

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

Katedra Vodního hospodářství a environmentálního modelování



Klima Skandinávie

Climate of Scandinavia

Bakalářská Práce

Tomáš Mikuláš Chroustovský

Vedoucí Práce: Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Praha 2015

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Tomáš Mikuláš Chroustovský

Vodní hospodářství

Název práce

Klima Skandinávie

Název anglicky

Climate of Scandinavia

Cíle práce

V literární rešerši pečlivě popsat klima Skandinávie – vývoj tohoto poloostrova a jeho klimatu v průběhu času, současné klima a jeho změny. Student by měl popsat klima v historických souvislostech a v příloze práce využít i meteorologická měření.

Metodika

Práce dle osnovy

1. Úvod
2. Formování skandinávského poloostrova
3. Podnebné oblasti
4. Vývoj klimatu posledních století
 - Klimatické změny
5. Klima současnosti
6. Závěr

Rámcovou osnovu si student může přizpůsobit

Doporučený rozsah práce

30 – 40 stran

Klíčová slova

klima, klimatické změny, klimatické oblasti, permafrost, teplotní řady, Skandinávie

Doporučené zdroje informací

A chronological listing of early weather events, J. A. Marusek, 2010

Meteorologický slovník & výkladový terminologický, J. Bednář, 1993

The Quaternary History of Scandinavia, J. Donner, 2005

vědecké články týkající se tématu

Předběžný termín obhajoby

2015/06 (červen)

Vedoucí práce

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 30. 3. 2015

prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 31. 3. 2015

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan

V Praze dne 15. 04. 2015

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně, pod vedením Ing. Jany Soukupové, Ph.D. V seznamu použité literatury jsem uvedl všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal.

V Praze

Dne:

Podpis:

Abstrakt:

Práce má za cíl přiblížit geologický a geomorfologický vývoj, geografické umístění a vývoj klimatu Skandinávie s její faunou a flórou, od prekambria až po současnost. Dále si klade za cíl poskytnutí informací o současném klimatu, jak globálním tak i Skandinávie, jejich příčinami a možným vývojem.

Klíčová slova: Skandinávie, klimatické změny, permafrost, ledovce, klimatické oblasti, teplotní řady

Abstract:

The main goal of this thesis is to introduce topic as follows geological and geomorphological development, geographical emplacement and climatic development of Scandinavia, with it's fauna and flora, since the dawn of times- prekambrium until contemporaneousness. Next target is providing information about contemporary climate, as for global so for Scandinavia, and the cause of it.

Key words: Scandinavia, climate change, permafrost, glaciers, climatic regions, temperature series

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Formování skandinávského poloostrova	9
2.1. Prekambrium	9
2.1.1. Hadaikum	9
2.1.2. Archaikum	10
2.1.3. Proterozoikum	11
2.2. Paleozoikum.....	13
2.2.1. Kambrium.....	14
2.2.2. Ordovik.....	15
2.2.3. Silur	16
2.2.4. Devon	17
2.2.5. Karbon	18
2.2.6. Perm.....	19
2.3. Mesozoikum.....	19
2.3.1. Trias.....	20
2.3.2. Jura	20
2.3.3. Křída.....	21
2.4. Kenozoikum- Terciér	22
2.4.1. Paleogén	22
2.4.2. Neogén.....	23
2.5. Kenozoikum- Kvartér.....	24
2.5.1. Pleistocén.....	24
2.5.2. Holocén	25
3. Podnebné oblasti Skandinávie	27
3.1. Dělení	27
3.1.1. Západní Skandinávie	27
3.1.2. Jižní Skandinávie.....	28
3.1.3. Severní Skandinávie	28
3.2. Vegetace.....	29
4. Vývoj klimatu posledních století, se zaměřením na Skandinávii	30
4.1. Metody zkoumání historie klimatu	30
4.2. Klima 18. století.....	32

4.3.	Klima 19. století.....	33
4.4.	Klima 20. století.....	34
5.	Klima současnosti.....	35
5.1.	Klima dnešní Skandinávie.....	35
5.1.1.	Vliv Gólfského proudu.....	35
5.1.2.	Permafrost	36
5.1.3.	Ledovce	37
6.	Závěr	39
7.	Použitá literatura	40
8.	Přílohy.....	47

1. Úvod

Jako téma své bakalářské práce jsem si zvolil **klima Skandinávie**.

Vývoj Skandinávského poloostrova procházel mnoha změnami, ať již z pohledu geologického, geografického, biografického nebo klimatického.

Tato práce je členěna do čtyř částí, první pojednává o formování Země a zejména Skandinávského poloostrova, zejména z hlediska geologického a klimatického od prekambria přes paleozoikum, mesozoikum, až po kenozoikum.

Druhou část tvoří rozdělení dnešní Skandinávie na jednotlivé podnebné oblasti- dělení na západní, jižní a severní, a popíšu v ní jejich flóru, s převládajícím klimatem.

Třetí část pojednává o vývoji klimatu recentní historie a to zejména o 18., 19. a 20. století. Porovnávám, jaké panovaly klimatické podmínky v ostatních částech Evropy, a snažím se poukázat na podobné klimatické trendy. V této části jsem analyzoval naměřená data klimatických řad, a vyzoroval z nich vývoj klimatu ve Skandinávii.

Čtvrtá část se zabývá současným, jak ve Skandinávii, tak i globálním klimatem. V této části poukazuji na globální změnu klimatu, která se zejména odráží ať už na tání ledovců anebo na degradaci permafrostu. Zmiňuji se také, jak ovlivňuje Severoatlantická oscilace a Golfský proud klima Skandinávie, a popisuju jeho očekávaný vývoj.

2. Formování skandinávského poloostrova

Díky práci geologů máme vcelku dobrý přehled o geologickém a klimatickém vývoji nejen Skandinávského poloostrova, ale i celé Země (viz Obr. č. 3), zhruba za poslední tři miliardy let. Jako výsledek po sobě jdoucích procesů formování hor, a jejich následné rozkládání, eroze a usazování, vznikla v kambriu, zhruba před šesti sty milióny lety, velká subkontinentální oblast kterou nazýváme Baltským štítem. Tato oblast se jeví jako zvlněná a jen ojediněle je místní reliéf převyššen kopci, které jsou zformovány z nejrezistentnějších hornin. Většina Baltského štítu se skládá ze žuly a ruly, které vznikly za vysokého tlaku. Na některých místech, např. na severu a východě Norska, resp. západě Švédska, však můžeme nalézt pískovce z období prekambria a paleozoika. (Fullerton & Williams, 1972)

2.1. Prekambrium

Vznik planety Země se datuje do období před 4,6 miliardy let, kdy se postupným nabalováním plynů a prachu zformovala. Termín prekambrium se používá pro kolektivní označení prvních třech eonů- hadaika, archaika a proterozoika, tento pojem obsahuje sedm osmin historie naší planety. V tomto dlouhém časovém období se Země vyvinula v planetu s kontinenty, oceány a atmosférou, které poskytli základní kámen pro vznik života. (Soukupová, 2013; Ramberg, 2008)

Prekambrium pro Skandinávii znamenalo období formování a změn. Skály z tohoto období v Norsku jsou součástí Fennoskandiávského štítu. Mapování a nesčetné určování stáří jednotlivých hornin za posledních 20 let nám poskytlo vskutku dobrý náhled na geologické složení štítu a na historii jeho vývoje. Od jeho zformování, tedy zhruba před 3,5 miliardami let, byl štít podroben obdobím vulkanické činnosti, deformacím a formování horských pohoří, která byly doplňovány erozí a sedimentací.

Rekonstrukce tehdejšího pohybu tektonických desek, jsou velmi nejisté pro většinu prekambria, a tudíž teorie, kde se v tomto období Fennoskandiavnský štít na planetě nacházel a jak po ní putoval, jsou ojedinělé a nejisté. Od mesoproterozoika, tedy zhruba před 1,3 miliardami let, se štít začlenil do superkontinentu- Rodinia. Stejně jako obrovský kontinent Pangea, který se vyskytoval koncem prekambria, Rodinia do sebe zahrnula doslova každý kus kontinentu, který se na Zemi nacházel. Rozpad superkontinentu na menší kontinenty nastal, až ke konci prekambria, ve stejnou dobu byl Fennoskandiavský kontinent následován kontinentem Baltika. (Ramberg, 2008)

2.1.1. Hadaikum

Tento eon trval zhruba jednu miliardu let, v některých literárních pramenech spadá pod archaikum. V tomto časovém úseku byla Země pokryta oceány žhavé lávy, vlivem vysokých teplot, jejichž příčinou bylo stlačování hmoty, dopady meteoritů na zemskou kůru a rozklad radioaktivních prvků, vedly k roztavení železa a niklu. Tyto kovy se svou vahou propadly do středu Země, kde utvořily jádro. Jádro bylo následně obklopeno křemičitany. Prvotní atmosféra byla tvořena plyny vyvrhnutými ze sopek- dusík, oxid uhličitý (byl zastoupen až z 38%) a vodní párou.

Teplota ovzduší se odhaduje na 55-85°C, avšak pomalu se snižuje, voda začíná kondenzovat, plní prohlubně a vytváří první moře. (Soukupová, 2013; Ramberg, 2008)

2.1.2. Archaikum

Tento eon se datuje zhruba od 3,6 do 2,5 miliard let BP, kdy se formovaly skály, jež jsou základem většiny kontinentů. Nejstaršími známými pozůstatky zemské kůry jsou krystaly zirkonu, pocházející z Jack Hills v západní Austrálii, jejichž stáří se odhaduje až na 4,4 miliardy let. Avšak, za nejstarší dosud přítomné skalní útvary zemské kůry se považují metamorfované, hlubinné skalní výchozy v Severozápadních teritoriích v Kanadě- Acasta Gneiss, jež jsou tvořeny rulou a jejichž stáří se odhaduje na 4 miliardy let. Jen pro porovnání, nejstarší rula, nalezená v Norsku na severozápadě v Sør-Varanger, je stará zhruba 2,9 miliard let BP. Některé zdroje dokonce uvádějí, že nejstarší nález zirkonu na skandinávském poloostrově je až 3,7 miliardy let, nález byl učiněn na severu Finska ve skalách Siurua Gneiss, což by dokazovalo, že vývoj zemské kůry Fennoskandiávského štítu, byl ještě starší. Významnější globální vrchol formování kontinentální kůry nastává před 2,7 miliardy let BP, zatímco před 3 Ga tvořila jen 7% povrchu zemského, již o půl miliardy let později tvořila 27%. V období archaika se utvořil první útvar, který by se podobal kontinentu- Ur, byl zformován zhruba před 3-2,5 miliardy let BP, za jeho vznikem stálo spojení nejstarších kratónů v Africe, Indii, Austrálii a východní Antarktidě. Ve Skandinávii začíná markantnější přírůstek kontinentální kůry v období před 2,5-2 a 1,9-1,8 miliardy let BP. (McCann, 2008; Ramberg, 2008; Cavoise, et al., 2007; Sorjonen-Ward & Luukkonen, 2005)

Mezi nejranější skalní útvary archaika byly také nalezeny dobře zachované sedimentární vrstvy uložené vodními pochody. Tyto vrstvy jsou především zajímavé faktem, že dokazují přítomnost vody, jež je velmi důležitý faktor pro vývoj života na Zemi. Nejstaršími doposud nalezenými sedimentárními skálami jsou Akilia a Issua v západním Grónsku. Někteří vědci se domnívají, že v těchto 3,8 miliardy starých sedimentech se nacházejí drobné částičky uhlíku, které mají biologický původ. Ve Finsku můžeme najít skalní útvary vytvořené sedimentací, jejichž stáří se odhaduje na 2,75-2,7 miliardy let BP. (Sorjonen-Ward & Luukkonen, 2005; Ramberg, 2008)

Již z archaika až do současnosti, jak bylo zmíněno výše, se nám ve Skandinávii dochovaly skalní útvary. Skály na východě kraje Finnmark, jež je nejseverovýchodněji položený cíp Norska, a přilehlých částech Kola Peninsula (poloostrova) a Finska, leží na velké části zemské kůry zformované v období pozdního archaika, tedy zhruba před 3,1- 2,5 miliardou let BP. Tento blok zemské kůry se pravděpodobně rozšiřuje dále na západ Norska do krajů Troms a Lofoten, a dále na jih do Švédska, do kraje Kiruna. Koncem archaika a začátkem paleoproterozoika, pokud referujeme ke Skandinávii, mluvíme o Fennoskandiávském štítu, který byl zformován ze tří hlavních oblastí zemské kůry- Kola, Karelian a Svecofennian. Tyto tři oblasti zemské kůry, spojuje stejná historie již od jejich spojení okolo, které se odehrálo zhruba před 1,8 miliardou let. Karelianská oblast je ze všech nejstarší, a její vznik spadá do období od 3,2 do 2,7 miliard let BP, tedy pozdního archaika, většina dnešního Finska se rozprostírá právě

zde. Na severovýchodě je ohraničená oblastí Kola, která se formovala složitou tektonickou činností v archaiku a raném proterozoiku. Na západě pak je oblast Karelian, lemovaná oblastí Svecofennin, jejíž období vzniku se řadí do paleoproterozoika. (Sorjonen-Ward & Luukkonen, 2005; Ramberg, 2008)

2.1.3. Proterozoikum

Přechod z archaického do raného proterozoického eonu byl možná jeden z nejdramatičtějších v historii Země. Zatímco v archaiku máme velmi málo, anebo žádné důkazy o zalednění, na začátku proterozoika, tj. 2,4-2,2 miliard let BP, došlo k prvnímu rozsáhlejšímu zalednění. Tomuto období se také někdy přezdívá Huronské zalednění, tento název je odvozen od Huronského jezera v Severní Americe, kde se našly oddělené vrstvy ledovcových sedimentů, podobné nálezy byly učiněny i ve Finsku, západní Austrálii a jižní Africe. Avšak nejvýznamnější změnou prošla zemská atmosféra, kdy koncentrace kyslíku ve vzduchu byla větší než metanu. (McCann, 2008; Ramberg, 2008)

V raném proterozoiku, byly kontinenty archaika podrobeny rozšiřování, které se odehrálo zhruba mezi 2,5- 1,95 miliardy let BP, což vedlo k postupnému vytvoření několika puklin, které sledovali severovýchodně- jihozápadní trend praskání. K tomuto v raném archaiku nedocházelo, pravděpodobně proto, jelikož zemská kůra a plášť měli vyšší teplotní gradient, než mají dnes, a tím pádem litosféra raného archaika měla menší hustotu, dokonce o tolik menší, že se nebyla schopna potopit do zemského pláště, jak se tomu děje dnes. Proto se subdukční zóny, jak je známe dnes, nemusely vyvinout až do konce archaika. Tuto teorii podporuje pozorování, kdy určité typy hornin, které dominovaly v archaiku, se staly méně běžnými v proterozoiku. Navrstvené mafické plutony a mafické žilné roje, tvořeny tmavými, těžkými, vyvřelými horninami, rozervali archaické skalní útvary, a byly vyneseny během rané riftové fáze. Vulkanická a sedimentární činnost, která následovala, svědčí o dlouhém období vytváření riftových zón. (Ramberg, 2008)

Důležité období formace zemské kůry se nastalo před 1960 až 1860 milióny let BP. Několik ostrovních oblouků a sedimentárních pánví se vyvinulo okolo západního okraje starého kontinentu. V průběhu formování pohoří Svecofennia (což znamená švédsko-finský), také nazývaného Svecokarelia (švédsko-karélijský), nastalo vrásnění a metamorfóza hlubinných, vulkanických a sedimentárních hornin. Na severovýchodě byly nové části zemské kůry svařeny k sobě spolu se starším jádrem, v období zhruba před 1860 milióny let BP. Metamorfóza a intruze velkých žulových plutonů pokračovala až do doby před 1760 milióny let BP. Skály z tohoto období se dobře dochovaly zejména ve Švédsku, kde dnes tvoří zázemí pro těžební průmysl. (Ramberg, 2008)

Zhruba před 1850- 1650 milióny let BP došlo k další fázi vzniku zemské kůry ve Skandinávii, kdy obrovské masivy hlubinné žulové horniny vybědly napovrch na západním lemu oblasti Svecofennia. Tyto horniny jsou dnes k nalezení okolo 1500 km

dlouhého pásu táhnoucího se od Skåne na jihovýchodě Švédska, až po kraj Lofoten na severozápadě Norska, ojediněle vyčnívající i skrze trhliny mladšího Kaledonského příkrovu. Tento pás se nazývá Trans-skandinávský vyvřelinový pás. Ve stejné době ve Švédsku a v Tyrsilu na jihovýchodě Norska vznikají vulkanické horniny. Rozdílné hlubinně vyvřelé horniny v nejsevernější části regionu Western Gneiss, na jihu Norska, a v oblasti Lofoten- Vesterålen, jsou obecně považovány za součást Trans-skandinávského vyvřelinového pásu. Charakteristické horniny pro celou oblast Svecofennia, jsou také tzv. žuly *rapakivi* a intruzí vzniklé horniny anortozit a gabro. Žuly *rapakivi* obsahují vykrystalizované živičné kulaté zrnka, mající v průměru až několik centimetrů, často s jádrem utvořeným z alkalického živce a okraj z plagioklasu. Anortozit je hlubinně vyvřelý minerál, příbuzný gabru, liší se od gabra tím, že postrádá tmavé mafické minerály- pyroxen, a tudíž se skládá téměř výhradně z plagioklasu. Tvorba této skupiny hornin probíhala mezi 1650- 1470 milióny le tBP a je přítomna v pásu od Ruské Karélie a pokračuje západním směrem skrz centrální Skandinávii. (Ramberg, 2008)

Na jihu Skandinávie došlo k formování zemské kůry poněkud jinak, než ve zbytku Skandinávie. Skalní útvary vzniklé v rekambriu, byly formovány v delším časovém období, které trvalo zhruba od 1750 do 900 milionů let BP. Tyto skalní útvary nacházíme ve velkých oblastech na jihu Norska, a na přilehlých částech západního Švédska, na západ od Trans-skandinávského vyvřelinového pásu. Zahrnují širokou škálu rozmanitých hornin, formovaných v jiném uspořádání tektonických desek, přetvořených a metamorfovaných dvěma jinými orogenezemi- *Gothia*, která probíhala před 1750 až 1500 milióny let, a *Sveconorwegia* (švédsko-norská), probíhající zhruba před 1130 až 900 milióny let. Dnešní vzhled skalních útvarů jižní Skandinávie, je spíše výsledkem přetvořování a metamorfování v průběhu mladší z těchto dvou orogenezí. Mnoho velkých žulových masivů, vzniklých před 975 až 925 milióny let, označují konec orogeneze *Sveconorwegia*, a konec vývoje podloží jižní Skandinávie v prekambriu. (Ramberg, 2008)

