

Studier av den brå overgangen til «den lille istid» i havområdet nord for Island

av

Siv Tone Bårdsnes



Masteroppgave i geologi

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

April 2019

Sammendrag

De siste tiårenes forskning tyder på at endringer i havstrømmene nord for Island har en nær sammenheng med brå klimaendringer i den nordiske region. Selv om Island ligger sentralt til i det nord-atlantiske klimasystemet har det frem til nylig vært lite *detaljerte* opplysninger å finne om paleomiljøendringer i dette området. De senere årenes forskning på havstrømmenes rolle i brå klimaendringer har imidlertid satt den nord-islandske sokkelen i nytt fokus. Kombinasjonen stor varmetransport inn fra sør, og den polare lokaliseringen, fører til at regionen er svært sensitiv for naturlige klimavariasjoner og spesielt sårbar for eksterne pådrivere.

En ny marin sedimentkjerne fra den nord-islandske sokkelen (GS15-198-33) er benyttet til høyoppløselig rekonstruksjon av oseanske forhold i overgangen fra «middelalderens varmeperiode» til «den lille istid». En foraminiferbasert (*Melonis barleeanum*) Mg/Ca analyse og $\delta^{18}\text{O}$ analyse gir detaljert informasjon om egenskapsendringer i bunnvannet over Húnaflói. Studieområdet ligger ideelt til for å kunne gi detaljert informasjon om endringer i dominans mellom den nord-islandske Irmingerstrømmen og Østgrønlandsstrømmen. Endringer i dominans mellom disse forårsaker breddegradsendringer i Polarfronten og har stor klimatisk innflytelse på hele regionen.

De instrumentelle dataene er supplert med informasjon om brefluktasjoner i Drangajökull som ligger like ved studielokaliteten. Det er også søkt i historiske kilder etter førstehåndsberetninger om endringer i vær og klimaforhold i overgangen til «den lille istid».

Mine resultater viser en brå endring i vannmassene på den nord-islandske sokkelen rundt 1275-1300 evt. Etter et skifte tilbake til en atlantisk varmere modus, endres temperaturene brått igjen i tiden rundt 1500 evt. Etter dette gjenspeiler ikke forholdene i bunnstrømmen det som skjer på overflaten eller i atmosfæren.

Forord

Aller først vil jeg takke min veileder Professor Eystein Jansen (Institutt for Geovitenskap Universitetet i Bergen) for å gi meg muligheten til å arbeide i et slik inspirerende prosjekt. Jeg vil også takke min medveileder Dr. Kerstin Perner (Inst für Osteseeforschung, Warnemunde, Germany) for utmerket veiledning, gode samtaler og tålmodighet i opplæring av Grapher. og Forsker II Dr. Amandine Tisserand (Uni Research/NORCE Bergen) for tålmodig og stødig veiledning gjennom laboratoriearbeidet, og Dr. Margit Simon (Uni Research/NORCE Bergen) for hjelp med programvare og litteratur. Jeg vil også takke Dag Inge Blindheim og Anna Tran for god og tålmodig assistanse i laboratoriearbeidet både på TELab og FARLAB.

Jeg er takknemlig for at Svein Sørli på NAV Rauma hadde troen på meg og har støttet meg igjennom dette prosjektet! Takk for all velvilje og støttende ord!

Jeg vil også takke min familie og mine venner for å ha støttet meg og hatt troen på meg gjennom hele prosjektet. Livet har bydd på mange uforutsette utfordringer underveis. Denne oppgaven har blitt til på tross av og ikke på grunn av! En stor takk rettes også til min mor som har lest korrektur uten å forstå innholdet i teksten gang på gang!

Til slutt en stor takk til deg Lars Even som har tatt vare på alle ungene og holdt hjulene i gang på hjemmebane under mine studiereiser og nattlige skrivestunder!

Vi har greid det!

Innholdsfortegnelse

1	INTRODUKSJON	6
1.1	ice2ice-prosjektet.....	6
1.2	Målsetting.....	8
2	BAKGRUNN	9
2.1	Den termohaline sirkulasjon	11
2.2	Overflatestrømmer og understrømmer i den Nord-Atlantiske region.....	12
2.3	Klimasystemet.....	14
2.4	Klimaendringer i den nordiske region	16
2.4.1	Klimasvingninger i siste del av Holocen.....	16
2.4.2	«Middelalderens varmeperiode»	18
2.4.4	«Den lille istid»	19
2.4.5	Miljø og bosetting på Grønland og Island	21
2.4.6	Det islandske og grønlandske middelaldersamfunnet	22
2.3	Aldersmodell	24
3	STUDIEOMRÅDE	25
3.1	Regional setting	25
3.2	Batymetri og vannprofil.....	29
4	MATERIALE OG METODER	31
4.1	Kjerne GS15-198-33GC	31
4.1.1	Kjernebeskrivelse	32
4.1.2	Magnetisk mottakelighet/suseptibilitet	32
4.2	Laboratoriemetoder	34
4.2.1	Mg/Ca analyse av foraminiferer	34
4.2.2	Melonis barleeanum	35
4.2.3	Prøvetaking og plukking av Melonis barleeanum.....	36

4.2.4 Renseprosedyre før Mg/Ca analyse	36
4.2.5 Rensing av silikater	37
4.3 Mg/Ca analyse som paleotemperaturindikator	40
4.3.1 Forurensing.....	40
4.3.2 Temperaturkalibrering.....	41
4.4 Isotopanalyse.....	42
4.4.1 Preparering av prøver før isotopanalyse	43
4.4.2 $\delta^{18}\text{O}$	43
4.4.3 Massespektrometer	44
4.4.3 Fraksjonering	44
5 RESULTATER.....	47
5.1 Resultater Mg/Ca analyse.....	47
5.1.1 Mg/Ca over Al/Ca.....	48
5.1.2 Mg/Ca over Mn/Ca.....	48
5.1.3 Mg/Ca over Fe/Ca	48
5.1.4 Samlet kurve over dybde Fe/Ca, Mn/Ca og Al/Ca vs. Mg/Ca.....	48
5.2 Temperaturkurve basert på Mg/Ca analyse av <i>M. barleeanum</i>	51
5.3 Isotopkurve fra isotopanalyse	52
6 DISKUSJON	53
6.1 Overgangen til «den lille istid».....	54
6.1.1 Endring i havstrømmene og drivis	57
6.1.2 Salinitetsendringer i bunnvannet reflektert i $\delta^{18}\text{O}$	58
6.1.3 Mg/Ca resultatene samlet	59
6.2 Oppsummering	60
REFERANSER.....	64
Appendiks I.....	71

1 INTRODUKSJON

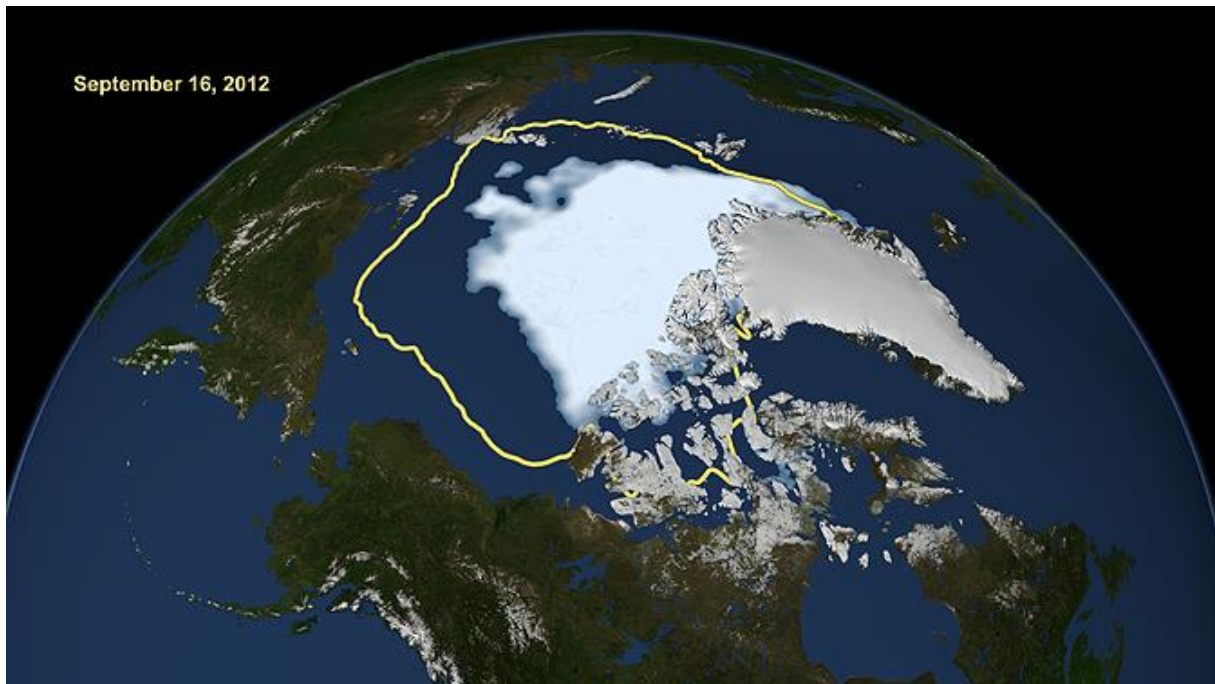
Denne masteroppgaven er veiledet av Professor Eystein Jansen (Institutt for Geovitenskap Universitetet i Bergen), Dr. Kerstin Perner (Inst für Osteseeforschung, Warnemunde, Germany), Forsker II Dr. Amandine Tisserand (Uni Research/NORCE Bergen) og Dr. Margit Simon (Uni Research/NORCE Bergen).

1.1 ice2ice-prosjektet

Dette studiet er en del av forskningsprosjektet *Arctic Sea Ice and Greenland Ice Sheet Sensitivity* (ice2ice). **Ice2ice** er det første *samlede* forsøk på å forstå mekanismene i raske klimaendringer i nord. Arbeidet utføres i tverrfaglige forskningsgrupper finansiert av det Europeiske forskningsråd (ERC). I det følgende gis en kort presentasjon av ice2iceprosjektet.

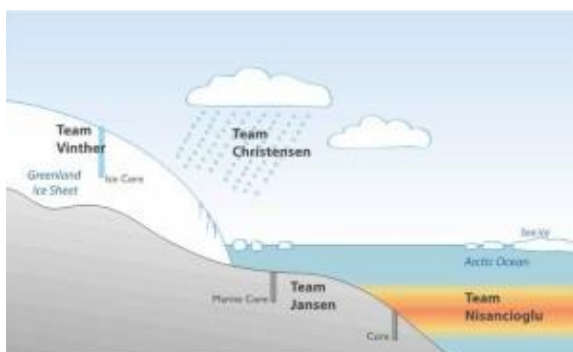
Kryosfæren er i rask endring. Den arktiske sjøisen og Grønlandsisen smelter kraftig tilbake. I 2012 var den arktiske sjøisens utbredelse halvert i forhold til 1979-2000 gjennomsnittet (Fig. 1.1). Satellittovervåking av Grønlandsisen viser at den smelter raskt tilbake, og temperaturene på Summit har steget siden 1990. Endringer i den arktiske sjøisutbredelsen og Grønlandsisen påvirker havstrømmene i de nordiske hav, og dermed den kontinuerlige hav-atmosfæreutvekslingen av varme, ferskvann og gasser. Iskjerner fra Grønlandsisen gir klare indikasjoner på tidligere brå, varme klimaendringer der temperaturen steg med inntil 15 °C i løpet av bare et tiår. Mest sannsynlig var disse brå endringene trigget av rask tilbaketrekking av sjøis i de nordiske hav.

Det er stor bekymring knyttet til hvordan den kraftige tilbakesmeltingen vil påvirke Grønlandsisens massebalanse, den arktiske sjøisens utbredelse og påvirkningen dette vil ha på havnivåøkning, havsirkulasjonen og det globale klimaet.



Figur 1.1 Satellittbilde viser den rekordlave arktiske sjøisutbredelsen i 2012. Den gule linjen markerer den gjennomsnittlige sjøisutbredelsen de siste 30 år. Kilde: NASA/Goddard's Scientific Visualization Studio.

Ice2ice tilnærmer seg disse komplekse problemstillingene i tverrfaglige forskningsgrupper. Gruppene er sammensatt av spesialister innen arktiske og grønlandske atmosfæriske, oseanografiske og kryosfæriske vitenskapsfelt. Ice2ice er det første tverrfaglige samlede forsøk på å forstå årsaker og fremtidige implikasjoner av tidligere brå klimaendringer på Grønland.



Figur 1.2: De tverrfaglige ice2ice teamene. Team Jansen arbeider med marine sedimentkjerner. Kilde: ice2ice.W.uib.no

En del av ice2ice prosjektet fokuserer på å identifisere og rekonstruere tidligere brå klimaendringer ut ifra marine kjerner. Marine kjerner har potensialet til å reflektere tidligere endringer i havstrømmene i de nordiske hav. Endringer i havstrømmene vil også reflekteres i klimaendringer i landområdene på Grønland og Island. En sammenstilling av marine og

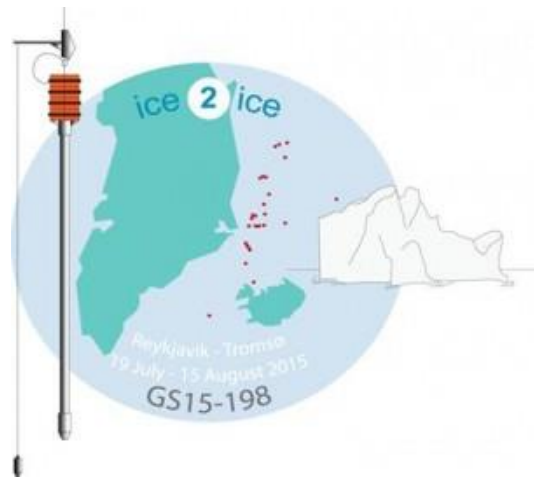
terrestriske proksydata vil derfor gi et bilde av hvordan tidligere klimaendringer har gjort utslag både i tid og utbredelse. Studiet i denne masteroppgaven, er utført i samarbeid med ice2ice Team Jansen (Fig. 1.2).

Mer informasjon om ice2iceprosjektet kan hentes på <https://ice2ice.w.uib.no/>

1.2 Målsetting

Målet med denne oppgaven er å undersøke tilstedeværelsen av, og eventuelt karakterisere, klimaovergangen fra «middelalderens varmeperiode» (Ca 950-1300 evt.) til «den lille istid» (Ca 1300-1950 evt.). Dette gjøres ved å rekonstruere paleotemperaturendringer i innstrømmingen av atlantisk vann til den islandske sokkelen gjennom overgangen fra «middelalderens varmeperiode» til «den lille istid». Temperaturkurven kan gi informasjon om tidspunktet for eventuelle endringer i varmetransporten nordover via den Nord-Atlantiske strømmen og inn i nordre del av Nord-Atlanteren. Endringer i havstrømmene bør kunne spores i miljøendringer i de nære landområdene.

Det undersøkes derfor om fluktuasjoner i Drangajökull kan korreleres til endringene i vannmassene over studielokaliteten Húnaflói. Det søkes også etter informasjon om endringer i vær og klimaforhold i historiske kilder fra Island og Grønland for å kunne danne et bilde av følgene for de nære samfunnene.



Figur 2.2: ice2ice toktlogo. Røde prikker indikerer lokaliteter der det ble tatt marinekjerner. Kjerne GS15-198-33 benyttet i dette studiet kan sees like nord for Island. Foto krediteres Amandine Tisserand. Kilde: EGU

Høyoppløselige Mg/Ca og $\delta^{18}\text{O}$ studier gjør det mulig å rekonstruere paleotemperaturer og endringer i salinitet i nøkkelområdet Húnaflói (Fig 1.2), der flere vannstrømmer møtes i de Nordiske hav nord for Island (Andrews et al., 2003, Pearson, 2012, Hasenfratz et al., 2017). Studieområdet er et gunstig studiested med høy sedimentasjonsrate som gir meget høyoppløselige klimadata i et klimasensitivt område (Andrews et al., 2003).

2 BAKGRUNN

En mørk vinternatt i 1816 løsnet et stort snøskred høyt oppe i fjellet Kabben i Møre og Romsdal, Norge. Midt i skredbanen lå en nybygget gård. Gården ble knust til pinneved og begravd i snø. 10 mennesker, av dem 3 barn, omkom mens de sov. Buskapen ble drept momentant da snømassene knuste fjøset. Eierne; Ole Amundsen Fladmark, var en gründer helt utenom det vanlige. Han var en av de fremste ingeniørene og forretningsmennene i området. Han bygde flere møller, vandrevne sager, vadmelspresser, teglverk, veier og broer. I perioder hadde Ole over 200 mann i arbeid. Kort sagt; samfunnet led under hans tap (Austigard, 2016).

Fra våren 1315 til høsten 1322 regnet det bort imot ustanselig i Nord-Europa. Året 1816 har gått igjennom historien som «året uten sommer». Millioner av mennesker døde under «den lille istid» av sult, avlinger som feilet, sykdommer florerte og mange frøs i hjel (Fagan, 2000). Breene ekspanderte og la seg over dyrket mark, hus og gårder ble knust og ødelagt. Buskapen sultet og frøs i hjel. Naturkatastrofene stod i kø, hele landsbyer ble skyllet bort av overmettede jordmasser som gled ut på grunn av alt regnet. Snømengdene var enorme, somrene korte og skredene mange. Brå endringer imellom disse kalde episodene gav episoder med varmere klima enn i dag. Gjennom disse varme episodene, dyrket bøndene korn 100 m over dagens dyrkbare sone. Disse bøndene var de mest sårbare for brå klimaendringer tilbake til en kaldere modus (Fagan, 2000).

Historiske kilder gir oss et unikt vindu inn i «den lille istid». Et vindu der vi skimter en klimakatastrofe som rammet det nordiske- og europeiske samfunnet brutalt. Denne informasjonen gir oss verdifull innsikt i hvor mye, - og dramatisk, klimaet har svinget i vår nærmeste historiske periode. «Den lille istid» var en endeløs serie av brå og intense klimasvingninger der klimaet i perioder var varmere enn i dag, men også kaldere og mye mer nedbørsrikt (Fagan, 2000, Nesje and Dahl, 2003, Harning et al., 2016).

Kunnskapen om sosiale konsekvenser av klimaendringene under «den lille istid», viser hvor viktig det er å forstå klimaendringene som pågår i dag. Det er stor bekymring knyttet til hvordan den vedvarende og raske klimaoppvarmingen vil påvirke våre liv og vårt samfunn.

Nettopp derfor, er det viktig å forstå hvordan tidligere *naturlige* klimasvingninger, uten antropogen påvirkning, har foregått.

I de arktiske områdene manifesteres dagens raske oppvarming i smelting av isbreer, sjøis, snødekke og opptining av permafrostområder. Snø- og isfonner, datert 5000-6000 år gamle, smelter nå kraftig tilbake, havnivået stiger, vi ser endrede nedbørsmønstre, stigende havtemperaturer og endringer i havets globale sirkulasjonsmønstre (Hanssen-Bauer et al., 2015, Nesje et al., 2012, IPCC, 2014).

Klimaendringene fører til utfordringer forbundet med økte tilfeller av flom og skred, problemer knyttet til matproduksjon og annen velferd. Befolkningstetthet, bosettingsmønstre og infrastruktur gjør vårt samfunn mer sårbart enn noen gang tidligere. *Økt kunnskap om havsirkulasjonens rolle* i fremtidige klimaendringer er derfor avgjørende for vår klimatilpasning og samfunnsutvikling (Hanssen-Bauer et al., 2015, IPCC, 2014, Klein et al., 2017).

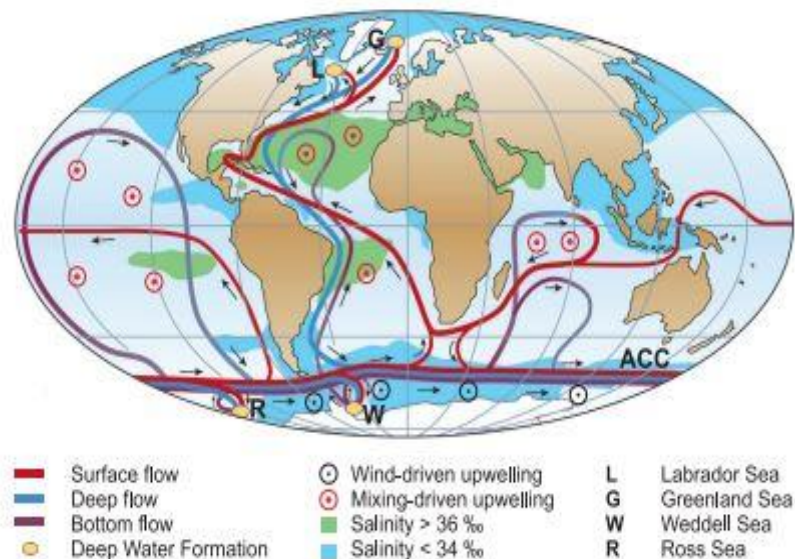
Det kvartære klimaet (Ca 1.8 mill. år) har lenge vært kjent for sine store klimasvingninger. Proksydata for Holocene (siste 11 700 år) viser også høyfrekvente klimasvingninger i den nord-atlantiske region (Nesje et al., 2000, Andrews et al., 2003, Drange, 2005). Klima er definert som været i en region over en periode (Paasche and Kolstad, 2009). Klimaet er alltid i naturlig forandring. Det finnes ikke noen tilstand som er normal eller stabil, og per i dag kan vi si at vi bare så vidt er ute av «den lille istid».

