



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**REKONSTRUKSJON AV
PALEOMILJØ I KONGSFJORDRENNEN, VEST FOR
SVALBARD, DE SISTE ~11 800 ÅR, BASERT
PÅ BENTISKE FORAMINIFERER OG SEDIMENTOLOGISKE
UNDERSØKELSER**

Kari Skirbekk

November, 2007



DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**REKONSTRUKSJON AV
PALEOMILJØ I KONGSFJORDRENNEN, VEST FOR
SVALBARD, DE SISTE ~11 800 ÅR, BASERT
PÅ BENTISKE FORAMINIFERER OG SEDIMENTOLOGISKE
UNDERSØKELSER**

Kari Skirbekk

November 2007

Forord

En kjempestor takk og til min hovedveileder professor Dorthe Klitgaard Kristensen, for god og svært fleksibel veiledning, diskusjoner, hjelp med mikroskopering, entusiasme og for å ha gjort ordet ”Geofantasy” til en del av mitt vokabular. Takk og takk! Og takk og takk!

Takk også til biveileder professor Tine Rasmussen for hjelp med mikroskopering, og for å ha lest gjennom oppgaven og kommet med gode og konstruktive tips via cyberspace.

Takk til biveileder professor Nalân Koç for å alltid ha en åpen kontordør når frustrerte studenter løper rundt i gangene, og gode tips i startfasen.

En stor takk til Mattias Forwick, som med entusiasme og argusøyne leste gjennom store deler av oppgaven, og kom med mange gode og konstruktive tips nå i innspurten. Hurra for deg!

Takk til paleo-gjengen alias Steffen, Kathrine, Lindsay og Simon, for diverse hjelp og diskusjoner, spesielt til Simon for å ha lest gjennom og gitt tilbakemeldinger på noen av kapitlene.

Takk også Liv Plassen, Dag Ottesen og Jan P. for hjelp med figurer og til Trine Dahl for veiledning og kaffe på labben.

Et stort tikk takk til den trivelige og positive gjengen på brakke sør, og ikke minst kontor 12-klanen.

Til slutt en takk til venner, familie, ersfjordgranitten og lignende, som gjør hverdagen til en evig fest!

Kari Skirbekk

Tromsø, november 07

8 Sammendrag

Sedimentkjerne NP05-11-21GC fra Kongsfjordrenna vest for Spitsbergen er analysert for å kartlegge utviklingen av paleomiljø de siste ~11 800 år. Analysene er basert på undersøkelser av bentiske foraminiferer og sedimentologiske egenskaper. Kjernen er 5,15 meter lang og 104 prøver er analysert med hensyn på fauna, droppstein og kornfordeling. Sedimentenes fysiske egenskaper er målt ved hjelp av en Multi-Sensor Core Logger, og røntgenbilder er studert. Kjernens kronologi er basert på 10 radiokarbondateringer, og viser at sedimentasjonsraten varierer mellom 27 og 158 cm/tusen år. Sokkelområdet vest for Spitsbergen har vist seg å være sensitiv for endringer i Vest Spitsbergenstrømmens intensitet. Sedimentene i kjerne NP0511-21GC er avsatt i et distalt glasimarint miljø, med en varierende påvirkning fra atlantiske vannmasser og is. Et kaldt og sjøspåvirket miljø i yngre dryas etterfølges av en tostegs bedring av klima i tidlig holosen. Klimabedringen avbrytes av en nedkjøling under den preboreale svingning 11 300 kalenderår før nåtid, hvor kalde lavsaline vannmasser dominerer, og sjøisdekke hindrer avsetning av droppstein over lokaliteten. En gradvis bedring av klima gjennom tidlig holosen kulminerer i et klimatisk optimum om lag 9000 kalenderår før nåtid. En gradvis nedkjøling observeres gjennom midt-holosen overgangsperiode. Høy påvirkning fra isbreer registreres etter 4000 kalenderår i før nåtid, i sen holosen, hvor mye droppstein avsettes på lokaliteten. De generelle trekkene i klimautviklingen er i overensstemmelse med andre proksidata fra Svalbards margin og de Nordiske hav. Innstrømmingen av atlantisk vann i Kongsfjordrenna følger i stor grad endringer i Vest Spitsbergenstrømmen.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	3
1.1	Formål med studiet.....	3
1.2	Bakgrunn	3
1.3	SciencePub	4
1.4	Oseanografi	5
1.5	Kongsfjorden/Krossfjorden.....	8
1.5.1	Områdebeskrivelse	8
1.5.2	Batymetri og sedimenter	8
1.5.4	Vannmasser og Sirkulasjon.....	13
1.5.5	Sen weichsel glasiationshistorie	15
1.6	Holosen på Svalbard.....	17
1.6.1	inngangen til holosen (11 500 – 10 800 kal. år f. nåtid)	17
1.6.2	Tidlig holosen (10 800 – 6800 kal. år f. nåtid).....	18
1.6.3	Midt holosen overgangsperiode (6800 - 4500 kal. år f. nåtid).....	19
1.6.4	Sen holosen (4500 kal. år f. nåtid – nåtid)	19
2	Materiale og metoder	21
2.1	Tokt og kjernetakning	21
2.2	Måling av sedimentenes fysiske egenskaper.....	23
2.3	Beskrivelse av Kjernen.....	24
2.4	Prøvetakning og sikting av kjernen	24
2.5	Foraminiferanalyse.....	25
2.6	Droppteinsanalyser	26
2.7	Radiokarbon dateringer.....	26
3	Bentiske foraminiferer.....	29
3.1	Introduksjon	29
3.2	Faunamodifikasjon.....	29
3.3	De dominerende artenes økologiske preferanser	29
3.3.1	Cassidulina reniforme	29
3.3.2	Nonionellina labradorica.....	30
3.3.3	Elphidium excavatum f. clavatum.....	30
3.3.4	Cibicides lobatulus	31
3.3.5	Buccella spp.	31

3.3.6	Islandiella helenae og norcrossi	31
3.3.7	Astrononion gallowayi	32
3.3.8	Mindre dominante arter	32
4	Resultater og tolkning	35
4.1	Resultater fra sedimentologiske undersøkelser	35
4.1.1	Enhet 1 (515 – 475 cm)	40
4.1.2	Enhet 2 (475 – 395 cm)	40
4.1.3	Enhet 3 (395 – 220 cm)	41
4.1.4	Enhet 4 (220 – 0 cm)	42
4.1.5	Tolkning av sedimentologien	42
4.2	Foraminifer analyser	44
4.2.1	Beskrivelse av biosoner	47
4.2.2	Tolkning av biosoner	49
5	Kronologi	53
5.1	Reservoaralder og ΔR	53
5.1.1	Valg av reservoaralder og ΔR for holosen	53
5.1.2	Valg av reservoaralder og ΔR for yngre dryas	54
5.2	Kronologi for NP05-11/21GC	55
5.2.1	Aldersmodell	56
6	Diskusjon og korrelasjon	59
6.1	Rekonstruksjon av paleomiljø i Kongsfjordrenna med regionale korrelasjoner	59
6.1.1	Yngre Dryas (- 11 500 kalenderår før nåtid)	61
6.1.2	Inngangen til holosen (11 500 – 10 500 kalenderår før nåtid)	66
6.1.3	Tidlig holosen (10 500 – 7200 kalenderår før nåtid)	68
6.1.4	Midt holosen overgangsperiode (7200 – 4700 kalenderår før nåtid)	71
6.1.5	Sen holosen (4700 kalenderår før nåtid – nåtid)	73
6.2	Paleoseanografiske implikasjoner	76
6.2.1	Den generelle trenden	76
6.2.2	Kortvarige nedkjølingsepisoder	77
7	Konklusjoner	81
8	Referanser	83

1 Introduksjon

1.1 *Formål med studiet*

Målsettingen med dette studiet er å kartlegge hvordan atlantisk vann har påvirket vannmassene ved Kongsfjordrenna, Svalbard, i løpet av de siste 11 500 år - holosen. Denne rekonstruksjonen baseres på analyser av en marin sedimentkjerne fra et vandyp på 327 m fra Kongsfordrenna på sokkelen rett utfor munningen av Kongsfjorden/Krossfjorden. Faunasammensetning (artsbestemmelse) av bentiske foraminifera utgjør hoveddelen av analysen og omhandler rekonstruksjon av fortidens oseanografi. I dag, når det atlantiske vannet når 78° N, som tilsvarer Svalbards sørlige breddegrad, kjøles det kraftig ned på overflaten. Hovedkjernen av strømmen beveger seg etter dette under overflaten, omtrent mellom 100 og 500 meters dyp (Aagaard, 1975; Aagaard et al., 1975). Studier av bentiske foraminifera er derfor egnet til å rekonstruere hvordan atlantisk vann har påvirket miljøet ved den aktuelle lokaliteten.

I tillegg undersøkes sedimentenes litologiske og fysiske egenskaper, og mengde og fordeling av dropstein. Dette gjøres for å få et bilde av andre prosesser som har vært gjeldene, og for å sammenholde dette med oseanografien, slik at man kan se vannmassenes bevegelse i en større kontekst. Særlig da for å få et bilde av hvordan isaktiviteten (det vil si bre og sjøis) har variert, og dermed få en bedre forståelse av vekselvirkninger mellom bre aktivitet og tilførselen av varmt vann.

1.2 *Bakgrunn*

Innstrømning av varmt atlantisk vann er den viktigste varmekilden til Arktis (Aagaard et al., 1985). De atlantiske vannmassene beveger seg nordover i den nordatlantiske strøm (DNS), og avgir kontinuerlig varme. De bidrar i stor grad til et varmt klima i Nord Europa, sett i forhold til breddegrad (Broecker, 1997).

I et geologisk perspektiv befinner vi oss nå i en mellomistid, holosen, som startet for ca 11 500 år siden. Relativt sett har klimaet vært stabilt i denne perioden, men studier viser at

også holosen har vært preget av klimatiske svingninger (Birks, 1991; Salvigsen et al., 1992; Svendsen et al., 1997; Klitgaard-Kristensen et al., 1999; Snyder et al., 2000; Andersen et al., 2004; Hald et al., 2004; Nesje et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska et al., Submitted). Disse svingningene ser ut til å henge sammen med innstrømningen av atlantisk (Bond et al., 1997; Svendsen et al., 1997; Klitgaard-Kristensen et al., 1999; Klitgaard-Kristensen et al., 2001). I denne konteksten er det av stor betydning å kartlegge hvordan strømningen av atlantiske vannmasser har variert gjennom holosen. Denne kunnskapen kan brukes til å forstå hvilke dimensjoner av de moderne klimaendringer som kan tillegges klimaets naturlige variabilitet og hva som er et resultat av antropogene handlinger.

1.3 SciencePub

Denne masteroppgaven er en del av prosjektet kalt 'Arctic Natural Climate and Environmental Changes and Human Adaptation: From Science to Public Awareness' 'SciencePub' (<http://www.ngu.no/sciencepub/eng/index.html>). SciencePub er et prosjekt i det internasjonale polaråret og er et samarbeidsprosjekt mellom Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), Norsk Polarinstitutt (NP), Universitetet for Miljø og Biovitenskap (UMB), Universitetet i Bergen (UiB), Universitetet i Tromsø (UiTø), Universitetssenteret på Svalbard (UNIS), Vitensenteret i Tromsø, Trondheim og Bergen (SC) og Universitetet i Oslo, fakultet for journalistikk (UOC). Det finansieres av Norsk Forskningsråd.

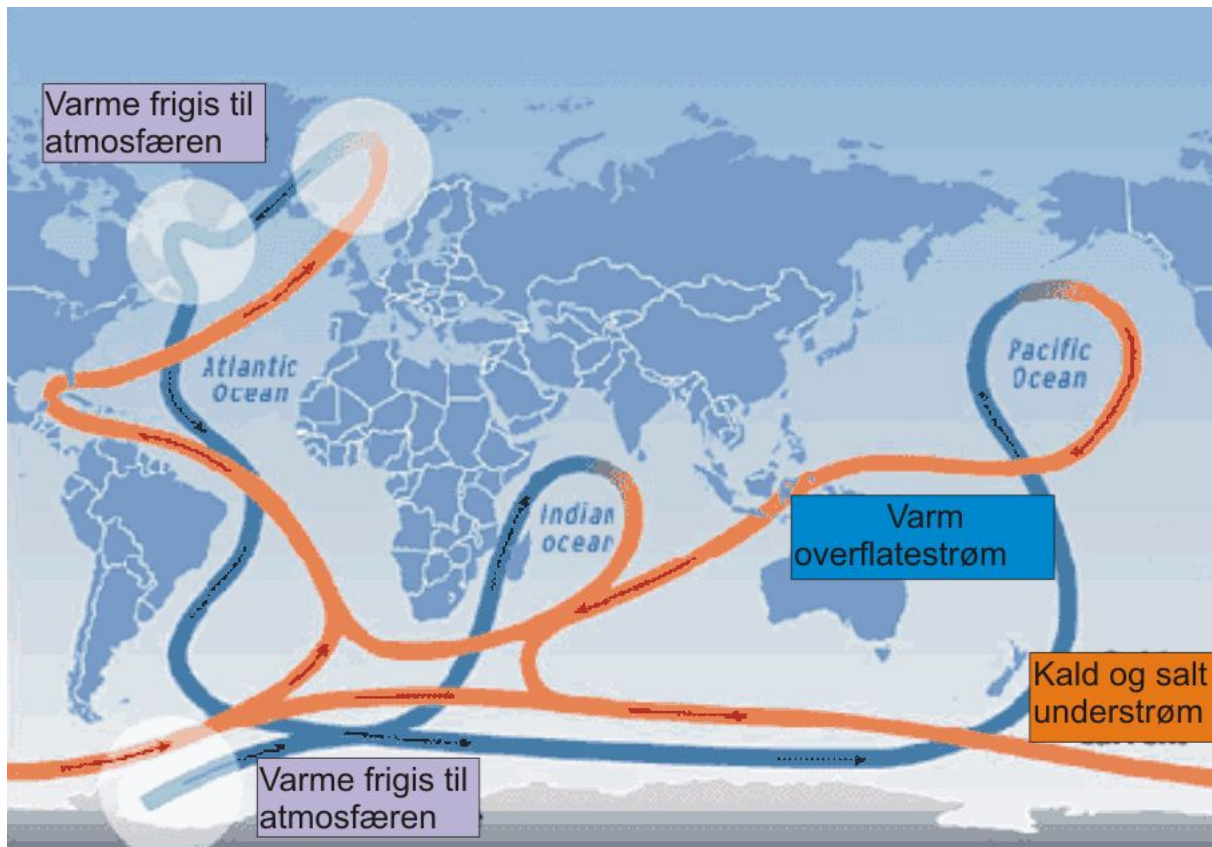
Prosjektets overordnede målsetninger er:

- å fremme den fundamentale forståelse for naturlige klima- og miljøendringer i Arktis, ved å øke forståelsen av hele systemet og ved å kvantifisere enkelte klimakomponenter
- å bedre forståelsen av menneskelige tilpasningsstrategier ved store og raske endringer i fysisk miljø ved tidligere tider
- å generere strategier for å nå ut til publikum på en måte som vil gi en allmenn bevissthet om de naturlige miljøsystemene i Arktis

Denne masteroppgaven ønsker å bidra med økt kunnskap til punkt en.

1.4 Oseanografi

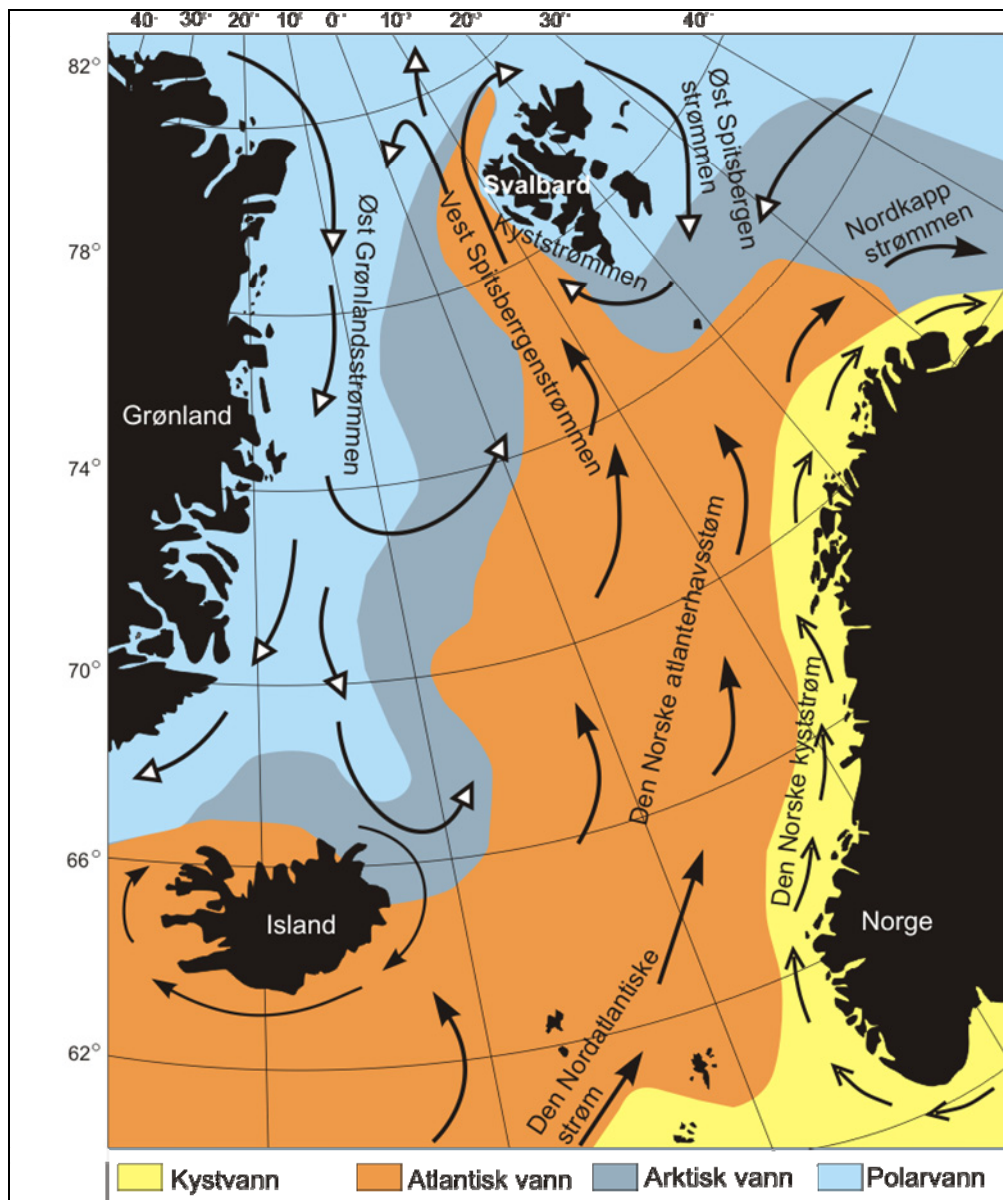
Det atlantiske vannet som strømmer langs Norskekysten og vestsiden av Svalbard er en del av den globale termohaline sirkulasjonen (fig 1.1). Den termohaline sirkulasjonen drives av tetthetsforskjeller mellom ulike vannmasser, som i hovedsak skyldes forskjeller i temperatur og salinitet (Broecker, 1991).



Figur 1. 1 Prinsipiell skisse over termohalin sirkulasjon. Rødt indikerer varm overflatestrøm, og blått indikerer kald understrøm. (Figur modifisert fra IPCC 2001).

Den Nordatlantiske strøm er en del av det samme strømsystemet som Golfstrømmen. Atlantisk vann entrer de Nordisk hav (det vil si Norskehavet, Grønlandshavet og Barentshavet) via Irminger-strømmen som beveger seg mot vestkysten av Island og den Norske Atlanterhavsstrømmen som beveger seg gjennom Shetlandskanalen og videre langs vestkysten av Norge. Når den Norske Atlanterhavsstrømmen nærmer seg norske farvann blandes en fraksjon av det atlantiske vannet med brakkvann fra Østersjøen og avrenning fra Norge, og fortsetter nordover som Den Norske kyststrøm (Blindheim, 1987). Resten fortsetter

videre nordover som Den Norske Atlanterhavsstrøm, og defineres som vannmasser med en salinitet på 35 psu eller høyere (Johannessen, 1986). Ved kysten av Troms deler den Norske Atlanterhavsstrøm seg i to grener – Nordkapp-strømmen og Vest Spitsbergenstrømmen (fig 1.2). Disse vannmassene defineres ved en temperatur $> 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ og salinitet $>34.9\text{ psu}$ (Schlichtholz et al., 2006).



Figur 1. 2 Oversikt over havstrømmer og vannmasser ved de nordiske hav og rundt Svalbard.

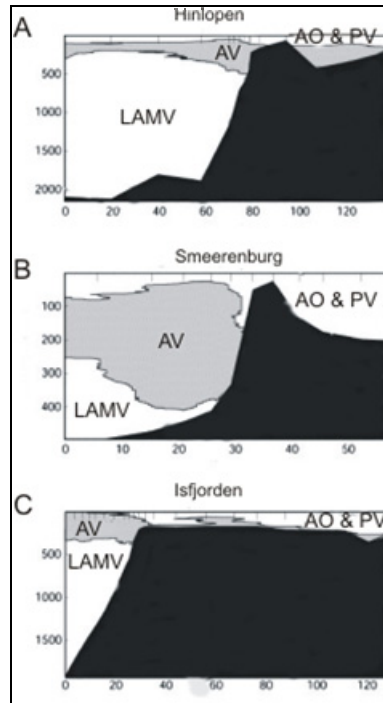
Vest Spitsbergenstrømmen beveger seg langs vestkysten av Svalbard (figur 1.2), og står for størstedelen av transport av atlantisk vann (AV) til det Arktiske hav (Saloranta et al., 2001). Etter hvert som vannmassene strømmer nordover kjøles de ned. Dette fører til at tettheten

øker, og ved ca 78 °N beveger de seg under ferskere, kaldere vannmasser, og følger batymetrien langs kontinentalskråningen av Svalbard (Aagaard et al., 1975).

Havstrømmer følger ofte batymetrien langs havbunnen (Rudels, 1987). Ved ca 79.5 ° N deles derfor Vest Spitsbergenstrømmen inn i tre grener, som følger tre ulike batymetriske isobater videre (Manley, 1995)(fig 1.2).

Langs østkysten av Grønland strømmer Øst Grønlandsstrømmen (Broecker, 1997). Den består av overflatevann fra polhavet og transporterer store mengder is sørover (Saloranta et al., 2001).

Øst Spitsbergenstrømmen oppstår i Polhavet, og entrer Barentshavet mellom Svalbard og Franz Josefs Land (øst for Svalbard). Den strømmer sørover langs østsiden av Spitsbergen, rundt Sørkapp og nordover langs vestsiden av Spitsbergen (figur 1.2). Der kalles den Kyststrømmen, og er sterk modifisert av ferskere vann den kontinuerlig har tatt opp ved fjordutløp (Skogseth, 2003). Den består av en blanding av polarvann (PV) og Arktisk overflatevann (AO), og beveger seg langs sokkelen (Ślubowska-Woldengen et al., 2007).



Figur 1. 3 Utbredelse av vannmasser ved tre lokaliteter langs sokkelen av Svalbard, August 2004. Den horisontale aksene indikerer kilometer, og den vertikale aksene viser trykk (dbar). Isfjorden ligger på vestkysten, Smeerenburg på nordvestspissen og Hinlopen på nordøstsiden av Svalbard. Se fig 1.4. PV står for polarvann, AO for arktisk overflatevann, LAMV for lavere arktisk mellomsjikt vann og AV for atlantisk vann (Modifisert fra Ślubowska 2007).

Hvor lagt nord den går, finnes det ingen klare data på. Under det atlantiske vannet finner vi en vannmasse som kalles det Lavere Arktiske Mellomsjikt Vannet (LAMV) (Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Figur 1.3 viser distribusjon av de ulike vannmassene i august 2004 fra tre lokaliteter ved Spitsbergen.

Prosessen hvor temperert, salint vann langsomt avkjøles og synker mot bunnen kalles Nord Atlantisk dypvann dannelse (Broecker, 1991; Broecker, 1997). Etter dannelsen av dypvannet strømmer det sørover i Atlanterhavet. Denne prosessen er en viktig drivkraft for den termoholine sirkulasjonen (Broecker, 1991).

1.5 Kongsfjorden/Krossfjorden

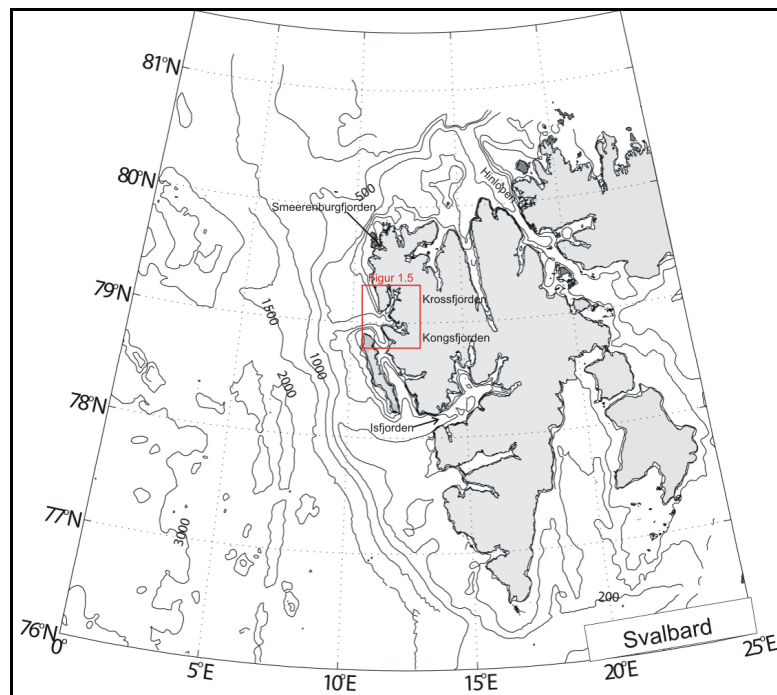
1.5.1 Områdebeskrivelse

Kongsfjorden danner sammen med Krossfjorden et av de store fjordsystemene på Svalbard, og er plassert på vestsiden av Spitsbergen, mellom 78°40 og 77°30 N, og 11°3 og 13°6 E (fig 1.4). Kongsfjorden har en sørøst - nordvest orientering. Den er 20 km lang med bredde som varierer fra 4-10 km. Krossfjorden har en orientering fra nord til sør, er 30 km lang og en bredde mellom 3 og 6 km (fig 1.5). Krossfjorden deler seg i to mindre fjorder i nordenden; Lilliehöökfjorden og Möllerfjorden. Innerst i Lilliehöökfjorden er det en tidevannsbre; Lilliehöökbreen. Fem tidevannsbreer har sitt utløp i Kongsfjorden; Kongsvegen, Kronebreen, Kongsbreen, Conwaybreen og Blomstandsbreen (Kongsvegen og Kronebreen har felles utløp). Kongsvegen er en surge-type isbre (Liestøl, 1988). 74 % av landområdet rundt Kongsfjorden og Krossfjorden er glasiert (Svendsen et al., 2002). De to fjordtrauene konvergerer ut mot sokkelen, og danner Kongsfjordrenna. Det betyr at kjernelokaliteten trolig påvirkes av vann og sedimenter fra begge fjordene. I det følgende er det i all hovedsak Kongsfjorden som omtales. Dette skyldes at tilgjengelige data i stor grad er derfra.

1.5.2 Batymetri og sedimenter

En fjord er et glasiert erodert estuarier (Syvitski et al., 1987). Kunnskap om batymetrien i en fjord er viktig fordi både sirkulasjonen og sedimentasjonsmønstre påvirkes av den. Ulik mange norske fjorder mangler Kongsfjorden og Krossfjorden en definert terskel ved

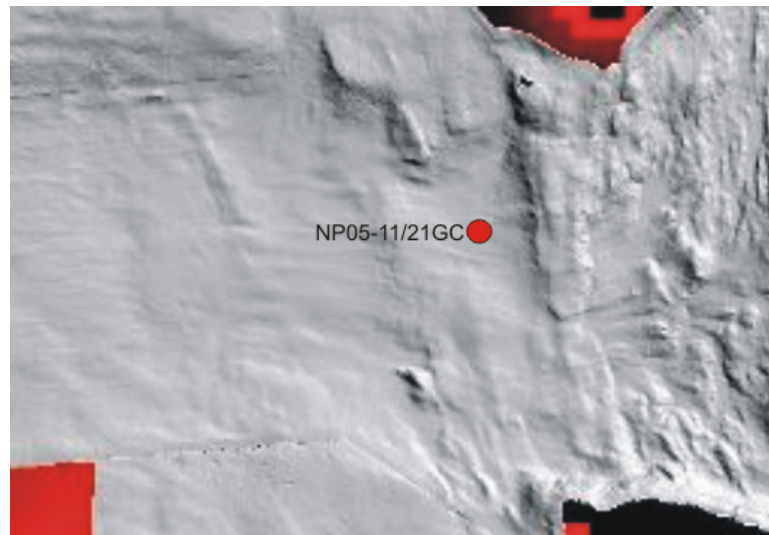
fjordmunningen (Elverhøi et al., 1983). I stedet fortsetter traueene videre ut mot sokkelen, hvor de går sammen og danner Kongsfjordrenna (fig 1.5). Dette innebærer at sirkulasjonen i stor



Figur 1. 4 Kart over Svalbard. Kongsfjord-Krossfjord systemet, samt lokalitetene nevnt i figur 1.3 er merket.

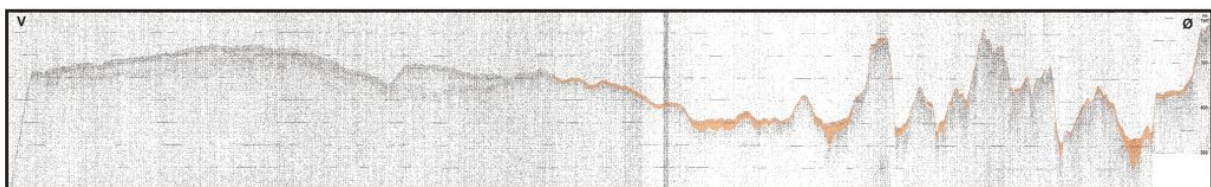


Figur 1. 5 Topografisk og batymetrisk kart over Kongsfjorden/Krossfjorden. (Figur hentet fra Svendsen et. al., 2002).



Figur 1. 6 Batymetri fra munningen av Kongsfjorden og Kongsfjordrenna. Kjernelokalitet er avmerket. Se figur 1.13 for lokalisering av figuren (Figur laget av Dag Ottesen).

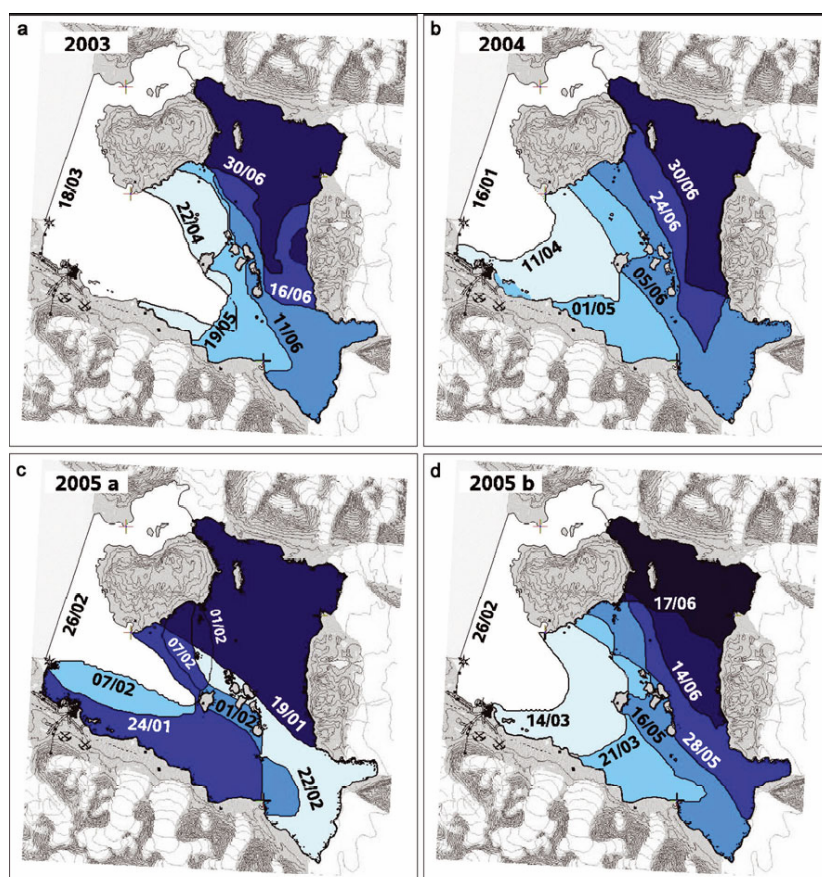
grad påvirkes av vannmasser fra kysten og det åpne havet. Ved Lovènøyane i den innerste delen av fjorden, er det en terskel på om lag 20 meters dyp (fig 1.5). Sedimentasjonsraten på innsiden av denne er langt høyere enn på utsiden av den (Elverhøi et al., 1983). Det avsettes store mengder klastiske sedimenter på sokkelen utenfor fjordkomplekset sammenliknet med hva som er vanlig for norske fjorder. Årsaken til dette kan være en kombinasjon av manglende terskel, at fjordene er relativt korte og at sedimenttilførselen i stor grad består av svært finkornet materiale (Elverhøi et al., 1983). Både Kongsfjorden og Krossfjorden består av flere opp til 300 meter dype bassenger som er adskilt med små terskler (Svendsen et al., 2002). Fig 1.7 viser et seismisk profil langs Kongsfjorden og Kongsfjordrenna. Usammenpresset glasimarin materiale er i stor grad er begrenset til bassengene, markert med oransje. Bassengene i fjordkomplekset viser i hovedsak vellaminerte vedvarende seismiske refleksjoner og i noen bassenger mer kaotiske linseformete strukturer ved flankene (Howe et al., 2003). De sistnevnte indikerer massebevegelse. Sedimentpakkene er opp til 30 meter tykke.