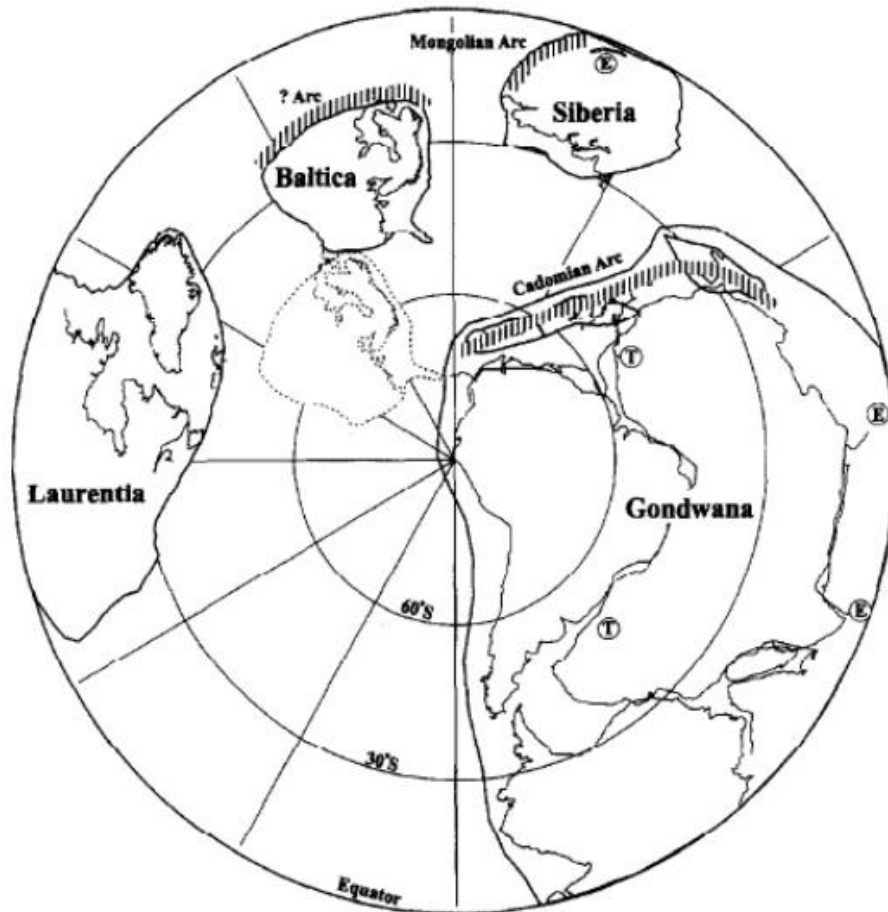
Rodinia, superkontinent zformovaný v proterozoiku, se v období před 850-750 milióny lety BP rozdělil na menší části. Jednou z nich byla Baltika, tvořící severovýchod Laurentie, a jež, mimo jiné, byla tvořena také Fennoskandiávkým štítem. Horniny, zformované v tomto období nesou známky tohoto rozdělení a soudobých změn klimatu. (Cawood & Pisarevsky, 2006; Ramberg, 2008)

Skály z poslední části prekambria- neoproterozoika tvoří větší část skalního podloží na jihovýchodě, části západu a na nejseverněji položených místech Norska. Nejčastěji jsou složeny z pískovce, ale jsou k nalezení i ostatní sedimentární horniny, které jsou charakteristické svým vznikem v jedné z period studeného klimatu, kdy byla Země z velké části zaledněna, nebo za teplého tropického klimatu. Magmatické horniny se také objevují na několika místech, zejména pak na západně v oblasti Finnmark. (Ramberg, 2008)

Toto období se pro celou Baltiku neslo ve znamení změn, počínajíc orogenezemi až po rozpad jejích částí. Těžká oceánská kůra na východě Baltiky se začala potápět pod tíhou lehčí kontinentální kůry před 600 až 560 milióny let. Skalní podloží vulkanických ostrovních oblouků bylo stlačováno a vrženo proti základům Baltiky, což na jejím pobřeží způsobilo vrásnění, a na některých místech i k vytvoření příkrovu. K této události je referováno jako k orogenezi *Timanian*, jelikož se vyvinula zejména dobře v Rusku v oblasti Timan, avšak vrstvy na severovýchodní straně zlomové zóny Trollfjorden- Komagelva jsou také postiženy touto orogenezí. Okolí zlomové zóny Trollfjorden- Komagelva bylo v geologické historii Norska častým dějištěm litosférických pohybů, Kaledonskou orogenezí nevyjímaje. Další částí Fennoskandiavského štítu, postiženém obdobím tektonických pohybů, které nastalo zhruba před 600 až 530 milióny let, byla severovýchodní část oblasti Varanger Peninsula, kde magma proniklo do zemské kůry a ztuhlo zde v podobě doleritových (diabasových) dajek. Na některých místech jsou tyto dajky postaveny a vyčnívají ze země jako zdi, jelikož jejich okolní přilehlé sedimentární horniny dávno zerodovali, a tudíž zůstala jen pevná jádra tvořená porfyrickými horninami. (Ramberg, 2008)

2.2. Paleozoikum

Jak již bylo nastíněno výše, na začátku paleozoika, na kontinentu Baltika dominovala krystalická zemská kůra pocházející z období archaika a paleoproterozoika, s výjimkou jihozápadního Norska a Švédska, kde se zachovala zemská kůra z mladšího mezoproterozoika. Po konci orogeneze Sveconorwegia ve Skandinávii, a konci Grenvillské orogeneze na východě Kanady, následovalo relativně stabilní období riftové činnosti na okrajích Laurentie a také na okraji Baltoskandie, toto období trvající zhruba před 900 až 600 milióny let, bylo doprovázeno vznikem pánví neoproterozoika. Před zhruba 600 milióny let byl po celé délce okraje Baltoskandie ohraničen vstup oceánu rozšířením mafické magmatické horniny, v této době pravděpodobně nastalo rozdělení kontinentů Baltiky a Laurentie. (Gee, et al., 2008)



Obr. č. 1 Postavení starých kontinentů v období zhruba před 550 milióny let (Torsvik, et al., 1996)

2.2.1. Kambrium

Tato perioda trvala zhruba od 545-488 miliónů let BP. Jedna z nejdramatičtějších událostí, zjištěna z fosilních záznamů, se udála v raném Kambriu, kdy došlo doslova k explozi různorodosti mořských bezobratlých. Lasturovitě fosilie, jež následovaly po jednoduchých žahavcích a bilateriích fosiliích proterozoika, se poprvé objevily v období Nemakit-Daldyn, jež se považuje za počáteční epochu kambria. (Bowring, et al., 1993; Geyer, et al., 2008)

O přesném umístění kontinentu Baltika, z tohoto období, máme velmi málo, anebo žádné informace. Díky paleo-magnetické metodě určování zeměpisných šířek, se však obecně předpokládá, že před začátkem kambria, zhruba v období před 550 milióny lety, se Baltika nacházela na středních, jižních zeměpisných šířkách, tj. mezi 30° až 60° a že byla silně pootočena, až převrácena (viz obr. č. 1). Během středního až pozdního kambria, bylo formování Baltiky ovlivněno posledními doznívajícími stádii rozdělení superkontinentu, kdy docházelo k severozápadně- jihovýchodně orientované riftové činnosti. V tomto období byla Baltoskandiávská platforma převážně formována diatomity, charakteristické zejména obsahem černé břidlice. (Torsvik, et al., 1996; Friese, et al., 2011; Gee, et al., 2008)

Pro Skandinávii bylo období kambria charakteristické hlavně sedimentární činností. Jihozápadní část Skandinávie se postupně vyvinula v mořské dno, tato parovina byla následně pokryta sedimentárními horninami, zejména pak hrubozrnnými křemenitými pískovci. Na jihu Skandinávie se nalézá mnoho oblastí a formací, s různými typy sedimentárních hornin, cílem této práce však není jej popsat a tak je zmíníme jen jednu, abychom měli alespoň nějakou představu. Ve Scania-Bornholm formaci tyto vrstvy sedimentárních hornin dosahují tloušťky až 340m. Ve spodnějších částech se pak jedná zejména o načervenalé pískovce s vysokým obsahem jílu. Naopak ve vyšších částech převládá křemenitý pískovec jen částečně lemován červenými pruhy a s nižším obsahem jílu. (Friese, et al., 2011; Nielsen & Schovsbo, 2007; Marek, 2000)

Horninová rozmanitost severního Švédska je především zastoupena skupinou různých klastických (úlomkovitých) sedimentů, které jsou uloženy na penepfénu (parovině) prekambria. Celá tato skupina se skládá ze členů od velmi hrubozrnných slepenců až po břidlicové sedimenty, také zahrnuje vápencové členy. Zejména zajímavý stratigrafický horizont je tvořen členem, který zahrnuje tzv. červený a zelený prachovec a člen spodního prachovce. Horizont tvořený členem červeného a zeleného slepence je převážným horizontem severní Skandinávie, a může se skládat i z jemnozrnného pískovce, s nápadným červeným zabarvením. V členu spodního prachovce našli Jensen a Grant (1998) fosílie z raného Kambria, což vyvrátilo původní teorii, v které se Føyn 1985 mýlil, když jej řadil do období Vendian. Oba členy prachovce pak byly zařazeny do období zhruba před 535 milióny let. (Rehnström & Torsvik, 2009)

2.2.2. Ordovik

Dvě největší evoluční události v historii života na Zemi se odehrály ve dvou prvních periodách paleozoika, první, již zmíněné, v kambriu, a druhá tedy v ordoviku, ke kterou definujeme jako k „velké bio-diversifikační události ordoviku“. V této době první živočichové- členovci vylézají na souš, a první rostliny podobné dnešním mechorostům začínají obývat vlhké části kontinentů. Tato epizoda je však zakončena prvním z pěti velkých známých vymírání. Ačkoliv toto vymírání nebylo způsobené tak dramatickými ekologickými změnami, z vyjádření v procentech uhynulých druhů je to druhé největší, odhaduje se, že vymřelo až 85% druhů. Vymírání nastalo jako reakce na zalednění a rozděluje se na dvě fáze, v první kdy došlo k zalednění, tím se změnilo klima, poklesla hladina vody v oceánech a změnily se oceánské proudy. V následujícím období se přeživší fauna na tyto ekologické změny stačila adaptovat, avšak náhlým koncem zalednění, jež s sebou neslo zvýšení hladiny oceánu, změnu jeho proudění a změnou klimatu nastala druhá fáze vymírání. Na rozdíl od ostatních velkých vymírání, se v průběhu následujících několika miliónů let fauna vzpamatovala do téměř stejné podoby jako před vymíráním. (Webby, et al., 2004; Sheehan, 2001)

I když se od sebe většina literárních pramenů mírně liší, pokud se jedná o určení trvání této periody, obecně se uvádí, že ordovik trval mezi 490-435 milióny let. Na konci kambria a v raném ordoviku se zformoval spoj mezi aktivním okrajem Baltiky a

Sibiřskou litosférickou deskou. Následující rotace okraje Baltického kontinentu, proti směru hodinových ručiček, na konci ordoviku a počátkem siluru, přerušila toto spojení a nasměrovala jej na Laurentii, což také vedlo k uzavření moře Tornquist, ležícího mezi Baltikou a Avalonií. (Torsvik, et al., 1996; Soukupová, 2013; Condie, 2013)

Ve Skandinávii se ordovik vyznačoval jak sedimentární tak i vyvřelinovou činností. Západ Skandinávie se vyznačoval vznikem od mafických až po felsické vulkanické a hlubinné horniny, a s nimi spojenými metamorfovanými sedimenty. Tyto horniny nacházíme v oblastech jihozápadního, centrálního a severního Norska. Zatímco v západní Skandinávii dominovaly vyvřeliny, v jižní Skandinávii, v oblasti Scania-Bornholm jižního Švédska je sukcese ordoviku převážně složená ze sedimentů, především z černé břidlice, ale ani kalovce a vápence nejsou výjimkou. Tato sukcese je v centrální Scanii méně známá, jelikož jí z většiny překrývají vrstvy ze siluru. Z nižšího a středního ordoviku také nalézáme vrstvy bentonitu. (Stouge & Nielsen, 2003; Erlström, et al., 2001; Meyer, et al., 2003; Ramberg, 2008)

2.2.3. Silur

Tato perioda trvala zhruba od 440 do 417 milionů let BP. Po zalednění v ordoviku, při kterém byla velká část kontinentu Gondwana pokryta ledovou krustou, následovalo v siluru globální oteplení. Tehdejší průměrná globální teplota byla stanovena zhruba na 20°C, což poněkud teplejší oproti dnešní 15°C. V této periodě také poklesl obsah kyslíku, a to nejen v atmosféře ale i v oceánech, za přispění mořských transgresí se oceány stávají dysoxické až anoxické a to zejména v hloubkách od 100 do 3000 m. I za takto nepříznivých podmínek se však v oceánech rozvíjel život, a to především planktonních graptolitů, zejména ve spodním siluru. Zbytky graptolitů dnes tvoří černé graptolitové břidlice, které jsou bohaté na organický uhlík a další prvky pravděpodobně pocházející ze stélek mořských řas. Jelikož mořské proudy roznášely graptolity téměř po celé planetě, sedimentární vrstvy, které následně vytvořily, se výborně hodí pro korelaci. Avšak graptolity, nebyli jediní živočichové, kterým se v siluru dařilo, místní podmínky vyhovovaly i různým měkkýšům- plžům, mlžům a především hlavonožcům, jejichž schránky dnes tvoří vápence. Souš pak byla obývána cévnatými rostlinami a dokonce i některými členovci. (Chlupáč, et al., 2011; Verniers, et al., 2008)

Od středního ordoviku do raného siluru se Baltika otáčela v protisměru hodinových ručiček, což pravděpodobně způsobilo hlubinný, horizontální posuvný trend v zužujícím se oceánském pruhu mezi Baltikou a Sibiřským kontinentem, a mezi nepřímo sblížujícími se kontinentálními deskami Baltiky a jižním směrem se klouzající Laurentie. Zhruba před 425 milióny lety se Balonie (Avalonie), pravděpodobně nepřímo, střetla s Laurentií, začínajíc tak skandinávské mlado-kaledonské vrásnění, a uzavírajíc takto mezi ležící oceán Iapetus. Během této kolize se Laurentie zastavila na rovníku, zatímco Baltika měla severní směr pohybu. Následná kolize dvou kontinentů vyústila v subdukci západní Baltické kůry, což způsobilo extrémní kůrové deformace v oblasti Kaledonského pásu, o čem svědčí

dodnes dochované terány v západním Norsku, východním Grónsku a Skotsku. Se skandinávským příkrovem spjatá orogeneze přetrvávala zejména na severu Norska až do devonu. (Chlupáč, et al., 2011; Cocks & Torsvik, 2005; Torsvik, et al., 1996)

Střet Laurentie a Baltiky lze dnes vidět na pásemném horstvu ve Skandinávii, kde na většině západního okraje jsou, vedle archaických a proterozoických krystalických hornin, příkrovy, tvořeny různými alochtony, skládající se z nespočetných různorodých druhů hornin. Příkrov na některých místech zasahuje až 400 km do vnitrozemí, a jeho tloušťka dosahuje až několika kilometrů. Příkrovy jsou tvořeny alochtony, jež se dělí do čtyř skupin- nízký, střední, vyšší a vrchní (viz Obr č. 4). Nízký a střední alochtony (příkrov Jämtland- střední Norsko) jsou tvořeny horninami sukcese z mořského dna a pevninského úpatí Baltoskandinávského okraje, vyznačují se proto sedimentární sukcesí neoproterozoika a vrstvami z kambria-siluru. Vyšší alochtony vznikly různými, oceánskými magmatickými oblouky a sdruženími okrajových pánví neznámých lokací v, anebo na periferii oceánu Iapetus. Obecně se věří, že vrchní alochtony mají ještě více exotický původ, než předešlé a to z Laurentie. Ve vyšších alochtonech se místně nalézají eklogity a pelitické pararuly obsahující mikrodiamanty, což značí hloubky subdukce až 120 km. (Roberts, 2003; Gee, et al., 2010)

2.2.4. Devon

Tato perioda je charakteristická velkými změnami, a to jak na souši, tak i v oceánech. Na kontinentech se vyvíjejí předchůdci nahosemenných rostlin a na konci středního devonu dosahují některé rostliny i stromového vzrůstu, následkem čehož se objevují první lesy s více vegetačními patry. O devonu také někdy mluvíme jako o věku ryb, a v průběhu středního devonu se poprvé objevuje hmyz. Zejména geograficky rozšíření však byli konodonti, jejichž mikrofosílie dnes slouží k celosvětové korelaci. V mořském prostředí se formuje nejrozsáhlejší útes v dějinách Země, tvořený korály a stromatoporoidy, jimž se zejména dařilo od spodního až po střední devon. Tento ekosystém však již ve svrchním devonu vyhynul, následkem hromadného vymírání a dnes je používán jako zdroj ropy. Vymírání bylo pravděpodobně způsobené globální ochlazením, jež vyústilo v kontinentální zalednění jižního pólu. Historie vývoje útesů nám, mimo jiné, podává vcelku dobrý náhled na vývoj klimatu v devonu, začátkem devonu byla v atmosféře vyšší hladina CO₂, která však v průběhu devonu měla snižující se trend, pravděpodobně jako následek prudkého rostlinného vývoje. Jako hranice vymezující devonskou periodu se obecně uvádí období trvající od 417 do 354 miliónů let. (Belka & Narkiewicz, 2008; Chlupáč, et al., 2011; Joachimski, et al., 2009)

Na rozdíl od siluru měly kontinenty, zejména severozápadní část Gondwany, tendenci putovat na sever do tropického pásma jižní hemisféry. Většina kontinentů se nacházela zejména v teplém klimatickém pásmu, kde podobné paleoklimatické a paleogeografické podmínky umožnily rozšíření fauny a flóry téměř do všech částí světa, jež, jak bylo již dříve zmíněno, vedlo k možnosti korelace. Kaledonské vrásnění,

jako následek kolize Baltiky a Laurentie, stále pokračuje až do spodního devonu. (Chlupáč, et al., 2011; Roberts, 2003)

Na Baltickoskandiávském okraji, podél pobřeží dnešního západního Norska, doznívá Kaledonské vrásnění. Na vzniklých příkrovech se v průběhu devonu usazují hluboké sedimenty, a dávají tak vzniknout většinou pískovcům a slepencům s podřadnou břidlicí. Takto vzniklé horniny jsou téměř bez fosílií, až na výjimky, jež jsou povětšinou tvořeny zbytky suchozemských rostlin. Spóry těchto fosilních rostlin, jsou nejlepšími nalezenými indikátory stáří těchto sedimentů, které známe např. z nálezů okolo Trondheimu, posloužily k určení období, přibližně před 403- 393 milióny lety, vzniku těchto sedimentů. Toto období sedimentace se překrývalo s obdobím vzniku eklogitů. (Robinson, et al., 2014)