De siste tiårenes forskning tyder på at endringer i havstrømmene nord for Island har en nær sammenheng med brå klimaendringer i den nordiske region (Perner et al., 2017). Nord-Atlanteren og de omkringliggende kontinentale landområdene spiller derfor en nøkkelrolle i rekonstruksjon av tidligere klimaendringer både på kortere og lengre skala. *Kombinasjonen stor varmetransport inn fra sør og den polare lokaliseringen fører til at regionen er svært sensitiv for naturlige klimavariasjoner og spesielt sårbar for eksterne pådrivere* (Drange, 2005).

2.1 Den termohaline sirkulasjon

Den termohaline sirkulasjon (Thermohaline circulation, THC) er en av de viktigste klimadrivere på jorden (Rahmstorf, 2006, Thornalley et al., 2018). Den kan defineres som drivermekanismen i det verdensomspennende sirkulasjonsmønsteret der havet varmes opp på tropiske breddegrader og sirkulerer til høyere breddegrader, hvor varmen frigjøres. Det nedkjølte, saline vannet synker (dypvannsdannelse) og returnerer til tropene (Rahmstorf, 2006). Se fig 2.1.

Den store varmetransporten som den termohaline sirkulasjonen står for, gjør den viktig for det globale klimaet. Dens ikke-lineære, og potensielt brå, respons på pådrivere, studeres stadig for å forklare brå klimaendringer (Clark et al., 2002, Rahmstorf, 2003). Det er det termohaline systemets sensitivitet for endringer i salinitet og temperatur som gir den en iboende ustabilitet (Knudsen et al., 2009).



Figur 2.1 Skjematisk fremstilling av den termohaline sirkulasjon. Overflatestrømmer vist i rødt, dypstrøm i lys blått og dypvann i mørk blå. Dypvannsdannelse er vist i orange. Kilde: Rahmstorf, 2006.

De siste årene har det vært stort fokus på, og utstrakt forskning på, kartlegging og forståelse av *sirkulasjonsmønstre*, og hvordan *endringer i sirkulasjonsmønstre* påvirker verdens klima (Andrews and Giraudeau, 2003, Andrews et al., 2003, Knudsen et al., 2009).

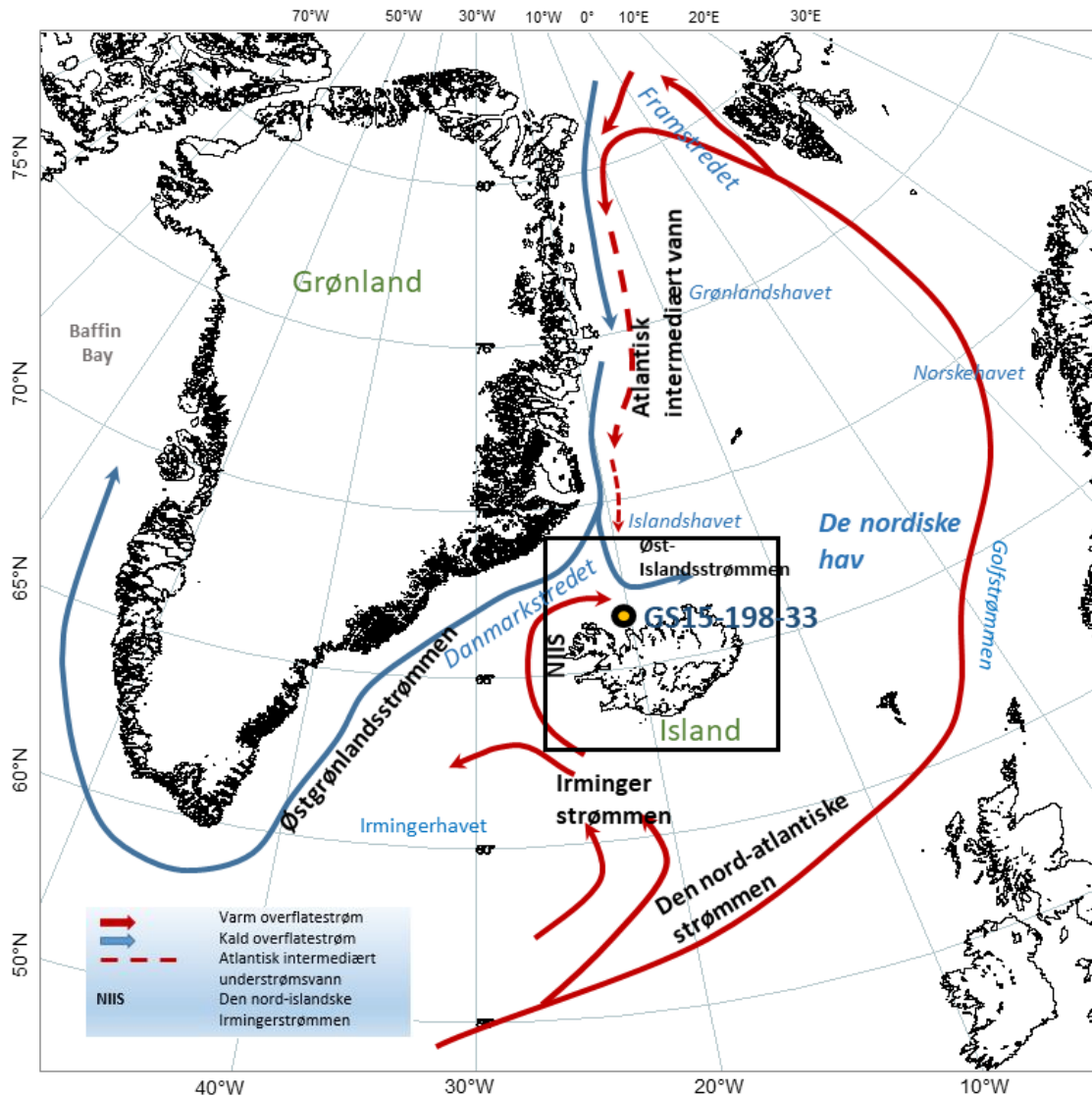
2.2 Overflatestrømmer og understrømmer i den Nord-Atlantiske region

Denne undersøkelsen retter seg mot å rekonstruere temperaturendringer i det intermediære atlantiske vannet med opphav i Grønlandshavet/Islandshavet i et område der subpolart nord-atlantisk vann fra Irmingerstrømmen/den nord-islandske Irmingerstrømmen møter den ferske og kalde Østgrønlandsstrømmen og atlantisk intermediært understrømsvann med opphav i Grønland/Islandshavet. Endringer i dominans mellom det varme vannet fra Nord-Atlanteren og det kalde, ferske vannet fra Arktis antas å legge sterke føringer på temperaturer og nedbør over Nordvest-Europa (Knudsen et al., 2009, Perner et al., 2017).

I det følgende gis en skjematisk fremstilling av de viktigste overflatestrømmene og sirkulasjonsmønstrene som har betydning for studieområdet Húnaflói (Fig. 2.2) på sokkelen nord for Island. De Nordiske hav har en meget kompleks og dynamisk oseanografi.

De nordiske hav er en samlebetegnelse på Norskehavet, Grønlandshavet og Islandshavet (Fig. 2.2). Dette havområdet dekker omtrent 0.75% av arealet i verdenshavene, og er slik sett et lite område. Til tross for det begrensede omfanget, er havområdet både mangfoldig og svært dynamisk. Her foregår en kontinuerlig utveksling av varme, ferskvann og gasser, mellom atmosfære og hav, - særlig i vintermånedene fra november til april. Vannmasser fra lave og høye breddegrader møtes og blandes gjennom frontmiksing, dypkonveksjon og subduksjon. Havis dannes i de nordligste og vestlige områdene i vintermånedene, mens regionen er hovedsakelig isfri om sommeren (Drange, 2005). Området er et nøkkelområde for dypvannsdanning.

Den nord-atlantiske strømmen (Figur 2.1) står for en stor varmeoverføring til atmosfæren via Golfstrømmen som strømmer inn i Norskehavet, og **Irmingerstrømmen** som dreier nordøstover gjennom Danmarkstredet og inn i Islandshavet. Når Irmingerstrømmen passerer Danmarkstredet kalles den for den **nord-islandske Irmingerstrømmen**.



Figur 2.2: Kartet viser de dominerende havstrømmene med betydning for studieområdet Húnaflói. Lokaliteten for kjerne GS15-198-33 er markert med gul prikk på sokkelen nord for Island (Innrammet). Figur av Siv T. Bårdnes.

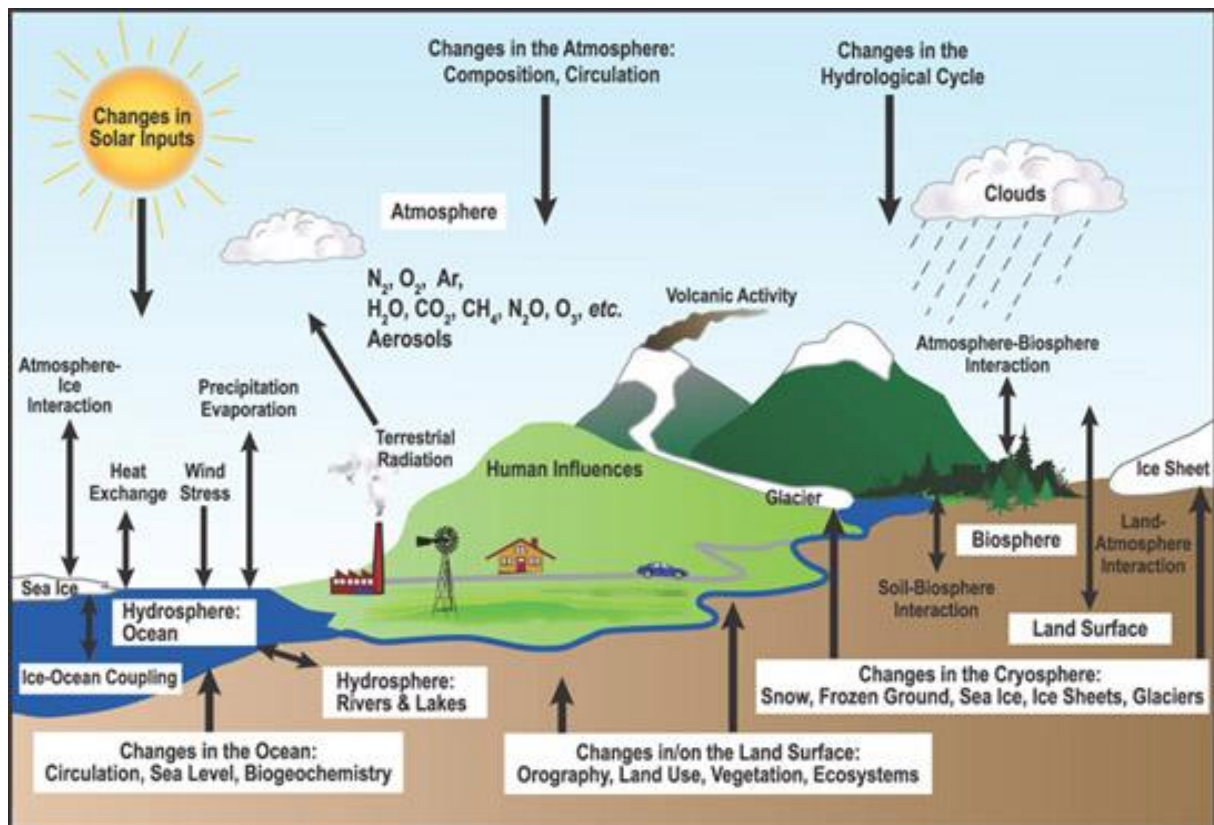
Den nord-atlantiske strømmen avkjøles gradvis på sin led nordover mot høyere breddegrader og returnerer sørover mot Island som en understrøm av intermediært atlantisk vann nært knyttet til den kalde og ferske overflatestrømmen **Østgrønlandsstrømmen**.

Nord for Island, forgrener Østgrønlandsstrømmen seg. Den ene grenen fortsetter gjennom Danmarkstredet, runder sørspissen av Grønland, og fortsetter som Vestgrønlandsstrømmen. Den andre grenen bøyer av østover, nord for Island, og kalles **Øst-Islandsstrømmen**.

2.3 Klimasystemet

Det globale klimaet er naturlig i konstant endring. Jordens klimasystem består i all hovedsak av fem komponenter: atmosfæren, hydrosfæren, kryosfæren, biosfæren og landoverflaten. Flere faktorer forårsaker og driver endringene i klimasystemet på lengre og kortere tidsskalaer. Disse faktorene kalles pådrivere og responser (*forcings and responses*).

Det finnes tre hovedtyper pådrivere; tektoniske prosesser, endringer i jordens bane rundt sola og endringer i solinnstråling. Antropogen klimapådriving, forårsaket av menneskelig aktivitet regnes i vår tid som en fjerde komponent. En endring i en eller flere av disse vil forårsake endringer i samspillet mellom de ulike komponentene i systemet. Slike endringer vil gi positive (forsterkende) eller negative (svekkende) tilbakevirkninger (*feedbacks*). Positive tilbakevirkninger vil forsterke endringen som er i gang, mens negative tilbakevirkninger vil undertrykke endringen (Ruddiman, 2001). Dette innebærer at en endring i en ekstern faktor som f. eks. solinnstråling, vil kunne forårsake en rekke ulike responser i de ulike interne komponentene i klimasystemet (Figur 2.3). Responsene vil deretter lage forstyrrelser i jordens klimasystem gjennom positive og negative tilbakevirkende mekanismer (Ruddiman, 2001, Hanssen-Bauer et al., 2015).



Figur 2.3: Skjematiske fremstilling av klimasystemet og dets komponenter. Pådrivere og responser. Kilde: IPCC 2007. Hentet fra <https://climatechange.environment.nsw.gov.au/About-climate-change-in-NSW/Climate-systems>.

Komponentene i klimasystemet vil alltid være i naturlig samhandling med hverandre og skape klimatiske endringer. De naturlige svingningene i klimaet er vanskelig å forutsi, fordi vi kjenner noen, men ikke alle faktorene og mekanismene som styrer disse. Det vi imidlertid vet, er at de naturlige svingningene har ulik karakter, fra døgnvariasjoner til tiårige (dekadiske), og flere tiår (multidekadiske) opp til minst 100 000-års istidssykluser (Bond et al., 1997). Atmosfæren er den raskeste respondenten (timer til uker), mens hav og is har lengre responstid og kan noen ganger respondere 100 - 10.000 år etter den opprinnelige pådriveren (Ruddiman, 2001).

Kjennskap til disse klimakomponentene, ulike pådrivere og responser, gjør det mulig å rekonstruere tidligere klimautvikling i tid og rom, for eksempel «den lille istid», og kan gi økt forståelse av hvordan klimasystemet fungerer (Nesje and Dahl, 2003, Nesje et al., 2008).

2.4 Klimaendringer i den nordiske region

I tiden etter siste istid; Holocen (siste 11 700 år), har klimaet vist betydelige svingninger, selv om vi befinner oss i en varm fase (Briner et al., 2016). I det følgende gis en kort, og grovt skissert, introduksjon av klimasvingninger i *siste del av Holocen*. Deretter følger en kort presentasjon av det litteraturen regner som pådrivere som førte til overgangen til «den lille istid».

Det råder en felles enighet om at flere trigger- og feedbackmekanismer samlet sett er forklaringen på de ekstremt variable klimaforholdene (Miller et al., 2012). Hoveddriveren i klimaendringer er til alle tider variasjon i innstrålingen fra solen. Den varierende innstrålingen forårsaker irregulær oppvarming av havene, og påvirker dermed sirkulasjonen (Kap 2.1). Klimaendringer på høye breddegrader er ofte koblet til brå endringer i temperatur og sirkulasjon i havstrømmene, særlig i Nord-Atlanteren. Polarfrontens fluktuasjoner i breddegrad gjennom Holocen førte for eksempel til at klimaet på Island vekselvis ble påvirket av varme atlantiske havstrømmer og kalde, isbærende havstrømmer fra arktiske havområder (Fig 2.2 og 3.2) (Harning et al., 2016, Perner et al., 2017). Havområdene på den nord-islandske sokkelen er, med andre ord, kjent for å være sensitiv for storskala klimatiske- og oseanografiske endringer i Nord-Atlanteren.

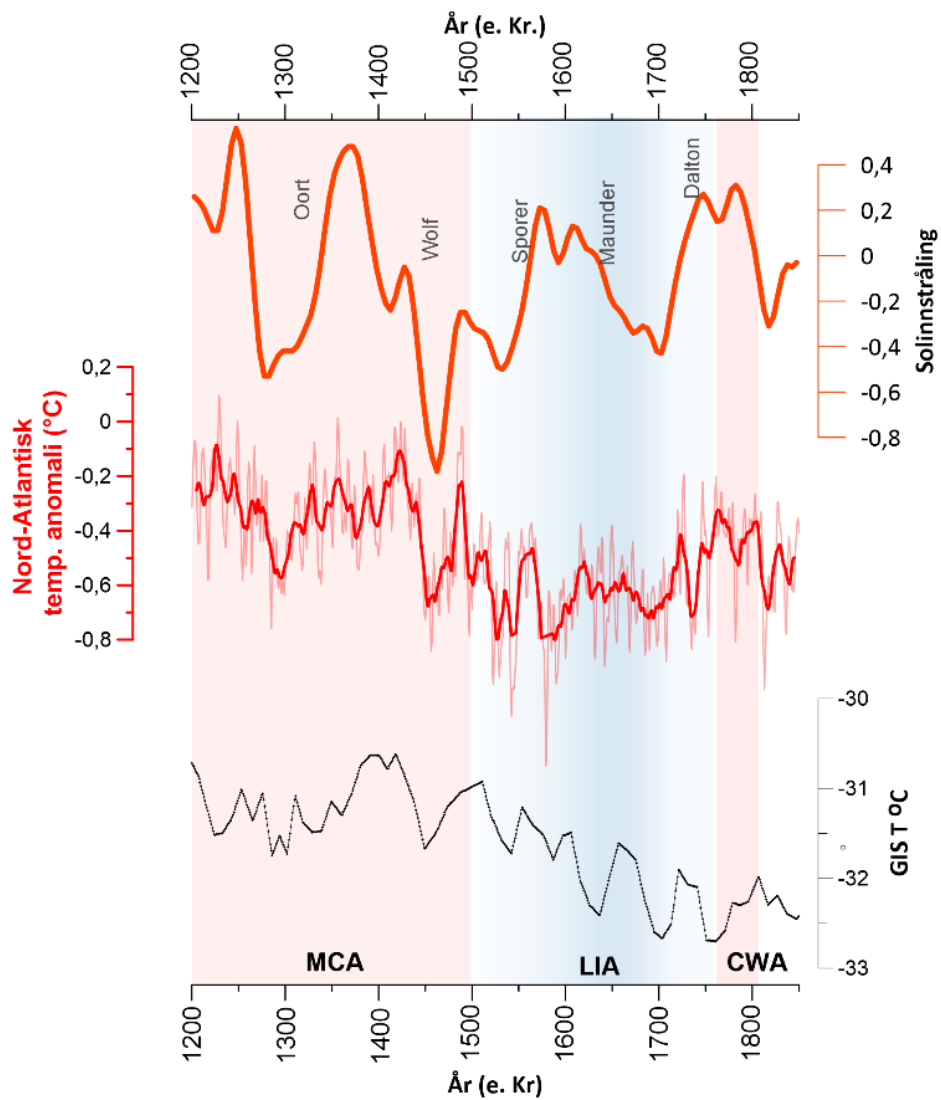
2.4.1 Klimasvingninger i siste del av Holocen

Våre dagers oppvarming etterfølger en trend av naturlig nedkjøling som har pågått siden midten av Holocen (Berger and Loutre, 1991) (Figur 2.4). Den konvensjonelle oppfatningen av klimautviklingen gjennom de siste tusen år, har vært at den fulgte sekvenser som «**middelalderens varmeperiode**» (950-1250 evt.), en kald «**lille istid**» (1250-1850 evt.) og deretter en *oppvarming siden* midten av 1800-tallet, bare forstyrret av en nedkjøling 1940-1975 (Nesje and Dahl, 2003).

