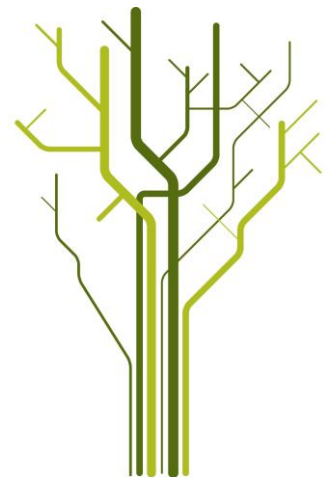


Paleo-klimatisk og Oseanografisk utvikling i Ingøydjupet, gjennom deglasiasjon og Holosen, basert på undersøkelser av kornfordeling og bentiske foraminiferer



Øystein Aasen Skari

GEO-3900 Master's Thesis in Geology
November 2013



Sammendrag

To kjerner fra Ingøydjupet i sørvest Barentshavet, 11HH-152MC og JM06-012GC, er blitt undersøkt for å undersøke den paleo-klimatiske og paleo oseanografiske utviklingen i Barentshavet. Dette er rekonstruert basert på undersøkelser av bentiske foraminiferer og kornfordeling. Kjernenes lengde er på henholdsvis ca 50 cm og 200 cm og 3 radiokarbon dateringer ligger til grunn for alderskronologien. Beregnet sedimentasjonsrate for Gravitycore (06GC-012) er henholdsvis 7,25 cm og 50,77 cm per 1000 år, mens for Multicore (11HH-152MC) er det henholdsvis 35,7 cm per 1000 år.

Aldersmodellen dekker et aldersspenn over de siste ca 13400 årene og avdekker gjennom disse årene et varierende klimatisk og oseanografisk forløp i Ingøydjupet.

Gjennom Allerød var vannmassene ved lokaliteten preget av et gradvis økende distalt glasiomarint miljø med generelt kalde bunntemperaturer, og gradvis mindre sjøis og isfjell drifting. Perioden ble avløst av den kaldere perioden Yngre Dryas som førte til markante endringer i både faunaen og sedimentene, med klar dominans av polare arter samt relativt høye sjøis og isfjell avsetninger. Flerårig sjøisdekke preget overflate vannmassene i store deler av Yngre Dryas mens det var kalde bunntemperaturer på havbunnen og til tider tydelig roligere havstrømmer. Preboreal etterfølger med en markant økning av innstrømming av atlantisk vann inn i tidlig Holosen kun avbrutt av en kortvarig avkjølingsperiode med økt sjøis avsetning. Innstrømmingen av atlantisk vann øker markant fra tidlig Holosen og markerer perioden med den høyeste innstrømmingen av atlantisk vann frem til ca 9800 år. Innstrømmingen reduseres markant for de neste 700 årene og de oseanografiske forholdene preges av en tilbakevending av kaldere bunnvannmasser med økende sjøis og isfjell avsetninger. Et klimatisk optimum oppstår for 8500 år siden med høyere innstrømming og økning i bunntemperaturen og strømhastighet. Området var her preget av økende grad av smeltevann og mindre sjøis.

To nedkjølingsepisoder i perioden 7500-7000 og mellom 5650-3500 år, med en lav bunnhastighet og med økt sjøis og isfjell. Generelt for perioden i sen Holosen, fra ca 4250 til i dag preges lokaliteten av for det meste kalde bunnvannsmasser med sjøis avsetninger.

Forord

Da skrives de siste ordene på min mastergrad og fem år med studie er over. Disse årene har gått fort og det har vært mange fine stunder samt mange fine studieturer med både ufaglig og faglig påfyll.

Å skrive denne masteroppgaven har vært en krevende oppgave og det har ført til mange lange stunder på universitetet. Jeg vil gi en stor takk til mine veiledere som har gitt meg kyndig og konstruktiv hjelp underveis. Min hovedveileder Juho Junttila for god hjelp og for alltid å ha en dør åpen for alle spørsmål som har dukket opp. Takk til min biveileder Katrine Husum som har introdusert meg for foraminifer-verden og gitt uvurderlig hjelp underveis. En stor takk vil jeg også gi til Morten Hald som presenterte meg for oppgaven.

Jeg vil også gi en stor takk til Noortje Dijkstra som har vært til stor hjelp på mikroskopilaben med identifisering av foraminiferer. Simon P. Jessen som har gitt gode og konstruktive tilbakemeldinger med tanke på kornfordeling og sorterbar silt. Sist, men ikke minst vil jeg også takke Kari Skirbekk som leste gjennom store deler av denne oppgaven, sent som tidlig, helg som hverdag. Tusen takk til dere alle!

Takk til alle som har bidratt til gode stunder på studentbrakka i denne tiden. Spesielt takk til mine kontor samboere, Ole Patrik og Kristoffer, for mange høydepunkter i kontortiden, og til nabokontoret, deriblant Aldo og Daniel. For ikke å glemme den særdeles viktige kaffetrakteren «Gudrun» som stødig har traktet litervis med svart krutt og gjort at humøret og konsentrasjonen holdes oppe.

En siste takk også til min kjære samboer, Sarah, som har vært en uunnværlig støttespiller og holdt motet mitt oppe og huset vedlike. Nå blir det mye mer tid til tur og kjærleik!

Innhold

Sammendrag	1
Forord	3
1. Innledning	1
1.1 Formål	1
1.2 Presentasjon av prosjektet	1
1.3 Bakgrunn	2
1.3.1 Studieområde og geomorfologi	2
1.3.2 Den geologiske historien til Barentshavet	3
1.3.3. Glasiasjonshistorie i Barentshavet gjennom Kenosoikum (<65 Ma)	5
2. Materialer og metoder	23
2.1 Innsamling av data	23
2.1.1 Tokt	23
2.1.2 Sedimentprøvetaking	23
2.1.3 CTD-data	25
2.1.4 Chirp	26
2.2 Laboratorium analyser	28
2.2.1 Multi sensor core logger (MSCL)	28
2.2.3 Kornfordeling	30
2.2.4 Litologiske prosedyrer	32
2.2.4 Radiokarbondatering	34
2.2.3 Foraminiferanalyse	39
3. Kornfordeling og Sortable Silt	41
3.1 Transportering av sedimenter	41
3.2 Sammenhengen mellom kornfordeling, sorterbar silt og havstrømstyrke	42
3.2 Hvordan varierer sorterbar silt med endringer i klima	44
4. Foraminiferer	45
4.1 Generelle biologi og bruksområde til bentiske foraminiferer	45
4.2 Faktorer som kan modifisere faunaen	45
4.3 Moderne økologiske preferanser	47
4.3.1 For de dominerende artene	48
4.3.2 For de mindre dominerende artene	52
5. Resultater	57
5.1 Datering	57

5.1.1 Radiokarbonalder	57
5.1.2 Sedimentasjonsrate.....	58
5.1.3 Kronologi	60
5.2 Kornfordeling.....	61
5.2.1 Kort teori	61
5.2.3 En generell tolkning av ΔS_S	63
5.2.2 Kornfordelingsresultat.....	64
5.3 Sedimentologisk beskrivelse	68
5.3.1 Litologisk logg for Gravitycore.....	68
5.4 Foraminiferundersøkelse	75
5.4.1 Fauna oversikt	75
6. Diskusjon og tolkning	91
6.1. Generell sedimentologi og bakgrunn for tolkningen	91
6.2 Tolkningen av sedimentologien	92
6.3 Paleo klimatisk rekonstruksjon og korrelering for de siste ~13400 årene før nåtid (AD1950)...	97
7. Konklusjon	113

1. Innledning

1.1 Formål

Denne mastergradsstudie omhandler undersøkelser av bunnstrømmer i Ingøydjupet sørvest i Barentshavet ved hjelp av to sediment-kjerner. Ved å studere den bentiske foraminifer-faunaen i kombinasjon med kornfordeling gjennom tidsepoken sen deglasiasjon og Holosene kan det skaffes et bedre og mer nøyaktig bilde over eventuelle forandringer i havstrømmene og om hvordan disse påvirkes av klima. Denne informasjonen kan senere være et viktig bidrag til økt kunnskap om hva som skjer med bunnstrømmene ved en global klimaoppvarming.

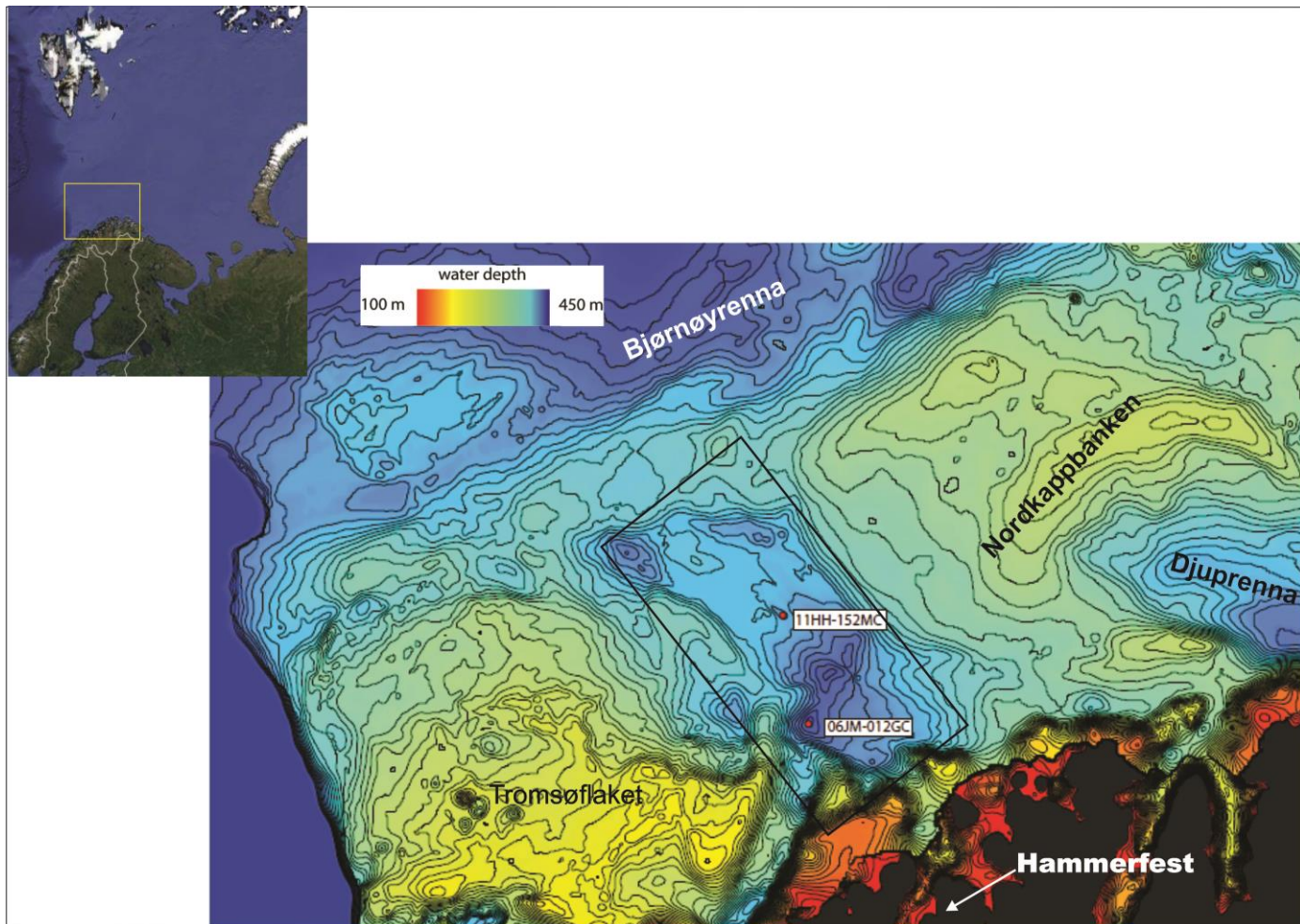
1.2 Presentasjon av prosjektet

Denne studien er en del av prosjektet Northern Environment Waste Management (EWMA). Prosjektets hovedmål er å få økt kunnskap på søppelhåndtering fra olje og skipsindustri under arktiske forhold. Universitetet i Tromsø sin rolle i dette er å se nærmere på avsetning og spredning av borreslam i Barentshavet. Økt kunnskap rundt havstrømmene som denne studien kan bidra til kan gi økt informasjon om spredningsmønsteret til borreslammet. Prosjektet er finansiert av Eni Norge og Norsk forskningsråd.

(www.site.uit.no/ewma)

1.3 Bakgrunn

1.3.1 Studieområde og geomorfologi



Figur 1.1: Viser et oversiktskart over de to ulike lokalitetene i Ingøydjupet, 11HH-152MC og 06JM-012GC. Ingøydjupet markert med svart rektangel.

Ingøydjupet ligger i den sørvestlige delen av Barentshavet. Barentshavet dekker et område på ca 1,3 millioner km² (Doré, 1995) og er et av de dypeste (Faleide et al., 1993) og største epikontinentale havområdet i verden med et gjennomsnittsdyp på 300 meter (Doré, 1995). Det avgrenses av passive kontinentale marginer i Nord (mellom Svalbard og Novaya Zemlya) og i Vest (mellom Svalbard og Norge) og fastland som Novaya Zemlya i Øst, Kola halvøya og fastlands Norge i Sør (Vorren et al., 1991).

Geomorfologien i Barentshavet er karakteristisk med grunne banker og fordypninger, erodert under tidligere glasier (Sejrup et al., 2005), hvorav Bjørnøyrenna er den mest markante formasjonen med en dybde på 150-200 m og en lengde og bredde på henholdsvis

750 km og 150-200 km (Andreassen et al., 2008). Denne langstrakte rennekanalen skjærer igjennom en serie av andre høyder og fordypninger. I sør grenser den mot Tromsøflaket og Nordkappbanken med dybder mellom 2-300 meter. Mot nord-nord-øst avgrenses den av de grunnere bankene Spitsbergenbanken, Storbanken og Sentralbanken. Mellom bankene er det markante sørøst-nordvestgående renner ut fra kysten av Norge, som Ingøydjupet og Djuprenna med dyp ned til 400 m (Andreassen et al., 2008).

Sedimentene som finnes i Barentshavet er av glasial opprinnelse. Tykkelsen på disse varierer mellom 0-300 m på sokkelen og øker til 1000 meter på sokkelkanten (Vorren et al., 1991).

Utenfor sokkelkanten, på den vestlige og nordlige marginen, er havbunnsstopografien preget av store vifteformete formasjoner, kalt «Trough mouth fans» (TMF) (Vorren et al., 1988; Vorren & Laberg, 1997). Dette er glasialt erodert materiale avsatt i fronten av isstrømmene til det tidligere Fennoskandia-Barentshavet-Svalbard iskjoldet (Vorren & Laberg, 1997, Vorren et al, 1998). Bjørnøya TMF er den største av dem og har en mektighet på 3-4 km med Pliocen - Pleistocen sedimenter (overgang tertiær-kvartær) som gjør den sammenlignbar med de store Amazonas- og Mississippi-viftene (Vorren et al., 1991).

I tillegg til de karakteristiske plattformene og fordypningene i Barentshavet er det også påvist andre geologiske strukturer som bl.a. megaskala lineasjoner, og da spesielt i Bjørnøyrenna, Ingøydjupet og Djuprenna (Andreassen et al., 2008), i tillegg til områder med pockmarks (Chand et al., 2009). De megaskala lineasjonene er tolket til å være dannet av deformasjon av sub-glasiale sedimenter under siste istid (Andreassen et al., 2008).

1.3.2 Den geologiske historien til Barentshavet

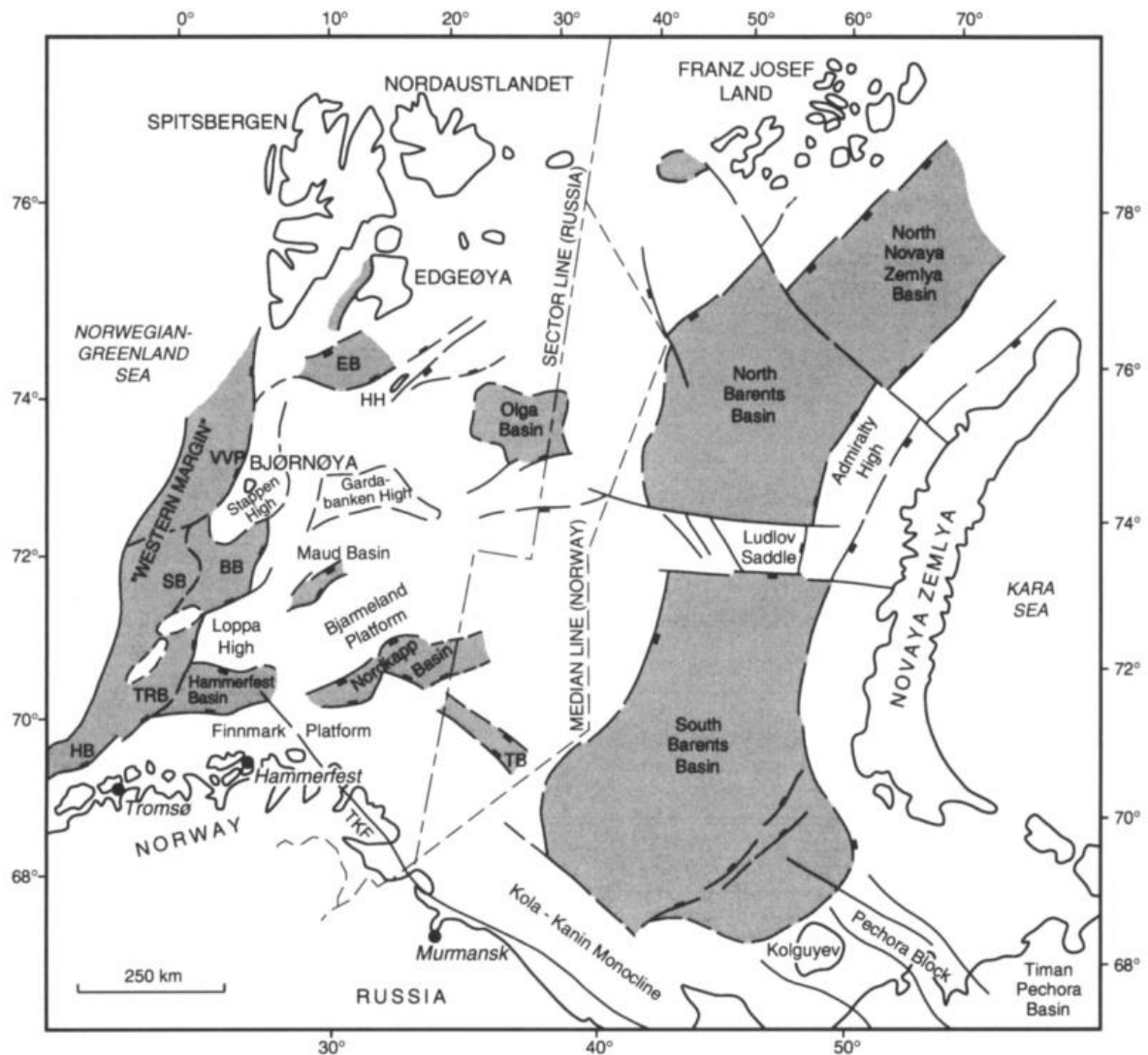
Den komplekse geologien i Barentshavet er blitt påvirket av to viktige Paleozoiske og Mesozoiske hendelser, oppsummert i (Doré, 1995);

Den første inntraff i sen Devon til tidlig midt Karbon (kulminerte for ca 400 millioner (Ma) år siden) og den andre i Perm-Trias (fram til for omtrent for 240 Ma år siden).

Den kaledonske fjellkjededannelsen, hvor Laurentia-platen (Grønland og Nord Amerika) kolliderte med den Baltiske platen (Skandinavia og Vest Russland), og Uralfjellkjededannelsen, der Laurasia (kontinentet med de sammenvokste platene etter den

Kaledonske fjellkjede dannelsen) og Vest Sibir (Eurasiske plate) kolliderte, og førte til dannelsen av superkontinentet «Pangea». Disse to kontinent-kontinent episodene, etterfulgt av fjellkjedekollaps og ekstensjonsregime, førte til utvikling av alle de riftbassenger, plattformer og strukturelle høyder som kjennetegner Barentshavet i dag. Den kaledonske orogesen (fjellkjededannelse) dannet de nord-sør-orienterte trendene i den vestlige Barentshavsmarginen og de nordøstlig-sørvestlige strukturelle trendene i sørvestlige Barentshavet og Finnmark. Uralfjellkjededannelsen påvirket hovedsakelig den østlige delen av Barentshavet og førte til utvikling av store sedimentære innfyllingsbassenger vest for Novaya Zemlya (se fig 1.2). Disse bassengene inneholder opptil 12 km med sedimenter (fra Perm og yngre), i tillegg til lokale områder med tykke sedimenter ifra Trias alder (opptil 6-8 km) og fungerte som store sediment-feller under erosjon av fjellkjeden (Doré, 1995).

Utover i sen Paleocen startet havbunnsbredningen mellom Norge og Grønland (Rowley & Lottes, 1988), og rifting og ekstensjon utviklet seg i Barentshavet. I Oligosen utviklet Barentshavet seg til en passiv kontinental margin (Faleide et al., 1993). Fra midt Pliocen til tidlig Pleistocen ble Barentshavet hevet opp og gikk gjennom en økende grad med erosjon utover Pleistocen (Vorren et al., 1991). Graden av erosjon varierer over sokkelen, og over områder på Svalbard har erosjonen fra Oligocen vært så mye som 3000 meter (Henriksen et al., 2011; Vorren et al., 1991).



Figur 1.2: Viser en oversikt over de ulike plattformene og strukturene i Barentshavet. Figur hentet fra (Dore et al., 1995).

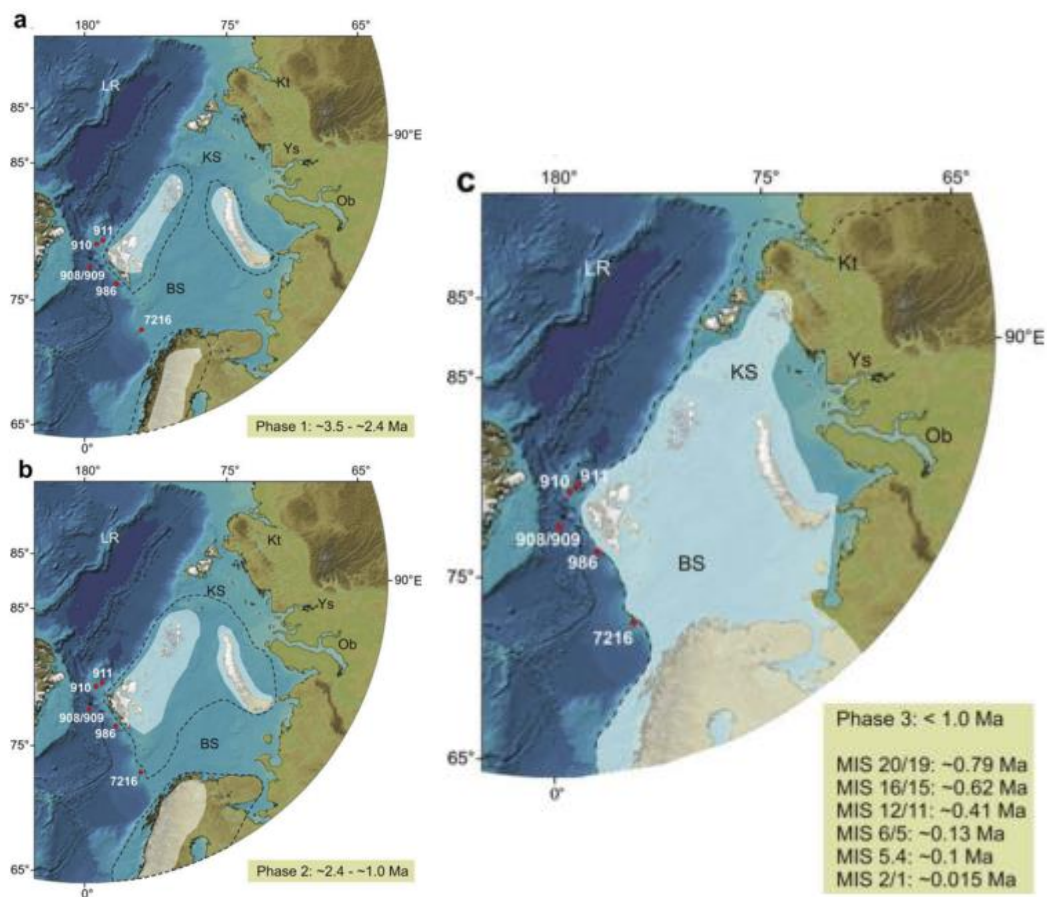
1.3.3. Glasiasjonshistorie i Barentshavet gjennom Kenozoikum (<65 Ma)

1.3.3.1 Før Weichsel istid

Opp gjennom Fanerozoikum (<570 millioner år) har klimaet variert og varme perioder vært etterfulgt av kaldere perioder. I nyere tid, gjennom kenozoikum har det skjedd en utvikling med en hyppigere grad av klimasvingninger. I løpet av midt-Eocen gikk klima fra et varmt og isfritt miljø til et kaldere miljø dominert av mer sjøis (Moran et al., 2006).