2.2.5. Karbon

Karbon probíhá ve znamení velkých paleoklimatických a paleografických změn. Tato perioda probíhala zhruba před 354- 298 milióny let a své pojmenování si zasloužila díky největším světovým uloženinám černého uhlí. Ačkoliv počátek karbonu byl velmi teplý, průměrná globální teplota dosahovala až 22°C, klima se rychle měnilo a mělo tendenci k ochlazení. Vysvětlení spočívá pravděpodobně jednak v rapidnímu úbytku oxidu uhličitého v atmosféře, a jednak ve fluktuacích mořské hladiny (odhadem 50-150 m), úzce spjatými s růstem a úbytkem ledovců. Jako následek rozvoje suchozemských rostlin, a rozsáhlé tvorby uhlí, jež vytvořily organické úložiště uhlíku, se zmenšil obsah oxidu uhličitého v atmosféře z 1500 ppm na se současností srovnatelných 350 ppm, což mělo také dopad na chemické složení oceánů. Vlivem veškerých těchto změn je pozměněn i život na Zemi, na hranici devonu a karbonu dochází k hromadnému vymírání, jež je důsledkem vymizení a úpadku několika druhů, mezi něž patří pancéřové ryby, koráli, stromatoporoidi aj. Místní klima naopak svědčí rozvoji hmyzu, jež ovládl i vzduch, a objevují se první plazi. V oblasti flóry pak dochází k rozvoji přesliček, plavuní a kapradovitých rostlin, jež patří k hlavním karbonizačním činitelům. (Algeo, et al., 2008; Chlupáč, et al., 2011; McCann, et al., 2008)

Vývoj geografie měl zhruba takovýto průběh, na počátku karbonu se Gondwana posouvala severním směrem, až se střetla se spojenými kontinenty Baltikou a Laurentií- Laurasií. Poté měla tendenci se dále otáčet, po směru hodinových ručiček, tento trend rotace pokračoval přes celý karbon, až, na konci karbonu a začátkem Permu, se hlavní kontinenty střetly, anebo dostatečně přiblížily, a daly tak vzniknout superkontinentu Pangea. Ze Skandinávie se nám dochovaly červeně zbarvené sedimentární horniny, jež svědčí o vysoušení, a které jsou přerušeny jen výjimečně v některých oblastech tektonickou činností. Jednou z těchto oblastí je, na severu Norska, oblast Magerøya, kde se, v metasedimentech ze siluru, našli žilné dolerity z období karbonu. Další specifickou oblast tvoří oblast okolo dnešního hlavního města Norska- Oslo Graben (příkopová propadlina). V této oblasti se nacházejí různé

mafické horniny, jako jsou žilce a tuf, svědčící o vulkanické činnosti. (Chlupáč, et al., 2011; McCann, et al., 2008; Timmerman, et al., 2009; Roberts, et al., 2003)

2.2.6. Perm

Začátkem permu a koncem karbonu vznikl nový superkontinent- Pangea. V průběhu permu byla velikost kontinentu na svém maximu, rozprostíral se téměř do pólu k pólu. Jeho opakem byl jediný velký oceán- Panthalassa. Tato situace vedla k několika klimatickým změnám, jež se projeví zejména extrémní sezónností a vysokou ariditou (vysoušením) ve středu kontinentů a letními monzunami na okrajích. Na konci permu došlo k největšímu hromadnému vymírání v dějinách naší Země. Nejvíce byly postiženy mořské organismy, zejména pak ty obývající šelfové oblasti, pravděpodobně následkem anoxických a euxenických podmínek v hlubokém oceánu, některé odhady uvádějí vymření až 95% mořských organismů, mezi nimiž jsou např. trilobiti. Suchozemské organismy byly také postiženy, avšak ne tak drasticky. Nejvýraznější vymírání přichází s horní hranicí permu, kde se dokonce předpokládá náhlá katastrofická událost, jak některé výzkumy dokazují, nejmarkantnější vymírání nastalo během kratší doby než 8 000 let. Tuto teorii by podporoval fakt, že na konci permu začala soptit obrovská formace známá jako „Siberian Trap Large Igneous Province“ (Velká provincie vyvřelinových sibiřských trapů), jež by mohla jednak spustit globální oteplování chrlením uhlíkových skleníkových plynů, toxických plynů a ozonovou vrstvu ničících složek, anebo naopak globální ochlazení jako důsledek odplynění vyvolané vulkanickou činností, což by mělo za následek uvolnění obrovského množství oxidu siřičitého do atmosféry. Dalším vysvětlením může být jen vyvrcholení dlouhodobého trendu změny přírodních podmínek. (McCann, et al., 2008; Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013; Rocher, et al., 2011; Ivanov, et al., 2013)

Perm trval přibližně od 298 do 250 miliónů let BP. Mezi horniny tohoto období patří např. dolomity, červeně zbarvené pískovce a brekcie, i ze Skandinávie se dochovaly známky o tektono-magmatické a sedimentární aktivitě, a to hlavně ze západního pobřeží Norska a Trøndelagu. Tyto aktivity, které mimo permu pokračovaly až do triasu a spodní jury, spojují s riftovými pochody vedoucí k formaci pánve Severního moře a také souvisejí s geologickým formováním centrálního jižního Norska. (Andersen, et al., 1999; Chlupáč, et al., 2011; Condie, 2011)

2.3. Mesozoikum

Éra Mezozoika (druhohory) trvala přibližně 180 miliónů let, tamní svět byl nepodobný dnešnímu. Husté lesy se rozprostíraly blízko obou pólů, kdy v létě prožívaly měsíc dlouhé teplé období slunečního svitu a naopak v zimě období naprosté tmy. Oceánské hlubiny byly teplé, teplota u dna dosahovala až 8°C a korálovým útesům se dařilo i o 10° severní i jižní šířky dále než je tomu dnes. Země byla teplejší než je tomu dnes a vnitrozemí kontinentů byla pokrytá pouštěmi a polopouštěmi, což, i přes vysokou vlhkost ovzduší, bylo zapříčiněno tím, že srážky spadly zejména nad oceány anebo v přímořských oblastech. Zalednění Země v tomto období je stále předmětem diskuze. Během Mesozoika se rozpadá superkontinent Pangea, tvoří se nové oceánské pánve a

kontinenty se od sebe vzdalují, až se jejich uspořádání, koncem křídy začíná podobat současnému. (Sellwood & Valdes, 2006; Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013)

2.3.1. Trias

Tento útvar měl trvání přibližně od 250 do 199 miliónů let BP. Na počátku přetrvávalo klima permu, tedy studené a vlhké, avšak v průběhu se svět této periody stává *greenhouse* světem (skleníkových efekt), kde se střídaly žhavé, aridní pouštní oblasti s teplým a vlhkým prostředím. Převládají globálně teplé podmínky, jež se zejména odráží na fosilních záznamech, kde nalézáme termofilní rostliny i z oblastí jako je paleo- Skandinávie a východní Grónsko, Skandinávie se v té době nacházela na 50° severní šířky. Po hromadném vymírání na konci permu a přelomu triasu, se fauna a flóra zotavuje pomalu, až na některé výjimky. Amoniti, belemniti a čtyřnožci- vyvíjejí se první savci, naopak zažívají evoluční boom. Konec triasu je opět zakončen hromadným vymíráním, jedním z pěti největších Fanerozoika, kdy vymírá více než 50% jak mořských tak suchozemských organismů. (Preto, et al., 2010; Vajda & Wigforss-Lange, 2009; Chlupáč, et al., 2011; Condie, 2011; Soukupová, 2013)

V posledních letech bylo klima mesozoika a zejména triasu velmi diskutováno, z hlediska podobnosti s dnešním klimatem. Někteří vědci se domnívají, že by tyto podobnosti mohly napomoci s určením budoucího vývoje klimatu na Zemi. (Sellwood & Valdes, 2006; Preto, et al., 2010)

Paleografie Triasu je plná změn. Na jeho začátku existuje superkontinet Pangea, jež je doplněn jihovýchodní Asií, která dopomohla zformovat obrovskou oceánskou oblast Tethydy. Již v průběhu Triasu však můžeme pozorovat budoucí rozpad Pangey, o čemž svědčí např. formování příkopové propadliny na dnešním východě Severní Ameriky. Svrchní trias je ve Skandinávii zastoupen zejména jílovcem a slepencem, z Norianu, což svědčí o aridním prostředí, a uhelnými ložisky, z Rhaetu, jež jsou naopak důkazem vlhkého prostředí. (Vajda & Wigforss-Lange, 2009; Preto, et al., 2010; Chlupáč, et al., 2011)

2.3.2. Jura

Tato perioda se rozprostírala v časovém úseku zhruba před 199 do 145 milióny let. Je to útvar, jež se nese ve znamení znovuobrození po hromadném vymírání z předchozího Triasu. Stejně jako v triasu se v mořském prostředí rozvíjí hlavně amoniti, jejichž pozůstatky dnes umožňují globální korelaci, nejsou však jedinými. Oceánské a zejména šelfové oblasti, jsou známá svou vysokou biodiverzitou a svědčily také belemnitům, mlžům, korálům, ale např. i nanoplanktonu. Bouřlivý rozvoj na souši zažívají především plazi, jež dosáhli své maximální rozmanitosti a velikosti, zejména pak býložraví i masožraví dinosauři, který ovládli nejen souš, ale i vzduch a oceán. Předpokládá se, že ve střední Juře se z některé větve dinosaurů vyvinuli ptáci, savci se od triasu podstatně nezměnili. Z fosilních nálezů víme, že se nejvyšší rostlinná rozmanitost a koncentrace se nacházela v mírných šířkách, kde lesy byly dominovány bylinnými formami plavuní, kapradin a přesliček, dále pak nahosemennými cykasy,

gingkovitými rostlinami a jehličnatými konifery. Tento evoluční boom byl zapříčiněn globálně teplým klimatem, bez výraznějších změn, kdy nejsou patrné ani stopy kontinentálního zalednění. Z polárních oblastí se nám z tohoto období dokonce dochovaly uhelné sloje, které svědčí o mírném podnebí i v těchto oblastech, jež umožnilo vznik močálů a pralesů. (Condie, 2011; Sellwood & Valdes, 2008; Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013; Sellwood & Valdes, 2006)

V Juře můžeme sledovat trend, který začal už v triasu, rozpadu Pangey. Od Evropy se odděluje Severní Amerika a dává tak vzniknout Atlantskému oceánu, Gondwana se postupně rozpadá na Afriku, Jižní Ameriku a Antarktidu, oblast Tethydy se vylévá dále na západ a rozděluje bývalou Pangeu na severní a jižní část. Pro Skandinávii, zejména pro oblasti jižního Švédska, dánského ostrova Bornholm, severního Norska a Svalbardu, je toto období obdobím aktivní vulkanické činnosti, které se spojuje s riftovou činností. Jen ze Scanie (jižní Švédsko) se dochovalo více než 100 sopečných sopouchů. Paralelně k tomuto vývoji však Skandinávie prožívá i období sedimentace, a to zejména fluvio- eustuárního, který během spodní a střední Jury vede k tvoření silných vrstev sedimentů v ústí řek do moří, tvoří se tak pískovce. (Vajda & Wigforss-Lange, 2009; Tappe, 2004; Chlupáč, et al., 2011)

2.3.3. Křída

Tento útvar trval zhruba od 144 do 65 miliónů let BP. Prostředí, a s ním spjaté životní podmínky v období křidy, byly velice ovlivněny rychlejším rozpadem superkontinentu Pangea, kdy se tvořily tektonické pánve a s tím spojená vulkanická činnost, jak na souši, tak i v moři. Tyto podmínky se odrazily na panujícím greenhouse klimatu, jež osciloval mezi aridními a naopak velmi vlhkými podmínkami. I přesto klima křidy zůstává teplé, teplota hladiny oceánu v tropickém pásmu, jež se rozprostíral od 45° severní šířky až po 75° jižní, se odhaduje až na 34°C, s občasnými chladnými oscilacemi. Ve spodní křídě měla hladina vody v oceánech tendenci stoupat, až se na přelomu spodní a svrchní křidy prudce zvedla, některé zdroje uvádějí až o 200-300 m, což s sebou neslo zaplavení velkých částí území, kdy se odhaduje úbytek pevniny na pouhých 18%. Z této periody nemáme důkazy o zalednění. Díky vlivům častých transgresí, zejména pak cenomanské transgrese, se promíchávaly studené oceánské proudy s teplými šelfovými, což vedlo k vytvoření nové fauny, kde jsou stále, stejně jak Juře, nejvíce rozšíření amoniti, avšak koncem křidy přichází jejich vymření. Velmi rozšířený i nadále zůstávají belemniti a z bezobratlých mořské fauny se rozvíjejí zejména mlži, ale také plži. Z podkmene obratlovců jsou rozšíření kostnaté ryby, žraloci a mořští plazy. Na souši pak stále dominují dinosauři. Ptáci se rychle vyvíjejí a specifikují se na různé způsoby života. Savcům se vyvinula velmi důležitá placenta. Flóra křidy zažívá neočekávanou změnu, kdy se objevují první krytosemenné rostliny, které na přelomu spodní a svrchní křidy zažily evoluční boom, a ve svrchní křídě již tvoří až 90% fosilních nálezů rostlin. (Föllmi, 2012; Chlupáč, et al., 2011; Voigt, et al., 2008; Soukupová, 2013; Condie, 2011)

Během křídy, jak již bylo naznačeno, dochází ke kontinuálnímu rozpadu superkontinentu na menší kontinenty. Dochází k separaci Afriky od Jižní Ameriky, což dává prostor ke vzniku jižní části Atlantského oceánu, její propojení se severní částí nastává již koncem spodní křídy. Africký kontinent se stává chudší, ztrátou Madagaskaru, na němž se až dodnes samostatně vyvíjí jedinečná flóra a fauna. Od Antarktidy se odděluje Indie a posunuje se na sever, dokonce takovou rychlostí až na konci křídy koliduje s čínskou deskou. Ze Skandinávie se nám mimo vulkanických hornin, dochovávají zejména sedimentární horniny- šedivý zvrstvený slepenec s lasturami, tmavě šedivý pískovec a světle šedivý kalovec. (Bøe, et al., 2008; Soukupová, 2013; Chlupáč, et al., 2011)

2.4. Kenozoikum- Terciér

Hranice mezi mesozoikem a kenozoikem je vymezena další událostí hromadného vymírání. Na přechodu těchto dvou ér, zhruba před 65 milióny lety, nastala náhlá událost, kdy se prudce změnila podmínky pro život, které vedly k vyhynutí některých mořských ale zejména suchozemských tvorů. Mezi tyto druhy patří např. amoniti, podstatná část belemnitů, inoceramidních mlžů aj. Mezi suchozemské postižené organismy patří, tak typické skupiny pro Mezozoikum, jako jsou dinosauři, v oceánském prostředí patří mezi postižené obratlovce zejména mořští plazi. Z flóry byly pak poznamenány hlavně rody krytosemenných rostlin. Tato událost je stále tématem diskuze ve vědeckých kruzích a existují o ní dvě nejvíce uznávané teorie. První z nich stanovuje jako příčinu této pohromy, kolizi Země s asteroidem, který svým dopadem nejen způsobil katastrofu, rovnající se výbuchu 100 miliónů TNT, ale způsobil rozsáhlé lesní požáry, zemětřesení, která následně mohla vyvolat sopečnou činnost, obrovské vlny tsunami a v neposlední řadě také zásadně změnil klima, kdy se odhaduje, že globální průměrná teplota mohla klesnout až o 40°C. Tuto teorii by podporovaly nálezy v okolí ohromného kráteru Chickxulub. Druhou teorií je vulkanická činnost, jelikož zhruba ve stejném období projevuje plošina Dekhánských trappů v Indii své vulkanické maximum. (Coccioni, et al., 2007; Soukupová, 2013; Chlupáč, et al., 2011; Bowman, et al., 2014)

Kontinenty kenozoika buď směřovaly, anebo už byly umístěny na stejných pozicích jako dnes. Afrika, Evropa a Severní i Jižní Amerika se od sebe oddalovaly, čímž se zvětšovalo a prohlubovalo dno Atlantského oceánu, což mělo za následek umožnění proudění studených oceánských proudů, ze Severního ledového oceánu, jižním směrem. Další změnou je oddělení Austrálie od Antarktidy, která posunujíc se severním směrem, otevřela cestu studenému oceánskému proudění kolem Antarktidy. Takovéto změny v oceánském proudění měly značný dopad na globální klima, kdy se Země ochlazuje a Antarktida se, počátkem Eocénu, ocitá v ledovém sevření, všechny tyto změny pak mají markantní dopad na organický svět. (Chlupáč, et al., 2011)

2.4.1. Paleogén

Tento útvar je vymezen časovým úsekem trvajícím zhruba od 65 do 23 miliónů let BP. Paleogén se vyznačoval poměrně teplým klimatem, nejteplejším obdobím byl konec

paleocénu, průměrná teplota na pólech dosahovala 6-8°C, po tomto období má klima ochlazující se tendenci. Z fosilních záznamů jsem schopni určit, že od středního eocénu až po začátek oligocénu se odehrály globální změny klimatu a oceánského proudění, které měly velký vliv na změnu bioty. Během tohoto období se klima ochlazuje a vyskytují se aridní oblasti, Antarktida se v eocénu zaledňuje, což způsobuje regresi mořské hladiny. Následkem těchto změn, a jelikož přeživší fauna mesozoiko-kenozoické vymírání, má podstatně menší konkurenci, dochází k biodiversifikaci. Svět ovládli savci, jež si podmanily i moře- kytovci a vzduch-netopýři, některé druhy se od dnešních téměř neliší. Stejně tak se tamější flóra podobá dnešní flóře tropického a subtropického pásu. Nalézáme známky opadavých lesů, avšak největší evoluční boom prodělávají trávy. (Sloan Cirbus, et al., 2000; Soukupová, 2013; Berggren & Prothero, 2014)

Paleogeografie paleogénu je popsána již v minulé kapitole, avšak vývoj okolo Skandinávie se odehrál zhruba takto: Jako následek pohybu tří litosférických desek- Euroasijské, Severoamerické a Africké vznikají, v průběhu paleogénu, dvě pánve: Norsko-Grónská a Severozápadní Evropská. Norsko-Grónská tvoří část dna Atlantského oceánu. (Kharin & Lukashina, 2010)

2.4.2. Neogén

Tato perioda probíhala zhruba před 23-2,5 milióny let. Klima bylo charakteristické nižšími a více proměnnými teplotami a srážkovými režimy, tyto výkyvy přetrvaly až do Kvartéru, kde vedly k měnícím se období glaciálů a interglaciálů. Zhruba před 15 milióny let se Antarktida pokryla ledem zhruba do stejné míry jako je tomu dnes, a na severní polokouli se zalednění objevuje asi před 3 milióny let, což se vysvětluje změnou proudění Golského proudu, jež bylo pravděpodobně zapříčiněno uzavřením Panamy. V Evropě došlo k uzavření Gibraltarů mezi Atlantikem a Středozemním mořem, což mělo za následek jeho vysychání a vedlo k usazování zejména evaporitů. Globální změna klimatu vyvolal evoluční boom mezi bylinami a trávami, pohyb kontinentů následně umožnil tamější fauně migraci do jiných částí světa, takže ve spodním Miocénu se např. v Evropě můžeme setkat s nárůstem nových druhů až o 57%. V stepích jižní Afriky se poprvé objevují hominidi. (Condie, 2011; Berggren & van Couvering, 1974; Briggs, 1995; Soukupová, 2013)