Figur 1. 7 Seismisk profil fra Kongsfjorden (Ø) og Kongsfjordrenna (V). Usammenpressede glasimarine sedimenter er merket oransje (kartet laget av Liv Plassen, basert på data fra tokt med Norsk Polarinstitut, 2005).

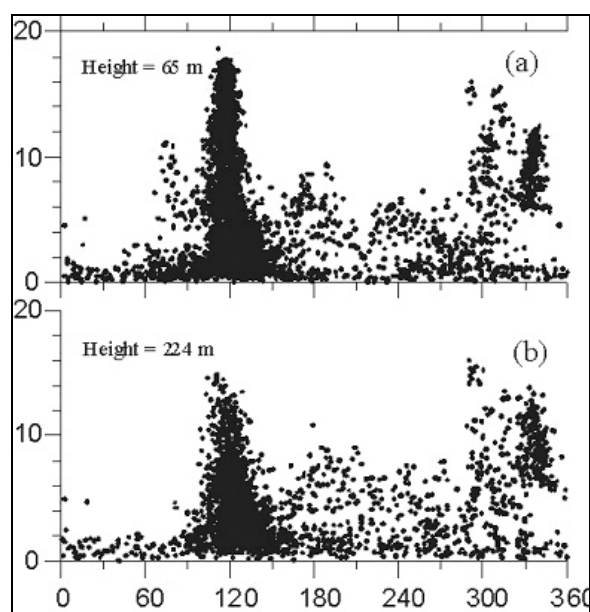
1.5.3 Klima

Klimaet ved Kongsfjorden har en kontinental karakter på vinteren, mens sommeren preges av kystklima (Svendsen et al., 2002). Dette har sammenheng med at fjorden fryser til i vintersesongen, og dermed ikke påvirkes av vannmassene fra sjøen. Den indre delen av fjorden dekkes normalt av is i desember/januar, og har en tykkelse på omtrent en meter (Svendsen et al., 2002; Gerland et al., 2007). Observasjoner indikerer både høy variasjon i iskantposisjon gjennom året, og høy variasjon av initial smelting og disintegrasjon av sjøisen. Fluktuationene i isens utbredelse kan tillegges tidevanns-, bølge- og vindbearbeidelse (Svendsen et al., 2002; Gerland et al., 2007). I følge data fra 1981 – 1986 inntreffer oppløsningen av sjøisen mellom April og Juli (Lydersen et al., 1986; Mehlum, 1991), mens data fra 2003 – 2005 viser at den inntreffer i juni (Gerland et al., 2007). Under den unormalt varme vinteren i 2006 var det kun et lite område i nordenden av fjorden som frøs til (Hop et al., 2006). Figur 1.8 viser observasjoner av sjøisens utbredelse ved fra 2003 - 2005.



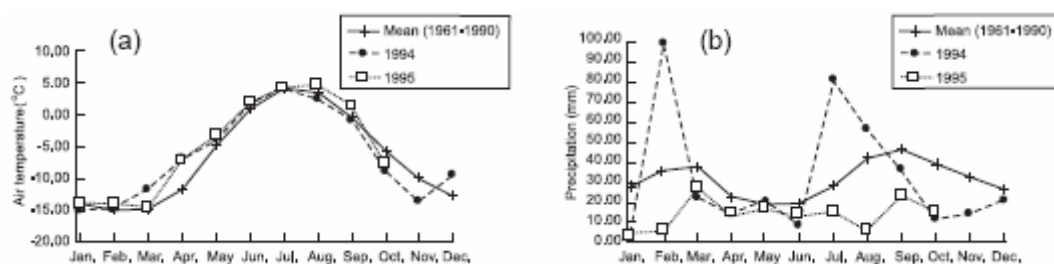
Figur 1. 8 Sjøisutbredelse fra 2003, 2004 og 2005. Dato (dag/måned) er tegnet inn på korresponderende grense for fastis (Figurer fra (Gerland et al., 2007).

Vindforholdene i Kongsfjorden er i stor grad topografisk bestemt (Svendsen et al., 2002). Den dominerende vinden er sørøstlig (120°), som vil si at den beveger seg ut fjorden. Dette er en katabatisk vind. Den nest mest rådende vindretningen er en geostrofisk drevet vind med en nordvestlig ($310\text{-}330^\circ$) retning. De katabatiske vindene er lokalgenerert, mens de geostrofiske vindene er en del av et større værsystem. Fig 1.9 viser spredningen i vindretning og vindstyrke i løpet av et år. De katabatiske vindene følger trolig topografien også i Krossfjorden, men hvordan de geostrofiske vindene virker der er ikke kjent (Svendsen et al., 2002).



Figur 1. 9 Distribusjon av vindretninger, målt ved Ny Ålesund. Den øverste er målt 65 m.o.h, og den nederste 224 m.o.h. X-aksen viser vindretning i grader og y-aksen viser vindhastighet i m/s (Figur hentet fra Svendsen et. al., 2002).

Fig 1.10 viser variasjon i temperatur og nedbør i løpet av et år. Innstrålingen fra solen varierer kraftig gjennom året. Gjennomsnittlig er det mest nedbør i februar-mars og august-oktober. Solen befinner seg under horisonten fra 25. oktober til 17. februar, mens det er midnattssol fra 18. april til 23. august. Høyeste temperaturer er normalt i juli-august. Antall dager med



Figur 1. 10 Diagram som viser hvordan temperatur (a) og nedbør (b) varierer i løpet av et år. (Fra Svendsen et. al., 2002).

klarvær er høyest om vinteren (5-8 dager pr måned) og lavest om sommeren (1 dag pr måned) (Førland et al., 1997). I tillegg er det store forskjeller i albedo mellom en vinter preget av snø- og isdekke, kontra sommer med tundra, åpen fjord og isbreer.

1.5.4 Vannmasser og Sirkulasjon

Kongsfjorden er en høyarktisk fjord som påvirkes av atlantisk vann, arktisk vann og ferskvann (i stor grad smeltevann) (Svendsen et al., 2002). Sirkulasjonsmønster og utbredelse av vannmasser påvirkes av faktorer som batymetri, vind, ferskvannstilførsel, tidevann, isformasjon og is smelting. Variasjon av disse faktorene fører til en utpreget årlig dualisme i sirkulasjonsmønster og vannmasse distribusjon. Vintersesongen er preget av svak stratifisering av vannmassene og dominans av arktisk vann, mens en sterk stratifisering og dominans av atlantisk vann er gjeldende i sommersesongen (Svendsen et al., 2002). Vannmassene i Kongsfjorden deles inn i 5 ulike typer; Transformert Atlantisk vann (TAV), overflatevann (OV) Mellomsjikt vann (MV), Lokalt vann (LV) og Vinteravkjølt vann (VAV) (se tabell 1.1) (Svendsen et al., 2002; Cottier et al., 2005).

Vannmasser	Opprinnelse	Forkortelse	Salinitet	Temp.
Transformert atlantisk vann	Atlantisk vann blandes med polarvann (kapittel 1.3), når det krysser sokkelen	TAV	> 34.65 psu	1 - 3 °C
Overflatevann	Formes av smeltevann fra isbre	OV	< 34 psu	>1 °C
Mellomsjikt-vann	Miksing av vannmasser i grenseområdet mellom OV og TAV/AV	MV	34 – 34,65 psu	> 1 °C
Lokalt vann	Dannes ved nedkjøling av overflaten	LV	0.5 – 1 psu	34.3 – 34.85 °C
Vinter avkjølt vann	Dannes ved avkjøling og sjøisdannelse	VAV	34.4- 35 psu	< 0,5 °C

Tabell 1. 1 Oversikt over de ulike vannmassene i Kongsfjorden/Krossfjorden. Basert på Cottier 2005.

Om vinteren preges Kongsfjorden av svært lav ferskvannstilførsel, dannelse av sjøis og sterke katabatiske vinder ut mot havet (Svendsen et al., 2002). Hovedårsaken til svak stratifisering av vannmassene er sjøisdannelse. Denne prosessen tar ut ferskvann og etterlater seg vann med høyere saltinnhold, og dermed også høyere tetthet. Dette fører igjen til økt vertikal konveksjon og homogenisering av vannsøylen (Svendsen et al., 2002). På våren fører stor tilførsel av smeltevann til dannelsen av en pyknoklin, som skiller vannmassene i to. Det øvre laget er sterkt påvirket av smeltevann, og har lav salinitet. Oppvarming av overflatevannet

styrker pyknoklinen. I denne fasen kan sirkulasjonen i Kongsfjorden sees som et tolagssystem, hvor de to lagene opererer uavhengig av hverandre (Cottier et al., 2005). Kongsfjorden og Krossfjorden er brede fjorder og påvirkes derfor av Corioliseffekten (Hop et al., 2006). Gjennomsnittlig ferskvannsavrenning inn i Kongsfjorden er kalkulert til ca $1,4 \text{ km}^3$ pr år, og 90 % av dette kommer i løpet av de juni, juli og august (Svendsen et al., 2002).

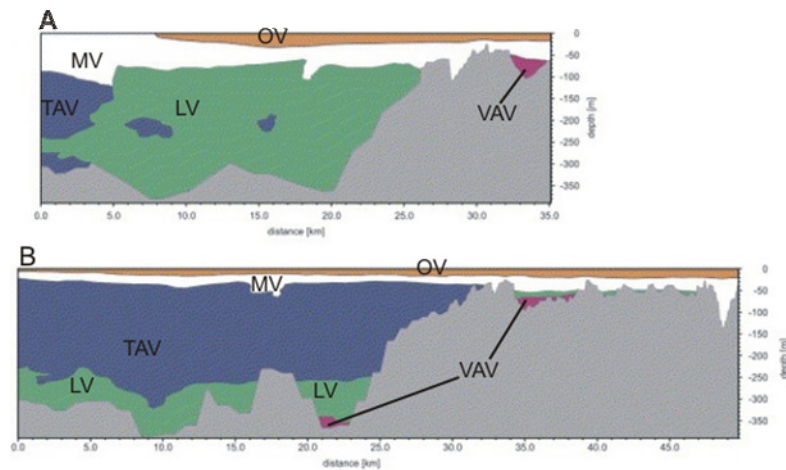
En oseanisk front mellom Vest Spitsbergen strømmen og kyst strømmen hindrer at atlantisk vann entrer fjorden i vintersesongen (Svendsen et al., 2002). Fronten dannes pga stor forskjell i temperatur og salinitet mellom de to vannmassene, og kalles den Arktiske front (Swift, 1986). På våren forårsaker nordlige vinder ustabilitet i den Arktiske fronten, og atlantisk vann begynner å strømme inn på sokkelen (Svendsen et al., 2002). Et sterkt tetthetsfelt i de ustratifiserte vannmassene i fjorden hindrer at vann fra sokkelen strømmer inn i fjorden på dette tidspunktet. Omtrent midtsommers er stratifiseringen i fjorden modifisert tilstrekkelig slik at tetthetsfeltet ved fjordmunningen reduseres, og atlantisk vann i form av transformert atlantisk vann (TAV) strømmer inn (Cottier et al., 2005). Vinteravkjølt vann (VAV) og lokalt vann (LV) forlir ofte på fjordbunnen gjennom sommeren. Fig 1.11 viser distribusjon av vannmasser i Kongsfjorden sommerstid. Til tross for at disse undersøkelsene er gjort med hovedfokus på Kongsfjorden, er det sannsynlig at det også er gyldig for Krossfjorden, siden de har felles fjordmunning (Cottier et al., 2005).

Både det øvre brakkvannslaget og det dypere laget har et generelt strømningsmønster som går inn fjorden på sørsiden og ut fjorden på nordsiden. I Krossfjorden strømmer vannet inn fjorden på østsiden og ut på vestsiden. Dette forsterkes når vinden blåser ut fjorden. Når vinden blåser oppfjords vil overflatelaget påvirkes av dette og strømme samme i retning. Dette fører til opphopning av vannmasser inne i fjorden, og strømmen vil reversere når vannets trykkgradient overstiger vindens styrke, eller når vinden letner (Svendsen et al., 2002). Corioliseffekten kan forårsake en gradient i brakkvannslagets tykkelse på tvers av fjorden (Svendsen et al., 2002). Laget er tykkere i nordenden av fjorden. Strømmen av brakkvann ned fjorden er tilstedet gjennom hele tidevannssyklusen, men med varierende styrke.

Vannmassene i det dypere laget beveger seg inn fjorden som en Kelvinbølge, som genereres av vind- og/eller tidevannskrefter (Svendsen et al., 2002). Det er via denne bølgen atlantisk

vann entrer fjorden. Den beveger seg opp langs sørsiden av fjorden, hvor den har høyest fart og hever fjordoverflaten noe. Dette skaper et overtrykk innerst i fjorden, og vannmassene strømmer tilbake langs nordsiden av fjorden (Svendsen et al., 2002). Den dypere sirkulasjonen av vannmassen er variabel både i størrelse, hastighet og innhold. I hvor stor grad atlantisk vann strømmer inn i fjorden avhenger både av mengde atlantisk vann i Vest Spitsbergenstrømmen og stabiliteten på fronten som skiller den fra fjordmunningen (Svendsen et al., 2002). Hvordan sirkulasjonen er i vintermånedene finnes det lite informasjon om.

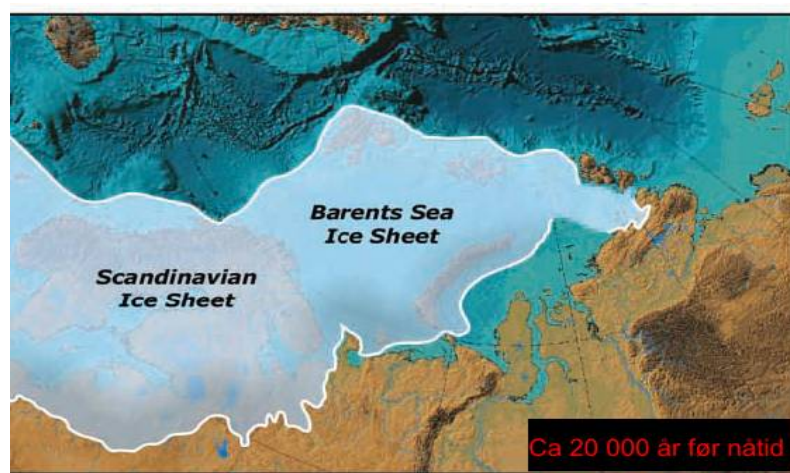
I den ytre delen av fjordsystemet, ved den felles fjordmunningen dannes ofte en antisyklonisk virvel på størrelse med munningsbredden (Cottier et al., 2005).



Figur 1. 11 Distribusjon av vannmasser i Kongsfjorden i juli. Fig A er fra 2000, et år med svak influens av atlantisk vann. Fig B er fra 2003, et år med sterk influens av atlantisk vann. (Figur modifisert fra Hop m. fl. 2006)

1.5.5 Sen weichsel glasieringshistorie

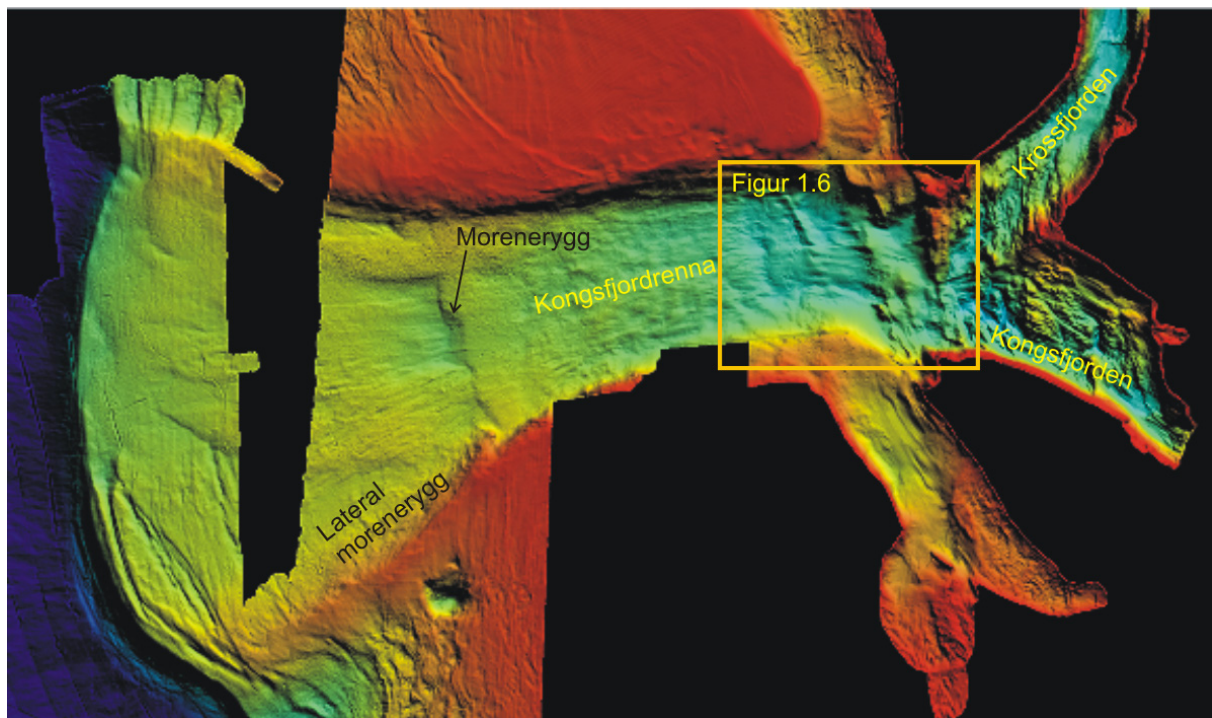
Glasiasjonen i sen weichsel på Svalbard initierte for om lag 27 000 ^{14}C år siden, og nådde dagen kystlinje for ca 22 000 ^{14}C år siden (Andersen et al., 1996). For ca 19 000 ^{14}C år siden nådde isdekket sin maksimale utbredelse ut til eggakanten vest for Svalbard. (Elverhoi et al., 1995; Elverhøi et al., 1995; Landvik et al., 1998; Mangerud et al., 1998) (Figur 1.12). Her ble isen liggende fram til tilbaketrekningen begynte for om lag 15 000 ^{14}C år siden. Deglasiasjonen av isdekket på Svalbard intraff støtvis mellom 15 000 og 12 000 ^{14}C år før nåtid, og deglasiasjonen av fjordene avsluttet for omlag 10 000 ^{14}C år siden (Svendsen et al., 1992; Elverhøi et al., 1995; Landvik et al., 1998).



Figur 1. 12 Is utbredelse i Fennoskandia under forrige glisiale maksimum. (Figur modifisert fra Larsen et. al. 2006).

Storskala morfologiske undersjøiske landformer indikerer at Kongsfjorden inneholdt en svært aktiv is strøm under sen weichsel (Landvik et al., 2005; Ottesen et al., 2007). Høyoppløselige batymetridata viser storskala lineasjoner som følger fjordens akse, overlatt av en ryggform orientert på tvers av fjorden (figur 1.13). Lineasjonene er trolig dannet under isstrømmen, mens ryggen trolig er en morenerygg avsatt under tilbaketrekning av isen (Ottesen et al., 2007). Studier fra Brøggerhalvøya ved Kongsfjordens sørlige bredd, viser velpreserverte strandrygger hvis dateringer gir en alder opp til 300 000 år (Forman et al., 1984). Et slik velpreservert landskap kan tyde på at det ikke har vært is tilstede, fordi aktiv is former landskapet, eller det kan tyde på en lite aktiv, kaldbase is. Dette er trolig en analog til det man kan observere i Antarktika i dag – hvor store dynamiske is strømmer transporterer store mengder is og materiale ut mot havet, mens områdene mellom disse er passiv, og endrer dermed ikke underlaget betydelig (Paterson, 1994). En slik analog støttes av Ottesen et al 2007, som rapporterer om laterale morenerygger assosiert med grensen mellom aktiv og passiv is (figur 1.13).

Isstrømmen i Kongsfjorden nådde trolig ut til yttersiden av sokkelen ved maksimal utbredelse, hvor en vifteformet avsetning er dannet (Vorren et al., 1998), og startet å trekke seg tilbake ca 15 000 C¹⁴ år før nåtid, i takt med resten av isdekket. Havbunns morfologi indikerer at tilbaketrekningen av isen har skjedd i flere trinn, men absolutte dateringer av hendelsene finnes ikke (Landvik et al., 2005; Ottesen et al., 2007). For 13 000 C¹⁴ år siden hadde isen trukket seg tilbake til fjordmunningen, hvor en morene er avsatt (Lehman et al., 1992a). Fra om lag 10 700 til rundt 10 000 C¹⁴ år før nåtid har det vært en periode med stabilt havnivå, som



Figur 1. 13 Batymetrisk kart fra munningen av Kongsfjorden/Krossfjorden og Kongsfjordrenna. Viser glasielle linjementer, rygg og lateral morene. Lokasjon til figur 1. 6 er rammet inn (Figur modifisert fra Ottesen et. al. 2007, data fra Sjøkartverket).

assosieres med økt bre volum i Yngre Dryas (Lehman et al., 1992a). Det er ingen antydninger for bre framrykk i Kongsfjorden i Yngre Dryas, bre veksten antas å ha utspilt seg på østkysten (Lehman et al., 1992a). Etter Yngre Dryas fortsatte deglasiasjonen av Kongsfjorden, som varte til omtrent 9000 C¹⁴ år før nåtid (Lehman et al., 1992a).

1.6 Holosen på Svalbard

Holosen deles ofte inn i ulike underperioder basert på paleoklima (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Grensene mellom underperiodene er ikke stratigrafisk bestemt, og varierer derfor. Grensene som brukes i dette kapittelet er hentet fra Ślubowska m. fl. 2005. I det følgende vil det fokuseres på noen nøkkelreferanser som beskriver hovedtrekkene for holosene variasjoner på Svalbard.

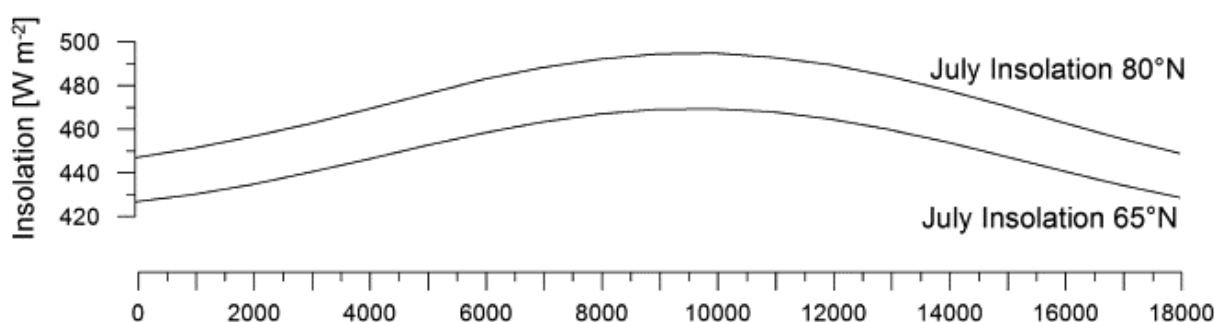
1.6.1 inngangen til holosen (11 500 – 10 800 kal. år f. nåtid)

Overgangen fra et kaldt Yngre Dryas klima til et varmt Holosent klima skjer i to steg mellom 11 500 og 10 800 kalenderår før nåtid, separert av en kaldere periode assosiert med den preboreale svingning (preboreal oscillation) (Koç et al., 2002; Ślubowska et al., 2005). Den

preboreale svingning inntreffer i tidsrommet 11 300 til 11 150 kalenderår før nåtid (Björck et al., 1997).

1.6.2 Tidlig holosen (10 800 – 6800 kal. år f. nåtid)

Innstrålingskurver viser at solar innstråling ved 80°N var 8 % høyere i tidlig holosen sammenlignet med dagens situasjon (Berger, 1978) (fig 1.14). Denne tidsperioden omtales ofte som det holosene klimatiske optimum, og intensitet og timing av optimumet varierer ved ulike lokaliteter (Birks, 1991; Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Hald et al., 2004; Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Optimumet ser ut til å være relatert både til økt solar innstråling og økt tilførsel av atlantisk vann. Data fra kysten av Norge, Norskehavet og Barentshavet indikerer at temperaturen i havoverflaten var opp til ~4 °C varmere enn i dag (Koç-Karpuz et al., 1992; Birks et al., 2002; Sarnthein et al., 2003). Også data fra Storfjorden, i den sørlige delen av Svalbard viser at overflatevannet var noe varmere tidlig i holosen (8000 – 9000 kalenderår før nåtid) (Rasmussen et al., 2007). Ved vest og nordkysten av Svalbard ser det ut til at overflatevannet har vært kaldt gjennom hele holosen, mens det i tidlig holosen var økt temperatur i de dypere vannmasser (Hald et al., 2004) og sterkere innstrømning av atlantisk vann (Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Også invasjon av mollusker som *Mytilus edulis* og *Modiolus modiolus* på nord og vestkysten av Svalbard indikerer et varmere klima i tidlig holosen (Salvigsen et al., 1992; Salvigsen, 2002). Noen steder ser det ut til at breene smeltet fullstendig under det klimatiske optimum (Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000). Breenes likevekstlinje var trolig 150 m høyere enn i dag (Svendsen et al., 1997).



Figur 1. 14 Solinnstråling fra 65 og 80° N de siste 18 000 kalenderår før nåtid. X-aksen viser kalenderår før nåtid (fra Berger 1978, i Slubovska 2007).

1.6.3. Midt holosen overgangsperiode (6800 - 4500 kal. år f. nåtid)

I denne perioden falt den solare innstrålingen drastisk, og en gradvis nedkjøling startet. Vannmassenes temperatur falt og mindre varme ble transportert nordover (Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Data både fra Hinlopen, Linnevannet og Van Mijenfjorden indikerer brevekst i denne perioden (Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000; Hald et al., 2004; Ślubowska et al., 2005). Varmeindikerende mollusker forsvinner fra kysten av Svalbard mot slutten av perioden (Salvigsen, 2002).

1.6.4 Sen holosen (4500 kal. år f. nåtid – nåtid)

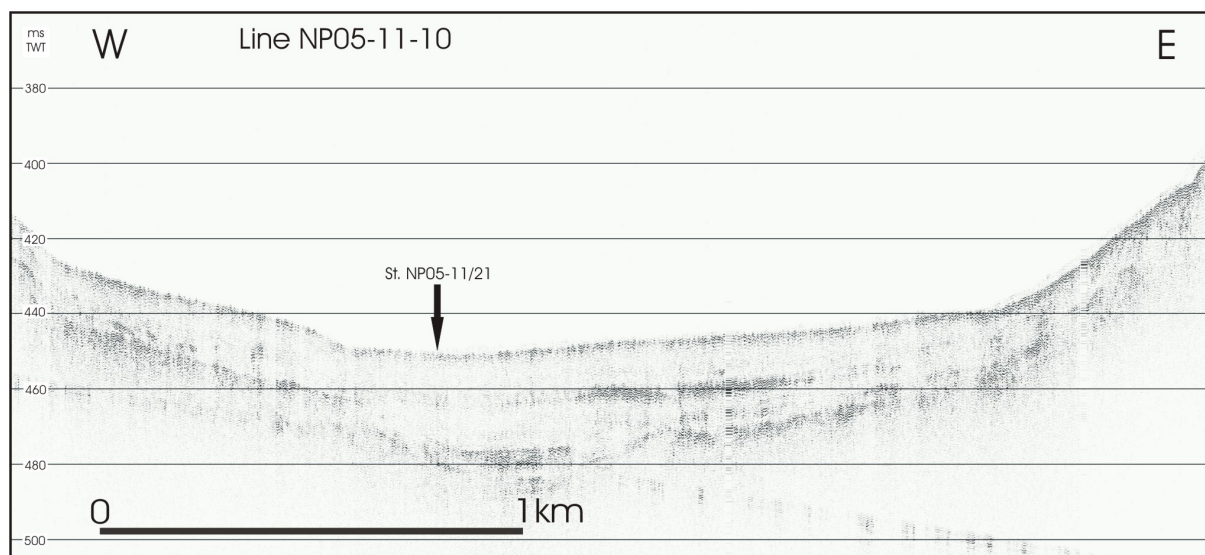
Den gradvise nedkjølingen fortsatte gjennom sen holosen. Etableringen av dagens forhold inntraff om lag 4000 kalenderår før nåtid (Hald et al., 2004). Siste 1100 år ser ut til å ha vært klimatisk ustabil sammenliknet med resten av holosen. Salvigsen et. al. 1992 registrerte en liten periode med varmere klima for ca 1000 C¹⁴ år (ca 500-600 kalenderår) siden, som kan korreleres med middelalderoptimumet i nord Europa (Broecker, 2001). Denne varme perioden ble etterfulgt av den Lille istid, som stod for de største breframstøtene på Svalbard siden sen weichsel (Svendsen et al., 1997; Mangerud et al., 2007). Likevekstlinjen for breene rundt Kongsfjorden var 100 m lavere enn i dag under den lille istid (Liestøl, 1988). Historiske observasjoner forteller at flere breer på Svalbard har befunnet seg nær morenene fra den lille istid i løpet av de siste 100 år (Liestøl, 1969).

2 Materiale og metoder

2.1 Tokt og kjernetaking

Data til dette masterprosjektet ble innsamlet sommeren 2005 under et tokt med forskningsfartøyet R/V "Lance" arrangert av Norsk Polarinstitutt.

Sedimentkjernen NP05-11-21GC fra Kongsfjordrenna ble tatt med en gravitasjonsprøvetaker. Valg av kjernelokalitet ble bestemt ut fra høyoppløselige seismiske data fra området (Fig 2.1), med fokus på å finne en lokalitet med en tykk og uforstyrret sedimentpakke. Kjernen er hentet fra et vandyp på 327 meter lokalisert 79°03,07'N 11°05,40'Ø (UTM | sone 33 | 417256 Ø | 8778572 N), og er 515 cm lang.