De første tegnene på at det har vært is til stede i Arktis i tertiær tid er funn av is transportert materiale, heretter kalt IRD («Ice Rafted Material»), fra en sediment-kjerne fra Sentral-Arktis, under «Ocean Drilling Program Expedition 302». Materialet herfra avdekker at det fra ca 14 Ma år siden fantes periodevis helårs sjøis, basert på undersøkelser av diatomeer og

IRD (Stickley et al., 2009), i tillegg til en markant høyere sedimentasjonsrate (Moran et al., 2006).



Figur 1.3: Viser glisiasjonstrenden i Barentshavet fra Sen Pliocen og frem til for ca 1 millioner år siden. Figur modifisert fra (Knies et al., 2009).

De første tegnene til mer langvarige glisiasjonstrender i Barentshavet finnes ikke før i sen Pliocen for ca 3,5 millioner år siden (Knies et al., 2009) (figur 1.3a). Hyppige IRD-pulser i sedimentprøver fra Yermak Platået og Vestkysten av Svalbard, i tillegg til oksygenisotop undersøkelser (Mudelsee & Raymo, 2005; Ravelo et al., 2004), viser at det fra ca 3,6 til 2,4 millioner år siden skjedde en gradvis nedkjøling av klima, og at det bygget seg opp is i fjellregioner i Nordlige deler av Barentshavet (dvs. Svalbard, Novaja Zemlya og nordvest i Skandinavia). Disse hadde flere kortvarige fremstøt ut mot sokkelkanten (Knies et al., 2009), mens isbreene på Svalbard trolig ble dannet et sted mellom 2,6 og 1,6 Ma år siden (Forsberg et al., 1999).

I den andre fasen (2,4-1 Ma) (figur 1.3b) hadde isen en moderat vekst og den spredte seg sørover til de sørlige delene av Barentshavet og østover mot de nord-vestlige delene av Karahavet (Knies et al., 2009). Redusert IRD-innhold indikerer at isen trolig hadde en lavere aktivitet i Barentshavet mellom 2,4- 1,6 Ma, før det gjorde et fremrykk ut mot sokkelkanten for ca 1,5 Ma siden (Butt et al., 2000; Knies et al., 2009).

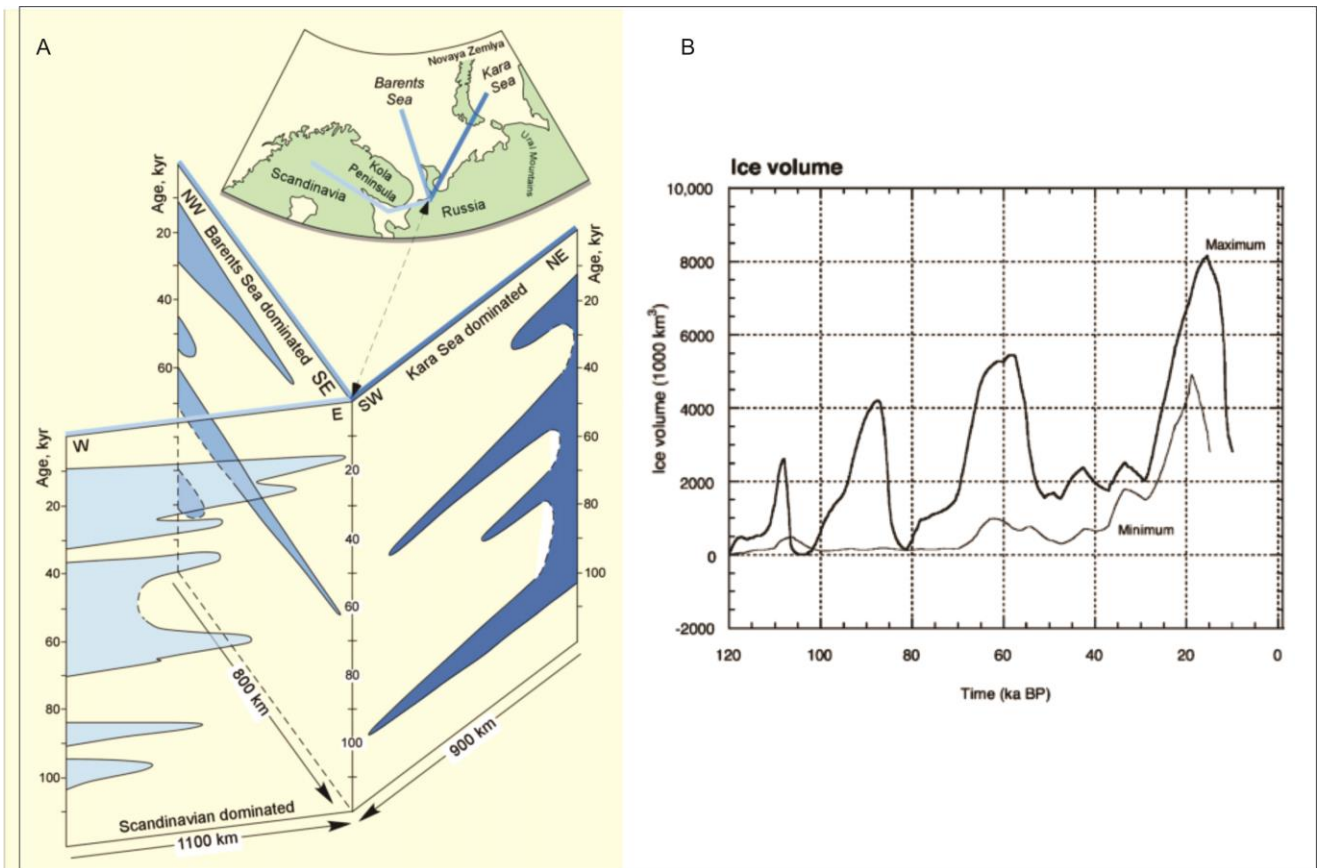
Fra ca 1 millioner år siden (figur 1.3c) skjedde det en intensivering i utbredelsen hvor isen strakk seg utover og forbi sokkelkanten og markante smeltevanospulser antyder at det har eksistert minst 5-6 glasier som har gått ut til sokkelkanten i Barentshavet i løpet av de siste 800 ka ($1 \text{ Ka} = 1000 \text{ år}$) (Knies et al., 2009), hvorav den siste gliseringen skjedde i Weichsel.

1.3.2.2 Den siste istiden, Weichsel

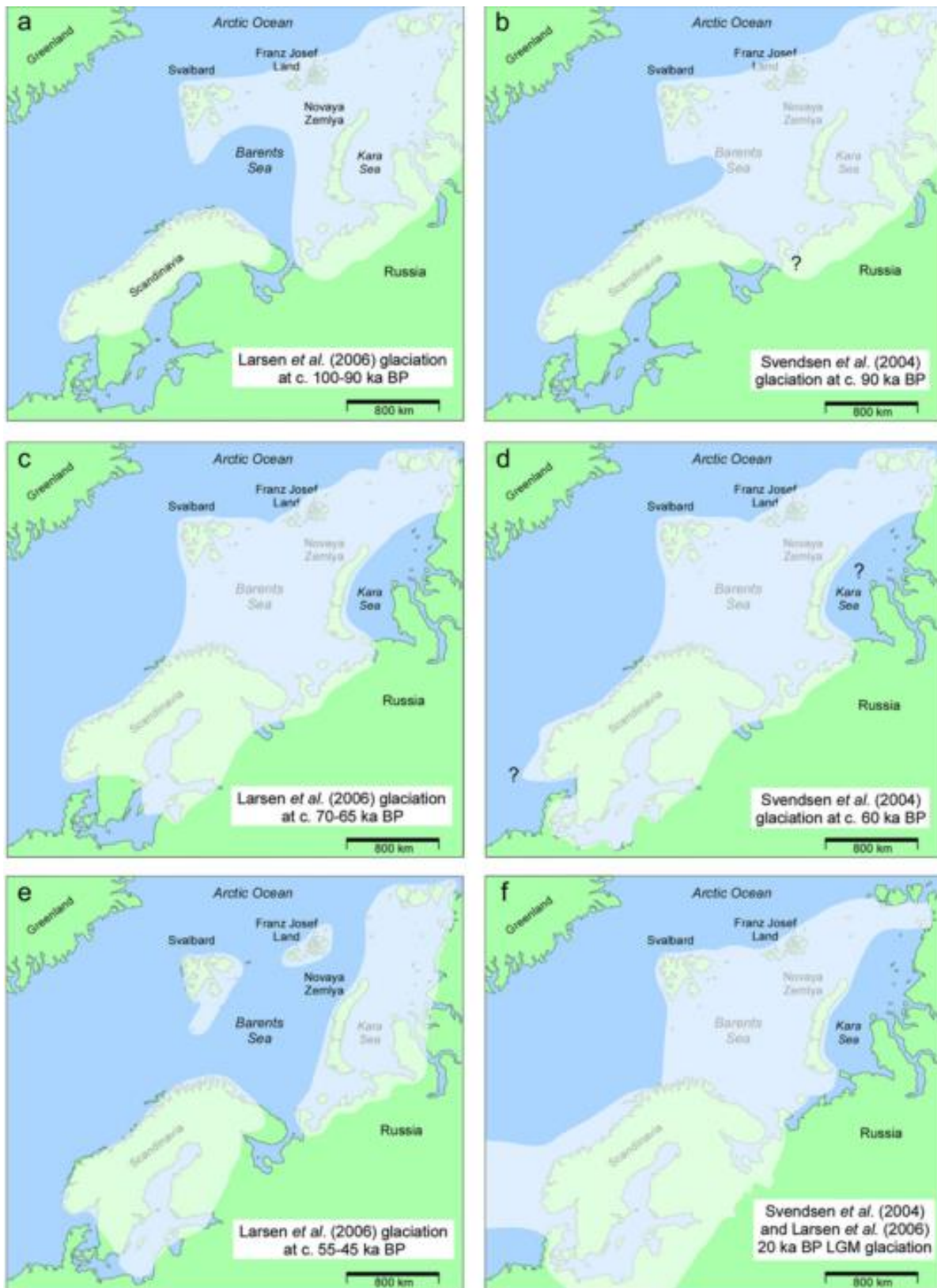
Det er påvist minst 3-4 is-fremrykk under den forrige istid der isen gikk utover mot sokkelen på den vestlige marginen utenfor Svalbard (Larsen et al., 2006; Svendsen et al., 2004b) med to fremrykk i midt Weichsel. Mellom hvert brefremrykk fulgte en interstadial periode.

Det er uenigheter om hvordan isdynamikken til isen var gjennom Weichsel, spesielt i områdene over det nordlige Russiske territoriet. Ifølge (Svendsen et al., 2004b) og (Larsen et al., 2006), hadde isen en større utbredelse i Karahavet (nordlige Russland) under den første gliseringen i tidlig Weichsel i forhold til Barentshavet og Skandinavia, enn det hadde utover i midt og sen Weichsel. Is-senteret utviklet seg mer mot Barentshavet og Skandinavia for hver stadial¹ utover i Weichsel (figur 1.4). Is-historien gjennom Weichsel er oppsummert i figur 1.5.

¹ Stadial er en ekstra kald epoke under en istid (<http://no.wikipedia.org/wiki/Stadial>)



Figur 1.4 A: Viser isdynamikken gjennom de ulike interglasiale stadiene i Weichsel og fordelingen av is fra øst (Karahavet) og Vestover mot Skandinavia. Figuren er hentet fra (Ingólfsson & Landvik, 2013) som modifiserte den fra (Larsen et al., 2006) og (Svendsen et al., 2004b). B: Oversikt over variasjonen av is mengde gjennom Weichsel med det høyeste volumet under siste istids maksimum (LGM). Figur er hentet fra (Siegert et al., 2001)



Figur 1.5 Viser isutbredelsen gjennom siste istid, Weichsel basert på antakelser fra (Svendsen et al 2004b) og (Larsen et al 2006). Hentet fra (Ingólfsson & Landvik, 2013)

1.3.2.3 Siste istids maksimum (LGM)

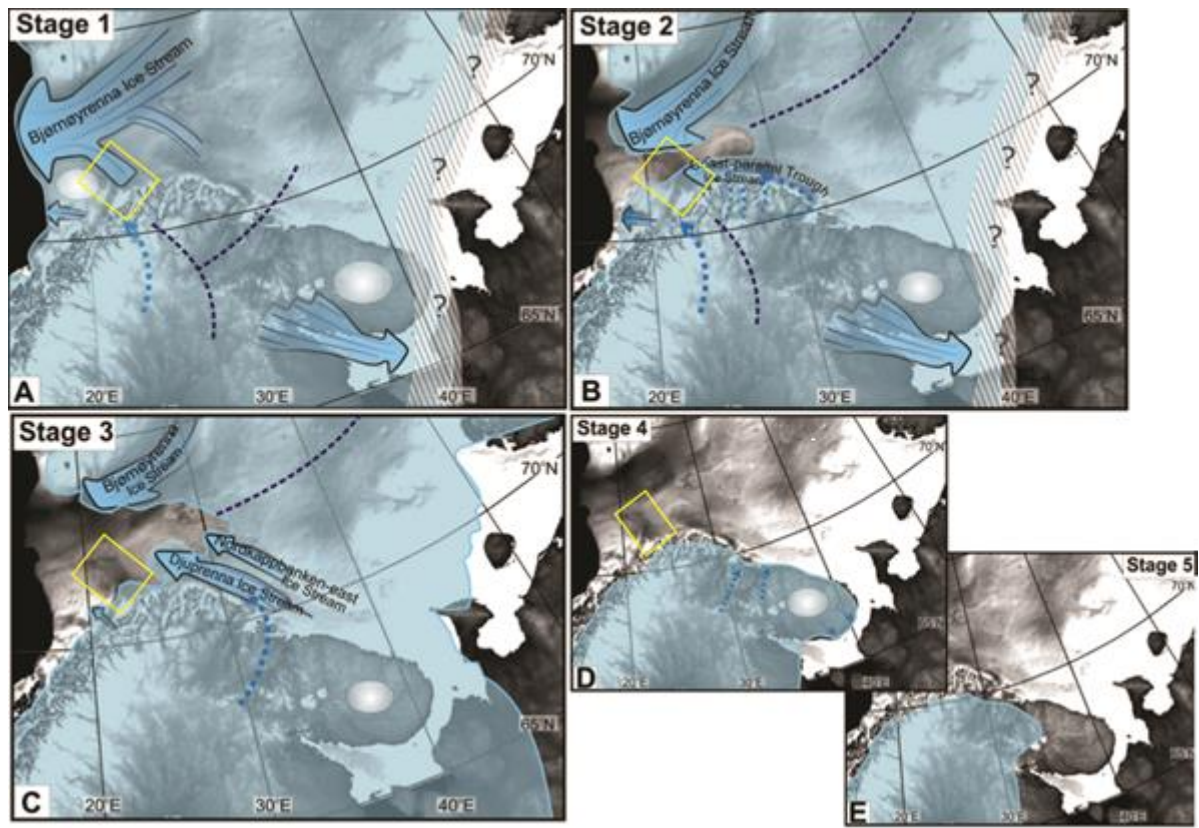
For rundt 28 ka siden begynte isen å vokse (Siegert et al., 2001), og innen 25 Ka siden var den Nordlige delen av Barentshavet belagt med et tynt isdekke på mindre enn 700 meter (Svendsen et al., 2004b), mens det var mindre is nord i Karahavet og helt i øst (Severnaja Zemlya) hvor is tykkelsen kun var 150 meter (Svendsen et al., 2004b).

Øyene i nordøst- øst; Severnaja Zemlya, Franz Josefs Land og Novaya Zemlya fungerte som is-produksjonsområder og Barentshavet fikk tilført en stor andel av is fra disse områdene, i tillegg til at det skjedde et skifte i isdynamikken med en høyere grad av tilførsel ifra Skandinavia (Svendsen et al., 2004b). Isen fortsatte å vokse og for rundt 20 Ka var den sentrale delen av Barentshavet dekt med et kraftig isdekke på ca 1000 meter tykkelse. Isen ble drenert vekk via renner og fordypninger vest og nordover fra Barentshavet, i tillegg til østover gjennom Novaya Zemlya (Svensen et al., 2004b) og dette lagde blant annet de dype rennene i Barentshavet som vi ser i dag, hvorav Bjørnøyrenna som den største (Winsborrow et al., 2010)

Isen fortsatte å vokse frem til for ca 15 ka, da isen hadde sin maksimale utstrekning på minst 5 Millioner Km² (Siegert et al., 2001) og en maksimal tykkelse over Skandinavia og det nordlige Barentshavet på henholdsvis 2700 meter og mellom 1500 og 1800 meter (Svendsen et al., 2004b; Siegert et al., 2001). I Karahavet derimot var isdekket over Severnaja Zemlya og det nordlige Karahavet mer eller mindre upåvirket av den voksende isen i vest. Dette resulterte i et maksimum istykkelse på 1200 meter ved Novaja Zemlya til en is margin langs den østligste kysten av Kolahalvøya (Svendsen et al., 2004b).

Det er observert to trinn hvor isen rykket frem under LGM. Første trinn skjedde før 22000 kal. år før nåtid, B.P. (AD1950) (LGM I), mens det andre trinnet skjedde etter 19000 kal. ka B.P. (LGM II) (Vorren & Laberg, 1996).

1.3.2.4 Deglasiasjonen i Barentshavet etter LGM.



Figur 1.6: Bilde viser en fem trinns deglasiasjonshistorien i Sørvest Barentshavet fra LGM (II) foreslått av (Winsborrow et al., 2010). Bildet er modifisert. Ingøydjupet vist med gult rektangel

Det første stadiet i figur 1.6, representerer det siste maksimale fremrykket under LGM II for ca 19 cal ka BP. I dette trinnet var det is drenering hovedsakelig ut gjennom Bjørnøyrenna, som klart var den dominerende, men i tillegg drenerte det også endel is ut Ingøydjupet og ut øst for Nordkapp bassenget (Winsborrow et al., 2010). Samtidig ble det drenert ut is i øst, men det er fortsatt usikkerheter forbundet med hvor isen fortsatte (Winsborrow et al., 2010).

Det er indikasjoner på en tidligere deglasiasjon i nordlige deler av Ingøydjupet enn det som er foreslått av (Winsborrow et al., 2010). Basert på bentiske foraminiferer og sedimentologiske undersøkelser antydes det at deler av Ingøydjupet allerede kan ha vært deglasiert tidligere enn 18700 kal. år B.P, og at sjøis kun var til stede periodevis (Junttila et al., 2010).

Tilbaketrekingen i sørvest Barentshavet fortsatte og for ca 16000 år siden (figur 1.6, stadiet 3), skjedde det en markant økning i is reduksjon, noe som førte til at store deler av det sørlige Barentshavet ble isfritt, og en østover dreining i isdynamikken, med den tykkeste ismassen i øst. Denne tiden representerer den maksimale utbredelsen over det Nord vestlige Russland i sen Weichsel (Winsborrow et al., 2010). I denne perioden trakk isfronten i Bjørnøyrenna seg ca 250 km tilbake og de dypeste områdene i Bjørnøyrenna ble isfrie.

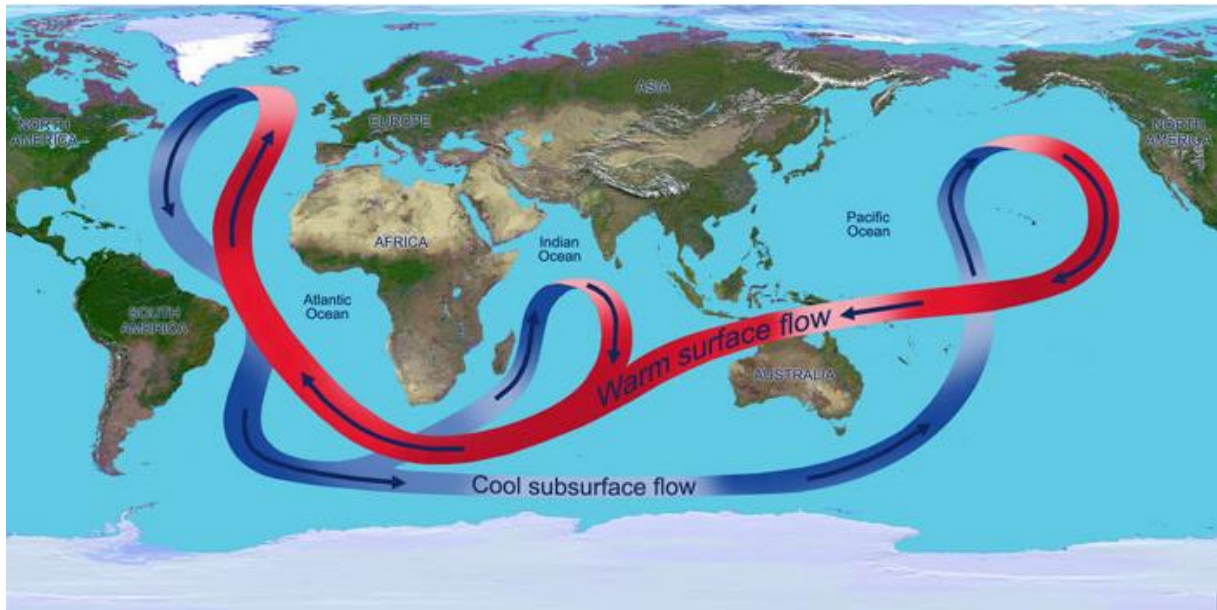
Isen trakk seg nærmere kysten på den Vestlige kontinental sokkelen og Tromsøflaket ble fri for is. I Ingøydjupet var det glasiomarine forhold innen ca 15700 kal. år, B.P. (Vorren and Kristoffersen 1986). Lenger sør, i indre deler av Andfjord er det funnet indikasjoner på et isfritt miljø fra ca 16,2 kal. ka B.P. (Winsborrow et al., 2010).

Innen ca 15000 kal. B.P. (trinn 4, figur 1.6) år siden, under Bølling interstadial skjedde det en rask is smelting. Hele det Sørlige Barentshavet blir helt isfritt og isfronten trekker seg tilbake til de ytre fjord grensene i Nord Norge (Winsborrow et al., 2010). I øst skjedde det en rask is smelting hvor isdekke trakk seg tilbake til en front langs kystlinjen av Kolahalvøya (Winsborrow et al., 2010). Kjerner fra Ingøydjupet viser også en rask økning av IRD og indikasjoner på økt innstrømming av Atlantisk vann (Aagaard-Sørensen et al., 2010; Junttila et al., 2010).

I eldre Dryas, representert i Nord-Norge ved Skarpnes trinnet (ca 14600-13800 kalibrerte år før nåtid), før varme perioden Allerød med videre glasial tilbaketreking, før et nytt glasialt fremrykk i Yngre Dryas (trinn 5, figur 1.6). Over Skandinavia lå isen på land og i fjorder, representert i Nord-Norge ved Tromsø-Lyngen trinnet (Winsborrow et al., 2010), datert til ca 12000 kal. år, B.P., (Vorren & Plassen, 2002). Mot starten av Holosen, for ca 11500 kal. år B.P, trakk isen seg tilbake med små mindre glasiale fremrykk.

1.3.3 Oseanografi

1.3.3.1 Generell oseanografi og globalt mønster



Figur 1.7 Viser en grov oversikt over det globale havsirkulasjonssystemet.