Během neogénu, jak již bylo naznačeno, dochází k několika geografickým změnám, vlivem tektonických pohybů. Dochází k dotvoření poloostrova Panama, jež spojuje Jižní a Severní Ameriku, a dává tak možnost fauně migrovat na sever. Další významnými událostmi jsou spojení Afriky s Asií, což dalo vzniknout Středomoří a stálý severní pohyb Austrálie. Skandinávie se střídavě ocitá v ledovém sevření a po roztání ledové pokrývky se mezi Skandinávií a pevninou vytvořilo velké sladkovodní jezero, které se po spojení Severním mořem, vyznačovalo brakickou vodou a jmenovalo se moře Yoldia. Toto moře je předchůdcem dnešního Baltického moře. (Briggs, 1995)

2.5. Kenozoikum- Kvartér

Kvartér je nejmladší a nejkratší periodou Země. Dělí se na pleistocén- doba ledová a holocén- doba poledová, jejich hranice se uvádí zhruba před 10 000 lety. Klima kvartéru pokračuje v trendu neogénu, tedy dochází ke střídání glaciálu a interglaciálu. Průměrná globální byla v období glaciálů podstatně nižší než je tomu dnes, naopak tomu bylo v interglaciálu, kdy význačně přesahovala dnešní, předpokládá se, že i vlhkost byla vyšší. Jelikož je toto střídání cyklické, jako vysvětlení může posloužit tzv. Milankovičovy cykly, které vycházejí z předpokladu změny úhlu zemské osy, anebo změny oběžné dráhy Země. Střídání zalednění a nezaledněných období mělo za následky např. posouvání klimatických pásem směrem k severu a jihu, kolísání hladiny oceánu, migraci fauny a flóry, silnou sedimentaci a s tím spjaté vytváření dnešního reliéfu, vyzvednutí oblastí dříve zatížených ledem. Předpokládá se, že Skandinávie se v Holocénu takto zvedla až o 250 m a v tomto trendu i nadále pokračuje, a to rychlostí až 9 mm za rok. (Soukupová, 2013; Chlupáč, et al., 2011; Condie, 2011)

2.5.1. Pleistocén

Toto oddělení kvartéru trvalo přibližně od 2,5 miliónů let do 10 500 let, a ačkoliv se mu přezdívá doba ledová, neznamená to, že posledních 1,5 miliónů let, bylo jediným zaledněním Země. Velká zalednění známe například z prekambria, permu, devonu anebo křídly. Pleistocén se dnes dělí na šest období, dle šesti zalednění, i když se odhaduje, že nastalo až dvaadvacet. Období zalednění byly tedy- bieber, donau, günz, mindel, riss a würm, názvy jsou odvozeny od alpských řek, na kterých byly poprvé zjištěny stopy glaciálů, tato období jsou střídána s obdobími meziledovými. Sedimentární záznamy jsou nám nápomocny jen při určování hranice mezi spodním a středním pleistocénem, tedy cca před 800 tisíci lety, starší vrstvy nám nejsou schopny podat spolehlivá data. Proto se pleistocén dělí podle klimatických změn- již začátek pleistocénu je ve znamení doby ledové- bieber, která začala koncem Terciéru a byla ze všech následujících nejkratší. Příčiny klimatických změn a zalednění nejsou uspokojivě vysvětleny, nabízí se však řada teorií. Jak již bylo zmíněno, oscilace klimatu, mohla být způsobená Milankovičovy cykly. Dalšími možnými příčinami jsou- výkyvy v insolaci, změna umístění pólů, ochlazení oceánu, změna salinity vody v oceánech, změna složení atmosféry, vulkanická činnost aj. Glaciální cykly mají trend být stále kratší, čím mladší jsou. Poslední glaciální maximum zažívá Země zhruba před 21 000 lety, v Severní Americe má ledová pokrývka stejný objem, jako dnešní pokrývka Antarktidy, čímž zmenšuje hladinu oceánu zhruba o 74 m. Euroasie byla pokryta ledem v ekvivalentu 17 m a Antarktida má pokrývku o objemu 25-30 m. Posledním studeným obdobím pleistocénu se přezdívá dryas, toto období trvalo zhruba 1,2 tisíce let a odehrálo se před 12 tisíci lety. Znatelný pokles teploty, zejména pak na severní polokouli, kde v Grónsku klesla teplota až o 10°C, byl pravděpodobně zapříčiněn únikem obrovského množství sladké vody do oceánu, odhaduje se, že se tak stalo následkem protržení ledové hráze sladkovodních jezer v oblasti Velkých jezer v Severní Americe. Sladká voda utvořila studenou hladinu oceánu a narušila tak kolování teplých oceánských proudů, což zabránilo vypařování v severním Atlantiku

a to vedlo ke globálnímu ochlazení. Toto ochlazení bylo velmi prudké, odhaduje se, že se odehrálo během několika desetiletí, avšak mělo téměř tisícileté trvání, následně se Země pozvolna začala oteplovat. (Soukupová, 2013; Condie, 2011; Reeves, 1968; Born, et al., 2010)

Vývoj Skandinávie, stejně jako mnoha jiných, na severní polokouli, položených oblastí, byl formován zejména ledovci a s nimi spojenou erozí. Sedimenty, které s sebou přinášely ledovce, jsou následně odnášeny řekami a dochází k tvorbě říčních teras. Jak již bylo naznačeno, Skandinávie v glaciálech pod tíhou ledu klesá, v interglaciálech pak má tendenci stoupat, jak tomu jsme svědky dnes. S odlehčením území v interglaciálech je spojena vulkanická činnost odlehčeného podloží. Fenomémem Skandinávie jsou fjordy, jež vznikají právě v Kvartéru, nárůstem a úbytkem ledovců spojeným s fluktuacemi mořské hladiny (viz Obr č. 4). (Syvitski & Shaw, 1995; Soukupová, 2013; Pitkäranta, 2009)

2.5.2. Holocén

Jako holocén je označována perioda počínající před 10,3 tisíce a trvající až do současnosti. Začátek tohoto období je ve znamení prudkého zvýšení teplot (viz Obr č. 6), což prospívá místní (Skandinávie) flóře a tvoří se tak souvislí lesní pokryv. Následkem teplého klimatu a transpirace lesa se zvyšuje vypařování, což způsobuje pokles hladiny podzemní vody, jež vede k vysychání mělkých jezer. V preboreálu trend oteplování pokračuje a v následujícím Boreálu, hlavně v jeho druhé polovině, teploty dosahují maxima, některé zdroje uvádějí, že se jedná o nejteplejší interglaciální období po pleistocénu, s teplotami dokonce vyššími než dnes, flóra Skandinávie je v tomto období dominována lípou (*Tilia*). Změna přichází se subboreálem, kdy je klima stále teplé avšak má tendenci k ochlazování, tomuto trendu napomohl už i člověk svou činností- kácením lesů, obděláváním políček a pěstováním dobytka. Ke zhoršujícímu se klimatu napomohlo i nízká insolace a výbuch sopky Hekla, jež je dokonce zaznamenán v čínských pramenech. Období mezi 3800 až 3000 BP je studené. Následuje subatlantik, který se vyznačuje zhoršením klimatu, zvýšily se srážky a tím pádem i hladiny vodních toků a jezer. Na lidská společenství mají tyto změny dopad, stěhují se dále od velkých toků, sestupují z hor. Klima se na chvíli otepluje na přelomu tisíciletí, v tzv. k římském klimatickém optimu. Okolo roku 400 našeho letopočtu však opět nastává ochlazení, které vyústí v letech 535-536, národy trpí hladomory, válkami a jsou postižené různými epidemiemi, dochází k velké migraci lidských společenstev. Posledním a současným obdobím je Subrecent, jehož počátek se datuje do 600 roku našeho letopočtu. Začíná velmi chladným klimatem, kdy se dokonce předpokládá růst kontinentálních i horských ledovců. Změna nastala v 9. stol. n.l., a mezi lety 1000-1300 došlo k oteplení, jemuž se také říká *medieval warm period* (teplé středověké období), kdy průměrná dlouhodobá teplota byla vyšší až od 2°C než dnes. Změny klimatu se dobře odrážejí na fluktuaci ledovců (viz tabulka 1). Okolo roku 1300 dochází k další malé době ledové, v Evropě se dělí na dvě etapy, ta druhá začala koncem 16. století. V zimě roku 1294 a 1296 údajně zamrzlo moře mezi Norskem, Dánskem, Švédskem a Gottlandem, dokonce tak mocně že po něm putovali obchodníci

se zbožím. Příčina ochlazení se přičítá snížení sluneční aktivity a zvýšení vulkanické činnosti. Pro lidská společenství to byla těžká doba plná hladomoru, nemocí a válek. Od roku 1645-1715 nastává tzv. Maunderovo minimum, kdy je insolace velmi nízká. Následujícímu vývoji klimatu se podrobněji věnuje další kapitola. (Brown, et al., 2011; Issar, 2009; Soukupová, 2013; Marusek, 2010)

3. Podnebné oblasti Skandinávie

Na začátek bych rád porovnal, jak se liší oblast Skandinávie od zbytku světa ležícího na stejných zeměpisných šířkách, a proč tomu tak je.

Naprostá většina obyvatel Skandinávie žije severně od 55° sev. šířky, v oblasti, ve které se v Asii a Severní Americe nachází jen doly, obranné základny a ojediněle zemědělské plochy. Toto je umožněno díky výrazně teplejšímu podnebí. Zatímco v severní Kanadě a Sibiři převládají studené vzdušné masy, které se tvoří okolo severního pólu, nebo v průběhu zimy nad kontinenty, v severní Evropě nad studenými tlakovými výšemi převládají fronty nízkého tlaku. Tyto fronty vznikají v severním Atlantiku, a na své cestě na jih a jihovýchod se oteplují díky přechodu přes relativně teplá moře, jež jsou důsledkem proudění ze subtropických oblastí- Golfský proud.

Tyto výkyvy, mezi Skandinávií a zbytek severního světa, můžeme zejména pozorovat v zimě. V létě je tento kontrast mezi teplotami částečně smazán, a to díky dlouhému trvání slunečního osvit. Toto léto však nemá dlouhého trvání a už začátkem podzimu se Skandinávie opět stává nejteplejším místem na planetě na sever od 60° sev. šířky.“ (Fullerton & Williams, 1972; Antonsson, et al., 2008)

3.1. Dělení

Dle Fullertona a Williamse (1972) jsou rozdíly mezi podnebnými oblastmi a jejich počasím ve Skandinávii, definovány zejména otevřeností jednotlivých oblastí, jednak vůči frontám nízkého tlaku, který proudí ze severního Atlantiku, a pro region znamená relativně vysoké teploty v zimě, ale je příčinou vysokých srážek, anebo frontám z Ruska, který s sebou přináší teplé a deštivé počasí v létě, ale pravidelně velmi studené zimy. Takto můžeme Skandinávii rozdělit do tří regionů:

- 1) Západní Skandinávie - sever a západ Norska, tento region je ovlivňovaný tlakovou níží proudící okolo Norského moře, a je chráněn před zimní tlakovou výší z Ruska.
- 2) Severní Skandinávie - Finsko a severní Švédsko, oproti prvnímu regionu, tento je velmi často zužovaný studenými tlakovými výšemi formovanými nad Ruskem, který s sebou přináší velmi tuhé a studené zimy.
- 3) Jižní Skandinávie - Dánsko a jižní Švédsko, stejně jako u druhého regionu je tato oblast vystavena studenému proudění z východu, avšak oproti severu má větší šanci být ovlivněna i tlakovou níží proudící okolo Baltského moře anebo skrz švédské nížiny.

3.1.1. Západní Skandinávie

Podnebná oblast- západní Skandinávie kopíruje norské pobřeží a na východě je vymezena 1600 km dlouhou náhorní plošinou, která se táhne od Lindesnes až po Nordkapp. Vzhledem ke svému geografickému umístění se vyznačuje značně vysokými zimními teplotami a studenějšími léty. Roční srážky nejsou v pobřežních oblastech abrazních plošin nijak vysoké, ale prudce vzrůstají v strmých místech náhorních plošin, někde dosahují až 2500 mm. Takto extrémní srážky jsou

zapříčiněny vlhkostí nasycenými vzdušnými masami snažícími se překlenout horské masami, na cestě však shodí většinu své vláh. (Fullerton & Williams, 1972)

3.1.2. Jižní Skandinávie

Zahrnujíc centrální Švédsko spolu s Dánskem, je jižní Skandinávie geograficky zpřístupněna jak oceánským, tak i kontinentálním podnebným vlivům. V porovnání se Skotskem, které se rozprostírá na podobných rovnoběžkách, má tato oblast studenější zimy, ale teplejší léta, navíc je zde možnost výskytu srážek po celý rok. (Fullerton & Williams, 1972)

3.1.3. Severní Skandinávie

Do této podnebné oblasti patří vnitřní údolí Norska, která jsou odříznuta od tlakové níže přicházející z Atlantiku norskou náhorní plošinou, dále pak severní Švédsko, u kterého tato oblast začíná na jižní hranici Norrlandu, a Finsko, které je od Atlantiku velmi vzdáleno a naopak je nejbližší Rusku. Severní Skandinávie se liší od zbytku severní Evropy zejména dlouho trvajícím a velmi studeným zimním obdobím. Klimatický rok tohoto regionu se spíše než na čtyři roční období dělí na tři- podzimní zima, jarní zima a léto. Již na začátku října na severu Finska můžeme očekávat příchod tuhých mrazů a i sněhu, tento trend se pak dále šíří na jih až na začátku prosince dosáhne jižního pobřeží Finska a hranic Norrlandu. Vyústění zimy přichází pravidelně v únoru, který je většinou nejstudenějším měsícem v roce, a v březnu, kdy výška nahromaděného sněhu a pokryv moře ledem je největší. Na podzim přicházejí zpravidla mrazy dříve než sníh, výjimečně, kdy tomu je naopak, poskytne sníh ochranu parazitické houbě, což má neblahý vliv na úrodu.

Před příchodem krátkého jara, musí severní Skandinávie přečkat dobu tání, která trvá od čtyř do šesti týdnů, toto období nastává od dubna do května. V této době vyvstává řada problémů, při tání hluboko zmrzlé půdy dochází k narušení povrchu zeminy, které může vést k silnému narušení vozovky, a k přetrhání kořenových systému plodin. Tání sněhu a ledu vede k rozrušení a odnosu půdy z povrchu, stejně jako k záplavám které vážně naruší jak silniční tak omezí i lodní dopravu.

Léto je sice krátká zato však bujná sezóna, a to díky letnímu dni, kde již na úrovni Osla, Stockholmu a Helsinek, se slunce nachází nad horizontem až 18 hodin denně. Avšak i během tohoto zdánlivě teplého období se mohou vyskytnout mrazy, které pustoší již tak malou úrodu. V Ostrobothnii, Laponsku a vyšších údolích severního Švédska, může být růst plodin krutě přerušen mrazy, které jsou následkem proudění studeného polárního vzduchu.

V severní Skandinávii se srážky vyskytují celoročně, kde maximum můžeme očekávat až koncem léta. Avšak štítý norských hor donutí většinu srážek, přicházejících od Atlantiku, spadnout již na západě, a proto se dále na východ nemusí dostat dostatek vláh. Tento tzv. *rainshadow* efekt může v létě vést k obdobím sucha, která zejména zasahují vyšší norská údolí-Gudbrandsdal a Østerdal, ve Švédsku je ohrožena oblast ve středu roviny Norrland, v těchto oblastech celoroční srážkový úhrn klesá i pod 500 mm. (Fullerton & Williams, 1972)

3.2. Vegetace

Vskutku původní vegetace se nacházejí dnes už jen v izolovaných anebo s péčí udržovaných částí Skandinávie, kde člověk ještě nebyl schopen nijak zasáhnout do tamního složení vegetace. Úspěch z komerční těžby dřeva, zemědělství a mýcení kvůli pastvinám, je úzce spjat s omezeností nabídky prostředí.

Na jihu se dříve rozprostíraly smíšené listnaté pralesy, které ale z většiny již vymizely díky zemědělské činnosti, jejich pozůstatky dnes přežívají v podobě řízených lesních společenstev složených převážně z buku a dubu. Tyto lesy se táhnou napříč Dánskem až na západní břeh Švédska a na jižní břeh Norska.

Pokud se podíváme dále do vnitrozemí, nalezneme zde severoevropský smíšený typ lesů, kde je buk a dub doplněn borovicí, smrkem, javorem, jasanem, břízou a olší. Tyto lesy můžeme nalézt nejen v jižním a centrálním Švédsku, sahají až po jihozápadní pobřeží Finska, a nachází se i na západním pobřeží Norska, kde se rozprostírají až po Trondheimskou proláklinu. Ačkoliv jsou stromy pěstované a mnohdy spadají do vlastnictví různých farem, tvoří pravidelný vegetační pokryv, jen málo přerušovaný pastvinami nebo ornou půdou. Kdekoliv, kde se nachází chudší půda, můžeme najít zejména odolnější stromy, jako jsou smrky, borovice a břízy.

Boreální jehličnaté lesy se nacházejí v nižších polohách severní Skandinávie, kde jsou průměrné letní teploty moc nízké, aby umožnily růst dubů a jiných listnatých stromů. Tyto lesy nekypějí rozmanitostí druhů, dominují zde především borovice a smrk, které jsou doplňovány břízou a olší. Rozprostírají se 800 km severně od Gävle (Švédsko), a 320 km na severozápad, až po norský západní břeh, také pokrývají větší část Finska. Obecně je růst těchto stromů velmi zpomalen, a to tím více, čím dále bychom na sever postupovali, popřípadě čím do vyšších nadmořských výšek bychom se dostali, jako důsledek nízkých letních teplot. Borovice, oproti smrku, lépe snáší tyto nepříznivé podmínky, a to díky svému delšímu kořenovému systému. Proto je jejich zastoupení na chudších půdách, nebo na nedávno požárem postižených místech, výraznější. Tyto boreální jehličnaté lesy se vyskytují až do nadmořských výšek 750 m.n.m. v jižním Norsku, avšak horní hranicí v severním Norrlandu a Finsku je již 600 m.