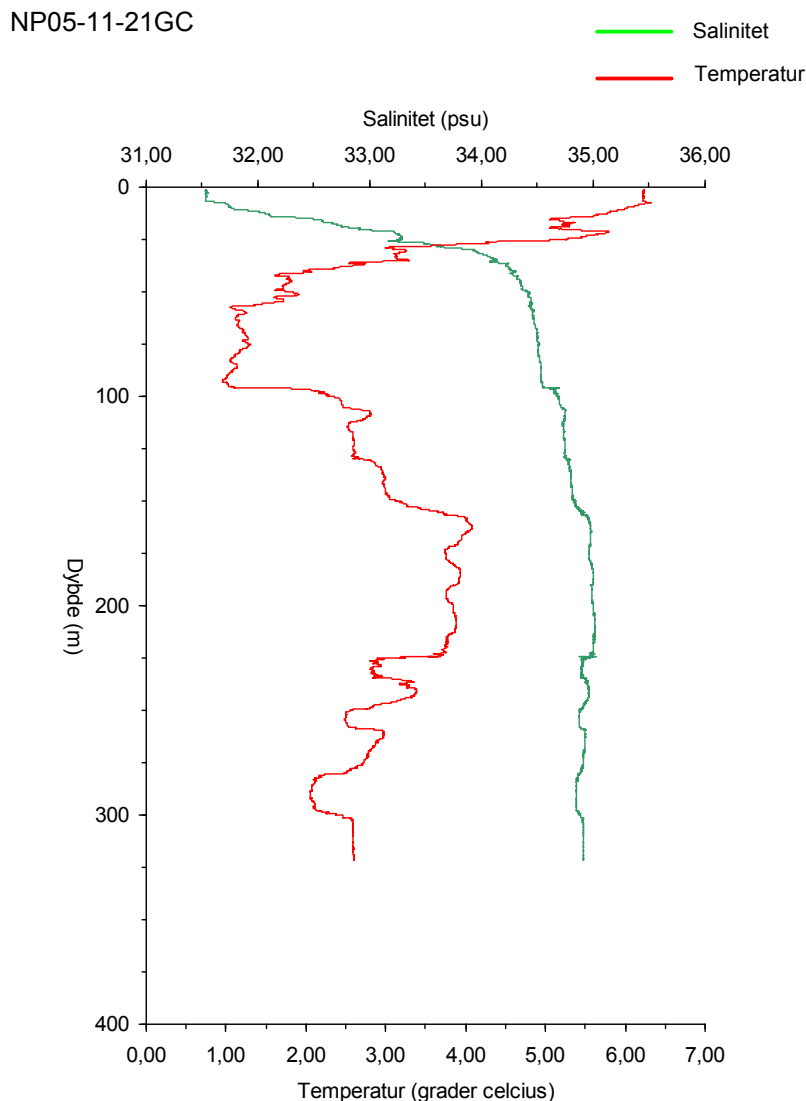


Figur 2. 1 Høyoppløselig seismisk profil med posisjon av kjerne NP05-11-21GC. Figuren viser kjernelokalitet for NP05-11-21GC markert på seismisk profil. Profilen går parallelt med Kongsfjordrenna.

En gravitasjonskjernetaker består av en stålsylinder med en kjerneknutter og en kjernefanger nederst. Gravitasjonskjernetakeren senkes ned fra skipet og presses ned i sedimentene ved hjelp av et 1,6 tonns blylodd på toppen. Kjerneknutteren er kjegleformet og bidrar til at kjernetakeren lettere penetrerer sedimentene. Kjernefangeren lukker systemet, slik at sedimentene fanges opp i anordningen. Dette støttes av et delvis vakuum som dannes ved at en ventil i toppen av instrumentet lukkes.

Innvendig i stålsylinderen er det plassert et seks meter langt plastrør. Når kjernen kommer på dekk trekkes plastrøret ut, og deles opp i 6 seksjoner av opp til en meters lengde. Kjernen lagres på kjølerom ved temperatur på ca + 4 °C inntil den skal analyseres på laboratorium. Den indre diameteren på plastrøret er 10 centimeter.

CTD (Conductivity, Temperature, Depth) målinger framstiller informasjon om oseanografiske parametere. En sonde som føres fra overflaten til bunnen måler kontinuerlig. Slik får man informasjon fra hele vannsøylen. Ledeevne og temperatur måles mot dyp; ledeevne kalkuleres deretter til salinitet. Målingen utørt fra kjernelokaliteten kan sees i figur 2.2. I de øverste ~25 meter vises brakkvannslaget. Hovedkjernen av det atlantiske vannet ser ut til å befinne seg på dypet mellom 150 og 225 meter, hvor temperatur og salinitet viser økte verdier.



Figur 2. 2 Resultater fra CTD målinger utført ved kjernelokaliteten, august 2005.

2.2 Måling av sedimentenes fysiske egenskaper

De fysiske egenskapene av sedimentene i kjerne NP05-11-21GC ble målt ved hjelp av en Multi-Sensor Core Logger (MSCL). Instrumentet har sensorer som måler bulk tetthet, P-bølge hastighet, magnetisk susceptibilitet, lengde og diameter. Ut fra disse målingene beregnes porøsitet og akustisk impedans.

En radioaktiv kilde som inneholder Cesium (^{137}Cs) sender gammastråler gjennom kjernen. Strålingen tas delvis opp i sedimentet, avhengig av tetthet. Mengden stråling som når gjennom til en mottaker på andre siden av kjernen registreres og tettheten beregnes ut fra disse verdiene. Porøsitet kan etterpå kalkuleres fra tettheten.

P-bølge hastigheten måles ved hjelp av en ultrasonisk sender som sender korte kompresjonsbølger gjennom kjerna. P-bølge hastigheten påvirkes av sedimentenes tetthet, litologi, porøsitet og temperatur (Weber et al., 1997). P-bølge hastighet og tetthet multipliseres for å beregne akustisk impedans. Den akustiske impedansen kan brukes til å korrelere sedimentkjernene med seismiske data. Hvis kjernen ikke er fullstendig fylt med sediment eller inneholder mye gass, vil P-bølgene svekkes eller dø ut før de når mottakeren.

I enden av instrumentet er det en magnetisk susceptibilitetssensor. Den består av en loop som danner et magnetisk felt. Sedimenter som inneholder magnetisk materiale vil endre magnetfeltets styrke når det passerer loopen. Disse endringene registreres og omgjøres direkte til 10^{-5}SI enheter.

Kjernen ble logget med hjelp av en Geotek Multi Sensor Core Logger, Serial # 40 (www.geotek.dircon.co.uk). For at målingene skal bli korrekte er det viktig at temperaturen i kjerna er konstant. Kjernen ble derfor oppbevart i laboratoriets romtemperatur i ca ti timer før loggingen startet. Kjernen ble logget hver centimeter med en telletid på 10 sekunder, for å måle bulk tetthet og magnetisk susceptibilitet. Gammakilden hadde en åpning på 5 millimeter. Loggingen av kjernen ble gjennomført på geologisk laboratorium ved Universitetet i Tromsø.

2.3 Beskrivelse av Kjernen

Kjernen ble delt i to deler på langs; en arbeidsdel og en referansedel. Arbeidsdelen ble beskrevet ut fra visuelle observasjoner, med hensyn på strukturer, tekstur og farge. Fargekoder er gitt fra Munsells Soil Color Chart (Munsell, 1973). Røntgenbilder ble tatt av referansedelen for seksjon 1 og av arbeidsdelen for seksjon 2 - 6. Lysere partier på bildene gjenspeiler materiale med høyere tetthet. Bildene ble tatt med et Phillips K 140 Be røntgenapparat ved geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø. De ble så skannet som positiver ved hjelp av en Epson Expression 1640 XL skanner, og jobbet videre med i programvaren CorelDraw[®] 12. Røntgenbilder viser strukturer og bestanddeler av kjernen som er vanskelig å se med det blotte øyet.

Kjernens skjærfasthet ble målt hver femte centimeter. Benevnelsen på skjærfasthet ble omregnet til kPa, ved å multiplisere med 9,81.

Prøver for å måle vanninnholdet ble tatt hver tjuende centimeter, og brukt til å beregne sedimentenes tørrtetthet. Våtvekten ble umiddelbart målt og prøvevolum registrert. De ble tørket i ovn under lav varme, og tørrvekten ble målt. Tørrtettheten brukes for å måle fluks av droppstein og foraminiferer.

2.4 Prøvetakning og sikting av kjernen

Prøver til videre analyser ble tatt ut hver tiende centimeter gjennom hele kjernen. I tillegg ble det tatt ut prøver omtrent hver tredje centimeter i intervallet mellom 160 og 240 og omtrent annenhver cm i intervallet mellom 400 og 515 centimeter. Totalt ble 104 prøver tatt ut til videre analyser. Prøvene ble kuttet ved hjelp av en osmotisk kniv. Materiale som lå nært plastrørets kanter ble fjernet, fordi det kan være forstyrret som et resultat av økt drag langs kantene under kjernetakning, som skyldes friksjon. Prøvene ble merket, veid og frosset ned før frysetørkning.

Frysetørkning er en prosess som tørker prøvene på en varsom måte, ved at vannet fjernes ved å gå direkte fra fast form til gassform – sublimasjon. Prosessen har to faser; i den første fasen fjernes porevann og i den andre fasen fjernes intramolekulert vann. Under tørkeprosessen vandrer is-sonen til prøvens midtpunkt, hvor sublimasjonen skjer. Prøvene ble frysetørket i en

frysetørker av typen Christ: Alpha-1-4 ved geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø. Prøvene ble så veid, pakket i plastposer og merket. Etter dette ble de våtsiktet til fraksjoner på 63 – 100 µm, 0,1 – 1 millimeter og ≥ 1 millimeter. Siktene ble vasket i Grant XB14 ultralydbad i 10-15 min mellom hver prøve. Prøvene ble tørket under lav varme, veid, lagret i dramglass og merket. Disse dataene gjør grunnlaget for kornfordelingsanalysen.

2.5 Foraminiferanalyse

Plukking og identifisering av foraminiferer ble utført på fraksjonen mellom 100 og 1000 µm. Prøvene ble jevnt spredd på et plukke Brett bestående av 45 ruter, og minimum 300 individer fra hver prøve ble identifisert. Når 300 individer var identifisert ble den aktuelle ruten talt ferdig. 300 individer er ansett som et statistisk signifikant utvalg for en populasjon (Phleger, 1960; Murray, 1973). Bentiske foraminiferer ble plukket og identifisert i alle 104 prøvene. Planktiske foraminiferer ble også registrert, men antallet var så lavt for store deler av kjernen, at dataene ikke sees som signifikante. Mellom hver prøve ble utstyret påpasselig rengjort med trykkluft, eller etanol når trykkluft ikke var tilgjengelig. Foraminiferene ble plukket og identifisert delvis gjennom en Leica CLS150X – MZ12s lupe ved geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø og delvis gjennom en Olympus 61SZ lupe ved Norsk Polarinstitutt.

Tetthet og fluks av bentiske foraminiferer ble kalkulert med følgende ligninger:

Tetthet bentiske foraminiferer = $(45/\text{no. talte ruter}) \cdot (1/\text{total vekt}) \cdot (\text{vekt } 100 \mu\text{m}/\text{vekt sed. på plukke Brett})$. Tettheten har benevnelsen (antall foraminiferer/gram).

Fluks for bentiske foraminiferer = $\text{Tetthet foraminiferer}/(\text{sedimentasjonsrate}(\text{cm}/1000 \text{ år}) \cdot \text{tørrtetthet}(\text{g}/\text{cm}^3))$. Foraminiferfluksen har benevnelsen $\text{no.}/\text{cm}^2 \cdot 1000 \text{ år}$.

Faunistisk diversitet ble også beregnet for alle prøvene. Dette parameter angir antall arter som bidrar til 95 % av total fauna.

2.6 Droppsteinsanalyser

Fraksjonen mellom 100 og 1000 μm ble tørrsiktet med en 500 μm sikt. Mellom hver prøve ble siktene vasket i et Grant XB14 ultralydbad og blåst tørre. All droppstein større en 500 μm ble talt ved hjelp av et Leica CLS150X – MZ12s lupe.

Droppsteinstetthet ble beregnet med likningen: $\text{Droppsteinstetthet} = \text{no. Droppstein} / \text{totalvekt av prøven}$. Den har benevnelsen no./gram.

Droppsteinsfluks ble beregnet med likningen:

$\text{Droppsteinsfluks} = \text{Droppsteinstetthet} * \text{tørrtetthet} * \text{sedimentasjonsrate pr 1000 år}$. Den har benevnelsen no./ $\text{cm}^2 * 1000$ år.

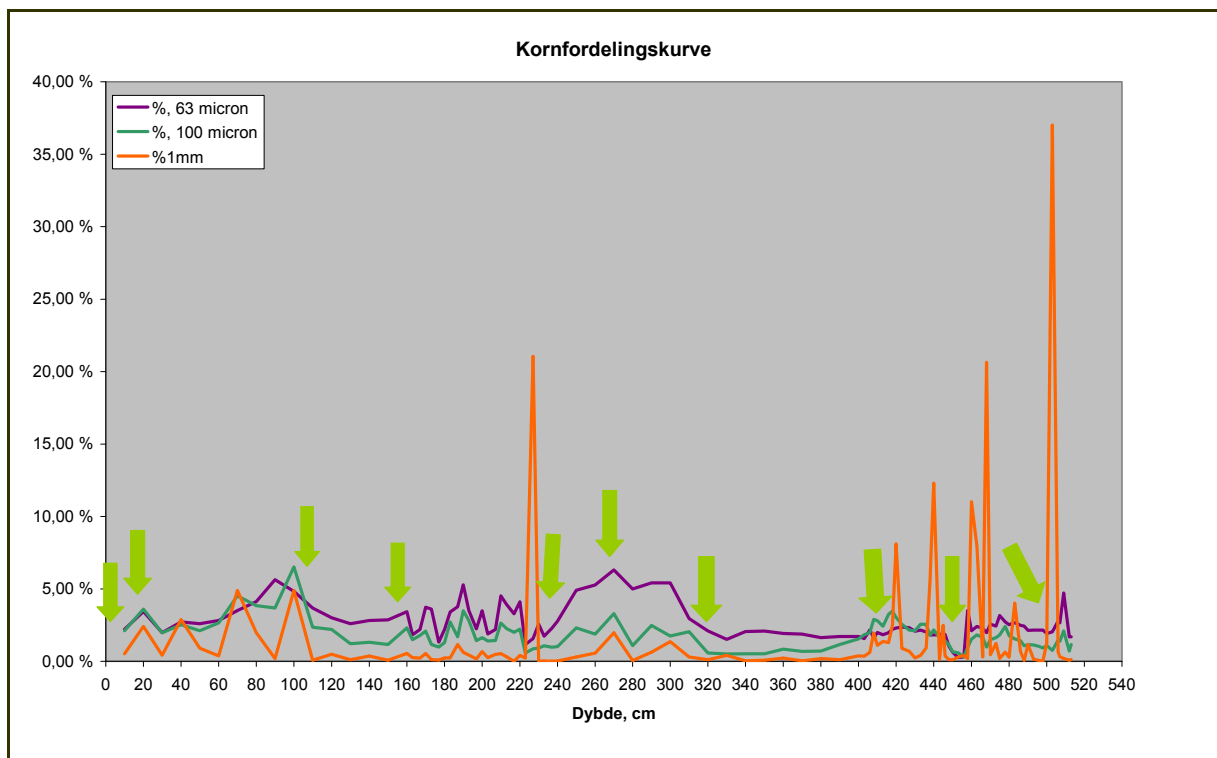
2.7 Radiokarbon dateringer

Kjernens kronologi er basert på radiokarbondateringer av foraminiferer fra ti nivåer i kjernen. Prøver på ca 0,9 milligram ble plukket, fortrinnsvis av arten *Nonionellina labradorica*. I prøvene fra 320-321 og 446-447 cm fantes det imidlertid ikke tilstrekkelig materiale av denne arten. Disse to prøvene består av blandete bentiske foraminifer faunaer, hovedsakelig *Nonionellina labradorica*, *Islandiella helenae/norcrossi*, *Buccella spp.* Kun velpreserverte individer uten tegn på slitasje (som kan indikere redeposisjon) ble benyttet. Prøvene ble plukket ved hjelp av en Leica CLS150X – MZ12s lupe ved geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø. Beslutning om hvilke dyp som skulle dateres ble bestemt på et tidlig tidspunkt i studiet, på grunn av lange ventetider ved dateringslaboratoriene. Tanken var å datere nivåer hvor det så ut til at det var endringer i sedimentasjonsmiljø. Dette både for å datere slike hendelser og for å få mest mulig homogene forhold i intervallene mellom dateringene. På denne måten øker sannsynligheten for at sedimentasjonsratene bidrar til en plausibel aldersmodell. Da det på dette stadiet ikke forelå konkrete resultater fra IRD eller foraminiferaanalyser, ble de aktuelle dypene valgt ved hjelp av kjernens kornfordelingskurve (Figur 2.3). Prøvene ble analysert med AMS-metoden (Accelerator Mass Spectrometry) ved AMS Laboratoriet på Aarhus Universitet i Danmark.

Den radioaktive ^{14}C isotopen dannes i Stratosfæren gjennom vekselvirkning med nøytroner fra kosmisk stråling (Bowman, 1990). Isotopen oksideres og danner CO_2 molekyler, som

videre tas opp av levende organismer gjennom fotosyntesen. Isotopen har et halvliv på 5570 ± 30 år (Godwin, 1962). Fordi produksjonen av ^{14}C i stratosfæren ikke er konstant over i tid, varierer lengden på et ^{14}C år, og dermed tilsvarer ikke et ^{14}C år et vanlig kalenderår (Bowman, 1990). Prøvene må derfor kalibreres til kalenderår dette vil bli redegjort for i kapittel 5.

Marine prøver må dessuten korrigeres for karbonets reservoaralder, fordi karbonutvekslingen mellom atmosfære og hav ikke er umiddelbar. Dette vil og redegjøres for i kapittel 5.



Figur 2. 3 Figuren viser kornfordelingskurver med daterte nivåer merket med grønne piler.

3 Bentske foraminiferer

3.1 Introduksjon

Bentske foraminiferer er encellede organismer, som lever i et vidt spekter av akvatiske miljøer. De danner kalkholdige, agglutinerte eller organiske skall, som inkorporeres i sedimentene etter deres død, og blir dermed en del av de geologiske avsetningene. Utbredelsen av ulike arter avhenger av en rekke økologiske parametere der de viktigste er temperatur, strømstyrke, turbiditet, salinitet og næringsmiddeltilgjengelighet (biologisk produktivitet). Faunasammensetningen ved en lokalitet bestemmes derfor av økologien. Ved å undersøke marine sedimentkjerner (paleoarkiv) kan paleomiljøer dermed rekonstrueres.

3.2 Faunamodifikasjon

Redistribusjon og sekundær bearbeidelse kan modifisere sedimentene og føre til mistolkninger av data. Eksempler på prosesser som kan modifisere faunaen er resedimentasjon, bioturbasjon og diagenese. Foraminiferene i kjerne NP05-11-21GC viser ingen tegn på diagenese eller unormal slitasje. Eventuelle tegn på at sedimentene er blitt resedimentert vil diskuteres i kapittel 6.

3.3 De dominerende artenes økologiske preferanser

I de undersøkte prøvene er det sju arter som skiller seg ut som de dominerende, og som gjennomsnittlig utgjør ~85 psu av faunaen. I dette avsnittet vil disse artenes, økologiske preferanser, og moderne utbredelse kort redegjøres for. I tillegg vil 10 andre arter presenteres kort. Disse 10 artene utgjør generelt en lagt mindre del av den totale faunaen, men har høy prosent forekomst ved enkelte dyp, eller kun er et lite innslag av faunaen i enkelte dyp, men som fortsatt kan gi signaler om paleomiljø.

3.3.1 *Cassidulina reniforme*

Cassidulina reniforme er en infaunal art, som lever i sedimentets fem øverste centimeter (Hunt et al., 1993; Hald et al., 1997). Den er en opportunistisk art som tåler temperaturer ned til frysepunktet og relativt lav salinitet (>30 psu) (Nagy, 1984; Steinsund et al., 1994). Den er

normalt forekommende i Arktis og assosieres med glasiomarine miljøer, hvor den ofte er en av de dominerende arter (Nagy, 1965; Osterman et al., 1982; Steinsund et al., 1994; Hald et al., 1997). På Svalbard i dag okkuperer den normalt områder ved fjordmunningene og assosieres med lokalt vann og mellomsjiktvann (Hald et al., 1997). I avleiringer er den forbundet med mellomistider og interstadialer, hvor den indikerer et distalt glasiomarint miljø (Feyling-Hanssen et al., 1984; Miller et al., 1989; Lycke et al., 1992; Polyak et al., 1994).

3.3.2 *Nonionellina labradorica*

Nonionellina labradorica er en infaunal art som assosieres med høy organisk produksjon (Hald et al., 1987). Den trives i vannmasser med saliniteter rundt 33-34 psu og temperaturer lavere enn 1 °C (Steinsund et al., 1994). Den lever på relativt dype områder og assosieres med isdistale miljøer (Østby et al., 1981; Nagy, 1984). I fjordene på Svalbard i dag okkuperer den de ytre, dype delene, og assosieres med transformert atlantisk vann (Hald et al., 1997). Den er observert til å tåle lave oksygenfattige vannmasser (Aksu et al., 1985; Cedhagen, 1991). Den indikerer dessuten nærhet til polarfronten (Steinsund et al., 1994).

Nonionellina irridea er også identifisert i prøvene (4,2 % av den totale fauna). De kan forveksles med *N. labradorica*, men er mindre, med en langt mindre aggressiv kammervekst, og er noe vridd. Den viser ikke noen klare trender i utbredelse i kjerne NP05-11-21GC og vil derfor ikke kommenteres ytterligere.

3.3.3 *Elphidium excavatum f. clavatum*

Elphidium excavatum finnes som fire ulike morfologiske former, av hvilke to er identifisert her; *forma clavatum* og *forma selseyensis.*, hvor *clavatum* er den arktiske formen (Feyling-Hanssen, 1972). *Elphidium excavatum f. clavatum* vil videre i oppgaven omtales som *E. excavatum*, fordi det er den hyppigst forekommende. *Elphidium excavatum* assosieres med høyturbulente miljøer, høye sedimentasjonsrater og proksimale glasiomarine forhold (Osterman, 1984; Hald et al., 1987; Hald et al., 1997). Den trives i temperaturer under 1 °C og saliniteter mellom 30 og 34 psu, og tåler variasjoner av disse parametrene (Steinsund et al., 1994). I tillegg er arten vanlig i områder med sesongbasert isdekke (Corliss, 1991; Steinsund et al., 1994). Den observeres ofte i lavdiversitetsfaunaer (Polyak et al., 2002). På Svalbard i dag dominerer den prøver fra proksimale glasiomarine forhold og assosieres med Lokalt vann,

Mellomsjikt vann og vinteravkjølt vann, men kan også dominere prøver fra andre miljøer (Hald et al., 1997). Den er en ekstremt opportunistisk art som utnytter miljøer som er ufordelsaktig for andre arter (Nagy, 1965; Hald et al., 1992b; Jennings et al., 2004).

3.3.4 *Cibicides lobatulus*

Cibicides lobatulus er en epifaunal art, som fester seg til større partikler og tar til seg næring ved å filtrere vannmassene (suspensjonsspiser) (Steinsund et al., 1994; Hansen et al., 1995). Den assosieres med høye energiforhold og lav sedimentasjonsrate (Murray et al., 1971; Hald et al., 1992b; Steinsund et al., 1994; Hald et al., 1997). De benytter større partikler som sand, grus, alger eller andre bentske makroorganismer som substrat (Steinsund et al., 1994; Hansen et al., 1995). Studier viser en positiv korrelasjon mellom grovere sedimenter og høy tetthet av foraminiferer, noe som trolig henger sammen med høy strømstyrke (Steinsund et al., 1994; Hansen et al., 1995; Hald et al., 1997). Den foretrekker saliniteter > 32 psu, men tåler et stort spekter av temperaturer (Steinsund et al., 1994). På Svalbard i dag er den hyppigst i høyenergetiske miljøer i fjordenes yter del, ofte i nærhet av en terskel (Hald et al., 1984; Hald et al., 1997).

3.3.5 *Buccella spp.*

Denne gruppen består hovedsakelig av *B. frigida*, og en langt mindre andel *B. tenerrima* og ubetydelig andel *B. calida*. Gruppens arter er epifaunale eller grunne infaunale (Rosoff et al., 1992). De viser generelt høyeste hyppighet i områder som påvirkes av sesongmessig sjøisdannelse, trolig fordi de utnytter algeoppblomstringer forbundet med iskanten (Polyak et al., 1994; Steinsund et al., 1994). Fra studier av overflatesedimenter i Barentshavet er det vist at arten foretrekker temperaturer rundt 0-1 °C, saliniteter rundt 33-34 psu og levedyp mellom 100 og 200 m (Steinsund et al., 1994). *Buccella frigida* og *B. tenerrima* er typiske bestanddeler av faunaer, dominert av *E. excavatum* og *C. reniforme*, i moderne arktiske fjorder (Jennings et al., 2004).

3.3.6 *Islandiella helenae* og *norcrossi*

De to artene har et relativt likt utseende, og behandles ofte i lag. De er epifaunal/grunne infaunale arktiske arter, som begge er forbundet med sesongmessig isdekkede områder

(Steinsund et al., 1994), og reflekterer økt organisk fluks (Jennings et al., 2004). De trives i vannmasser med høy og stabil salinitet (Korsun et al., 1998). *Islandiella norcrossi* foretrekker vanddyb mellom 200 og 400 m, mens *I. helenae* trives i noe grunnere områder, men de forekommer ofte i lag. Artene assosieres med distale glasiomarine miljøer i moderne miljøer (Osterman et al., 1989; Korsun et al., 1998).

3.3.7 *Astrononion gallowayi*

Astrononion gallowayi er normalt en epifaunal art, og assosieres med høyenergiske miljøer (Steinsund et al., 1994; Jennings et al., 2004). I likhet med *C. lobatulus* assosieres den med grovere sedimenter og benytter større partikler som levestratur (Jennings et al., 2004). Den forekommer ofte sammen med *C. lobatulus*, og forekomst av disse to artene i leirrike bassengmiljøer indikerer at de er blitt retransportert post mortem (Husum et al., 2004). Alternativt kan de feste seg til større organismer (for eksempel foraminiferer) som lever på leirrik sjøbunn, slik det er observert i overflateprøver fra Hinlopen stredet (Klitgaard, 2007). Det er også foreslått at *A. gallowayi* kan leve infaunalt hvis de atskilles fra substratet de er festet til (Wollenburg et al., 1998a; Wollenburg et al., 1998b). Den trives i temperaturer under 1 °C og høye saliniteter over 30 psu, vanligvis over 33 psu, og i relativt grunne områder og (Hansen og Knudsen sier dype – sjekk). (Steinsund et al., 1994). I Freemansundet er arten funnet assosiert med atlantisk påvirkede vannmasser (Hansen et al., 1995).

3.3.8 Mindre dominante arter

Stainforthia loeblichii

Viser en noe ujevn utbredelse, men trives i kalde vannmasser rundt 0 °C, ofte i områder med sesongmessig sjøisdannelse (Steinsund et al., 1994).

Trifarna fluens

Assosieres med den høyproduktive mikssonen mellom arktisk og atlantisk vann. Den trives i vannmasser med temperaturer mellom 1 og 3 °C og saliniteter ved 34-35 psu (Steinsund et al., 1994).

Elphidium albiumbilicatum

Elphidium albiumbilicatum er en arktisk-boreal art. Den ser lever på relativt grunne dyp, og tåler lav salinitet (Lutze, 1965; Feyling-Hanssen et al., 1971). I Kiel kanalen er den observert i saliniteter helt ned til 0,35 psu (Thiede et al., 1981).

Elphidium halandense (også kaldt subarcticum)

Kan være vanskelig å skille fra *E. albiumbilicatum* i de undersøkte prøvene. Arten viser ikke et klart mønster i utbredelse. I Kara sjøen observeres den i et elvedistalt miljø (Polyak et al., 2002). Den forekommer på relativt grunne dyp i fjorder på Svalbard i dag (Elverhoi et al., 1980; Lycke et al., 1992)

Elphidium bartletti

Forekommer på grunne arktiske sokkelområder (Miller et al., 1989). Den trives i saliniteter mellom 31 og 34 psu, men tolerer saliniteter ned mot 25 psu (Polyak et al., 2002).

Elphidium excavatum forma selseyensis

Den boreale formen av *E. excavatum*, som er vanlig i intertidale miljøer (Miller et al., 1982).

Melonis barleanum

Assosieres indirekte med avkjølt atlantisk vann. Distribusjonen er trolig tettere knyttet til miljøer med mye finmateriale og høy akkumulasjon av organisk detrius, men slike miljøer forekommer ofte i områder påvirket av atlantisk vann (Steinsund et al., 1994; Jennings et al., 2004). Den viser høye frekvenser i temperaturer rundt 3-4 °C (Hald et al., 1992a).

Cassidulina neoteretis

Denne arten assosieres ofte med modifisert atlantisk vann overlatt av kalde vannmasser (Jennings et al., 2004). Den er funnet til å tåle lave temperaturer (Thiede, 1988; Steinsund et al., 1994). Den finnes skjeldent i vannmasser med saliniteter lavere enn 32 psu (Steinsund et al., 1994).

4 Resultater og tolkning

I dette kapittelet presenteres resultater og tolkning av sedimentologiske og mikropalentologiske data fra kjerne NP05-11-21GC separat. Kjernen er 515 cm lang og er hentet fra Kongsfjordrenna, vest for Svalbard.

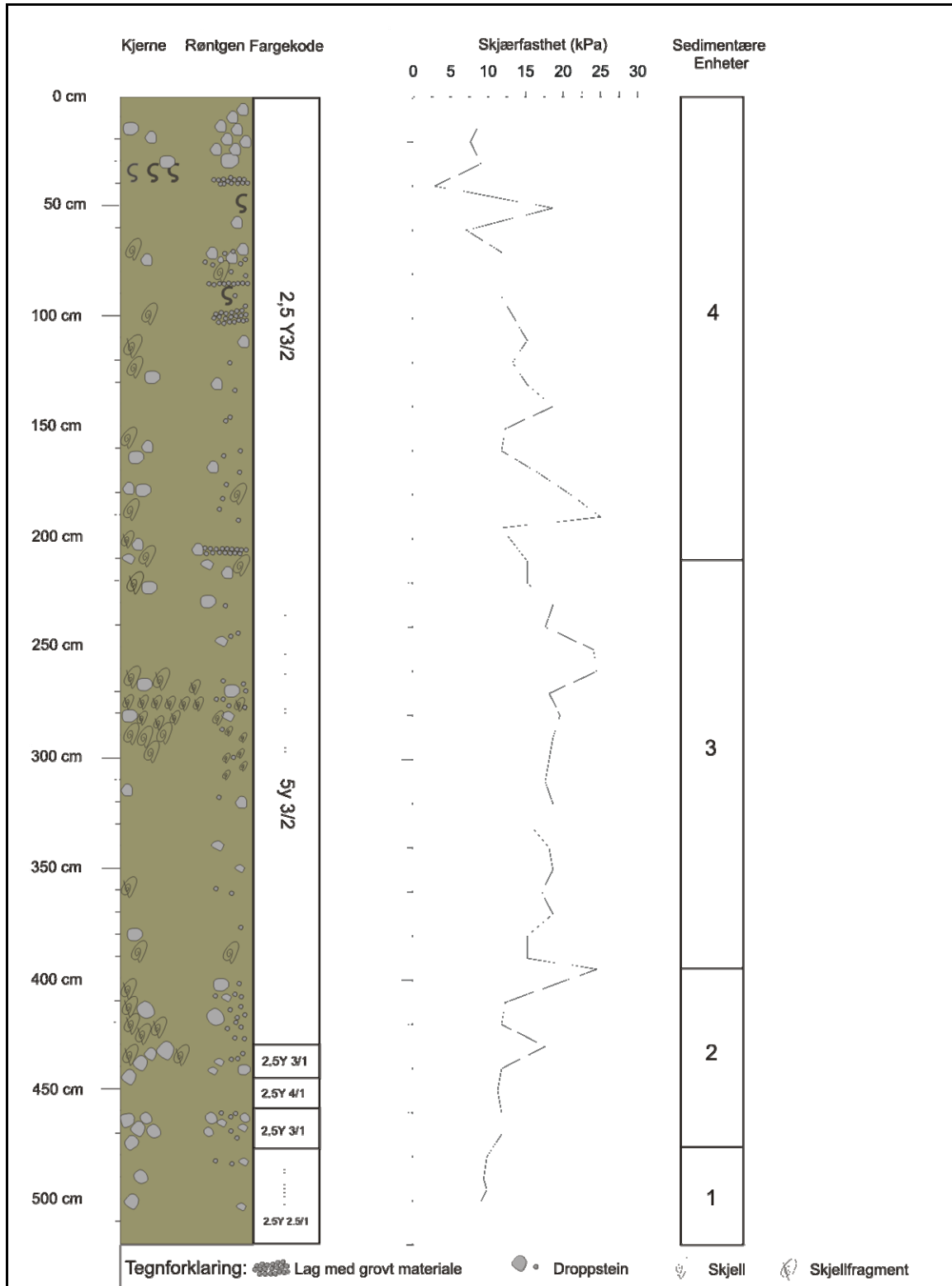
4.1 Resultater fra sedimentologiske undersøkelser

De sedimentologiske undersøkelsene omfatter målinger av fysiske egenskaper ved bruk av en Multi-Sensor Core Logger (MSCL), visuell beskrivelse, beskrivelse av røntgenbilder, kornfordelings og IRD analyse. Sedimentologien består av leire/silt med varierende klastinnhold. Kjernen deles inn i fire sedimentologiske enheter basert på observasjoner fra røntgenbildene. Figur 4.1 viser en litologisk logg av kjernen, samt kjernens skjærfasthet. Loggens venstre side er basert på visuelle observasjoner, mens høyre side er basert på røntgenbildene. Figur 4.2 viser røntgenbildene fra kjernen, med tolkninger av observasjonene. Figur 4.3 viser resultater fra målinger av kjernens fysiske egenskaper: magnetisk susceptibilitet, bulk tetthet, porøsitet, p-bølge hastighet og akustisk impedans. Figur 4.4 viser prosentvise kornfordelingskurver og droppsteinstetthet. Droppstein er talt av materiale større enn 5 mm.