Kilde: (<https://www.sciencemag.org/>)

Havstrømmene er en viktig energibærer og det er en evig, men langsom utveksling av sjøvann mellom alle de tre verdenshavene gjennom det globale transportbåndet; «The Thermal Circulation system» (THC), «Det termale sirkulasjonssystemet» (Broecker, 1997), vist i figur 1.7. Dette transportbåndet drives av vannets tetthetsforskjeller ved at overflatevann blir varmet opp ved ekvator og føres mot Nord Atlanteren med stor hjelp av vindsirkulasjonen (Broecker, 1997). Spesielt gjeldende for de øverste hundrede meterne (Rahmstorf, 2002). Nordover øker varmetapet til atmosfæren og tettheten øker. Under de rette forutsetningene synker de ned i de dypere bassengene og danner dypvannsstrømmer som strømmer tilbake langs havbunnen og rundt Sør enden av sør Afrika der det følger havsirkulasjonskretsløpet rundt det Antarktiske kontinent (Broecker, 1997).

I dette kretsløpet («Antarctic Circumpolar Current»), utgjør disse vannmassene i volum omtrent halvparten av dypvannmassene sammen med dypvannet produsert i områdene rundt det Antarktiske kontinent (Broecker, 1997).

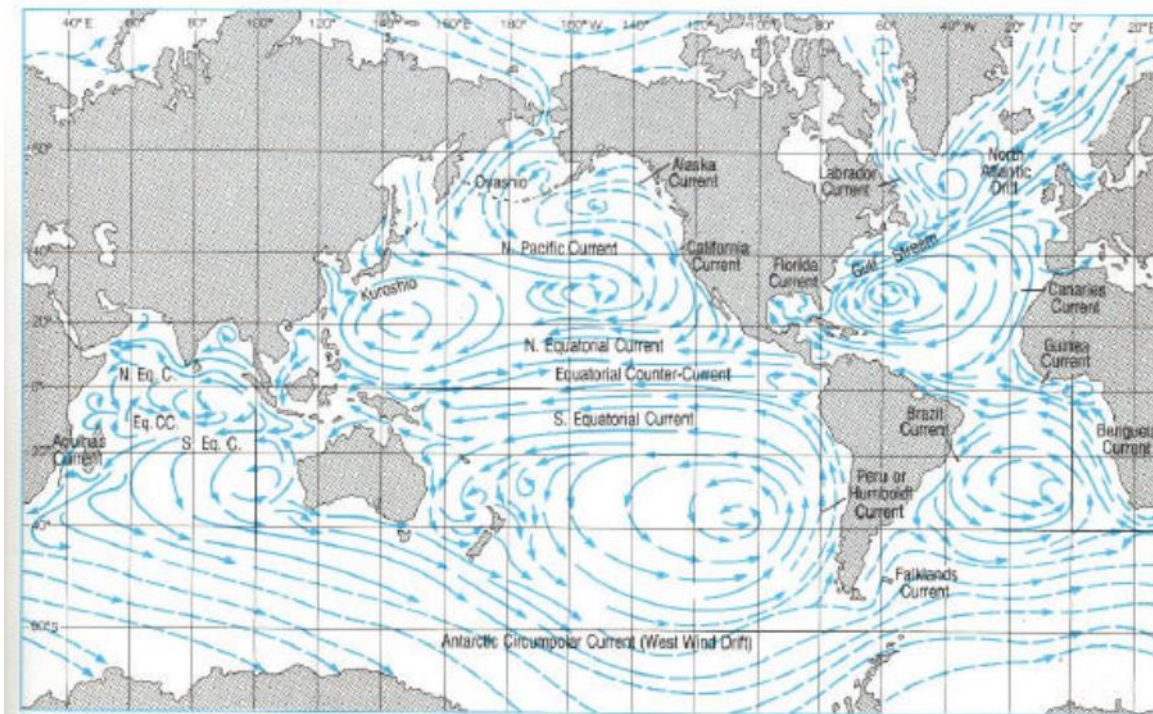
Driften av «Det Termale Sirkulasjonssystemet» er ikke helt kjent. Men det er en bred enighet om at dette skjer i noen få områder på høyere breddegrader (Haupt & Seidov, 2007) som

områder i Nordlige Atlanteren og i områdene Rosshavet og Weddelhavet, i Antarktisk (Rahmstorf, 2002).

1.3.3.2 Oseanografi i Nord Atlanteren

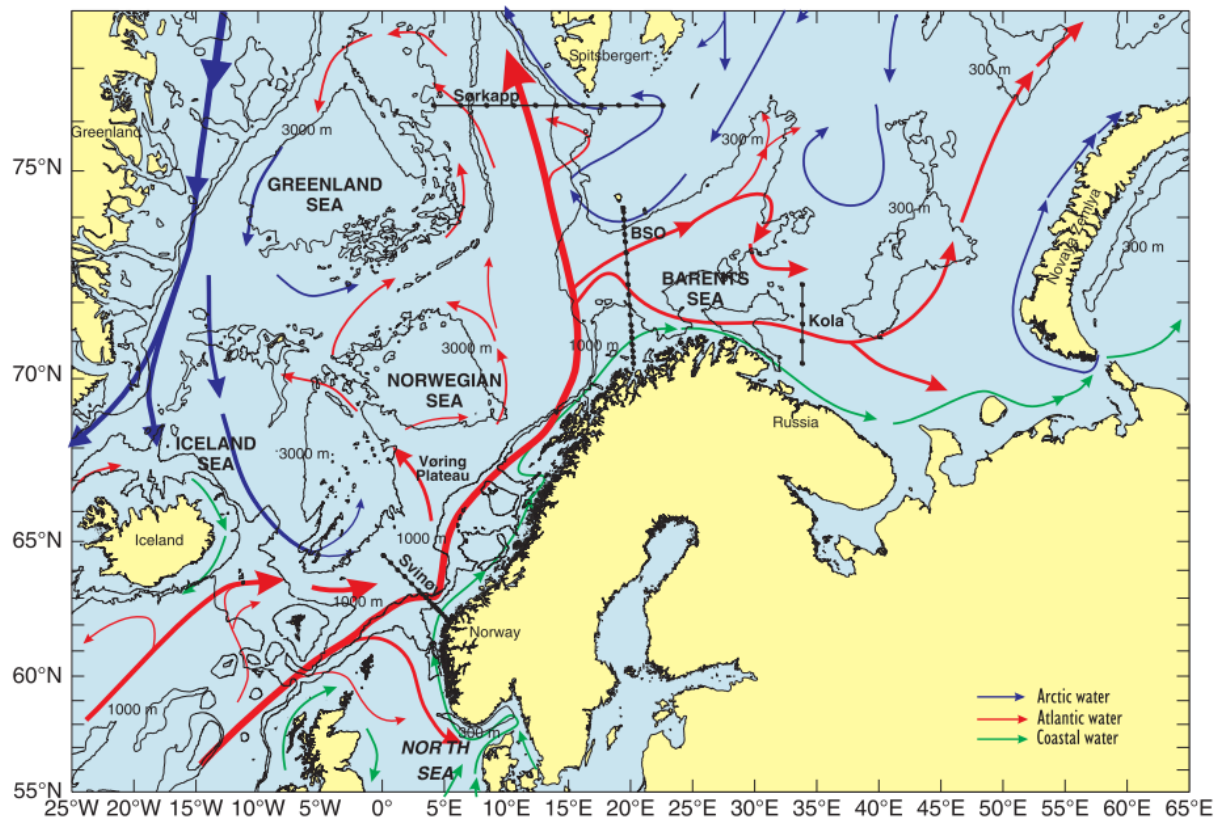
Det varme og salte Nord Atlantiske vannet (NAV) som strømmer nordover langs Norges kyst er blitt satt i bevegelse nordover fra Mexico gulven (Ersdal, 2001). I subtropiske strøk slik som her er det alltid permanente antisykloniske gyrer (subtropiske gyrer), som vil si at vannstrømmen går med klokka på den nordlige halvkule og motsatt på den sørlige (på grunn av Corioliskraften).

Det hele starter med at vannet strømmer vestover, på den nordlige halvkule, langs ekvator som «Den nordlige ekvatorianske strøm». Denne bøyes nordover og kommer inn i Mexico gulven og bidrar i denne omgang til en subtropisk gyre. Atlanterhavsstrømmen i denne gyren kalles for «Golfstrømmen» og denne forgreiner seg i to omtrent utenfor Newfoundland hvor hovedstrømmen bøyer av sørøstover (og bidrar som «Kanari strømmen») og fortsetter kretsløpet i Mexico gulven, mens den andre delen strømmer nordøstover som Atlanterhavsstrømmen (Ersdal, 2001).



Figur 1.8: Oversikt over det globale mønsteret for overflate strømmer. De stripete pilene viser kaldere strømmer (Ersdal, 2001).

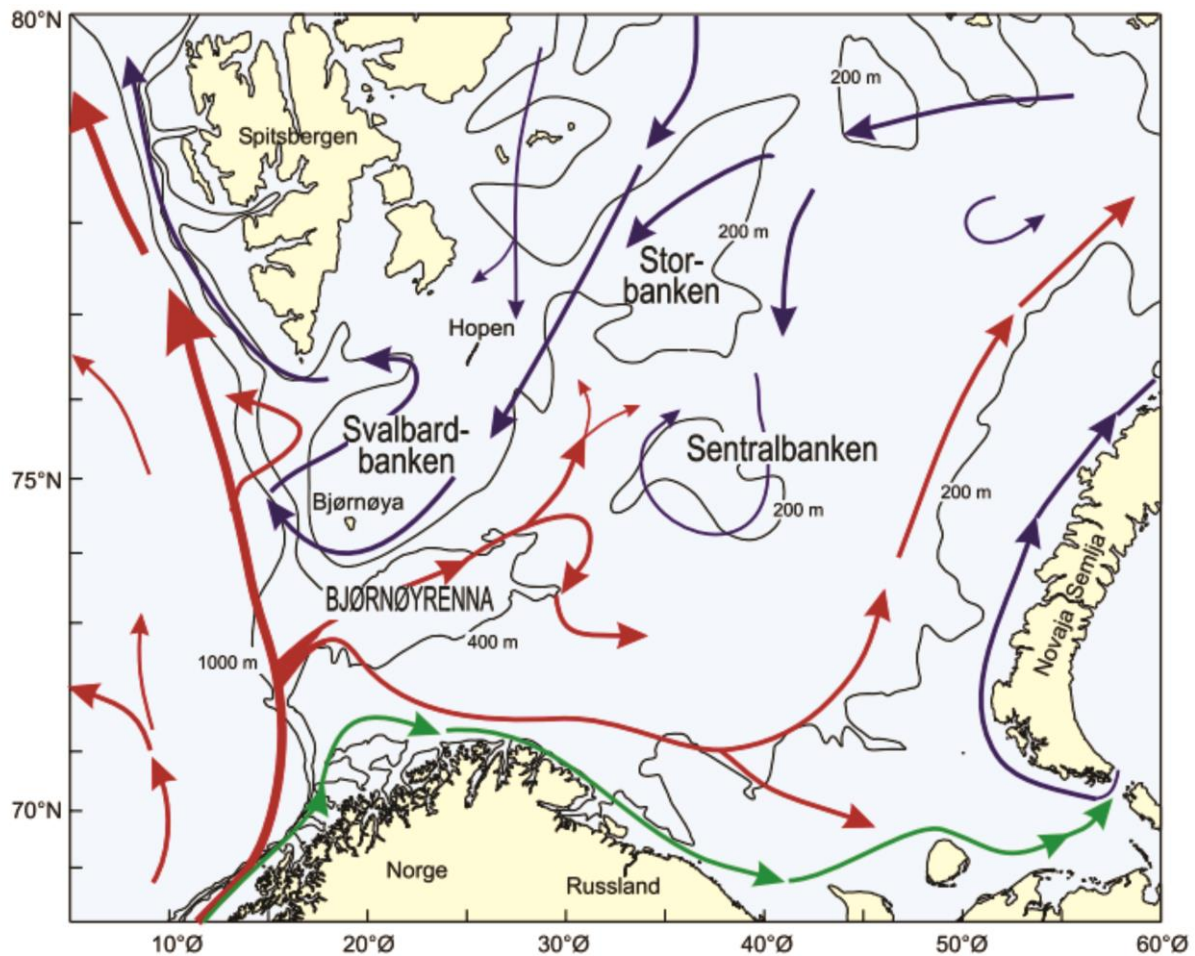
Inn i Nordishavet (Grønlandshavet, Norskehavet og Islandshavet) kommer det varme og salte atlantiske vannet hovedsakelig gjennom Shetland- Færøyrenna og i mindre grad mellom Island og Færøyene (Gjevik, 2000; Hopkins, 1991). Dette vannet fraktes nordover langs kontinental sokkelen til Norge som Den Norsk Atlantiske strøm og ligger som en kile inn mot land under den norske kyststrømmen som flyter nordover sammen og opp på det atlantiske vannet (Gjevik, 2000).



Figur 1.9: Viser en oversikt over overflate vannmassene og strømretningene i Nord Atlanteren, unntatt i polhavet. Hentet ifra (Skagseth et al., 2008).

Den norske atlantervannstrømmen strømmer nordover langs kontinental skråningen utenfor kysten og ved Bjørnøya deler hovedstrømmen seg i to hvorav ca 60 % (Walczowski & Piechura, 2007) av strømmen går videre nordover langs Vest Svalbard som «Vest Spitsbergen strømmen», mens resten strømmer inn i Barentshavet via Bjørnøyrenna (Loeng, 1991). Ved omtrent 78 grader Nord treffer vest Spitsbergen strømmen på det kaldere og mindre saline Polarvannet og subduseres under og legger seg som et intermediert vannlag (Ślubowska-Woldengen et al., 2008), og fortsetter inn i Polhavet. Tilførselen av atlantisk vann gjennom dette området («Fram stredet») er det viktigste bidraget av innblanding av

varmere og saltholdig vann inn i Polhavet (Aagaard & Greisman, 1975; Saloranta & Haugan, 2001).



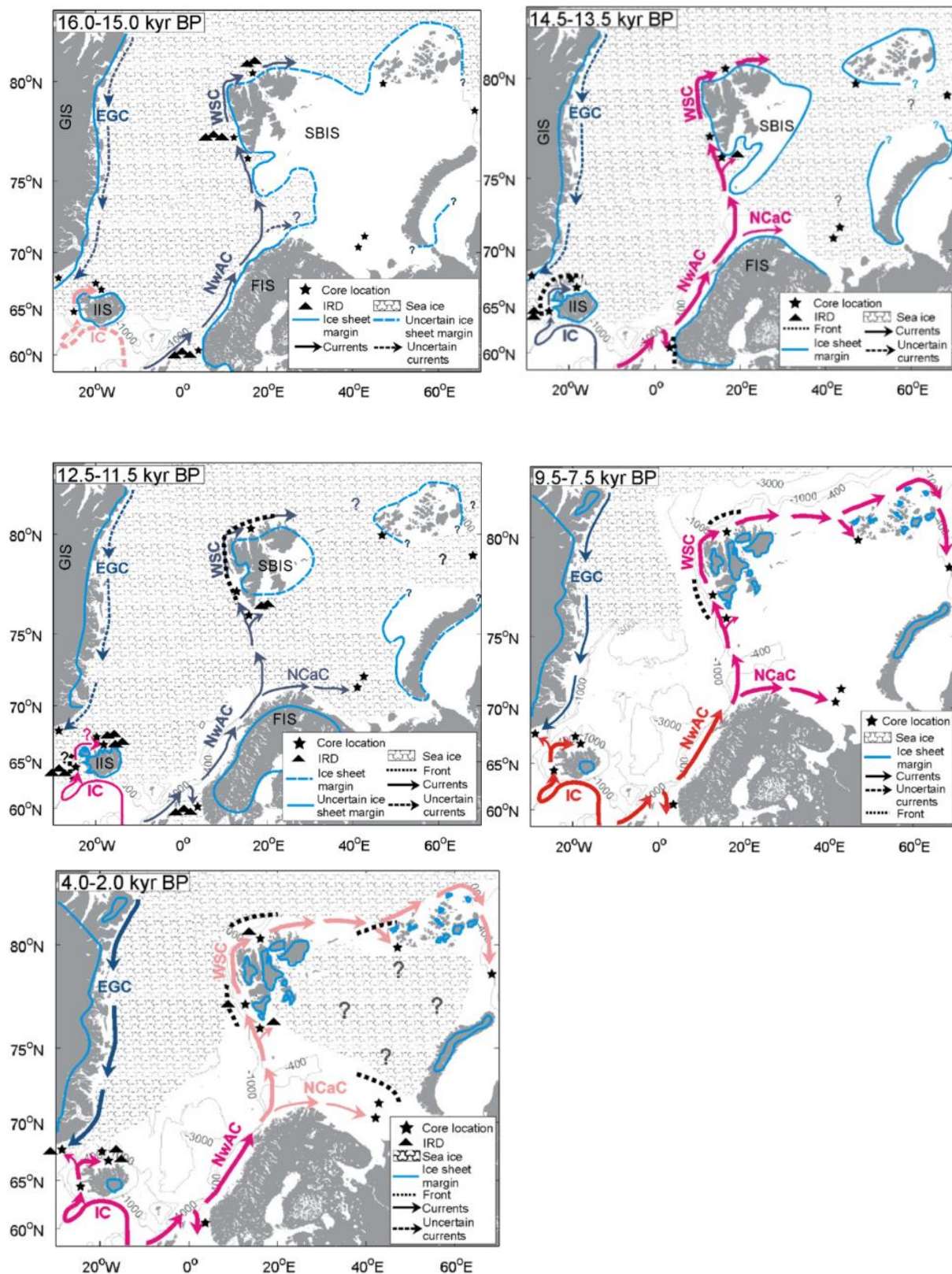
Figur 1.10: Viser hovedmønsteret til overflate strømmene i Barentshavet. Hentet fra (Ingvaldsen & Røttingen, 2005b). Blå pil indikerer arktisk vann. Grønne piler: kystvann og Røde piler atlantisk vann.

Inn i Barentshavet skjer innstrømming av Atlanterhavsvann hovedsakelig via Bjørnøyrenna som Nordkappstrømmen (Loeng, 1991). Disse strømmene er vist i figur 1.10. På grunn av de topografiske forholdene deles Nordkappstrømmen seg i to forskjellige hovedgrener. En gren strømmer nordover inn i Hopen renna og forgreiner seg i mindre strømmen før den subduseres under det lettere arktiske vannet. Dette skjer i områdene mellom Hopen og Storbanken og mellom storbanken og sentral banken (Loeng, 1991). Den andre dreier østover parallelt med den Norske kyststrømmen og fortsetter mot Novaja Zemlja som «Murmanskstrømmen» etter grense passeringen. Styrken på denne strømmen varierer fra år til år og i noen år har den blitt observert helt frem til vestlige sokkelen utenfor Novaya

Zemlya (Loeng, 1991). Samtidig som det er en innstrømming og en dominans av atlantisk vann i Sør så dominerer kaldt og mindre salint vann i Nord (Loeng, 1991). Disse Arktiske vannmassene kommer fra Polhavet og inn i Barentshavet gjennom hovedsakelig to områder, I åpningen mellom Spitsbergen og Frans Josef land som Øst Spitsbergen strømmen og mellom Frans Josef land og Novaja Zemlya som Persey strømmen, hvorav det siste stredet som det viktigste (Loeng, 1991). Øst-Spitsbergen strømmen går sørover i Barentshavet langs Østkysten av Spitsbergen, mellom Hopen og Edge øya, hvor en stor del av den dreier rundt Sørkapp, sørspissen av Spitsbergen, før det strømmer nordover langs vestkysten av Svalbard som Sørkappstrømmen med temperaturer under 0 °C og lav salinitet (Ersdal, 2001). Hovedmengden av Persey strømmen går sørvestover langs den østlige skråningen til Sentralbanken som Bjørnøystrømmen før den splittes nord for Sentralbanken og denne utgjør en viktig vannmasse i dette området (Loeng, 1991). I tillegg til disse to hovedområdene skjer det også en liten innstrømming fra Karahavet (Loeng, 1991).

På sin vei gjennom Barentshavet skifter Atlanterhavsvannet også karakter på grunn av miksing med andre lokale masser eller på grunn av dannelse av bunnvann (Loeng, 1991).. Dette dannes i lokale områder innenfor Marginal sonen, det vil si sonene der det produseres is under vinteren som smelter under sommeren (Midttun, 1985). Dette kan skje i de grunne områdene i Nordlig og Østlig Barentshavet, som blant annet omfatter Sentralbanken og bankene utenfor Novaya Zemlya (Midttun, 1985). Bunnvannet fra disse områdene følger topografien og fyller dypere områder som det østlige bassenget og strømmer ut av Barentshavet gjennom området mellom Novaya Zemlya og Frans Josef Land (Loeng, 1991). Vannmassene som strømmer ut av Barentshavet må erstattes og det er en balanse mellom like mye vann som går ut som det som strømmer inn (Loeng, 1991).

1.3.3.3 Oseanografisk utvikling i Barentshavet gjennom Holosen



Figur 1.11: Viser en tenkt havstrømsutvikling fra de siste 16000 årene, basert på kornfordeling og foraminifer undersøkelser. Modifisert fra (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

Som tidligere nevnt startet deglasiasjonen av sørvestlige Barentshavet for omtrent 15500 kalibrerte år B.P. (før nåtid, AD1950) (Vorren & Kristoffersen 86). Og mye tyder på at Ingøydjupet muligens ble isfritt for ca 18600 kal år, B.P. eller tidligere (Junttila et al., 2010). I perioden før ca 15000 kalibrerte år, B.P. var klimaet kaldt. Ingøydjupet var fortsatt påvirket av nærliggende isdekke med tegn til materiale transportert i form av sjøis eller isfjell (Aagaard-Sørensen et al., 2010). Det var kalde og ferske bunnforhold (Ślubowska-Woldengen et al., 2008), og de første tegnene på innstrømming av atlantisk vann var på sokkelen utenfor Nord-Island. En svak innstrømming atlantisk vann nordover skjedde ikke før ca 14500- 13500 kal. år før nåtid, og førte til et varmere klima i Bølling-Allerød interstadial (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

I Yngre Dryas (ca 12500-11500 kalibrerte år før nåtid) viser den bentiske faunaen en tilbakevending av kaldere og mindre salint sokkelbunnvann i Nordishavet og Barentshavet noe som førte til økt isdannelse (Ślubowska-Woldengen et al., 2008). Videre inn i den Preboreal epoken (ca 11500- 9500 kalibrerte år før nåtid) og tidlig Holosen (9500 - 7500 kal. år, B.P) skjedde det en rask og kraftig økning i innstrømming av atlantiske vannmasser opp til Svalbard sokkelen og i Barentshavet via Nordkappstrømmen. I nordlige deler av Nordsjøen var det en sterk økning i bunntemperaturen og totalt fravær av polar vennlig fauna (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

Tidlig i Holosen, perioden 9500-7500 kal. år siden: skjedde det en sterk innstrømming av varm og salint atlantisk vann til nordishavet og Barentshavet. Og den sterkeste innstrømmingen av atlantisk vann skjedde i denne perioden. Dette støttes av forsvinning av arktisk foretrekkende bentiske foraminiferer i nordlige Nordsjøen og lavt IRD innhold over hele Nordishavet og Barentshavet og utenfor Øst Grønland (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

Fra ca 7500-6800 skjedde det en svakere påvirkning fra atlantisk vann og en Nord-Østlig tilbaketrekning av den arktiske fronten (Aagaard-Sørensen et al., 2010).