Nad hranicí jehličnanů můžeme nalézt další a poslední lesní porost. Je tvořen zakrslými břízami, a rozprostírá se o 90-120 m výše nad jehličnatými lesy, což záleží na místních podnebných podmínkách. Na výše položených místech, kde ani zakrslá bříza neroste, můžeme nalézt luční vegetaci, nebo lišejníky, které rostou velice rychle v krátkém letním období a v zimním poskytují potravu sobům. Většina Norska se nachází nad horní hranicí jehličnatého lesa, ale jen na nejvzdálenějším severozápadě Švédska a nejzazším severu Finska můžeme nalézt jen travní porost, nebo tundru. Na severním pobřeží Norska můžeme dokonce nalézt místa s arktickou vegetací, která se v létě vyznačuje dostatkem vody, pocházející z roztátého sněhu, ale vegetační období je příliš krátké na pro růst stromů. Obdobná arktická flóra se nachází v nejvyšších částech náhorních plošin na západě Norska, a na jih sahají až po Stavanger. (Fullerton & Williams, 1972; Nevstrueva, et al., 2013)

4. Vývoj klimatu posledních století, se zaměřením na Skandinávii

Klima posledních tří století bylo velmi neklidné a plné změn, neslo se nejdříve v trendu ochlazování, a následně oteplování, bylo to období plné výkyvů, jak teplot, tak i srážek, které měli velký a mnohdy zdrcující dopady na lidská společenství. Bylo to období válek, nemocí, hladomoru, ale i pokroku, začínají se tvořit první souvislé meteorologické řady, vyvíjejí se nové metody měření, a specializují se nové vědní obory.

4.1. Metody zkoumání historie klimatu

Díky úsilí badatelů, v moderní době existuje několik metod určení vývoje klimatu minulosti, jeho příčiny a následky na formování Země a života na ní. K formování geomorfologie a geografie Země značným dílem přispěly vodní procesy, které jsou úzce spjaté s vývojem klimatu, ať už šlo o sedimentární činnost, erozní činnost anebo střídání studených a teplých epoch a s tím související glaciální činnost. Paleoklimatologie a historická klimatologie nám napomáhá v určování některých geologických procesů, např. magmatické činnosti, které se odehrály v minulých tisíciletích, ale i miliónech let. Nejlépe zmapovaným obdobím (z pohledu klimatologie) historie Země je Holocén, což je pochopitelné, vezmeme-li v potaz, že je to nemladší období, které sahá až do současnosti, a tudíž se nám poskytuje nejvíce způsobů rekonstrukce podnebí. Existuje mnoho způsobů určování minulého klimatu, zde uvedu jen ty nejdůležitější.

Sedimenty ukládané nejen vodními procesy zejména v oceánech, ale i v řekách, jezerech a ledovcích, jsou velmi dobrými indikátory výkyvů klimatu. Oceány jsou nám schopné poskytnout informace z nejzazších částí historie naší Země, a proto si je uvedeme jako první. Sedimenty z mořského dna, pokud se nenalézají v geologicky aktivní, nebo v bývalé geologicky aktivní oblasti, nám slouží k určení podnebí řádově až několik miliónů let. Zkoumáním organických a anorganických částic v sedimentech můžeme určit:

- radiokarbonovou metodou datování, teplotu podnebí a biologickou aktivitu z obsahu atomů uhlíku ^{14}C a kyslíku ^{18}O
- pozůstatky teplomilných a chladnomilných mikroorganismů, vypovídají o teplotě
- vycházejíc z více měření a na jiných místech, můžeme podle uložení a gradace sedimentů určit schéma mořských proudů
- kolísáním obsahu P a Cd v sedimentech můžeme určit směr proudění termohalinního výměníku
- Mössbauerovou metodou, ze sedimentů obsahující Fe-Mn, také můžeme určit paleoklimatické podmínky

Další sedimenty nacházíme na dně jezer a v okolí vodních toků. Zejména zajímavá jsou jezera kráterového původu, a ledovcová jezera, jež mohou svědčit o dobách až z pleistocénu. Záznamy z těchto zdrojů mohou sloužit nejen k určení klimatických podmínek, např. fluktuacemi úrovně hladiny, ale svědčí i o lidském osídlení, flóře a fauně. (Kovačiková & Brůžek, 2008; Soukupová, 2013; Chakarova, et al., 2013; Bradley, 1999)

Ledovce, jak kontinentální, tak i horské jsou dalším zdrojem informací o podnebí, jež panovalo na planetě Zemi. Výzkumné stanice se nacházejí např. v Grónsku kde se stáří ledu odhaduje až na 150 tisíc let, anebo na Antarktidě, kde se vědcům podařilo vrtat až do hloubky tří kilometrů, a odhadované stáří jeho nespodnější vrstvy je až milión let. Jádrovými vrty můžeme určit:

- pomocí měření nově narostlých vrstev, můžeme určit teplotu a srážky v dané době
- pH kyselost a stopy sopečných částic, odkazují na vulkanickou činnost
- intenzitu slunečního záření můžeme zjistit pomocí měření izotopů ^{10}Be dané vrstvy
- o dopadu meteoritu, v blízkosti zkoumané oblasti, pak mohou svědčit stopy Iridia, jež se na Zemi objevuje velice ojediněle, avšak v meteoritech se vyskytuje pravidelně
- o složení atmosféry nás informují i v ledu obsažené mikro-bubliny

(Soukupová, 2013; Elässer, et al., 2014; Bradley, 1999)

Mocnost přírůstku letokruhů stromů, je další metodou sledování zejména mladé historie klimatu, avšak lze využít i u dobře dochovaných zkamenělých fosilií vyšších dřevin. Určujeme z ní např. rozdíly v teplotě a vláze, avšak má relevantní přínos jen v období růstu, respektive v měsících příliš chladných a bez slunečního svitu nemají vypovídající hodnoty. (Bradley, 1999; Soukupová, 2013)

Průduchy listů a jejich variací, nalezených v rašelinných půdních horizontech, mohou posloužit jako podobná forma získávání dat. Jejich pozorování z fyzikálního, chemického a mikroskopického hlediska nám umožní získat informace o hladině CO_2 v atmosféře, na základě úbytku nebo zvýšení počtu průduchů. Tato metoda funguje na principu, kdy při úbytku CO_2 v atmosféře, rostlina zachovává tzv. fotosynteticko-transpirační kompromis a tudíž přibývá průduchů, anebo se zvětšují. Jako vědecky vhodná rostlina se ukázala bříza (*Betulaceae*), metoda se ukázala jako spolehlivá např. při určování hladiny CO_2 v období holocénu, jež patří mezi nejlépe zpracované z klimatického hlediska. (Soukupová, 2013; Oliver, 2005)

Koráli a formace korálových útesů svědčí zejména o chemickém složení oceánů, teplotě a fluktuaci jeho hladiny. Tato metoda trpí menším nedostatkem, jelikož nevíme kdy korál začal růst. Pokud ovšem jeho kolonie přetrvávají do současnosti, a máme k dispozici pozorování, na jehož základě jsme schopni odvodit jeho roční přírůstek, můžeme zpětně spočítat jeho stáří. (Zinke, et al., 2014; Soukupová, 2013; Bradley, 1999)

Krápníky jsou podobnou metodou, indikují zejména množství srážek a jejich složení. Zejména vypovídající hodnotu mají krápníky formované vápenitým sedimentem- pěnícem, vyskytuje se zejména u vchodů do jeskyň a pod převisy, dává nám dobrou představu kde se v průběhu holocénu nacházely oblasti se zvýšenou vlhkostí. (Soukupová, 2013)

Pylová zrna a spóry, nalezená zejména v usazeninách jezer a rašelinišť, nám pomáhají určit flóru určitého období a oblasti. Pokud známe rozšíření určitého druhu rostlin, a víme, za jakých podmínek tato rostlina prosperuje, můžeme určit klima dané oblasti. Tato metoda nám přinesla cenné paleoklimatologické poznatky o souši kvartéru, zejména holocénu, a doplnila tak poznatky mořských oblastí, vycházející z metod sedimentů a ledovcových vrtů. (Bradley, 1999; Soukupová, 2013)

Stratigrafie nám umožňuje nahlédnout do minulosti skrz složení vrstev zemské kůry. Biostratigrafie se zabývá fosilními nálezy v těchto vrstvách. Paleoklimatologie úzce spolupracuje s biostratografií, jelikož distribuce jednotlivých druhů po planetě může indikovat specifická prostředí a podmínky, za kterých jednotlivé druhy prosperovaly, pro paleoklimatologii jsou nejvýznamnějšími fosiliemi tzv. facie, jež jsou fosilie organismů výhradně obývající jen určitý typ prostředí např. teplomilné, vlhkomilné aj. (Soukupová, 2013)

Paleoklimatologie, a nejen tato věda, využívá několik způsobů datování. Datování pomocí radiokarbonové metody rozpadu uhlíku ^{14}C se využívá do datace až 45 000 let, tato metoda vychází z principu snížení radioaktivity uhlíku ^{14}C na polovinu za časový interval 5730 let. Dalšími metody jsou $\text{U}^{238}\text{-Pb}^{206}$, $\text{U}^{234}\text{-Th}^{230}$, $\text{Ar}^{40}\text{-Ar}^{39}$, $\text{K}^{40}\text{-Ar}^{40}$ a další. Dalším pilířem, o který se paleoklimatologie opírá, je historická klimatologie. Je to vědní obor, jež zkoumá a vyhodnocuje člověkem vytvořené záznamy o chování počasí, tyto záznamy se dělí na přímá data- kroniky aj., a nepřímá- např. ceny potravin. (Soukupová, 2013; Bradley, 1999)

4.2. Klima 18. století

Z 18. století se nám dochovaly historické záznamy o klimatu, od druhé poloviny jsou to data zejména přímá. V 18. století panuje na celé zeměkouli neúctěsné studené klima, také se toto období nazývá „malá doba ledová“, které se také přičítá jako následek Maunderově minimu, neboli „grand minimum“ (1645-1715), a Daltonově minimu (1790-1820), kdy byla sluneční aktivita velmi nízká. To bylo způsobeno nedostatkem slunečních skvrn, což vedlo i k absenci polární záře. V tomto období se ze dřeva vyrábí strunné nástroje, dle jejichž hustoty letokruhů jsme dnes schopni potvrdit výrazně zhoršené podmínky pro život. (Paasche & Bakke, 2010; D'Arrigo, et al., 1999; Soukupová, 2013; Fagan, 2000)

Pro Skandinávii bylo 18. století zejména těžkým obdobím, v zimě lidé trpěli studeným vlhkým klimatem a v létě špatnou úrodou, mluvíme o období malé doby ledové (MDL), jejíž klima ve Skandinávii trvalo zhruba od 1460-1920 a o jejímž průběhu svědčí nárůst ledovců, které dosahují (ve Skandinávii) svého maxima právě v 18. století. Např. ledovec Brenndalsbreen v západním Jostedalsbreenu, na přelomu 17. a 18. století, během zhruba 50 let, dokonce postoupil až o 4,5 km. Některé studie uvádějí, že během MDL průměrná teplota klesla o 0,5 až 1°C, tento pokles přetrvává i v průběhu 18. století, což bylo také zapříčiněno údajným poklesem distribuce tepla Gofským proudem až o 20%. Z roku 1719 se dochovala zpráva o umrznutí švédské armády, která čítala 7 000 mužů, umrzla ve sněhové bouři na svém přechodu přes hory, snažíc se o dobytí Trondheimu v Norsku. Roku 1739-1740 přichází jedna z nejtuzších zim posledních století, teploty klesly silně pod bod mrazu, kdy dochované prameny vyprávějí o hynutí velkého počtu lesní zvěře. Od druhé poloviny 18. století se začíná s věrohodnými klimatickými řadami, a máme proto celkem dobrý přehled o vývoji klimatu. Před tímto obdobím se sice také měřilo, ale měření měli výrazné nedostatky, např. k měření doházelo jen jednou denně, teploměry byly umístěny uvnitř, aj. Od roku 1783 můžeme ve Skandinávii, zvláště na jejím západním pobřeží (Trondheim), pozorovat nápadné výkyvy teploty (viz Obr. č. 7-8), zapříčiněný výbuchem islandské sopky Laki. Tato erupce vychrlila do atmosféry zhruba 122 megatun oxidu siřičitého (SO_2) a na více než 5 měsíců zahalila Evropu siřičitými aerosoly. Na lidském společenství se to odrazilo zejména poerupčními ztrátami na životech, některé

zdroje uvádí na Islandu až 20% umrtí obyvatelstva, úhynem dobytka, až 80% na Islandu, a vysokou neúrodou následkem kyselých dešťů v následujících letech po celé Evropě. Poté se klima opět stabilizovalo, avšak v zimě roku 1788-1789 přišly extrémními mrazy (viz Obr. č. 7), průměrná teplota zimních měsíců klesla až o 3°C. 29. prosince 1788 klesla teplota v Osebergu (Norsko) dokonce na -31,3°C, a v Kodani naměřily 4. ledna 1789 -26,3°C. Teplota do konce 18. století sleduje trend ochlazení, pravděpodobně následkem již zmíněného Daltonova minima. (Paasche & Bakke, 2010; Nesje, et al., 2008; Marusek, 2010; Fagan, 2000; Leijonhufvud, et al., 2008; Moberg, et al., 2002; Soukupová, 2013; Thordarson & Selft, 2003)

4.3. Klima 19. století

Toto století se neslo v duchu pokroku, Průmyslová revoluce měla pro lidstvo nejen obrovský technologický, ale i ekologický dopad. Zvýšenou těžbou dřeva, ať už kvůli zúrodnění, urbanizaci nebo ke stavbě lodí (jižní Skandinávie svou ekonomiku orientuje namísto rybolovu na těžbu dřeva), a spalováním fosilních paliv, došlo ke změně obsahu CO₂ v atmosféře, která byla poprvé v takové míře zapříčiněna antropogenní činností. Následky těchto změn spolu s, jak již bylo zmíněno, do začátku 19. století přetrvávající nízkou sluneční aktivitou, známou jako Daltonovo minimum, umocnily výkyvy klimatu Malé doby ledové. Roku 1815 dochází k výbuchu sopky Tambora, ležící v Indonésii, jež je největší erupcí celého holocénu, a přináší s sebou změnu průměrné teploty až o 4°C, následující rok je také někdy nazýván jako „rok bez léta“. Ve Skandinávii se tato událost projevuje studenou zimou, avšak v následujících letech má teplota tendenci se spíše zvyšovat až do konce dvacátých let (viz Obr. č. 9-10). Opakem toho je Anglie kde jsou zaznamenány mrazy i v červnu. Doznívající aktivita MDL ovlivnila dokonce i umění, v Evropě můžeme pozorovat tehdejší malíře jak tvoří svá díla s vyobrazením oblohy pokryté od 50 do 75% oblačností. To není jen náhoda, anebo dřívější móda, poslední desetiletí MDL, stejně jako její předchozí období, byly ve znamení prudkých, nepředvídatelných výkyvů klimatu. Ve dvacátých i třicátých letech bylo jaro i podzim výrazně teplejší a léto roku 1826 bylo v některých částech Evropy dokonce nejteplejším za posledních 150 let, a následujících 150 let nemělo obdoby. Oproti tomu srpen roku 1829 přinesl ve skotské nížině katastrofické srážky, které trvaly 29 z 31 dnů, a jejichž následkem byly mohutné záplavy, které s sebou strhly mosty, přetvořily koryta řek a zdecimovaly úrodu. Na přelomu roku 1829/1830 se vyskytla zima s tak krutými mrazy (viz Obr. č. 10), že dokonce zamrzlo celé Baltické moře, mezi Švédskem a Dánskem byl led dostatečně tlustý na to, aby po něm obchodníci cestovali s plně naloženými saněmi. V lednu panovaly tak kruté mrazy, že se doprava přes led stala velmi nebezpečnou. Zima na přelomu roku 1838/1839 byla dalším výkyvem MDL, velmi krutě zasáhla Skandinávii, lidé mohli po ledu mezi jižním Norskem a přístavem Skagen v severním Dánsku přecházet. Následovali chladné a velmi vlhké léta, s občasnými výkyvy, jež vedly zejména v severní Evropě k neúrodě. Špatné životní podmínky dohnala mnohé obyvatele Švédska, Finska a Norska k emigraci zejména přes Atlantik do Severní Ameriky. Vůbec nejhůře na to byly Irové, kdy následkem zavlečení bramborové plísně z Jižní Ameriky a následkem vlhkých a chladných letních období je dlouhodobá neúroda, což zapříčiňuje úmrtí, anebo migraci až 25% populace. Baltické moře se opět pokrývá ledem v zimě na přelomu roku 1870, Skandinávie je zužována severními ledovými větry a teplota klesá hluboko pod bod mrazu (viz Obr. č. 10), údajně kvůli přerušení Gofského proudu, který se zastavuje na úrovni Španělska a

Portugalska. Roku 1881 se Baltské moře poznovu ocitá v ledovém sevření, Skandinávie zažívá jedny z nejkřutějších mrazivých výkyvů celého 19. století, průměrná teplota zimního období klesá až o 5°C (viz Obr č. 10). Podnebí koncem století sleduje trend oteplování, s posledními výraznými výkyvy v zimních měsících v letech 1887/1888 a 1892/1893, kdy Baltské moře opět zamrzá, tento trend pokračuje i na začátku 20. století. (Fagan, 2000; Marusek, 2010; D'Arrigo, et al., 1999; Brázdil, et al., 2005; Slonosky, et al., 2001; Soukupová, 2013; Leijonhufvud, et al., 2008)

4.4. Klima 20. století

Počátkem 20. století přibývá nových metod výzkumu klimatu, už se neměří klimatické proměnné jen u země, ale začíná se s měřením vyšších vrstev atmosféry pomocí balónů, vzducholodí, radiových sond, aj. Zatímco od začátku 11. století do konce 19. století se podnebí ochlazovalo, průměrná teplota u země na Severní polokouli se během tohoto období ochladila zhruba o 0,5°C, s nástupem minulého století se naopak velmi rapidně otepluje. Od konce 19. století se průměrná roční teplota zvedla asi o 0,6°C, což platí i pro Skandinávii, tento trend můžeme výborně pozorovat na obrázcích č. 9-12, poslední desetiletí minulého století bylo dokonce nejteplejším obdobím do té doby zaznamenaným. Podle mnoha studií je za tento trend zodpovědný člověk, jelikož lidská populace stále roste, lidská činnost má stále větší dopad na vývoj klimatu, a to i navzdory snahám ekologů posledních let tento dopad regulovat a minimalizovat. K nárůstu teploty dochází v letech 1900-1945 a 1976-2000, mnohé studie potvrzují že příčinou je i zvýšení CO₂ v atmosféře, na začátku století pak i zvýšená sluneční aktivita, v letech 1945 až 1976 dochází k mírnému ochlazení, tímto trendem se řídí i podnebí ve Skandinávii (viz Obr č. 11-12). K největšímu globálnímu výkyvu teploty celého 20. století dochází v zimě 1940-1941 a 1941-1942, průměrné teploty zimních měsíců klesají až o 7°C, následující letní měsíce se vyznačují, někdy i maximálními průměrnými teplotami 20. století ve Skandinávii - celý průběh těchto výkyvů lze názorně vidět na obrázcích č. 11-12. Tento výkyv během druhé světové války zastavil postup Němců na Moskvu, a napomohl spojencům vyhrát válku. Celé minulé století je tedy plně změn, v tropické a subtropickém pásmu se rozšiřují pouště, ať již následkem aridity způsobené antropogenní činností (odlesňování), anebo přírodními změnami. V mírném pásmu se naopak zvyšují srážky, jež často způsobují záplavy, v polárních a subpolárních oblastech, a nejen tam, se zvyšuje se tempo tání kontinentálních a horských ledovců, což způsobuje fluktuace hladiny oceánů, změnu salinity a ochlazování oceánských proudů. (Salinger, 2005; Stott, et al., 2001; Brönnimann, et al., 2007; Brázdil, et al., 2005)