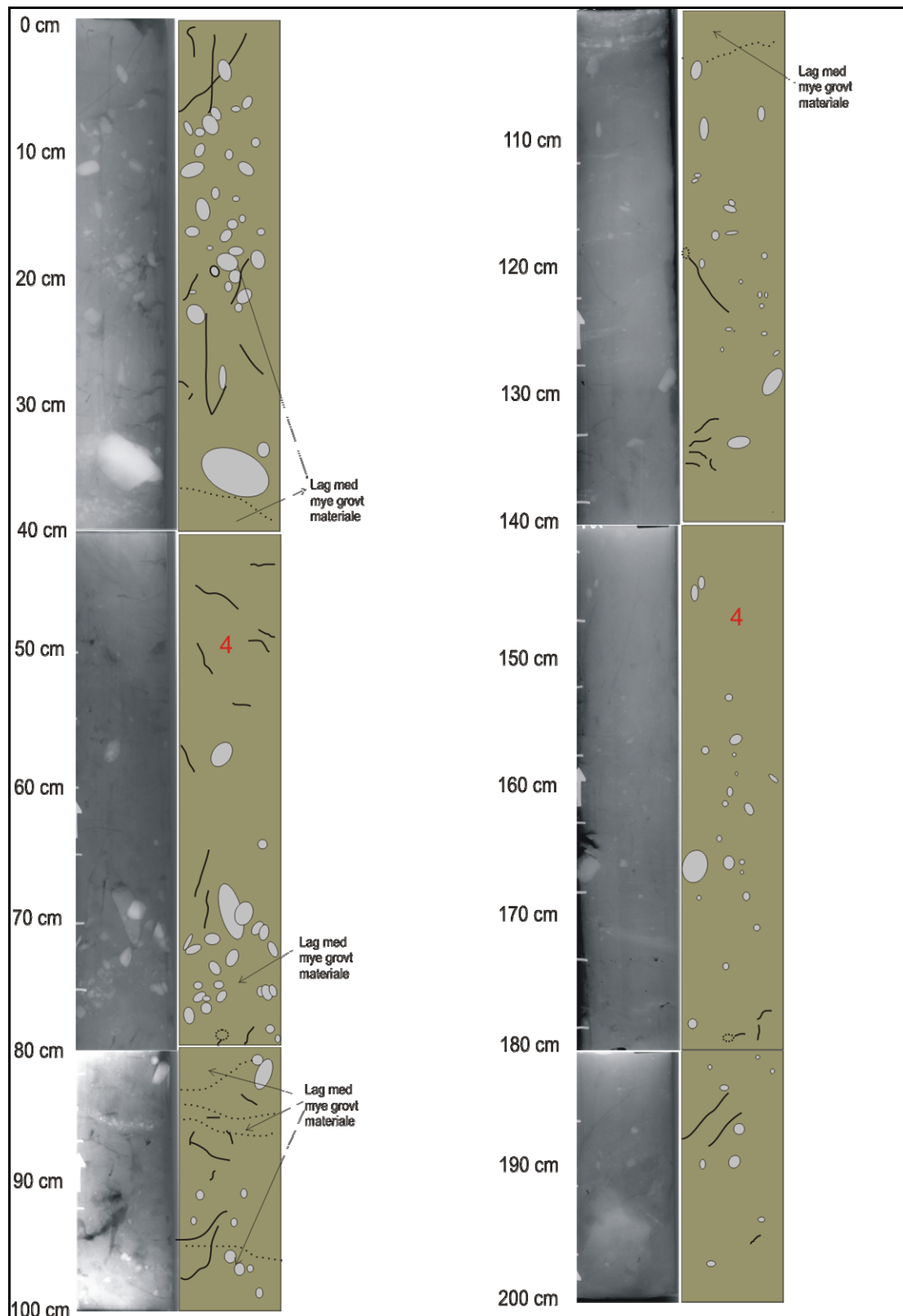
Fysiske egenskaper – en generell oversikt

De fleste parametere som gir informasjon om kjernens fysiske egenskaper viser små endringer i kjerne NP05-11-21GC, og redegjøres kort for her. Variasjoner i tetthet og porøsitet skyldes i hovedsak økt sammenpressing nedover i kjernen. Variasjoner i porøsitet følger variasjonene i tetthet, men med motsatt fortegn. Porøsiteten i kjernen varierer mellom 70 og 40 %, mens tettheten øker jevnt nedover i kjernen fra 1.5 til 1.9 g/cm³. Enkelte fluktuasjoner med tetthet rundt 2 g/cm³ observeres gjennom hele kjernen, og har sammenheng med klaster og grovere lag. P-bølgehastigheten viser høye variasjoner i den øverste meteren av kjernen, hvor den fluktuerer mellom 1400 og 1600 m/s. Dette er sannsynligvis på grunna av dårlig kontakt mellom sedimentene og plastrøret. I resten av kjernen ligger den ganske jevnt på rundt 1400 m/s.

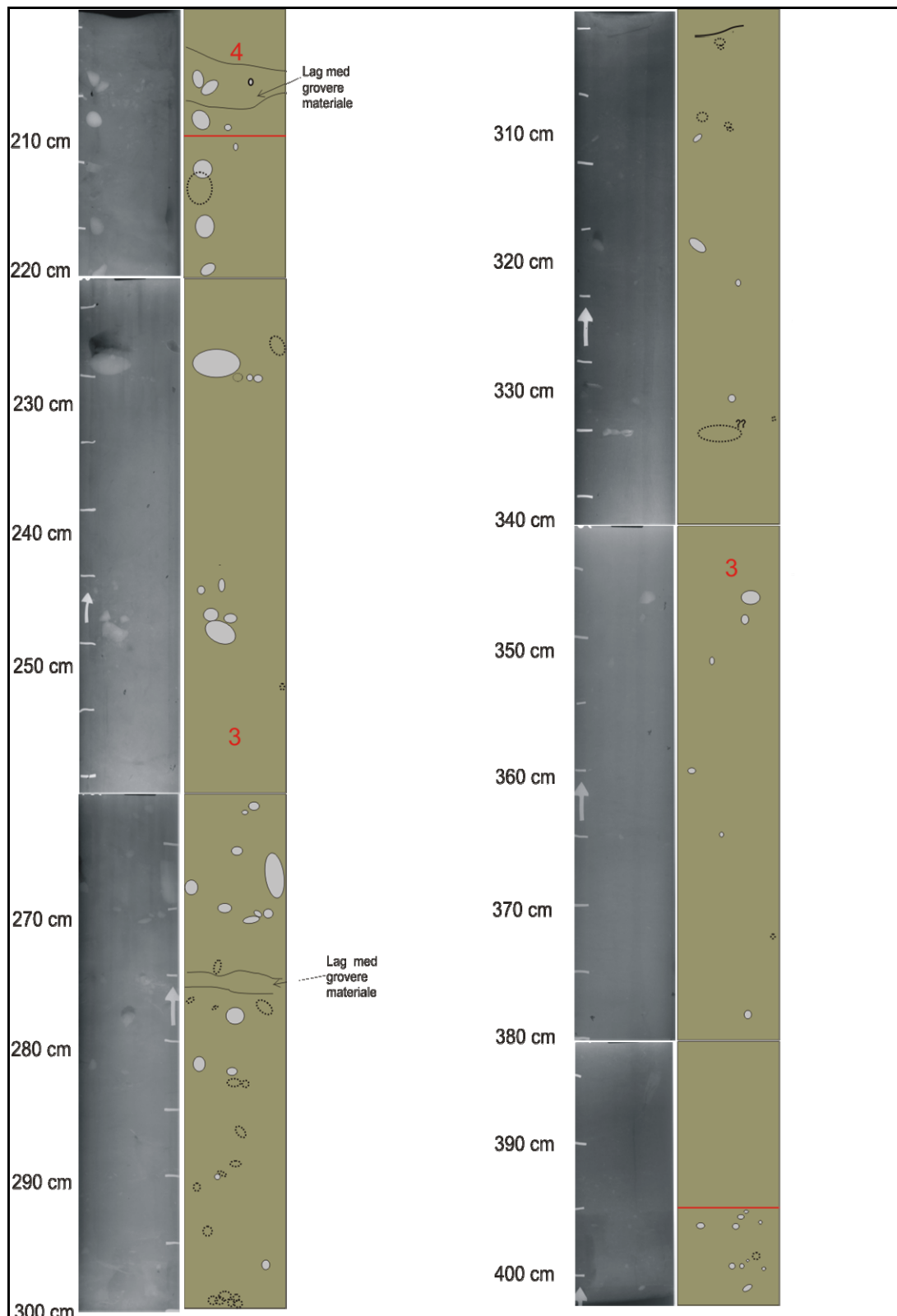
Kurven for skjærfasthet viser flere kortvarige endringer, men hovedtrenden er en økning fra bunnen opp mot 260 cm, etterfulgt av en jevn nedgang. Intervaller med lav skjærstyrke kan i stor grad korreleres med intervaller med grovt materiale.



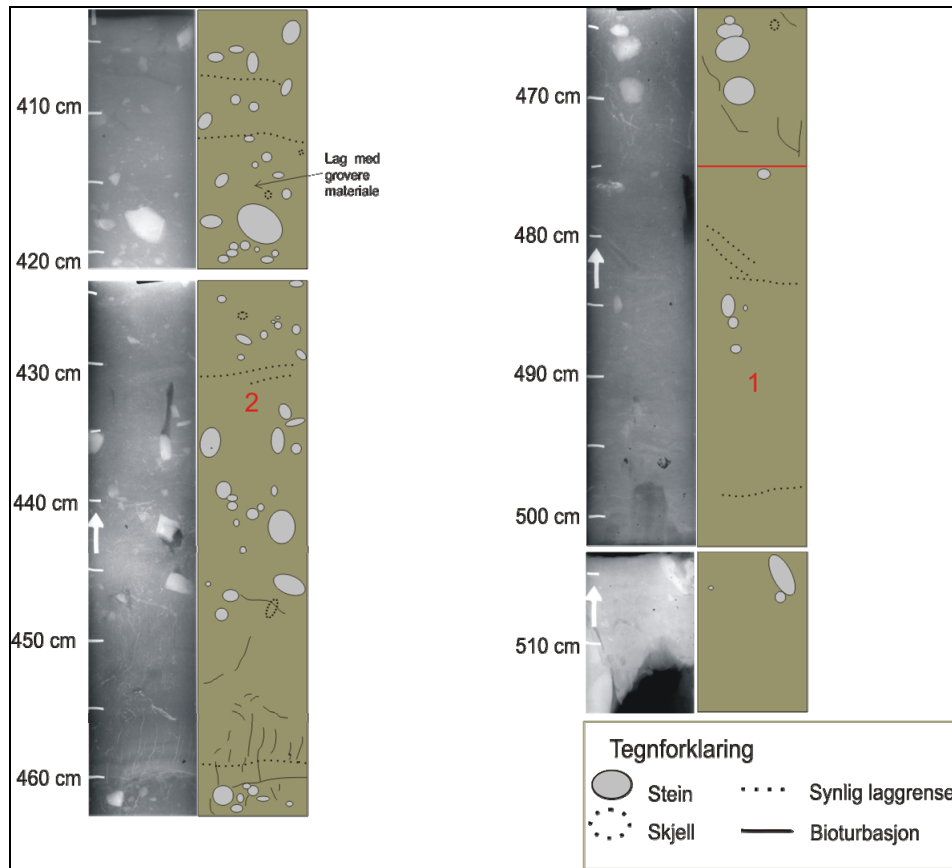
Figur 4. 1 Litologisk logg basert på røntgenbilder (høyre side) og visuelle undersøkelser (venstre side). Ved siden av loggen vises sedimentfarger og skjærfasthet for NP05-11-21GC



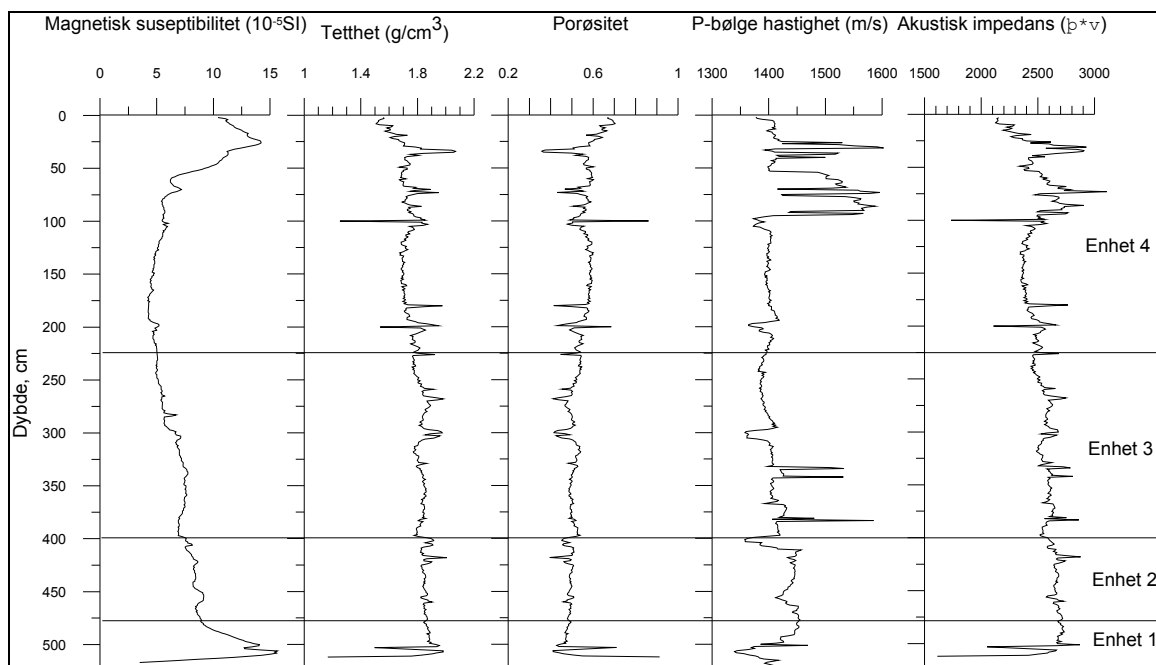
Figur 4.2 a Figuren viser røntgenbilder til venstre og tolkning til høyre mellom 0 og 2 meter for kjerne NP05-11-21GC. Tegnforklaring finnes på figur 4.2 c. Røde linjer og tall indikerer sedimentære enheter.



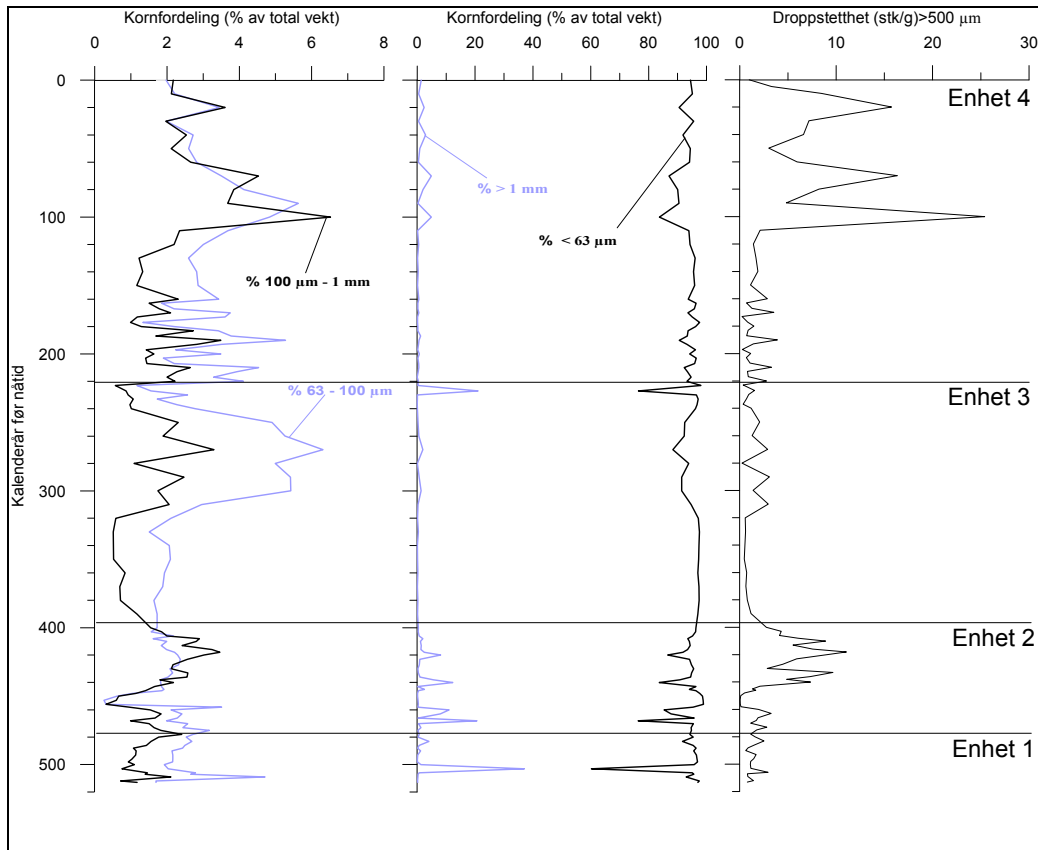
Figur 4.2 b Figuren viser røntgenbilder til vestre og tolkning til høyre mellom 2 og 4 meter for kjerne NP05-11-21GC. Tegnforklaring finnes på figur 4.2 c. Røde linjer og tall indikerer sedimentære enheter.



Figur 4. 2 c Figuren viser røntgenbilder til venstre og tolkning til høyre mellom 4 og 5,15 meter for kjerne NP05-11-21GC. Røde linjer og tall indikerer sedimentære enheter.



Figur 4. 3 Fysiske egenskaper for sedimentene i kjerne NP05-11-21GC. De sedimentologiske enhetene er avmerket.



Figur 4. 4 Figuren viser kornfordelingskurver og Droppsteinsfluks for materiale større enn 500 µm for NP05-11-21GC.

4.1.1 Enhet 1 (515 – 475 cm)

Enhet 1 består av massive sedimenter av leire og silt, med lav droppsteintetthet. Sedimentene har en sort farge (2,5Y 2,5/1). Droppsteintettheten ligger på 1,3 stk/gram. Ingen skjell observeres. Magnetisk susceptibilitet har i denne enheten verdier opp mot $15 \cdot 10^{-5}$ SI, som er de høyest registrert i hele kjernen. Alle parametere viser betydelige endringer i de nederste 7 cm, fordi kjernen ikke er fullstendig fylt med sediment.

4.1.2 Enhet 2 (475 – 395 cm)

På røntgenbildene har Enhet 2 har en mer kaotisk karakter enn resten av kjernen. Den har høy tetthet av dropstein og enkelte laggrenser kan sees (ved 430 og 460 cm). Intervallet mellom ca 450 og 460 cm skiller seg ut, fordi det er totalt fravær av dropstein der. Mellom 440 og 475 vises hvite, kaotiske strukturer. De hvite strukturene er trolig bioturbasjon, med graveganger fylt av materiale med høyere tetthet. Sedimentprøvene fra intervallet mellom 435 og 470 inneholder rørlignende strukturer, som trolig kan knyttes til observasjonene av bioturbasjon.

Opp til 460 cm har sedimentene en mørkegrå farge (2,5Y 3/1). Mellom 460 cm og 445 cm er det en markert fargeendring til lysere grå (2,5Y 4/1). Over fortsetter den mørke grå fargen (2,5Y 3/1) til 430 cm dyp, hvor den går over i en grålig olivenfarge (5Y 3/2).

Andelen av silt og leire (materiale < 63 µm) ligger jevnt rundt 93 % i hele kjernen. De høyeste verdiene av finmateriale er mellom 445 og 458 cm hvor verdiene øker opp mot 99 %. Droppsteinstettheten er relativ lav nederst i enheten. Over 460 cm faller verdiene drastisk. Mellom 440 og 458 cm observeres de laveste verdiene i droppsteinstetthet for hele kjernen (453 cm – 0,03 stk/gram). Over 440 cm stiger den raskt, til verdier opp til 10 stk/gram. Over 440 cm observeres det også enkelte skjellfragmenter i sedimentene, men ingen hele skjell.

Magnetisk susceptibilitetsmålingene er jevn i enheten, med et snitt på $8 \cdot 10^{-5}$ SI. De faller noe mot toppen.

4.1.3 Enhet 3 (395 – 220 cm)

Enhet 3 inneholder massive sedimenter, med et lavt, jevnt innslag av droppstein. Omkring 300 cm endres fargen gradvis fra en grålig olivenfarge (5Y 3/2) til mørk gråbrun (2,5Y 3/2). Sedimentene inneholder mange skjell og skjellfragmenter, særlig i intervallet mellom 310 og 260 cm. På 275 cm dyp ble et veldefinert lag med skjellfragmenter observert ved visuell inspeksjon.

Mellom 320 og 395 cm ligger verdien av finmateriale rundt 97 %. Andelen materiale mellom 63 og 1000 µm, som tilsvarer veldig fin – grov sand (Wentworth, 1922), er lav og jevn under 310 cm. Ovenfor dette sees store fluktuasjoner, og den største andelen slikt materiale registrert for hele kjernen. Som observert på røntgenbildene er tilførselen av droppstein lav i denne enheten. Mellom 380 og 330 er ligger de jevnt rundt 0,6 stk/gram. Fra 330 cm og oppover holder verdiene seg fortsatt lav, men fluktuerer jevnt.

Magnetisk susceptibilitets ligger jevnt rundt $5 \cdot 10^{-5}$ SI (varierer mellom 4.2 og 5.7).

4.1.4 Enhet 4 (220 – 0 cm)

Ser man på røntgenbildene er denne delen massiv med et jevnt innslag av droppstein, men den skiller seg fra enhet 3 fordi den har flere markerte lag med grovere materiale og et generelt høyere innhold av droppstein. Droppsteinen ser ut til å komme i pulser. Det finnes spredte spor av bioturbasjon i enhet 4. Det observeres noen skjell i starten av enheten, men de forsvinner i den øverste meteren. Fargen i enheten er mørk gråbrun (2,5Y 3/2).

Både droppsteinstettheten og andelen materiale mellom 63 og 1000 μm er høy. De fluktuerer med høye amplituder og lav frekvens. Verdiene i droppsteinstetthet varierer mellom 1 og 25 stk/gram, og har tre markerte topper. Ved 100 cm dyp har droppsteinstettheten sin toppverdi på 25 stk/gram.

De fysiske målingene viser størst variasjoner mellom 0 og 100 cm, hvor p-bølge hastighet, akustisk impedans og magnetisk susceptibilitet fluktuerer noe. Magnetisk susceptibilitet viser en topp i de øverste 50 cm med verdier opp mot $15 \cdot 10^{-5}\text{SI}$, men har generelt verdier rundt $5 \cdot 10^{-5}\text{SI}$.

4.1.5 Tolkning av sedimentologien

Fordi kjernen er relativt massiv gir denne tolkningen en generell redergjøring for hva de ulike elementene som observeres kan relateres til. Tolkning av enhetene gås kort gjennom, men disse er generelle og foreløpige. Sedimentologien diskuteres og tolkes mer utfyllende i kapittel 6, i sammenheng med foraminiferfauna.

Kornfordelingsanalysen viser at andelen finmateriale (korn < 63 μm) er høy gjennom hele kjernen, og indikerer relativt rolige strømforhold. Intervaller hvor finmaterialet reduseres til fordel for sand, kan indikere små endringer i strømregime, eller endring i sedimenttilførsel (Reading, 1986). Endring i farge forekommer hyppig i kjernens nederste meter, enhet 1 og 2. Fargeskiftene observert i kjernen antas å impliserer endringer i sedimentasjonsmiljø, men kan ikke si noe om hvilke endringer.

Droppstein kan avsettes både fra sjøis og breis. Studier gjort av Hebbeln (2000) øst i Framstredet, viser at droppsteinmateriale større enn 500 μm i dette området, hovedsakelig stammer fra isfjell. Mer generelle studier av droppstein viser at kornfordeling både i sjøis og

breis er mer tilfeldig, og konkluderer at man ikke kan bestemme ”opprinnelsen” verken ut fra størrelsen eller formen til droppsteinene (Dowdeswell et al., 1989; Gilbert, 1990). Droppstein som stammer fra sjøis avsettes ofte i et proksimalt miljø til opphavsted (Gilbert, 1990). Flere andre studier viser at sjøis potensielt kan ta opp alle typer kornstørrelser, men at det i hovedsak er finmateriale som tas opp (Pfirman et al., 1989; Wollenburg, 1991; Nuernberg et al., 1994; Dowdeswell et al., 1998). Basert på Hebbelns funn, som er gjort i et område hvor isfjellene tolkes til å stamme fra Svalbard, sammen med observasjonen om at droppstein fra sjøis ofte smelter ned i nærhet til der den er dannet (Gilbert, 1990; Hebbeln, 2000), antas droppsteininnholdet i kjerne NP05-11-21GC til å hovedsakelig reflektere variasjoner i breaktivitet. Droppstein fra isfjell kan reflektere en aktiv isstrøm som kontinuerlig tilfører isfjell (Dowdeswell et al., 1994) nedsmeltning/tilbaketrekning av isen (Powell, 1984; Dowdeswell et al., 1998; Vorren et al., 2002) eller breframrykk (Dowdeswell et al., 1998; Vorren et al., 2002).

Det kan ikke utelukkes at kjernen har vært utsatt for ras eller annen massebevegelse, fordi den ligger i et basseng. Sannsynligvis er den uforstyrret, blant annet fordi man ikke ser klare erosive grenser eller oppfiningssekvenser i sedimentene.

Målingen av magnetisk susceptibilitet viser generelt lave verdier gjennom hele kjernen. Det finnes ikke bergarter med utpreget innhold av magnetiske mineraler i området rundt Kongsfjorden/Krossfjorden (Hjelle, 1993). Dette kan forklare de lave verdiene. Variasjonen i magnetisk susceptibilitet behøver ikke å stå for endringer i tilførsel av magnetisk materiale, fordi økt tilførsel av biogent materiale også kan undertrykke MS signalet (Robinson et al., 1995). Endringer kan være vanskelig å forklare, men de relateres ofte til endring av sedimentkilde. F.eks i overgangen mellom glasiale og interglasiale miljø, men dette gjelder hovedsakelig områder med generell lav tilførsel av silisiklastisk materiale (Robinson, 1986).

Enhet 1 tolkes til å være avsatt i et kaldt miljø uten mollusker og med lite tilførsel av droppstein. Årsaken til den lave droppsteinstettheten her kan være at kalde vannmasser eller sjøis, til en viss grad hindrer is å nå ut til lokaliteten. Det kan også bety at det ikke er en aktiv bre i betydelig nærhet til kjernelokaliteten (O Cofaigh et al., 2001).

I enhet to øker droppsteinstettheten betydelig. Den tolkes til å være avsatt i et distalt glasiomarint miljø, hvor påvirkningen av glasialt smeltevann er redusert sammenliknet med et

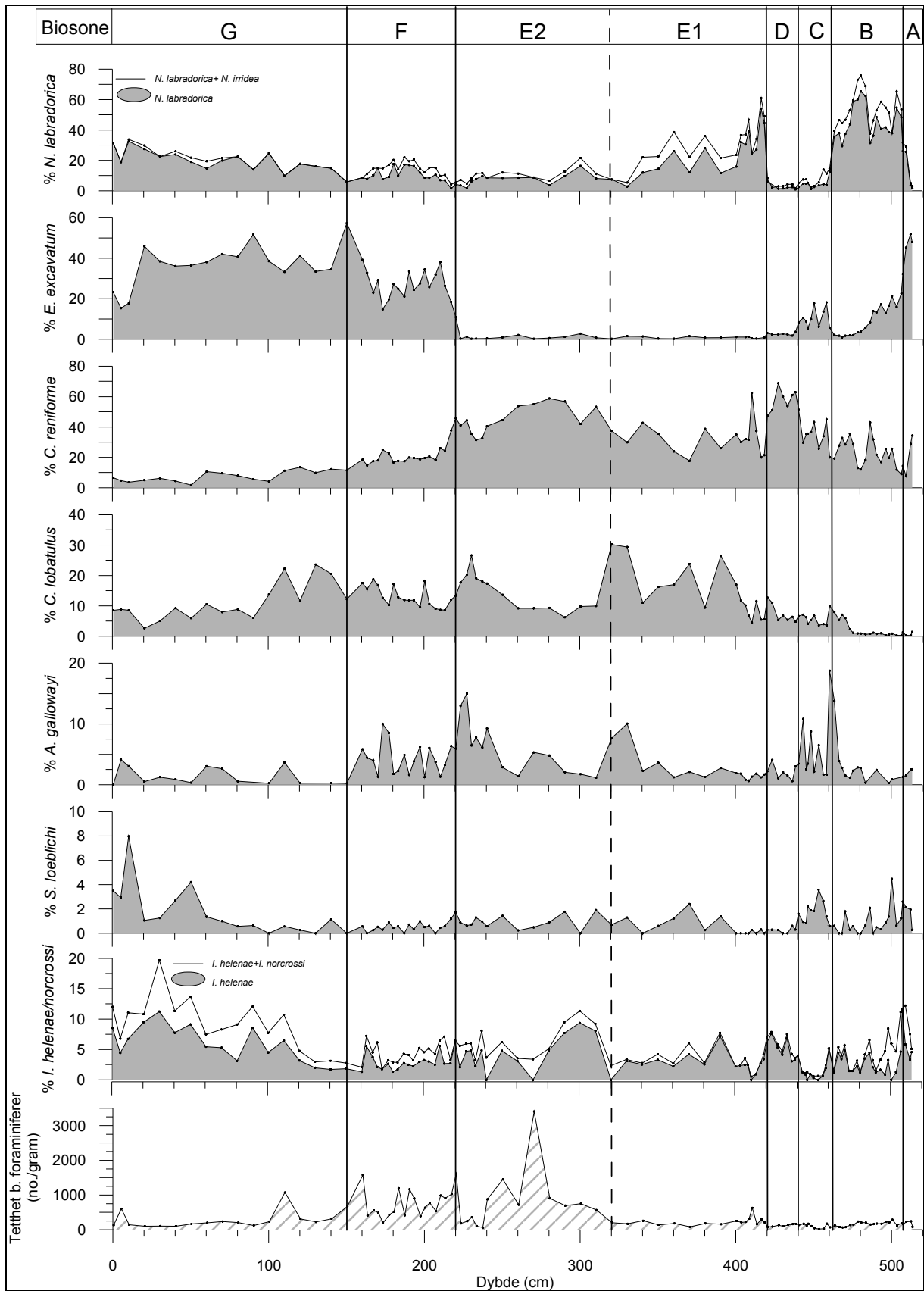
proksimalt glasiomarint miljø, og dropstein fra isfjell er en viktig sedimentasjonsmekanisme (Polyak et al., 1996). Endringen fra sedimenter avsatt i et miljø influert av sjøisdekke eller kaldere vannmasser, til et mer åpent marint miljø med mye dropstein og grovt materiale tyder på bedring av klima, og enheten er trolig avsatt under tilbaketrekning isen.

Sedimentene i enhet tre indikerer en ytterligere bedring av klima; tettheten av dropstein faller betraktelig, materialet består hovedsakelig av mudder (silt og leire) og mollusker observeres hyppig. Mengden dropstein er relativt lav, men fluktuerer jevnt. Dette tolkes til at en bre okkuperer den indre delen av fjorden. Den avsetter trolig mye materiale gjennom glasifluviale prosesser, men kun finmaterialet når ut til kjernelokaliteten. Enkelte kalvingsepisoder eller sesongmessig sjøisdekke resulterer i periodisk økt dropsteinfluks. Rundt 300 cm øker mengden materiale mellom 63 og 1000 μm (veldig fin til grov sand). Dette kan indikere økt strømstyrken langs bunnen (Reading, 1986). Dropsteinsfluksen endres ikke. Det tolkes til fortsatt å være et distalt glasiomarint miljø, med en lite aktiv bre lokalisert et sted i inne i fjorden. Rundt 300 cm øker også innholdet av skjell og skjellfragmenter, noe som anses å indikere økt produktivitet.