Forskningen de siste tiårene har imidlertid utfordret denne generelle og forenklete oppfatningen (Nesje et al., 2008). Et rikt antall studier har vist at «middelalderens varmeperiode» hadde en varmetrend, med regionale temperaturer opp imot, og til dels over,

moderne temperaturer, men også korte, kaldere faser (Fig 2.4). «Den lille istid» hadde en langvarig, kaldere trend, men også raske og høyfrekvente klimafluktuasjoner med varmere og mer nedbørsrike perioder. Følgen av dette er at avtakende sommersolinnstråling ikke kan være årsaken alene (Fig 2.4) (Miller et al., 2012). Interne pådrivere i klimasystemet må være medvirkende (Andrews and Giraudeau, 2003, Andrews et al., 2003, Risebrobakken et al., 2003, Drange, 2005, Cronin et al., 2010). Bredere datasett, proksydata med høyere oppløsning, bedre metoder og modelleringer har økt både kunnskap og forståelse for blant annet *interne terskler for endring i klimasystemet* (Briner et al., 2016). Det er imidlertid fremdeles behov for mere data på endringer i havsirkulasjon som en viktig pådriver i klimasystemet (Cronin et al., 2010).

Øverste kurve i figur 2.4 viser en rekonstruert kurve for solinnstråling (Oransje) (Steinhilber et al., 2009), nord-atlantisk temperaturanomali rekonstruert på bakgrunn av flere datakilder (rød) (Moberg et al., 2005) og rekonstruerte temperaturer på Summit (svart) på Grønland basert på ¹⁰Be-basert TSI (Kobashi et al., 2017). I perioden 1250-1300 viser kurven lav solinnstråling, lav nord-atlantisk temperatur og lave temperaturer over Summit på Grønland. Lav solinnstråling er regnet for å være den viktigste driveren i storskala nord-atlantisk klima variasjon (Kobashi et al., 2017). Dette sammenfaller med perioden som undersøkes på Húnaflói, og kan være en forklaring på starten på «den lille istid». Ser man imidlertid nærmere på kurvene, er trenden en gradvis *økende* solinnstråling med fluktuasjoner. En utpreget ekskursjon i kurven i forkant av 1500-tallet sammenfaller også med temperaturfall i den nordatlantiske region og på Summit. Temperaturen på Summit fortsetter gradvis å synke, mens den nord-atlantiske temperaturen synker fra 1500-tallet, viser en varmere fase på 1600-tallet og fortsetter på en gradvis stigende trend, med fluktuasjoner og variasjoner. Den vedvarende kalde og ustabile «lille istid» kan dermed ikke forklares med redusert solinnstråling alene. For en bredere fremstilling se figur 6.3.



Figur 2.4: Figuren viser variasjoner i solinnstråling, temperatursvingninger i de Nord-Atlantiske vannmassene og rekonstruerte temperaturer fra Grønlandsisen (GIS). Figuren er laget av K. Perner og S. T. Bårdsnes

2.4.2 «Middelalderens varmeperiode»

På 1960 og 1970-tallet ble «middelalderens varmeperiode» ansett som en periode med høye temperaturer i tiden fra det ellefte til det trettende århundre. Senere forskning har imidlertid ikke vist noen klar langvarig, globalt uniform, varm epoke i middelalderen (Fig. 2.4). Mye tyder

imidlertid på at store nedbørsanomalier gjorde seg gjeldende, og at klimaet fluktuerte innenfor en trend av varmere temperaturer frem til 1300-tallet (Fig. 2.4). Mange områder, som for eksempel i USA, opplevde tørkeepisoder av dimensjoner som ikke er målt i løpet av den tiden vi har hatt instrumentelle målinger (Nesje and Dahl, 2003, Knudsen et al., 2009).

Perner et al. 2017 har vist at gjennom «Middelalderens varmeperiode» var overflatevannet på sokkelen nord for Island dominert av varmt atlantisk vann, noe som indikerer en dominerende innstrømming av vann via den Nord-Islandske Irmingerstrømmen (Fig. 2.4). De uvanlig milde vintrene med varmere luft og havtemperaturer fra slutten av 800-tallet og fremover førte til mindre drivis og åpnere farvann i nordområdene. Isforholdene tillot de første vikingene å krysse nye, nå åpne, havområder for å bosette seg på Island (874 evt.) og Grønland (ca. 980 evt.) (Fagan, 2000).

Rekonstruksjoner av kontinentale temperaturer gjennom middelalderens varme klimaanomali har vist at klimaet i perioder var like varmt som i slutten av det 20. århundre i enkelte regioner, særlig i nord, herunder områdene rundt Island og Grønland. Til sammenligning viser våre dagers varme klimaanomali en *stabil varmetrend* over mye større regioner enn den verden opplevde i middelalderen (Drange, 2005). Dette medfører at en kan forvente en annerledes respons i havsirkulasjonen i fremtiden. Det er likevel av stor betydning å kartlegge og forstå hvilke oseanografiske endringer som fant sted ved overgangen til «den lille istid».

2.4.4 «Den lille istid»

Redusert solinnstråling, jordens avstand til solen, utstrakt vulkanisme, varierende påvirkning av tilbakesmeltende ismasser, ekspansjon av havis og varierende influks av atlantisk vann til studieområdet er diskutert som faktorer i forklaringen av overgangen til «den lille istid» (Figur 2.4) (Miller et al., 2012, Harning et al., 2016, Perner et al., 2017). Det er imidlertid ingen klar konsensus om hvilken pådriver som ligger til grunn for endringene, eller hva som opprettholdt den kalde perioden. Det råder likevel en generell enighet om at flere trigger- og feedback

mekanismer samlet sett er forklaringen på ekstremt variable klimaforhold som førte til «den lille istid» (Briner et al., 2016).

Utallige studier har vist kaldere klima og voksende breer etter «middelalderens varmeperiode», - en periode som blir kalt «den lille istid». På grunn av *regionale forskjeller* i klimautviklingen, har det vært *vanskelig å definere starten og slutten* på «den lille istid» (Grove, 2001a). «Den lille istid» har heller ingen uniform karakter, men var snarere en uendelig berg og dalbane av klimasvingninger (Fig 2.4) (Harning et al., 2016). Begrepet og konseptet har utviklet seg i takt med ny forskning og økt kunnskap. Dette har ført til en del forvirring i litteraturen fordi begrepet «den lille istid» refereres til både som «glasiasjon» og som «klima» (Matthews and Briffa, 2005, Nesje et al., 2008).

Begrepet «den lille istid» har tradisjonelt blitt benyttet som en enhetlig betegnelse på en serie av neoglasiasjoner, ikke direkte til de klimatiske forholdene som forårsaket brefluktasjoner (Grove, 2001b).

I de Europeiske alper viser historiske kilder at «den lille istids» maksimums brefremrykk lå rundt 1350, 1600 og 1850-60 evt. I Skandinavia derimot, var breene på sitt største på midten av det 18. århundre. Her startet tilsynelatende breframrykkene i løpet av 14.-16. århundre, med en rask vekst i siste del av det 17. og 18. århundre (Grove, 2001b, Nesje et al., 2008). Den raske tilbakesmeltingen av breene som startet på 1930-tallet refereres vanligvis til som avslutningen av «den lille istid» som glasiasjon (Oerlemans, 2005).

«Den lille istid» som *glasiasjon* forekom med andre ord over en periode på 650 år, fra ca 1300-1950 evt., og defineres best ut fra de Europeiske alper der breene var større da enn både før og etter denne perioden (Matthews and Briffa, 2005). «Den lille istid» som *klimafenomen* defineres som et kortere intervall, på ca 330 år (ca 1570-1900 evt.). Denne definisjonen baseres på dendrokronologisk temperaturrekonstruksjon (Matthews and Briffa, 2005). I denne perioden falt sommertemperaturene på den nordlige hemisfære (landarealer nord for

20°N) betraktelig under 1961-1990 gjennomsnittet (Matthews and Briffa, 2005, Miller et al., 2012), samtidig som vintrene ble mildere og mer nedbørsrike (Nesje and Dahl, 2003, Nesje et al., 2008). Det er imidlertid fremdeles diskusjoner rundt aldersmodeller, datasett og tilnærminger til fenomenet «den lille istid». Som vist ovenfor oppstår definisjonsutfordringene på bakgrunn av at klimafenomenet «den lille istid» opptrådte ulikt og til ulike tidspunkt. Uenighetene har vært så store at enkelte har påpekt begrepet som «upassende», «bør brukes med forsiktighet» og «bør unnlate å bruke» (Matthews and Briffa, 2005).

2.4.5 Miljø og bosetting på Grønland og Island

Selv om klimaregimene på Grønland og Island er forskjellig, ligger de begge i en sone som er sterkt preget av de atmosfæriske og oseanografiske fluktuasjonene i den nord-atlantiske region. Grønland har et polart klima, sesongbasert sjøis og en kort vekstsesong som gjør det vanskelig selv for trær å etablere seg og vokse. Det milde klimaet i middelalderen var en forutsetning for å kunne bosette seg der og drive jord- og landbruk (Hartman et al., 2017).

Til sammenligning med Grønland nyter Island godt av et relativt mildt klima takket være varmeoverføringen fra Irmingerstrømmen med opphav i den nord-atlantiske strømmen. Om lag 10% av Island er dekket av isbreer, og på optimale steder kan trær etablere seg og vokse. I dag kan man på de mildeste stedene dyrke korn, men det er miljømessig helt marginalt. Islands lokalisering nær den fluktuerende atmosfæriske- og oseaniske Polarfronten gjør at selv små variasjoner i luftmasser og havstrømmer gir utslag på Islands klima. Sesonggrensen for arktisk dravis ligger nær den nord-islandske sokkelen og er en viktig del av det klimatiske bildet (Andrews et al., 2009, Cabedo-Sanz et al., 2016, Hartman et al., 2017). I sen-Holocen steg den sesongbaserte dravisforekomsten betraktelig og skapte utfordringer for samfunnene langs den grønlandske og islandske kysten (Andrews et al., 2009, Hartman et al., 2017)

Island skiller seg også geologisk fra Grønland. Island er en del av den midt-atlantiske sprederyggen og er kjent for aktiv vulkanisme. Befolkning og bosettingsmønstre har vært, og er, preget av dette. Historiske kilder forteller om store vulkanutbrudd, og disse har dannet

markørlag/horisonter som er utgangspunkt for relativ og faktisk datering, kronologi og konstruksjon av aldersmodeller (Hartman et al., 2017, Perner et al., 2017). En av de omdiskuterte faktorene til opprettholdelse av den kalde perioden under «den lille istid» er uvanlig aktiv vulkanisme på Island.

2.4.6 Det islandske og grønlandske middelaldersamfunnet

Hva kjennetegnet det islandske og grønlandske samfunnet på slutten av 1200-tallet, - før de store klimaendringene slo inn? Det må aller først nevnes at hovedvekten legges her på Island, med Grønland som mer sekundært og komparativt siden det er mye mindre informasjon tilgjengelig. I skrivende stund er et nytt arkeologisk tverrfaglig prosjekt i gang med fokus på sammenhengen mellom klima og bosetting på Grønland (Pers. komm. Rådgivende arkeolog Kristoffer Dahle M&R Fylkeskommune).

Island ble bosatt av de første vikingene rundt 874 evt., og fra «Grønlændersaga» vet vi at en norsk koloni ble etablert på Sør-Grønland i 985 evt. av Eirik Raude, denne ble forlatt rundt 500 år senere, midt på 1400-tallet, da klimaforverringen satte inn (McGovern et al., 2007). De historiske kildene forteller om islagte fjorder og vanskelige klimaforhold, men det er ikke dokumentert at dette, og ikke andre forhold, var årsaken til fraflytting (Kuijpers et al., 1999, Hartman et al., 2017).

Arkeologiske undersøkelser på Langholt, Skagafjörður har vist en rask bosettingsvekst fra 900-950 evt. (Steinberg et al., 2016) Undersøkelsen sier ikke noe om fraflytting, men flere historiske kilder forteller om svært varierende klima og ekstreme vintre på Nord-Island fra midten av 1200-tallet. Fortellingene gjengir at folk og buskap frøs i hjel, sultet og sykdom herjet (Hartman et al., 2017). Fellestrekket i de historiske kildene er at det i løpet av 1200-tallet ble et stadig tøffere klima med mere sjøis, drivis og hardere, mer nedbørsrike vintre, med mildere og varmere vintre innimellom (Hartman et al., 2017).



Figur 2.5: Satellittfoto over Island. Innrammet område viser det arkeologiske bosettingsområdet Langholt ved Skagafjörður. Bilde hentet fra GoogleEarth. NOAA 2018. Modifisert av S. T. Bårdsnes.

Fra midten av 1200-tallet og inn i 1300-tallet var samfunnet på Island i vekst og god utvikling. Nye fiskeplasser ble tatt i bruk, fiskingen ble mer selektiv og foredlingen av fiskeprodukter for verdensmarkedet ble utviklet. Arkeologiske funn viser at dyreholdet endret seg, med større andel sauehold og ullproduksjon. Rester av klær har vist en standardisering av ullklær for salg. Kontakten med handelsmarkedene på andre siden av havet var med andre ord så utstrakt, at forespørsel etter standardiserte handelsvarer styrte produksjonen. På Grønland derimot finnes ingen kilder som forteller om en lignende utvikling. En av de siste kildene som forteller fra den grønlandske kolonien forteller om et bryllup som fant sted i Hvalsey kirke i 1408. Kirken var bygget på 1250-tallet. Ruinene av kirken står fremdeles i Qaqortoq i det norske bosettingsområdet (Hartman et al., 2017).

2.3 Aldersmodell

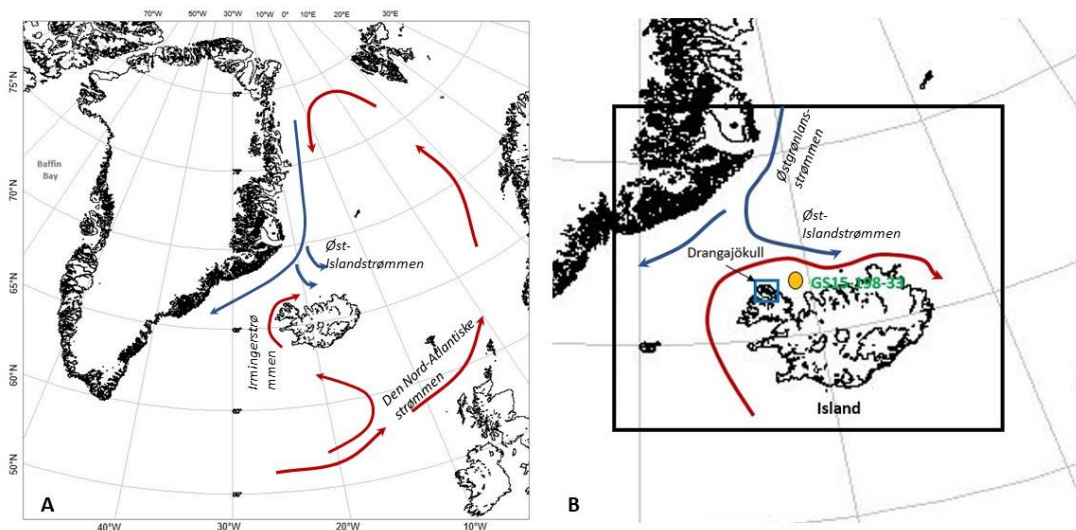
En foreløpig aldersmodell er tilgjengelig for området. Denne benyttes i dette studiet. Aldersmodellen er basert på flere parametere; radionukleidmålinger, ^{14}C dateringer og identifiserbare tefralag (Perner et al., 2017). Det arbeides i skrivende stund med en ny aldersmodell, men denne er ikke ferdigstilt (Pers. komm. E. Jansen og M. Simon. Upublisert data). Datasettene fra dette studiet kan, når den nye modellen er utarbeidet, tolkes i en ny kontekst.

3 STUDIEOMRÅDE

3.1 Regional setting

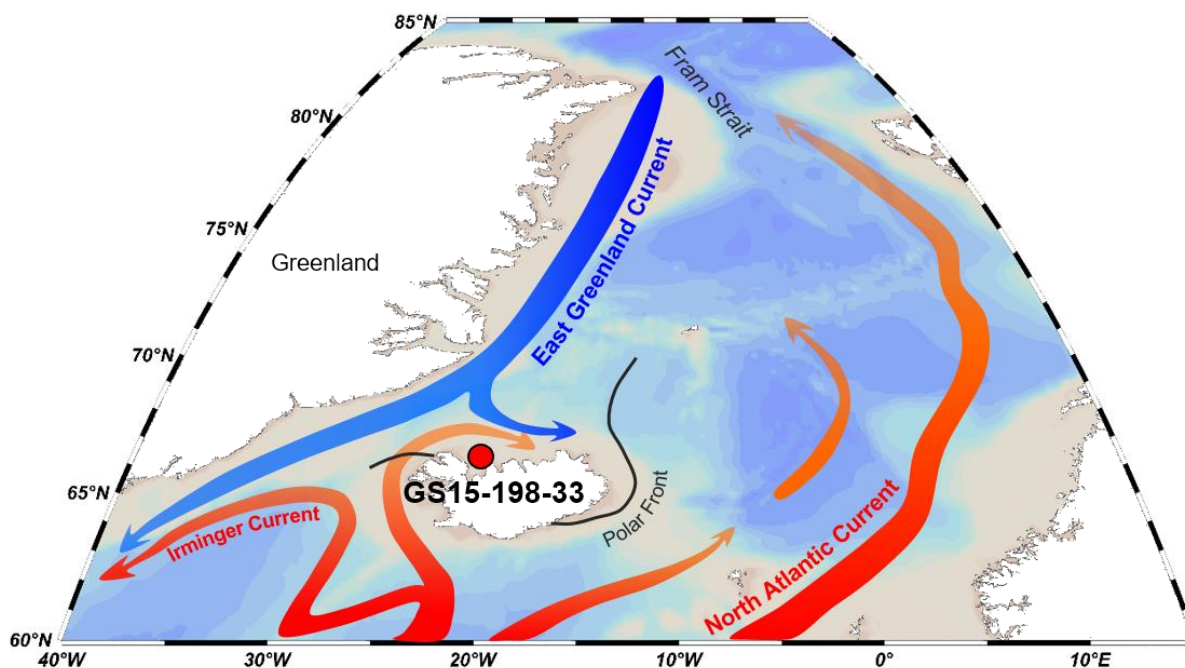
Dominerende sør-vestlige vinder, havstrømmenes sirkulasjonsmønstre og havets magasinering av sommervarme gjør at regionen rundt de Nordiske hav har temperaturer fra 10 til 20 °C over gjennomsnittstemperaturen på tilsvarende breddegrader.

Selv om Island ligger sentralt til i det Nord-Atlantiske klimasystemet har det frem til nylig vært lite *detaljerte* opplysninger å finne om paleomiljøendringer i dette området. De senere årenes forskning på havstrømmenes rolle i brå klimaendringer har satt den Nord-Islandske sokkelen i nytt fokus (Eiríksson et al., 2000b, Andrews et al., 2003, Andrews and Giraudeau, 2003, Knudsen et al., 2009). I det følgende gis en beskrivelse av studieområdet, batymetrien og stratigrafien i vannsøylen over Húnaflói (66°N og 20°S) i dag.



Figur 3.1: Kartutsnitt viser dagens overflatestrømmer som har innvirkning på studieområdet. Kart av S. T. Bårdsnes

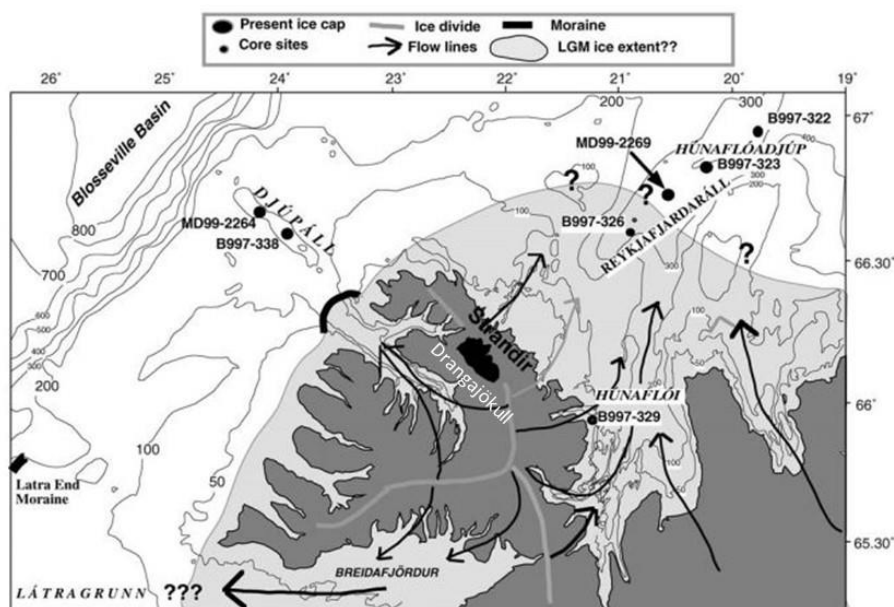
Studielokaliteten Húnaflói er lokalisert i et område der den fluktuerende Polarfronten (som er karakterisert av utpregede temperatur og salinitetsgradienter), skiller to ulike vannmasser på den Nord-Islandske sokkelen. Den ene består av relativt varmt og saltholdig atlantisk vann, som kommer strømmende inn over området via Irmingerstrømmen, og det kalde, mindre saltholdige, modifiserte polare vannet som strømmer inn fra nord via Østgrønlandsstrømmen (kalles også Arktisk overflatevann) (3.1 og 3.2). Endringer i dominans av disse vannmassene er assosiert med raske klimaendringer i regionen (Harning et al., 2016, Perner et al., 2017). En fordel med denne lokaliteten er at den ligger så grunt at andre vannmasser og -strømmer ikke har betydelig påvirkning.