5. Klima současnosti

Jak již bylo zmíněno, klima v poslední době sleduje trend oteplování, který začal už koncem 19. století a během 20. se začal vyvíjet ještě rychleji a to nejen během století, dnes je možné tento trend sledovat i v rámci desetiletí. Mnohé studie dokazují, že za tímto zrychlujícím se vývojem stojí člověk, kdy jeho produkce skleníkových plynů a další antropogenní činnost, přírodní procesy nejen mění, ale i zrychluje. Posledních 150 let se průměrná globální roční teplota zvyšovala o 0,05°C každé desetiletí, v posledních 25 letech připadá už 0,18°C na desetiletí. K výkyvům dochází nejen v sezónním regionálním klimatu, který je důležitý pro zemědělství a těžbu dřeva, dají se pozorovat i na meziročních globálních cyklech jako je El Nino/ jižní oscilace (ENSO), ale i Severoatlantická oscilace (NAO), výkyvy jsou zaznamenány i v desetiletých cyklech- Pacifická dlouhodobá oscilace (IPO), neregulérní cykly se pak liší v jejich frekvenci opakování. (Salinger, 2005; Archers & Rahmstorf, 2010)

5.1. Klima dnešní Skandinávie

Atmosférické cirkulace velkých měřítek jsou jedním z hlavních příčin regionálních změn klimatu, ovlivňují samozřejmě srážky, teplotu a směr a rychlost větru nevyjímaje. Ve Skandinávii jsou tyto změny zapříčiněny buď cyklónami přicházejícími z Atlantského oceánu anebo anticyklónami, přicházeními ze Sibíře. Atlantské cyklóny s sebou většinou přinášejí mnoho srážek a v zimním období teplé počasí, avšak vyskytují se i výjimky, kdy se středně velké polární tlakové níže (v průměru do 1000km) mohou vytvořit nad Arktidou. Dochází k tomu zejména v zimě, kdy se studený stacionární vzduch usadí nad ledem pokrytou oblastí Arktidy, tyto studené masy se pak dají do pohybu např. pokud jsou vystaveny relativně teplému povrchu oceánu. Takovéto podmínky pak vedou ke spuštění silného hlubokého proudění a k polárním nížím, kde přízemní větry často přesahují 25 m.s⁻¹, a které s sebou přináší husté sněhové srážky. Tyto náhlé zuřivé bouře obtěžují zejména severozápadní část Norska, a v minulosti způsobily mnoho ztroskotání lodí. (Noer, et al., 2011)

Skandinávie je také velmi ovlivňována Severoatlantickou oscilací- NAO, která je měřítkem průměrného atmosférického tlakového spádu mezi islandskými nížemi a azorskými výšemi, je často spojován s teplotními výkyvy v Evropě, zejména v severní, v zimních měsících. Velmi tuhá zima ve Skandinávii, spojována s extrémně nízkým rozdílem tlaků mezi výší a níží NAO, se objevila mezi lety 2009/2010, mohla být zapříčiněna vytvořením silné anticyklony vytvořenou nad Sibíří, což vede k advekci arktického vzduchu, který se rozprostře po celé severní a centrální Evropě. Pokud je NAO vysoká, znamená to pro severní Evropu mírné a vlhké zimní počasí, které je sem přiváděno azorskou anticyklonou ze severního Atlantiku. (Ilkka, et al., 2012; Wanner, et al., 2001)

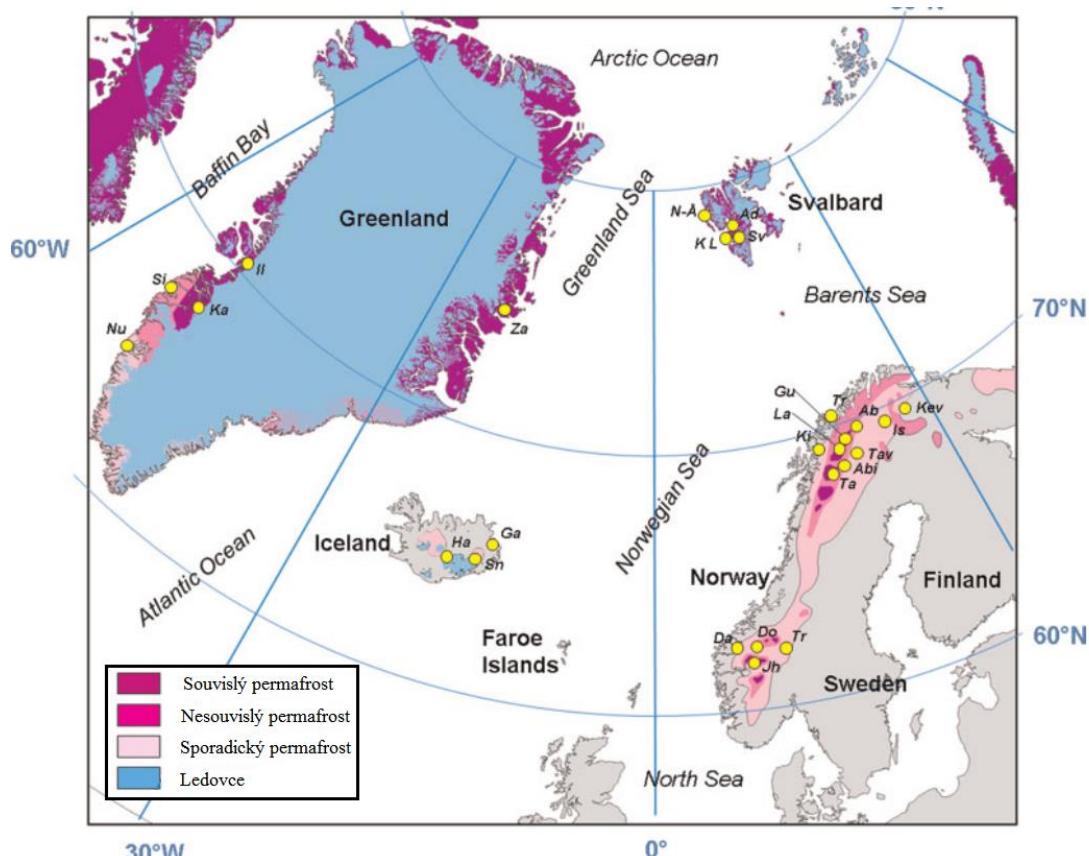
5.1.1. Vliv Golfského proudu

Ačkoliv Norsko a celá Skandinávie leží na stejných zeměpisných šířkách jako Grónsko, severní Kanada, nebo Sibíř, jeho klima je výrazně teplejší, toto je zapříčiněno Golfským proudem a díky nedávnému vědeckému výzkumu víme proč tomu tak je. Vědci do Norského moře rozmístili 150 bójí, které byly následně sledovány pomocí satelitu. Výsledky byly neuvěřitelné, avšak předvídatelné, kdyby Golfský proud cestou na sever okolo norského pobřeží tekl svou

přirozenou rychlostí (zhruba $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), urazil by vzdálenost mezi jižním Norskem a Svalbardem zhruba za 60 dní, což by znamenalo, že jen malá část tepla by se stačila předat atmosféře. Vědci zjistili, že díky svému chaotickému proudění, trvá cesta proudu více než 500 dní, tedy dost dlouhou dobu na to aby stihla voda předat velkou část svého tepla do atmosféry. Golfský proud v kombinaci s NAO vytváří pravidelné zhruba 8leté změny klimatu po celé Evropě, zejména tlaku a směru větru. (Amundsen & Lie, 2011; Soukupová, 2013)

5.1.2. Permafrost

Ve Skandinávii se vyskytuje jak souvislý, tak nesouvislý a sporadický permafrost. V horských oblastech a v jižnějších zeměpisných šířkách se vyskytuje nesouvislý permafrost. Souvislý se vyskytuje např. na Svalbardu a v severních oblastech Norska, přičemž nejvyšší mocnosti, v kontinentální Skandinávii dosahuje, ve Švédsku a to okolo 300 metrů. Permafrostu je ve Skandinávii podstatně méně než v jiných oblastech, ležících ve stejných zeměpisných šířkách (Rusku, Severní Amerika) a má také vyšší teplotu. Teplota permafrostu se v kontinentální Skandinávii pohybuje lehce pod 0°C , což jej činí velmi citlivým na klimatické změny. Za vyšší teplotu permafrostu může převážně oceánské klima a severoatlantické proudění. Z naměřených dat v rozdílných hloubkách permafrostu, lze za posledních několik desetiletí pozorovat trend růstu teploty. Tento trend zvyšování teploty se objevuje ve všech oblastech výskytu permafrostu. Nejvíce se otepluje souvislý permafrost na Svalbardu a v severním Švédsku a Norsku. Trend růstu teplot, ročně o $0,04$ až $0,07^{\circ}\text{C}$ za posledních několik desítek let, je rovněž spojen se zvětšující se mocností aktivní vrstvy. V některých oblastech, převážně v regionech jižního Švédska a Norska, došlo vlivem zvyšující se teploty k naprostému zmizení permafrostu- např. na hoře Dalsnibba v jižním Norsku. Problémy spojené s permafrostem ve Skandinávii mají především geomorfologický charakter, kdy na svazích dochází k sesuvům půdy a soliflukci. Jak již bylo zmíněno, trend růstu teploty permafrostu je globální, ke zvyšování teploty permafrostu ve Skandinávii značně navíc přispívá silný a teplý Severoatlantický proud (Golfský proud). Obecně se spodní hranice výskytu horského typu permafrostu ve Skandinávii snižuje směrem od západního pobřeží k východním kontinentálním oblastem (severozápadní Švédsko a východní část Norska). Ve Finsku je permafrost pravděpodobně hodně rozšířen ve vyšších nadmořských výškách a spodní hranice výskytu nesouvislého typu permafrostu není známá. Sporadický permafrost se vyskytuje také v rašelinných půdách pod hranicí lesa. Na Islandu se permafrost vyskytuje ve vyšších nadmořských výškách (okolo 800-1000 m n.m.), přičemž velmi záleží na sněhové pokrývce. Ta působí jako izolant a v zimních měsících tak zabraňuje promrzání půdy a je kritickým faktorem pro distribuci permafrostu nad hranicí lesa. Na Faerských ostrovech se permafrost nevyskytuje, ale nalézáme zde jeho relikty pravděpodobně z dob ledových. Z klimatických modelů vyplývá rapidní oteplování permafrostu ve vyšších zeměpisných šířkách Skandinávie, přičemž permafrost v těchto oblastech patří k nejcitlivějším globálním prostředím. (Christiansen, et al., 2010)

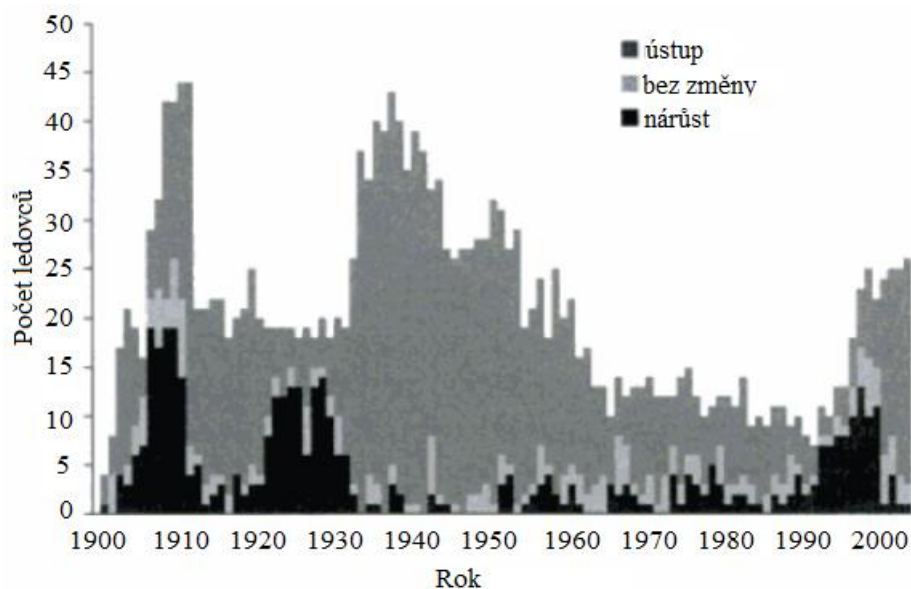


Obrázek 1 Distribuce permafrostu ve Skandinávii, Grónsku a přilehlých ostrovech. Žluté tečky značí měřicí vrty (Christiansen, et al., 2010)

5.1.3. Ledovce

Ledovce patří, stejně jako permafrost, k citlivým indikátorům změn klimatu. Trend degradace ledovců má v posledním století globální charakter a rozsáhlé, dlouhodobé následky. Mezi nejvýznamnější změny, které se však projevují až v dlouhodobém měřítku, může být oslabení nebo zastavení oceánských proudů, a to vlivem salinity v oceánech. Zastavení oceánského proudu a fluktuace oceánské hladiny by mělo výrazný dopad na změny klimatu, a nejen regionálního charakteru. Jak již bylo zmíněno, na formování geomorfologie Skandinávie měly ledovce výrazný dopad. Ve Skandinávii se ledovce vyskytují převážně na území Norska, ve Švédsku jich je podstatně méně, na území Finska pak žádné ledovce nejsou a v Dánsku také ne. Ledovce zabírají 1% rozlohy Norska a nacházejí se v horských oblastech severního a jižního Norska. V severním Norsku se vyskytuje 913 ledovců a v jižním Norsku 714. V Norsku je úbytek ledovců měřen již po delší dobu institutem *Norwegian glacier monitoring*, a tak lze vcelku spolehlivě určit trendy popřípadě modelovat budoucí vývoj. K prvnímu systematickému pozorování dochází okolo roku 1900, v roce 1927 došlo ke zkoumání ledovce v Jotunheimenu a v roce 1948 výzkum ledovců v Norsku zařítuje *Norwegian Polar Institute*. Od roku 1963 jsou každoročně publikovány změny hmotnostní bilance ledovců, změny délky ledovců a ostatní glaciální měření. Maximální glaciální rozsah MDL v jižním Norsku se značně lišil, od 18. do pozdního 19. století, kumulativní změny délek ledovců se vyznačují obecně trendem ústupu, po 20. století pak došlo k prudkému ústupu ledovců, přičemž v polovině 50. let došlo

místy k jejich růstu a zrovna tak v 90. letech. Po roce 2000 došlo k výraznému ústupu naprosté většiny norských ledovců, čela některých ledovců ustoupila ročně až o 100 metrů. Pro budoucí vývoj ledovců v Norsku se odhaduje, že do roku 2100 změní svůj objem anebo zcela zmizí 98% norských ledovců (Nesje, et al., 2007).



Obrázek 2 roční počet ledovců v Norsku, které ubyly více než 2 metry, které se nezměnily, a u kterých byl zaznamenán nárůst o více než 2 metry v letech 1900 až 2004 (Andreassen, et al., 2008)

6. Závěr

Závěr práce bych shrnul do několika bodů:

- Skandinávie na své pouti historií zažila bouřlivý vývoj, putovala z jižního pólu, aby se pak ustálila ve vysokých severních zeměpisných šířkách.
- S menšími výkyvy sledovala klimatický globální trend posledních století (viz obrázky v příloze a rozbor v textu).
- Její klima je ovlivňováno Gofským proudem, který Skandinávii otepluje a dodává velkou část srážek a tepla
- Severoatlantická oscilace tvoří hlavní řídicí přirozenou oscilaci, především v zimním období, a tak spolu s Gofským proudem poskytují i přes vysokou zeměpisnou šířku Skandinávii vhodné klima pro život.
- Skandinávie sleduje globální trend zvyšující se teploty.
- V práci je nastíněn očekávaný geologický a zejména klimatický vývoj Skandinávie.

7. Použitá literatura

Algeo, T. a další, 2008. Changes in ocean denitrification during Late Carboniferous glacial-interglacial cycles. *Nature Geoscience*, 14 September, Svazek 1, pp. 709-714.

Amundsen, B. & Lie, E., 2011. Gulf stream: Charting the chaotic current that warms Norway. *The Research Council of Norway*, 2 December, pp. 1-2.

Andersen, B. T. a další, 1999. Permian and Mesozoic extensional faulting within the Caledonides of central south Norway. *Journal of the Geological Society*, Svazek 156, pp. 1073-1080.

Andreassen, L. M. a další, 2008. Long Term Observations of Glaciers in Norway. V: *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science and Society*. Berkley: University of California Press, pp. 100-110.

Antonsson, K., Chen, D. & Seppa, H., 2008. Anticyclonic atmospheric circulation as an analogue for the warm and dry mid-Holocene summer climate in central Scandinavia. *Clim. Past*, Svazek 4, pp. 215-224.

Archers, D. & Rahmstorf, S., 2010. *The Climate Crisis: An introductory Guide to Climate Change*. 1 editor Cambridge: Cambridge University Press.

Belka, Z. & Narkiewicz, M., 2008. Devonian. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and palaeozoic*. London: Geological Society, pp. 383-410.

Berggren, A. W. & Prothero, R. D., 2014. Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: An overview. V: *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*. Princeton: Princeton University Press, pp. 1-28.

Berggren, A. W. & van Couvering, A. J., 1974. The Late Neogene Biostratigraphy, Geochronology and Paleoclimatology of the last 15 million Years in Marine and Continental Sequences. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, Svazek 2, pp. 3-216.

Bøe, R., Smelror, M., Davidsen, B. & Walderhaug, O., 2008. Nearshore Mesozoic basins off Nordland, Norway: Structure, age and sedimentary environment. *Marine and Petroleum Geology*, Svazek 25, pp. 235-253.

Born, A., Kageyama, M. & Nisancioglu, H. K., 2010. Warm Nordic Seas delayed glacial inception in Scandinavia. *Clim. Past*, Svazek 6, pp. 817-826.

Bowman, C. V. a další, 2014. Latest Cretaceous-earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, August, Svazek 408, pp. 26-47.

Bowring, A. S. a další, 1993. Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution. *Science*, 3 September, Svazek 261, pp. 1293-1298.