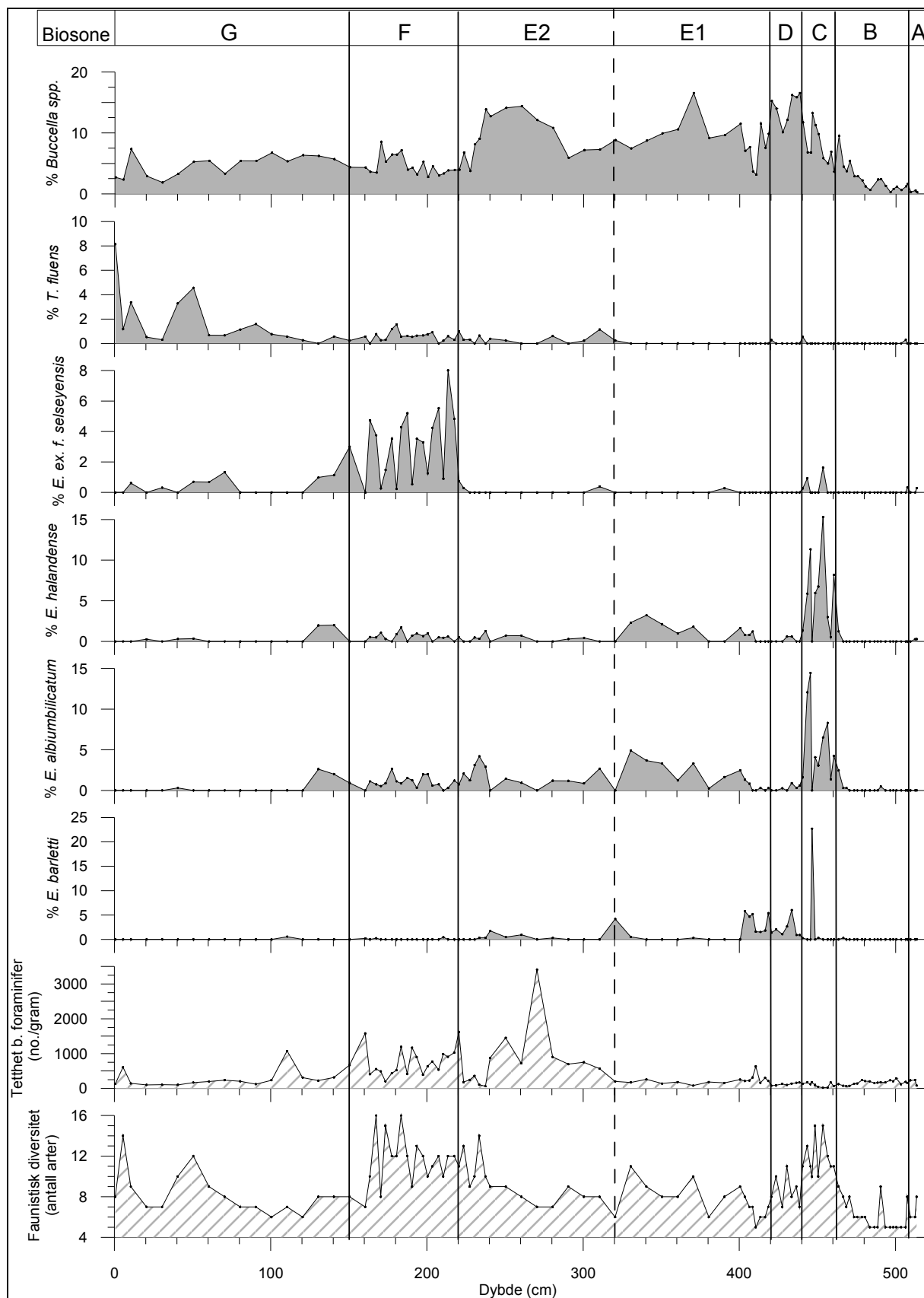
I bunnen av enhet 4 viser de fleste parametere ingen endringer, men røntgenbildene viser innslag av veldefinerte lag med høyt innhold av grovt materiale. Disse er ikke observert lengre ned i kjernen. De anses å reflektere økt isaktivitet, men avsetningsmekanisme vil diskuteres nærmere i kapittel 6. Slike lag registreres fortsatt over 120 cm. Dette tolkes til en ytterligere økning i breaktivitet, sannsynligvis i forbindelse med brevekst/brefremrykk. Lagene kan være avsatt ved kantring og dumping av materiale akkumulert på oversiden av et isfjell (Vorren et al., 1983; Dowdeswell et al., 1989). Mulige avsetningsprosess for lagene diskuteres nærmere i kapittel 6.

4.2 Foraminifer analyser

Faunasammensetning av bentiske foraminifer er analysert i 104 sedimentprøver, 75 ulike arter er identifisert. Det vil i det i hovedsak fokuseres på de sju dominerende artene presentert i kapittel 3, men grafisk framstilling av tretten arter presenteres. I intervaller hvor høy konsentrasjon av andre arter observeres, vil det trekkes frem. Figur 4.5 a og b viser utbredelsen av de tretten artene, fluks og faunistisk diversitet av fauna i hver prøve. Appendiks 1 viser total distribusjon av bentiske foraminiferer for NP05/11-21GC.



Figur 4. 5 a Figuren viser en oversikt over de viktigste artene og fluks av bentiske foraminiferer plottet mot kjernens dyp. De åtte foreslåtte biosonene er markert. Kurven med *I. helenae/norcrossi* er kumulativ og viser *I. helenae* markert grå overlagt av *I. norcrossi* med hvitt. Det samme gjelder for *N. labradorica* kurven; *N. labradorica* markert grått, og *N. iridea* markert hvitt.



Figur 4. 5 b Figuren viser en oversikt over de viktigste artene, fluks og faunistisk diversitet av bentske foraminiferer plottet mot kjernens dyp. De åtte foreslåtte biosonene er markert.

4.2.1 Beskrivelse av biosoner

Basert på prosentfordelingen av de dominerende artene er sju biosoner etablert, sone A til G. Sonegrensene er bestemt ut fra sammenfallende endringer i artenes hyppighet. Figur 4.5 viser prosentfordeling av arter plottet mot i dyp i kjernen, med inndelinger i biosoner.

Sone A (515 – 509 cm) *E. excavatum* og *C. reniforme*

De dominerende artene i sonen er *E. excavatum* som okkuperer ~50 % av den totale faunaen, og *C. reniforme* som ligger på 23 %. *Nonionellina laboradorica* og *I. helenae/norcrossi* er subdominant og står for henholdsvis 10 og 8 %. Foraminifertettheten og diversiteten er lav.

Sone B (509 – 463 cm) *N. labradorica* og *C. reniforme*

Nonionellina labradorica dominerer sonen med 44 %, etterfulgt av *C. reniforme* som har samme gjennomsnitt som i sone A; 23 %. *Elphidium excavatum* reduseres gjennom intervallet, til en verdi rundt 1-2 % i toppen. *Islandiella helenae/norcrossi* er relativt jevn, med en snittverdi rett under 5 %. Av de to dominerer *I. norcrossi* nederst i sonen, mens *I. helenae* tar over mot toppen. *Buccella spp.* har lave verdier, men øker sakte. Både *C. lobatulus* og *A. gallowayi* øker mot slutten av sonen, hvor sistnevnte når verdier nær 20 % i en kortvarig topp.

Sone C (463 – 440 cm) *Elphidium spp.* og høy faunistisk diversitet

Den dominerende arten er *C. reniforme* med 35 %. Etter den følger *E. excavatum* og *Buccella spp.* med 10,5 og 8 %. *Cibicides lobatulus*, *A. gallowayi*, *E. albiumbilicatum* og

E. halandense har alle verdier rundt 6 %. *Elphidium barletti* har et snitt på 2,5 %, men har en kortvarig toppverdi ved 446 cm, på 22 %. *Stainforthia loeblichii* har generelt lave verdier, men øker i dette intervallet (1,7 %), mens *I. helenae/norcrossi* faller i denne sonen (1,8 %). Foraminiferfluksen er stadig lav, mens diversiteten er svært høy.

Sone D (440 – 420 cm) *C. reniforme* og *Buccella spp.*

Denne sonen domineres av *C. reniforme* med ~60 %. *Buccella spp.*, som har økt jevnt fra bunnen av kjerna, har en verdi på 14 %. *Islandiella helenae/norcrossi* øker til 5 % (omtrent samme verdi som i sone B) og *C. lobatulus* øker til 7 %. *Elphidium excavatum*, *E. barletti*, *A. gallowayi* og *N. labradorica* har lave verdier, rundt 2 %.

Sone E (420 – 220) *C. reniforme*

Sonen domineres av *C. reniforme*. Den deles inn i to subsoner (E1 og E2) basert på en tydelig endring i tetthet av foraminiferer.

Subsone E1 (420 – 310 cm) *C. reniforme*

Den dominerende arten i sone E1 er *C. reniforme*, som har en gjennomsnittsverdi på 33 %. Foraminiferfluksen viser samme lave verdier som i sone A. Artene ser generelt ut til å ha en jevn prosentfordeling gjennom sonen. Det tydeligste trekket ved sonen er at *E. excavatum* nærmest forsvinner fra faunaen, med en gjennomsnittsverdi på 0,8 %. Innholdet av *N. labradorica* stiger raskt i starten av sone E, men synker jevnt mot slutten. Gjennomsnittsverdiern for *N. labradorica* er 23 %. *Cibicides lobatulus* har en gjennomsnittsverdi på 15 %. *Buccella spp.* har lave verdier i starten av sonen, men er ellers stabil. Gjennomsnittsverdien for *Buccella spp.* er 9 %. *Islandiella helenae/norcrossi* er relativt jevn rundt 4 %. Også *A. gallowayi* har en jevn og lav utbredelse i sonen, med et gjennomsnitt på 2,6 %.

Subsone E2 (310 – 220) *C. reniforme* og høy produktivitet

Den dominerende arten i sone E2 er *C. reniforme*, som øker sammenliknet med E1, til en gjennomsnittsverdi på ~45 %. En tydelig endring sammenliknet med E1 er en hurtig økning i produktiviteten, som når sitt toppunkt for hele kjernen (270 cm, 87 no./cm²/tusen år). Andelen *C. lobatulus* reduseres, særlig mellom 260 og 310 cm. Andelen *Buccella spp.* og *I. helenae/norcrossi* likner E1, men har klare toppe ved henholdsvis 260 og 300 cm dyp. *Astrononion gallowayi* varierer i sonen, med en distinkt topp mellom 240 og 220 cm, hvor verdiene overgår 10 %. *Nonion labradorica* er lav sammenliknet med E1, og har en gjennomsnittsverdi på 7 %. Fra 300 cm begynner faunaen å få et jevnt innslag av *G. arctica* og *T. fluens*, men verdiene er lave. Ved overgangen til sone F observeres et innslag av *M. barleeaanum* og *C. noeteretris*, også de med lave verdier.

Sone F (220 – 150 cm) *E. excavatum*, *C. reniforme* og *C. lobatulus*

Elphidium excavatum øker kraftig i overgangen til denne sonen, og er den dominerende arten med gjennomsnittsverdi på ~26 %. *Cassidulina reniforme* minker gjennom sonen, men er likevel den nest mest dominerende arten med et gjennomsnitt på 22 %. Foraminiferafluksen fluktuerer, men er høy gjennom hele sonen. De fleste artene har en relativt jevn utbredelse i

sonen. *Cibicides lobatulus* øker noe, og har et gjennomsnitt på 13 %. De andre artene viser ingen klar trend i sonen. *Nonion labradoricum* er jevn, med gjennomsnitt på 10 %. *Buccella* spp, *I. helenae/norcrossi* og *A. gallowayi* har alle gjennomsnitt på ~ 4,5 %. *Elphidium excavatum* f. *selseyensis* øker i takt med *E. excavatum*, til et gjennomsnitt på 3 %. En lav men jevn andel *C. neoteretris* observeres gjennom sonen, med gjennomsnitt rett over 1 %.

Sone G (150 – 0 cm) *E. excavatum* og *N. labradorica*

Elphidium excavatum er den dominerende arten, med en gjennomsnittsverdi på 37 %. *Nonion labradorica* har en snittverdi på 20 %. Artene ser ut til å følge en jevn trend inntil omtrent 20 cm fra toppen, hvor mange av verdiene endrer seg drastisk. Fluksen av bentiske foraminifera synker betraktelig sammenliknet med sone F, med unntak av et toppunkt mellom 120 og 100 cm. Utbredelsen av *E. excavatum* er jevn og høy inntil 20 cm, hvor den faller raskt. Både *N. labradorica* og *I. helenae/norcrossi* øker jevnt i sonen, for så å minke i toppen av kjernen. *Cibicides lobatulus* har en snittverdi på 11 %. Den minker jevnt gjennom sonen, men øker noe i de øverste 20 cm. *Buccella* spp. er relativt jevn i sone D, har en topp mellom 20 og 5 cm. *Astrononion gallowayi* ligger stort sett under 1 %, men øker opp mot 4 % i noen korte intervaller, blant annet i de øverste 20 cm. *Cassidulina reniforme* minker gjennom sonen, og har en gjennomsnittsverdi på 7,5 %. Sonen har et jevnt og lavt innslag av *G. arctica*. Intervallet mellom 30 og 120 cm har et jevnt og lavt innslag av *I. islandica*. *Stainforthia loeblichii* har ligget på gjennomsnittsverdier rundt 0,5 – 1 % gjennom hele kjernen, men øker mot toppen. De siste 50 cm har den en snittverdi over 3 %. Også *T. fluens* øker til en verdi rundt 3 % i den øverste halvmeteren. *Elphidium albiumbilicatum*, *E. halandense* og *E. barletti*, forsvinner ut av faunaen mot toppen av kjernen.

4.2.2 Tolkning av biosoner

Tolkingen av biosonene baseres i stor grad på studier av foraminiferers moderne utbredelse og deres krav til miljøet, som er lagt fram i kapittel 3.

Sone A

Den høye andelen av *E. excavatum* og *C. reniforme* i bunnen av kjernen antyder kalde, ustabile forhold assosiert med proksimale glasiomarine miljøer, hvor disse artene ofte dominerer, som et resultat av sin opportunistiske natur (Jennings et al., 2004). Foraminiferfluksen signaliserer lav produktivitet, og det er innslag av kalde arter som *S.*

loeblichii. Dominans av *E. excavatum* og *C. reniforme* alene er ikke nok til å fastslå at et miljø er breproksimalt, da disse to kan dominere en rekke ulike kaldtvannsmiljøer (Hald et al., 1996). Sett sammen med lav foraminifertetthet og lav diversitet tolkes likevel bunnen av sonen til å være avsatt i et isbreproksimalt miljø med høy tilførsel av smeltevann og høy turbiditet, trolig under tilbaketrekking av isen. I slutten av sonen faller *Elphidium excavatum* i takt med en økning av *I. norcrossi/helenae*. *Islandiella helenae/norcrossi* er en arktisk art, men krever høyere og mer stabil salinitet og assosieres med høy organisk fluks. Denne endringen tolkes til å representere økt distanse til breene.

Sone B

Sonen karakteriseres av en kraftig økning av *N. labradorica*, mens *E. excavatum* nesten forsvinner fra faunaen. Den brå overgangen tyder på en markert miljøendring. *Nonionellina labradorica* assosieres først og fremst med nærhet til oseaniske fronter (den arktiske fronten i dette tilfellet), men er også funnet til å trives i transformert atlantisk vann (beskrevet i kap 1). Sonen tolkes til å stå for en signifikant introduksjon av atlantisk vann ved østlig migrasjon av den arktiske fronten, kombinert med en rask tilbaketrekking av brefronten. Dette impliserer en bedring av klima, og et mer stabilt miljø. Tolkning om tilbaketrekking av brefronten styrkes av at *I. helenae* tar over for *I. norcrossi*. Den jevne økningen av *Buccella spp.* tyder på økt salinitet, og introduksjon av atlantisk vann. Kratig økning av *A. gallowayi* og *C. lobatulus* mot slutten av sonen kan være et resultat av resedimentasjon, men indikerer sannsynligvis økt strømstyrke langs bunnen. Alle artene som viser økte verdier i denne sonen assosieres med saliniteter rundt 33-34 ‰ og temperaturer mellom 0 og 1 °C. Dette styrker tolkningen om økt tilførsel av salt atlantisk vann, og mindre påvirkning fra breene, det siste trolig grunnet en tidligere tilbaketrekking av brefront. Det virker imidlertid som det tilførte atlantiske vannet er nedkjølt og trolig mikset med arktisk vann, hvilket styrker antakelsen om nærhet til den arktiske fronten.

Sone C

I dette intervallet ser det ut til at det skjer en svingning tilbake til et kaldere klima. *Nonionellina labradorica* forsvinner nesten fra fauna og kalde arter som *E. excavatum*, *C. reniforme* og *S. loeblichii* øker, samtidig med en betydelig økning i faunistisk diversitet. Samtidig sees en betydelig økning av artene *E. albiumbilicatum*, *E. barletti* og *E. halandense*, som alle har høy affinitet for lave saliniteter. Dette tolkes til en forverring av klima og vestlig migrasjon av den arktiske fronten, som ikke kan knyttes til breframstøt. Sonen tolkes til å

være avsatt i et kaldt miljø påvirket av vannmasser med nedsatt salinitet, og en vestlig fortregning av den arktiske fronten.

Sone D

De to dominerende artene i sonen, *C. reniforme* og *Buccella spp.*, viser en generell stigende trend fra bunnen av kjernen, som kan korreleres med en generell bedring av klima. Dette styrkes av at *E. excavatum* nærmest forsvinner fra faunaen. Miljøet tolkes til å være distalt glasiomarint, men under svakere påvirkning av breen sammenliknet med sone A-C, hvilket impliserer en ytterligere tilbaketrekning av breen.

Subsone E1

I overgangen til sonen introduseres *N. labradorica* nok en gang som en betydelig del av faunaen, og signaliserer at den arktiske fronten befinner seg i nærheten av Kongsfjordrenna. *Elphidium excavatum* er nesten totalt fraværende i hele sonen. *Cassidulina reniforme* dominerer markant, mens *Buccella spp.* og *I. helenae/norcrossi* er subdominant. Faunaen indikerer et relativt stabilt distalt glasiomarint miljø, muligens påvirket av sesongmessig sjøisdannelse. Den høye andelen av *C. lobatulus* sammenliknet med de tidligere omtalte sonene indikerer trolig økt energinivå i sirkulasjonen. Når isen er trekk tilbake åpnes trolig fjordsystemet i større grad, og fører til en endring i sirkulasjonsmønster i form av økt strømregime.

Subsone E2

Foraminifertettheten øker påtagelig, *N. labradorica* reduseres og faunaen får jevne innslag av *T. fluens*, *M. barleanum* og *C. neoteretis*. De sistnevnte tre kan indikere nærhet til atlantisk vann, de er observert til å trives i noe varmere vannmasser enn den resterende faunaen. Dette tolkes til at den arktiske fronten beveger seg vekk fra lokaliteten, trolig migrerer den ytterligere østover. En distinkt økning av *C. lobatulus* og *A. gallowayi* indikerer en episode med økt energinivå ved 340 cm dyp.

Sone F

Sonen markerer en overgang til et kaldere klima. Andelen *E. excavatum* øker kraftig, og overtar som dominerende art etter *C. reniforme*. Hald og Vorren (1987) observerte at *E. excavatum* ofte erstatter *C. reniforme* i overgangen fra distale til proksimale glasiomarine miljø, noe som kan bety økt isbrepåvirkning. Innslaget av *E. excavatum f. selseyensis* antyder

noe bedre klima sammenliknet med Sone A, hvor *E. excavatum* også dominerte. Faunaen gir ikke inntrykk av endringer i den arktiske frontens posisjon. Sonen viser høy faunistisk diversitet, og dette kan forklares med at sonen ser ut til å representere en overgangssone mellom to ulike miljøer, og at arter fra begge miljøene er en signifikant del av faunaen. I et mer etablert miljø forventes færre og mer spesialiserte arter.

Sone G

Forholdet mellom *C. reniforme* og *E. excavatum*, og redusert diversitet antyder påvirkning fra isbreene, og et ustabil miljø. Nøyaktig hvordan endringen i breaktivet arter seg er vanskelig å si, men en viss brevekst kombinert med mer aktive kalvingsmarginer er sannsynlig. Arter som trives ved lave saliniteter, som *E. albiumbilicatum*, *E. halandense* og *E. barletti* forsvinner fra faunaen. Dette kan indikere økte saliniteter ved bunnen, forbundet med dannelsen av sjøis og bre. Gjennom sonen øker *N. labradorica* jevnt, og indikerer at den arktiske fronten igjen nærmer seg lokaliteten. Rundt 3000 kal. f. nåtid ser strømregimet ut til å reduseres. Øverst i sonen viser mange av artene endringer, men lav tidsopløsning i denne delen gjør at det er vanskelig å sammenfatte endringene.

5 Kronologi

I arbeidet med høyoppløselige data ønsker man å påvise små endringer og episoder i et datasett. Det er da viktig å datere med høy presisjon, både for å få et nøyaktig bilde av et enkelt datasett, og for å kunne korrelere ulike datasett med hverandre.

Tradisjonelt har det vært vanlig å henvise til ^{14}C år i litteraturen, men fordi nye dateringsmetoder, som eksponeringsdatering og luminescence datering stadig benyttes, er praksisen nå å operere med kalenderår.

5.1 Reservoaralder og ΔR

Ved datering av marine prøver må det korrigeres for vannets reservoaralder. Den marine reservoaralder er definert som forskjellen mellom ^{14}C alderen i sjøen og ^{14}C alderen i atmosfæren ved et gitt tidspunkt (Stuiver, 1986), og endrer seg over tid (Mangerud et al., 1975; Bard et al., 1994; Bondevik et al., 2006).

På et gitt tidspunkt vil det også vil være regionale variasjoner i reservoaralder, knyttet til ulike vannmasser (Stuiver, 1986; Bondevik et al., 2006). Omfanget av disse variasjonene uttrykkes som ΔR (Stuiver, 1986). Det kan være flere årsaker til at ΔR varierer. Vannmassene kan f.eks. være påvirket av yngre karbon i form av terrestrisk organisk materiale, eller av eldre karbon fra karbonholdig berggrunn. Økt interaksjon mellom sjø og atmosfære, eksempelvis ved sterk vind, kan redusere reservoaralderen ved å øke karbonutvekslingen mellom de to. Modellering har vist at en 20 % økning i vindhastighet over Nord Atlanteren kan redusere reservoaralderen med 50 år (Bard et al., 1994).

5.1.1 Valg av reservoaralder og ΔR for holosen

Spørsmålet om hvilke verdier man bør benytte som reservoaralder og ΔR er et omdiskutert tema. I en nylig publisert artikkel av Mangerud m. fl. legges det fram to ulike anbefalinger for bruk i Nordatlantiske områder, basert på et og samme datasett (Mangerud et al., 2006). Publikasjonen viser hvordan reservoaralderen varierer langs kysten av Norge og Vestkysten av Svalbard. Den er basert på ^{14}C målinger av hvalknokler og skallet til marine mollusker hvis alder er kjent. Disse målingene er så sammenliknet med ^{14}C dateringer av treinger med kjent alder, og differansen mellom disse indikerer reservoaralder. Resultatene viser en økning i

reservoaralder fra kysten og ut mot dyphavet i Sør-Norge, og en generell økning nordover. De laveste verdiene er fra grunne områder i sør, mens man finner de høyeste verdiene ved Svalbard. En slik regional variasjon i reservoaralder korrigeres med ΔR .

Mangerud mener det er mest fornuftig å bruke samme verdi for reservoaralder for Norskekysten fra Bergen og nordover, Barentshavet og Svalbard. Dette begrunner han med at usikkerhetsfaktorene forbundet med målingene er av betydelig omfang, slik at det er vanskelig å avdekke en eventuell naturlig variabilitet. For å påvise en signifikant trend i ΔR , må langt flere prøver analyseres. Han legger fram to mulige valg av reservoarlidere, basert på data fra to ulike trering-arkiv.

Bondevik og Gulliksen mener derimot at forskjellene i reservoaralder som kommer til syne i datasettet viser en relevant trend i ΔR . De har delt molluskene inn i fem ulike grupper, hvor hver gruppe er assosiert med et geografisk område, deriblant Svalbard. For å underbygge påstanden har de anvendt en statistisk test på resultatene. Testen avgjør hvorvidt det er usikkerheter ved målingene som utgjør variasjonene i en gruppe, eller om det reflekterer en naturlig variasjon ut over slike feilkilder. Denne testen indikerte at for alle gruppene er det usikkerhet ved målingene som fører til variasjoner innad i gruppene, og indikerer derfor at trenden i ΔR er reell.

I denne oppgaven følges Bondevik og Gulliksens anbefalinger om bruk av ΔR , altså 105 ± 24 år. Til tross for at undersøkelsene er basert på et relativt lite datagrunnlag, synes det fornuftig å ta hensyn til de signaler som faktisk er der, spesielt da indisiene om høyere ΔR er tydelige på prøvene fra Svalbard.

Reservoaralderkorrigeringen vil være på 360 ± 20 år, basert på treringer fra britisk eik (Bondevik et al., 2006; Mangerud et al., 2006).

5.1.2 Valg av reservoaralder og ΔR for yngre dryas

Et studie fra vestkysten av Norge viser at reservoaralderen endres drastisk, ved overgangen mellom yngre dryas og holocene (Bondevik et al., 2006). Resultatene viser at reservoaralderen steg fra 400 til 600 år i starten av yngre dryas, var stabile i ni hundre år, for så å falle 300 år i løpet av et århundre ved overgangen til holocene. Den høye

reservoaralderen i yngre dryas forklares som en kombinasjon av økt utbredelse av sjøis og redusert tilførsel av overflatevann fra nord Atlanteren. De konkluderer at den viktigste årsaken til variasjon i reservoaralder ved utgangen av siste glasiøse periode og inngangen til den nåværende interglasiøse periode, er endringer i nordatlantisk havsirkulasjon. Et liknende studie fra Svalbard forekommer ennå ikke. Et sentralt spørsmål blir da hvorvidt resultatene beskrevet ovenfor er gyldige der. yngre dryas er et stratigrafisk bestemt tidsintervall, bestemt ut fra iskjerner fra Grønland, som varer fra 12 650 til 11 500 kalenderår før nåtid, eller 10 000 - 11 000 ^{14}C år før nåtid (Björck et al., 1998). Den assosieres med en kald klimatiske episode, som førte til store bre framrykk i mange områder på den nordlige halvkule (Andersen et al., 1995; Graham et al., 2000; Dyke et al., 2002). Innstrømningen av atlantisk vann var svært redusert på sokkelområdene ved Svalbard under yngre dryas (Ślubowska et al., 2005).

Siden den drastiske endringen i reservoaralder forklares med redusert tilførsel av ungt atlantisk vann, er det grunn til å tro at andre områder som påvirkes av de samme havstrømmene, vil influeres på en liknende måte. Det kan derfor antas at reservoaralderen endret seg omtrent tilsvarende på Svalbard. Hvilken utstrekning denne påvirkningen har hatt, er derimot vanskelig å si uten konkrete data.

I dette datasettet er det kun en datering, som er av interesse i denne sammenhengen (AAR-10482, ved 500 cm dyp). Den ser ut til å ligge på grensen mellom yngre dryas og holocene, med en ^{14}C alder på 10 070 år, når korrigert for holosen reservoaralder og delta R (totalt 465 år). Grensen mellom yngre dryas og holosen diskuteres ytterligere i kapittel 6.

5.2 Kronologi for NP05-11/21GC

Ti AMS dateringer utgjør grunnlaget for kronologien i kjerna (Tabell 5.1). Aldersmodellen bygger på antagelsen om en lineær akkumulasjonsrate mellom de daterte nivåene (Figur 5.1).

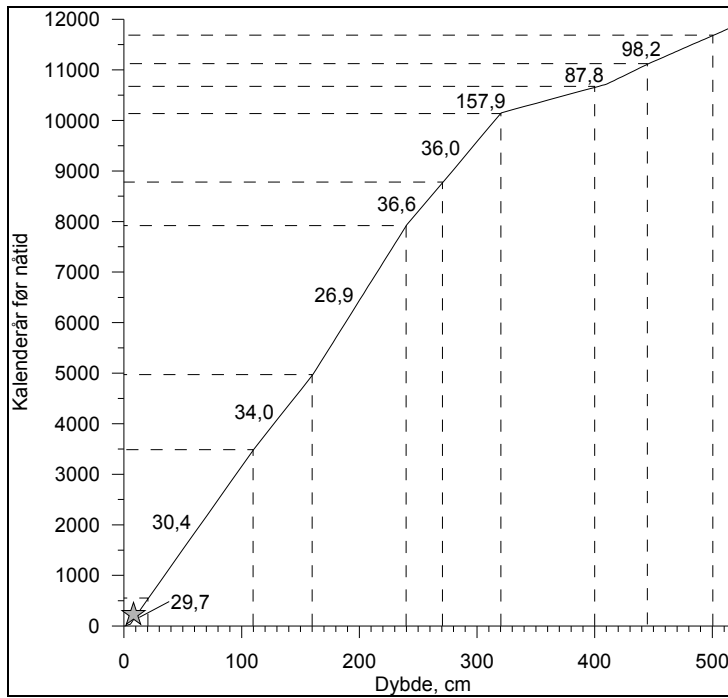
Lab. Kode	Kjerne	Dyp, cm	Materiale	^{14}C år, ukorrigert	Kalibrert alder før nåtid
AAR-10910	NP05-11/21GC	5-6	N. labradoricum	443 ± 35	45
AAR-10480	NP05-11/21GC	20-21	N. labradoricum	1008 ± 33	540
AAR-10911	NP05-11/21GC	110-111	N. labradoricum	3668 ± 43	3500
AAR-10912	NP05-11/21GC	160-161	N. labradoricum	4793 ± 44	4970
AAR-10913	NP05-11/21GC	240-241	N. labradoricum	7545 ± 55	7940
AAR-10481	NP05-11/21GC	270-271	N. labradoricum	8296 ± 45	8760
AAR-10914	NP05-11/21GC	320-321	Div. bentiske foraminifera	9345 ± 55	10150
AAR-10915	NP05-11/21GC	410-411	N. labradoricum	9920 ± 65	10720
AAR-10916	NP05-11/21GC	446-447	Div bentiske foraminifera	10145 ± 65	11130
AAR-10482	NP05-11/21GC	500-501	N. labradoricum	10535 ± 60	11680

Tabell 5. 1 Radiokarbonaldre for NP05-11/21GC. Ved kalibrering er det brukt en ΔR verdi på 105 år ± 24. Med nåtid menes 1950 etter kristus.

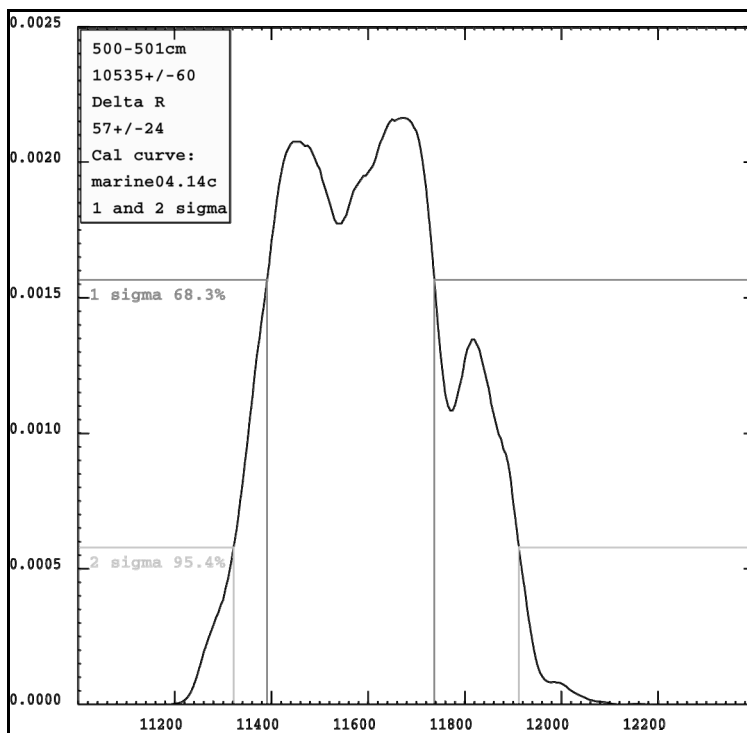
5.2.1 Aldersmodell

Radiokarbonaldre ble kalibrert ved hjelp av det internetbaserte programmet Calib 5.0.2. (Stuiver et al., 2005) og kalibreringsdatasettet Marine 04 (Hughen et al., 2004). Dette programmet benytter en reservoaralder på 408 år, som viser til en global gjennomsnittlig reservoaralder, mens verdiene som skal benyttes i dette studiet er en reservoaralder på 360 ± 20 , og ΔR på 105 ± 24 . For å kunne korrigere med de ønskede verdiene, ble ΔR justert med differansen av 408 og 360 år, slik at verdien av ΔR som ble satt inn i kalibreringsprogrammet er 57 år. Den yngste dateringen er kalibrert i Calib 5.1.0 beta, fordi Calib 5.0.2 tolker prøven til å være påvirket av atomprøvespregninger. Laboratoriet hvor dateringene ble utført, mener imidlertid at prøvematerialet ikke er påvirket av atomprøvespregninger, og videre at prøven sannsynligvis er fra omlag 1900 e.kr (Heinemeier, pers. med. (2007)) og dette er i overensstemmelse med resultatet fra Calib 5.1.0 beta.