Figur 3.2: Kartutsnitt viser de dominerende havstrømmene knyttet til den Nord-Islandske sokkelen og den fluktuerende Polarfronten ved Island. Rødt sirkel viser kjernelokalitet Húnaflói. Kilde: Perner, K. et al. 2017: EGU poster.

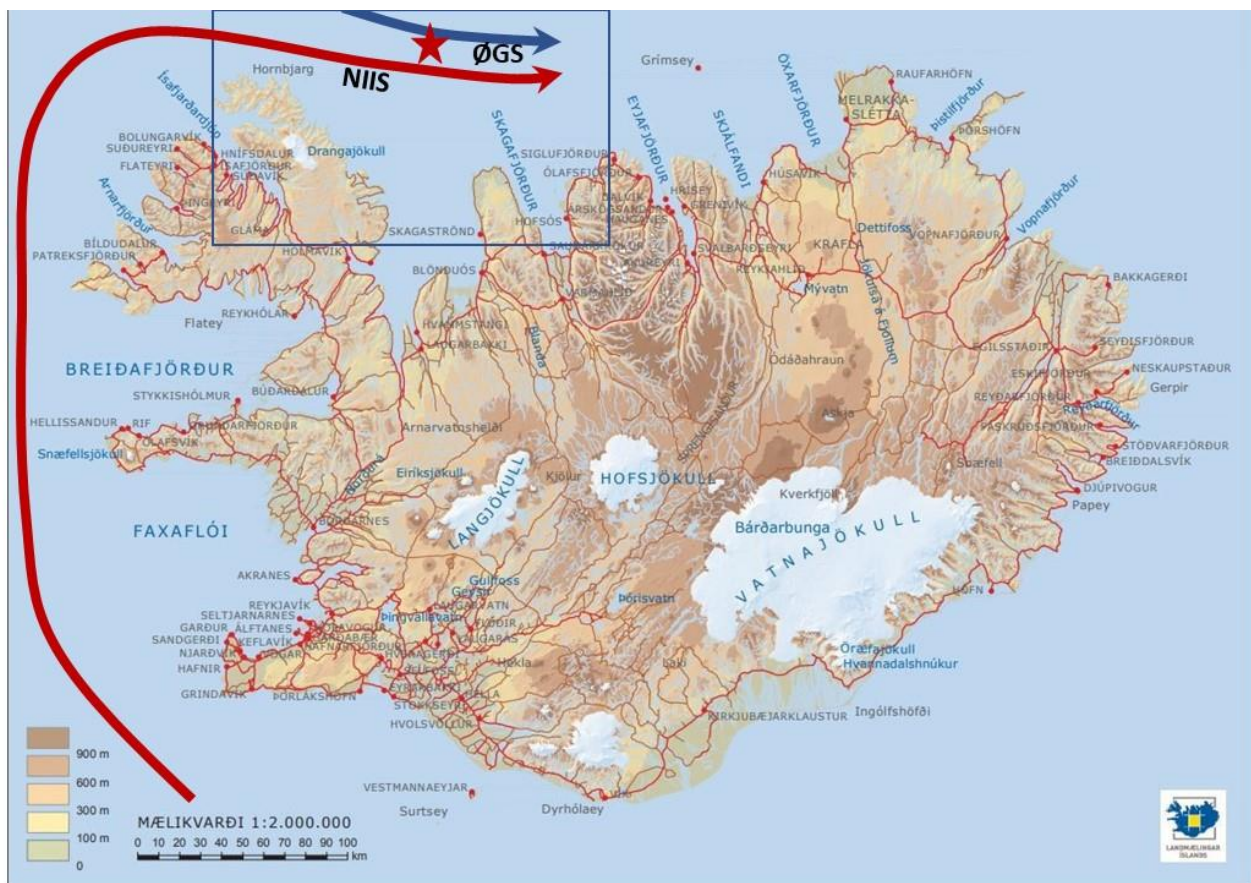
Resultater fra tidligere forskningstokt til sokkelen på Nord-Island, har beskrevet en serie høyoppløselige datasett. Datasettene indikerer at den nord-islandske marginen har en sedimentstratigrafi som gjenspeiler målbare miljøendringer i oseanografi og land-is-hav interaksjoner gjennom de siste 13 000 år. En rekke rekonstruksjoner har vist betydelige variasjoner gjennom sen-Holocen (Eiríksson et al., 2000a, Andrews et al., 2001, Andrews and Giraudeau, 2003), inkludert «den lille istid» (Jennings et al., 2001).

Et av de uløste spørsmålene i den islandske paleoklimahistorien er maksimumsutbredelsen av innlandsisen under den siste istid. Spesielt gjelder dette på den nordvestlige halvøyen (Norðdahl, 1991). Studier av marine kjerner fra den nord-islandske sokkelen antyder at kjerneområdet Húnaflói var isfritt for ca 13 000 år siden (^{14}C -dateringer) og at moderne marine forhold ble etablert fra denne tiden (Gudmundsson, 1997, Andrews and Helgadóttir, 2003).



Figur 3.3: Siste glacial maksimum på den Nord-Islandske sokkelen rekonstruert av Andrews og Helgadóttir. Kart hentet fra Andrews og Helgadóttir (2003) modifisert av S. T. Bårdsnes.

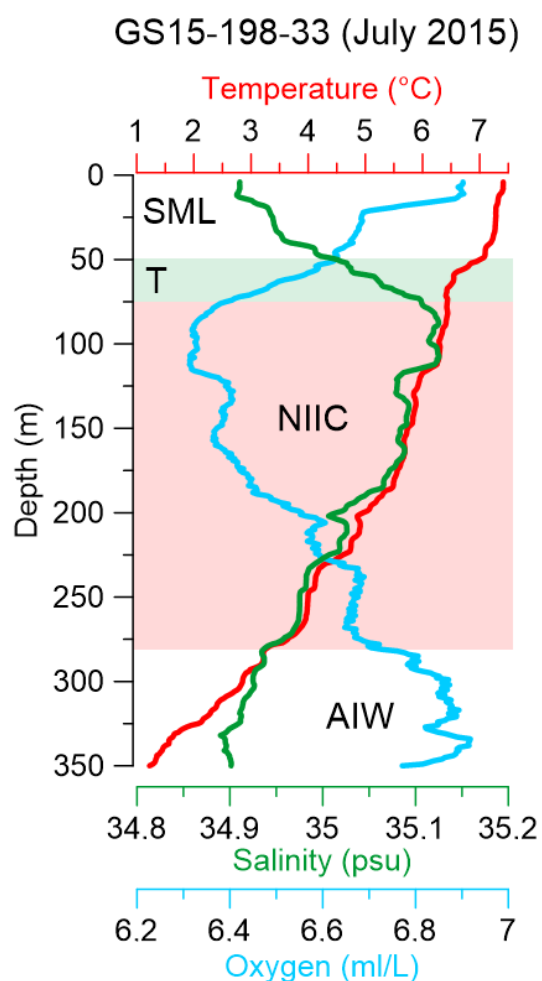
Drangajökull er Islands nordligste og femte største isbre. Drangajökull ligger sørvest på halvøyen Hornstrandir i Vestfirðir og den isbreen som ligger nærmest studieområdet (Figur 3.3). Isbreens nære lokalisering til Polarfrontens fluktasjoner gjør at den blir raskt og direkte påvirket av endringene i dominans mellom atlantisk vann og kaldt, isbærende polart vann fra Østgrønlandsstrømmen. Klimaprokxy fra innsjøsedimenter, død vegetasjon som smelter fram fra breene og morenesegementer har blitt benyttet i rekonstruksjon av Drangajökulls fluktasjoner som respons på klimaendringer (Harning et al., 2016). Drangajökulls maksimumsutbredelse i sen Holocen forekom under «den lille istid», - da var den omtrent dobbelt så stor som i 2011 (Harning et al., 2016). Fluktasjoner i Drangajökull vil potensielt sett samsvare med endringer i vannmassene på Húnaflói og vil kunne sammenlignes med en temperaturkurve.



Figur 3.3 Kart over Island. Innrammet område viser Drangajökulls lokalisering og studielokaliteten Húnaflói som er markert med rødt stjerne. Kartkilde: Landmælingar Íslands: https://www.lmi.is/wp-content/uploads/2013/11/1_2M.pdf Modifisert av S. T. Bårdsnes.

3.2 Batymetri og vannprofil

Kjernen i dette studiet, en 407,5 cm lang sediment Gravity Core (GS15-198-33, fra 66°37'53" N, 20°51'16" W), ble tatt i et trau på Húnaflói med meget høy sedimentasjonsrate (5 cm/år) (Andrews et al., 2003). Det er tidligere tatt en kjerne i samme område, men materialet i denne kjernen er benyttet til andre undersøkelser/formål. Bassenget ble derfor prøvetatt på ny i dette prosjektet, for å skaffe mer materiale om holocene klimaendringer i De vestlige nordiske hav. Kjernen (GS15-198-33) er tatt på 361 meters dybde, og Mg/Ca analyse av bentiske foraminiferer blir her brukt for å rekonstruere endringer i havstrømmene i et tidsrom der vi antar å kunne identifisere overgangen fra «middelalderens varmeperiode» til «den lille istid». De nye datasettene kan samkjøres med andre studier og instrumentelle data.



Figur 3.4: CTD-profil fra studielokaliteten tatt samme dag som kjernen ble tatt. (Perner et al., 2017)

lokalt. Dette har opphav i Østgrønlandsstrømmen. Gjennom sommermånedene er

Atlantisk vann er den dominerende vannmassen i dag og når ned til havbunnen på den grunne islandske sokkelen, der den okkuperer dybder ned til 300-400 meter (Knudsen et al., 2004).

CTD-profilen til venstre ble tatt under ice2ice-toktet i juli 2015.

Grønn linje viser salinitet, blå linje viser oksygeninnhold og rød linje gjengir temperatur. Disse parameterne benyttes for å identifisere de ulike vannmassene.

Figuren viser at de øverste 50 meterne har lav salinitet, og relativt høyt oksygeninnhold og temperatur. Temperaturen synker imidlertid bratt i en overgangssone ned til 75 meters dybde.

Den lave saliniteten viser at dette er ferskt overflatevann som strømmer inn over

overflatevannet oppvarmet av solen og gir en mer stratifisert vannprofil, dette jevner seg ut i vintermånedene (Knudsen et al., 2009).

Fra ca 75-275 meters dybde øker saliniteten, mens temperaturen synker gradvis med dybden. Oksygeninnholdet synker bratt, men stiger noe igjen i de nedre deler av profilet. Denne vannmassen identifiseres som den Nord-Islandske Irmingerstrømmen.

Den nederste delen av vannprofilet, fra ca 275-350 meters dybde, synker temperatur og salinitet, mens oksygeninnholdet fluktuerer noe innenfor en stigende trend, før den faller bratt mot bunnen av vannprofilet. Dette profilet identifiseres som Atlantisk Intermediært vann. Denne vannmassen strømmer inn fra nord som en del av understrømmen i Østgrønlandsstrømmen og består av nedkjølt Atlantisk vann som returnerer fra Polhavet.

Mg/Ca analysen og $\delta^{18}\text{O}$ analysen i dette studiet vil reflektere endringer i de nederste vannmassene i profilet, altså Atlantisk Intermediært vann, siden foraminiferen *Melonis barleeaanum* lever i de øverste delene av bunnsedimentene (Caralp, 1989).

De siste 50 årene har vannmassene på sokkelen utenfor Nord-Island vist dramatiske endringer i temperatur og salinitet. I dag observeres så ekstreme variasjoner i de hydrografiske forholdene på samme sted, at de kan føre til endringer på 5°C i gjennomsnitt gjennom hele vannkolonnen (Ólafsson, 1999).

I siste del av 1960-årene registrerte man også en brå endring i både temperatur og salinitet. Denne episoden kalles «den store salinitetsanomalien». Årsaken til denne salinitetsanomalien lå i en kraftig ferskvannspuls (smeltende hav is) fra det Arktiske hav. Bakgrunnen for denne ferskvannspulsen er imidlertid ikke klarlagt. En senere salinitetsanomali forekom også sent på 1980-tallet. Denne hadde opphav i den nordvestlige del av Nord-Atlanteren. Begge disse ferskvannspulsene forstyrret dannelsen av intermediært dypvann, og forplantet seg raskt gjennom Nord-Atlanteren (Andrews and Giraudeau, 2003).

4. MATERIALE OG METODER

Dette kapitlet beskriver studiematerialet og laboratorieprosedyrene benyttet for å generere dataene. Laboratoriearbeidet er gjennomført ved Uni Research Trace Element Lab, og på FARLAB (Facility for Advanced Isotopic Research, UiB) begge lokalisert i Bergen.

4.1 Kjerne GS15-198-33GC

Materialet kommer fra en 407,5 cm lang sediment Gravity Core (GS15-198-33, fra 66°37'53'' N, 20°51'16'' W) tatt på 361 meters dyp på Húnaflói nord for Island (Figur 2.2 og 4.1). Kjernen ble tatt om bord i R/V G:O. Sars i juli 2015. I tillegg ble det tatt flere multicorer-kjerner fra lokaliteten for detaljstudier av den yngste delen av lagfølgen. Det ble også tatt en 19 m lang Calypso Piston corer for å studere hele den Holocene lagfølgen. Disse kjernene er ikke brukt i denne oppgaven.

Gravity corer



Figur 4.1 En gravity core tatt under cruiset og lastet ombord i skipet i tilnærmet horisontal posisjon. Foto hentet fra Jansen 2015.

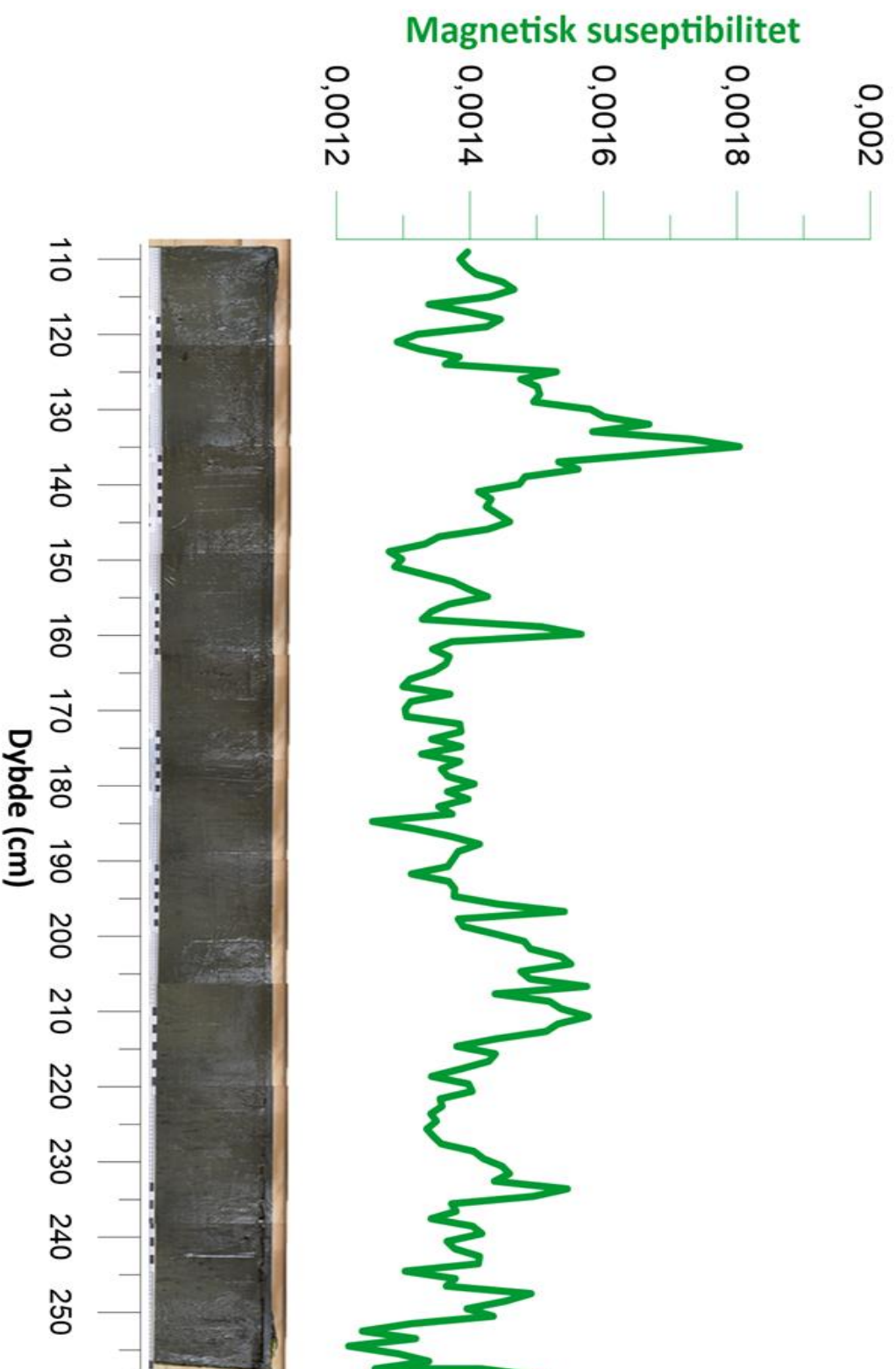
Kjernen ble delt i tre seksjoner, der hver seksjon igjen ble delt i to på langs. Dette gav en arbeidshalvdel og en arkivhalvdel. Dette studiet har konsentrert seg om seksjon 2 (#2), som strekker seg fra 108 – 258 cm. Datering indikerer at kjernen dekker de siste 1000 år.

4.1.1 Kjernebeskrivelse

Seksjon 2, som er undersøkt i dette studiet, bestod av mørk olivenbrun leire, for det meste homogen (Fig.4.2). Arbeidet ble utført på materialet fra arkivkjernen, og det må bemerkes at det er minimalt med materiale igjen til senere studier, og praktisk talt ikke noe igjen til duplisering av Mg/Ca analyse. Det er heller ikke materiale til en komplett serie isotopanalyse av *M. barleeanum*. Detaljert kjernebeskrivelse er vedlagt i appendiks.

4.1.2 Magnetisk mottakelighet/suseptibilitet

Magnetisk mottakelighet/suseptibilitet (magnetic susceptibility) er et mål for evnen et materiale har til å la seg magnetisere. Endringer i magnetisk potensiale i sedimenter kan reflektere miljøendringer. Miljøendringene vil ofte være synkrone over større områder og de magnetiske egenskapene kan derfor brukes som en basis for relativ kronologisk korrelasjon mellom ulike avsetninger og over en rekke tidsskalaer (Fig. 4.2) (Lowe and Walker, 2014).



Figur 4.2: Figuren viser bilde av kjernen #2, dybdeskala og magnetisk suseptibilitet/mottakelighet. Figur laget av S. T. Bårdsnes.

4.2 Laboratoriemetoder

Denne seksjonen beskriver de anvendte laboratoriemetodene. Alt laboratoriearbeid knyttet til Mg/Ca analysen ble gjennomført på Uni Research TELab i Bergen.