- Bradley, S. R., 1999. Paleoclimatology Reconstructing Climates of the Quaternary. *International Geophysics*, Svazek 68, pp. 1-614.
- Brázdil, R. a další, 2005. Historical climatology in Europe- The state of the art. *Climatic Change*, Svazek 70, pp. 363-430.
- Briggs, C. J., 1995. Global Biogeography- Neogene. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, Svazek 14, pp. 147-189.
- Brönnimann, S. a další, 2007. A Focus on Climate During the Past 100 Years. V: *Climate Variability and Extremes during the past 100 years*. New York: Springer, pp. 1-25.
- Brown, J. K. a další, 2011. A spatio-temporal reconstruction of Holocene temperature change in southern Scandinavia. *The Holocene*, 22(2), pp. 165-177.
- Cavoise, J. A., Valley, W. J. & Wilde, A. S., 2007. The Oldest Terrestrial Mineral Record: A Review of 4400 to 4000 Ma Detrital Zircons from Jack Hills, Western Australia. *Developments in Precambrian Geology: Earth's Oldest Rocks*, Svazek 15, pp. 91-111.
- Cawood, A. P. & Pisarevsky, A. S., 2006. Was Baltica right-way-up or upside-down in Neoproterozoic?. *Journal of the Geological Society*, September, Svazek 163, pp. 753-759.
- Coccioni, R., Monechi, S. & Rampino, R. M., 2007. Cretaceous-Paleogene boundary events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, November, 255(1-2), pp. 1-3.
- Cocks, M. R. L. & Torsvik, H. T., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth Science Reviews*, September, 72(1-2), pp. 39-66.
- Comitee, o. S. T. f. A. G. G. C., 2011. *Climate Stabilization Targets: Emissions, Concentrations, and Impact over Decades to Millennia*. Washington: National Academies Press.
- Condie, C. K., 2011. Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere. V: *Earth as an evolving planetary system*. -: Academic Press, pp. 199-259.
- Condie, C. K., 2013. *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. Socorro: Elsevier.
- D'Arrigo, R., Jacoby, G., Free, M. & Robock, A., 1999. Northern Hemisphere Temperature Variability for the Past Three Centuries: Tree-ring and Model Estimates. *Climatic Change*, 42(4), pp. 663-675.
- Elässer, C. a další, 2014. Simulating ice core ^{10}Be on the glacial-interglacial timescale. *Climate of the Past*, 26 February, Svazek 10, pp. 761-808.
- Erlström, M., Ahlberg, P. & Löfgren, A., 2001. Lower Palaeozoic stratigraphy at Lyby and Tängelsås, central Scania, southern Sweden. *GFF*, Svazek 123, pp. 7-14.
- Fagan, M. B., 2000. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*. -: Basic Books.

Föllmi, K. B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, June, Svazek 35, pp. 230-257.

Friese, N., Vollbrecht, A., Leiss, B. & Jacke, O., 2011. Cambrian sedimentary dykes in the Proterozoic basement of the Västervik area (southeast Sweden): episodic formation inferred from macro- and microfabrics. *International Journal of Earth Sciences*, June, 100(4), pp. 741-752.

Fullerton, B. & Williams, F. A., 1972. *Scandinavia: An Introductory Geography*. New York: Praeger Publishers.

Gee, G. D., Fossen, H., Henriksen, N. & Higgins, K. A., 2008. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, March, 31(1), pp. 44-51.

Gee, G. D., Juhlin, C., Robinson, P. & Pascal, C., 2010. Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC). *GFF*, 132(1), pp. 29-44.

Geyer, G., Elicki, O., Fatka, O. & Zilinska, A., 2008. Cambrian. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and Paleozoic*. London: Geological Society of London, pp. 155-202.

Chakarova, K., Rusanov, V. & Trautwein, X. A., 2013. Study of deep sea Fe-Mn sediments and the possibility to use these formations as paleoclimatic indicator. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, July, Svazek 99, pp. 143-149.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J. & Straník, Z., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia.

Christiansen, H. H. a další, 2010. The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, April/June, pp. 156-181.

Christiansen, H. H. a další, 2010. The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, pp. 156-181.

Ilkka, J., Heikki, T. & Väinö, N., 2012. The variability of winter temperature, its impact on society, and the potential use of seasonal forecasts in Finland. *Weather*, December, Svazek 67, pp. 328-332.

Issar, S. A., 2009. *Climate Changes during the Holocene and their Impact on Hydrological System*. Cambridge: Cambridge University Press.

Ivanov, V. A. a další, 2013. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism. *Earth-Science Reviews*, July, Svazek 122, pp. 58-76.

Joachimski, M. M. a další, 2009. Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, July, 284(3-4), pp. 599-609.

Kharin, G. S. & Lukashina, N. P., 2010. Paleogeography of the Norwegian-Greenland and Northwestern European Sea Basins in the Paleogene. *Oceanology*, 50(2), pp. 226-239.

Kovačiková, L. & Brůžek, J., 2008. Stabilní izotopy a bioarcheologie- výživa a sledování migrací v populacích minulosti. *Živa*, 1, pp. 1-4.

Leijonhufvud, L., Wilson, R. & Moberg, A., 2008. Documentary data provide evidence of Stockholm average winter to spring temperatures in the eighteenth and nineteenth centuries. *The Holocene*, 18(2), pp. 333-343.

Marek, R., 2000. Palaeozoic structures at the margin of the Baltic Shield revealed by new and reprocessed marine reflection seismic data from Kattegat, south-west Scandinavia. *Tectonophysics*, Svazek 327, pp. 293-309.

Marusek, A. J., 2010. *A Chronological Listing of Early Weather Events*. [Online] Available at: <https://wattsupwiththat.files.wordpress.com/2011/09/weather1.pdf> [Přístup získán 11 4 2015].

McCann, T., 2008. Introduction and overview. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and palaeozoic*. London: Geological Society, pp. 1-20.

McCann, T. a další, 2008. Permian. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and palaeozoic*. London: Geological Society of London, pp. 531-598.

McCann, T. a další, 2008. Carboniferous. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and palaeozoic* McCann, Tom. London: Geological Society of London, pp. 411- 530.

Meyer, B. G., Grenne, T. & Pedersen, B. R., 2003. Age and tectonic setting of the Nesåa Batholith: implications for Ordovician arc development in the Caledonides of Central Norway. *Geo. Mag.*, Svazek 140, pp. 573-594.

Moberg, A., Bergström, H., Krigsman, J. R. & Svanered, O., 2002. Daily air temperature and pressure series for Stockholm (1756-1998). *Climatic Change*, Svazek 53, pp. 171-212.

Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O. & Lie, Ø. M. J. A., 2007. *Norwegian mountain glaciers in the past, present and future*. [Online] Available at: https://www.researchgate.net/publication/228741992_Norwegian_mountain_glaciers_in_the_past_present_and_future [Přístup získán 9 Duben 2015].

Nesje, A., Dahl, O., Thun, T. & Nordli, Ø., 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in wester Scandinavia: summer temperature or winter precipitation?. *Climate Dynamics*, Svazek 30, pp. 789-801.

Nevstrueva, A. M. a další, 2013. The nature of ¹³⁷Cs and ⁹⁰Sr transport over the lichen-reindeer-man food chain. V: *Radioecological Concentration Processes: Proceedings of an International Symposium Held in Stockholm*. místo neznámé:Elsevier, pp. 209-216.

- Nielsen, T. A. & Schovsbo, H. N., 2007. Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Svazek 53, pp. 47-92.
- Noer, G., Saetra, Ø., Lien, T. & Gusdal, Y., 2011. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, October, Svazek 137, pp. 1762-1772.
- Oliver, E. J., 2005. *Encyclopedia of world climatology*. Dordrecht: Springer.
- Paasche, Ø. & Bakke, J., 2010. Defining the Little Ice Age. *Climate of the Past Discussions*, 12 October, Svazek 6, pp. 2159-2175.
- Pitkäranta, R., 2009. Lithostratigraphy and age estimations of the Pleistocene erosional remnants near the centre of the Scandinavian glaciations in western Finland. *Quaternary Science Reviews*, January, 28(1-2), pp. 166-180.
- Preto, N., Kustatscher, E. & Wignall, B. P., 2010. Triassic climates - State of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Svazek 290, pp. 1-10.
- Ramberg, B. I., 2008. *The Making of a Land: Geology of Norway*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Reeves, C. C., 1968. Introduction to Paleolimnology: Pliocene Chronology. *Developments in Sedimentology*, Svazek 11, pp. 11-117.
- Rehnström, F. E. & Torsvik, H. T., 2009. Cambrian sediments and Proterozoic granites in the Dividalen-Torneträsk area, northern Scandinavia: Palaeomagnetism and U-Pb geochronology. *GFF*, Svazek 125, pp. 131-138.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavia Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, April, 365(1-4), pp. 289-299.
- Roberts, R. J., Torsvik, H. T., Andersen, B. T. & Rehnström, F. E., 2003. The Early Carboniferous Magerøy dykes, northern Norway: palaeomagnetism and palaeogeography. *Geol. Mag.*, 140(4), pp. 443-451.
- Robinson, P., Roberts, D., Gee, G. D. & Solli, A., 2014. A major synmetamorphic Early Devonian thrust and extensional fault system in the Mid Norway Caledonides: relevance on exhumation of HP and UHP rocks. V: *New Perspectives on the Caledonides of Scandinavia and Related Areas*. London: Geological Society, pp. 240-270.
- Rocher, M., Stordal, F. & Svensen, H., 2011. The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Svazek 309, pp. 186-200.
- Salinger, M. J., 2005. Climate variability and change: Past, present and future- An overview. *Climatic Change*, Issue 70, pp. 9-29.

Sellwood, B. W. & Valdes, J. P., 2008. Jurassic Climates. *Proceedings of the Geologists' Association*, Svazek 119, pp. 5-17.

Sellwood, W. B. & Valdes, J. P., 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, Svazek 190, pp. 269-287.

Sheehan, M. P., 2001. The Late Ordovician Mass Extinction. *Earth and Planetary Sciences*, May, Svazek 29, pp. 331-364.

Sloan Cirbus, L., Huber, M., Peters, R. & Ewing, A., 2000. Modeling the Paleogene, Part I: Paleogene terrestrial climate change predicted from climate modeling studies. *GFF*, Svazek 122, pp. 146-147.

Slonosky, V. C., Jones, P. D. & Davies, T. D., 2001. Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from 18th century to 1995. *International Journal of Climatology*, Svazek 21, pp. 63-75.

Sorjonen-Ward, P. & Luukkonen, J. E., 2005. Archean rocks. *Developments in Precambrian Geology: Precambrian Geology of Finland: Key to the Evolution of Fennoscandian Shield*, Svazek 14, pp. 19-99.

Soukupová, J., 2013. *Metody paleoklimatologie a historické klimatologie a vývoj klimatu na Zemi*. Praha: Poweprint.

Stott, P. A. a další, 2001. Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dynamics*, Svazek 17, pp. 1-21.

Stouge, S. & Nielsen, T. A., 2003. An integrated biostratigraphical analysis of the Volkhov-Kunda (Lower Ordovician) succession at Fågelsång, Scania, Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Svazek 50, pp. 75-94.

Syvitski, M. P. J. & Shaw, J., 1995. Sedimentology and Geomorphology of Fjords. *Developments in Sedimentology*, Svazek 53, pp. 113-178.

Tappe, S., 2004. Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 10 August, 148(3), pp. 312-334.

Thordarson, T. & Self, S., 2003. Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 Laki eruption: A review and reassessment. *Journal of Geophysical Research*, 17 June, 108(1), pp. 7-29.

Timmerman, J. M. a další, 2009. Linking changes in tectonic style with magmatism in northern Europe during the late Carboniferous to latest Permian. *Tectonophysics*, Svazek 473, pp. 375-390.

Torsvik, H. T. a další, 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic- a tale of Baltica and Laurentia. *Earth- Science Reviews*, Svazek 40, pp. 229-258.

Vajda, V. & Wigforss-Lange, J., 2009. Onshore Jurassic of Scandinavia and related areas. *GFF*, June, 131(1-2), pp. 5-23.

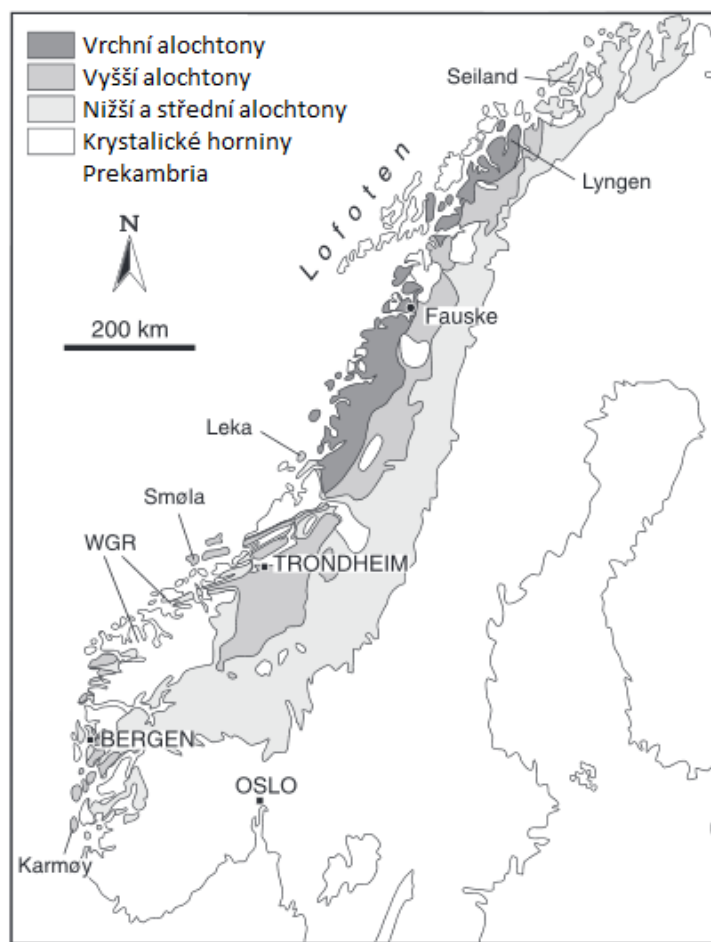
Verniers, J. a další, 2008. Silurian. V: *The Geology of Central Europe: Precambrian and palaeozoic*. London: Geological Society, pp. 249-302.

Voigt, S. a další, 2008. Cretaceous. V: *The Geology of Central Europe: Mesozoic and cenozoic*. London: Geological Society of London, pp. 923-998.

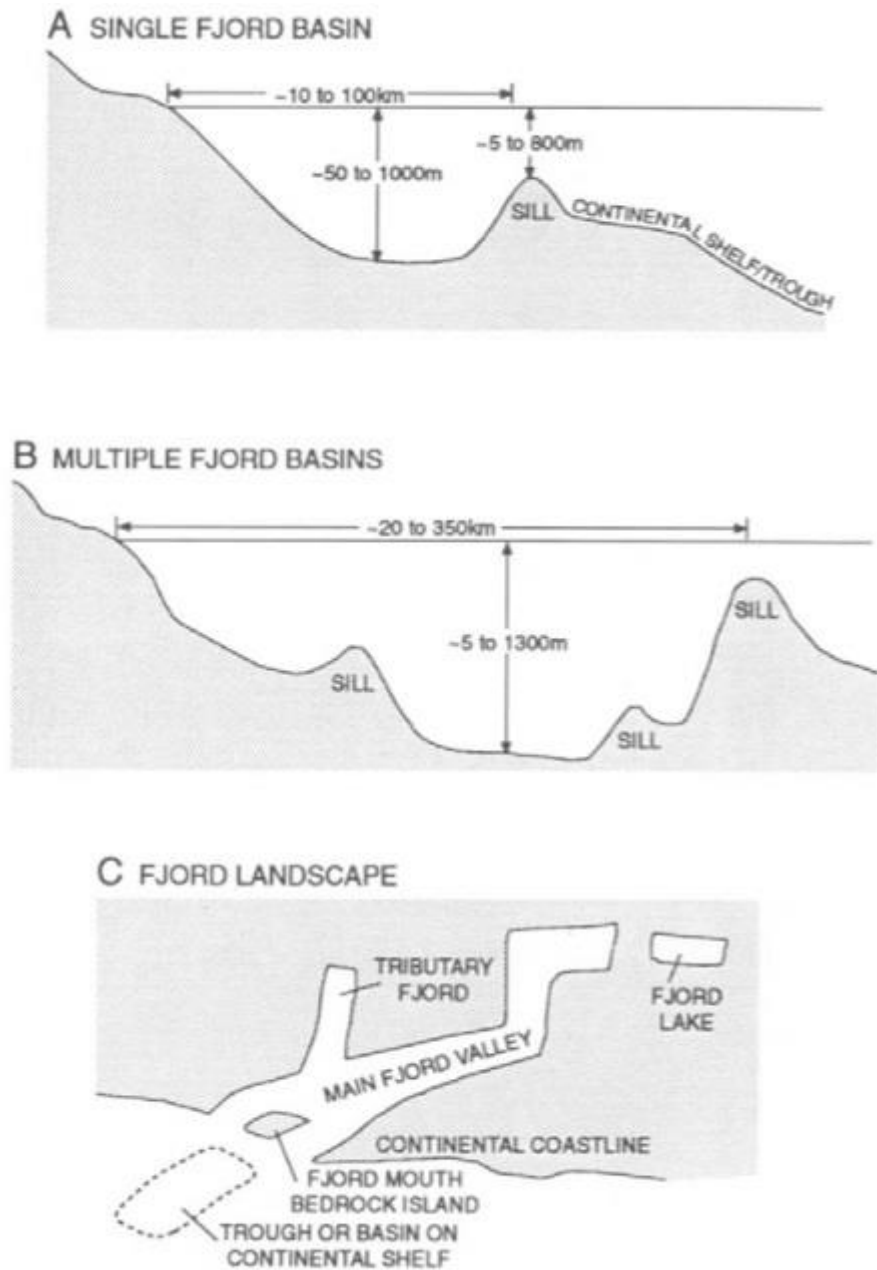
Wanner, H. a další, 2001. North Atlantic Oscillation- Concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, Svazek 22, pp. 321-382.

Webby, B. D., Droser, L. M. & Paris, F., 2004. *Great Ordovician Biodiversification Event*. -: Columbia University Press.

