUGS. [www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)
- COMISO, J. C. a HALL, D. K. (2014) Climate trends in the Arctic as observed from space. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*[online]. 5(3), 389-409 [cit. 2018-08-04]. DOI: 10.1002/wcc.277. ISSN 17577780. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/wcc.277>.
- CUBASCH, U., ZORITA, E., KASPAR, F., GONZALEZ-ROUCO, J. F., von STORCH, H. a PRÖMMEL, K. (2006) Simulation of the role of solar and orbital forcing on climate. *Advances in Space Research*. 2006(37), 1629-1634.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. a BOND, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*. 364(6434), 218-220.
- DEMSKE, D., HEUMANN, G., GRANOSZEWSKI, W., NITA, M., MAMAKOWA, K., TARASOV, P. E. a OBERHÄNSLI, H. (2005) Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal. *Global and Planetary Change*. 46(1-4), 255-279.
- DIVINE, D., ISAKSSON, E., MARTMA, T., MEIJER, H. A. J., MOORE, J., POHJOLA, V., VAN DE WAL, R. S. W. a GODTLIEBSEN, F. (2011) Thousand years of winter surface air temperature variations in Svalbard and northern Norway reconstructed from ice-core data. *Polar Research*. [online]. 30(1), 7379- [cit. 2018-07-26]. ISSN 1751-8369. Dostupné z: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/polar.v30i0.7379>.

- DOUGLAS, M. S. V., SMOL, J. P. a BLAKE, W. (1994) Marked Post-18th Century Environmental Change in High-Arctic Ecosystems. *Science*. 1994(266), 416-419.
- DORAN, P. T., McKAY, C. P., ADAMS, W. P., ENGLISH, M. C., WHARTON, R. A. a MEYER, M. A. (1996) Climate forcing and thermal feedback of residual lake-ice covers in the high Arctic. *Limnology and Oceanography*. 41(5), 839-848.
- FORMAN, S. L., LUBINSKI D., MILLER G. H., MATISHOV, G. G., KORSUN, S., SNYDER, J., HERLIHY, F., WEIHE, R. a MYSLIVETS, V. (1996) Postglacial emergence of western Franz Josef Land, Russia, and retreat of the Barents sea ice sheet. *Quaternary Science Reviews*. 1996(15), 77-90.
- FORMAN, S. L., LUBINSKI, D. a WEIHE, R. R. (2000) The Holocene occurrence of reindeer on Franz Josef Land, Russia. *The Holocene*. 10(6), 763-768.
- FRIESEN, T. M. a ARNOLD, C. D. (2008) The timing of the Thule migration: New dates from the Western Canadian Arctic. *American Antiquity*. 73(3), 527-538.
- GAGNÉ, M.-É., KIRCHMEIER-YOUNG, M. C., GILLETT, N. P. a FYFE, J. C. (2017) Arctic sea ice response to the eruptions of Agung, El Chichón, and Pinatubo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 122, 8071-8078.
- GAJEWSKI, K. (2015) Impact of Holocene climate variability on Arctic vegetation. *Global and Planetary Change*. 2015(133), 272-287.
- GIBBARD, P. L. a LEWIN, J. (2016) Partitioning the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*. 2016(151): 127-139.
- GJERDE, M., BAKKE J., D'ANDREA W. J., BALASCIO, N. L., BRADLEY, R. S., VASSKOG, K., ÓLAFSDÓTTIR, S., RØTHE, T. O., PERREN, B. B. a HORMES, A. (2018) Holocene multi-proxy environmental reconstruction from lake Hakluyvatnet, Amsterdamøya Island, Svalbard (79.5°N). *Quaternary Science Reviews*. 2018(183), 164-176.
- GUILIZZONI, P., MARCHETTO, A., LAMI, A., BRAUER, A., VIGLIOTTI, L., MUSAZZI, S., LANGONE, L., MANCA, M., LUCCHINI, F., CALANCHI, N., DINELLI, E. a MORDENTI, A. (2006) Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *Journal of Paleolimnology*. 36(4), 325-351.
- HADLEY, K. R., DOUGLAS, M. S. V., McGHEE, R., BLAIS, J. M. a SMOL, J. P. (2010) Ecological influences of Thule Inuit whalers on high Arctic pond ecosystems: a comparative paleolimnological study from Bathurst Island (Nunavut, Canada). *Journal of Paleolimnology*. 44(1), 85-93.
- HALD, M., ANDERSSON, C., EBBESEN, H., JANSEN, E., KLITGAARD-KRISTENSEN, D., RISEBROBAKKEN, B., SALOMONSEN, G. R., SARNTHEIN, M., SEJRUP, H. P. A TELFORD, R. J. (2007) Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*. 26(25-28), 3423-3440.
- HALD, M., EBBESEN, H., FORWICK, M., GODTLIEBSEN, F., KHOMENKO, L., KORSUN, S., RINGSTAD OLSEN, L., a VORREN, T. O. (2004) Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23(20-22), 2075-2088.
- HALL, B. L., BARONI, C. a DENTON, G. H. (2008) The most extensive Holocene advance in the Stauning Alper, East Greenland, occurred in the Little Ice Age. *Polar Research*. 27(2), 128-134.