I perioden 4000-2000 kal. år før nåtid er det den skjedde en forverring av klimaet og den bentiske faunaen antyder en redusert innstrømming av atlantisk vann enn det var i tidlig

Holosen og temperaturen og saltholdigheten gikk ned, både på havbunnen og i overflaten (Ślubowska-Woldengen et al., 2008). Trolig ekspanderte isbreene og økte i størrelse. Denne perioden er blitt kalt den «neoglasiale avkjølingen», lille istid. I denne tidsperioden skjedde det en forverring av klimaet og den bentiske faunaen antyder en redusert innstrømming av atlantisk vann, enn det var i tidlig Holosen og temperatur og saltholdigheten gikk ned både på havbunnen og i overflaten (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

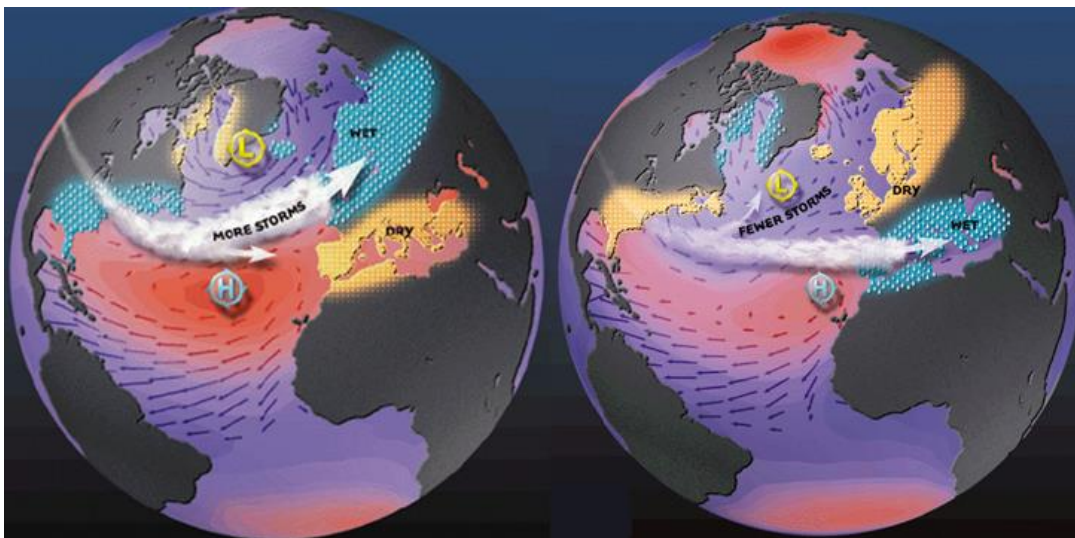
For de siste 2500 kal. år, B.P. (Risebrobakken et al., 2010) har det vært store variasjoner i salinitet og periodevis høy påvirkning fra kystvann i Sørvestlige Barentshavet. En nordlig ekspansjon av kystvannet antyder et kaldere miljø og redusert sørvestlige vindstyrke i Sørvestlige Barentshav (Ingvaldsen, 2005a) og en generell avkjøling av sen Holosen klima (Risebrobakken et al., 2010).

1.3.3.4 Sammenhengen mellom Den Nord Atlantisk Oscillasjon og klimaet i Barentshavet.

Klimaet i Barentshavet karakteriseres av store sesongmessige og årlige variasjoner når det gjelder sjøis utbredelse, temperatur, salinitet og vindmønster (Risebrobakken et al., 2010), og klimaet her har en sterk avhengighet til innstrømmingen av Atlantisk vann (Ådlandsvik & Loeng, 1991). Og denne innstrømmingen har en sterk kobling til det regionale vindfeltet hvor en sterkere sørvestlig vind gir økt transport inn og økte temperaturer i både Norskehavet og i Barentshavet (Ingvaldsen, 2005a). Dette støttes av nyere modellsimuleringer av det globale hav-sjøis sirkulasjonssystemet, der konklusjonen er at et kraftigere lavtrykk (skaper de sørvestlige vindene) og gir økt innstrømming av Atlantisk vann nordover (Condron & Renfrew, 2013).

Målinger gjort av havforskningsinstituttet mellom Norge og Bjørnøya i årene 1977-2004, viser at de fysiske egenskapene som saltholdighet og temperatur til det innstrømmende vannet varierer i samme takt som NAO («Nord Atlantisk Oscillasjon») vinter indeks (Ingvaldsen & Røttingen, 2005b; Ingvaldsen, 2005a), med en økt innstrømming når indeksen er positiv (Ingvaldsen, 2005 a). Denne indeksen er en måleenhet for trykkforskjellene mellom de to store atmosfæriske gyrene; det subpolare trykket over Island og det subtropiske høytrykket over Asorene (Dickson et al., 2000; Hurrell & Van Loon, 1997; Hurrell,

1995). Hvilke av disse to sentrene som dominerer kan ha stor innvirkning på klimaet i Nord Atlanteren og dette varierer gjennom måneder og tiår (Hurrell, 1997, Dickson et al., 2000). Trykkforskjellene måles gjennom vinteren (Desember-Mars) (Hurrell, 1995), siden det er da trykket er kraftigst og indikeres ved en positiv eller negativ indeks. En positiv NAO vinter indeks indikerer at Islandlavtrykket er kraftigere enn normalt med det resultat at det blir en økt storm aktivitet på nordlige høyere breddegrader og et kraftigere vestavindsbelte som blåser varm og fuktig vind nordover. Dette er vist i figur 1.12.



Figur 1.12: Viser værssystemet under en positiv NAO (venstre figur) og negativ NAO indeks (høyre figur). En positiv indeks gir et sterkere lavtrykk enn vanlig, sterkere havstrøm og mer fuktighet nordover med det resultatet at vintrene blir våtere i Europa og kaldere og tørrere i Nordlige Canada og Grønland. Negativ NAO: Svakere lavtrykk og dermed en svakere vind/stormer nordover. Nedbøren blir sendt mer mot Middelhavet, mens det kommer kald luft til Nordlige Europa.
Figur modifisert fra (Visbeck, 2013)

2. Materialer og metoder

2.1 Innsamling av data

2.1.1 Tokt

To sedimentkjerner ligger til grunn for dette mastergradsstudiet. Disse er samlet inn i løpet av to ulike sommer tokt; et i 2006 og et i 2011, med forskningsfartøyet R/V Helmer Hanssen (navn 2006: R/V Jan Mayen). Skipet eies i dag av Universitetet i Tromsø og er et såkalt flerbruksskip designet for marin-biologiske, geologiske og oseanografiske undersøkelser, i åpne eller islagte farvann. Skipet er topp moderne og kan blant annet gjøre ulike former for akustiske undersøkelser og ulike bunnprøvetakinger.

(kilde: www.uit.no)

Kjerne- nummer	Dato	Tid (UTM)	Lengde- grader	Bredde- grader	Vann- dyp (m)	Kjerne- Lengde (cm)
JM06-012GC	27.07.2006		71°19.38	22°29.35	432	458 (193)
HH11-152MC	30.07.2011	18:31:08	7144.30040	2219.19057	394	50

Tabell 2, A: Viser informasjon over kjernemateriale brukt i denne masteroppgaven.

2.1.2 Sedimentprøvetaking

Sedimentprøvetakingen har blitt gjort ved bruk av to metoder; Gravitycore og Multicore. Her er en beskrivelse av disse metodene.

2.1.2.1 Gravitycorer

Gravitycore er en metode for å få relativt lange, kontinuerlige sedimentkjerner. Utstyret brukt i denne studien består av et ytre og et indre rør på 6 meter med et lodd med en egenvekt på 1500 kg, plassert øverst. Under prøvetaking presses kjernen ned i sedimentet ved hjelp av gravitasjonen (Axelsson & Håkanson, 1972; Loring & Rantala, 1992). Det indre røret består av PVC og har en diameter på 110 mm, mens det ytre røret er av stål. I enden på stålrøret er det skrudd fast en «Core cutter» og over der igjen en «Core Catcher». Åpningen på Core cutter har samme dimensjon som det indre røret, i tillegg til at det er spissere som

gjør penetreringen gjennom sedimentene enklere. Core catcherer fungerer som en enveisventil ved at den er åpen når sedimentene presses inn i kjernen, men lukker seg idet kjernen trekkes opp. Ved optimal prøvetaking får man en kontinuerlig suksesjon med de yngste sedimentene øverst og de eldste i bunnen. Om bord på skipet blir Corecatcher og Corecutter skrudd av og sedimentet fra disse blir vanligvis tatt vare på, spesielt hvis kjernen blir kortere enn forventet. Dette kan gi informasjon om årsakene til en kortere sedimentkolonne. Når corecatcher og corecutter er tatt av kan det indre plastrøret dras ut. Dette blir kuttet i seksjoner på 1 meter, merket med dybde og stasjonsnummer og endene blir deretter forseglet med et lokk, og deretter lagt kjølig (4 grader).

2.1.2.2 Multicorer



Figur 2.1: Bildet viser en multicorer, fylt med sedimenter. Fotografiet er tatt under et tokt med kurset Geo-3144, sommeren 2012.

Multicore brukt under prøvetaking er produsert av KC Danmark. Multicorer består av 6 rør av polykarbonat med en diameter på 110 mm og en maks lengde på 80 cm. Kort fortalt består en multicore av 2 separerte enheter. Den består av en plate hvor kjernerørene er koblet på. På platen er det festet et lodd med nok vekt til at kjernene kan presses ned i bunnsedimentet under prøvetaking, og under denne en kraftig fjær. Den andre enheten er selve rammeverket. Ved prøvetaking vil rammen stoppe på bunnen mens delen med kjernene beveger seg vertikalt ned langs stolper og presses ned i sedimentet. Hver kjerne er festet med klemmer. I bunnen er det en «fothendel» og på toppen er det et lokk, og disse er åpne under nedfarten. I det kjernene presses ned i sedimentet utløses en wire som holder lokket og «foten» tilbake og lokket blir lukket. Det skapes dermed et vakuum som holder sedimentene på plass. I tillegg lukkes foten for bunnen når denne er over bunnsedimentene.

Under en optimal prøvetaking vil kjernen bestå av 70-80 cm urørte sedimenter med en godt bevart overflate.

(kilde: <http://www.kc-denmark.dk>)

2.1.3 CTD-data



Figur 2.2: Bildet viser en CTD-rosett montert på en ramme. CTD instrumentet sees som en sylinder i midten, mens til venstre sees en vannbeholder. Foto: Matthias Forwick, Uit

CTD er et instrument som brukes for å måle de fysiske egenskapene til vannmassene. Dette gir informasjon om de oseanografiske forholdene i hele vannkolonnen, som i tillegg benyttes til kalibrering av de akustiske instrumentene, da bølgehastigheten påvirkes av tettheten til vannmassene. Instrumentet består av en sylinder som er montert på en ramme. Og denne måler ulike parametere som Conductivity (konduktivitet), Temperature (temperatur) og Depth (dybde) gjennom hele vannkolonnen, derav navnet CTD. Konduktiviteten gir informasjon om vannets elektriske ledningsevne og ut i fra denne målingen sammen med trykk og temperatur beregnes salinitet. Grunnen til dette er at med økende saltholdighet øker vannets innhold av salter og mineraler. Et høyt nivå av dette gir dermed en høy elektrisk ledeevne.

Temperaturen påvirker konduktiviteten med 2-3 % per $^{\circ}\text{C}^2$, i tillegg til at tettheten til vannet også påvirkes, og dermed er temperaturen viktig for kalibrering av seismisk data. Vannets tetthet beregnes fra målingene av trykk og temperatur. På instrumentet kan det også være festet vannbeholdere for eventuelle vannprøver. Disse kan åpne og lukke seg på forhåndsdefinerte dyp, enten automatisk eller manuelt. Lukkingen skjer ved at en wire som er spent mellom bunn og topplokket via en mekanisme kuttet og lokkene lukker seg.

CTD- data fra begge kjernestasjonene ble tatt med en CTD av typen Sea-Bird 911. På den måles de omtalte parameterne, i tillegg til fluorescens som er mengde lysutsendelse fra et pigment-molekyl³. Enkelt forklart så brukes dette til å beregne mengde klorofyll i vannmassene, som igjen gir informasjon om primærproduksjonen⁴

2.1.4 Chirp

Chirp er et akustisk instrument som gir høy oppløselige seismiske data, av litologien for de øverste lagene under havbunnen.

Et akustisk instrument baserer seg på lydbølger som spres gjennom et medium og signaturen til bølgene som reflekteres tilbake. I prinsippet er systemet bygd opp med en sonar som produserer lydbølger. Disse lydbølgene blir reflektert idet den treffer på et medium med en annen akustisk impedans (Mosher & Simpkin, 1999), dvs. en grense hvor lydhastigheten (P-bølge hastigheten) og tettheten endres. Soner der endringer av tetthet og bølgehastigheten er større fører til flere reflekterte lydbølger som gir en sterkere akustisk impedans. Dette sees som kraftigere linjer på en ferdig prosessert seismisk profil. Et eksempel er grensen mellom grunnfjell og sediment. Sediment-kolonnens dybde og eventuelle forstyrrelser, eksempelvis, fra undervannsras bør undersøkes før en eventuell sedimentkjernetaking.

Lydbølgene som dannes har en frekvens og denne avgjør oppløsning og dybde (Quinn et al., 1998). Lave frekvenser gir dyp penetrering, men dårlig oppløsning. Høye frekvenser gir god oppløsning, men kort penetrering. Chirp er en type høy refleksjons seismikk, som sender ut en helt spesiell frekvensmodulert (FM) pulssignatur (Mosher & Simpkin, 1999; Quinn et al.,

² <http://www.bergman.no/konduktivitet-ledningsevne/category466.html>

³ <http://www.mn.uio.no/ibv/tjenester/kunnskap/plantefys/leksikon/f/fluorescens.htm>

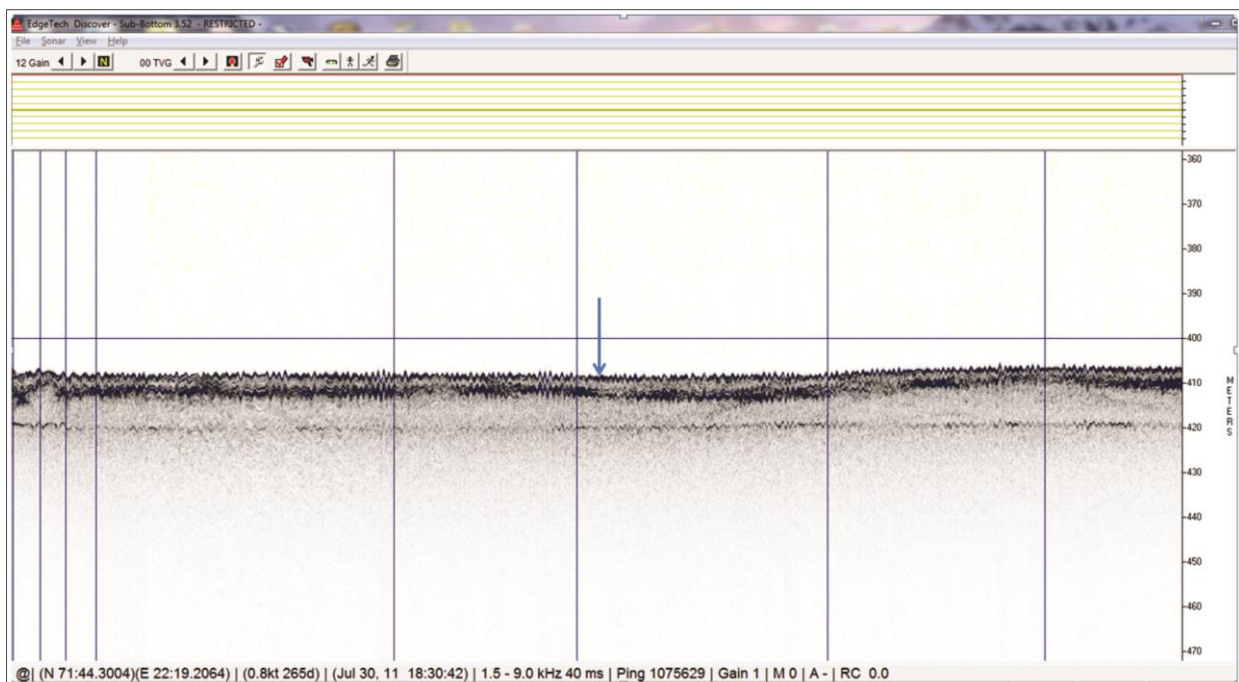
⁴ <http://nettskole.ndla.no/Klorofyll-a>

1998). Denne kombinerer ulike frekvenser i pulsen, i motsetning til «vanlig» seismikk med en enkel frekvens. Normal frekvens ligger på 1-24 kHz og dette gir en vertikal oppløsning på 20-30 meter i ukonsoliderte sedimenter (Bull et al., 2005).

Chirp systemet anvendt på Helmer Hanssen er et Edgetech system med en «X-STAR Full Spectrum Sonar og mottaker. Systemet er en «Hull-Mount» innretning, som vil si at både sonaren og mottakeren (Hydrofonen) er plassert sammen i et kammer under båten. Denne produserer en 40 ms puls stigende fra 1,5-9 kHz, avhengig av tettheten og tykkelsen til sedimentet.

(Kilde: www.edgetech.com)

Det ble kun tatt chirp for lokaliteten til Multicore 11HH-152MC, vist i figur 2.3. Ut i ifra dette bildet viser toppsedimentene for lokaliteten en mer eller mindre homogen og ensartet matriks.



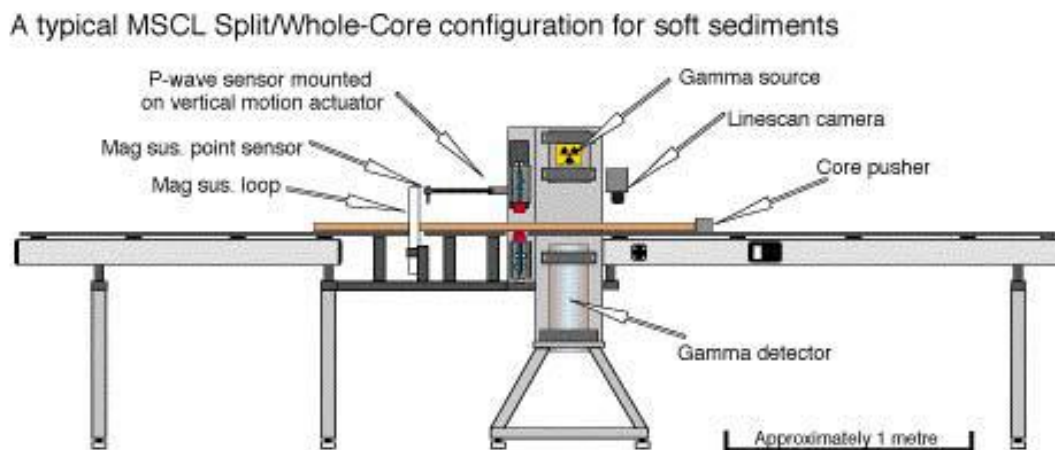
Figur 2.3: Viser omtrentlig prøvetakingsposisjon til Multicore 11HH-152 MC, markert ved blå pil. Mellom hver vertikale linje er det 100 meter. Figur fremstilt ved hjelp av programet «EdgeTech discover».

2.2 Laboratorium analyser

2.2.1 Multi sensor core logger (MSCL)

Før Gravitycore ble splittet (kappet i to, på tvers) gikk den igjennom en «Multi sensor core logger» (MSCL). Dette instrumentet måler de fysiske parameterne til sedimentene i kjernen med hensyn på tetthet til bulk («rå») sediment, magnetisk susceptibilitet og P-bølge hastighet. Dette ble gjort med et instrument av typen «GEOTEK Multi Sensor Core Logger» (MSCL) på Geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø.

I korte trekk består instrumentet av to plastikkskinner som kjerneseksjonene legges på. En «pusher» skyver seksjonen fremover gjennom de ulike målesensorer etter forhåndsprogrammerte intervaller. I denne studien er avstanden satt til å være 5 mm.



Figur 1.5: Prinsippskisse av en Multicore logger

2.2.1.1 De fysiske parameterne

Måling av P-bølge hastighet gjøres ved at kjernen sendes igjennom en P-bølge omformer hvor det sitter en sender og en mottaker. En kort P-bølge puls sendes gjennom kjernen og både reisetiden og bølgelengden blir registrert av detektoren. Hastigheten måles med en nøyaktighet på 1.5 m/s (i praksis ± 3 m/s) og varierer avhengig av litologien, porøsiteten og tettheten til sedimentet. For eksempel vil en kjerne som er rik på grovere fraksjoner gi et høyere utslag på P-bølge hastigheten enn en kjerne med finere materiale. Eventuelle luftlommer mellom sediment og kjerne vil føre til at P-bølgene ikke når mottakeren, og målingene faller ut.

(Kilde: www.geotek.co.uk + lab manualer)

«Våt-bulk»-tettheten analyseres ved at kjernen gjennomstråles av Gamma stråler. En radioaktiv kilde bestående av Cesium (^{137}C) sender igjennom gammastråler som treffer en detektor på andre siden. Denne måler mengden reststråling og ut i fra dette beregnes blant annet væsketettheten.

Magnetisk susceptibilitet (MS) er graden av magnetisering i sedimentet. Et positivt utslag betyr at sedimentet inneholder mye magnetiske mineraler, mens det motsatte er tilfelle når det viser lave MS verdier. Eksempel på magnetiske og ikke magnetiske mineraler er henholdsvis magnetitt og kvarts. En generator sender ut et magnetisk felt med gitt frekvens. Sedimentenes magnetiske egenskaper vil forårsake forandringer i frekvensen. Frekvensen tas opp av en «Bartington loop sensor» som under prosessering konverterer frekvenspulsene om til magnetisk susceptibilitets verdier (SI). Hensikten med MS målinger foruten å undersøke mineralinnholdet, er å kunne korrelere kjerner fra samme område eller region ut i fra sedimentasjonsforhold eller diagenese.

2.2.2 Radiografi

Dette er en metode som gjøres etter at kjernen er splittet. Radiografi går ut på at kjernen fotograferes med et apparat som sender ut røntgenstråler. Dette gir informasjon om lagning, tekstur, mineral sammensetning, bioturbasjon, bioerosjon, fragmenter og større fraksjoner som kan være vanskelig å se under den visuelle loggingen av kjernen. Denne informasjonen kan være svært nyttig i å planlegge den videre prøvetakingen.

Prinsippet bak røntgenfotograferingen er at de elektromagnetiske strålene som sendes gjennom en materie vil absorberes avhengig av type grunnstoff det er i prøven. Jo større atommasse et element har desto større del av strålene vil bli absorbert. Dette fører til at radiografiet gir et bilde på eventuelle tetthetsvariasjoner og mineralogiske forskjeller. Partier med høy porøsitet og lette mineraler har lavere absorpsjons evne og vil dermed fremstå mørkere enn områder med tyngre mineraler eller høyere tetthet.

De elektromagnetiske strålene har en bølgelengde mellom ultrafiolett lys og gamma stråler og gjennomtrengningsevnen eller absorpsjonsevnen påvirkes også av om det er en lang eller

kort-bølgete stråling. De kortbølgete har større gjennomtrengningskraft enn de langbølgete og ved å øke rørspenningen vil også penetreringsevnen til røntgenstrålene øke.

Gravitycore brukt i denne studien, ble fotografert med et apparat av typen Philips K 140 B på Geologisk laboratorium, Universitetet i Tromsø. Filmrull som ble brukt er AFGA Structurix industrifilm, type D2 film. Under laboratoriearbeidet til denne oppgaven ble røntgenfotografiet brukt til å undersøke om det fantes partier eller soner som var interessante med hensyn på bla. grove klaster, laminasjoner, skjell osv. Dette ble ikke funnet i nevneverdig grad og er årsaken til at røntgen fotografiet ikke er inkorporert i sediment-loggen i kapittel 5.

2.2.3 Kornfordeling

Kornfordelingen i denne studien er gjort ved hjelp av manuell sikting og bruk av en laser partikkel diffraksjons instrument. Under analysering med dette instrumentet viste resultatene verdier som ikke kunne stemme. Blant annet utgjorde leire og silt-mengden til sammen over 100 % av totalvekten. Alle prøvene ble analysert på nytt og det er denne andre gjennomkjøringen resultatene bygger på. Siden dette var første gang instrumentet var i bruk, ble det foretatt flere analyser for hver prøve. Disse viste en høy grad av tilfeldigheter over fordelingen av fraksjonene større enn 63 μm . Denne store usikkerheten gjør at metodevalget for frembringelse av kornfordelingsresultatet ble delt mellom bruk av laser partikkel diffraksjonsinstrumentet for fraksjoner under 63 μm , mens det for grovere materiale ble brukt verdiene fra den manuelle siktingen. Fremgangsmåte for frembringelse av resultater for kornfordelingen over 63 μm er gitt i kapittel 2.2.4

I oppgaven blir kornfordelingen inndelt etter Udden-Wentworth skala, mens det siktete materialet er inndelt etter maskene på siktene. En oversikt er gitt i tabell 2A.

Fraksjons- benevnelse	Kornstørrels (μm)
Leire	0,0637-3,86
Silt	3,86-63,41
Sand	63.41-1000
medium sand- grovere	> 1000

Tabell 2, A: Viser inndelingen av de ulike kornfraksjonene og diameter, brukt i denne studien.