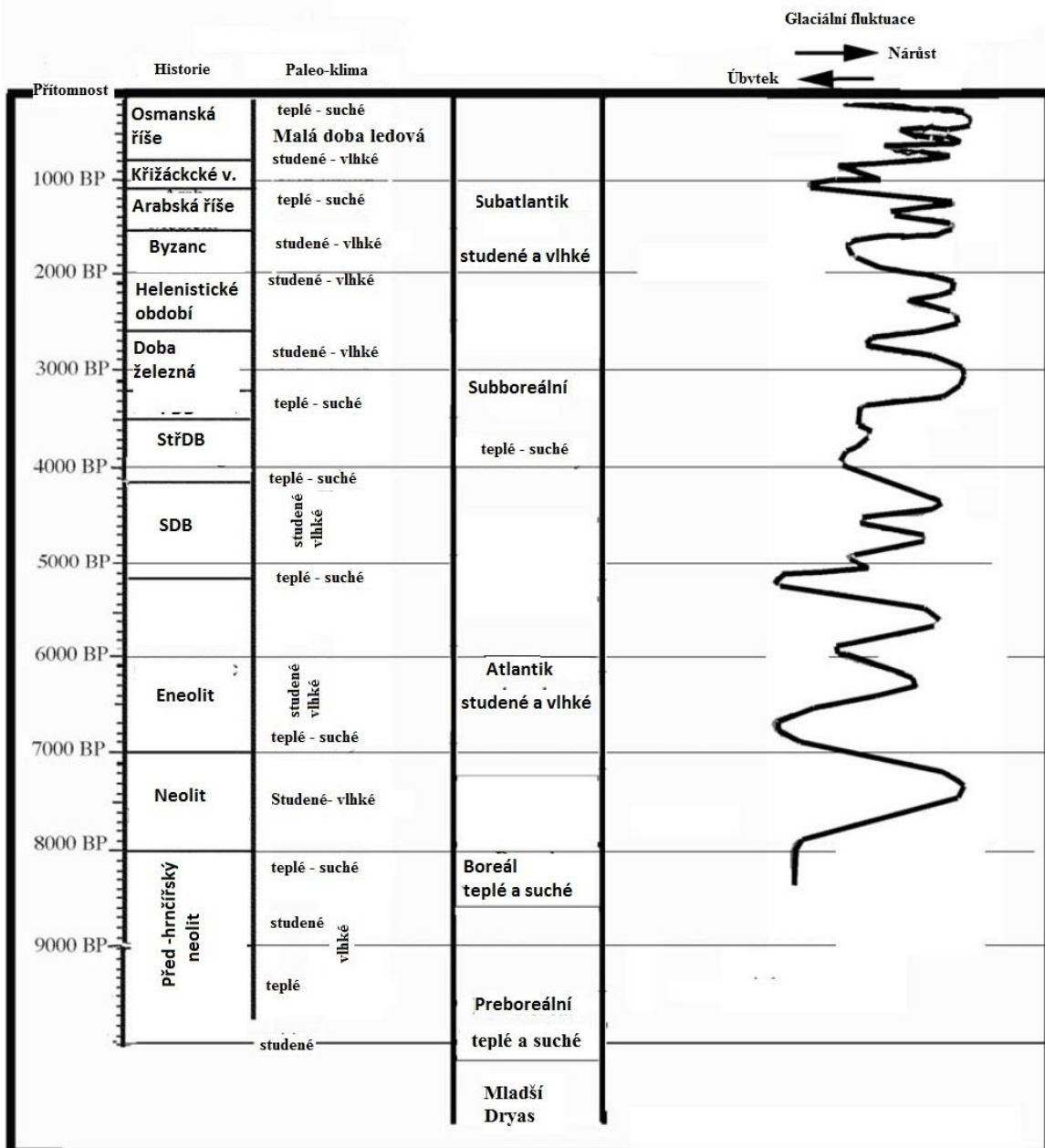
Zinke, J. a další, 2014. Seychelles coral record of changes in sea surface temperature bimodality in the western Indian Ocean from the Mid-Holocene to the present. *Climate Dynamics*, Svazek 43, pp. 689-708.



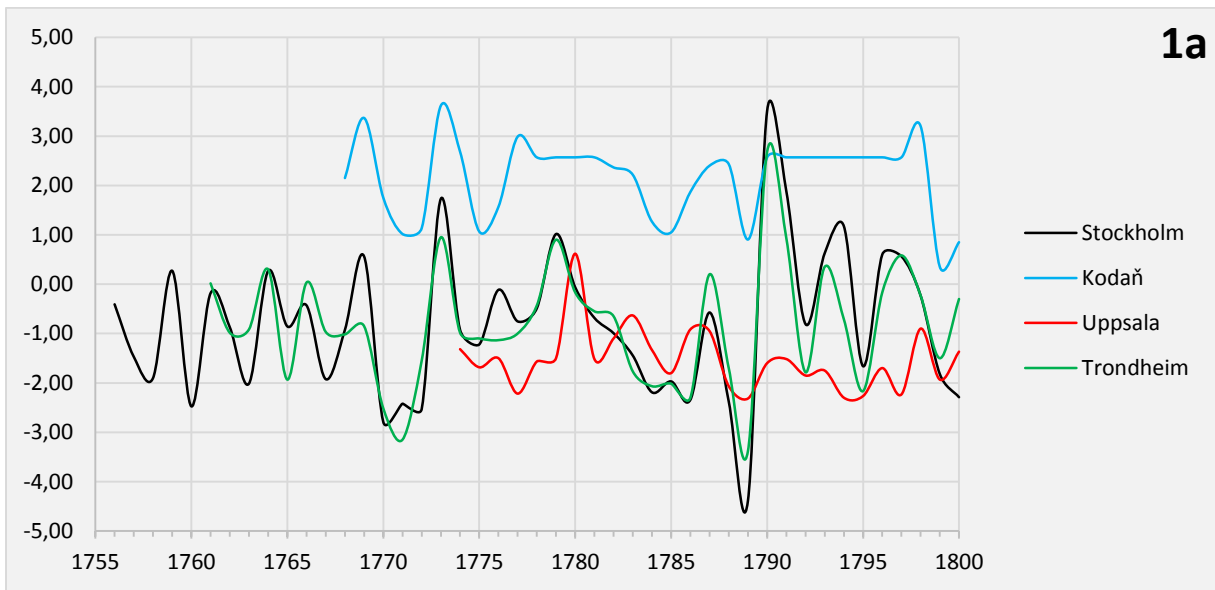
Obrázek 4 Zjednodušené rozložení alochtonů po západním okraji Norska (Roberts, 2003)



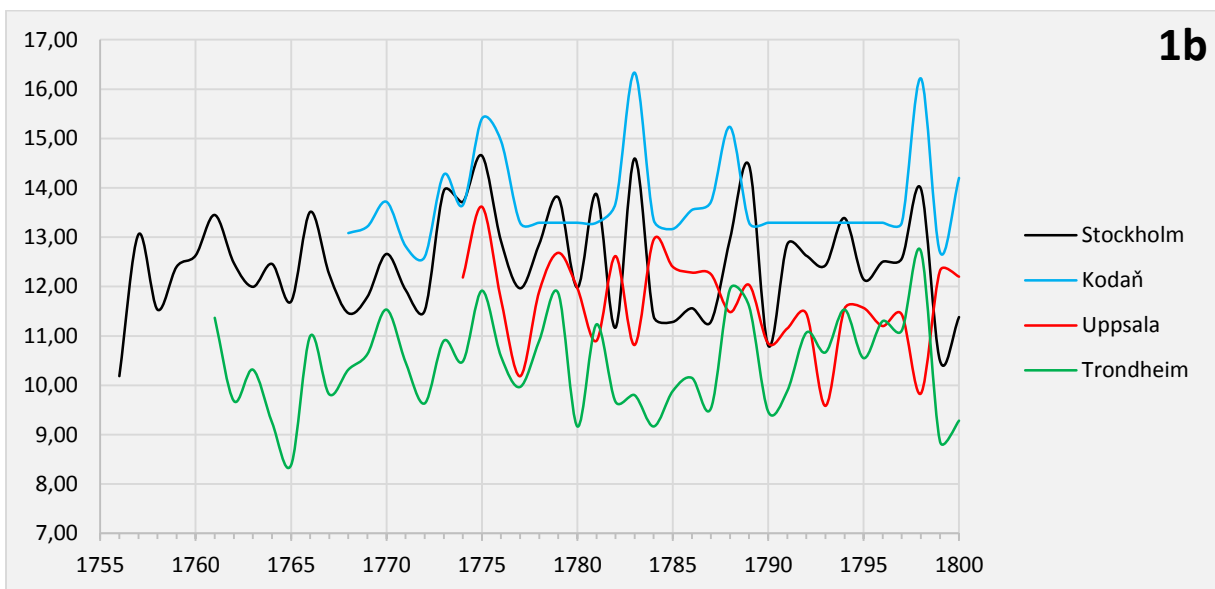
Obrázek 5- Schéma a typy fjordů (Syvitski & Shaw, 1995)



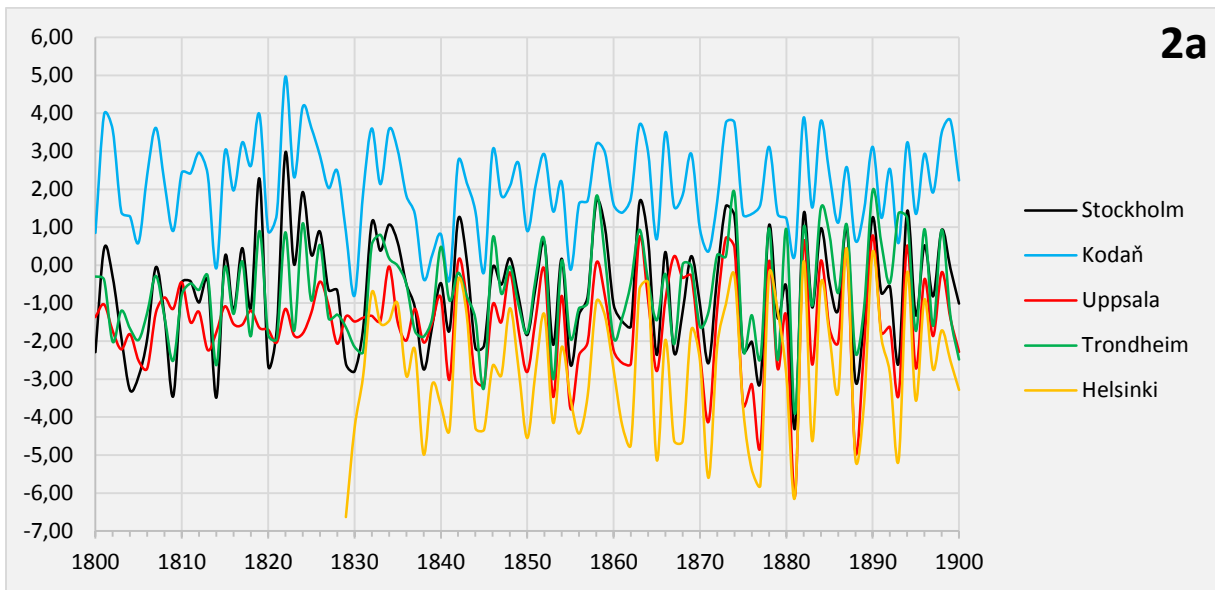
Obrázek 6- Podnebí a fluktuace ledovců v holocénu (Issar, 2009)



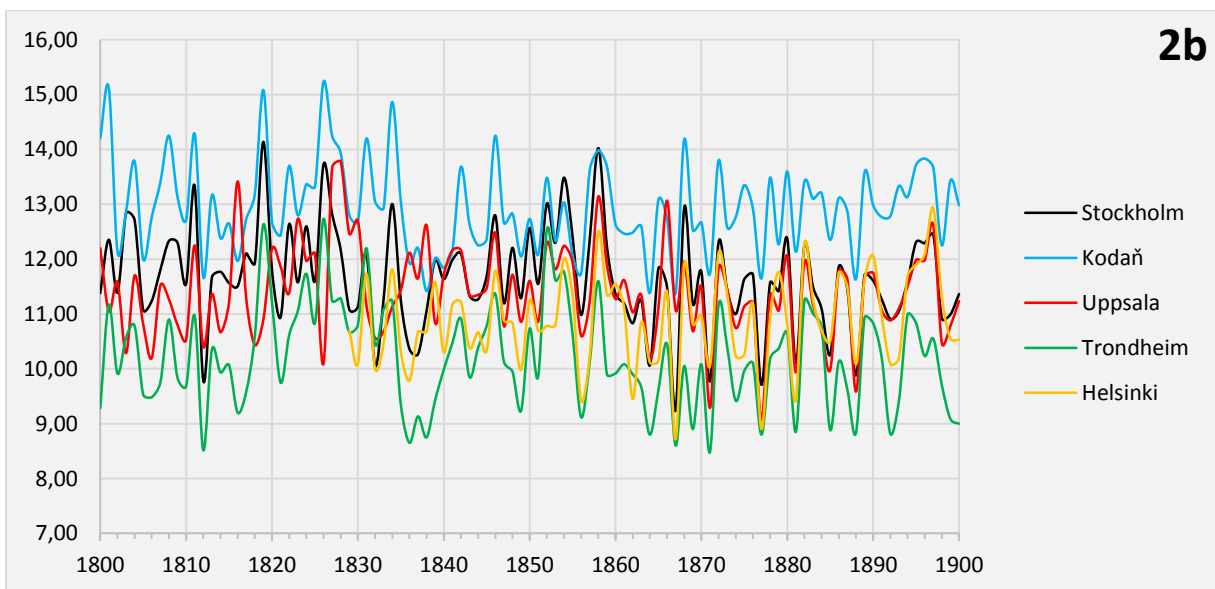
Obrázek 7 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 18. století (www.ncdc.noaa.gov)



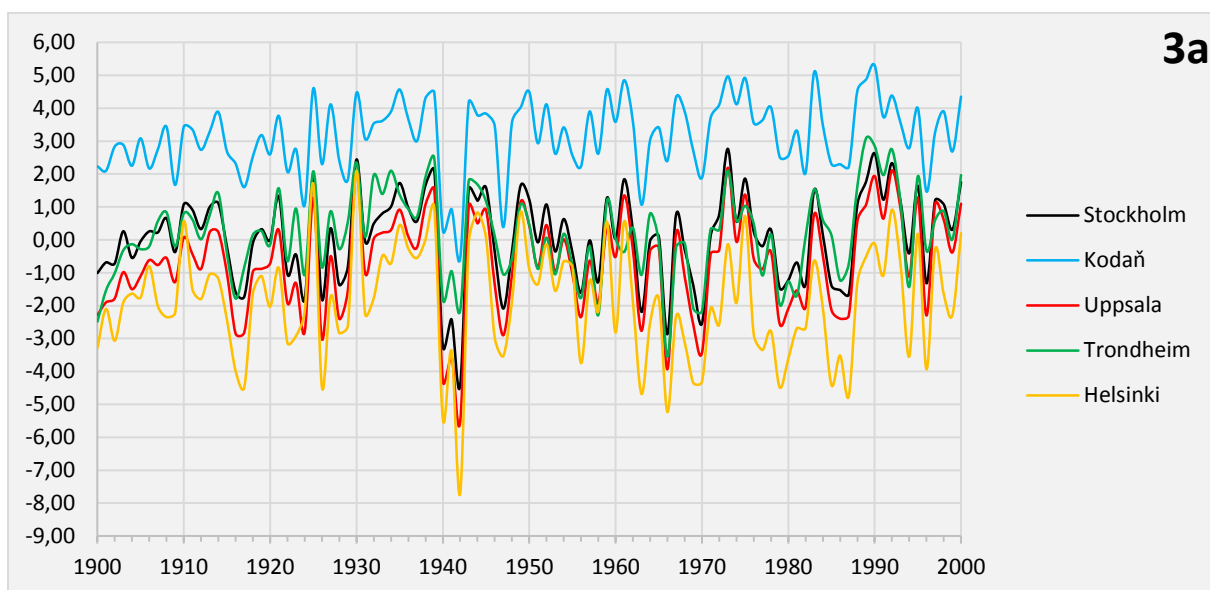
Obrázek 8 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních měsíců (duben-září) 18. století (www.ncdc.noaa.gov)



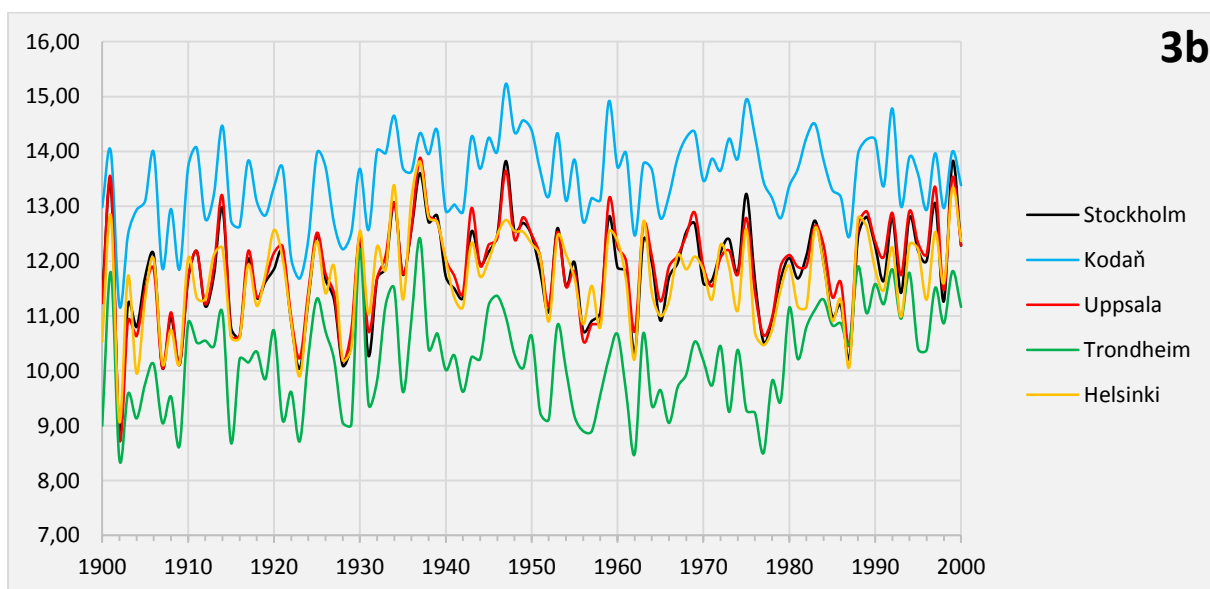
Obrázek 9 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 19. století (www.ncdc.noaa.gov)



Obrázek 10 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních měsíců (duben-září) 19. století (www.ncdc.noaa.gov)



Obrázek 11 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 20. století (www.ncdc.noaa.gov)



Obrázek 12 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních (duben-září) 20. století (www.ncdc.noaa.gov)

Seznam obrázků

Obrázek 1 Distribuce permafrostu ve Skandinávii, Grónsku a přilehlých ostrovech. Žluté tečky značí měřicí vrty (Christiansen, et al., 2010)	37
Obrázek 2 roční počet ledovců v Norsku, které ubyly více než 2 metry, které se nezměnily, a u kterých byl zaznamenán nárůst o více než 2 metry v letech 1900 až 2004 (Andreassen, et al., 2008).....	38
Obrázek 3 Vývoj klimatu od počátku věků (Condie, 2011).....	47
Obrázek 4 Zjednodušené rozložení alochtonů po západním okraji Norska (Roberts, 2003)...	48
Obrázek 5- Schéma a typy fjordů (Syvitski & Shaw, 1995).....	49
Obrázek 6- Podnebí a fluktuace ledovců v holocénu (Issar, 2009).....	50
Obrázek 7 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 18. století (www.ncdc.noaa.gov)	51
Obrázek 8 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních měsíců (duben-září) 18. století (www.ncdc.noaa.gov)	51
Obrázek 9 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 19. století (www.ncdc.noaa.gov)	52
Obrázek 10 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních měsíců (duben-září) 19. století (www.ncdc.noaa.gov)	52
Obrázek 11 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty zimních měsíců (říjen-březen) 20. století (www.ncdc.noaa.gov).....	53
Obrázek 12 Vlastní zpracování vývoje průměrné teploty letních (duben-září) 20. století (www.ncdc.noaa.gov)	53