HASSOL, S. J. (2004) Impacts of a warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. New York, N.Y.: *Cambridge University Press*, 2004. ISBN 0521617782.

HEAD, M. J. a GIBBARD, P. L. (2015) Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. *Quaternary International*. 2015(383), 4-35.

HELLAND-HANSEN, B. a NANSEN, F. (1920) Temperature variations in the North Atlantic ocean and in the atmosphere: introductory studies on the cause of climatological variations. *City of Washington: Smithsonian Institution*. Publication, 2537.

HOLMGREN, S. U., BIGLER, C., INGÓLFSSON, Ó. a WOLFE, A. P. (2010) The Holocene–Anthropocene transition in lakes of western Spitsbergen, Svalbard (Norwegian High Arctic): climate change and nitrogen deposition. *Journal of Paleolimnology*. 43(2), 393-412.

HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y. a VISBECK, M. (2001) Climate – The North Atlantic oscillation. *Science*. 291(5504), 603-605.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, 1535 s.

JANSKÝ, B. (1992) Geografie moří a oceánů. *Praha: Univerzita Karlova, vydavatelství Karolinum*, 1992.

JENNINGS, A. E., WEINER, N. J., HELGADOTTIR, G. A ANDREWS, J. T. (2004) Modern foraminiferal faunas of the southwestern to northern Iceland shelf: Oceanographic and environmental controls. *The Journal of Foraminiferal Research*. 34(3), 180-207.

KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS, J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL, M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓTTIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKIN, A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. a WOLFE, B. B. (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews*. 23(5-6), 529-560.

KEIGWIN, L. D. a BOYLE, E. A. (2000) Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America)*. 97(4), 1343-1346.

KLEIN, D. R. (2016) Polar ecosystem. *Encyclopædia Britannica* [online]. *Encyclopædia Britannica*, 2016 [cit. 2018-08-04]. Dostupné z: <https://www.britannica.com/science/polar-ecosystem>.

KOÇ, N., JANSEN E. a HAFLIDASON H. (1993) Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland a Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*. 1993(12), 115-140.

LAING, T. E. a SMOL, J. P. (2003) Late Holocene environmental changes inferred from diatoms in a lake on the western Taimyr Peninsula, northern Russia. *Journal of Paleolimnology*. 2003(30), 231-247.

LAMB, H. H. (1979) Climatic Variation and Changes in the Wind and Ocean Circulation: The Little Ice Age in the Northeast Atlantic. *QUATERNARY RESEARCH*. 1979(11), 1-20.

LIM, D., SMOL, J., a DOUGLAS, M. (2008). Recent environmental changes on Banks Island (N.W.T., Canadian Arctic) quantified using fossil diatom assemblages. *Journal of Paleolimnology*, 40(1), 385-398.

LOWE, J. J. a WALKER, M. (2015) Reconstructing quaternary environments. Third edition. *New York: Routledge/Taylor & Francis Group*, 2015. ISBN 978-0-415-74075-3.

LOŽEK, V. (2007) Zrcadlo minulosti: česká a slovenská krajina v kvartéru. *Praha: Dokořán*. ISBN 978-80-7363-095-9.

MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., KREMENETSKI, C. V., BORISOVA, O. K., GOLEVA, A. A., ANDREEV, A. A., CWYNAR, L. C., RIDING, R. T., FORMAN, S. L., EDWARDS, T. W. D., ARAVENA, R., HAMMARLUND, D., SZEICZ, J. M., a GATTAULIN, V. N. (2000) Holocene Treeline History and Climate Change Across Northern Eurasia. *Quaternary Research*. 53(3), 302-311.

MAGNY, M., DE BEAULIEU, J.-L., DRESCHER-SCHNEIDER, R., VANNIERE, B., WALTER-SIMONNET, A. V., MIRAS, Y., MILLETA, L., BOSSUETA, G., PEYRON, O., BRUGLAPAGLIA, E. a LEROUX, A. (2007) Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*. 26(13-14), 1736-1758.

MARTÍN-MORENO, R. a ALLENDE-ÁLVAREZ, F. (2016) Little Ice Age glacier extension and retreat in Spitsbergen Island (High Arctic, Svalbard Archipelago). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 42(2), 383-398.

MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. K., MEEKER, L. D., MAYERSON, E. A., GASSE, F., van KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEETHORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R., a STEIG E. J. (2004) Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*. 62(03), 243-255.

MAYEWSKI, P. A., SNEED, S. B., BIRKEL, S. D., KURBATOV, D. V. a MAASCH, K. A. (2014) Holocene warming marked by abrupt onset of longer summers and reduced storm frequency around Greenland. *Journal of Quaternary Science*. 29(1), 99-104.

MAYKUT, G. A. (1978) Energy exchange over young sea ice in central Arctic. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-OCEANS AND ATMOSPHERES*. 83(NC7), 3646-3658.

MILLER, G. H., BRIGHAM-GRETTE, J., ALLEY, R. B., ANDERSON, L., BAUCH, H. A., DOUGLAS, M. S. V., EDWARDS, M. E., ELIAS, S. A., FINNEY, B. P., FITZPATRICK, J. J., FUNDER, S. V., HERBERT, T. D., HINZMAN, L. D., KAUFMAN, D. S., MACDONALD, G. M., POLYAK, L., ROBOCK, A., SERREZE, M. C., SMOL, J. P., SPIELHAGEN, R., WHITE, J. W. C., WOLFE, A. P., WOLFF, E. W. (2010) Temperature and precipitation history of the Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2010(29), 1679-1715.

MILLER, G. H., WOLFE, A. P., BRINER, J. P., SAUER, P. E. a NESJE, A. (2005) Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews*. 2005(24), 1703-1721.

MONIN, A. S. (1986) An introduction to the theory of climate. *Dordrecht: D. Reidel Publishing Company*, 1986. Atmospheric sciences library. ISBN 90-277-1935-7.

OLSEN, J., KJAER, K. H., FUNDER, S., LARSEN, N. K. a LUDIKOVA, A. (2012) High-Arctic climate conditions for the last 7000 years inferred from multi-proxy analysis of the Bliss Lake record, North Greenland. *Journal of Quaternary Science*. 27(3), 318-327.



- Ottawa Declaration (1996): Declaration on the Establishment of the Arctic Council. Arctic Council [online]. 2014 [cit. 2018-08-04]. Dostupné z: <https://oaarchive.arctic-council.org/handle/11374/85>
- PRZYBYLAK, R. (2003) The climate of the Arctic. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. Atmospheric and oceanographic sciences library, v. 26. ISBN 1-4020-1134-2.
- RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W. a EWERTOWSKI, M. (2007) Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. *POLISH POLAR RESEARCH*. 28(3), 159–186.
- RASMUSSEN, S. O., VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B. a ANDERSEN, K. K. (2007) Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2007(26), 1907-1914.
- RAUP, D. M. a SEPKOSKI, J. J. (1982) Mass Extinctions in the Marine Fossil Record. *Science*. 215(4539), 1501-1503.
- RENSEN, H., SEPPÄ, H., CROSTA, X., GOOSSE, H. a ROCHE, D. M. (2012) Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 2012(48), 7-19.
- ROBOCK, A. (2000) Volcanic Eruptions and Climate. *Reviews of Geophysics*. 38(2), 191-219.
- ROLLAND, N., LAROCQUE, I., FRANCUS, P., PIENITZ, R. a LAPERRIÈRE, L. (2008) Holocene climate inferred from biological (Diptera: Chironomidae) analyses in a Southampton Island (Nunavut, Canada) lake. *The Holocene*. 18(2), 229-241.
- ROY, J., BHIRY, N. a WOOLLETT, J. (2011) Environmental Change and Terrestrial Resource Use by the Thule and Inuit of Labrador, Canada. *Geoarchology: An International Journal*. 27, 18-33.
- SALVIGSEN, O., FORMAN, S. L. a MILLER, G. H. (1992) Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Research*. 11(1), 1-10.
- SEMENOV, V. A., PARK, W. a LATIF, M. (2009) Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS* [online]. 36(14), - [cit. 2018-07-12]. DOI: 10.1029/2009GL038911. ISSN 0094-8276. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL038911>
- SEPPÄ, H. a POSKA, A. (2004) Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. *Quaternary Research*. 61(01), 22-31.
- SLAWINSKA, J. a ROBOCK, A. (2018) Impact of Volcanic Eruptions on Decadal to Centennial Fluctuations of Arctic Sea Ice Extent during the Last Millennium and on Initiation of the Little Ice Age. *Journal of Climate*. 31(6), 2145-2167.
- SMITH, I. R. (2002) Diatom-based Holocene paleoenvironmental records from continental sites on northeastern Ellesmere Island, high Arctic, Canada. *Journal of Paleolimnology*. 2002(27), 9-28.
- STANLEY, J.-D., KROM, M. D., CLIFF, R. A. a WOODWARD, J. C. (2003) Short Contribution: Nile Flow Failure at the End of the Old Kingdom, Egypt: Strontium Isotopic and Petrologic Evidence. *Geoarchaeology: An International Journal*. 18(3), 395-402.
- STEFFEN, W., CRUTZEN, P. J. a McNEILL, J. R. (2007) The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature? *Ambio*. 36(8), 614-621.