4.2.1 Mg/Ca analyse av foraminiferer

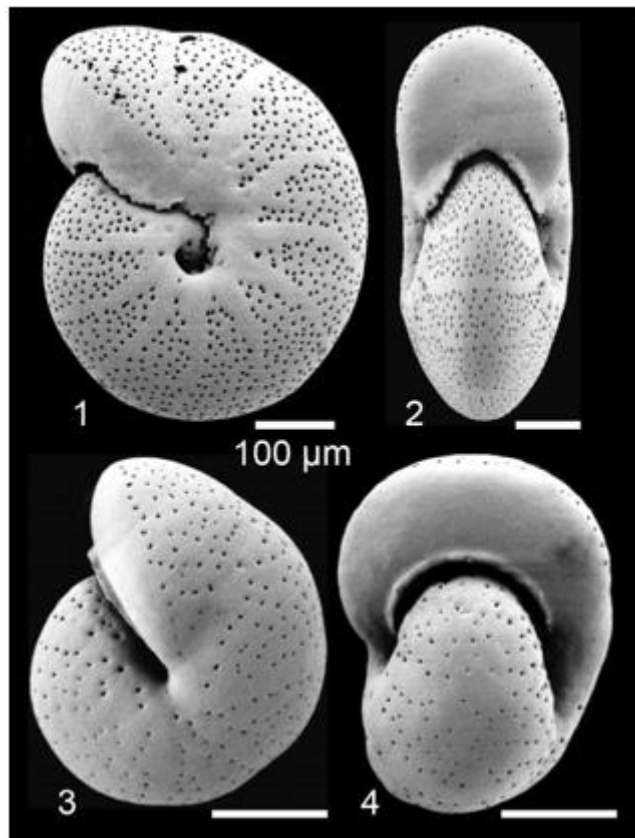
Mg/Ca forholdet i foraminiferer har potensiale til å gjenspeile temperaturen de kalsifiserte i. Mengdeforholdet mellom Mg og Ca er temperaturavhengig og utgjør dermed en målbar parameter som kan kalibreres slik at den gjengir relativ vanntemperatur for ulike arter (Elderfield et al., 2010, Hasenfratz et al., 2017).

Paleotemperaturer basert på Mg/Ca analyse av foraminiferer har tradisjonelt vært brukt på rekonstruksjon av temperaturer i overflatevann basert på planktoniske foraminiferer (Elderfield and Ganssen, 2000), men i de senere år har flere kalibreringer blitt utført på bentiske, og kalde, arktiske arter (Kristjánsdóttir et al., 2007, Hasenfratz et al., 2017, Elderfield et al., 2010). Paleotermometri basert på Mg/Ca analyser av *bentiske foraminiferer* har blitt et viktig redskap for å kunne rekonstruere dypvannstemperaturer tilbake i tid (Hasenfratz et al., 2017).

Mg-opptaket i foraminiferer er artsavhengig. Artene må derfor plukkes ut og analyseres hver for seg. Analyseresultatene kalibreres deretter mot hverandre. I dette studiet er *M. barleeanum* plukket ut ved hjelp av mikroskop og pensel. På basis av Mg/Ca analyser er det utarbeidet en temperaturkurve som viser temperatursvingningene i dypvannet nord for Island.

4.2.2 *Melonis barleeanum*

Foraminiferer er *prokaryoter* – encellede organismer som i de fleste tilfeller danner et hardt, kalkrikt skall (Fig. 4.3). Artene varierer i størrelse og har et vidt habitat fordi de tåler stor variasjon i salinitets- og temperaturforhold. De finnes i saltrike sumpområder, grunt brakkvann i estuarier, på kontinentalsokkelen og de verdensomspennende dyphav (Caralp, 1989, Lowe and Walker, 2014)



Figur 4.3: *Melonis barleeanum* (1, 2) og *Melonis pompilioides* (3, 4) lateralt og fra front. Under plukking er *M. barleeanum* smalere og har tydelige linjer etter kamrene. Kilde: Hasenfratz et. al 2017.

Foraminiferen *M. barleeanum* er en bentisk art og fremstår som velegnet for rekonstruksjon av paleotemperaturer i dypvann på grunn av dens geografiske og batymetriske utbredelse (Hasenfratz et al., 2017). De kalde bunnvannsforholdene i nordlige områder kan være utfordrende med hensyn til karbonationeffekten, men det ser ut til at *M. barleeanum* som lever i et in faunale habitat har relativt lav risiko for karbonationisering (Kristjánsdóttir et al., 2007, Hasenfratz et al., 2017)

Dybdedistribusjon, individenes størrelse og antall er styrt av oksygentilgang, vannkvalitet og tilgang til mat (lite bearbeidet organisk materiale (Caralp, 1989)). De er i all hovedsak begrenset til å leve i de øverste 3 cm av sedimentene på havbunnen, selv om de kan finnes dypere. De kan også migrere oppover i tilfeller med lite mattilgang (Caralp, 1989, Hasenfratz et al., 2017)

4.2.3 Prøvetaking og plukking av *Melonis barleeanum*

Kjerne GS15-198-33, arkivhalvdelen, ble prøvetatt på Uni Research Trace Element Lab. Prøvene ble tatt med 2 cm intervall og våtsiktet i en 63µm sikt for å få så mye materiale som mulig. Prøvene ble deretter tørket i et tørkeskap (Figur 4.4) og lagret på små, merkede ampuller før plukking.

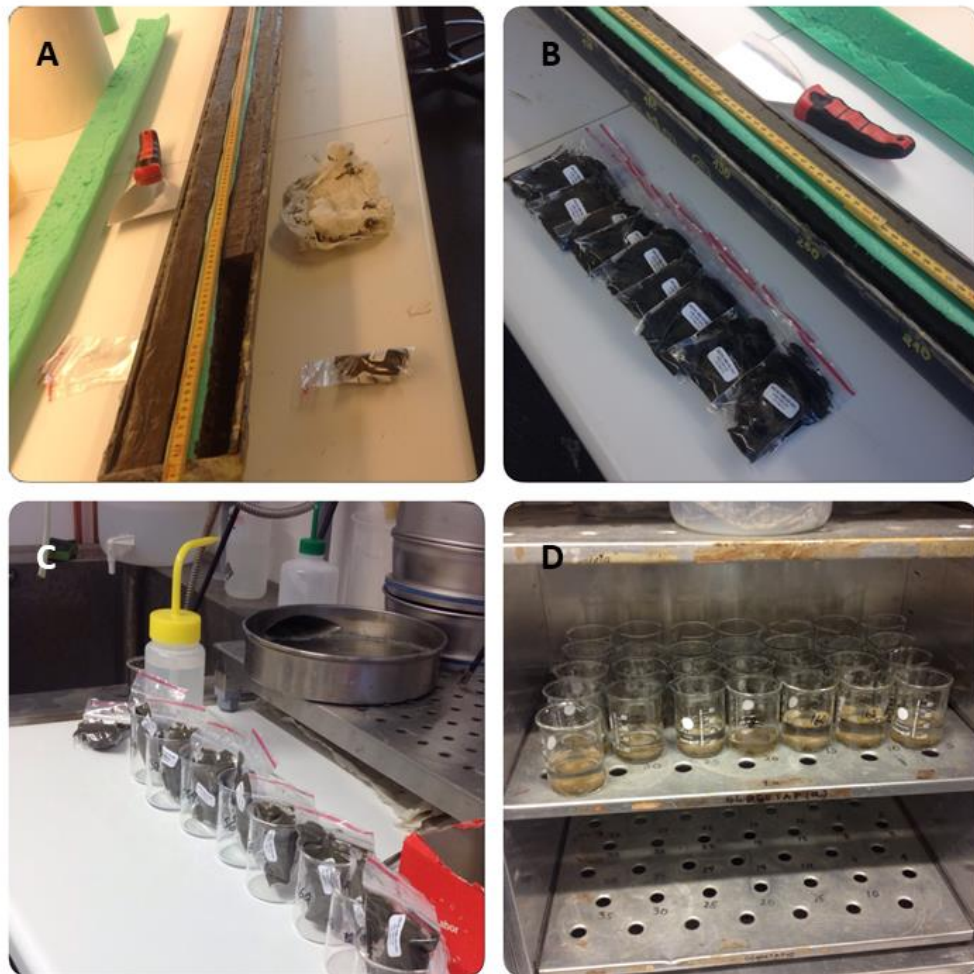
Før plukking under mikroskop, ble prøvene tørrsiktet for å skille ut svampenåler og større fragmenter. Den begrensede mengden *M. barleeanum* i denne kjernen har vært en utfordring i dette studiet. Etter plukking ble foraminiferene lagret i merkede slides før rensing og Mg/Ca og isotopanalyse.

4.2.4 Renseprosedyre før Mg/Ca analyse

Renseprosedyrer ble valgt på basis av arbeidene til Barker 2003 (Barker et al., 2003) og Boyle 1983 (Boyle, 1983). *Cleaning Procedure manual for Trace Element Lab* (TELab) ble deretter fulgt. Det var nødvendig å foreta en mild form for rensing siden prøvematerialet var svært lite. Sterk kjemisk rensing ville redusert og/eller oppløst prøvematerialet fullstendig og analysegrunnlaget ville da blitt betydelig redusert eller forsvunnet helt.

Foraminiferene ble først forsiktig knust mellom to rene glassplater. Målet var å åpne alle kamrene for rensing, uten å knuse de for mye. Knuses skallene i for små deler, vil det føre til

et større tap av prøvemateriale under rensingen (Barker et al., 2003). Etter knusingen, ble prøvene overført til rensede mikrotuber.



Figur 4.3: Bilder fra laboratoriearbeidet. A: Kjernen blir prøvetatt med intervaller på 2 cm. Prøvene legges i forseglede og merkede poser og oppbevares i kjøleskap før analyse. B: Merkede poser klar for vasking. C og D: Prøvene før og etter vasking og satt i tørkeskap. Foto: S. T. Bårdsnes.

4.2.5 Rensing av silikater

En av de viktigste forurensningsfaktorer for Mg/Ca forholdet er silikater som finnes i leire. (Barker et al., 2003). For å fjerne **leire** ble hver prøve rensert fem ganger med destillert vann og bruk av pipette (Fig 4.5). Etter dette ble det tilført 550 µl UHQ H₂O i mikrotubene. Mikrotubene ble så ristet på en «lab danser» for å homogenisere prøvene. Deretter ble tubene satt i en sentrifuge på 10 000 RPM i 1 minutt. Dette for å få prøvematerialet til å samle seg i bunnen. Den overliggende løsningen ble fjernet med pipette, og prøvene ble deretter rensert to ganger med destillert vann.

Oksidering av organisk materiale kan forårsake for lave Mg/Ca verdier og påvirke temperaturresultatet i størrelsesorden inntil 1°C (Barker et al., 2003). Peroksid ble derfor brukt for å fjerne *organisk materiale*. 250 µl alkali bufret 1% H₂O₂ løsning ble tilført hver tube og tubene ble plassert i et brett med sikkerhetslokk. Prøvebrettet ble plassert i kokende vann i ti minutter. Ved 2.5 min og 7.5 min ble brettet tatt ut av det kokende vannet og dunket mot bordplaten for å frigjøre gassbobler. På 5 min ble brettet plassert i ultralydbad noen sekunder, og dunket mot bordplaten igjen. Dette for å sikre at reagensen var i kontakt med alle partiklene i prøven. Denne prosessen ble gjennomført bare en gang siden prøvematerialet var svært begrenset. Prøvene ble etter dette overført til nye, rensede mikrotuber.

Ved *oppløsning* ble alle volum nøyaktig pipettert for å sikre definitiv oppløsning. 350 µl 0.1M HNO₃ ble tilført hver prøve. Prøvene ble deretter satt i ultralydbad for å hjelpe på oppløsningsprosessen. Med sekunders intervaller ble tubene banket på for å unngå oppbygging av CO₂. Så snart CO₂ produksjonen avtok, og kalsittpartiklene var oppløst, ble mikrotubene plassert i sentrifuge (10 000 RPM i 10 min). Dette ble gjort for å få eventuelle gjenværende små silikatpartikler til å synke til bunnen av tuben. Umiddelbart etterpå ble 300 µl av løsningen overført til en rensert mikrotube. Dette utgjorde «**Stock solution**».

Fra Stock solution ble 50 µl overført til nye mikrotuber tilført 230 µl 0.1M HNO₃. Lab danser ble deretter benyttet for å homogenisere prøvene. Disse prøvene ble brukt til **Screening run**.

De fortynnede prøvene ble kjørt på en Agilent 720 ICP-OES (ICP) for å finne (Ca). Resten av Stock Solution prøvene ble fortynnet på tilsvarende vis (etter og kjørt på ICP maskinen).



Figur 4.5: Figuren viser ulike faser i laboratoriearbeidet. A: Plukking av *M. barleeaanum* før Mg/Ca analyse og isotopanalyse. B: Sentrifuge til venstre og ultralydbad til høyre i bildet. C: Arbeidet med rensingen ble utført under en ventilatorhette for å sikre rene arbeidsforhold. D: Brett med mikrotuber og pipette for nøyaktig mengdemålinger. Foto: S. T. Bårdsnes.

dette studiet er Mg/Ca resultatene analysert, og drøftet, på basis av Barker et al. (2003) og Boyle (1983). Temperaturkalibreringen er basert på Hasenfratz et al. (2017).

4.3 Mg/Ca analyse som paleotemperaturindikator

Mg/Ca analyser av foraminiferer har etablert seg som en av de viktigste metodene i klimaforskningen på grunn av dens verdi som marin paleotemperaturindikator (Barker et al., 2003, Hasenfratz et al., 2017). Selv om metoden har utviklet seg til å bli et viktig redskap i rekonstruksjon av paleotemperaturer, er det fremdeles diskusjoner rundt graden av rensing og prosedyrer. Konsekvensen er at rensemetodene varierer mellom laboratoriene. Barker m fl (Barker et al., 2003) gjorde i 2003 et større studie der målet var å undersøke hvilke rensetrinn som var nødvendige for å få pålitelige analyseresultater. Å nærme seg en felles rensesprosedyre vil kunne utjevne metodiske ulikheter i resultatene fra forskjellige laboratorier. Når dette er sagt, vil det i flere studier enn dette studiet, være utfordringer knyttet til materialmengden. Reduktiv rensing må da enten kunne utelates, eller det må stilles større krav til mengden prøvemateriale.

4.3.1 Forurensing

En grundig rensing sikrer at Mg/Ca verdiene reflekterer innholdet i skallet og ikke medregner Mg innholdet i leiren, eller sedimentene skallene ligger i (Barker et al., 2003, Boyle, 1983).

Ved å plote Mg/Ca mot Al/Ca, Mn/Ca og Fe/Ca kan man kontrollere effektiviteten av rensingen. Forurensingen blir synliggjort i en kovarians mellom elementene. I dette studiet viste Al/Ca en kovarians på 0,04 mmol/mol (4%), Mn/Ca 0,34 mmol/mol (34%) og Fe/Ca 0,50 mmol/mol (50%).

Hasenfratz m fl (Hasenfratz et al., 2017) viste at forurensing er indikert ved at Mn/Ca er høyere enn 0.25 mmol/mol, noe som vil øke Mg/Ca i skallet med ca $\sim 0,05$ mmol/mol og påvirke Mg/Ca temperaturer med $\sim 0,5$ °C, gitt at Mg/Mn forholdet i oksidbelegget på foraminiferen er på $\sim 0,2$ og med en Mg/Ca temperatur sensitivitet på $\sim 0,1$ mmol/mol per °C (Hasenfratz et al., 2017). Al/Ca er høyere enn 0.5 mmol/mol og Fe/Ca 0.25 mmol/mol.

Dette studiets resultater ligger over Hasenfratz sine verdier for å være forurenset, med unntak av Al/Ca som ligger godt under.

Barker 2003 (Barker et al., 2003) undersøkte hvilke rensetrinn som var helt nødvendige, og de viktigste, i prepareringen av foraminiferer for Mg/Ca analyse. Barker m fl viste at grundig

rensing av silikater fra leire og fjerning av organisk materiale er av stor betydning for Mg/Ca forholdet.

4.3.2 Temperaturkalibrering

Temperaturkalibreringen er basert på Hasenfratz et al (2017), som har utført det hittil mest omfattende kalibreringsarbeidet innenfor denne metoden på denne typen foraminiferer. De har foreslått en Mg/Ca- temperaturkalibrering basert på hundre overflateprøver spredt over et større geografisk område, og over et større temperaturintervall enn tidligere arbeider (Kristjánsdóttir et al., 2007, Hasenfratz et al., 2017).

Undersøkelsene til Hasenfratz et al viste også at et reduktivt trinn for å fjerne Mn-Fe-oxid belegg vil redusere Mg/Ca forholdet i skallet. Små prøver renses med reduktiv rensing gav ~10-15% lavere Mg/Ca forhold enn de som ikke var reduktivt renses.

Det reduktive trinnet i en rensing fjerner Mn-Fe-oxid belegg dannet ved anoksid nedbryting av organisk materiale. Selv om den oksidative rensingen av silikater har vært tilstrekkelig kan det i enkelte tilfeller observeres at silikatmineraler fester seg i belegget og fjernes bare ved hjelp av reduktiv rensing.

Når dette studiets prøver viser en Al/Ca kovarians på 4%, altså lite forurenset kan det tolkes i den retning at den oksidative rensingen av silikat (leire) har vært tilstrekkelig for dette elementet. Både Mn/Ca (34%) og Fe/ (50%) har i overkant høy kovarians. Dette kan henge sammen med den utelatte reduktive rensingen med hydrazin.

Fe fjernes i første runde ved oksidativ rensing av leire. Fortsatt høye verdier kan skyldes at silikater har festet seg i et oksidbelegg. Fe finnes også i større silikat-korn som ikke blir fjernet av silikat rensingen. Eksempel på dette kan være droppstein (eller IRD *Ice Rafted Detritus*). Dette kan gi for høye verdier og feilkilder i temperatur med opp til 1°C (Barker et al., 2003). Studieområdet kan til tider være påvirket av dette, men dette ansees ikke for å være

utslagsgivende. Ettersom Mn og Fe inngår i oksidbelegget kan imidlertid dette være forklaringen på den høye kovariansen. Silikat/leire rensingen fjernet nødvendigvis ikke all Mn og Fe (Barker et al., 2003, Elderfield and Ganssen, 2000).

Barker m fl konkluderer med at oksidbelegg ikke nødvendigvis må fjernes for å kunne gjennomføre en Mg/Ca analyse siden Mg innholdet i slike belegg er svært lite (Barker et al., 2003). På bakgrunn av dette trekkes konklusjonen at prøvene blir anvendt i dette studiet, med det som premiss at Mn-Fe-oksidbelegget har gitt utslaget i kovariansen.

4.4 Isotopanalyse

Isotopgeokjemi har siden 1940-tallet fått stor betydning innenfor paleoklimatologien. Isotoper er grunnstoffer som, til tross for forskjellig atomvekt, står på samme plass i det periodiske system. De har det samme antall protoner i kjernen, men forskjellige antall nøytroner, og dermed forskjellig massetall. Et grunnstoffs isotoper har litt forskjellige fysiske egenskaper på grunn av sine ulike masser (Sigmond et al., 2013). Den geokjemiske nytteverdien i paleoklimatisk sammenheng, ligger i variasjonen i mengdeforholdet mellom to isotoper av et gitt grunnstoff.

I dette studiet ønsker jeg å benytte oksygenisotopforholdet som en indikator på tetthetsvariasjoner i bunnvannet. Endringer i $\delta^{18}\text{O}$ kan påvise endringer i hvilke vannmasser som dominerer over Húnaflói.

Alle prøvene i dette studiet ble behandlet på FARLAB ved Institutt for Geovitenskap, UiB. Prøvene ble løst opp i fosforsyre for å produsere CO_2 gass som ble analysert i et massespektrometer av typen Finnegan MAT253.

4.4.1 Preparering av prøver før isotopanalyse

Ved preparering av prøver for isotopanalyse på instrumentene i FARLAB, er den optimale prøvevekten 40-70 µg. Dette for å sikre en god presisjon. For å være sikker på at prøvene var innenfor denne vektgrensen, ble hver prøve veiet. Mellom 1-5 individer av *M. barleeatum* ble brukt i hver analyse. Ikke alle prøveintervaller hadde nok materiale til å gjennomføre en isotopanalyse, men dette gjaldt så få prøver at det ikke skal få store konsekvenser for fremstillingen av resultatene.

M. barleeatum ble vurdert som såpass rene at de ble rensert hele (ikke knust og åpnet) i 4 dråper metanol (CH₃OH) og satt ca 5 sekunder i ultrasonisk bad. Dette ble gjort for å suspendere finfraksjonert materiale som kunne forurenset prøven og påvirket resultatet. Tilsatt metanol ble forsiktig fjernet ved å bruke en sprøyte med nål for å hindre tap av prøvemateriale. Prøvene ble deretter satt i tørkeskap (50 °C) for å fordampe resterende metanol.