Etter kalibreringen ble valgene for eksakt kalenderalder før nåtid basert på sannsynlighetskurven fra kalibreringen, hvor alderen med høyest sannsynlighet blir brukt. For alle dateringene utenom en, ligger den valgte alderen godt innenfor et sigma standardavvik. Unntaket er den omtalte AAR-10482 (500 cm dyp), som ligger i ytterkanten av et sigma standardavvik, og som dessuten har en sannsynlighetskurve med to klare topper (Fig 5.2). Dette styrker antakelsene om usikkerheten forbundet med denne dateringen.



Figur 5. 1 Alder i kalenderår før nåtid plottet mot kjerne dyp. De stiplede linjene viser daterte nivåer, og tallene viser gjennomsnittlig akkumulasjonsrate (cm/1000 år) mellom de daterte nivåer. Stjernen markerer datering ved 20 cm. I tillegg er det en datering ved 5 cm, som ikke kommer fram i figuren. Akkumulasjonsraten de siste 5 cm er 140 cm/1000 år.



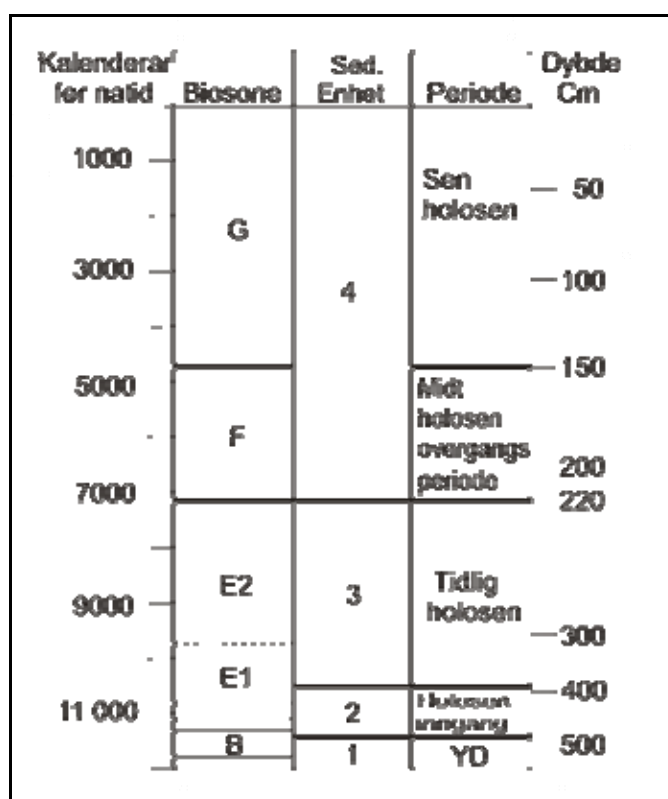
Figur 5. 1 Grafen er hentet fra Calib 5.0.2, og viser usikkerheten ved datering fra 500 cm dyp. De to toppene er på hver sin side av yngre dryas – holosen grensen.

6 Diskusjon og korrelasjon

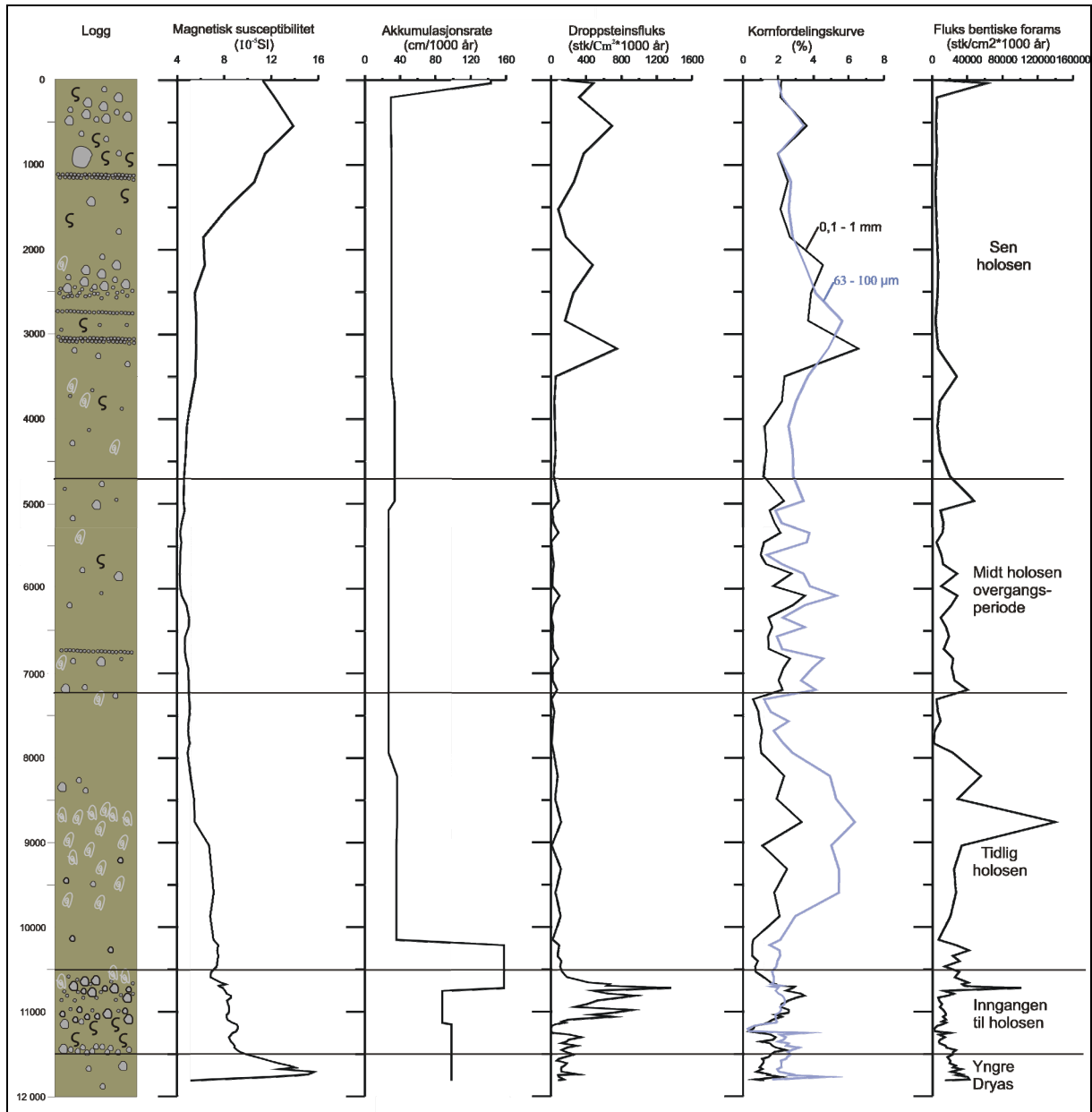
I første del av dette kapittelet presenteres en oppsummering av resultatene fra faunaanalyser og sedimentologiske undersøkelser fra kapittel 4 kombinert med aldersmodellen fra kapittel 5. Deretter diskuteres resultatene og korreleres med andre data. I andre del diskuteres implikasjoner for paleoseanografisk utvikling basert på observasjoner fra de nordiske hav og Svalbards margin.

6.1 Rekonstruksjon av paleomiljø i Kongsfjordrenna med regionale korrelasjoner

Inndelingen av holosen er basert på en kombinasjon av biosoner og sedimentologiske enheter fra kjerne NP05-11-21GC (figur 6.1). Grensen mellom yngre dryas og holosen er bestemt ut fra aldersmodellen. Figur 6.2 og 6.3 viser henholdsvis en logg av kjernen sammen med utvalgte sedimentologiske og faunistiske parametere plottet mot alder, og prosentfordelingen av de viktigste artene bentiske foraminiferer plottet mot alder. Tetthet av dropstein og



Figur 6. 1 Oversikt over biosoner og sedimentologiske enheter fra kjerne NP05-11-21GC omtalt i kapittel 4, og periodene som presenteres i dette kapittelet.



Figur 6. 2 Skjematisk logg av kjernen, samt magnetisk susceptibilitet, akkumulasjonsrate, dropsteinsfluks, kornfordelingskurver og fluks av bentiske foraminiferer plottet mot alder i kalenderår før nåtid. Loggens tegnforklaring er den samme som for figur 4.1. Inndeling av holosen i ulike perioder, samt grensen til Yngre Dryas er markert.

bentiske foraminiferer er omregnet til fluks. Figur 6.4 viser prosentfordeling for *E. excavatum*, *C. reniforme* og *N. labradorica* fra Bellsund, Kongsfjordrenna og Hinlopen (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Figur 6.5 viser et kart over området.

6.1.1 Yngre Dryas (- 11 500 kalenderår før nåtid)

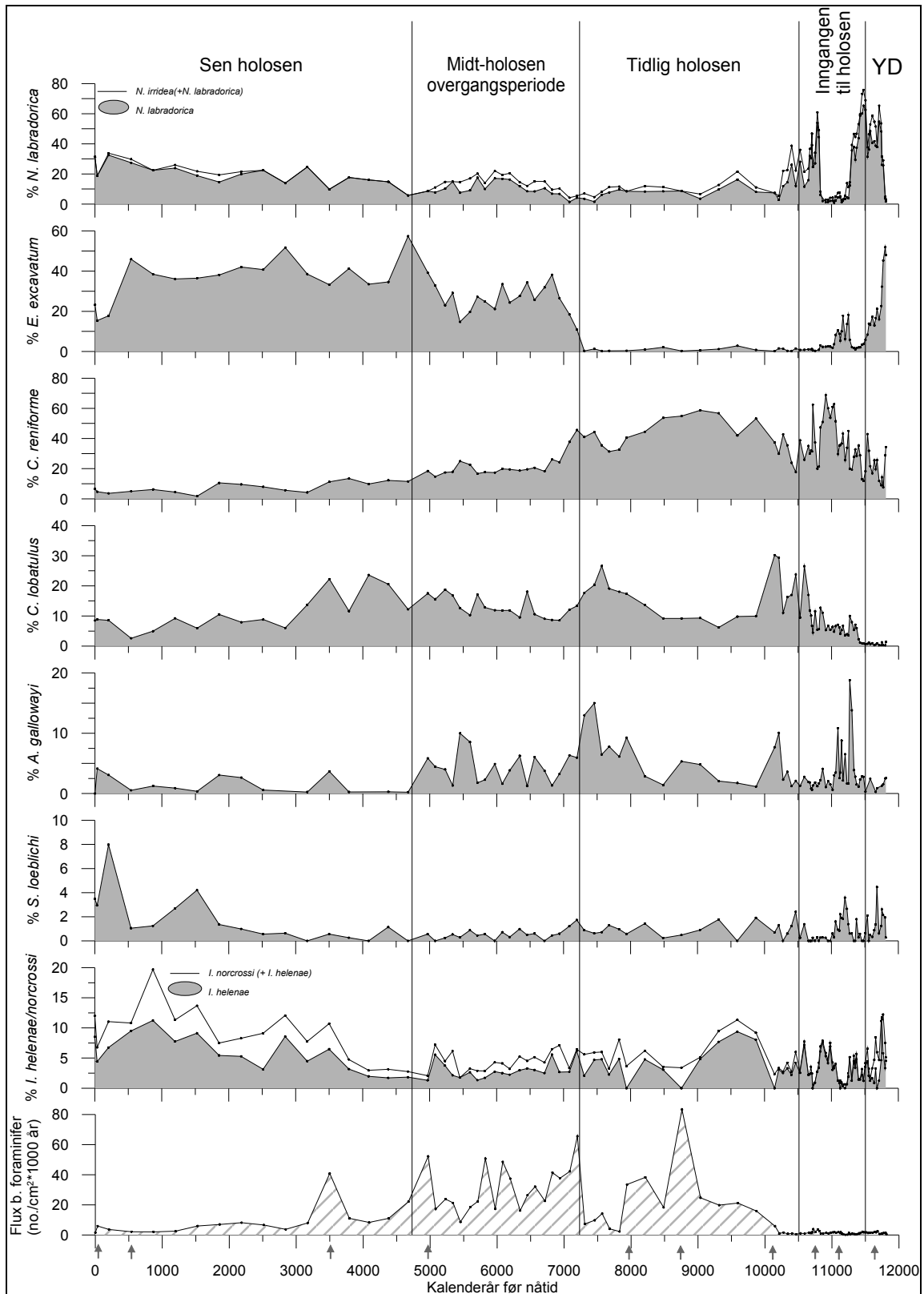
Hvorvidt nederste del av kjerne NP05-11-21GC er avsatt i yngre dryas eller starten av holosen er kronologisk sett usikkert, som diskutert i kapittel 5. Det faktum at både sedimentene og foraminiferene indikerer kalde forhold støtter at datering fra denne delen av kjernen gir en korrekt alder. I tillegg sees en tydelig endring i magnetisk susceptibilitet i denne overgangen, noe som ofte inntreffer i en overgang mellom interglasiale og glasiale forhold (Robinson, 1986). Basert på disse observasjonene identifiseres intervallet, som i aldersmodellen ligger mellom kjernens bunn og 11 500 kalenderår før nåtid, som yngre dryas.

Sedimentene fra yngre dryas i kjerne NP05-11-21GC viser lav fluks av dropstein og en foraminiferfauna assosiert med kalde, isbreproksimale forhold og sjøis. Den høye akkumulasjonsraten indikerer nærhet til isbre, men den lave fluksen av dropstein indikerer en lite aktiv kalvingsmargin. En forklaring på dette kan være at et mer eller mindre helårig sjøisdekke og generelt kalde forhold hindret isfjell i å nå og smelte ut over kjernelokaliteten. Området ved Kongsfjordrenna ser derfor ut til å ha vært under sterk påvirkning av sjøisdannelse, med kalde turbulente vannmasser relatert til smeltevann og nærhet til isbre. Mot slutten av yngre dryas indikerer foraminiferfaunaen, ved en kraftig økning av *N. labradorica*, at en front nærmer seg lokaliteten. Siden lokaliteten ligger relativt nært land, er det vanskelig å si hvorvidt det er den arktiske fronten, som i dag er lokalisert på sokkelen, som gir dette signalet. Som skrevet i kapittel 1, representerer den arktiske fronten sonen hvor arktiske og atlantiske vannmasser møtes. Det er sannsynlig at signalet som sees her er et resultat av en miksingsone mellom arktisk vann og en gren av vann fra Vest Spitsbergenstrømmen, som begynner å strømme innover renna. At fronten nærmer seg lokaliteten indikerer derfor at atlantiskderiverte vannmasser nærmer seg lokaliteten, og dette skjer trolig ved at den arktiske fronten på sokkelen migrerer østover. Faunaen ved lokaliteten gir imidlertid ingen entydige signaler om påvirkning fra atlantiske vannmasser.

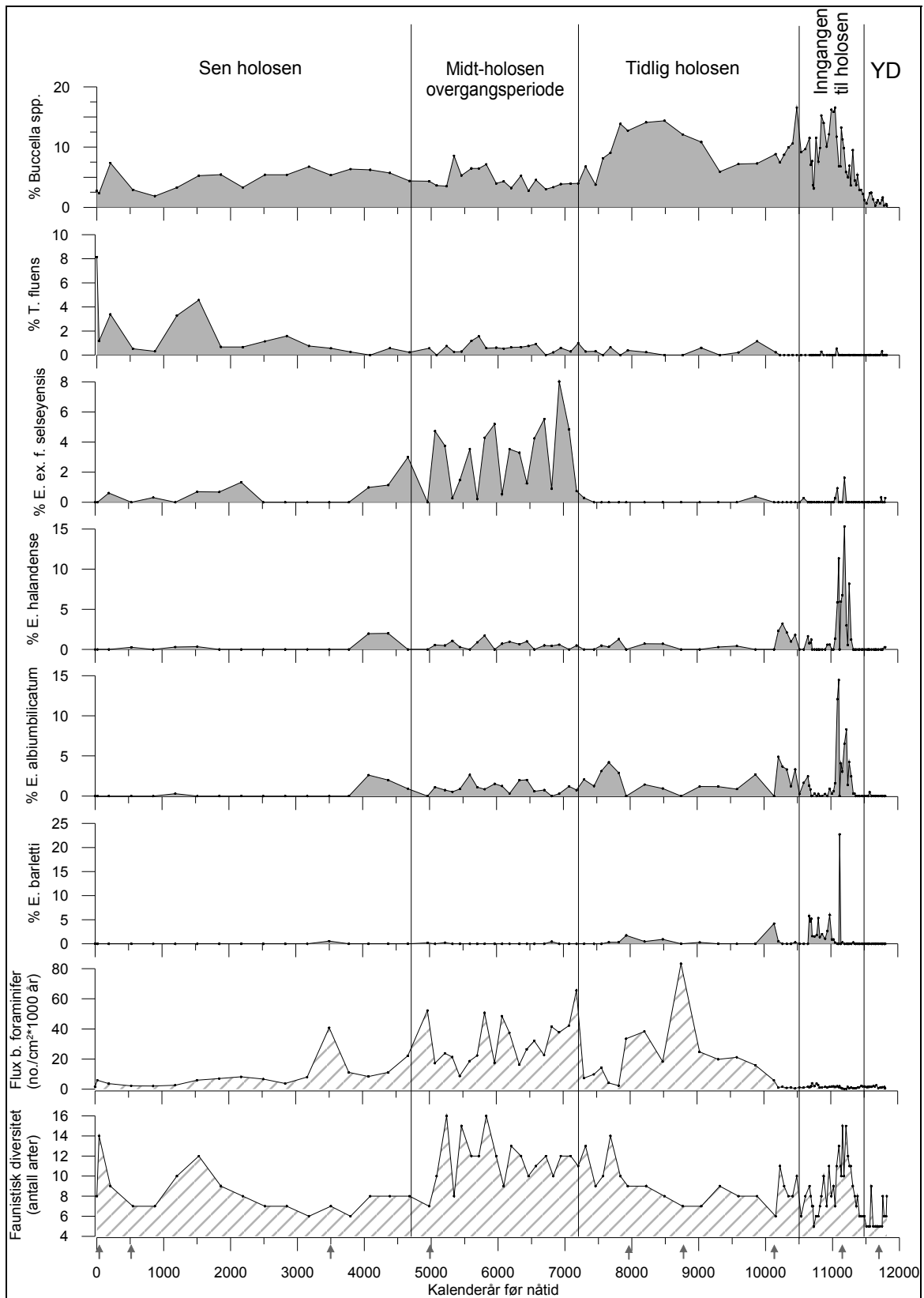
Resultatene fra NP05-11-21GC viser liknende mønster i foraminifer utviklingen som marine kjerner fra Bellsundhola og Hinlopenrenna (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007), men den arktiske fronten ser ut til å nærme seg begge disse lokalitetene på et noe tidligere tidspunkt enn det som er tilfelle for Kongsfjordrenna. Dette kan være knyttet til usikkerhet ved kalibrering og korrigerings av reservoaralder/ ΔR av dateringene, hvilket enten impliserer at aldersmodellen for NP05-11-21GC viser for unge aldre, eller at kjernene fra

Bellsund og Hinlopen har aldersmodeller som gir for gamle aldere. Kjernene er korrigert ulikt for reservoaralder med en differanse på 30 år, men dette tallet er for lavt til å ha signifikant innvirkning på avviket som observeres. Som diskutert i kapittel 5 er det usikkerhet knyttet til korrigering av reservoaralder og kalibrering (kapittel 5, figur 5.2) for dateringen fra yngre dryas (AAR-10482). At kjerne NP05-11-21GC skulle vise for ung alder ved dette nivået er dog usannsynlig, fordi usikkerheten knyttet til dateringen peker i den andre retningen, nemlig at den muligens er noe yngre (se kapittel 5). Kjernene fra Bellsund og Hinlopen er veldaterte og har plausible aldersmodeller (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Det antas derfor videre at de er korrekte. Den tidlige invasjonen av fronten i yngre dryas for Bellsund og Hinlopen relateres til ulik distanse fra land/fjordmunning. Bellsund og Hinlopen ligger henholdsvis ~ 25 og 30 km fra land, og påvirkes trolig av den arktiske front, slik den er i dag. Kjernen fra Kongsfjordrenna er hentet ~ 12 km fra land, og påvirkes trolig av en front dannet av en gren a hovedstrømmen (Vest Spitsbergenstrømmen). Den arktiske fronten nærmet seg derfor trolig vest og nordkysten av Svalbard relativt simultant ved denne første oppvarmingsfasen. Endringer i frontens posisjon avhenger enten av endringer i Vest Spitsbergenstrømmen og tilførsel av atlantisk vann, eller endringer i Kyststrømmen og tilførselen av arktisk vann.

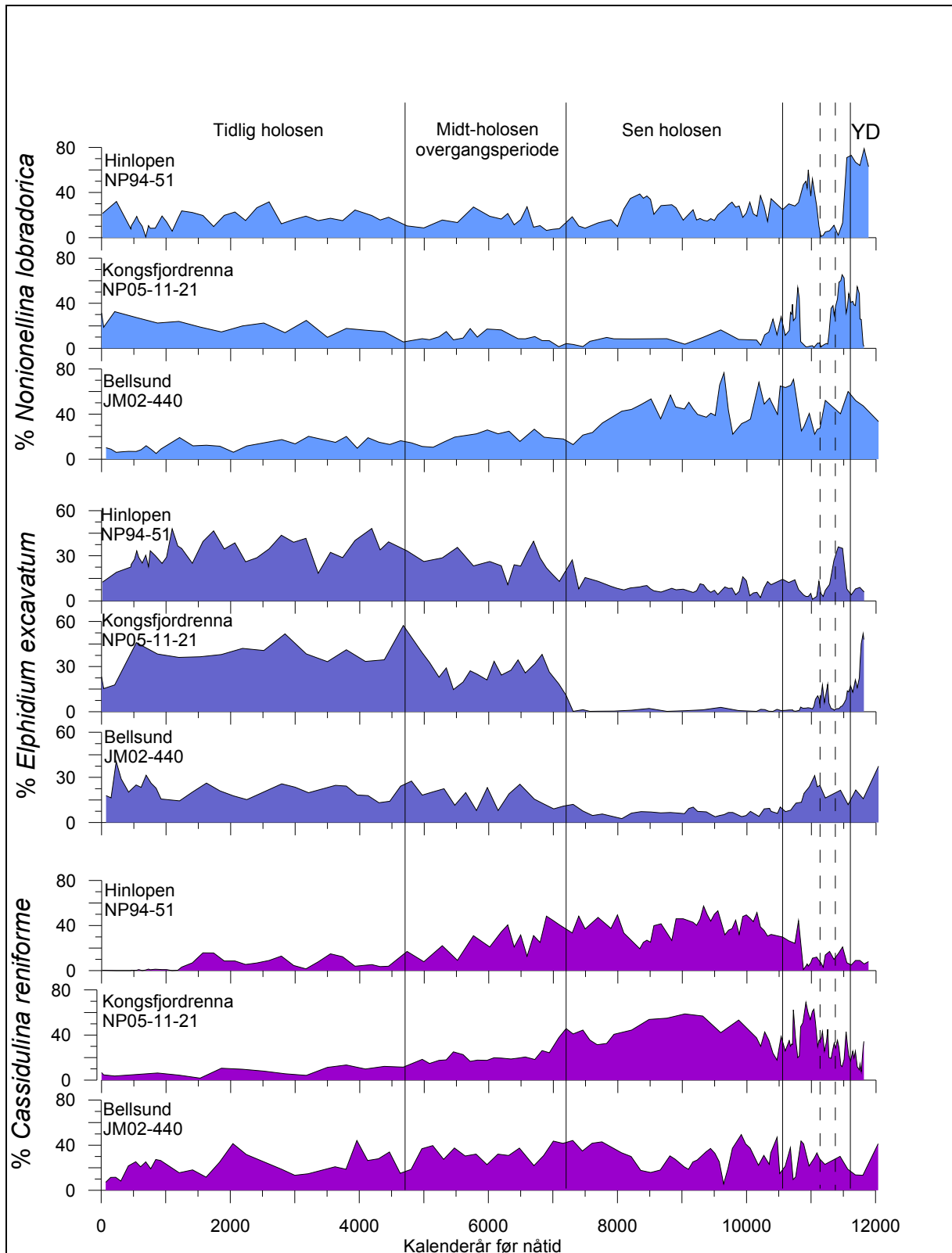
Nedkjølingen i yngre dryas er registrert på store deler av den nordlige halvkule; iskjerner fra Grønland viser lavere atmosfæriske temperaturer (Grootes et al., 1993; Stuiver et al., 1995), marine data fra de nordiske hav og Nord Atlanteren indikerer kaldere vannmasser (Koç-Karpuz et al., 1992; Kroon et al., 1997; Klitgaard-Kristensen et al., 2001), og terrestriske data viser store breframrykk i blant annet Nord Europa (Graham et al., 2000), Skandinavia (Andersen et al., 1995) og arktiske Canada (Rampton, 2001; Dyke et al., 2002). Det har blitt foreslått at nedkjølingen i yngre dryas ble generert av et katastrofal ferskvannsutømming forbundet med nedsmeltingen etter sen weichsel (Moore, 2005; Meissner et al., 2006). Ferskvannet la seg over de andre vannmassene som et lokk, noe som førte til ekstensiv sjøisdannelse og hindret/reduerte dannelsen av nordatlantisk dypvann (Broecker, 2006). I høyarktiske strøk, som Svalbard, var endringen ikke like iøynefallende fordi klimaforholdene var relativt kalde både før og etter episoden (Mangerud et al., 2007; Rasmussen et al., 2007).



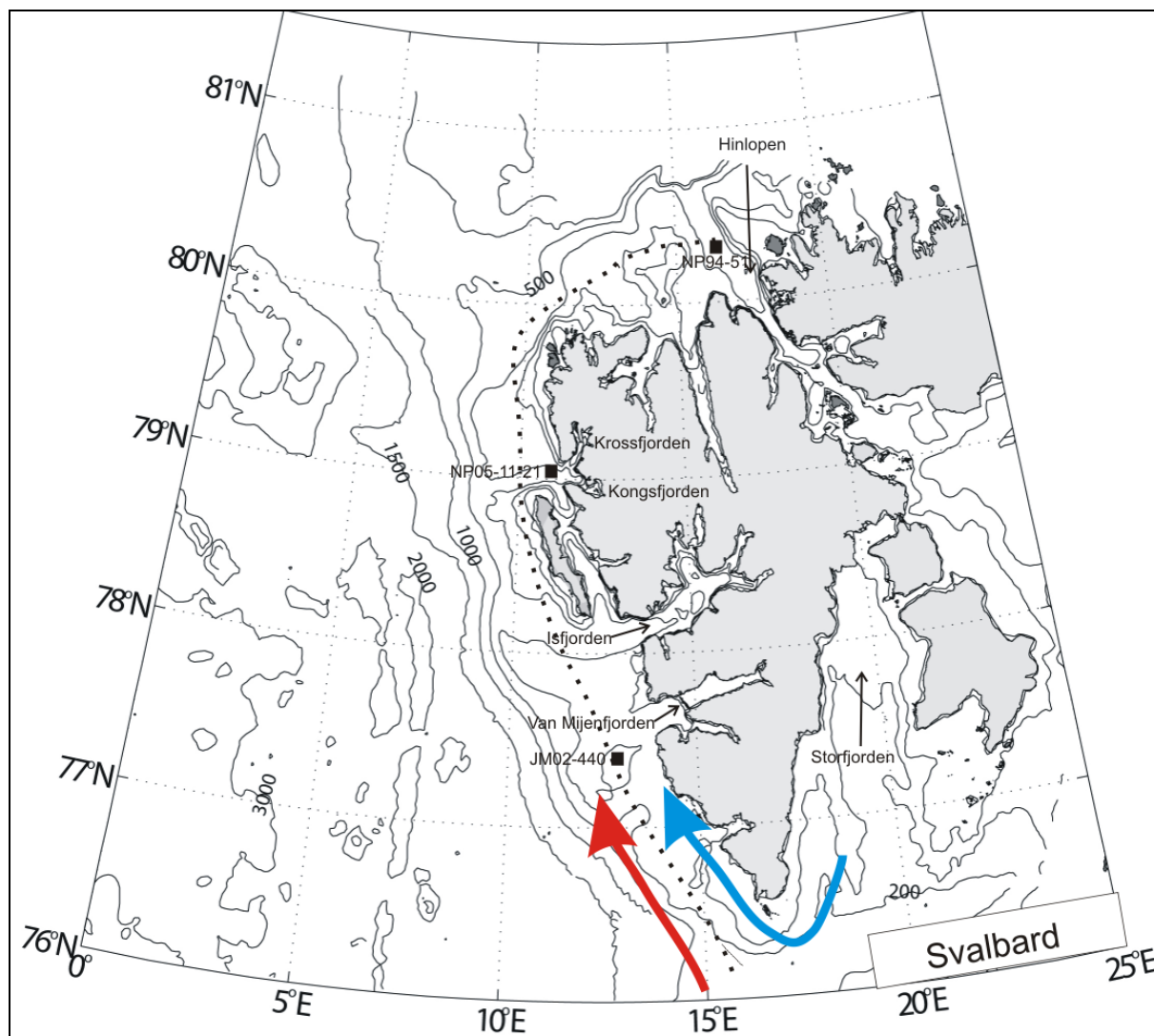
Figur 6.3 A Distribusjon av de viktigste artene og flux av bentske foraminiferer. Inndeling av holosen i ulike perioder, samt grensen til yngre dryas er markert. Daterte nivåer er markert med grå piler. Kurven med *I. helenae/norcrossi* er kumulativ og viser *I. helenae* markert grå overlatt av *I. norcrossi* med hvitt. Det samme gjelder for *N. labradorica* kurven; *N. labradorica* markert grått, og *N. irridea* markert hvitt.



Figur 6.3 B Distribusjon av de viktigste artene, fluks og faunistisk diversitet av bentiske foraminifera. Inndeling av holosen i ulike perioder, samt grensen til yngre dryas er markert. Daterte nivåer er markert med grå piler.



Figur 6. 4 Distribusjon av de tre mest dominerende artene; *C. reniforme*, *E. excavatum* og *N. Labradorica*, fra kjernelokaliteten i Bellsund (Ślubowska-Woldengen et al., 2007), Kongsfjordrenna (dette studiet) og Hinlopen (Ślubowska et al., 2005).



Figur 6. 5 Kart over Svalbard. Den røde pilen indikerer Vest Spitsbergenstrømmen og den blå pilen viser Kyststrømmen, som begge beveger seg nordover langs vestkysten av Svalbard. Den stiplede linjen indikerer den arktiske fronten lokalisert i overgangen mellom de to strømmene. Nord for Svalbard hvor Vest Spitsbergenstrømmen deles i tre forgreninger er frontens posisjon uklart. Kjernelokalitetene fra Bellsund, Kongsfjordrenna og Hinlopen er avmerket.

6.1.2 Inngangen til holosen (11 500 – 10 500 kalenderår før nåtid)

Ved inngangen til holosen indikerer faunaen en tustegs bedring av klima, ved at den arktiske fronten nærmer seg lokaliteten. Den første fasen viser høy sedimentasjonsrate, men relativt lav droppsteinsfluks. Den lave droppsteinsfluksen kan delvis være forårsaket av nærhet til isbreene, noe som vil føre til at isfjellene i stor grad transporteres vekk fra området før de smelter ned. I tillegg vil store mengder finkornige sedimenter avsatt via smeltevann undertrykke droppsteinsflukssignalet (Dowdeswell et al., 1989). Den initierte klimabedringen avbrytes av en nedkjølingsepisode 11 300 kalenderår før nåtid, som varer om lag 250 år. Tidsmessig korreleres den med den preboreale svingning (Björck et al., 1997). Den preboreale

svingning har i likhet med nedkjølingen i yngre dryas blitt relatert til en ferskvannsutstrømning under deglasiasjonen av isdekket fra sen-weichsel (Hald et al., 1998; Meissner et al., 2006). Sedimentene i kjerne NP05-11-21GC endres tydelig i dette tidsrommet. Intervallet viser en klar fargeendring ved visuell inspeksjon, droppsteinsfluksen faller til ~ 0 , andelen materiale $< 63 \mu\text{m}$ er 99 % og akkumulasjonsraten faller noe. Faunaen preges av episodisk og høy andel *E. albiumbilicatum*, *E. hallandense* og *E. bartletti*, som er arter med høy affinitet for lave saliniteter. Signalet om at den arktiske fronten og atlantiske vannmasser nærmet seg lokaliteten ved første oppvarmingsfase forsvinner i dette intervallet, og polare/arktiske vannmasser dominerer igjen. Dominans av arktiske vannmasser sees ved andre nivåer i kjernen, uten en slik oppblomstring av disse tre artene. På grunn av denne drastiske endringen i faunaen, til en sammensetning som er svært ulik resten av kjernen, settes det et spørsmålstegn ved hvilke vannmasser som har påvirket lokaliteten i perioden. Som det fremgår i kapittel 3, er *E. albiumbilicatum*, *E. hallandense* og *E. bartletti* vanlig ved normale saliniteter, men de er alle observert til å tolerere lave saliniteter. Det betyr at oppblomstringen av disse artene ikke nødvendigvis indikerer lavsaline vannmasser, men den plutselige dominansen av dem er vanskelig å forklare på en annen måte; det må være en årsak til at den mer "normale" arktiske faunaen reduseres til fordel for disse. En annen fellesnevner for de tre omtalte *Elphidium* artene er at de ofte opptrer i grunne vannmasser. En mulighet kan være at de er re-avsatt fra grunnere områder, men siden intervallet består av 99 % leire/silt virker dette usannsynlig, fordi det trolig ville avsatt grovere materiale i tillegg. Dessuten vil ikke en reduksjon i akkumulasjonsraten forventes ved en slik prosess. Den høye andelen finmateriale, fraværet av droppstein og fall i akkumulasjonsraten indikerer sjøisdekke. Fargeendringen i intervallet er bemerkelsesverdig og indikerer endring i sedimentkilde. Lokaliteten var trolig sterkt påvirket av sjøisdekke samtidig som bunnforholdene domineres av kalde og lavsaline vannmasser. Under andre fase av klimabedringen indikerer faunaen at fronten migrerer tilbake og igjen befinner seg i nærhet til kjernelokaliteten, noe som betyr nærhet til atlantiske vannmasser. I den andre fasen observeres også en svært høy tilførsel av droppstein, mens foraminiferfaunaen indikerer økende distanse til isbreene. Denne delen av overgangsperioden indikerer derfor en effektiv tilbaketrekning av breene, relatert til deglasiasjonens siste fase.