2.2.3.1 Laser diffraksjonsanalyse

En viss mengde materiale under 63 μm ble tatt ut fra både multicore og gravitycore og analysert med en «Laser diffraksjons partikkelstørrelse-analysator» av typen «Coulter LS 13320». Dette ble analysert med hensyn på sedimentenes kornfordeling, med tanke på konsentrasjonene av leire og silt, i tillegg til sorterbar silt fordelingen.

2.2.3.1.1 Prinsippet bak metoden

En prøve blir bestrålt av en laserstråle. Avhengig av partikkelens størrelse vil laserstrålen brytes i forskjellig vinkel og det er denne vinkelen her som måles. Vinkelen måles ved at mange detektorer er plassert etter hverandre og avhengig av hvilken som bestråles blir størrelsen beregnet. Høy spredningsvinkel indikerer en liten partikkel størrelse, mens en stor gir liten vinkelspredning. I tillegg vil noe av strålen absorberes av selve partikkelen og graden av dette er også avhengig av partikkelstørrelsen. En stor partikkel absorberer mindre og har en lavere total intensitet enn en liten partikkel. Resultatet blir en kumulativ kurve, som viser en kornfordeling med partikkelstørrelsen plottet mot mengde i volumprosent.

(Kilde: www.beckmancoulter.com)

2.2.3.1.2 Fremgangsmåte for analysering

Fra hver prøve ble ca 1,5 gram frysetørkede sedimenter tilsatt ca 50 ml vann, i tillegg til 2-3 dråper med Calgon for å unngå at sedimentene klumper seg. Hver prøve ble godt blandet i et par minutter ved hjelp av en «magnet-ristemaskin», samtidig som det ble tatt ut en våtprøve langs begerglasskanten, midt i vannkolonnen. Dette ble vurdert til å være den

beste måten å ta ut et representativt utvalg sediment, da de største partiklene trolig vil holde seg i suspensjon nederst langs bunn, mens de letteste vil holde seg helt øverst. Ved å ta ut en prøve i midten av vannkolonnen vil man få ut en best mulig sammensetning og i tillegg ha visuell kontroll, da posisjonen til pipetten lettere kan sees langs kanten. Dette gjør at prøven blir tatt ut på samme sted i vannkolonnen hver gang, noe som gir et bedre sammenlikningsgrunnlag mellom prøvene.

2.2.3.1.3 Fremstilling av data

Kornfordelingen i denne oppgaven er oppgitt i prosentvis fordeling i forhold til total vektprosent, med unntak av sorterbar-silt gjennomsnittet.

2.2.4 Litologiske prosedyrer

En gravitycore og en multicore er analysert i denne studien. Fremgangsmåten for den litologiske undersøkelsen for disse to er som følger; Multicore (HH11-152 MC), ble prøvetatt hver cm på toktet. Gravitycore (GC06-012), ble analysert med «Multisensor core logger» (MSCL), SCL og røntgenfotografert. Kjernen ble deretter kuttet i to med en sirkelsag der den ene delen er arkivert og fungerer som referansekjerne, mens del to ble jobbet videre med. Gravitycore ble beskrevet ut ifra visuelle observasjoner for kornstørrelsen, mengde klaster, laminasjoner, farge, skjell og andre biologiske spor. Fargen ble klassifisert ved hjelp av Munsell Soil Colour Chart (Munsell, 1973).

Det er foretatt tidligere arbeid med disse kjernene hvorav de øverste 20 cm av multicore (HH11-152 MC) er blitt analysert av Noortje Dijkstra (Dijkstra, 2013). I tillegg har gravitycore (GC06-012) blitt undersøkt med hensyn på kornfordeling, total karbon (TC), total svovel (TS), total organisk karbon (TOC) innhold av NGU (Boitsov et al., 2011).

Under studien til denne masteroppgaven er det undersøkt 30 centimetersprøver fra multicore i dybde intervallet 20- 50 cm, for kornstørrelser over 0,063 mm. AV disse ble 8 sedimentprøver undersøkt videre med tanke på foraminifer-fauna og kornfordeling under 0,063 mm.

Fra gravitycore (GC06-012), ble det tatt ut 50 prøver som ble undersøkt med hensyn på kornfordeling og foraminiferfauna. Disse prøvene er tatt med 2 til 5 cm mellomrom, hvor hver prøve er på 1 cm. Hele gravitycore er 458 cm, men i denne studien er det kun sett nærmere på de øverste 193 cm. Dette for at målet med studien kun er å undersøke tiden etter deglasiasjonen.

Uttak av sedimentprøvene ble gjort med en osmotisk kniv, vinkelrett ned i sedimentet og materialet ble lagt på en skål. Sedimentene langs kanten ble tatt bort for å unngå kontaminerte sedimenter. Under prøvetaking med gravitycore kan bruk de ytterste sedimentene være en stor feilkilde, da disse kan inneholde plastikkbiter fra kjerne kuttingen, i tillegg til at yngre sedimenter kan bli dratt ned i de underliggende sedimentene på grunn av friksjon mot kjernerørveggen. Alle prøvene ifra Gravitycore og Multicore ble frysetørket og deretter siktet. For GC prøvene ble det før siktingen tatt ut 1-2,3 gram frysetørket materiale (prosessen her, beskrevet mer i kapittel 2.2.2.1) og dette ble brukt sammen med materialet under 63 um fra multicore videre til laser diffraksjons analyse for å undersøke kornfordeling med hensyn på leire-silt innhold og sortable silt (se kapittel 2.2.3.1).

Prøver fra begge kjernene ble siktet med hensyn på fraksjons størrelse; 63, 100 og 1000 um sikter. Mellom hver prøve ble siktene lagt i UV bad av typen Grant XB14 eller 5510 Branson i 5 til 10 minutter. Deretter ble siktene skylt med vann og blåst med høytrykksluft.

Vekt brukt under labarbeidet er av typen «Sartorius LP 2200P».

2.2.2.1 Frysetørke prosess

Prøvene som ble brukt i denne studien ble frysetørket med en Christ ALPHA 1-4 som er tilkoblet en «LEYBOLD TRIVAC B» vakuum pumpe. Alt arbeid er gjort på Geologiske laboratorium, Universitetet i Tromsø.

Frysetørking er en prosess hvor vannet i form av is går direkte over til vanndamp. Fenomenet kalles for sublimasjon og kan skje så lenge trykket og temperatur holdes under trippelpunktet for de tre ulike fasene fast stoff, væske eller gas. Tørkeprosessen kan deles inn i to faser; Hovedtørking og ettertørking. Hovedtørkingen fjerner mesteparten av isen som går direkte over til damp, mens ved ettertørkingen blir de intramolekylære

vannmolekylene fjernet. I frysetørkeren ligger prøvene på kalde aluminiumsplater som blir varmet opp under prosessen. Dette fører til at prøvene tørker først i bunnen og issonen vandrer oppover mot midten. Tiden det tar for å frysetørke vil derfor være avhengig av tykkelsen til prøven. Når temperaturen i maskinen gikk fra minus 20 til pluss 17 eller mer, ble prøvene tatt ut. Dette tok omtrent et døgn.

(Kilde: www.martinchrist.de)

Poenget med å frysetørke er at sedimentene lettere løser seg opp i vann enn ved vanlig tørking, på grunn av at frysetørkingen opprettholder porerommene i sedimentet etter at isen har sublimert⁵

Etter sikting ble fraksjon 100 til 1000µm undersøkt med hensyn på foraminiferfauna. Dette ble gjort med alle prøvene fra gravitycore og 8 av prøvene fra multicore med 1-3 cm mellomrom. Noen av disse prøvene hadde et høyt innhold av kvartskorn i forhold til foraminiferer og ble derfor tyngdeseparert. I tillegg ble det tatt ut foraminiferer til datering for de 2 nederste cm av multicore og 2 cm fra topp gravitycore. Under tidligere undersøkelser var det plukket ut 4 skjellprøver og tre av disse ble sent til datering. Mer om dette under kapittel 2.2.4.3

2.2.4 Radiokarbondatering

2.2.4.1 Prinsippet bak karbondatering

Karbondatering baserer seg på å måle graden av ^{14}C nedbrytning i og brukes i dag til å datere materiale som er yngre enn 50000 år (Se (Hughen et al., 2004a).

I øvre del av atmosfæren dannes det kontinuerlig ^{14}C atomet på grunn av kosmisk stråling fra nitrogenatomer. Dette fører til at Nitrogenatomet (^{14}N) mister et proton (Bowman, 1990). I atmosfæren binder karbonet seg til oksygen og danner CO_2 som tas opp i levende planter og organismer (biosfæren), via fotosyntesen. Det er hele tiden en utveksling mellom de ulike globale reservoarene atmosfæren, biosfæren og hydrosfæren (havet) og disse fungerer som karbonlagre på jorden (Bowman, 1990).

⁵ <http://no.wikipedia.org/wiki/Fryset%C3%B8rking>

Når en organisme dør stopper opptaket av ^{14}C i organismen og det ustabile karbonet brytes ned. Ideelt sett vil organismen ha samme ^{14}C nivå som omgivelsene og når nedbrytningshastigheten er kjent kan alderen beregnes. Halveringstiden til isotopen er 5730 ± 40 år (Godwin, 1962).

Ved å måle ^{14}C mengden som dateres kan riktig ^{14}C alder beregnes. Ulempen er at produksjonen av ^{14}C har variert gjennom tiden, noe som gjør at et ^{14}C ikke samsvarer med et kalenderår.

I tillegg må prøvene kalibreres for reservoar effekten siden det er ulik utvekslingshastigheten mellom de forskjellige reservoarene (Bowman, 1990). Dette vil bli redegjort for i Kapittel 2.2.4.4.

2.2.4.2 Dateringsmetoden AMS

Siden det er så små mengder med ^{14}C naturlig krever denne type dateringer veldig sensitivt utstyr. Datering av karbon baserer seg i dag på bruk av to ulike metoder der «Akselerator masse-Spektrometri» (Accelerator Mass Spectrometry, AMS), er den vanligste (Bowman, 1990). Siden det kun er denne som har blitt benyttet i denne studien er det denne metoden som blir videre omtalt.

Med AMS telles antallet ^{14}C -atomer basert på dets atomvekt (Bowman, 1990). Metoden går ut på at elektrisk ladde partikler i veldig høy hastighet utsettes for et magnetisk felt og avhengig av partikkelens atommasse vil graden av avbøyning fra bevegelsesretningen variere. Jo tyngre partikkel, desto mindre grad av avbøyning. Detektorer er plassert i en spesiell anordning som representerer de ulike atomene som måles (Bowman, 1990).

2.2.4.3 Daterings material.

I alt 5 prøver ble radiokarbon datert; 2 foraminiferprøver og 3 skjellprøver. Skjellprøvene ble tatt ut på dybder 80 cm, 236,5 cm og 382 cm under tidligere arbeid med kjernen, mens foraminiferprøvene ble plukket under arbeidet til denne studien. Detaljert informasjon om dateringsmateriale er gitt i tabell 2.A.

Før datering ble skjellprøvene identifisert av Trine Dahl fra Institutt for Geologi for å unngå å datere sediment-filtrerende skjell. Dette kan nemlig forårsake en dateringsprøve basert på sedimentene som blir filtrert og ikke selve alderen til organismen, noe som kan gi en stor feilmargin.

Kjerne	Dybde (cm)	Dateringsmateriale
JM06-012GC	0-2	Div. bentiske foraminiferer
JM06-012GC	80	Yoldiella lenticula
JM06-012GC	236,5	Yoldiella lenticula
JM06-012GC	382	Nuculana pernula
HH11-152MC	48-50	Div. bentiske foraminiferer

Tabell 2.A: Oversikt over dybde og dateringsmateriale brukt i denne studien. Skjellartene er identifisert av Trine Dahl, Institutt for Geologi.

Disse prøvene er i studien brukt til å finne litologiske alderssammensetning, sedimentasjonsrate og til å korrelere resultatet med andre presenterte resultater.

Plukking av foraminiferer til datering

Foraminiferprøvene med hensyn på datering ble plukket på følgende måte;

De tørkede sedimentprøvene i størrelsesfraksjonen 100-1000 µm ble spredd utover et tellebrett. På grunn av for lav mengde med foraminiferer i disse prøvene ble dateringsprøvene sammensatt av sedimenter fra 2 cm intervall. I tillegg førte lav mengde med foraminiferer til at alle typer bentiske foraminiferer ble plukket, såfremt skallet bestod av kalsiumkarbonat (CaCO₃). Andre kriterier de ble plukket etter er at skallene skal være mer eller mindre rene for å unngå kontaminasjon/forurensning. Dateringsprøvene ble veid med en vekt av typen Mettler AE160, som har en nøyaktighet på 1/10000 del.

Prøvene ble deretter analysert med en «1.5 SDH-Pelletron Model «Compact Carbon AMS»», på «Poznań Radiocarbon Laboratory» i Polen.

2.2.4.4 Kalibrering, marin reservoar effekt og valg av (ΔR)

Den naturlige produksjonen av ¹⁴C varierer med tiden (Bowman, 1990; Hughen et al., 2004a) på grunn av variasjoner i den kosmiske strålingen. Kosmiske stråler er elektriske partikler og

disse påvirkes av styrken til jordens magnetfelt. Magnetfeltet forstyrres av forandringer i de geomagnetiske polene, i tillegg til solaktiviteten. Hvis jordens eget magnetfelt er svakt vil en mindre del av de kosmiske partiklene bøyes av og derfor går produksjonen av ^{14}C opp og motsatt vil skje under et sterkere magnetfelt. Høy solaktivitet fører til økt solstormaktivitet og en sterkere avbøyning av magnetfeltet og dermed et svakere magnetfelt og mindre ^{14}C produksjon. Denne aktiviteten har sykluser på 200 og 11 år, hvorav den siste er den kraftigste (Bowman, 1990). I tillegg til den naturlige produksjonen er det også andre faktorer som påvirker ^{14}C innholdet som tas opp av organismer. Det er knyttet variasjoner i vekslingen mellom glasier og mellomistider, noe som kommer av at havtemperaturen og dermed løseligheten av CO_2 , forandrer seg i takt med temperaturen (CO_2 løseligheten øker ved lavere temperatur). I tillegg vil mye gammelt karbon smelte og renne ut i havet under en mellomistid siden mer og mer karbon er samlet i isen på land under en istid.

Det må også tas hensyn til fraksjonering og rekrystallisering av isotopene (^{12}C , ^{13}C og ^{14}C) fordi de tas opp i organismen eller planten ulikt i forhold til det «virkelige» atmosfæriske forholdet (det naturlige nivået). Dette kalibreres ved å måle $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ forholdet, mot en Belemnitt standard (PDB) med et gitt forhold. Og når ^{14}C innholdet er det dobbelte av ^{13}C kan ^{14}C -alderen beregnes (Bowman, 1990).

Menneskelig aktivitet med fossil forbrenning («Suess effekt»), og ikke minst atomprøvesprengningene har bidratt til et «kunstig» høyt ^{14}C nivå i atmosfæren og dette er grunnen til at nullpunktet for kalibrert ^{14}C alder (kalender år) regnes fra år 1950. Dette oppgis som «Before Present/før nåtid», og benevnelsen B.P. (Bowman, 1990). Såfremt ikke noe annet er nevnt er alle aldere i denne oppgaven gitt med kalibrert alder før nåtid, AD 1950, oppgitt som *kal. år B.P.*

Siden ^{14}C år ikke er det samme som et kalenderår, må ^{14}C kalibreres til kalenderår. I tillegg må marine prøver kalibreres for marin reservoar effekt (marin reservoar alder), definert som forskjellen mellom ^{14}C alder i en marine prøve og en terrestrisk prøve fra samme tidspunkt (Stuiver et al., 1986). Dette må gjøres fordi utvekslingen av ^{14}C (i form av CO_2) mellom atmosfæren og havoverflaten går mye langsommere enn mellom atmosfæren og den terrestriske biosfæren. Av mangel på detaljert informasjon blir denne verdien satt som en konstant global verdi ved å anta lik utvekslingshastigheten mellom atmosfære-havoverflate over hele verden. Dette gir grunnlag for en global kalibreringskurve som viser variasjonen i

^{14}C alder til vannmassene (marine reservoar alder). Denne er gitt til å være omtrent 400 ^{14}C (Hughen et al., 2004b).

Økt forskning og innhenting av kalibreringsdata har gitt mer detaljert kunnskap om variasjonen i marine reservoar alder for de ulike regionene. Dette må det korrigeres for når ^{14}C kalibreres, til å gi en mer nøyaktig marine reservoar alder. Differansen mellom den globale og den lokale marine reservoar alder kalles for ΔR , og denne regnes for å være konstant innenfor en og samme region (Stuiver et al., 1986). Denne kan derimot variere i mindre områder med blant annet høyere grad av oppstrømning («upwelling») av bunnvann (Stuiver et al., 1986). Trenden langs Norskekysten er en svak økende ΔR og reservoar alder nordover på grunn av økende miksing mellom atlantisk vann og kystvann (Mangerud et al., 2006; Mangerud & Gulliksen, 1975).

Marine reservoar alder og ΔR verdier er samlet i en felles internasjonal data base; «CHRONO Marine Reservoir Database» (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>) (Bronk Ramsey, 2008)

Denne internasjonale databasen samler kalibreringsdatasett med både terrestriske og marine karbonprøver fra samme tidsintervaller og dette ligger til grunn for lokale ^{14}C -tilpasninger.

I denne oppgaven er radiokarbondateringen kalibrert med det internettbaserte programmet «Calib 6.0» (Stuiver et al., 2005), og kalibreringskurvene Intcal09 og Marine09 er benyttet (Hughen et al., 2004b; Reimer et al., 2004; Reimer et al., 2009). Disse baseres på en global reservoaralder på omtrent 400 ^{14}C år BP (405 ^{14}C - år). Denne kalibreringskurven bygger på dendrokronologisk datamateriale, (Intcal04 og Intcal09), for de siste 12500 kal. yr BP, og materiale fra marine arkiv som koraller og foraminifer, for perioden etter og tilbake 50000 kal. år B.P. En total reservoar alder på 467 ± 41 ($\Delta R = 67 \pm 41$) er valgt (Mangerud et al., 2006; Mangerud & Gulliksen, 1975) for tidsperioden Holosen og Bølling/Allerød, da disse periodene antas å ha omtrent lik reservoaralderen som i dag (Bondevik et al., 1999).

Dateringsprøven fra 80 centimeters dyp er datert til 11162 ± 125 ^{14}C kal. år BP og er innenfor i nærheten av Yngre Dryas. I Yngre Dryas er det registrert store endringer hvor alderen gikk fra 400 til 600 år i tidlig YD (Bondevik et al., 2006) og vedvarte i omtrent $\frac{2}{3}$ deler av denne

perioden. Derfor er det for denne alderen valgt en høyere reservoaralder på 600 ± 50 og en $\Delta R = 200 \pm 50$.

Reservoar alderen påvirkes av bl.a. havsirkulasjonen og, høyere reservoar alder under YD er blitt forklart som en effekt av at innstrømmingen av Atlantisk overflatevann til Nord Atlanteren ble redusert, i tillegg til en økende grad av sjøis og isdekkeforringet havoverflate-atmosfære kontakten (Bard et al., 1994). Disse tallene er også valgt ut da de er i overenstemmelse med tidligere brukte reservoaralder fra publiserte artikler fra dette området, som resultatene i denne studien vil sammenlignes med i kap. 6 (Aagaard-Sørensen et al., 2010; Junttila et al., 2010).

Den kalibrerte alderen er basert på sigma 2 verdier med 95,4 % høy sannsynlighet for at kalibrert alder ligger innenfor det oppgitte aldersintervallet.

2.2.3 Foraminiferanalyse

2.2.3.1 Fremgangsmåte

I alt ble det tatt ut 58 sedimentprøver som ble undersøkt med tanke på den bentiske foraminifer faunaen og kornfordelingsanalyse. I tillegg ble det plukket foraminiferer til datering i to intervaller, fra bunn multicore og av de 2 øverste cm i gravitycore (se tabell kapittel 2.3.4.3 for detaljer).

I denne studien er det kun plukket og identifisert bentiske foraminiferer og dette er gjort som beskrevet av (Knudsen, 1998).

Sedimentene fra hver prøve i størrelses orden 100 til 1000 μm ble spredd jevnt utover et tellebrett bestående av 45 ruter. Fra hver prøve ble det telt 300 individer, siden dette antallet regnes som et statistisk signifikant utvalg av en populasjon (Knudsen, 1998). I de tilfellene det var færre foraminiferer i prøven enn 300 stykker, ble samtlige registrert.

Plukkingen ble gjennomført gjennom et mikroskop av typen Leica MZ 16. Etter hver prøve ble rest-materialet helt tilbake og brettet ble rengjort med trykkluft.

2.2.3.2 Beregningsmåter for foraminifer-undersøkelsen

Det er brukt flere forskjellige beregninger i faunabeskrivelsen i denne oppgaven.

Alle foraminiferene er oppgitt i volumprosent og artsfordelingen vises som prosentvis fordeling av de ulike artene for hver prøve. Andre beregningsmåter er:

Tetthet av foraminiferene som er beregnet ut i fra det totale antallet av foraminiferer i prøven fordelt på mengde tørket sediment. Svaret oppgis i antall foraminiferer pr gram sediment.

Beregning av fluks ble gjort både for total mengden og for hver enkelt art. Dette ble beregnet med metode utarbeidet av (Ehrmann & Thiede, 1985);

$(\#/ \text{gram tørket sediment}) \times (\text{Tettheten til sedimentet } \text{g}/\text{cm}^3) \times (\text{Sedimentasjonsrate, cm}/\text{år})$.

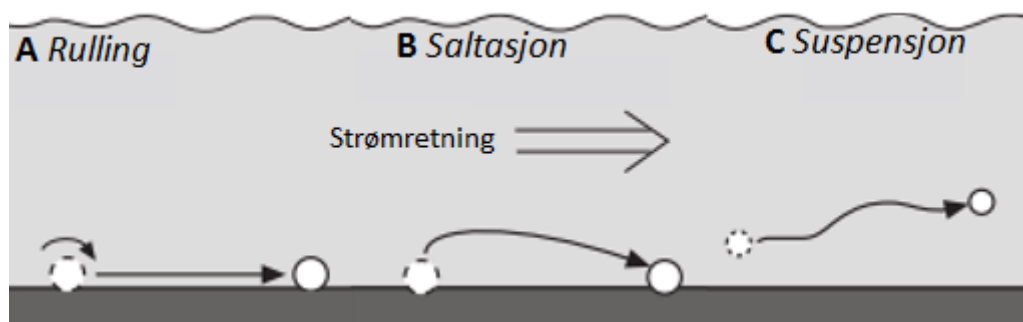
Forkortelsen # betyr antall bentiske foraminiferer og fluksen oppgis til antall b. foraminiferer pr $\text{cm}^2/\text{år}$. Total fluksen inkluderer også de agglutinerte foraminiferene.

3. Kornfordeling og Sortable Silt

3.1 Transportering av sedimenter

Sediment avsatt på havbunnen er blitt fraktet ditt fra et annet område (Nichols, 2009). Transporteringen kan være i form av forskjellige gravitasjonsdrevne krefter slik som terrestrisk steinskred eller samme versjon under vann; som gravitasjonsstrøm («Debrisflow»), eller Slamstrøm («turbidity flow»), hvor forskjellen er at førstnevnte har et mye lavere vanninnhold. Materiale kan også bli inkorporert i is og bli avsatt når isen smelter og dette kalles for «is driftet materiale», IRD. Andre er transportering ved hjelp av vindsirkulasjon, men på grunn av luftens lave tetthet og dermed kan dens lave viskositet grovere partikler enn sand utelukkes fra å kunne bli vindtransportert.

Det desidert aller viktigste transportmediet med tanke på marine prøver og havbunnsundersøkelser, er havstrømmer og vannsirkulasjon (Nichols, 2009).



Figur 3.1: Prinsippskisse over tre ulike måter for bevegelse av en partikkel i en strøm; bunntransport i form av «Rulling» der kornet blir dratt bortover langs bunnen som en følge av friksjonskrefter mellom væsken og partikkelen, «Saltasjon» hvor partiklene over korte avstander løftes over bunnen før det faller ned igjen, eller i form av «suspendert transport («Suspensjon»); der partiklene flyter i vannmassene og holdes over bunnen over lengre tid enn ved saltasjon. (Modifisert fra Nichols, 2009).

Som vist i figur 3.1 er det flere typer for bevegelse av sedimenter i vannmassene, og hvilke type transport og hvor langt sedimentene transporteres avhenger av energien til havstrømmene. Generelt er det slik at de vertikale og horisontale kreftene som kreves for å løfte og dra en partikkel over en gitt distanse øker med partikkelens størrelse.