4.4.2 δ¹⁸O

I dette studiet benyttes oksygenisotoper (O). Isotopforholdet oppgis som forholdet mellom den tyngre og den lettere isotopen (f.eks. ¹⁸O/¹⁶O). Variasjonene oppgis i promille (‰), som et promilleavvik (δ) fra en standard:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sam}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3$$

For oksygen er standarden PDB (Pee Dee Bee, Belemnitt skjell) eller VPDB/VSMOW (Vienna Pee Dee Bee/Vienna Standard Mean Ocean Water). Dette er en internasjonalt utarbeidet skala etter at PDB var oppbrukt. **Standardavviket** er et mål for spredningen av verdiene i målingen.

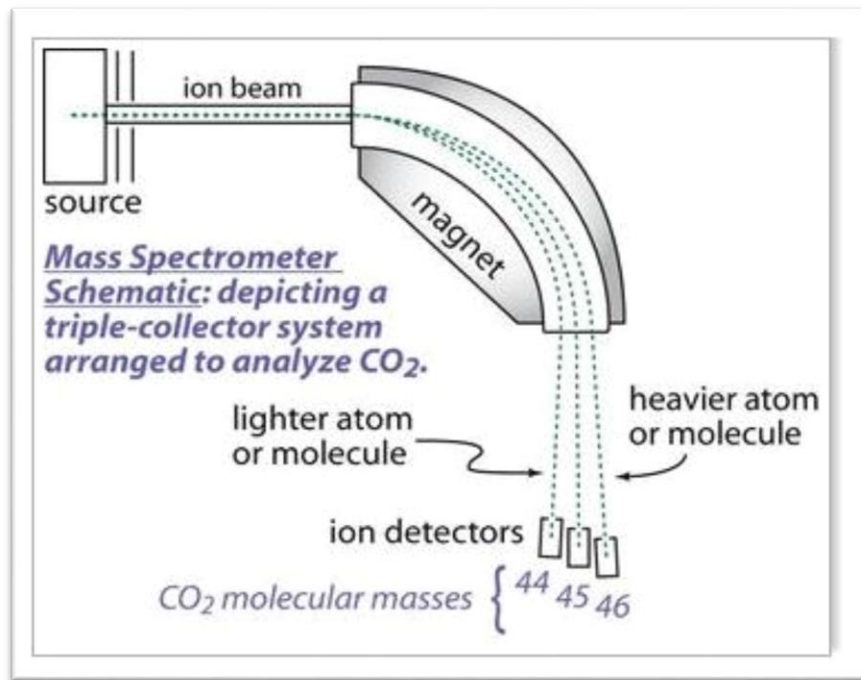
4.4.3 Massespektrometer

Den instrumentelle analysen av isotoper gjøres i et **massespektrometer**. Massespektrometret registrerer de små variasjonene i atommasse mellom f.eks. ^{18}O og ^{16}O . Metoden ble utviklet av Harold Urey sent på 1940-tallet (Urey, 1947) og har siden den gang utviklet seg til å bli en av de mest anvendte i studier av naturlige klimaendringer (Elderfield et al., 2010, Elderfield et al., 2006, Pearson, 2012, Urey, 1947).

Et massespektrometer består av tre hoveddeler; ionekilden, masseanalysatoren og detektoren (Fig 4.1). En datamaskin er også koblet opp mot massespektrometret for å ta imot og prosessere dataene. Ionekilden produserer en gassfase med ioner under lavt trykk. Ionene ledes deretter i en stråle gjennom et kupert rør forbundet med en elektromagnet. Magneten separerer ionene etter deres masseforhold og ionestrålingen sendes deretter til detektorene som fanger opp, og måler, den aktuelle ionestrålingen. Det endelige resultatet gir $\delta^{18}\text{O}$ og $\delta^{13}\text{C}$ relativt til VPDB.

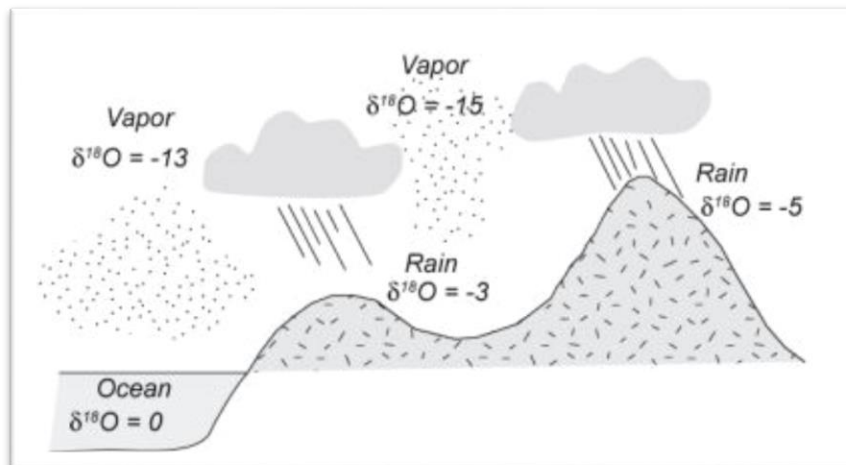
4.4.3 Fraksjonering

Variasjon i mengdeforholdet mellom isotopene skyldes kjemisk fraksjonering. Isotopfraksjoneringen er omvendt i forhold til temperatur, det vil si at fraksjoneringen er høy ved lave temperaturer og lav ved høyere temperaturer (White, 2018).



Figur 4.1 Skjematisk illustrasjon av et gassbasert massespektrometer. Illustrasjonen viser de tre delene omtalt i teksten; ionekilden, masseanalysatoren (magneten) og detektoren (Dunn, 2016).

Foraminiferer er en vanlig komponent i marine sedimenter. Global utbredelse, stor artsdiversitet og mange millioner års eksistens bakover i tid, gjør foraminiferene til en gunstig paleoklimakilde (Pearson, 2012). Målinger av oksygenisotopforhold i *foraminiferskall* har derfor utviklet seg til en av de mest anvendte metodene i paleoklimaforskningen (Pearson, 2012, Fraass and Lowery, 2017, Elderfield and Ganssen, 2000). $\delta^{18}\text{O}$ verdien i et foraminiferskall avhenger av isotopforholdet i vannet det kalsifiserte i og temperaturen under kalsifiseringen (Pearson, 2012).



Figur 4.2 Figuren viser prinsippet i Rayleighfraksjonering og den gradvis økende fraksjoneringen av oksygenisotoper i regn etterhvert som skyene driver inn over land (White 2018).

Oksygenisotopsammensetningen i kalsitt reflekterer både temperatur og havets $\delta^{18}\text{O}$. Dette i seg selv er en indikator både på globalt isvolum og på salinitet (Elderfield and Ganssen, 2000, Nesje, 1995). En rekke kompliserende faktorer i forhold til fraksjonering og lokale isotopvariasjoner, gjør imidlertid direkte paleotemperaturmålinger problematiske (Bradley, 2013). Det at oksygenisotopmålinger er tvetydige med hensyn til temperaturberegninger har gjort at andre metoder, slik som Mg/Ca analyse av foraminiferer i økende grad benyttes som hovedkilde for rene temperaturestimer fra foraminiferer (Elderfield and Ganssen, 2000). Kombinasjonen av metodene gir et bilde av havets oksygenisotopsammensetning og salinitet.

Endringer i oksygenisotop forholdet ligger arkivert i CaCO_3 i skjellene til planktoniske og bentiske foraminiferer og gjenspeiler vanntemperaturer, og vannets isotopsammensetning, i den delen av vannsøylen foraminiferen levde i (Pearson, 2012, Bradley, 2013), dermed kan de brukes til å spore oseanografiske endringer og stratifiseringer i vannmassene over tid (Lowe and Walker, 2014).

5 RESULTATER

GS15-198-33GC (#2) ser ut til å dekke overgangen fra middelalderens varmeperiode til «den lille istid». Dette gjør det mulig med detaljundersøkelser av Húnaflóisedimentene for å finne eventuelle viktige endringer i vannstrømmene i området ved denne overgangen.

M. barleeanum er plukket med 2 cm intervall og analysert for Mg/Ca innhold og oksygenisotopratio.

5.1 Resultater Mg/Ca analyse

Alle prøvene ble kjørt på en Agilent 720 ICP-OES (ICP) ved Uni Research i Bergen. Al/Ca, Mn/Ca, og Fe/Ca er benyttet for å kvalitetskontrollere rensingen.

Korrelasjonskoeffisienten mellom de ulike elementene presenteres i diagrammer. Plottene nedenfor presenterer sannsynlig korrelasjon mellom Mg/Ca og forurensingsratio for de ulike elementene, Fe, Al og Mn. Denne oppgis som «*R-squared*» i plottene, og refererer til en skala fra 0 til 1, der 0 = ingen korrelasjon og 1 = perfekt korrelasjon. Dette oppgis i % (fra 0% til 100%). Ideelt sett skal prøvene komme ut i 0, ingen korrelasjon, for å utelukke forurensing. Tre avvikende prøver er fjernet fra fremstillingen. Avvik henger dels sammen med at materialet i prøven var så lite at det ikke var målbart, dels kan det skyldes reell forurensing av prøven.

5.1.1 Mg/Ca over Al/Ca

Fig. 5.1 viser korrelasjonskoeffisienten for Aluminium (Al). R-squared verdien er 0,04, eller 4%, som viser lav korrelasjon mot Mg, dvs at prøvene er ubetydelig forurenset av Aluminium, et av de fremtredende elementene i leire som kan gi forurensing av prøven ved utilstrekkelig rensing.

5.1.2 Mg/Ca over Mn/Ca

Fig. 5.1 viser korrelasjonskoeffisienten for Mangan (Mn) plottet mot Mg/Ca. R-Squared verdien viser 0,34, eller 34%. Korrelasjonen mellom Mn og Mg er noe høyere enn for Al, men er fortsatt lav. Her er det verdt å merke seg at (Hasenfratz et al., 2017) opererer med en grense på 25% for Mn/Ca (Fig 5.1).

5.1.3 Mg/Ca over Fe/Ca

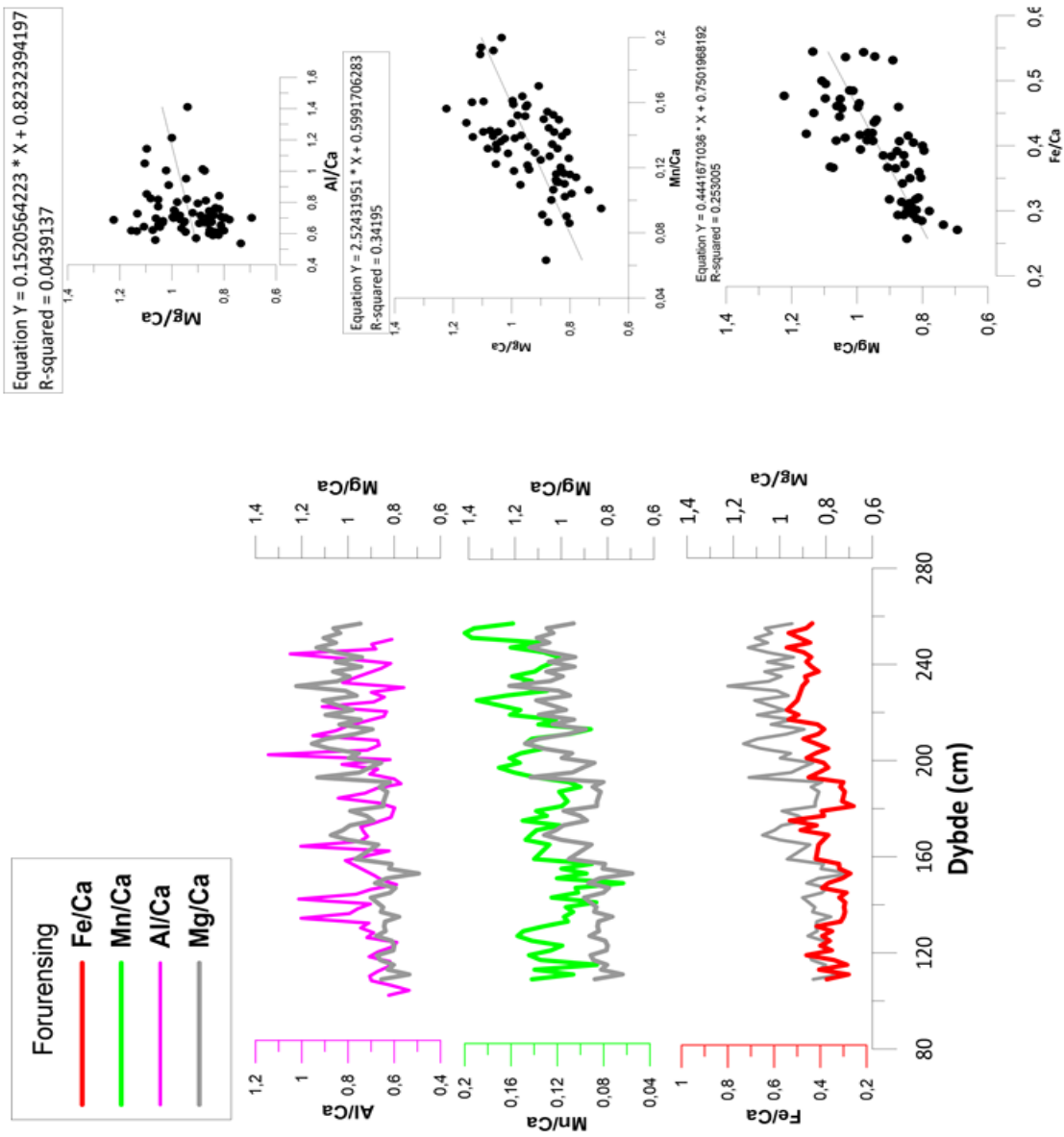
Fig. 5.1 viser korrelasjonskoeffisienten for Jern (Fe) plottet mot Mg/Ca. R-squared er lik 0,50 mmol/mol, eller 50%, - en relativt høy korrelasjon i denne sammenheng. Dette innebærer at prøvene kan ha en viss grad av Fe forurensing. Prøvenes pålitelighet i så måte diskuteres senere.

5.1.4 Samlet kurve over dybde Fe/Ca, Mn/Ca og Al/Ca vs. Mg/Ca

Forurensing av de målte Mg/Ca forholdene av silikater kommer til syne gjennom en kovarians mellom Al/Ca, Mn/Ca og Fe/Ca nedover i kjernen (Barker et al., 2003). Denne er illustrert i kurven nedenfor. Ut ifra dette blir det vurdert om prøveresultatene kan benyttes til en rekonstruksjon av dypvannstemperaturer i havområdet nord for Island.

Som figuren (Fig. 5.1) viser ligger verdiene over grensene Hasenfratz et al 2017 opererer med. I dette studiet måtte det benyttes en mild for for rensing på grunn av lite materiale. Det siste steget, hydrasin-rensingen ble utelatt fordi faren var stor for at alt prøvematerialet ble oppløst. Fe, Mn og Al finnes i leire og vil legge seg som et belegg (coating) på foraminiferskallet. Dette siste belegget fikk vi ikke fjernet og det er mest sannsynlig dette

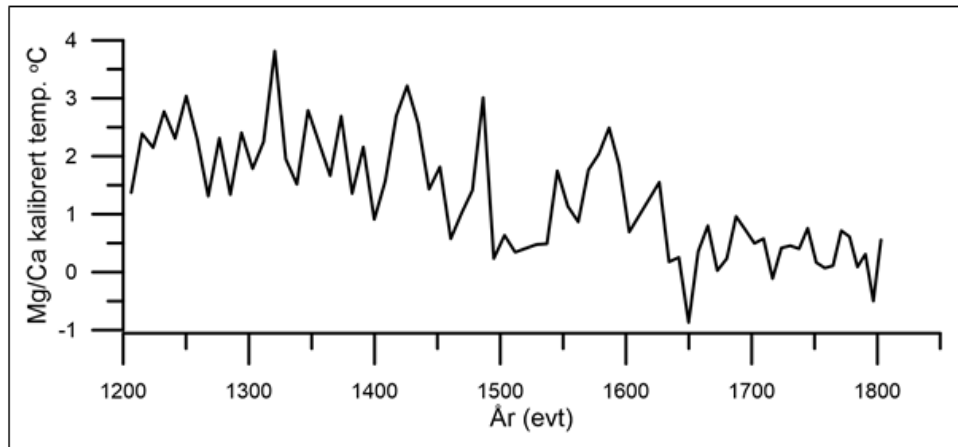
belegget som gir utslagene vi ser i kurvene. Følgene er at temperaturestimatene kan være for høye. Alle prøvene er imidlertid behandlet likt, og det samme utslaget vil dermed gjelde for alle resultatene. Selv om temperaturestimatene skulle være for høye viser de en temperatortrend som kan benyttes i en tolking. På bakgrunn av tidligere erfaring (pers. kom. Dr. Amandine Tisserand) velger jeg å benytte prøveresultatene med merknad om at det diskuteres ut i fra temperatortrend, og ikke eksakte temperaturer.



Figur 5.1: Figuren viser en samlekurve for forurensing over dybde og forureningskoeffisienten omtalt i teksten. Figur av S. T. Bårdsnes

5.2 Temperaturkurve basert på Mg/Ca analyse av *M. barleeanum*

Her presenteres de Mg/Ca baserte paleotemperaturene for bunnvannet på Húnaflói i perioden fra 1200 evt. til ca 1850. Det må presiseres at temperaturgjengivningen må behandles med varsomhet, og tolkes som en trend, på grunn av den milde formen for rensing.

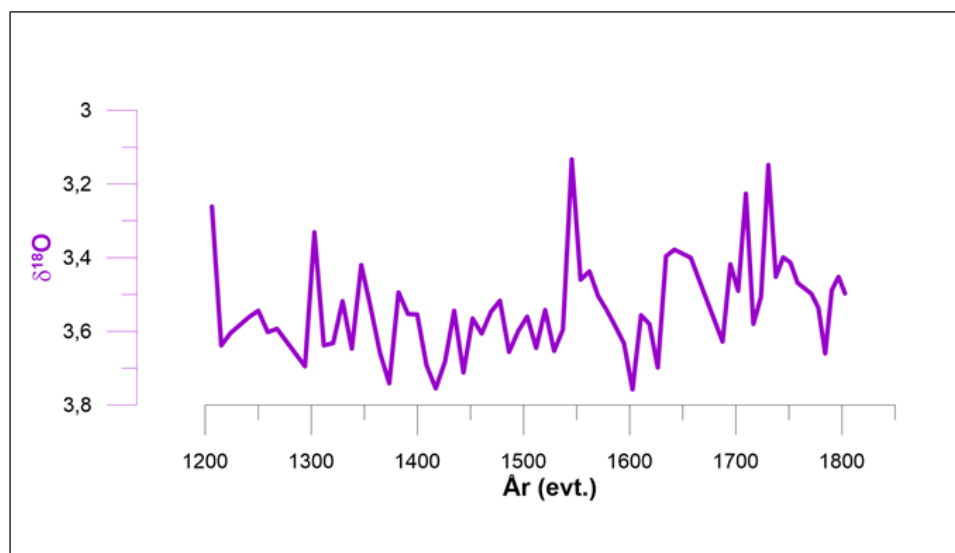


Figur 5.2: Kurven viser rekonstruert temperatur i det atlantiske intermediære vannet over bunnsedimentene på Húnafló fra 1200 til 1800 etter vår tidsregningi. Kurve laget av S. T. Bårdsnes.

Kurven viser en trinnvis nedkjøling fra rundt 1250 med en rekke varme ekskursjoner. Fra rundt 1500 ser vi en stødig trinnvis nedgang i temperaturen i bunnvannet frem mot 1800-tallet. En markert kald episode sees rundt 1650 og 1800.

5.3 Isotopkurve fra isotopanalyse

Her presenteres resultatene fra isotopanalysen (Fig. 5.3). Kurven viser $\delta^{18}\text{O}$ verdien over tid og viser regimeskifter i den lokale sjøisutbredelsen. Høye verdier gjenspeiler lite sjøisutbredelse, det vil si økt evaporering av isotopisk anrikt vann. Lave verdier reflekterer ekstensiv sjøisutbredelse med påfølgende lavere evaporering. Kurven i figur 5.3 viser Varierende evaporiseringsforhold, med en kald episode rundt 1200 evt., 1300 for så å fluktuere noe jevnere frem til 1550-tallet. Fra 1550 frem mot rundt 1725 ser vi tre ekskursjoner med markert lavere isotopverdier; den første på 1550-tallet, den andre rundt 1700 og den tredje nært 1750-tallet. Midt på 1600-tallet skiller det seg ut en lengre periode med noen midlere lave verdier.



Figur 5.3: Invertert $\delta^{18}\text{O}$ kurve over tidsutbredelse. Figur laget av S. T. Bårdsnes.