Lokaliteten ved Hinlopen gir liknende signaler hva gjelder kornfordeling og droppstein under den preboreale svingning (Ślubowska et al., 2005). Også faunaen i Hinlopen signaliserer tilbaketrekking av den arktiske fronten, men ikke like entydig som det observert i Kongsfjordrenna. Bellsund viser i liten grad endringer forbundet med den preboreale

svingning. Dette kan ha sammenheng med dårlig oppløsning i denne delen av kjernen (Ślubowska-Woldengen et al., 2007). De nevnte *Elphidium* artene er ikke registrert i Bellsund eller på Hinlopen. Også dette kan ha sammenheng med avstand fra land. Den mest sannsynlige forklaringen på faunaendringen under den preboreale svingning er økt påvirkning fra Kyststrømmen relatert til nedkjølingen. Nærmere land vil kystvannet være ferskere, både på grunn av høyere påvirkning fra smeltevann og mindre miksing med atlantiske vannmasser. Den høye droppsteinsfluksen etter den preboreale svingning inntreffer simultant i Bellsund og Kongsfjorden, mens den ikke sees på Hinlopen før ca 10 000 kalenderår før nåtid, altså 700 år senere (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Droppsteinssignalene representerer trolig isdekkets siste kollaps, som muligens henger sammen med den økte innstrømningen av atlantisk vann (Duplessy et al., 2001; Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Det forsinkede signalet ved Hinlopen kan relateres til høyere breddegrad, og kanskje også lavere varmefluks i den grenen av Vest Spitsbergenstrømmen som transporteres forbi lokaliteten.

En slik tostegs oppvarming og klimabedring ved inngangen til holosen, avbrutt av den preboreale svingning, er observert i en rekke studier fra de Nordiske hav (Koç-Karpuz et al., 1992; Lehman et al., 1992b; Björck et al., 1997; Hald et al., 1998), Svalbards margin (Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007) og i iskjerner fra Grønland (Johnsen et al., 2001). Nedkjølingsmekanismen er antatt å være den samme som for yngre dryas.

6.1.3 Tidlig holosen (10 500 – 7200 kalenderår før nåtid)

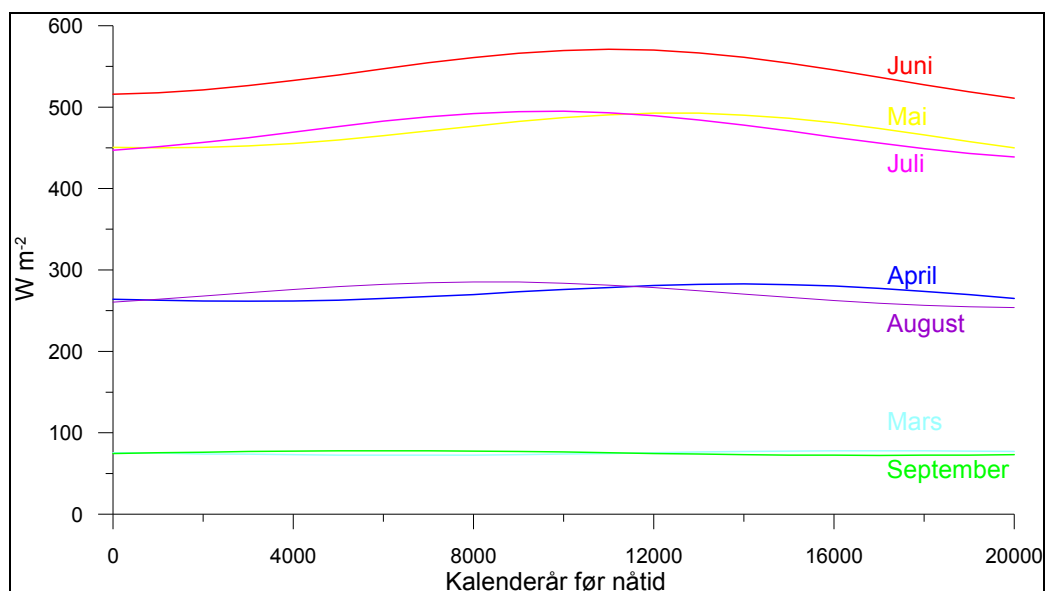
Sammenliknet med yngre dryas og inngangen til holosen reflekterer avsetningene her en klar overgang fra isbreproksimalt til isbredistalt miljø, og et bedret klima. Til tross for et betydelig fall i droppsteinsfluks forblir akkumulasjonsraten høy. På dette punktet har isen trolig trukket seg lengre inn i fjorden, hvor den fortsetter å avsette materiale, men det er hovedsaklig finkornig materiale (leire/silt), som når ut til kjernelokaliteten. Ved avslutningen av en glasiasjon vil det ofte finnes store mengder finmateriale i de omkringliggende områder (Vorren et al., 1983; Hafliðason et al., 1998). Ved økt strømstyrke kan dette materialet lett resuspenderes og avsettes nettopp i slike sedimentbassenger som kjernen er hentet fra. Økt andel strømindikerende foraminiferer støtter en antagelse om at en slik prosess også kan ha bidratt til økt akkumulasjonsrate ved kjernelokaliteten. Omkring 10 000 kalenderår før nåtid

viser aldersmodellen et betydelig fall i akkumulasjonsraten, noe som relateres til at mindre andel av de glasiale sedimentene når ut til kjernelokaliteten, knyttet til redusert isbreativitet. Akkurat timing av fallet i akkumulasjonsrate er det knyttet stor usikkerhet til, fordi det er avhengig av dateringer i dette nivået i kjernen. Foraminiferfauna og kornfordelingskurver indikerer at energiforholdene fortsatt er relativt høye. Ser man på dagens situasjon i Kongsfjorden er det en kombinasjon av tidevanns- og vindkrefter som regulerer det dypere strømregimet, via dannelsen av kelvinbølger som beveger seg innover fjorden (se kapittel 1.4.3) (Svendsen et al., 2002). Både tidevannskrefter og vindpåvirkning vil endres i en overgang fra glasiale til interglasiale forhold. Vindens påvirkning vil trolig øke i et åpent havområde uten isdekke, mens tidevannskreftene endres som resultat av endringer i havnivå (Wunsch, 2002). Terrestriske data viser at havnivået ved nord og vest Spitsbergen falt betydelig i denne perioden, på grunn av elastisk respons i jordskorpen forbundet med avlastning etter nedsmeltning av isdekket (Forman et al., 2004). Akkurat hvordan dette har påvirket området på sokkelen vet man ikke, da modeller for isostatisk oppløftning viser seg å prestere dårlig i områder ved isdekkenes marginer (Forman et al., 2000), men i følge Bondevik et al. (1995) ligger landhevingen i dette området på 20 meters isobaselinjen. Denne usikkerheten til tross, virker økte energiforhold langs bunnen relatert til deglasiasjon og åpning av fjordsystemet sannsynlig.

I tidlig holosen indikerer faunaen påvirkning av atlantisk vann, og *N. labradorica* reduseres. Dette tolkes til at fronten som nærmet seg lokaliteten i slutten av forrige periode har migrert forbi, og atlantisk vann strømmer inn i fjorden. Det klare skifte fra *E. excavatum* til *C. reniforme* relateres til økt innflytelse av atlantisk deriverte vannmasser, på høye breddegrader som Svalbard (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007), fordi *C. reniforme* tolererer høyere saliniteter, og forbindes med mer isdistale miljøer enn *E. excavatum*. Produktiviteten øker betraktelig i perioden, noe som kan sees både på foraminiferfluksen og observasjoner av mollusker. Tidlig holosen viser en generell bedring av klima ved kjernelokaliteten, og det holosene klimatiske optimumet inntreffer rett før 9000 kalenderår før nåtid, hvor tettheten av mollusker er usedvanlig høy og fluksen av foraminiferer har sitt toppunkt for hele kjernen. En oppblomstring av *Buccella* spp. observeres simultant med optimumet. Tidligere studier viser at arten introduseres til området rundt Svalbard ved overgangen til holosen (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007), noe som kan tyde på at den er en indikator for bedret klima ved høye breddegrader. Den assosieres ofte med områder påvirket av sesongmessig sjøisdekke hvor den er tolket til å

utnytte algeoppblomstring (Polyak et al., 1994; Steinsund et al., 1994), men det er trolig ikke årsaken til oppblomstring under det klimatiske optimum. Kanskje er *Buccella* spp. en generell indikator for produktivitet, både forbundet med sesongmessig sjøis og bedret klima. Timingen av optimumet kan henge sammen med tidspunkt for endt deglasiasjon; idet isen har trekt seg tilbake og store deler av den er smeltet ned, vil mye større del av energien fra solen brukes til å varme opp land- og havområdene, i stedet for at den brukes til smeltning av is (CAPE, 2006). Innstrålingskurven viser relativt høy solar innstråling i sommermånedene ved 80°N i denne perioden (figur 6.6).

Faunaen i Hinlopen viser også et klart skift fra en *E. excavatum* dominans til en tydelig økning og dominans av *C. reniforme* (Ślubowska et al., 2005). I Bellsund består overgangen i relativt uendret andel *C. reniforme*, mens *E. excavatum* reduseres (Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Den arktiske front ser ut til å befinne seg i nærheten av kjernelokalitetene både i Bellsund og Hinlopen, mens den migrerer vekk fra Kongsfjordrenna. Faunaen fra tidlig holosen i Bellsund og Hinlopen viser periodevis noe høyere andel *C. neoteretis* sammenliknet med Kongsfjordrenna. *C. neoteretis* har verdier rundt 1 % i hele perioden i Kongsfjordrenna, mens begge de andre lokalitetene viser verdier mellom ~1 og 5 %. Arten assosieres med atlantiske vannmasser overlatt av polart vann. Lite *C. neoteretis* kan indikere mindre



Figur 6. 6 Kurven viser estimert innstråling ved 80 ° N de siste 20 000 år for 7 av årets måneder. De månedene som ikke er nevnt mottar tilnærmet null $W m^{-2}$. (Data er hentet fra Berger 1978).

Stratifiserte vannmasser (Jennings et al., 2004). Den høye andelen strømindikerende foraminiferer i Kongsfjordrenna registreres ikke i Hinlopen og Bellsund, noe som også kan ha

sammenheng med avstand fra kysten. For de tre lokalitetene langs Svalbards margin, gjenkjennes det holosene optimumet ved økt salinitet og produktivitet; vannets temperatur ser ikke ut til å endres vesentlig (Ślubowska et al., Submitted).

Tidspunktet for det klimatiske optimumet er i god overensstemmelse med observasjoner fra andre områder i de Nordiske hav f. eks Vestre Barentshavet (Sarnthein et al., 2003), Storfjorden på Svalbard (Rasmussen et al., 2007), Nordsjøen (Klitgaard-Kristensen et al., 2001), Vøringplatået og sokkelen nord for Island (Andersen et al., 2004). Alle disse lokalitetene viser økte havoverflatetemperaturer under optimumet. Undersøkelser av havoverflateproksier er ikke utført i dette studiet, men data både fra Bellsund og Hinlopen indikerer kalde vannmasser i havoverflaten gjennom hele holosen (Ślubowska et al., 2005; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Dette betyr at Vest Spitsbergenstrømmen i det klimatiske optimumet beveget seg under Kyststrømmen langs Svalbards vestre margin, i likhet med dagens situasjon. Studier fra kontinentalskråningen lengre vest for Svalbard viser imidlertid at det atlantiske vannet beveget seg nær overflaten i det området allerede ~11 200 kalenderår før nåtid (Hald et al., 2004; Rasmussen et al., 2007). Ved sokkelen øst for Grønland (Andersen et al., 2004) og i Franz Victoria-renna nord i Barentshavet (Duplessy et al., 2001) inntraff optimumet noe senere, henholdsvis 8500 og 7800 kalenderår før nåtid. En tidstransgresiv vestlig bevegelse av polarfronten gjennom den tidlige delen av holosen (Koç et al., 1993) kan kanskje forklare forsinkelsen ved Franz Victoria-renna, mens lokale forhold relatert til sjøis og smeltevann trolig forårsaket et forsinket signal på sokkelen utenfor Grønland (Andersen et al., 2004).

6.1.4 Midt holosen overgangsperiode (7200 – 4700 kalenderår før nåtid)

I overgangen til denne perioden indikerer foraminiferfaunaen en plutselig endring til et mer isbreproksimalt miljø, mens både dropsteinsfluksen og sedimentasjonsraten forblir lav. Perioden representerer en overgang til et kaldere miljø. Dette skjer omtrent samtidig med et gradvis fall i solar innstråling for sommermånedene (figur 6.6). Mangel på direkte implikasjoner på isbrevekst i sedimentene, kan være et resultat av stor distanse til brefronten, slik at sedimentavsetning og isbergkalving på dette stadiet kan være begrenset til områder lengre inn i fjorden (Dowdeswell, 1989), men det kan også bety lav isbreativitet.

Overgangen til denne perioden viser en rask økning i andelen *E. excavatum*. Arten er opportunistisk, og dominerer ofte miljøer som er ufordelaktig for andre arter. Den høye tilstedeværelsen av *E. excavatum* i et miljø med høy faunistisk diversitet er derfor uventet. En så markert og rask endring i fauna er trolig oseanografisk betinget. I andre studier av bentiske foraminiferer på Svalbard er stigningen i *E. excavatum* mer gradvis (Hald et al., 2001; Hald et al., 2004; Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007), noe som indikerer at Kongsfjordrenna er påvirket av lokale forhold/prosesser.

Trolig står perioden for et tydelig og betydelig forverring av klima, uten at det fører til påvirkning fra isbreer. Den høye faunistiske diversiteten kan reflektere et overgangsmiljø, hvor arter forbundet med tidlig holosen enda forekommer, mens kaldere arter gradvis overtar faunaen. Perioden viser også en oppblomstring av *E. Excavatum f. selseyensis*, som er den boreale formen av *E. excavatum*. Dette støtter antakelsen om lav påvirkning fra isbre. Resultater fra Ślubowska (2005) viser at innstrømmingen av atlantisk vann gradvis blir svakere gjennom midt-holosen overgangsperiode. Det har tidligere vært foreslått at atmosfærisk nedkjøling kombinert med tilførsel av varmt atlantisk vann fremmer isbrevekst i Svalbard området (Hebbeln et al., 1994). Redusert solar innstråling (figur 6.6) kombinert med relativt høy tilførsel av atlantisk vann tilsier gode forhold for isbrevekst på Svalbard på dette tidspunkt, men ingen signaler om brevekst sees i avsetningene. Observasjonen om kaldere forhold uten påvirkning fra isbreer støttes av andre studier fra Svalbard (Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Beaten (2007) viser at Billefjorden, innerst i Isfjorden, var påvirket av sesongmessig sjøisdannelse under midt-holosen overgangsperiode, men at isbreene ikke ble aktive før om lag 4000 kalenderår før nåtid (Beaten, 2007). Dette er i overensstemmelse med observasjonene om et kaldere klima uten isbreinnflytelse i Kongsfjordrenna.

Det er kjent at havnivået steg om lag 7 meter på Svalbard i en transgresiv/regresiv syklus i perioden mellom 6000 – 4000 ¹⁴C år, under den såkalte Talavera transgresjonen (Forman et al., 2004), hvilket støtter antakelsen om liten/ingen brevekst i perioden. Om denne transgresjonen kan ha påvirket sjiktet av atlantiske vannmasser er ukjent. Kanskje kan den relativt raske økningen av *E. excavatum* henge sammen med endringer i havnivået, ved at transgresjonen påvirket vannmassene på en slik måte at det atlantiske vannets posisjon i vannsøylen ble endret (hevet), og bunnmiljøet endret. Årlige CTD målinger utført på lokaliteten under dagen forhold, viser at dypet det atlantiske vannet transporters langs ved

lokaliteten i Kongsfjordrenna, varierer fra år til år; noen år transporteres det langs bunnen andre år noe lengre opp i vannsøylen (Klitgaard-Kristensen, pers. med.). Dette ser ut til å avhenge av varierende vindforhold (Cottier et al., 2007). Kanskje befinner lokaliteten seg på et kritisk dyp, med høy følsomhet ovenfor endringer i hvilket dyp de atlantiske vannmassene beveger seg langs. Moderne studier fra Kongsfjorden viser at atlantisk vann strømmer inn i fjordsystemet på sørsiden og ut på nordsiden (Svendsen et al., 2002). Kjerne NP05-11-21GC ligger på nordsiden av Kongsfjordrenna. Dette kan forklare den plutselige endringen i *E. excavatum*; i perioder med høy tilførsel av atlantisk vann, vil vannet strømme inn fjorden i et bredere område, mens det ved lav tilførsel vil begrenses til den sørlige delen av fjordmunningen. Ved lav tilførsel vil den nordlige delen da influeres av kaldere og ferskere vannmasser. I tidlig holosen, med høy tilførsel av atlantisk vann, lav isbreaktivitet og varmere atmosfære vil dessuten egenskapene til det atlantiske vannet modifieres i mindre grad, slik at vannet som strømmer ut av fjorden framdeles er relativt varmt og salt. Muligheten for at signalet skyldes en hiatus er tilstedet, men da de andre parametere indikerer gradvise endringer virker dette usannsynlig. Fallet kan også være et resultat av lav akkumulasjonsrate. Dette er også lite sannsynlig da de andre parametere viser gradvise overganger.

Trolig representerer perioden en gradvis overgang til neoglasiasjonen, et begrep som brukes om tilbakevendingen til forhold med økt glacial innflytelse (Denton et al., 1973). Terrestriske data fra Svalbard, indikerer at neoglasiasjonen begynte om lag 4000 ¹⁴C år før nåtid (som tilsvarer om lag 4400 – 4500 kalenderår før nåtid) (Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000), men tegn på brevekst er også observert på et tidligere tidspunkt i marine kjerner fra Svalbard (Hald et al., 2004; Forwick et al., 2006; Forwick et al., 2007).

6.1.5 Sen holosen (4700 kalenderår før nåtid – nåtid)

Faunaen indikerer at påvikningen fra isbreer øker og i faunaen øker *E. excavatum* ytterligere, mens *C. reniforme* reduseres. Droppsteinsfluksen og andelen sand øker, mens akkumulasjonsraten er uendret. Et kaldere klima etableres gjennom sonen; påvirkningen fra atlantisk vann forsvinner gradvis, mens breene vokser. Graden av isbrefremrykk kan ikke fastslås ved å studere kun en kjerne, men avsetningene er typiske for distale glasiomarine miljøer (Polyak et al., 1996).

Samtidig med at kornfordelingen generelt viser økt andel sand, reduseres andelen arter av strømindikerende foraminiferer, som *A. gallowayi* og *C. lobatulus*. Foraminiferfaunaen reflekterer videre et miljø påvirket av sesongmessig sjøisdekke, ved høy andel *I. helenae/norcrossi*. Det økte sandinnholdet kan være dropptstein fra isfjellog sjøis. Fra om lag 3500 kalenderår før nåtid til nåtid øker dropptsteinsfluksen. Etter dette forekommer flere grove sedimentlag med markerte laggrensener. Disse lagene er ikke observert visuelt og kun to av dem kan korreleres med toppunkt i dropptstein og sandinnhold, noe som trolig er en konsekvens av lav prøveoppløsning i denne delen av kjernen. På røntgenbildene er lagene hvite, hvilket betyr at de har høyere tetthet, og relateres til grovere materiale. Lager ser ut til å inneholde en stor andel grov - svært grov sand eller liten grus. Helt grunnleggende indikerer lagene økt isbre- eller sjøisaktivitet. Liknende lag er avsatt ved isfjellkantring utenfor kysten av Grønland (Dowdeswell et al., 1994). Kantring av isfjell kan også være avsetningsmekanisme her, til tross for at dimensjonene på isfjell fra isdekket på Grønland i dag er langt større enn de på Svalbard. Dowdeswell & Dowdeswell (1989) undersøkte isfjell fra breene som kalver i Møllerfjorden, innerst i Krossfjorden, og fant at en del av sedimentene inkorporert i isbergene ofte ligger som tykke lag eller linser i isen. Når isen som holder et slikt lag smelter vekk vil sedimentlaget settes i suspensjon og etter hvert avsettes. En slik mekanisme vil trolig føre til avsetning av slike lag. I tillegg observeres to større intervaller med høyt innhold av store dropptstein. Disse avsetningene viser ikke klare laggrensener, men forsvinner gradvis ut. Begge disse kan korreleres med økt dropptsteinsfluks og sandinnhold, og relateres til aktive kalvingsmarginer. I mellom disse dropptsteinlagene er intervaller med lite dropptstein. Hva som gjør at isberg i enkelte perioder transporteres så langt ut (12-13 km fra fjordmunningen), og smelter ned der er ukjent. Muligens kan det ha sammenheng med kaldere vannmasser, sterkere vinder med retning ut fjorden eller størrelsen på de kalvede isfjellene. Kanskje kan de relateres til surge episoder hvor en kan tenke seg at de dannes som resultat av plutselig og intens isbreaktivitet. Hald et al. (2001 og 2004) fant at dropptstein topper i Van Mijenfjorden kunne korreleres direkte med surge-episoder (Hald et al., 2001; Hald et al., 2004), og disse grovere lagene registreres, som nevnt, sammentidig med topper i dropptstein.

De dominerende vindene i dette området er katabatiske vinder (kapittel 1), som styres av topografien, og beveger seg ut fjorden, og kanskje kan store mengder dropptstein relateres til perioder med høy vindstyrke, og dermed økt strømføring ut fjorden. Ser man på den solare innstrålingskurven ser den ut til å legge seg på et nesten konstant nivå etter å ha falt siden ~8000 kalenderår før nåtid. Dette impliserer kaldere vannmasser i overflaten, noe som vil

være gunstig for lengre transport av isfjellene. En kan og tenke seg at store isfjell vil bli transportert lengre ut på sokkelen før de smeltes ned, sammenliknet med små isfjell. I denne sammenheng kunne det vært interessant å finne ut om størrelsen på isfjellene generelt er større i forbindelse med surge-episoder. Toppunktene i dropstein kan korreleres direkte til topppunkter i *E. excavatum*, noe som antyder tilførsel av smeltevann og turbulente forhold.

Faunaen fra Hinlopen, Bellsund, Storfjorden og Van Mijenfjorden indikerer kaldere forhold, med økt påvirkning fra isbreer (Hald et al., 2004; Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). De fleste lokalitetene viser en fauna hvor *E. excavatum* overtar dominansen, etter tidlig holosens dominans av *C. reniforme*. Dette byttet er svært tydelig i Kongsfjordrenna, og relativt tydelig på Hinlopen (Ślubowska et al., 2005). I Bellsund og på sokkelen utenfor Storfjorden ser man og en økning av *E. excavatum* og en reduksjon av *C. reniforme*, men de to artene dominerer faunaen på lik linje ved disse lokalitetene, og indikerer mer bredistale forhold (Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Dette tyder på at de ulike lokalitetene divergerer i påvirkning av atlantisk og arktiske vannmasser selv om de befinner seg i samme klimatiske setting.

Kaldere forhold i sen holosen, og redusert påvirkning av atlantisk vann er veldokumentert i ulike arkiver fra de Nordiske hav og Svalbards margin (Svendsen et al., 1997; Snyder et al., 2000; Hald et al., 2001; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Jennings et al., 2002; Andersen et al., 2004; Hald et al., 2004; Ślubowska et al., 2005; Rasmussen et al., 2007; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Iskjerner fra Grønland indikerer en kaldere atmosfære (Johnsen et al., 2001) og øst Grønlandsstrømmen transporterer økt mengde polart vann og sjøis (Jennings et al., 2002). Et lite klimatisk optimum om lag 1100 kalenderår før nåtid (Salvigsen, 2002) etterfulgt av den lille istid om lag 400 kalenderår før nåtid (Snyder et al., 2000) er dokumentert andre steder på Svalbard, men kan ikke identifiseres i kjernen fra Kongsfjordrenna. Dette henger trolig sammen med dårlig prøveopløsning i denne delen av kjernen.

6.2 *Paleoseanografiske implikasjoner*

6.2.1 *Den generelle trenden*

De glasimarine sedimentene fra de tre lokalitetene (Bellsund, Kongsfjordrenna og Hinlopen) langs Svalbards margin viser alle den samme generelle trend i holosen; en oppvarming med økt påvirkning av atlantisk vann, i takt med økt solar innstråling mot det klimatiske optimum i tidlig holosen. Etter dette følger en gradvis nedkjøling, forverring av klima og minket påvirkning av atlantisk vann gjennom midt-holosens overgangsperiode og inn i sen holosen. Også denne endringen i takt med redusert solar innstråling. I endringer mellom varme og kalde forhold migrerer den arktiske fronten henholdsvis østover og vestover, trolig avhengig av innstrømmingen av atlantisk vann.

Det er flere forhold som påvirker intensiteten av Den nordatlantiske strøm og dens forgreninger. Studier viser at styrken og posisjonen av den subpolare virvel (gyre), lokalisert nord i Atlanterhavet, påvirker både intensiteten og saliniteten på strømmen (Hátún et al., 2005). Den subpolare virvel styres videre av globale vindsystemer. I tillegg påvirkes innstrømmingen av atlantisk vann av mer regionale vindforhold (NAO – the North Atlantic Oscillation) (Orvik et al., 2001). En tredje faktor som påvirker intensiteten er utstrømning av vannmasser fra de Nordiske hav og arktiske havområder, gjennom transport av atlantisk vann sørover, via Øst Grønlandstrømmen (Manley, 1995), og ved at dypvann strømmer sørover i de dypere vannlagene (Broecker, 1997). Dette vanntapet må det kompenseres for, og dette skjer ved innstrømning av atlantisk vann. Balansen mellom inn og utstrømning er en vekselvirkning mellom de forskjellige strømmene, og hvordan den responderer på endringer i klima er ikke fullt ut forstått (Lockwood, 2001; Paillard, 2001).

Fordi intensiteten av den atlantiske strømmen i dag ser ut til å påvirkes av andre prosesser enn solar innstråling er det bemerkelsesverdig at innstrømmingen til sokkelen av Svalbard følger innstrålingskurven. Dette kan bety at det er en indirekte kobling mellom det nordatlantiske strømmens intensitet og solar innstråling, eller det kan bety at korrelasjonen som observeres er tilfeldig.

Moderne studier av Nordkapp-strømmen viser at økte sørvestlige vinder både varmer opp og gjør strømmen bredere (Ingvaldsen, 2005). Kanskje er dette en analog til endringene observert i innstrømmingen av atlantisk vann i Vest Spitsbergenstrømmen på sokkelen av Svalbard

gjennom holosen; at endret geometri, som følge av ulike vindforhold, gjør at påvirkningen fra atlantisk vann på sokkelen svekkes/styrkes.

En annen mulighet er at det er endringer dypvann-dannelse og den termohaline sirkulasjonen, som er hoveddrivkraft for strømmen. Dannelse av dypvann avhenger av at vannmasser med høy salinitet transporteres nordover, og avkjøles (Broecker, 1997). Studier viser imidlertid at dypvann-dannelsen startet i Labradorsjøen om lag 7000 kalenderår før nåtid (Cottet et al., 2004), og at den for alvor tok til i de Nordisk hav noe senere enn i Labradorsjøen (Rasmussen et al., 2002). Dette er omtrent samtidig med at størsteparten av de store isdekkene i Nord Amerika og Skandinavia etter sen weichsel forsvant, og kan trolig relateres til endret salinitetsbalanse i Nord Atlanteren. Hvis det er dypvann-dannelsen som styrer innstrømmingen er det bemerkelsesverdig at studier viser redusert påvirkning av atlantiske vannmasser på sokkelen av Svalbard, omtrent samtidig som dyphavsdannelsen starter/intensiveres. Kanskje er intensiteten i innstrømmingen koblet til prosesser som endrer forholdene i den termohaline sirkulasjonen eller vannets karakter, i andre havområder (Broecker et al., 1999).

Under Bølling-Allerød viser studier fra Svalbard høy innstrømning av atlantisk vann (Ślubowska-Woldengen et al., 2007; Ślubowska et al., Submitted), mens vest og nord kysten av Island, som påvirkes av Irminger-strømmen, hadde polare forhold (Eiriksson et al., 2000). Under yngre dryas var situasjonen motsatt. Dette impliserer at de to grenene av Atlanterhavsstrømmen var i antifase under degalsiasjonen (Ślubowska et al., Submitted). I holosen ser det imidlertid ut til at de to strømmene har vært i fase, og endringer i det atlantiske vannets strømregime trolig ikke kan forklares ut fra vekselvirkninger mellom de to grenene av atlantehavsstrømmen (Ślubowska et al., Submitted).

6.2.2 Kortvarige nedkjølingsepisoder

Nedkjølingsepisodene under yngre dryas og preboreale svingning, bryter trenden i solar innstråling, og relateres til katastrofale ferskvannsutømminger i forbindelse med deglasiasjonen av isdekket på den nordlige halvkule etter sen weichsel.

Fordi sedimentene i NP05-11-21GC endres så tydelig under den preboreale svingning, diskuteres denne hendelsen mer inngående i dette avsnittet. Sedimentene i kjernen indikerer vannmasser med lav salinitet og nesten permanent sjøisdekke i perioden. Den første

oppvarmingsfasen i holosen førte til ekstensiv tilbaketrekning og nedsmeltning av isdekket over store deler av den nordlige halvkule, og flere forfattere har foreslått at dette videre førte til en katastrofal tapning av et ferskvannsreservoar i form av en isdemmet innsjø (Hald et al., 1998; Fisher et al., 2002; Teller et al., 2002; Meissner et al., 2006). Ulike kilder for ferskvannsutømmingen er foreslått, blant annet Den Baltiske Sjø i Skandinavia (Hald et al., 1998), og Lake Agassiz i Canada (Fisher et al., 2002; Teller et al., 2002; Meissner et al., 2006). Den antatte nedkjølingsmekanismen var den samme som for yngre dryas; at ferskvann la seg som et lokk over de øvrige vannmassene, og førte til nedsatt dannelse av dypvann og økt dannelse av sjøis (Fisher et al., 2002; Meissner et al., 2006). Dannelse av dypvann er forbundet med høy fluks av varme til overflaten. Nedsatt dannelse av dypvann forsterker derfor nedkjølingen (Lehman et al., 1992b), mens dannelse av sjøis hindrer varmeutveksling fra hav til atmosfæren ytterligere. Det er imidlertid usannsynlig at ferskvannsutømmingen skulle ha hatt en direkte innvirkning på vannmassene og miljøet helt ned til havbunnen på Svalbard. Etter beregninger fra havnivåkurver og landhevningsestimater befant lokaliteten i Kongsfjorden seg på om lag 285 meters dyp på dette tidspunktet (Fairbanks, 1989; Bondevik et al., 1995), altså noe grunnere enn i dag. På grunn av ferskvannets lave massetetthet er det likevel usannsynlig at ferske vannmasser tilført det marine miljø vil mikses så langt ned i vannsøylen at det påvirker faunaen ved lokaliteten direkte. Teller m. flere (2002) mener at nedkjølingen under den preboreale svingning ble generert ved en ferskvannsfloam fra Lake Agassiz som strømmet ut i polhavet (i motsetning til en floam i nord Atlanteren under yngre dryas). Sett i sammenheng med de strømmene som dominerer øst for Canada og Grønland er det usannsynlig at ferskvannet ville strømme østover, og påvirke vannmasser ved Svalbard i et slikt scenario. Oseanografisk sett er det mer sannsynlig at en ferskvannsutstrømning i nord Atlanteren ville transportere ferskvann til Svalbard, men heller ikke da til dyp på nærmere 300 meter. Signalet faunaen gir om nedsatt salinitet er trolig et resultat av økt påvirkning fra kyststrømmen og polare/arktiske vannmasser, som dominerte under nedkjølingen. Mangerud og Landvik (2007) mener at det fremdeles var store mengder is på østkysten av Svalbard under yngre dryas. Nedsmeltning av denne ismassen kan være en kilde for smeltevann og lav salinitet i Øst Spitsbergenstrømmen og Kyststrømmen på dette tidspunktet.