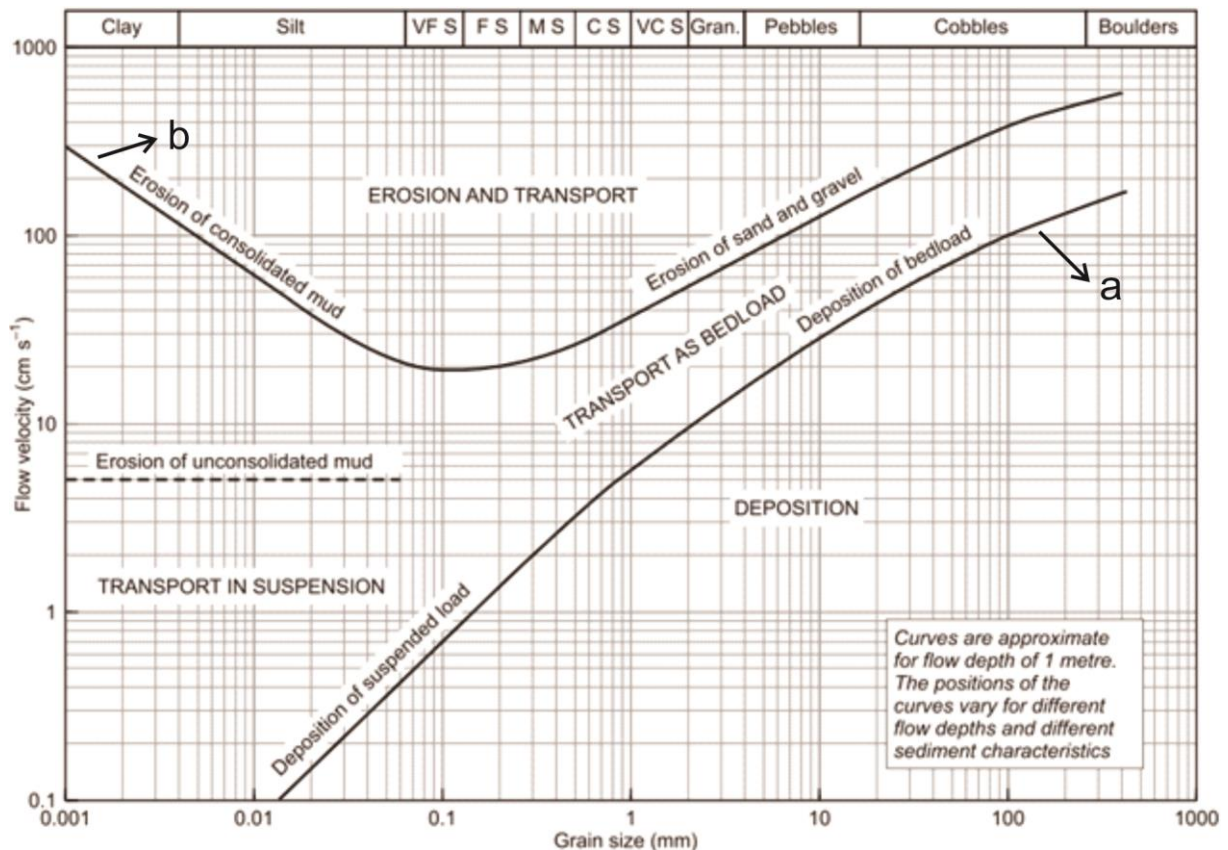
Undersøkelse av kornstørrelse og kornfordeling kan derfor gi en indikasjon på styrken til bunnstrømmene (Nichols, 2009).

3.2 Sammenhengen mellom kornfordeling, sorterbar silt og havstrømstyrke

For å gi realistiske rekonstruksjoner av strømstyrke er det viktig å undersøke om det er havstrømmer som har vært transportmediet, og ikke et av de andre prosessene forklart i forrige delkapittel (som IRD, vind, skred). Det er her begrepet «sorterbar Silt» (SS) benyttes og brukes om partikler som fysisk kan transporteres av havstrømmer (Hass 2002), med moderat styrke (Manighetti & McCave, 1995). SS er definert til å være i størrelsesordenen 10-63 μm (Bianchi & McCave, 1999; McCave et al., 1995a; McCave et al., 1995b) og dette intervallet er valgt fordi partikler under 10 μm oppfører seg kohesivt og kan flokkulere («Klumper seg»), mens partiklene over 63 μm mest sannsynlig har blitt transportert ved hjelp av en annen type prosess, for eksempel med is-transport. Denne størrelsen ansees å ha for stor kornstørrelse til å bli transportert over lengre avstand av havstrømmer med moderat styrke (Hass, 2002).

En mer direkte indikator på strømstyrken er å se på den generelle kornfordelingen gitt av den gjennomsnittlige Sortable silten størrelsen (\overline{SS}) (McCave et al., 1995a) og som viser den gjennomsnittlige havsbunnsstyrken. Korreleringsundersøkelser av silt og sand fra Fram Stredet, gjort av Hass et. al., viser at noe av de groveste silt-fraksjonene trolig også kan være is transportert materiale, siden silt fraksjonen korrelerer med en økende sand konsentrasjon. En sikrere antakelse gjøres ved å se på stabiliteten til den generelle SS-kornstørrelsen (\overline{SS}). IRD vil ikke vises som en stabil trend fordi prosessene bak, med tanke på innfrysing og smelting /avsetning av det terrestriske materiale, er en mer ukontinuerlig prosess. Dette kan bidra til en bedre og mer korrekt tolkning selv om man aldri helt sikkert kan utelukke IRD-avsetninger i områder under glasial påvirkning (Hass, 2002).

I denne oppgaven er det brukt sedimenter fra deglasiasjonen og Holosen. Metoden beskrevet av Hass (2002) er brukt i denne studien for å teste ut sammenhengen mellom sorterbar silt og sand (%), dette for og på en best mulig måte kunne utelukke påvirkning fra IRD.



Figur 2.2: Viser sammenhengen mellom kornstørrelse og strømstyrke på 1 meters vanddyb, i et «Hjulstrøm diagram. Figur modifisert fra (Nichols 2009).

Nederste linja (linje a) i figur 3.2, viser hastigheten som kreves for å transportere de ulike kornstørrelsene før partiklene avsettes, mens den øverste kurven (linje b) viser farten som trengs for og transportere allerede avsatte partikler. Som den øverste kurven viser kreves det høyere energi å transportere single partikler fra konsoliderte matriser (hvor vannet har blitt presset ut), enn partikler som allerede er i bevegelse. Dette er fordi det krever ekstra energi og løfte partikkelen opp fra et underlag enn det gjør kun å holde det i bevegelse uten den ekstra vertikale kraftanstrengelsen. Kurven viser også at reduserte kornstørrelser, av konsolidert materiale, under grov silt, krever økt strømstyrke. Årsakene til dette er de kohesive egenskapene til leire og silten. Som figuren viser krever det mer enn 5 cm/sekundet før avleiret, ukonsoliderte partikler finere enn sand, blir transportert.

3.2 Hvordan varierer sorterbar silt med endringer i klima

Flere undersøkelser for perioden fra siste istid (Weichsel) til nå, basert på sorterbar silt-analyser, viser at det stort sett skjer en reduksjon i dypvannstrøm-hastighetene i kalde perioder og en økende hastighet under varmere perioder (Bianchi & McCave, 1999; Hall & McCave, 2000; Hass, 2002; Jessen & Rasmussen, 2013, Upublisert; Manighetti & McCave, 1995; Praetorius et al., 2008). Dette har trolig en sammenheng med at dypvannsproduksjonen ble redusert under istidene, mens den var sterkere gjennom mellomistidene (Birgel & Hass, 2004; Broecker & Denton, 1989).

4. Foraminiferer

I denne studien har jeg kun sett på arter av foraminifera, som lever i det bentiske miljøet, og det vil derfor utelukkende bli redegjort for denne gruppen.

4.1 Generelle biologi og bruksområde til bentiske foraminiferer

Bentiske foraminifere er en viktig orden av encellede organismer som lever foruten noen få arter, i det marine miljøet. De fleste av artene er mindre enn 1 mm og er omgitt av et beskyttende skall som kan bestå av organisk, agglutinerte partikler (det vil si at skallet består av andre typer partikler fra omgivelsene som kleber seg til skallet) eller mineraler i form av aragonitt eller kalsitt (CaCO₃). Reproduksjonen kan være både i form av aseksuell og seksuell formering og de bentiske artene lever på havbunnen, enten inne i sedimentene (Infaunalt), eller i overflaten til bunnsedimentet (Epifaunalt).

Bentiske foraminiferer er en viktig gruppe mikro-organismer når det gjelder å rekonstruere blant annet nåværende og tidligere klima, siden de finnes i en lang rekke forskjellige marine miljøer, hvor ulike arter har forskjellige miljø-preferanser (miljø de foretrekker å oppholde seg i). Viktigste begrensende faktorene på faunautbredelsen kan være: Saltholdighet, temperatur, strømstyrke, mat tilgang og type mat, oksygen innhold og substrat type.

(Armstrong & Brasier, 2009; Murray, 2006)

Foraminifer-faunaen fra Ingøydjupet og dens kjente økologiske preferanser blir derfor brukt i denne studien til å gi et innblikk på de paleo oseanografiske forholdene i Ingøydjupet gjennom Holosen.

4.2 Faktorer som kan modifisere faunaen

Ved bruk av fauna-analyser av foraminiferer er det viktig å undersøke om faunaen som observeres tilsvarer den virkelige artssammensetningen. De viktigste «post mortem» prosessene som kan påvirke fordelingen/sammensetningen av faunaen er surt vann (enten som porevann eller på overflaten av havbunnen) som fører til høyere oppløsning og dårligere bevaring av foraminiferene, bioturbasjon, transporter og/eller omarbeiding av

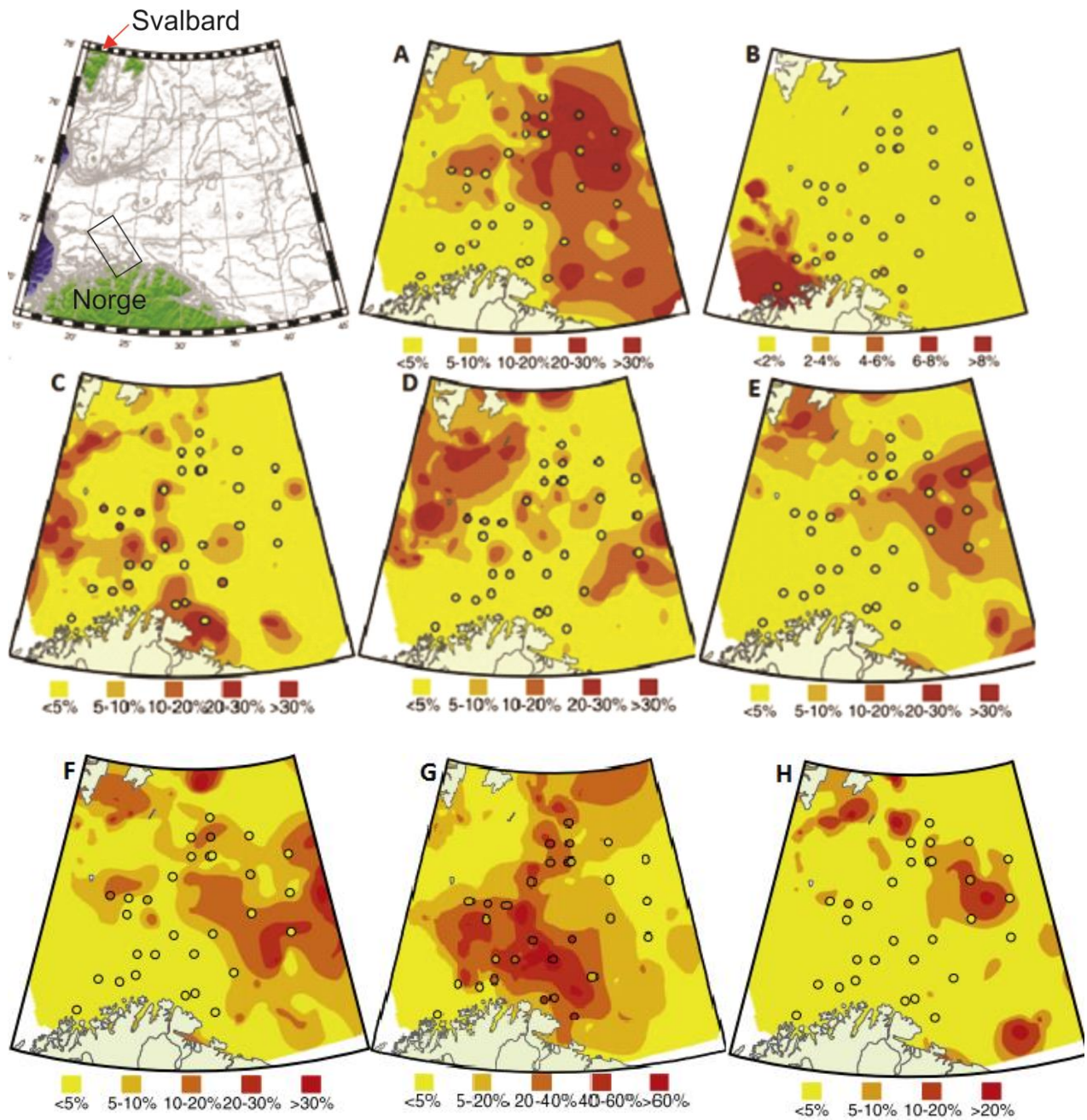
skall og gjennom diagenetiske prosesser. I tillegg kan levemåten til foraminiferen påvirke den kjemiske komposisjonen og dermed også bevaringspotensialet til artene (Murray, 2006).

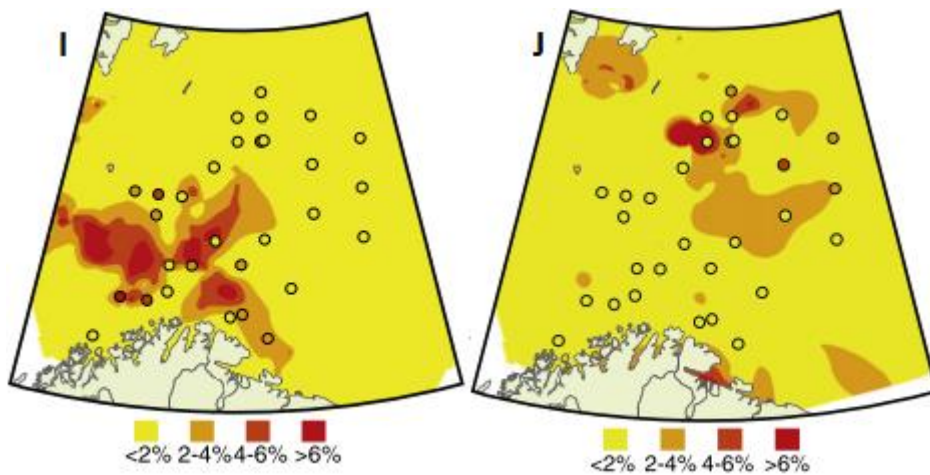
Et høyt innhold av organisk materiale gir økt oksidering og videre økt innhold av CO₂ på havbunnen. Dette fører til økt eller oppløsning av kalsittskall og dårligere bevaringspotensiale. Samme gjelder for kaldt vinterbunnvann hvor organisk og oksygen rike vannmasser synker ned fra den fotiske sonen (den sonen hvor det er lys) og legger seg i dypere forsenkninger og kanaler i Barentshavet (Steinsund et al., 1994). Dette kan ha påvirket fordelingen av foraminiferene i mine prøver og favorisert noen arter, fremfor andre. Når det gjelder de agglutinerte foraminiferene er bevaringspotensialet ofte dårligere. Denne typen har ikke like harde skall slik de kalsittaktige foraminiferene har siden mange av dem består av partikler bundet sammen av kalsitt eller jern sement. De agglutinerte artene oppløses derfor veldig lett av tidlige diagenetiske prosesser (Steinsund et al., 1994), som av sammen pressingen fra sediment vekten over. De agglutinerte artene eller gruppene identifisert i prøvene i denne studien er likevel inkludert i fauna-sammensetningen, siden flere av dem, som for eksempel *Reophax* spp., kan gi viktig informasjon om miljøet. Ifølge (Steinsund et al., 1994), er dominansen av de kalkholdige artene høyeste i områder med høy strømg regime og varme vannmasser og dårligst i områder med vinteravkjølt bunnvann. Dette gjør at det under kaldere forhold favoriserer en økt dominans av de agglutinerte foraminiferene.

Prøvene brukt i denne studien viser en relativt liten grad av oppløsning.

4.3 Moderne økologiske preferanser

Her kommer en oversikt over de viktigste artene brukt i denne oppgaven, og type miljø de foretrekker å oppholde seg i.





Figur 4.1: Viser prosentvis utbredelsen til noen utvalgte foraminiferer i Barentshavet over en periode fra 1965- 1992 (Hald & Steinsund, 1996) og 2005-2006 (Saher et al., 2012). Ingøydjupet markert med svart rektangel. Artene er: A; *Buccella* spp., B; *C.laevigata*, C; *C.neoteretis*, D; *C.reniforme*, E; *E.excavatum* f. *clavata*, F; *I.norcrossi*, G; *M.barleanus*, H; *N.labradorica*, I; *P.bulloides*, J; *S.loeblichii*. Figur er modifisert fra (Saher et al., 2012). Ingøydjupet markert med svart rektangel.

4.3.1 For de dominerende artene

Buccella spp (Figur 4.1 a).

I denne studien består denne gruppen av to arter; *B. frigida* og *B. tenerrima*, fordi disse har lik morfologi og like miljø preferanser. I prøvene brukt i denne studien er den klart dominerende blant disse to, *B. frigida*, mens *B. tenerrima* dukker opp av og til. Begge artene foretrekker et kaldt, polart miljø med temperaturer og salinitet på henholdsvis 0-1 °C, og 33-34 ‰ (Steinsund et al., 1994), men de kan tolerere et bredere spekter (Hald & Steinsund, 1996). I Karahavet, helt øst i Barentshavet er den funnet i elvepåvirkete områder, og i forbindelser med estuarier (Polyak & Korsun., 2002). I Barentshavet finnes den høyeste konsentrasjon av denne gruppen i grunne (100-200 meter dybde), svakt sandige områder, preget av sesongmessig sjøis. Antagelig drar de fordeler av de sesongmessige algeoppblomstringene (Hald & Steinsund, 1996; Steinsund et al., 1994). Disse områdene kjennetegnes for å ha en høyere organisk produktivitet og trolig er det denne oppblomstringen og tilgjengeligheten på mat som kontrollerer utbredelsen (Hald & Steinsund, 1996). De lever vanligvis epifaunalt, eller grunn infaunalt i den øverste sonen av bunnsedimentene (Steinsund et al., 1994). Fra en prøve tatt på nordsiden av Spitsbergen er *B. tenerrima* funnet levende ned til 5 cm i sedimentet (Wollenburg & Mackensen, 1998).

Cassidulina laevigata (Figur 4.1b)

Dette er en typisk art for en noe varmere vanntemperatur og arten holder seg i de dypere områdene i Barentshavet der det varme atlantehavsvannet strømmer inn. I Barentshavet finnes den utelukkende i habitat med varmt og salint Atlantisk vann og kun i områder med bunntemperaturer over 2 °C og sør for 72°30' N (Mackensen & Hald, 1988). Arten er infaunal, og lever i et bunnmiljø preget av finkornete sedimenter som kan ha en svak innblanding av sand (Mackensen & Hald, 1988).

Cassidulina neoteretis (Figur 4.1c)

Denne arten foretrekker et miljø med avkjølt atlantisk vann og finnes over hele Arktis, i særlig stort antall i sonen mellom 200-400, og generelt ned til 900-1000 meter (Steinsund et al., 1994). Den begrenses av vannmasser med lav turbiditet, lavere salinitet enn 32 ‰ (Steinsund et al., 1994) og bunn temperaturer over 5 °C (Hald & Steinsund, 1996). Den lever i epifaunalt eller i grunne infaunale miljøer (Mackensen & Hald, 1988), og foretrekker sedimenter som er finkornet og organisk rike (Mackensen et al., 1985). Dette er en viktig art i Barentshavet nord for 72° N (Mackensen and Hald, 1988).

Cassidulina reniforme (Figur 4.1d)

Denne arten er en opportunistisk polar art og regjerer i de dypere områdene hvor det er kaldt vinterbunnvann og lav turbiditet (Hald & Steinsund, 1996; Steinsund et al., 1994). Arten er vanligst i områder med temperaturer under 3 °C og spesielt en høy konsentrasjon i områder der temperaturen ligger mellom 1 °C og ned til frysepunktet, og >30 ‰ i saltholdighet (Polyak et al., 2002; Steinsund et al., 1994). *C.reniforme* er den nest viktigste arten etter *Elphidium excavatum* i glasiomarine miljøer, men til forskjell fra *E.excavatum* så lever den vanligvis dypere og foretrekker mindre turbiditet (grumsete) vannmasser enn *E.excavatum* (Steinsund et al., 1994). Moderne undersøkelser fra Svalbard har vist at de okkuperer de innerste delene av fjorder nærme iskanten og at de foretrekker kalde og mindre saline lokale og intermediære vannlag, heller enn avkjølte vannmasser med høyere salinitet (Hald & Korsun, 1997). I Barentshavet er de funnet hovedsakelig i tilknytning til det avkjølede atlantiske vannet og normal salinitet (Steinsund et al., 1994).

Arten er en grunn infaunal foraminifer og lever kun i de øverste cm av sedimentet og det foretrekkende er i substrat bestående av leire og silt matriks (Hald & Korsun, 1997; Husum & Hald, 2004a; Jennings & Helgadottir, 1994).

Cibicides lobatulus

Lever epifaunalt, typisk fastsittende til et hardere substrat som for eksempel stein og grus (Steinsund et al., 1994). Den er også funnet infaunalt i blant annet Barentshavet. Her er den funnet begravd dypt ned i sedimentet, helt ned til ca 10 cm, noe som er foreslått å skje som en følge av transport med bioturbasjon hvis den mangler substrat til å henge (Ivanova et al., 2008). Ellers, har arten en global utbredelse, og ingen spesielle temperatur begrensninger. Derimot foretrekker den et marint miljø preget av salinitet over 32 ‰, høye strømhastigheter, grove sedimenter og lav sedimentasjonsrate. Og det er disse tre sistnevnte faktorene som hovedsakelig begrenser utbredelsen (Hald & Korsun, 1997; Hald & Steinsund, 1996; Hald et al., 1994; Steinsund et al., 1994).

Elphidium excavatum (Figur 4.1e)

Det finnes fire ulike morfologiske former for *Elphidium excavatum* (Feyling-Hanssen 1972); derav *Elphidium excavatum* forma *clavata* (Cushman) er den arktiske typen og den hyppigst forekommende i Barentshavet. Trolig kan det også være enkelte innslag av den andre formen; *E. excavatum* forma *selseyensis*, men i så fall er denne registrert som *Elphidium excavatum* forma *clavata*. Videre vil denne formen bli omtalt som *Elphidium excavatum*.

Elphidium excavatum er en grunnmarin kaldvannsart (Hald & Steinsund, 1996). Den er funnet helt ned til 600 meters dyp, men den vanligste dybden er ned til 400 meter i Barentshavet. Den lever infaunalt (Hald et al., 1994) og helst i svært kalde og mindre saline vannmasser. Utbredelsen er mer eller mindre utelukkende tilknyttet til områder med sesongmessig isdekke, særdeles i områder med tykkeste isdekke (Steinsund et al., 1994), og den foretrekker temperatur og salinitet mellom 1 °C og ned mot frysepunktet og 30-34 ‰. I vannmasser med høyere temperatur enn 2 ½ °C er den nærmest fraværende (Hald et al., 1994; Steinsund et al., 1994). Arten er veldig tilpasningsdyktig og dominerer i ekstreme miljøer hvor det er store variasjoner innen temp, salinitet, turbiditet og høy

sedimentasjonsrate (Hald & Korsun, 1997; Hald et al., 1994; Steinsund et al., 1994), som for eksempel i nærheten av isbreer med stor variasjon i smeltevann og sediment tilførsel.

Islandiella spp (Figur 4.1f).