6 DISKUSJON

Regionen på sokkelen av Nord-Island er kjent for å være et nøkkelområde for storskala klimatiske og oseanografiske endringer i de nord-atlantiske havområdene. Brå klimaendringer i nordområdene er ofte knyttet til endringer i havsirkulasjonen, og da særlig til forflytninger i Polarfronten (Fig. 3.2). Etersom Polarfronten har flyttet seg i breddegrad gjennom Holocen, har Grønlands og Islands klima blitt påvirket av både den varme atlantiske Irmingerstrømmen og den kalde, isbærende og ferske Østgrønlandsstrømmen (Harning et al., 2016). Arktisk intermediært vann, med opphav i Grønlandshavet, følger Østgrønlandsstrømmen som en understrøm sørover mot Island. På den islandske sokkelen, nærmere bestemt Húnaflói, møtes disse strømmene og vannsøylen over studielokaliteten preges i dag av atlantisk intermediært vann som returnerer fra Vest-Spitsbergen langs bunnen, og ferskt, kaldt polart vann fra Østgrønlandsstrømmen i overflaten. Irmingerstrømmen, som representerer varmt subpolart vann strømmer inn som et mellomsjikt og separerer i dag vannmassene som strømmer inn fra nord.

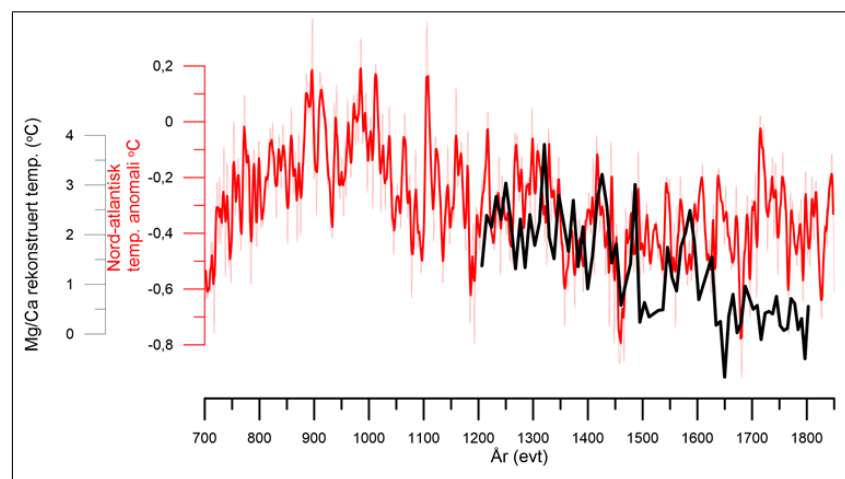
Gjennom «middelalderens varmeperiode» var vannsøylen over Húnaflói preget av varmt, subpolart vann fra Nord-Atlanteren som nådde helt ned til havbunnen på den islandske sokkelen (Perner et al., 2017). Gjennom dette studiet har jeg undersøkt tilstedeværelsen av, og forsøkt å karakterisere, endringer i bunnvannet på Húnaflói der vi ser en overgang til en annen modus. Dette vil kunne si noe om endringer i hvilke vannmasser som dominerer og hvor de kommer fra. Dette er gjort ved hjelp Mg/Ca analyser av *M. barleeanum* for å rekonstruere paleotemperaturer og isotopanalyser av samme art, for å identifisere salinitetsendringer som indirekte kan knyttes til temperatur. Drangajökull i Vestfirðir på Island ligger så nær studiestedet at en brå endring i havstrømmene vil raskt kunne registreres som fluktuasjoner i isbreen eller i lakustrine sedimenter i brenære områder. Det er derfor undersøkt i litteraturen om vi kan finne sammenhenger mellom fluktuasjoner i havstrømmene og Drangajökull. Jeg har også søkt i arkeologisk og historisk litteratur etter beskrivelser av vær og klimaforhold, eventuelt fraflytting av gårder og bosettinger fra «middelalderens varmeperiode». De

historiske kildene fra Grønland og Island forteller i bruddstykker om ny bosetting, værforhold og lagnader. Dette er viktige kilder som kan gi oss informasjon om hvordan klimaendringene påvirket livsgrunnlag og helse (Hartman et al., 2017).

6.1 Overgangen til «den lille istid»

Figur 6.1 viser rekonstruerte Mg/Ca temperaturer plottet mot Nord-atlantisk temperaturanomali utarbeidet av Moberg et al. (2005). Der ser vi at kurvene er noenlunde parallelle frem til mellom 1275 og 1300: - da ser vi de første avvikene mellom kurvene. Deretter er kurvene noenlunde parallelle frem til 1400-tallet. Fra dette tidspunktet og frem til i dag reflekterer ikke bunnvannet lengre det som skjer i overflaten eller atmosfæren. Dette har trolig med en forflytning av Polarfronten å gjøre, da denne forflytter seg sørover etter hvert som mer ferskvann og drivis kommer inn via Østgrønlandsstrømmen (Se figur 6.3 panel D).

Dataene viser også 1600-tallets varmeepisode under «den lille istid». Denne er også kjent fra historiske kilder (Fagan, 2000).



Figur 6.1: Mg/Ca rekonstruerte temperaturer (°C) plottet mot Nord-atlantisk temperatur anomali (°C) (Moberg et al., 2005) Figur laget av S. T. Bårdsnes.

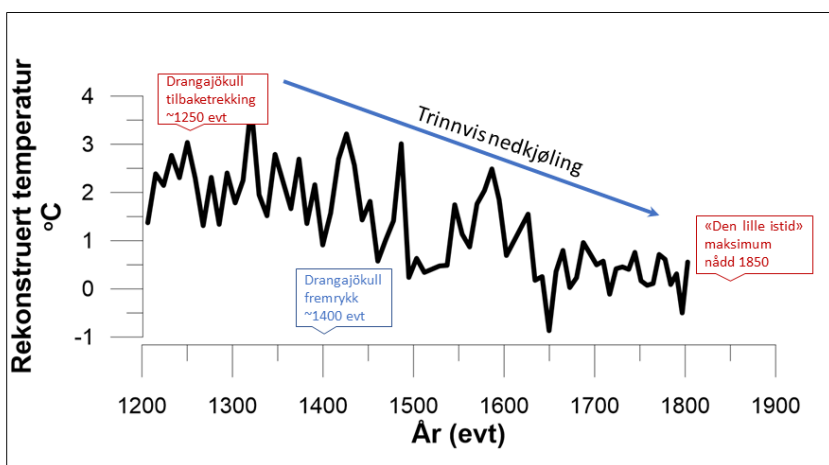
I litteraturen har det vært en pågående diskusjon angående tidfestingen av overgangen til «den lille istid» og hva som forårsaket opprettholdelse av den kalde klimatrenden (Miller et al., 2012). En rekke tidligere studier har vist at intervaller av nedkjøling, økt ferskvannstilførsel og drivis følger etter en varmeperiode der varmt, subpolart atlantisk understrømmsvann har vært dominerende (Perner et al., 2015).

Matthews og Briffa (2005) definerer «den lille istid» som glasiering og som klima. De definerer «den lille istid» som glasiering som en periode på 650 år, fra 1300- 1950 evt., da breene vokste i de europeiske alper. «Den lille istid» som klima defineres som en kortere periode, på omtrent 330 år, (1570-1900 evt.), med lavere gjennomsnittlige sommertemperaturer på den nordlige hemisfære. Dette har blitt utfordret av blant annet Nesje et al (2000, 2003, 2008) som konkluderer med at økt vinternedbør, og ikke bare lavere sommertemperaturer fikk breene til å vokse og nå sine maksimumsutbredelser på 1750-tallet på vestkysten av Norge.

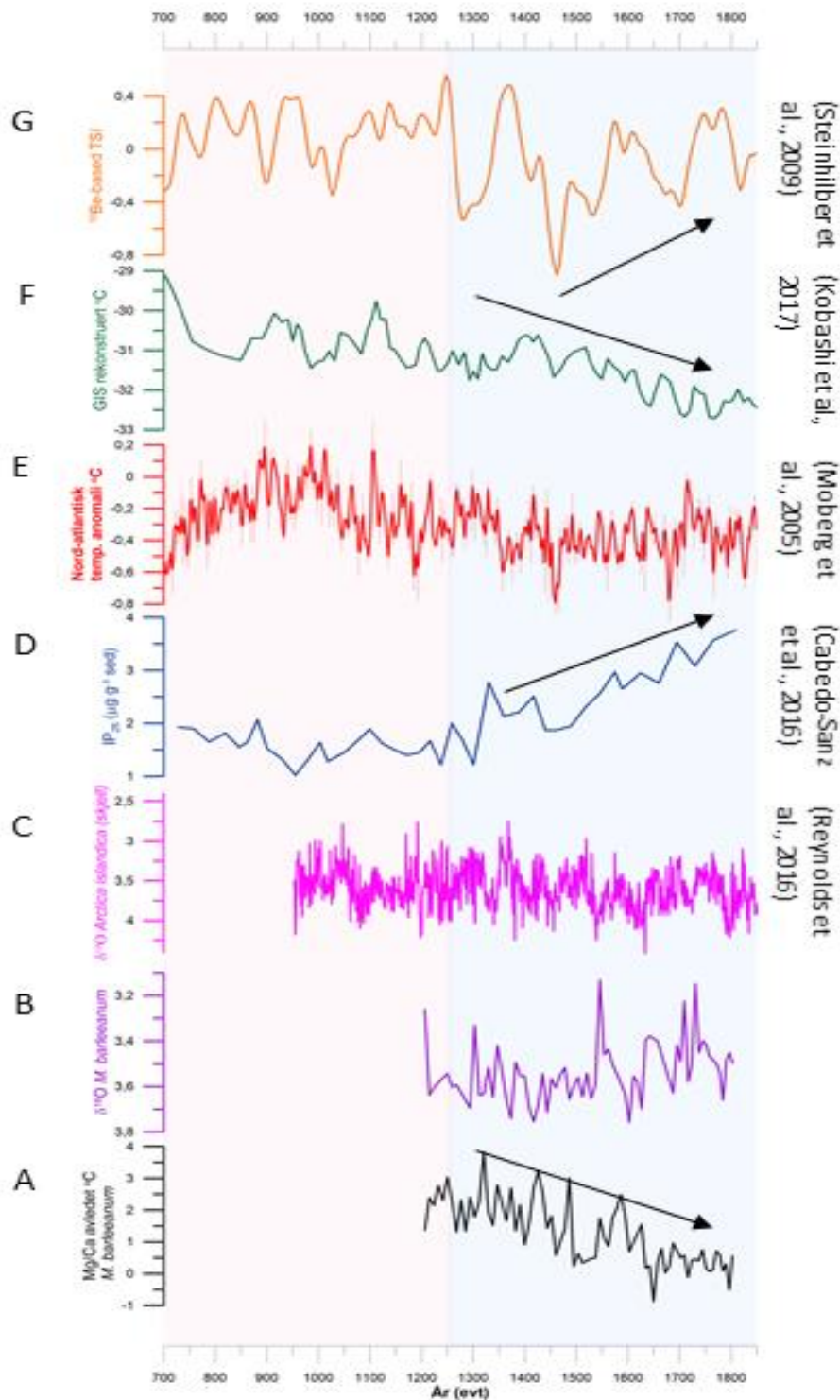
Både Grove (2001) og Miller (2012) definerer initieringen av «den lille istid» fra slutten av 1200-tallet. Miller daterer en brå brevekst i Arktisk Canada og på Island fra mellom 1275-1300. for så å intensiveres fra 1430-tallet og fremover. Drangajökull var i tilbaketrekking modus frem til 1250-tallet, deretter viser innsjøsedimenter redusert akvatisk bioaktivitet som reflekterer en rådende trend av kaldere sommertemperaturer. Etter 1400-tallet vokste breen

frem til «den lille istids»

maksimumsutbredelse på 1850-tallet (Harning et al., 2016).



Figur 6.2: Skjematisk fremstilling av temperaturutvikling og respons på Drangajökull. Figur laget av S. T. Bårdsnes.



Figur 6.3: Regionale oseanske og atmosfæriske forhold på den nord-islandske sokkelen. **A:** Rekonstruert temperatur i bunnvannet over Húnaflói basert på Mg/Ca analyse av S. T. Bårdsnes **B:** $\delta^{18}\text{O}$ fra *M. barleeanum* av S. T. Bårdsnes **C:** $\delta^{18}\text{O}$ fra *Arctica islandica* **D:** Drivis variasjoner basert på biomarkøren IP_{25} **E:** Nord-atlantisk temperaturanomali basert på flere proksyer **F:** GIS rekonstruert temperatur **G:** ^{10}Be basert total solinnstrålingskurve.

6.1.1 Endring i havstrømmene og drivis

Sesonggrensen for arktisk drivis ligger nær den nord-islandske sokkelen og er en viktig del av det klimatiske bildet (Andrews et al., 2009, Cabedo-Sanz et al., 2016, Hartman et al., 2017). De siste 5-6 tusen år har vist gjentakende intervaller av økt drivis transportert inn mot Nord-Island etter en varmeperiode (Andrews et al., 2009). Andrews et al (2009) studerte kvartsforekomsten (Quartz wt. %) i en rekke sedimentkjerner fra Island og fant ut at den høyeste forekomsten av drivis ble funnet på 1800-tallet evt. Dette på et tidspunkt da den historiske sjøisindeksen for Island var på sitt høyeste. Sjøis-kurven i figur 6.3, panel D basert på biomarkøren IP₂₅ underbygger også dette (Cabedo-Sanz et al., 2016).

Også de historiske kildene forteller om høyfrekvente temperatursvingninger og tilsvarende svingninger i sjøis- og drivisutbredelsen fra 1250-tallet (Hartman et al., 2017). Hartman et al. (2017) gjengir fra Sturlunga saga at høsten 1242 ble skildret som uvanlig kald og frostrik, en ekstrem vinter slo til i 1251-52 (*Svínfellinga saga*), men vinteren 1254 var den mildeste og beste vinteren i manns mine (*Sturlunga saga*). I 1260-årene forteller annalene at det var sjøis rundt Island og bøndene måtte slakte mange av husdyrene sine (Hartman et al., 2017). Kildene er etter dette stille angående vær og klima fram til 1280-tallet, da fortelles det om harde vintre, sykdom, mange døde og forlatte gårder (*Lögmannsannáll*) (Hartman et al., 2017).

En rekke tidligere oseanografiske studier har vist økt dominans av Irmingerstrømmen gjennom «middelalderens varmeperiode» (ca 800-1300 evt.) (Perner et al., 2017). Knudsen et al. (2009) har også vist at i den etterfølgende perioden, fra litt før 1300-1910 evt., var vannmassene på sokkelen nord for Island karakterisert av synkende overflatetemperaturer på grunn av økt påvirkning fra kaldt vann fra Østgrønlandsstrømmen.

Det råder en viss enighet om at styrken til Irmingerstrømmen generelt er relatert til dypvannsdanning i de nordiske hav (Blindheim, 1990), og det forventes at den er sterk ved aktiv dypvannsdanning og svakere i perioder med stor ferskvannstilførsel i overflatevannet, det vil si ved, sterk innstrømming av polart vann fra Østgrønlandsstrømmen (Knudsen et al.,

2009). Det har i en årrekke også vært store diskusjoner om hvordan, og hvilke terskler som må passeres, for at store ferskvannspulser kan føre til en endring, eller reduksjon, i den termohaline sirkulasjon og den atlantiske strømmen (AMOC) (Rahmstorf, 2003, Rahmstorf, 2006, IPCC, 2014).

6.1.2 Salinitetsendringer i bunnvannet reflektert i $\delta^{18}\text{O}$

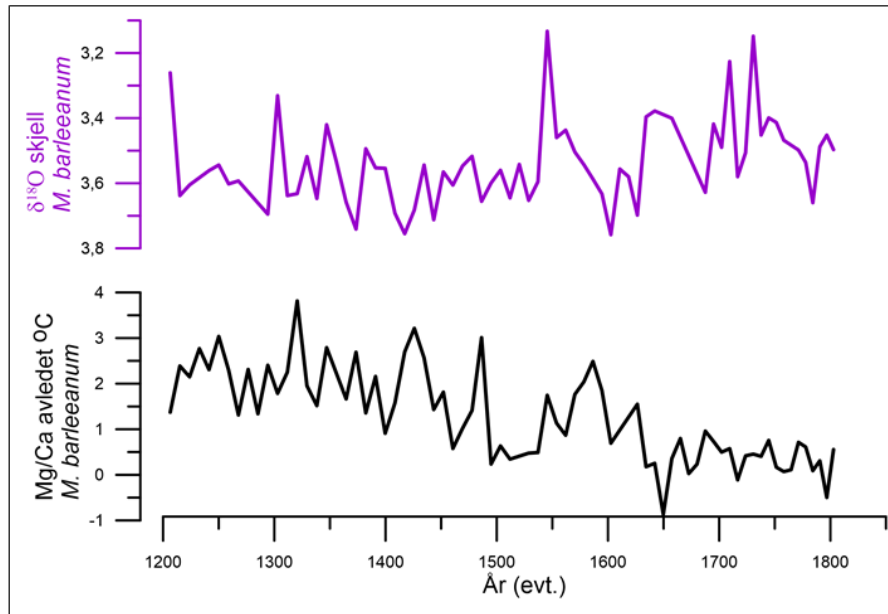
Bruken av *oksygenisotopanalyse* på marine sedimenter har hatt stor betydning innenfor den kvartære vitenskapen (Lowe and Walker, 2014). Oksygenisotopanalysen i dette studiet er utført på *M. barleeanum* fra Húnaflói og benyttes som et signal på tetthetsvariasjoner i bunnvannet. Oksygenisotopkurven er presentert i resultatkapittelet og i samlekurven figur 6.3 panel B. Kurven viser oksygenisotopverdiene på invertert skala der de kaldeste og tetteste vannmassene nedover i kurven. Reynolds et. al (2016) (Fig. 6.3 panel C) presenter en høyoppløst isotopkurve basert på skjellet *Arctica islandica* som har et langt livsforløp. Testskjellene vokser på ca 80 meters dybde like øst for dette studiets kjernelokalitet. Reynolds skjell ligger innenfor en vanddybde som domineres av subpolart atlantisk vann med opphav i Irmingerstrømmen og på en dybde der de påvirkes av variasjoner i solinnstråling (og vulkanske aerosoler som hindrer solinnstråling og oppvarming) Reynolds et al konkluderer med at $\delta^{18}\text{O}$ innholdet i skjellene reflekterer disse ytre klimapådrivere.

Når isotopresultatene fra dette studiet ikke samsvarer med Reynolds isotopkurve skyldes det for det første at kjernen GS15-198-33 ligger på et større dyp (360 m), der effekten av solinnstråling (og vulkanske aerosoler) ikke er tilstede, for det andre tyder $\delta^{18}\text{O}$ utslagene på tetthetsendringer som bare kan forklares med på at en annen vannmasse strømmer inn over studieområdet og erstatter det varme, saline atlantiske vannet som dominerte vannsøylen helt ned til bunnen gjennom «middelalderens vareperiode».

$\delta^{18}\text{O}$ kurven reflekterer i så fall en forflytning i polarfronten. $\delta^{18}\text{O}$ verdien i vannmassen over Húnaflói viser at denne har en annen tetthet. Dette indikerer et skifte av vannmasser der det varme, saline vannet som dominerte helt ned til bunnen gjennom «middelalderens varmeperiode»

6.1.3 Mg/Ca resultatene samlet

Mg/Ca kurven og $\delta^{18}\text{O}$ kurvene i dette studiet skal samlet sett vist samme trend i temperaturendringer. Mg/Ca som en direkte paleotemperatur indikator, $\delta^{18}\text{O}$ som et indirekte mål på temperatur og salinitet. Resultatene har imidlertid gitt ulike utslag. Her diskuteres hva dette kan skyldes.



Figur 6.4: Mg/Ca avledet temperatur $^{\circ}\text{C}$ og $\delta^{18}\text{O}$ skjell fra *M. barleeaanum*.

Ovenfor har jeg diskutert utfordringen med lite prøvemateriale og nødvendigheten av å ta en mild form for rensing. Prøvene viser jevnt over en for høy korrelasjonskoeffisienten av Fe, noe som tyder på resterende belegg. Dette belegget vil kunne gi et for høyt temperaturutslag. Et annet moment er at høy salinitet også vil kunne påvirke Mg/Ca resultatene ved å gi forhøyede estimater. Temperaturangivelsen i dette studiet kan derfor være for høy, men viser likevel en trend som kan benyttes i tolkingen.

Det må også bemerkes at det i enkelte intervaller mangler isotopprøver på grunn av lite prøvemateriale.

Den regionale isotopkomposisjonen i den arktiske regionen gir også et komplekst signal, påvirket av både lokale og regionale klimaforhold. Nye modelleringsstudier har satt fokus på sjøisutbredelse som en viktig faktor i tolkningen av isotopsammensetninger i nedbør (Faber et al., 2017). Ved *reduksjon av sjøis og stigende overflatetemperatur* i sjøvannet øker fordampingen. En økning i lokal fordampning i de arktiske havområdene vil bidra med *anriket vann i vanndampen*, noe som vil gi en forhøyet $\delta^{18}\text{O}$ verdi. I tilfeller med *økt sjøisutbredelse*, vil den reduserte fordampingen føre til *lavere verdier i vanndampen* (Faber et al., 2017).