- SVENDSEN, J. I. a MANGERUD, J. (1997) Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. 7(1), 45-57.
- SLONOSKY, V. C., JONES, P. D. a DAVIES, T. D. (2001) Instrumental pressure observations and atmospheric circulation from the 17th and 18th centuries: London and Paris. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*. 21(3), 285-298.
- SZCZUCIŃSKI, W., ZAJACZKOWSKI, M. a SCHOLTEN, J. (2009) Sediment accumulation rates in subpolar fjords – Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat, Billefjorden, Svalbard. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2009(85), 345-356.
- TAMURA, T. a OHSHIMA, K. I. (2011) Mapping of sea ice production in the Arctic coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research* [online]. 116(C7). Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006586>.
- THOMAS, E. K. a BRINER, J. P. (2009) Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada. *Journal of Paleolimnology*. 41(1), 209-224.
- THOMAS, E. R., WOLFF, E. W., MULVANEY, R., STEFFENSEN, J. P., JOHNSEN, S. J., ARROWSMITH, C., WHITE, J. W. C., VAUGHN, B. A POPP, T. (2007) The 8.2ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 26(1-2), 70-81.
- THOMPSON, L. G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M. E., LIN, P. N., HENDERSON, K. A., COLE-DAI, J., BOLZAN, J. F., a LIU, K.-B. (1995) Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. *Science*. 269(5220), 46-50.
- VAN DER BILT, W. G. M., D'ANDREA, W. J., BAKKE, J., BALASCIO, N. L., WERNER, J. P., GJERDE, M. a BRADLEY, R. S. (2018) Alkenone-based reconstructions reveal four-phase Holocene temperature evolution for High Arctic Svalbard. *Quaternary Science Reviews*. 2018(183), 204-213.
- WAGNER, B., BENNIKE, O., BOS, J. A. A., CREMER, H., LOTTER, A. F. a MELLES, M. (2008) A multidisciplinary study of Holocene sediment records from Hjort Sø on Store Koldewey, Northeast Greenland. *Journal of Paleolimnology*. 39(3), 381-398.
- WALKER, M. J. C., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CWYNAR, L. C., FISHER, D. A., LONG, A. J., LOWE, J. J., NEWNHAM, R. M., RASMUSSEN, S. O., WEISS, H. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*. 27(7), 649–659.
- WALKER, M., JOHNSEN, S., RASMUSSEN, S. O., POPP, T., STEFFENSEN, J. P., GIBBARD, P., HOEK, W., LOWE, J., ANDREWS, J., BJÖRCK, S., CWYNAR, L. C., HUGHEN, K., KERSHAW, P., KROMER, B., LITT, T., LOWE, D. J., NAKAGAWA, T., NEWNHAM, R., SCHWANDER, J. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*. 24(1), 3-17.
- WIERSMA, A.P. a RENSSSEN, H. (2006) Model–data comparison for the 8.2kaBP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews*. 25(1-2), 63-88.

WILLEMSE, N. W. a TÖRNQVIST, T. E. (1999) Holocene century-scale temperature variability from West Greenland lake records. *Geology*. 27(7), 580-584.

WOLFE, B. B., EDWARDS, T. W. D., ARAVENA, R., FORMAN, S. L., WARNER, B. G. a VELICHKO, A. A. (2000) Holocene paleohydrology and paleoclimate at treeline, North-Central Russia, inferred from oxygen isotope records in lake sediment cellulose. *Quaternary Research*. 2000(53), 319-329.

YOUNG, N. E., BRINER, J. P., ROOD, D. H. a FINKEL, R. C. (2012) Glacier Extent During the Younger Dryas and 8.2-ka Event on Baffin Island, Arctic Canada. *Science*. 337(6100), 1330-1333.

ZEEBERG, J. a FORMAN, S. L. (2001) Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century. *The Holocene*. 11(2), 161-175.

ZEEBERG, J., FORMAN, S. L. a POLYAK, L. (2003) Glacier extent in a Novaya Zemlya fjord during the "Little Ice Age" inferred from glaciomarine sediment records. *Polar Research*. 22(2), 385-394.

ZEKOLLARI, H., LECAVALIER, B. S. a HUYBRECHTS, P. (2017) Holocene evolution of Hans Tausen Iskappe (Greenland) and implications for the palaeoclimatic evolution of the high Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2017(168), 182-193.