Denne gruppen består av de to artene *I.norcrossi* og *I.helenae* siden det er vanskelig taksonomisk og skille de fra hverandre, i tillegg til små forskjeller i levesett. Derfor er begge disse artene slått sammen til en gruppe, *Islandiella* spp.

Dette er en art som lever i epifaunaen, eller grunn infaunaen (Steinsund et al., 1994), er en indikator på arktiske vannmasser, og finnes i nærhet til sesongmessig sjøis, hvor utbredelsen og konsentrasjonen trolig kontrolleres av algeoppblomstringen knyttet til issmeltingen på våren (Korsun & Hald, 1998). Generelt er arten veldig tolerant for temperatur og salinitet, men foretrekker lave temperaturer og noenlunde stabil salinitet (Hald & Steinsund, 1996; Steinsund et al., 1994). Den assosieres ofte med *Buccella* spp., men denne foretrekker et grunnere miljø med mer grovere sedimenter enn *Islandiella norcrossi* (Steinsund et al., 1994).

Melonis barleeanus (Figur 4.1g)

Er knyttet til kaldt atlantisk vann og normal salinitet, høyere enn 32 ‰ (Steinsund et al., 1994), og har den høyeste konsentrasjoner i vannmasser med temperatur mellom 3-4 ½ °C (Hald & Steinsund, 1992). Samtidig er den veldig tolerant for ulike temperaturer og utbredelsen kontrolleres mer av salinitetsnivået enn av temperaturen. Foruten en relativ stabil og høy salinitet, indikerer tilstedeværelse av arten et høyproduktivt miljø med muligens en høy sedimentasjonsrate og organisk rike finkornete sedimenter (Hald & Steinsund, 1996; Mackensen et al., 1985; Steinsund et al., 1994). Dette samsvarer også med at arten lever stort sett begravd nede i sedimentet, men kan avhengig av mattilgang skifte til et mer epifaunalt miljø (Linke & Lutze, 1993). I sørvest Barentshavet er den funnet begravd ned mellom 6-8 cm i sedimentet, og foretrekker sedimenter med liten grad av bioturbasjon, og lav TOC (TOC= Total organisk innhold) (Ivanova et al., 2008).

M.barleeanus assosieres ofte med *P. bulloides*, men til forskjell fra *M.barleeanus* så har *P.bulloides* en smalere spennvidde når det gjelder salinitet og temperatur (Steinsund et al.,

1994). I Barentshavet er hoved utbredelsen til *M. barleeanus* knyttet til nordlige deler av Ingøydjupet og nordlige deler av Nordkappbanken (Hald et al., 1994).

4.3.2 For de mindre dominerende artene

Adercotryma glomerata

Denne agglutinerte foraminifer arten er dominerende i store deler av det sentrale østlige Barentshavet. Det foretrekker sedimenter med sand og ser ut til å være relatert til områder med transformert Atlantisk vann (Hald & Korsun, 1997). Arten er infaunal (Fontanier et al., 2003; Hald & Korsun, 1997), og er funnet begravd ned til 7 cm (Wollenburg & Mackensen, 1998). Er også funnet i områder med permanent sjøisdekke (Wollenburg & Kuhnt, 2000).

Cribrostomoides spp.

Denne gruppen består av arten *Cribrostomoides crassimargo*, i tillegg til andre *Cribrostomoides* arter som kun kunne bestemmes på slektsnavn. Det finnes lite kjennskap rundt miljøpreferansene til artene i denne gruppa. Fra tidligere undersøkelser på Svalbard er det funnet en ujevn utbredelse og ingen klare miljøpreferanser for denne gruppen (Hald & Korsun, 1997). I nyere undersøkelser fra Kongsfjorden på Svalbard er det foreslått at arten har en relasjon til Atlantisk vann og det transformerte atlantiske vannmasser. Transformert atlantiske vann på Svalbard defineres ved en temperatur på 1-3 °C og salinitet på >34,65 ‰ (Jernas, 2012).

Elphidium albiumbilicatum

Denne er også en art med mer eller mindre ukjente miljø preferanser (Hansen & Knudsen, 1995). Trives i grunne områder og vannmasser med lav salinitet (Klingberg, 1998).

Elphidium hallandense

Denne arten er en grunnmarin arktisk art som trives i habitater preget med lave temperaturer, under ca 1 °C, lav salinitet (33-35 ‰) og sjøisdekke. Den høyeste tettheten av denne arten finner vi i områder med elvepåvirket vann, og i områder med grovere sedimenter. Den er epifaunal, hvor den ofte lever et fastsittende liv til andre ubevegelige

bentiske organismer. Som *E. excavatum* er den trolig en opportunist med en uspesialisert mat strategi (Steinsund et al., 1994).

Lagena spp.

For denne gruppen finnes det lite kjent informasjon angående hvilke miljø faktorer de kontrollerer av. De lever i et stort spekter av miljøer, alt fra sokkel til dyphavet og fra tropiske til arktiske og polare strøk (Hermelin & Malmgren, 1980).

Nonionella labradorica (Figur 4.1, h)

Denne arten foretrekker kalde bunn vannmasser, lavere enn 1 °C, og med saliniteter rundt 33-34 ‰. Arten forbindes med områder ved polarfronten eller i områder nærme isbreer, og foretrekker fersk organisk rik mat (Steinsund et al., 1994). Den er dyp infaunal og er funnet ca 10 cm ned i sedimenter fra prøver fra Svalbard (Ivanova et al., 2008). I tillegg er den vanligst på moderate grunne dyp, i bunnsedimenter med et lite innslag av sand (Steinsund et al., 1994).

Nonionella auricula

Denne arten lever nedgravd i sedimentet (Corliss & Chen, 1988) og relateres til høyproduktive områder (Austin & Evans, 2000)

Pullenia bulloides (Figur 4.1, i)

Ofte assosiert i samme miljø som *M. barleeanus* (se f.eks; Steinsund et al., 1994) og *C. neoteretis* (Mackensen et al., 1985). På grunn av sin sfæriske form er dette en infaunal art og trives nedgravd i finkornete sedimenter (Corliss & Chen, 1988), og i vannmasser med temperaturer og salinitet på henholdsvis 2-4 °C og ca 35 ‰ (Steinsund et al 1994). Den er forbundet med høyproduktive områder og foretrekker hovedsakelig et dyp mellom 1000-1400 meter (Mackensen et al., 1985). Arten assosieres ofte med vannmasser preget av atlantisk opprinnelse (Steinsund et al., 1994).

Pullenia osloensis

Lite er kjent om denne artens rolle som miljøindikator. I følge en oppsummering gjort av (Murray, 2006) er denne dominerende i Skagerak og sørover, mens den er mer eller mindre vanlig å finne på store deler av den norske skråningen. Litt sør for Barentshavet, i Malangsfjorden er den funnet i tilknytning til atlantiske vannmasser med temperaturer og salinitet på henholdsvis 6 til 7.9 °C og 34-35.1 ‰ (Husum & Hald, 2004a). Den lever nedgravd i sedimentet (infaunal foraminifer) (Corliss & Chen, 1988).

Quinqueloculina seminulum

Denne arten er lite utbredt i Barentshavet, men er mer dominerende fra Skagerak og sørover til Portugal. Allikevel er det i mine prøver funnet opp til 5 % av denne arten og derfor kommer det en kort forklaring på type miljø denne kan identifiseres med.

Arten er typisk for høyenergi områder og i sedimenter som er grovkornete, og kan være en indikasjon på vannmasser som er godt vertikalt ventilert gjennom hele året. Den lever epifaunal (Murray, 2006).

Stainforthia loeblichii (Figur 4.1, j)

Er en arktisk art som foretrekker rundt 0 °C i bunntemperatur og områder periodevis dekt med sjøis (Steinsund et al., 1994). Som andre *Stainforthia*-arter er denne også en opportunist, som trolig drar nytte av den høye sesongmessige produktiviteten (Gustafsson & Nordberg, 2001). Den har lik utbredelsesmønster som *N. labradorica* (Polyak et al., 2002).

Trifarina angulosa

Denne arten er en indikasjon på varmt vann og høye strømregimer. I Barentshavet har det vist seg at arten foretrekker en vanntemperatur på over 5 °C, en salinitet på rundt 35 ‰, og relativt grovkornete sedimenter (Hald & Steinsund, 1992; Steinsund et al., 1994). Den lever nedgravd i de øverste cm av sedimentet (Corliss, 1991).

Reophax spp.

Dette er en agglutinert infaunal art som trives i finkornete, organisk rike sedimenter (Fontanier et al., 2005; Fontanier et al., 2003). I nordvest Barentshavet er arter i denne gruppen funnet i sonen mellom det Atlantiske og arktiske vannet og i vannmasser med

temperaturer mellom 1,5-4,0 °C (Hald & Steinsund, 1992) og salinitet på rundt 34,9 ‰ (Wollenburg & Mackensen, 1998). I følge studier gjort av (Wollenburg & Mackensen, 1998) og (Wollenburg & Kuhnt, 2000) foretrekker denne gruppen områder med permanent eller periodevis sjøisdekke.

5. Resultater

I dette kapittelet vil resultatene fra Multicore og gravitycore bli presentert, med hensyn på sedimentologi og kronologi, kornfordeling og sist men ikke minst foraminifer. Det er også gitt en kort beskrivelse av de ulike datasettene som er vist. Alt av tolkning av resultatene er gitt i kapittel 6.

Der det er hensiktsmessig blir resultatene presentert med verdier plottet mot både dybde og verdier plottet mot kalibrert alder før nåtid (før 1950). Dette for å sette alder på observerte hendelser og for å kunne sammenlikne resultatene observert i denne studien opp mot forskjellige paleo-klimatiske hendelser for ulike tidsepoker.

5.1 Datering

5.1.1 Radiokarbonalder

I alt 5 dateringsprøver ble tatt ut fra Gravitycore og Multicore vist i tabell 5 A. Bakgrunn for disse radiokarbonalderne er redegjort for i metode kapittelet (kapittel 2.2.4).

Flere av dateringsprøvene (dybder 236 cm, 382 og 80 cm) kom ut med to eller tre ulike forslag til kalibrert ^{14}C -alder for sigma 2. I disse tilfellene ble det valgt den alderen med høyest korreksjonsalder (\pm). Dette fordi en høyere korreksjonsalder gir en bredere spennvidde og dermed en økt sannsynligheten for at den korrekte kalibrerte ^{14}C - alder ligger innenfor intervallet.

Kjerne- nummer	Dybde (cm)	Dateringsmateriale	Verdier		
			for ΔR (år)	^{14}C år- ikke kalibrert	Kalibrert ^{14}C - alder (før nåtid, B.P)
JM06-012GC	0-2	Div. bentiske foraminiferer	67 ± 41	840 ± 35	397 ± 99
JM06-012GC	80	Yoldiella lenticula	200 ± 50	10360 ± 40	$11162,5 \pm 125,5$
JM06-012GC	236,5	Yoldiella lenticula	67 ± 41	12730 ± 60	14235 ± 361
JM06-012GC	382	Nuculana pernula	67 ± 41	13110 ± 60	14849 ± 395
HH11-152MC	48-50	Div. bentiske foraminiferer	67 ± 41	11650 ± 60	13052 ± 219

Tabell 5.A: Viser en oversikt over radiokarbon alderne og dybden for sediment prøvene fra Gravitycore og Multicore. Baserer seg på sigma 2 verdier (95,4 % sannsynlighet for riktig aldersintervall).

Som tabellen (tabell 5.A) viser er det fire aldersprøver med ulike dybde intervaller i Gravitycore. Radiokarbon alderen fra det dypeste intervallet, 382 cm, blir ikke brukt videre siden denne dybdesonen er eldre enn perioden det blir fokusert på i denne studien.

Dateringsprøven i fra bunnen i multicore, 48-50 cm er datert til en kalibrert alder på 13052 ± 219 år BP. Dette er uten tvil en alt for høy alder for sediment prøve på 50 cm dyp. Sedimentene ved 20 cm er tidligere bly datert til 72 år før nåtid (AD 1950) (Dijkstra, 2013). I tillegg viser kornfordelingen en mye grovere matriks for den nederste delen av denne sediment kolonnen, noe som kan indikere at sedimentene er avsatt fra for eksempel undervannsras. Mer om dette vil bli diskutert i kapittel 6. Den daterte radiokarbonalderen for dette intervallet utgår derfor fra denne studien.

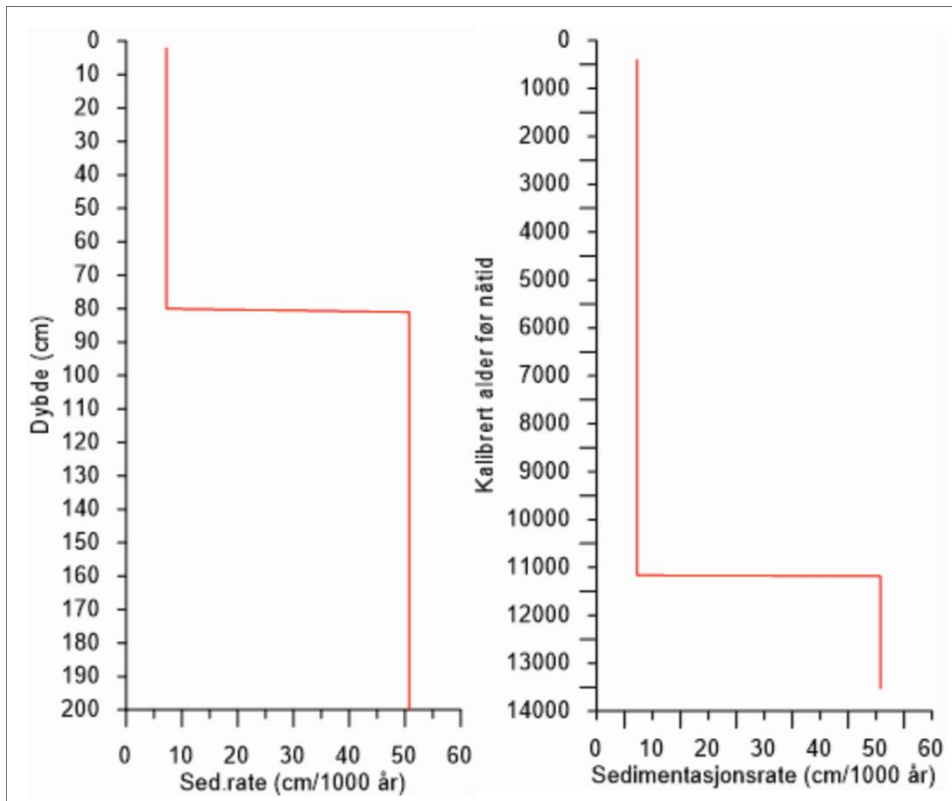
5.1.2 Sedimentasjonsrate

Sedimentasjonsraten brukes for å kunne beregne aldersmodell for kjernene, i tillegg til at det er forteller noe om sedimentasjonsmiljøet. Det er derfor en viktig parameter for paleomiljø rekonstruksjoner. De ulike sedimentasjonsratene er gitt ved følgende;

5.1.2.1 For 06JM-012- Gravitycore

Beregning av sedimentasjonsraten for sediment kolonnen fokusert på i denne studien bygger på de tre øverste karbondateringene (se tabell 5.A), Dette er beregnet på følgende måte:

Antall cm mellom to dateringer dividert på alder differansen.



Figur 5.1: Viser sedimentasjonsraten for gravitycore, plottet med hensyn på dybde (figur til venstre) og på kalibrert ^{14}C alder før nåtid (figur til høyre). I intervallet 0-80 cm er sedimentasjonsraten 7,25 cm/1000 år og for intervallet 80-193 cm er raten 50,77 cm/1000 år.

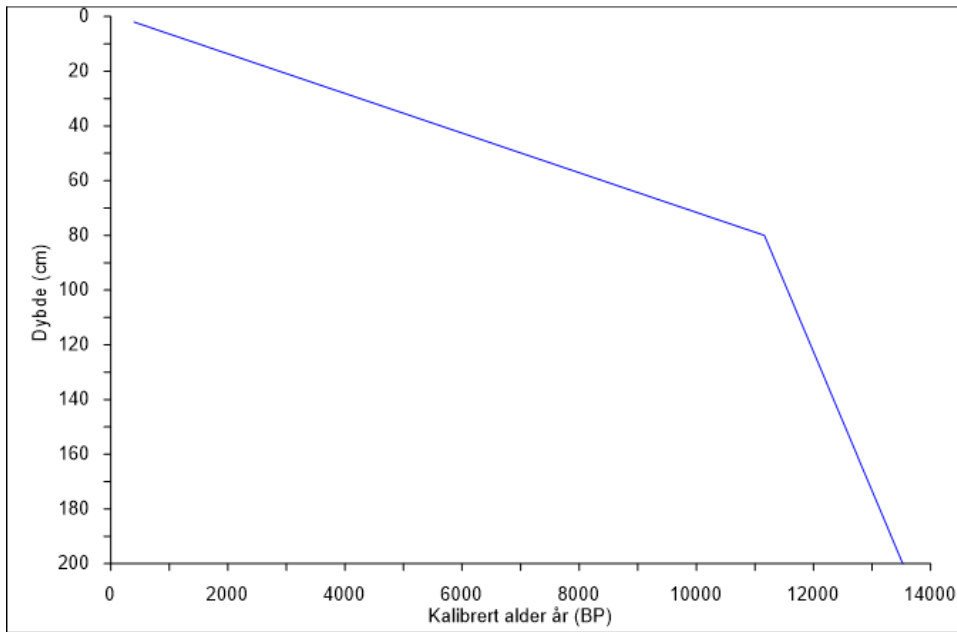
Med denne sedimentasjonsraten gir dette en tidsoppløsning på 138 år/cm for dybden 0-80 cm, og for 80-193 cm; 20 år/cm.

5.1.2.2. For 11MC-152- Multicore

På grunn av feil med datering fra denne kjernen er sedimentasjonsraten for sonen 20-50 cm den samme som ble beregnet for de øverste 20 cm, Det vil si at sone 20-50 vil ha en konstant sedimentasjonsrate på 0,357 cm pr år (Dijkstra, 2013) eller 35,7 cm/1000 år. Det vil si en tidsoppløsning på 28 år/cm.

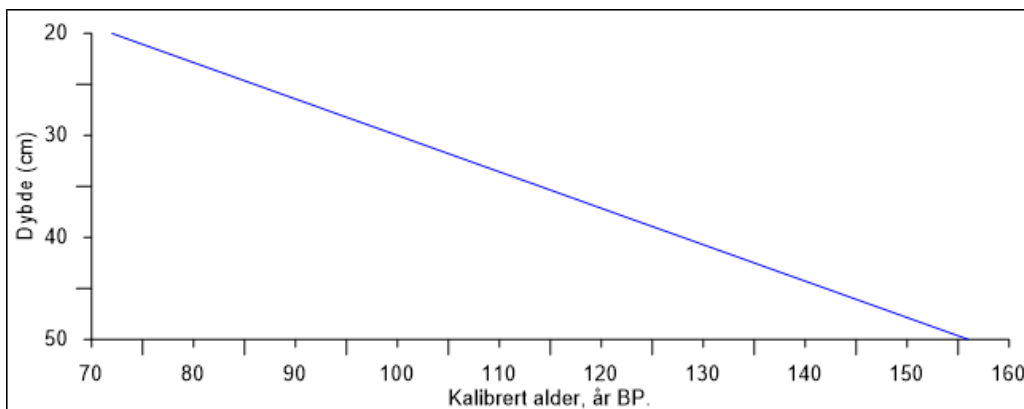
5.1.3 Kronologi

5.3.3.1 For Gravitycore



Figur 5.2 Viser en aldersmodell hvor kalibrert alder før nåtid, B.P., er plottet mot dybde. Basert på en årlig sedimentasjonsrate på 0,0725 mm for intervallet 0-80 cm, og deretter en sedimentasjonsrate på 0,5077 mm i intervallet 80-193 cm. Ved 193 cm er den kalibrerte alderen 13388 år før nåtid, B.P.

5.3.3.2 For Multicore



Figur 5.3 Viser en aldersmodell hvor kalibrert alder er plottet mot dybden. Bygger på en konstant årlig sedimentasjonsrate på 0,357 cm. Sedimentet ved 20 cm er den kalibrerte alderen før nåtid lik 72 år og ved 50 cm er alderen 156 år før nåtid, B.P.

5.2 Kornfordeling

5.2.1 Kort teori

Bakgrunnen for delta sortable silt (ΔSS) og sortable silt gjennomsnitt størrelsen \overline{SS} er gitt i kapittel 3, og metoden er også beskrevet i Hass, (2002).

Ved å plote vekt prosent sand (kornstørrelser $>0,063$ mm) mot den gjennomsnittlige sortable silt kornstørrelsen (\overline{SS}), i et diagram finner man gjennomsnittlige forholdet mellom disse to fraksjonene, gitt av trendlinjen (se figur 5.4).

Linjen viser det «normale forholdet» mellom den gjennomsnittlige størrelse til sorterbar silt og vekt % sand avsatt under den «normale», eller den gjennomsnittlige bunnstrømstyrken. En økning av sand i forhold til silt vil gi dempede signaler for ΔSS sammenliknet med den gjennomsnittlige SS , mens en lavere andel av sand vil gi økt verdi.

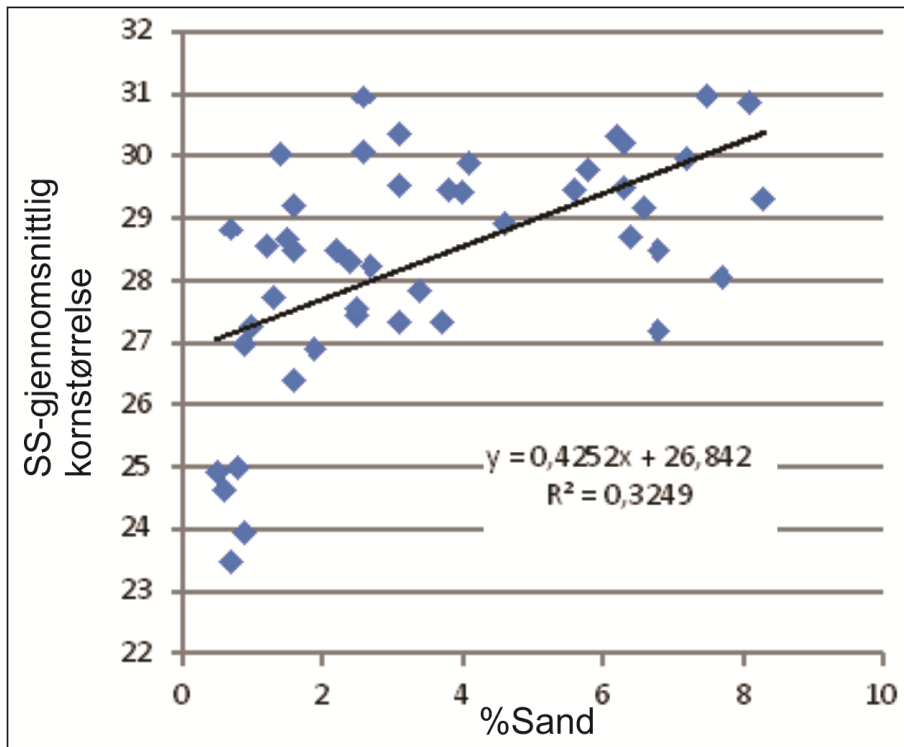
Alle koordinater over denne kurven i diagrammet viser et «unormalt forholdstall» i favør med en høyere gjennomsnittlig SS -kornstørrelse og dermed trengs det en høyere bunnstrøm og den øker, mens de under viser et høyere nivå av sand i forhold til avsetning under normale forhold og dermed roligere avsetningsforhold og dermed en reduksjon i havstrøm styrken.

Sand verdiene blir satt inn for x i likning y , figur (5.4), og verdien er oppgitt som ΔSS_{plott} og viser den kornstørrelsen det er under normal strømstyrke (ΔSS_{plott}).