6.2 Oppsummering

Dette studiet har belyst noe av kompleksiteten i hav-atmosfære systemet som styrer brå klimaendringer i den nord-atlantiske region. Figur 6.3 oppsummerer noen av de viktigste kjente driverne og responsene i klimasystemet og hvordan disse har gitt utslag i overgangen til «den lille istid».

Det råder en generell enighet om at variasjoner i solinnstråling er den primære pådriveren i storskala klimaendringer (Fig 6.3 G) (Steinilber et al., 2009, Miller et al., 2012, Reynolds et al., 2016). Gjennom «middelalderens varmeperiode» var solinnstrålingen relativt høy. Dette ser ut til å ha en effekt på den termohaline sirkulasjon og den nord-atlantiske strømmen. Det forventes at den er sterk ved aktiv dypvannsdanning og svakere i perioder med stor ferskvannstilførsel i overflatevannet. Dette har innvirkning på Irmingerstrømmen som i middelalderen var dominerende på den nord-islandske sokkelen og strakk ned til bunnen på Húnaflói (Perner et al., 2017).

Etter «middelalderens varmeperiode» var vannmassene ved den islandske sokkelen karakterisert av kaldere overflate og bunntemperaturer. Dette studiet har vist at ved overgangen til «den lille istid» (Ca 1275-1300) endret vannmassene seg over studielokaliteten.

En kaldere og tettere vannmasse, identifisert som arktisk intermediært returvann fra Vest-Spitsbergen, Grønlands- og Islandshavet, strømmet inn, og er assosiert med en forflytning sørover av polarfronten. Dette vises også ved en sterkere innflytelse av den ferske, isbærende Østgrønlandsstrømmen som har stor innflytelse på det islandske klimaet. Det atlantiske intermediære vannet lå fortsatt i et mellomsjikt og reflekterte atmosfæriske pådrivere og responser (Reynolds et al., 2016).

Klimaovergangen var brå og dokumenteres i brefluktasjoner på Island, i Norge og Europa (Nesje et al., 2008, Harning et al., 2016). Historiske kilder gir direkte skildringer av svært varierende klimaforhold fra midten av 1200-tallet, med alt fra iskalde vintre med fjorder som frøs igjen rundt hele Island, mennesker og dyr som sultet og frøs i hjel, til «vintre så milde og fine som man ikke kunne huske i manns minne» (Hartman et al., 2017). Resultatene fra dette studiet viser også en brå overgang og deretter svært fluktuerende temperaturer.

Endringer i solinnstråling kan imidlertid ikke forklare opprettholdelsen av det kalde klimaet under «den lille istid». En rekke interne responser har mest sannsynlig forsterket endringene som var i gang og opprettholdt dem. Figur 6.3 viser at solinnstrålingen økte gradvis fremover mot vår tid, likevel sank temperaturene på Summit, Grønland, mengden sjøis vokste og temperaturene i bunnvannet sank. Dette er markert med oppad og nedadgående piler i figur 6.3.

En rådende forklaring på opprettholdelsen av den kalde og fluktuerende klimatrenden er at interne responser i klimasystemet forsterket trenden og opprettholdt den. Miller et al. (2012) og Reynolds et al. (2016) argumenterer for at uvanlig kraftig vulkanisme førte til store mengder aerosoler i atmosfæren som hindret solinnstråling. I tillegg førte økt sjøisutbredelse til større albedo, altså økt refleksjon av solstråler tilbake ut i verdensrommet (Miller et al., 2012, Cabedo-Sanz et al., 2016).

Mg/Ca analysen av bunnvannet på Húnaflói viser et brått skifte i vannmassene første gang mellom 1275-1300. Dette identifiseres også i isbreene og historiske kilder. Deretter følger trenden i kurvene hverandre frem til ca 1500-tallet. Etter dette skiller vannmassene brått lag igjen, og trenden opprettholdes etter dette. Disse endringene ansees for å være representative for overgangen til «den lille istid» og den karakteriseres ved en trinnvis utvikling med store klimatiske fluktasjoner med like store regionale forskjeller forårsaket av ulike tilbakevirkende effekter i klimasystemet.

REFERANSER

- ANDREWS, J. T., CASELDINE, C., WEINER, N. J. & HATTON, J. 2001. Late Holocene (ca. 4 ka) marine and terrestrial environmental change in Reykjarfjörður, north Iceland: climate and/or settlement? *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 16, 133-143.
- ANDREWS, J. T., DARBY, D., EBERLE, D., JENNINGS, A. E., MOROS, M. & OGILVIE, A. 2009. A robust, multisite Holocene history of drift ice off northern Iceland: implications for North Atlantic climate. *The Holocene*, 19, 71-77.
- ANDREWS, J. T. & GIRAUDEAU, J. 2003. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: the inner N. Iceland shelf (Hunafloi). *Quaternary Science Reviews*, 22, 175-193.
- ANDREWS, J. T., HARDADÓTTIR, J., STONER, J. S., MANN, M. E., KRISTJANSDÓTTIR, G. B. & KOC, N. 2003. Decadal to millennial-scale periodicities in North Iceland shelf sediments over the last 12 000 cal yr: long-term North Atlantic oceanographic variability and solar forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 453-465.
- ANDREWS, J. T. & HELGADÓTTIR, G. 2003. Late Quaternary ice cap extent and deglaciation, Hunafloall, Northwest Iceland: Evidence from marine cores. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, 218-232.
- BARKER, S., GREAVES, M. & ELDERFIELD, H. 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.-F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- BLINDHEIM, J. 1990. Arctic intermediate water in the Norwegian Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37, 1475-1489.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. & BONANI, G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *science*, 278, 1257-1266.
- BOYLE, E. A. 1983. Manganese carbonate overgrowths on foraminifera tests. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 1815-1819.
- BRADLEY, R. S. 2013. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, Elsevier Science.
- BRINER, J. P., MCKAY, N. P., AXFORD, Y., BENNIKE, O., BRADLEY, R. S., DE VERNAL, A., FISHER, D., FRANCUS, P., FRÉCHETTE, B. & GAJEWSKI, K. 2016. Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 147, 340-364.
- CABEDO-SANZ, P., BELT, S. T., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T. & GEIRSDÓTTIR, Á. 2016. Variability in drift ice export from the Arctic Ocean to the North Icelandic Shelf over the last 8000 years: a multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews*, 146, 99-115.
- CARALP, M. H. 1989. Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*; relationships with marine organic matter. *The Journal of Foraminiferal Research*, 19, 235-245.
- CLARK, P. U., PISIAS, N. G., STOCKER, T. F. & WEAVER, A. J. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415, 863.

- CRONIN, T. M., HAYO, K., THUNELL, R. C., DWYER, G. S., SAENGER, C. & WILLARD, D. 2010. The medieval climate anomaly and little ice age in Chesapeake Bay and the North Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 299-310.
- DRANGE, H. 2005. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective Oceanography, Climatology, Biogeochemistry, and Modeling*, American Geophysical Union.
- EIRÍKSSON, J., KNUDSEN, K. L., HAFLIDASON, H. & HEINEMEIER, J. 2000a. Chronology of late Holocene climatic events in the northern North Atlantic based on AMS ^{14}C dates and tephra markers from the volcano Hekla, Iceland. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15, 573-580.
- EIRÍKSSON, J., KNUDSEN, K. L., HAFLIDASON, H. & HENRIKSEN, P. 2000b. Late-glacial and Holocene palaeoceanography of the North Icelandic shelf. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15, 23-42.
- ELDERFIELD, H. & GANSSSEN, G. 2000. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405, 442.
- ELDERFIELD, H., GREAVES, M., BARKER, S., HALL, I. R., TRIPATI, A., FERRETTI, P., CROWHURST, S., BOOTH, L. & DAUNT, C. 2010. A record of bottom water temperature and seawater $\delta^{18}\text{O}$ for the Southern Ocean over the past 440kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. *Quaternary Science Reviews*, 29, 160-169.
- ELDERFIELD, H., YU, J., ANAND, P., KIEFER, T. & NYLAND, B. 2006. Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 633-649.
- FABER, A.-K., VINTHER, B. M., SJOLTE, J. & PEDERSEN, R. A. 2017. How does sea ice influence $\delta^{18}\text{O}$ of Arctic precipitation? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 5865-5876.
- FAGAN, B. 2000. The little ice age. *New York*.
- FRAASS, A. & LOWERY, C. 2017. Defining uncertainty and error in planktic foraminiferal oxygen isotope measurements. *Paleoceanography*, 32, 104-122.
- GROVE, J. M. 2001a. The initiation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic. *Climatic change*, 48, 53-82.
- GROVE, J. M. 2001b. The onset of the Little Ice Age. *History and Climate*. Springer.
- GUDMUNDSSON, H. J. 1997. A review of the Holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 16, 81-92.
- HANSEN-BAUER, I., DRANGE, H., FØRLAND, E., ROALD, L., BØRSHEIM, K., HISDAL, H., LAWRENCE, D., NESJE, A., SANDVEN, S. & SORTEBERG, A. 2015. Klima i Norge 2100. *Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing.*, Norsk klimasenter, Oslo, Norway.
- HARNING, D. J., GEIRSDÓTTIR, Á., MILLER, G. H. & ANDERSON, L. 2016. Episodic expansion of Drangajökull, Vestfirðir, Iceland, over the last 3 ka culminating in its maximum dimension during the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 152, 118-131.
- HARTMAN, S., OGILVIE, A., INGIMUNDARSON, J. H., DUGMORE, A., HAMBRECHT, G. & MCGOVERN, T. 2017. Medieval Iceland, Greenland, and the new human condition: A case study in integrated environmental humanities. *Global and Planetary Change*, 156, 123-139.
- HASENFRATZ, A. P., SCHIEBEL, R., THORNALLEY, D. J., SCHÖNFELD, J., JACCARD, S. L., MARTÍNEZ-GARCÍA, A., HOLBOURN, A., JENNINGS, A. E., KUHN, W. & LEAR, C. H. 2017. Mg/Ca-temperature calibration for the benthic foraminifera

- Melonis barleeanum and Melonis pompilioides. *Geochimica et cosmochimica acta*, 217, 365-383.
- IPCC 2014. IPCC. *Climate change*.
- JENNINGS, A., HAGEN, S., HARÐARDÓTTIR, J., STEIN, R., OGILVIE, A. & JÓNSDÓTTIR, I. 2001. Oceanographic change and terrestrial human impacts in a post AD 1400 sediment record from the southwest Iceland shelf. *Climatic Change*, 48, 83-100.
- KLEIN, D., CARAZO, M. P., DOELLE, M., BULMER, J. & HIGHAM, A. 2017. *The Paris Agreement on Climate Change: Analysis and Commentary*, Oxford University Press.
- KNUDSEN, K., JIANG, H., JANSEN, E., EIRÍKSSON, J., HEINEMEIER, J. & SEIDENKRANTZ, M.-S. 2004. Environmental changes off North Iceland during the deglaciation and the Holocene: foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Marine Micropaleontology*, 50, 273-305.
- KNUDSEN, K. L., EIRÍKSSON, J., JIANG, H. & JÓNSDÓTTIR, I. 2009. Palaeoceanography and climate changes off North Iceland during the last millennium: comparison of foraminifera, diatoms and ice-rafted debris with instrumental and documentary data. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 24, 457-468.
- KOBASHI, T., MENVIEL, L., JELTSCH-THÖMMES, A., VINTHER, B. M., BOX, J. E., MUSCHELER, R., NAKAEGAWA, T., PFISTER, P. L., DÖRING, M. & LEUENBERGER, M. 2017. Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. *Scientific reports*, 7, 1441.
- KRISTJÁNSDÓTTIR, G., LEA, D., JENNINGS, A., PAK, D. & BELANGER, C. 2007. New spatial Mg/Ca-temperature calibrations for three Arctic, benthic foraminifera and reconstruction of north Iceland shelf temperature for the past 4000 years. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8.
- KUIJPERS, A., ABRAHAMSEN, N., HOFFMANN, G., HÜHNERBACH, V., KONRADI, P., KUNZENDORF, H., MIKKELSEN, N., THIEDE, J. & WEINREBE, W. 1999. Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, South Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin-Review of Greenland Activities*, 183, 61-67.
- LOWE, J. J. & WALKER, M. J. 2014. *Reconstructing quaternary environments*, Routledge.
- MATTHEWS, J. A. & BRIFFA, K. R. 2005. The 'Little Ice Age': re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 17-36.
- MCGOVERN, T. H., VÉSTEINSSON, O., FRÍÐRIKSSON, A., CHURCH, M., LAWSON, I., SIMPSON, I. A., EINARSSON, A., DUGMORE, A., COOK, G. & PERDIKARIS, S. 2007. Landscapes of settlement in northern Iceland: Historical ecology of human impact and climate fluctuation on the millennial scale. *American Anthropologist*, 109, 27-51.
- MILLER, G. H., GEIRSDÓTTIR, Á., ZHONG, Y., LARSEN, D. J., OTTO-BLIESNER, B. L., HOLLAND, M. M., BAILEY, D. A., REFSNIDER, K. A., LEHMAN, S. J. & SOUTHON, J. R. 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39.
- MOBERG, A., SONECHKIN, D. M., HOLMGREN, K., DATSENKO, N. M. & KARLÉN, W. 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433, 613.
- NESJE, A. 1995. *Brelære*, Høyskoleforl.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2003. The 'Little Ice Age'—only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.

- NESJE, A., DAHL, S. O., THUN, T. & NORDLI, Ø. 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- NESJE, A., LIE, Ø. & DAHL, S. O. 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15, 587-601.
- NESJE, A., PILØ, L. H., FINSTAD, E., SOLLI, B., WANGEN, V., ØDEGÅRD, R. S., ISAKSEN, K., STØREN, E. N., BAKKE, D. I. & ANDREASSEN, L. M. 2012. The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene*, 22, 485-496.
- NORDDAHL, H. 1991. A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland. *Environmental change in Iceland: past and present*. Springer.
- OERLEMANS, J. 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *science*, 308, 675-677.
- ÓLAFSSON, J. 1999. Connections between oceanic conditions off N-Iceland, Lake Myvatn temperature, regional wind direction variability and the North Atlantic Oscillation. *Rit Fiskideild*, 16, 41-58.
- PAASCHE, Ø. & KOLSTAD, E. 2009. *Hva er klima*, Universitetsforl.
- PEARSON, P. N. 2012. Oxygen isotopes in foraminifera: Overview and historical review. *The Paleontological Society Papers*, 18, 1-38.
- PERNER, K., MOROS, M., LLOYD, J. M., JANSEN, E. & STEIN, R. 2015. Mid to late Holocene strengthening of the East Greenland Current linked to warm subsurface Atlantic water. *Quaternary Science Reviews*, 129, 296-307.
- PERNER, K., MOROS, M., SIMON, M., BERBEN, S., GRIEM, L., DOKKEN, T., WACKER, L. & JANSEN, E. A multi-decadal study of Polar and Atlantic Water changes on the North Iceland shelf during the last Millennium. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2017. 16812.
- RAHMSTORF, S. 2003. Thermohaline circulation: The current climate. *Nature*, 421, 699.
- RAHMSTORF, S. 2006. Thermohaline Ocean Circulation. *Encyclopedia of Quaternary Sciences. Postdam Institute for Climate Impact Research*, 5.
- REYNOLDS, D. J., SCOURSE, J., HALLORAN, P., NEDERBRAGT, A., WANAMAKER, A. D., BUTLER, P., RICHARDSON, C., HEINEMEIER, J., EIRIKSSON, J. & KNUDSEN, K. 2016. Annually resolved North Atlantic marine climate over the last millennium. *Nature communications*, 7, 13502.
- RISEBROBAKKEN, B., JANSEN, E., ANDERSSON, C., MJELDE, E. & HEVRØY, K. 2003. A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18.
- RUDDIMAN, W. F. 2001. *Earth's Climate: past and future*, Macmillan.
- SIGMOND, E. M., BRYHNI, I. & JORDE, K. 2013. *Norsk Geologisk Ordbok: Med Engelsk-norsk Ordliste*, Akademika.
- STEINBERG, J. M., BOLENDER, D. J. & DAMIATA, B. N. 2016. The Viking Age settlement pattern of Langholt, North Iceland: results of the Skagafjörður archaeological settlement survey. *Journal of Field Archaeology*, 41, 389-412.
- STEINHILBER, F., BEER, J. & FRÖHLICH, C. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36.
- THORNALLEY, D. J., OPPO, D. W., ORTEGA, P., ROBSON, J. I., BRIERLEY, C. M., DAVIS, R., HALL, I. R., MOFFA-SANCHEZ, P., ROSE, N. L. & SPOONER, P. T. 2018. Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. *Nature*, 556, 227.

UREY, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562-581.

INTERNETT:

DUNN, S. 2016. [online] Tilgjengelig:

https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/gassourcemasssp ec.html (Internett: 15.11.2018)

HAVFORSKNINGSINSTITUTTET, 2014

https://www.imr.no/temasider/klima/naturlige_variasjoner_og_klimaendringer/nb-no

(Internett: 07.02.19)

ice2ice 2018. [online] Tilgjengelig: <https://ice2ice.w.uib.no/overview/about/> (Internett: 06.10.18)

EGU BLOGS 2019. [online] <https://blogs.egu.eu/divisions/cr/2015/08/24/cruising-for-mud-sediments-from-the-ocean-floor-as-a-climate-indicator/> (Internett: 06.03.2019)

IPCC. 2007. NSW Government 2019. [online] Tilgjengelig:

<https://climatechange.environment.nsw.gov.au/About-climate-change-in-NSW/Climate-systems> (Internett 24.03.2019)

JANSEN, E. 2015. Cruise report GS15-198.

LANDMÆLINGAR ÍSLANDS. 2018. [online] Tilgjengelig:

<https://www.lmi.is/landupplýsingar/einfold-kort/> (Internett 19.11.2018)

LOCAL CLIMATOLOGICAL DATA MAP. 2018. [online] Tilgjengelig:

<https://gis.ncdc.noaa.gov/maps/ncei/lcd> (Internett:19.11.2018)

NASA. 2012. [online] Tilgjengelig: <https://www.nasa.gov/topics/earth/features/2012-seaicemin.html> (Internett: 27.03.2019)

NSIDC.2019. [online] Tilgjengelig: <https://nsidc.org/> (Internett:28.03.2019)

PIHL, R. 2018. [online] Tilgjengelig: <https://snl.no/Vatnaj%C3%B6kull> (Internett 19.11.2018)

WHITE, W. M. 2018. *EAS 656 Lecture Notes Isotope Geochemistry* [online] Tilgjengelig: <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/656notes05.html> (Internett: 15.11.2018)

Appendiks I

Ice2Ice Cruise: GS15-198

Station ID: GS15-198-33GC	Device: GC
Water depth (m): 361	Lat.: 66° 37.529 N
	Lon.: 20° 51.161 W
Notes:	
<ul style="list-style-type: none"> - Black stains noted are most likely iron sulphate - When cores opened occasional gas released, bubbling also - Three recovered sections - Total length 407.5 cm - Working half of Sec. #01 lost. U-channels taken for all sections, sec. #01 very loose sediments, top 10 cm not successful for U-Channel 	

Core depth (cm)	Lithological description
0-09	Dark brown silt, live worms
09 -107.5	Silty clay, olive brown, numerous black staining
107.5 - 258	Dark olive brown clay, mainly homogenous, some black staining. Shell fragment at 124 cm, small rock or shell at 150 cm. Gradual increase in staining from 160 cm down
258 - 265	Silty clay, light olive gray, some black staining
265 - 271	Silty clay, dark olive gray, some black staining
271-276	Silty clay, dark olive gray, increased black stains
276 - 281	Silty, dark olive gray, less clay than previous interval. Some black staining Shell at 280 cm.
281 – 287	Siltier than previous interval, drier, dark olive gray, some black staining
287 – 303	Silty clay, dark olive, lots of black stains, gradual lightening of sediment towards bottom
303 – 316	Silty clay, light olive gray, less black stains than previous interval

316 – 322	Silty clay, very dark olive gray, black staining covers most of the interval, sharp upper and lower boundary
322 – 325	Silty clay, light olive, some black stains
325 – 350	Silty clay, light olive brown, numerous black stains. Shell at 338 cm
350 – 357	Silty clay, light olive brown, drier sediment. Lots of small white particles. More silt than previous interval, sharp boundary above and below.
357 – 370	Light olive gray, more clay, black stains
370 – 373	Coarser silt, very dark olive gray, bubbles (gas)
373 – 407.5	Light olive gray, lots of black stains, silty clay, increased amount of bubbles and gas. Popping sound from the gas releasing