For både generelle (langtid) og kortvarige klimatiske hendelser gjennom holosen viser resultatene fra studier, som diskutert ovenfor, at det er en kompleks sammenheng mellom strømmen av atlantisk vann inn i de nordiske hav og drivkreftene bak. For å få bedre

forståelse om sammenhengen mellom de ulike parametrene kan resultater fra modellkjøringer kanskje brukes til å forklare noen av trendene (Renssen et al., 2007).

7 Konklusjoner

Studier av bentiske foraminiferer og sedimenter fra kjerne NP05-11-21GC viser paleomiljøutvikling fra Kongsfjordrenna vest for Svalbard de siste ~11 800 år og resultatene gir følgende konklusjoner:

Avsetningene fra yngre dryas tyder på kalde forhold, delvis påvirket av sjøis. Mot slutten av perioden nærmer den arktiske fronten seg kjernelokaliteten.

Inngangen til holosen foregikk med en tostegs bedring av klima. Under disse fasene var den arktiske frontens posisjon nær kjernelokaliteten, samtidig som deglasiasjon av fjordene ble intensivert.

Den første fasen med klimabedring ble avbrutt av en nedkjøling under den preboreale svingning. Under nedkjølingen rådet arktiske/polare vannmasser med lav salinitet, samtidig som området var påvirket av mer eller mindre permanent sjøisdekke. Den preboreale svingning er svært tydelig i sedimentene fra Kongsfjordrenna.

En tidlig holosen oppvarming kulminerte i et klimatisk optimum som startet om lag 9000 kalenderår før nåtid. Innstrømningen av atlantisk vann ved Kongsfjordrenna var på sitt sterkeste for hele holosen på dette tidspunktet. De atlantiske vannmassene som strømmet inn var nedkjølt, men bunnmiljøet var likevel preget av høy produktivitet.

En gradvis nedkjølingstrend startet etter optimumet, om lag 7800 kalenderår før nåtid. I midt-holosen overgangsperiode ble kjernelokaliteten i kongsfjordrenna tydelig påvirket av kaldere vannmasser, men ingen påvirknings fra isbreer observeres.

I sen holosen forsetter nedkjølingstrenden, og is, trolig i form av isfjell, transporteres ut til renna hvor de smeltes ned og avsetter droppstein. Lokaliteten påvirkes i mindre grad av atlantiske vannmasser.

Generelt reflekterer avsetningene i Kongsfjordrenna regionale endringer som kan korreleres med proksidata fra andre områder, både langs Svalbards margin, og i de Nordiske hav.

Innstrømmingen av atlantiske vannmasser til Kongsfjordrenna og Kongsfjorden følger i stor grad endringer i Vest Spitsbergenstrømmen, som registreres lengre ut på sokkelen.

8 Referanser

- Aksu, A.E. and Mudie, P.J., 1985. Late Quaternary stratigraphy and paleoecology of Northwest Labrador Sea. *Marine Micropaleontology*, 9(6): 537-557.
- Andersen, B.G., Mangerud, J., Sorensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. and Bergstrom, B., 1995. Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway, IGCP 253; termination of the Pleistocene; final report. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 147-169.
- Andersen, C., Koç, N., Jennings, A. and Andrews, J.T., 2004. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing; implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19(doi:10.1029/2002PA000873).
- Andersen, E.S., Dokken, T.M., Elverhoi, A., Solheim, A. and Fossen, I., 1996. Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard continental margin. *Marine Geology*, 133(3-4): 123-156.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Melieres, M.A., Sonstegaard, E. and Duplessy, J.C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface (super 14) C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4): 275-287.
- Beaten, N., 2007. Late Weichselian and Holocene sedimentary processes and environments in Billefjorden, Svalbard, Universitetet i Tromsø, Tromsø, 110 pp.
- Berger, A.L., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research (New York)*, 9(2): 139-167.
- Birks, C.J.A. and Koç, N., 2002. A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas*, 31(4): 323-344.
- Birks, H.H., 1991. Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen; plant macrofossils from Skardtjorna, an Arctic lake. *The Holocene*, 1(3): 209-218.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson, O. and Funder, S., 1997. The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: Terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, 12(6): 455-465.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J. and Wohlfarth, B., 1998. An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record; a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13(4): 283-292.
- Blindheim, J., 1987. The seas of Norden. In: U. Varjo and W. Tietze (Editors), Norden. Man and Environment. Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 20-32.
- Bond, G., Showers, W.J., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278(5341): 1257-1266.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H.H., Gulliksen, S. and Reimer, P., 2006. Changes in North Atlantic radiocarbon reservoir ages during the Allerød and Younger Dryas. *Science*, 312(5779): 1514-1517.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Ronnert, L. and Salvigsen, O., 1995. Postglacial sea-level history of Edgeoya and Barentsoya, eastern Svalbard, The PONAM Project in eastern Svalbard. Norsk Polarinstitutt, Oslo, Norway, pp. 153-180.
- Bowman, S., 1990. Radiocarbon dating; Interpreting the past. British Museum Publications.
- Broecker, W.S., 1991. The Great conveyor. *Oceanography*, 4: 79-89.
- Broecker, W.S., 1997. Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO₂ Upset the Current Balance? . *Science*, 278(5343): 1582-1588.

- Broecker, W.S., 2001. Was the Medieval Warm Period global? *Science*, 291(5508): 1497-1499.
- Broecker, W.S., 2006. Abrupt climate change revisited. *Global and Planetary Change*, 54: 211-215.
- Broecker, W.S., Sutherland, S. and Peng, T.H., 1999. A possible 20th-century slowdown of Southern Ocean deep water formation. *Science*, 286(5442): 1132-1135.
- CAPE, L.I.P.M.-. 2006. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1383-1400.
- Cedhagen, T., 1991. Retention of chloroplasts and bathymetric distribution in the sublittoral foraminiferan *Nonionellina labradorica* (Dawson, 1869). *Ophelia*, 33(1): 17-30.
- Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the Northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17(3-4): 195-236.
- Cottet, P.M., Weaver, A.J., Hillaire, M.C., de, V.A., Clark, P.U. and Eby, M., 2004. Variation of Labrador Sea water formation over the last glacial cycle in a climate model of intermediate complexity, *Climate system history and dynamics; a Canadian program in earth system evolution*. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 449-465.
- Cottier, F., Nilsen, F., Inall, M.E., Gerland, S., Tverberg, V. and Svendsen, H., 2007. Wintertime warming of an Arctic shelf in response to large-scale atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 34: L10607.
- Cottier, F., Tverberg, V., Inall, M., Svendsen, H., Nilsen, F. and Griffiths, C., 2005. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange; the seasonal hydrography of Kongsfjorden, Svalbard. *Journal of Geophysical Research C1*, 110(doi:10.1029/2004JC002757).
- Denton, G.H. and Karlen, W., 1973. Holocene climatic variations; their pattern and possible cause. *Quaternary Research (New York)*, 3(2): 155-205.
- Dowdeswell, J.A., 1989. On the nature of Svalbard icebergs. *Journal of Glaciology*, 35: 224-234.
- Dowdeswell, J.A. and Dowdeswell, E.K., 1989. Debris in icebergs and rates of glaci-marine sedimentation; observations from Spitsbergen and a simple model. *Journal of Geology*, 97(2): 221-231.
- Dowdeswell, J.A., Elverhøi, A. and Spielhagen, R., 1998. Glacimarine sedimentary processes and facies on the polar North Atlantic margins, *Glacial and oceanic history of the polar North Atlantic margins*. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 243-272.
- Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J. and Marienfeld, P., 1994. The origin of massive diamicton facies by iceberg rafting and scouring, Scoresby Sund, East Greenland. *Sedimentology*, 41(1): 21-35.
- Duplessy, J.C., Ivanova, E., Murdmaa, I., Paterne, M. and Labeyrie, L., 2001. Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, 30(1): 2-16.
- Dyke, A.S., St, O.D.A. and Savelle, J.M., 2002. Younger Dryas and Preboreal end moraines, readvances, and recession rates, western Canadian Arctic, Geological Society of America, 2002 annual meeting. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States, pp. 406.
- Eiriksson, J., Knudsen, K., Haflidason, H. and Henriksen, P., 2000. Late-glacial and Holocene palaeoceanography of the North Icelandic Shelf. *Jqs, Journal of Quaternary Science*. 15(1): 23-42.
- Elverhoi, A., Andersen, E.S., Dokken, T., Hebbeln, D., Spielhagen, R.F., Svendsen, J.I., Sorflaten, M., Rornes, A.E., Hald, M. and Forsberg, C.F., 1995. The growth and decay of the late Weichselian ice sheet in western Svalbard and adjacent areas based on

- provenance studies of marine sediments. *Quaternary Research* (New York), 44(3): 303-316.
- Elverhøi, A., Liestøl, O. and Nagy, J., 1980. Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 172: 33-61.
- Elverhøi, A., Andersen, E.S., Dokken, T., Hebbeln, D., Spielhagen, R.F., Svendsen, J.I., Sorflaten, M., Rornes, A.E., Hald, M. and Forsberg, C.F., 1995. The growth and decay of the late Weichselian ice sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. *Quaternary Research* (New York), 44(3): 303-316.
- Elverhøi, A., Lønne, O. and Seland, R., 1983. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research*, 1: 127-149.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* (London), 342(6250): 637-642.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1972. The foraminifer *Elphidium excavatum* (Terquem) and its variant forms. *Micropaleontology*, 18(3): 337-354.
- Feyling-Hanssen, R.W., Joergensen, J.A., Knudsen, K.L. and Andersen, A.L.L., 1971. Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway. *Bulletin of the Geological Society of Denmark = Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 21(2-3): 67-71.
- Feyling-Hanssen, R.W. and Ulleberg, K., 1984. A Tertiary-Quaternary section at Sarsbukta, Spitsbergen, Svalbard, and its foraminifera. *Polar Research*, 2(1): 77-106.
- Fisher, T.G., Smith, D.G. and Andrews, J.T., 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9): 873-878.
- Forman, S.L. and Ingólfsson, Ó., 2000. Late Weichselian glacial history and postglacial emergence of Phippsøya, Sjuoyane, northern Svalbard; a comparison of modelled and empirical estimates of a glacial-rebound hinge line. *Boreas*, 29(1): 16-25.
- Forman, S.L., Lubinski, D.J., Ingólfsson, Ó., Zeeberg, J.J., Snyder, J.A., Siegert, M.J. and Matishov, G.G., 2004. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia, *Quaternary Environments of the Eurasian North (QUEEN)*. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 1391-1434.
- Forman, S.L. and Miller, G.H., 1984. Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Broeggerhalvoeya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago. *Arctic and Alpine Research*, 16(4): 381-394.
- Forwick, M. and Vorren, T.O., 2007. Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *The Holocene*, 17: 707-716.
- Forwick, M., Vorren, T.O. and Vogt, C., 2006. Sedimentation and palaeoenvironment in Isfjorden, Spitsbergen, AGU 2006 fall meeting. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp.; Abstract PP43A-1216.
- Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I. and Nordli, P.Ø., 1997. Orographic precipitation at the Glacier Austre Brøggerbreen, Svalbard. *DNMI-klima, rapport No, 02*: 45 pp.
- Gerland, S. and Renner, A.H.H., 2007. Sea-ice mass-balance monitoring in an Arctic fjord. *Annals of Glaciology*, 46: 435-442.
- Gilbert, R., 1990. Rafting in glaciomarine environments. Geological Society, London, Special Publications, 53: 105-120.
- Godwin, H., 1962. Half-life of Radiocarbon. *Nature* (London), 195: 984.
- Graham, D.J. and Midgley, N.G., 2000. Moraine-mound formation by englacial thrusting; the Younger Dryas moraines of Cwm Idwal, North Wales, Deformation of glacial materials. Geological Society of London, London, United Kingdom, pp. 321-336.

- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. and Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature (London)*, 366(6455): 552-554.
- Haflidason, H., King, E.L. and Sejrup, H.P., 1998. Late Weichselian and Holocene sediment fluxes of the northern North Sea margin, European North Atlantic Margin (ENAM I); sediment pathways, processes, and fluxes. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 189-215.
- Hald, M., Dahlgren, T., Olsen, T.E. and Lebesbye, E., 2001. Late Holocene palaeoceanography in Van Mijenfjorden, Svalbard. *Polar Research*, 20(1): 23-35.
- Hald, M., Ebbesen, H., M., F., Godtliobsen, F., Khomenko, L., Korsun, S., Olsen, L.R. and Vorren, T.O., 2004. Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2075-2088.
- Hald, M. and Hagen, S., 1998. Early Preboreal cooling in the Nordic Seas region triggered by meltwater. *Geology (Boulder)*, 26(7): 615-618.
- Hald, M. and Korsun, S., 1997. Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic. *Journal of Foraminiferal Research*, 27(2): 101-122.
- Hald, M. and Steinsund, P.I., 1992a. Distribution of surface sediment benthic Foraminifera in the southwestern Barents Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22(4): 347-362.
- Hald, M. and Steinsund, P.I., 1996. Benthic Foraminifera and carbonate dissolution in the surface sediments of the Barents and Kara seas, Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian continental margin. Kamloth, Bremerhaven, Federal Republic of Germany, pp. 285-307.
- Hald, M., Steinsund, P.I., Dokken, T., Korsun, S. and Aspeli, R., 1992b. Recent and Late Quaternary distribution of *Elphidium excavatum* f. *clavatum* in Arctic seas. Cushman Foundation: Special Publication 32: 141-153.
- Hald, M. and Vorren, T.O., 1984. Modern and Holocene foraminifera and sediments on the continental shelf off Troms, northern Norway. *Boreas*, 13(2): 133-154.
- Hald, M. and Vorren, T.O., 1987. Foraminiferal stratigraphy and environment of late Weichselian deposits on the continental shelf off Troms, Northern Norway. *Marine Micropaleontology*, 12(2): 129-160.
- Hansen, A. and Knudsen, K.L., 1995. Recent foraminiferal distribution in Freemansundet and early Holocene stratigraphy on Edgeoya, Svalbard, The PONAM Project in eastern Svalbard. Norsk Polarinstitutt, Oslo, Norway, pp. 215-238.
- Hátún, H., Sando, A.B., Drange, H., Hansen, B. and Valdimarsson, H., 2005. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science*, 309(5742): 1841-1844.
- Hebbeln, D., 2000. Flux of ice-rafted detritus from sea ice in the Fram Strait, Particle flux and its preservation in deep-sea sediments. Pergamon, Oxford, International, pp. 1773-1790.
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E.S., Hald, M. and Elverhøi, A., 1994. Moisture supply for northern ice-sheet growth during the last glacial maximum. *Nature (London)*, 370(6488): 357-360.
- Heinemeier, J., pers. med. (2007). Personlig meddelelse.
- Hjelle, A., 1993. Svalbards geologi. Polarhåndbok, 6. Norsk Polarinstitutt, Oslo, 162 pp.
- Hop, H., Falk-Petersen, S., Sveian, H., Kwasniewski, S., Pavlov, V., Pavlova, O. and Søreide, J.E., 2006. Physical and biological characteristics of the pelagic system across Fram Strait to Kongsfjorden. *Progress in Oceanography*, 71: 182-231.
- Howe, J.A., Moreton, S.G., Morri, C. and Morris, P., 2003. Multibeam bathymetry and the depositional environments of Kongsfjorden and Krossfjorden, western Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 22(2): 301-316.

- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3): 1059-1086.
- Hunt, A.S. and Corliss, B.H., 1993. Distribution and microhabitats of living (stained) benthic foraminifera from the Canadian Arctic Archipelago, *Foraminiferal microhabitats*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 321-345.
- Husum, K. and Hald, M., 2004. Modern foraminiferal distribution in the subarctic Malangen Fjord and adjoining shelf, northern Norway. *Journal of Foraminiferal Research*, 34(1): 34-48.
- Ingvaldsen, R.B., 2005. Width of the North Cape Current and location of the Polar Front in the western Barents Sea. *Geophysical Research Letters*, 32(L1 6603).
- Jennings, A.E., Knudsen, K.L., Hald, M., Hansen, C.V. and Andrews, J.T., 2002. A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, 12(1): 49-58.
- Jennings, A.E., Weiner, N.J., Helgadottir, G. and Andrews, J.T., 2004. Modern foraminiferal faunas of the southwestern to northern Iceland Shelf; oceanographic and environmental controls. *Journal of Foraminiferal Research*, 34(3): 180-207.
- Johannessen, O.M., 1986. Brief overview of the physical oceanography. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*. Springer, New York, pp. 103-127.
- Johnsen, S.J., Dahl, J.D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson, D.V., Sveinbjornsdottir, A.E. and White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations; Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16(4): 299-307.
- Klitgaard-Kristensen, D., pers. med. . Personlig meddelelse.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Flatebo, T. and Haflidason, H., 1999. Holocene ocean circulation variability, evidence from high resolution records from the southeastern Norwegian Sea margin, European Union of Geosciences conference abstracts; EUG 10. Cambridge Publications, Cambridge, United Kingdom, pp. 168.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P. and Haflidason, H., 2001. The last 18 kyr fluctuations in Norwegian Sea surface conditions and implications for the magnitude of climatic change; evidence from the North Sea. *Paleoceanography*, 16(5): 455-467.
- Klitgaard, K.D., 2007. pers com.
- Koç-Karpuz, N. and Jansen, E., 1992. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea; documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, 7(4): 499-520.
- Koç, N., Jansen, E. and Haflidason, H., 1993. Paleooceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*, 12(2): 115-140.
- Koç, N., Klitgaard-Kristensen, D., Hasle, K., Forsberg, C.F. and Solheim, A., 2002. Late glacial palaeoceanography of Hinlopen Strait, northern Svalbard. *Polar Research*, 21(2): 307-314.
- Korsun, S. and Hald, M., 1998. Modern benthic foraminifera off Novaya Zemlya tidewater glaciers, Russian Arctic. *Arctic and Alpine Research*, 30(1): 61-77.
- Kroon, D., Austin, W.E.N., Chapman, M.R. and Ganssen, G.M., 1997. Deglacial surface circulation changes in the northeastern Atlantic; temperature and salinity records off NW Scotland on a century scale. *Paleoceanography*, 12(6): 755-763.

- Landvik, J.Y., Bondevik, S., Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J., Salvigsen, O., Siegert, M.J., Svendsen, J.I. and Vorren, T.O., 1998. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area; ice sheet extent and configuration, Glacial and oceanic history of the polar North Atlantic margins. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 43-75.
- Landvik, J.Y., Ingólfsson, Ó., Mienert, J., Lehman, S.J., Solheim, A., Elverhoi, A. and Ottesen, D., 2005. Rethinking late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard. *Boreas*, 34(1): 7-24.
- Lehman, S.J. and Forman, S.L., 1992a. Late Weichselian glacier retreat in Kongsfjorden, West Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Research (New York)*, 37(2): 139-154.
- Lehman, S.L. and Keigwin, L.D., 1992b. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature (London)*, 356(6372): 757-762.
- Liestøl, O., 1969. Glacier surges in west Spitsbergen. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 895-897.
- Liestøl, O., 1988. The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42: 231-238.
- Lockwood, J.G., 2001. Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations; a review. *International Journal of Climatology*, 21(9): 1153-1179.
- Lutze, G.F., 1965. Foraminiferen-Fauna der Ostsee. *Meyniana*, 15: 75-142.
- Lycke, A.K., Mangerud, J. and Sejrup, H.P., 1992. Late Quaternary foraminiferal stratigraphy from western Svalbard. *Boreas*, 21(3): 271-288.
- Lydersen, C. and Gjertz, I., 1986. Studies of the ringed seal (*Phoca hispida* Schreber 1775) in its breeding habitat in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research*, 4: 57-63.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K. and Høisæter, T., 2006. Marine ¹⁴C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3228-3245.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I. and Vorren, T.O., 1998. Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years, Glacial and oceanic history of the polar North Atlantic margins. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 11-42.
- Mangerud, J. and Gulliksen, S., 1975. Apparent radiocarbon ages of Recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research (New York)*, 5(2): 263-273.
- Mangerud, J. and Landvik, J.Y., 2007. Younger Dryas cirque glaciers in western Spitsbergen: smaller than during the Little Ice Age. *Boreas*, 36: 278-285.
- Manley, T.O., 1995. Branching of Atlantic Water within the Greenland-Spitsbergen Passage: An estimate of recirculation. *Journal of Geophysical Research*, 100(C10): 20 627-20 634.
- Mehlum, F., 1991. Breeding population size of the common eider *Somateria mollissima* in Kongsfjorden, Svalbard, 1981-1987. In: F. Mehlum (Editor), *Eider studies in Svalbard*, Oslo 1991. Nor. Polarinst. Skr. Norwegian Polar Institute, Oslo, pp. 21-29.
- Meissner, K.J. and Clark, P.U., 2006. Impact of floods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 33(L15704): doi:10.1029/2006GL026705.
- Miller, G.H., Sejrup, H.P., Lehman, S.J. and Forman, S.L., 1989. Glacial history and marine environmental change during the last interglacial-glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*, 18(3): 273-296.
- Miller, A.A.L., Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1982. *Elphidium excavatum* (Terquem); ecophenotypic versus subspecific variation. *Journal of Foraminiferal Research*, 12(2): 116-144.

- Moore, T.C., Jr., 2005. The Younger Dryas; from whence the fresh water? *Paleoceanography*, 20(4): PA4021.
- Munsell, R., 1973. Soil color charts. Macbeth division of Kollmorgen corporation, New York, 19 pp.
- Murray, B.C., Soderblom, L.A., Sharp, R.P. and Cutts, J.A., 1971. The surface of Mars; 1, Cratered terrains. *Journal of Geophysical Research*, 76(2): 313-330.
- Murray, J.W., 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferas*. Heineman Educational Books Ltd., London, 274 pp.
- Nagy, J., 1965. Foraminifera in some bottom samples from shallow waters in Vestspitsbergen. Pages 109-127.
- Nagy, J., 1984. Quaternary glaciomarine deposits and foraminifera from Edgeoeya, Svalbard. *Boreas*, 13(3): 319-332.
- Nesje, A., Jansen, E., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Bakke, J., Andersson, C., Dahl, S.O., Kristensen, D.K., Lauritzen, S.E., Lie, O., Risebrobakken, B. and Svendsen, J.I., 2005. Holocene climate variability in the northern North Atlantic region; a review of terrestrial and marine evidence, The Nordic seas; an integrated perspective; oceanography, climatology, biogeochemistry, and modeling. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 289-322.
- Nuernberg, D., Wollenburg, I.R., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. and Thiede, J., 1994. Sediments in Arctic sea ice; implications for entrainment, transport and release, *Arctic Ocean marine geology*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 185-214.
- O Cofaigh, C. and Dowdeswell, J.A., 2001. Laminated sediments in glaciomarine environments; diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20(13): 1411-1436.
- Orvik, K.A., Skagseth, Ø. and Mork, M., 2001. Atlantic inflow to the Nordic Seas. Current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations. *Deep-Sea Research I*, 48: 937-957.
- Osterman, L., 1984. Benthic foraminiferal zonation of a glacial/ interglacial transition from Frobisher Bay, Baffin Island, Northwest Territories, Canada, BENTHOS'83/ 2eme Symposium international sur les Foraminifères benthiques, pp. 471-476.
- Osterman, L.E., Miller, G.H. and Stravers, J.A., 1982. Late Quaternary history of southeastern Baffin Island, N.W.T., Canada, The Geological Society of America, 95th annual meeting. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States, pp. 581.
- Osterman, L.E. and Nelson, A.R., 1989. Latest Quaternary and Holocene paleoceanography of the eastern Baffin Island continental shelf, Canada; benthic foraminiferal evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 26(11): 2236-2248.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Landvik, J.Y. and Mienert, J., 2007. Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology *Boreas*, 36(3): 286-306.
- Paillard, D., 2001. Glacial hiccups. *Nature (London)*, 409(6817): 147-148.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford, 480 pp.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. and Abelmann, A., 1989. Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Research*, 7: 59-66.
- Phleger, F.B., 1960. *Ecology and distribution of recent foraminifera*. The Johns Hopkins Press, Baltimore, 297 pp.
- Polyak, L., Korsun, S., Febo, L.A., Stanovoy, V., Khushid, T., Hald, M., Paulsen, B.E. and Lubinski, D.J., 2002. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a

- river-influenced arctic marine environment. *Journal of Foraminiferal Research*, 32(3): 252-273.
- Polyak, L. and Mikhailov, V., 1996. Environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. In: J.T. Andrews, W.E.N. Austin, H. Bergsten and A.E. Jennings (Editors), *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*. The Geological Society, London, pp. 323-337.
- Polyak, L. and Solheim, A., 1994. Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land. *Polar Research*, 13(2): 197-207.
- Powell, R.D., 1984. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples, *Sedimentation on high-latitude continental shelves*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 1-52.
- Rampton, V.N., 2001. Major end moraines of Younger Dryas age on Wollaston Peninsula, Victoria Island, Canadian Arctic; implications for paleoclimate and for formation of hummocky moraine; discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 38(6): 1003-1006.
- Rasmussen, T.L., Backstrom, D., Heinemeier, J., D, K.-K., Knutz, P.C., Kuijpers, A., Lassen, S., Thomsen, E., Troelstra, S.R. and van, W.T.C.E., 2002. The Faroe-Shetland gateway; late Quaternary water mass exchange between the Nordic seas and the northeastern Atlantic, European North Atlantic Margin (ENAMII); quantification and modelling of large-scale sedimentary processes. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 165-192.
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Ślubowska, M.A., Jessen, S., Solheim, A. and Koç, N., 2007. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 14C yr BP. *Quaternary Research (New York)*, 67: 100-114.
- Reading, H.G., 1986. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 pp.
- Renssen, H., Goosse, H. and Fichefet, T.Q.S.R., doi:10.1016/j.quascirev.2007.07.011 2007. Simulation of Holocene cooling events in a coupled climate model. *Quaternary Science Reviews*, 26(15-16): 2019-2029.
- Robinson, S.G., 1986. The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements, *Mineral magnetic studies*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 22-47.
- Robinson, S.G., Maslin, M.A. and McCave, I.N., 1995. Magnetic susceptibility variations in upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic; implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10(2): 221-250.
- Rosoff, D.B. and Corliss, B.H., 1992. An analysis of Recent deep-sea benthic foraminiferal morphotypes from the Norwegian and Greenland seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91(1-2): 13-20.
- Rudels, B., 1987. On the mass balance of the Polar Ocean with special emphasis on the Fram Strait. *Skr. Nor. polarinst.*, 188: 53.
- Saloranta, T.M. and Haugan, P.M., 2001. Interannual variability in the hydrography of Atlantic water northwest of Svalbard. *Journal of Geophysical Research*, 106(C7): 13,931-13,944.
- Salvigsen, O., 2002. Radiocarbon dated *Mytilus edulis* and *Modiolus modiolus* from northern Svalbard: climatic implications. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56: 56-61.
- Salvigsen, O., Forman, S.L. and Miller, G.H., 1992. Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Research*, 11(1): 1-10.
- Sarnthein, M., van, K.S., Erlenkeuser, E., Grootes, P.M., Kucera, M., Pflaumann, U. and Schulz, M., 2003. Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and

- sediment injections off the western Barents shelf, 75 degrees N. *Boreas*, 32(3): 447-461.
- Schlichtholz, P. and Goszczko, I., 2006. Interannual variability of the Atlantic water layer in the West Spitsbergen Current at 76,5 °N in summer 1991-2003. *Deep-Sea Research I*, 53: 608-626.
- Skogseth, R., 2003. Dense water production processes in Storfjorden, Univ. Cent. on Svalbard, Longyearbyen, Norway.
- Ślubowska-Woldengen, M., Rasmussen, T.L., Koç, N., D, K.-K., Nilsen, F. and Solheim, A., 2007. Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17,500 cal yr BP. *Quaternary Science Reviews*, 26: 463-478.
- Ślubowska, M.A., Koç, N., Rasmussen, T.L. and Klitgaard-Kristensen, D., 2005. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N *Paleoceanography*, 20(PA4014, doi:10.1029/2005PA001141).
- Ślubowska, M.A., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D. and Hald, M., Submitted. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes at the continental margins of the Nordic and Barents Seas through the last 16,000 cal yr B.P. . *Paleoceanography*.
- Snyder, J.A., Werner, A. and Miller, G.H., 2000. Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard; sediment records from proglacial Linnevatnet. *The Holocene*, 10(5): 555-563.
- Steinsund, P.I., Polyak, L., Hald, M., Mikhailov, V. and Korsun, S., 1994. Benthic foraminifera in surface sediments of the Barents and Kara Seas: modern and late Quaternary applications, University of Tromsø, Tromsø, 111 pp.
- Stuiver, M., Grootes, P.M. and Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 gamma (super 18) O climate record of the past 16,500 years and the role of the Sun, ocean, and volcanoes. *Quaternary Research (New York)*, 44(3): 341-354.
- Stuiver, M., Pearson, G., Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 CAL YR BP. *Radiocarbon*, 28: 980-1021.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 2005. R. W. 2005. CALIB 5.0.
- Svendsen, H., Beszczynska, M.A., Hagen, J.O., Lefauconnier, B., Tverberg, V., Gerland, S., Orbaek, J.B., Bischof, K., Papucci, C., Zajaczkowski, M., Azzolini, R., Bruland, O., Wiencke, C., Winther, J.G. and Dallmann, W., 2002. The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21(1): 133-166.
- Svendsen, J.I. and Mangerud, J., 1997. Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 7(1): 45-57.
- Svendsen, J.I., Mangerud, J., Elverhøi, A., Solheim, A. and Schuettenhelm, R.T.E., 1992. The late Weichselian glacial maximum on western Spitsbergen inferred from offshore sediment cores. *Marine Geology*, 104(1-4): 1-17.
- Swift, J.H., 1986. The Arctic Waters. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, New York, pp. 129-153.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. and Skei, J.M., 1987. *Fjords - processes and products* Springer, New York, 379 pp.
- Teller, J.T., Leverington, D.W. and Mann, J.D., 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9): 879-887.
- Thiede, J., 1988. Scientific cruise report of Arctic Expedition
- Thiede, J., Qvale, G., Skarboe, O. and Strand, J.E., 1981. Benthonic foraminiferal distributions in a southern Norwegian fjord system; a re-evaluation of Oslo Fjord data,

- Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Blackwell, Oxford, International, pp. 469-495.
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. and Lind, H.O.W., 1983. Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves; general principles with a case study from the Norwegian shelf, Glacial deposits in North-West Europe. A.A Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J. and Werner, F., 1998. The Norwegian-Greenland Sea continental margins; morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment, Glacial and oceanic history of the polar North Atlantic margins. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 273-302.
- Vorren, T.O. and Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vagsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2): 97-125.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G. and Wiedicke, M., 1997. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, 136(3-4): 151-172.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30(5): 377-392.
- Wollenburg, I.R., 1991. Sediment transport by Arctic sea ice the recent load of lithogenic and biogenic material. *Berichte zur Polarforschung*, 127(93): 159pp.
- Wollenburg, J.E. and Mackensen, A., 1998a. Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean; faunal composition, standing stock and diversity. *Marine Micropaleontology*, 34(3-4): 153-185.
- Wollenburg, J.E. and Mackensen, A., 1998b. On the vertical distribution of living (Rose Bengal stained) benthic foraminifers in the Arctic Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 28(4): 268-285.
- Wunsch, C., 2002. What is the thermohaline circulation? *Science*, 298: 1179-1180.
- Østby, K.L. and Nagy, J., 1981. Foraminiferal stratigraphy of Quaternary sediments in the western Barents Sea, Microfossils from Recent and fossil shelf seas. Ellis Horwood, Chichester, United Kingdom | John Wiley & Sons New York, NY United States.
- Aagaard, K., 1975. Oceanography of the Arctic seas. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 13(3, Special issue; U. S. National Report to IUGG): 614-615, 659-660.
- Aagaard, K. and Greisman, P., 1975. Towards new mass and heat budgets in the Arctic Ocean *Journal of Geophysical Research*, 80: 3821-3827.
- Aagaard, K., Swift, J.H. and Carmack, E.C., 1985. Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C5): 4833-4846.