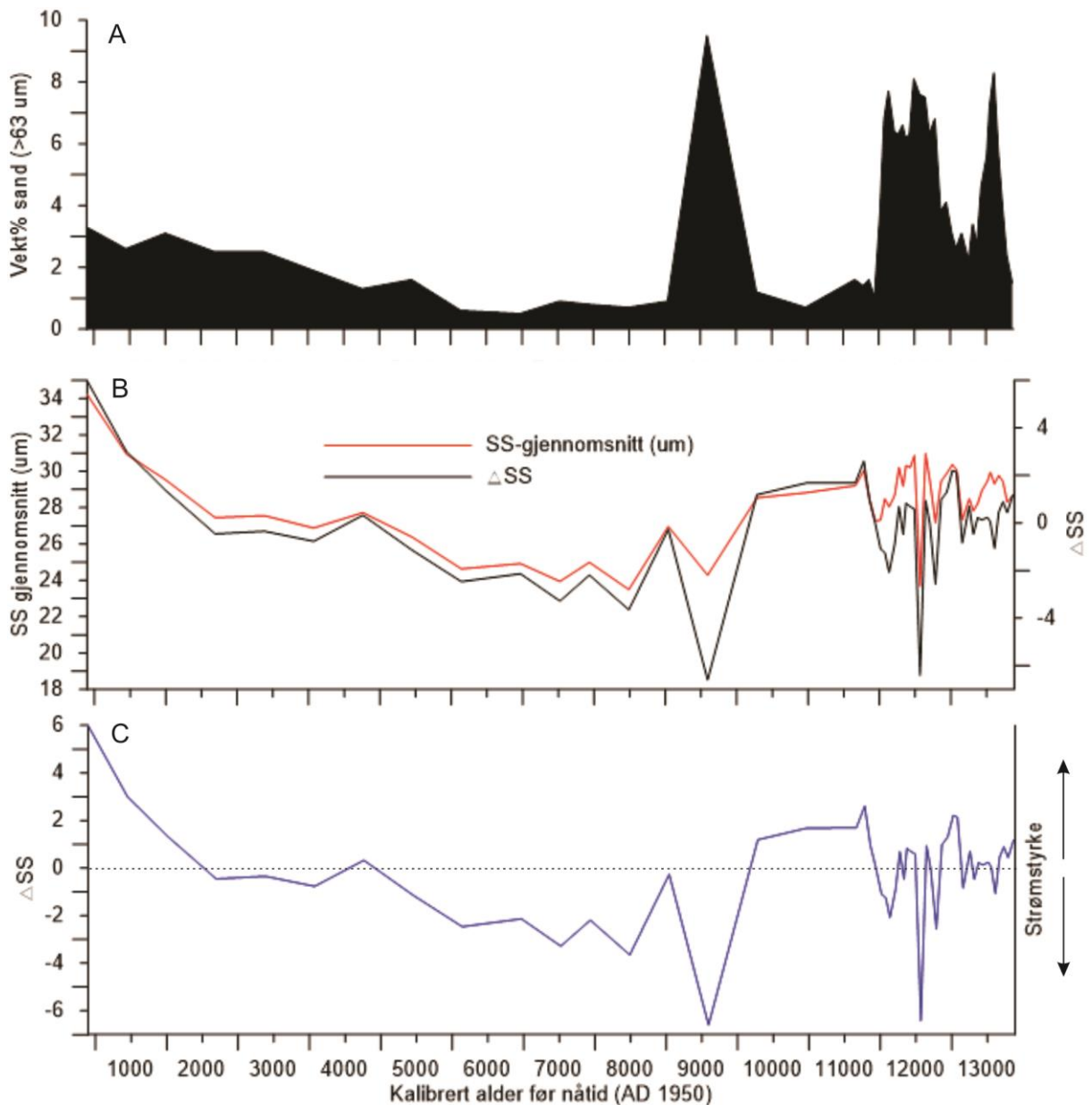
For å beregne ΔSS gjøres det med følgende likning;

$$\Delta SS = \overline{SS} - (\Delta SS_{\text{plott}}).$$

Positive og negative verdier indikerer en økning eller reduksjon i havstrømsstyrken (vist i figur 5.5C) og disse indikerer at innholdet av sand i forhold til det normale er høyere eller lavere.



Figur 5.4: Viser et plott med vektprosent sand plottet mot gjennomsnittlig sorterbar silt kornstørrelse (\overline{SS}). Tre punkter er ikke med på plott på grunn av store utslag. Dette er 2,5 cm (sand%/SS=3,3%/34 μm), 65,5 cm= (sand%/SS=9,5%/24 μm) og 126,5 cm (sand%/SS=7,6%/23 μm)



Figur 5.5: Viser sammenhengen mellom vektprosent sand, delta SS og den gjennomsnittlige sorterbare silt størrelsen. Figur C viser den IRD korrigererte Sorterbare silten.

5.2.3 En generell tolkning av ΔSS.

Som det fremgår av figur 5.5B, følger den IRD korrigererte SS-kurven, ΔSS, omtrent det samme mønsteret som den SS-gjennomsnittlige kornstørrelsen (\overline{SS}), noe som viser en bra korrelasjon mellom sand og silt.

I intervallene markert i gråt, er det tydelig at den ukorrigererte SS, (\overline{SS}) ligger høyere enn den korrigererte. I samme intervaller er det også høyt sand innhold og dermed også økt silt

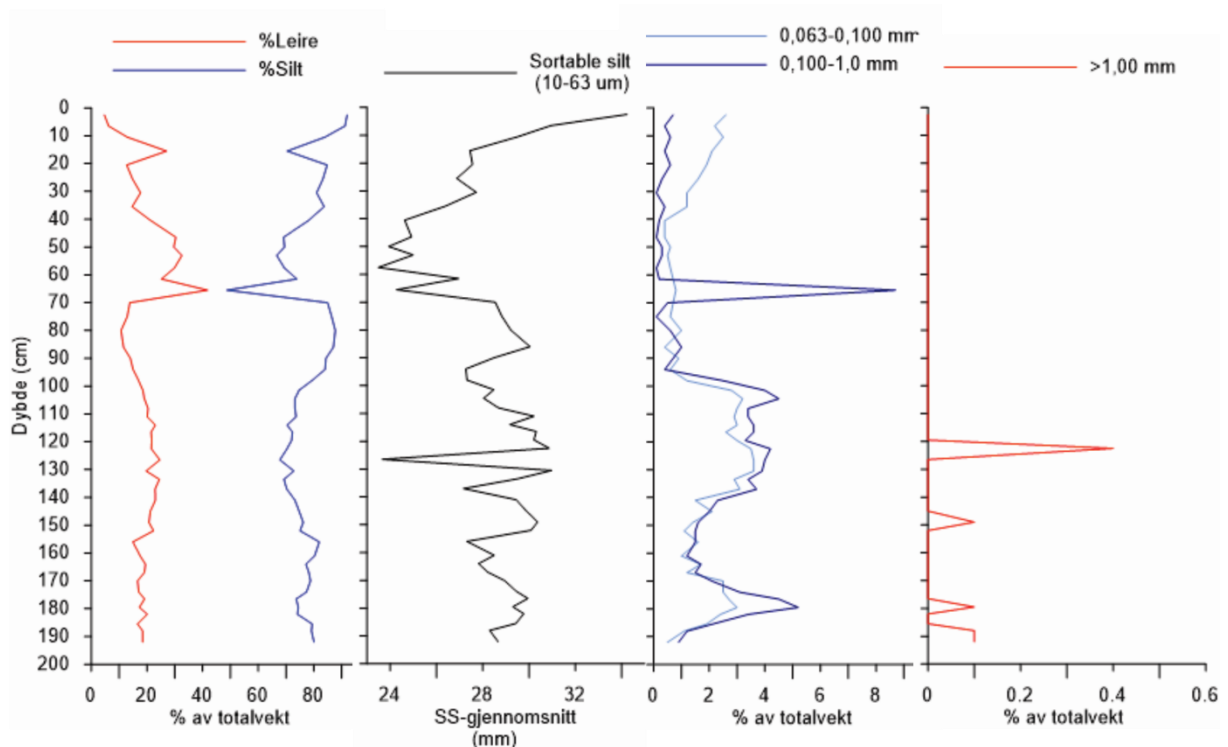
mengde. Dette gir dermed et høyere utslag for den gjennomsnittlig SS-kornstørrelse fordi det her ikke er tatt hensyn til det «normale» forholdet mellom sand silt.

Utenom dette er trenden sammenfallende ΔSS kurve og \overline{SS} linjer, men disse ΔSS viser de største reduksjonene i intervaller rundt 9000, 11500- 12500 år, og fra 12700 og ut (se figur 5.5B). I disse periodene ligger verdiene for den ukorrigerede SS, (\overline{SS}) over den IRD korrigerete ΔSS , noe som vil si at det i denne perioden er en for høy sandavsetning i forhold til det forventete, noe som kan komme av for eksempel en større IRD avsetning.

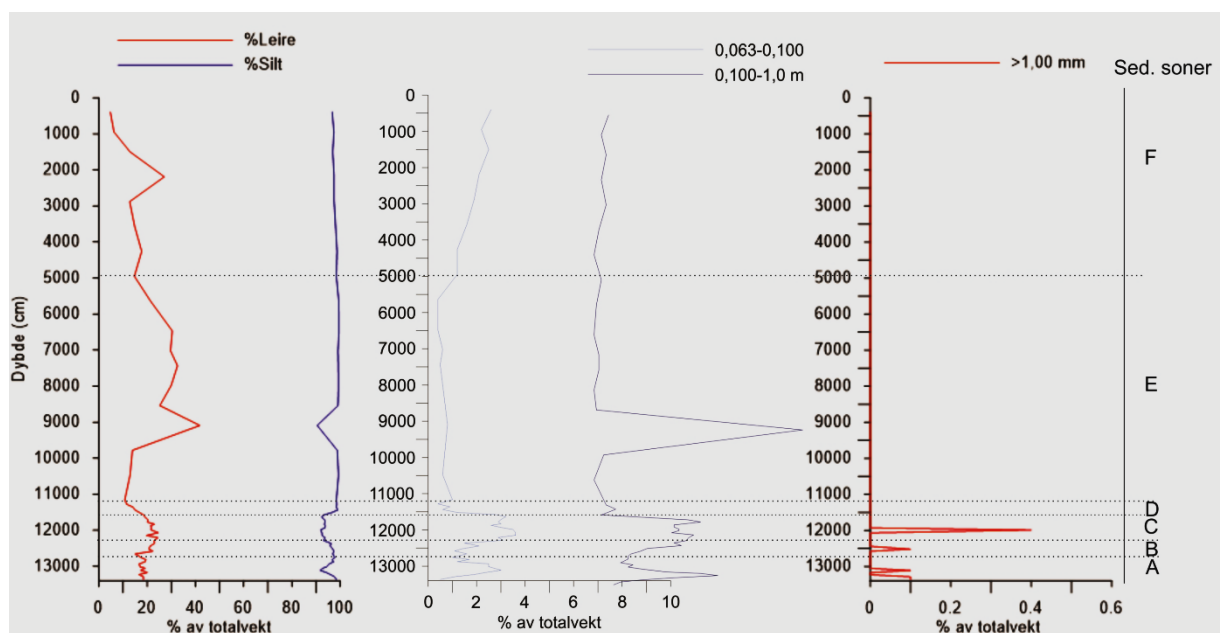
5.2.2 Kornfordelingsresultat

Når det gjelder kornfordeling vil dette bli vist i form av fraksjonene leire, silt, og en samlet graf for det siktete materialet over 0,063 mm. Det blir også vist et plott med den gjennomsnittlige sortable silt størrelse (\overline{SS}). Disse fraksjonene under 0,063 mm er de viktigste kornstørrelsene som mye av paleo rekonstruksjonen. Bakgrunn for dette er redegjort for i kapittel 3.

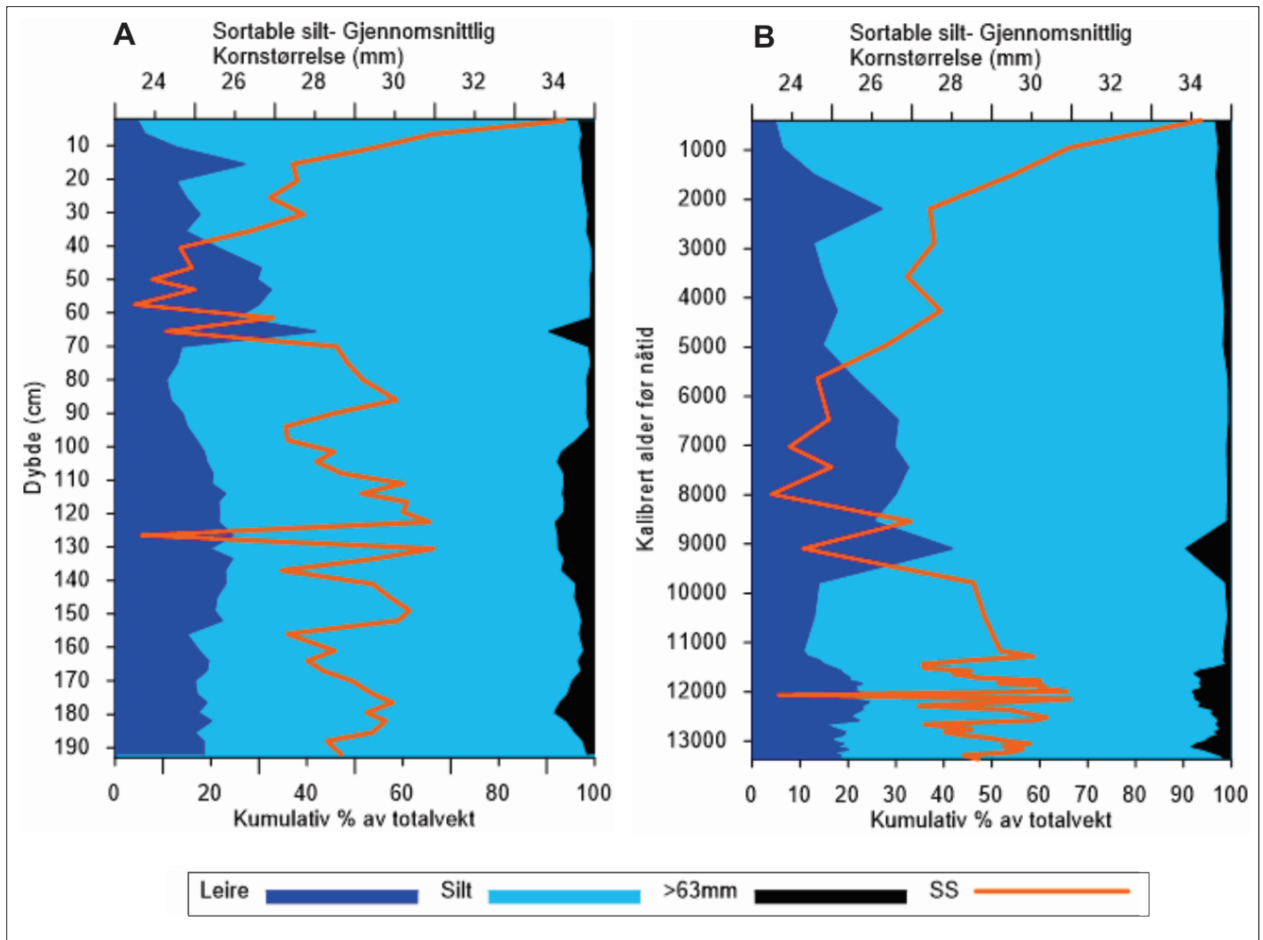
5.2.1.1 Kornfordeling gravitycore



Figur 5.6 A: Viser den prosentvise fordelingen av de ulike fraksjonene, i forhold til totalvekten til sedimentene plottet mot dybde (cm). Verdiene baserer seg på 50 sediment prøver fordelt mellom 2 til 193 cm dyp.

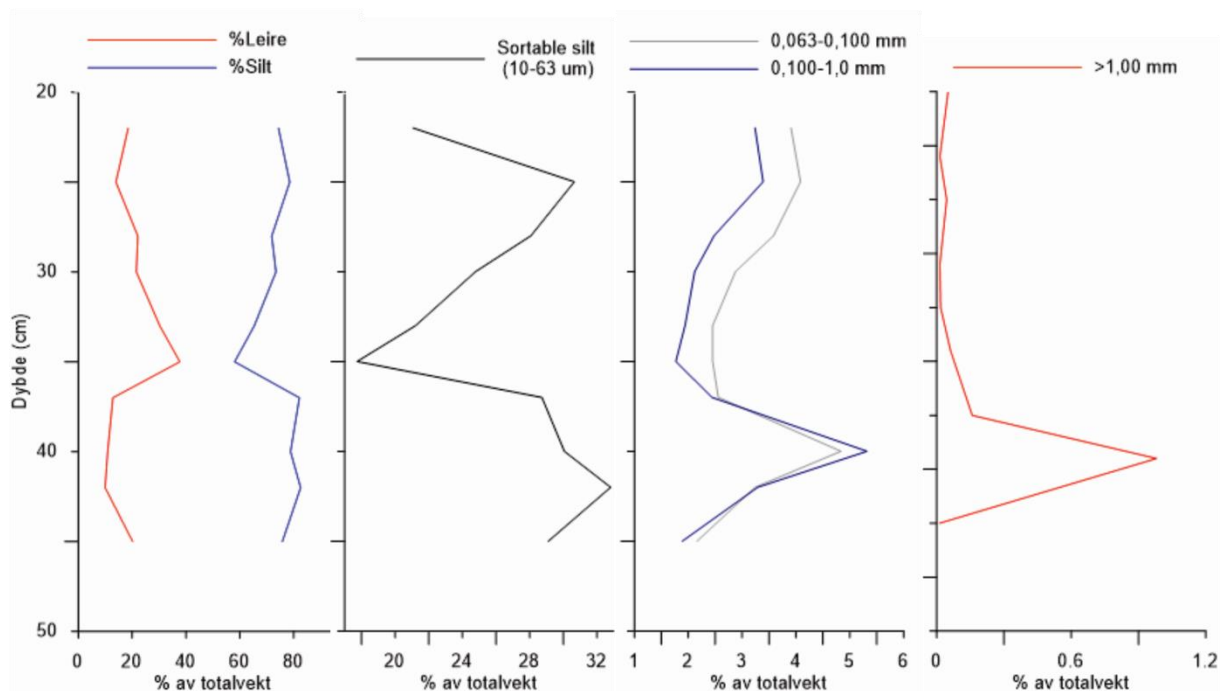


Figur 5.6 B: Viser den prosentvise fordelingen av de ulike fraksjonene, i forhold til totalvekten til sedimentene plottet mot dybde (cm). Verdiene baserer seg på 50 sediment prøver fordelt mellom 0 til 193 cm dyp.

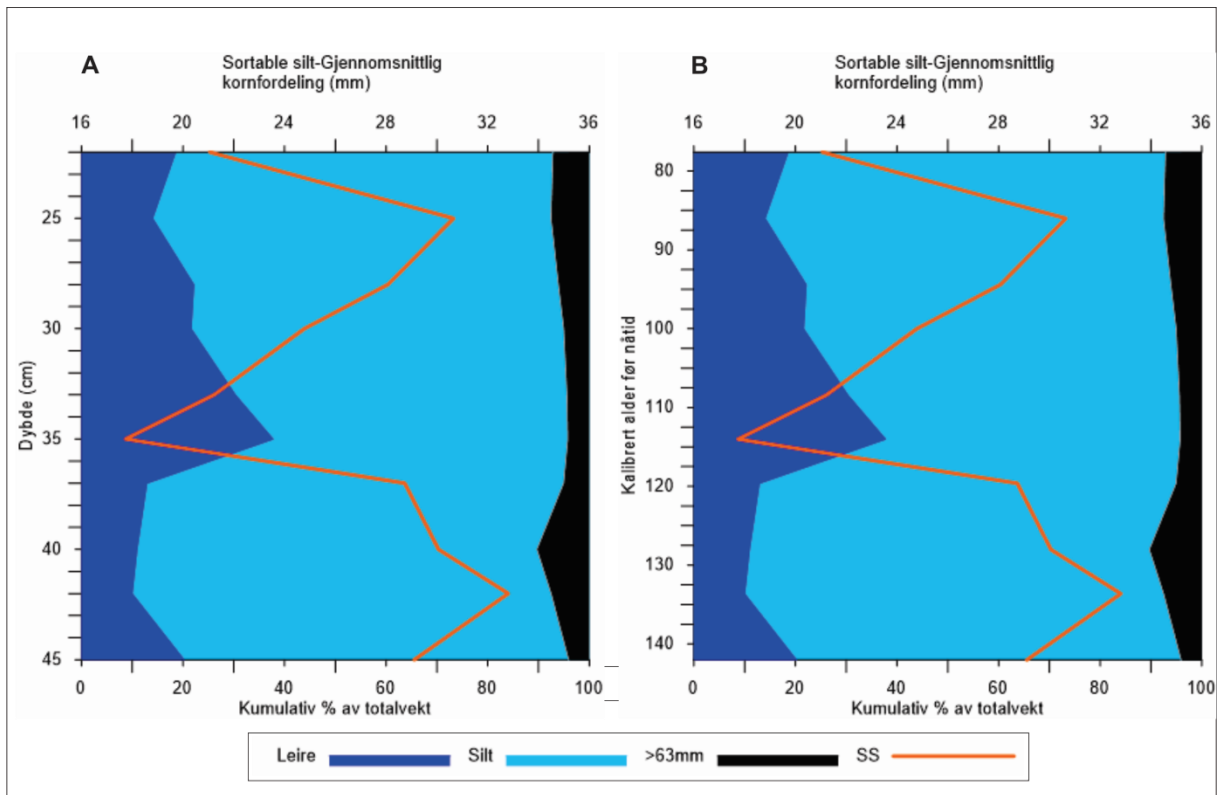


Figur 5.7: Prosentvis fordeling av de ulike fraksjonene i gravitycore, fremstilt som en kumulativ kurve. Viser verdier plottet mot dybde i A, og verdier plottet mot kalibrert alder før nåtid i B

5.2.1.2 Kornfordeling Multicore



Forrige side: Figur 5.8 Kornfordeling i Multicore for de ulike fraksjonene. Tallene baserer seg på 8 sediment prøver fra kjernedybde 22 til 45 cm.



Figur 5.9: Prosentvis fordeling av de ulike fraksjonene i multicore, fremstilt som en kumulativ kurve. Viser verdier plottet mot dybde i A og mot kalibrert alder før nåtid (AD1950) i B.

Beskrivelse av kornfordelingen

Ut ifra kornfordelingsresultatet vist i figurene 5.6 og 5.7 beskrives den generelle fordelingen av de ulike fraksjonene her.

- Leire

Som gravitycore så dominerer sedimentene i multicore også av leire og silt. Leire innholdet utgjør mellom 10 og 37 % gjennom hele den undersøkte delen av kjernen med et relativt høyt innhold i det eldste sedimentet (45 cm), på 20 %. Innholdet reduseres ned til 10 %, ned til 42 cm (for 130 år siden), før det øker igjen frem til 35 cm (114 år siden) til 37 %, som er det høyeste leirinnholdet registrert i kjernen. Deretter preges sedimentene av en reduksjon i leirkonsentrasjonen frem til for 86 år siden, ned til 14 %, før mengden mer eller mindre øker frem til 22 cm (77 år siden).

- Silt

Silt er også i denne kjernen den klart dominerende fraksjonen. Gjennomsnittet ligger på ca 74 %, men varierer mellom 65 og 82 %. Innholdet er relativt stabilt høyt for den eldste delen av sedimentene frem til for omtrent 119 år siden, for deretter å ha et lavere nivå mellom 35-33 cm (114 og 108 år siden) før mengden øker igjen med en svak reduksjon fra 25-21 cm (86 til 77 år siden).

- Sand

Generelt er det et høyt innhold av materiale grovere enn 63 µm i sedimentene mellom 21-37 cm (133-119 år siden), med en topp på 10 %, hvorav opptil 1 % er av grovere sedimenter enn 1 mm for samme dybde. Denne groveste inndelingen av sandfraksjon reduseres kraftig etter maksimum verdien og er helt fraværende fra et sted imellom 119 og 114 år BP til 86 år siden (BP). I fravær av de groveste sedimentene øker kornstørrelsen 63 µm-1 mm, spesielt med tanke på 63-100 µm fraksjonen for samme periode. Innholdet av dette holdes stabilt jevnt høyt helt frem til for omtrent 86 år siden (25 cm) før innholdet er stabilt rundt 7 % frem til det yngste sedimentet.

- Sortable silt (SS)

Denne størrelsen varierer i kjernen mellom 17 µm ved dybde 35 cm og den største størrelsen, 32 µm for dybde 42 cm. I det eldste sedimentet øker størrelsen til intervallet 42 cm før det reduseres til den laveste verdien i 35 cm. Deretter øker SS- størrelsen frem til for ca 86 år siden (25 cm) før den igjen synker frem til dybde 22 cm og en verdi på 21 µm.

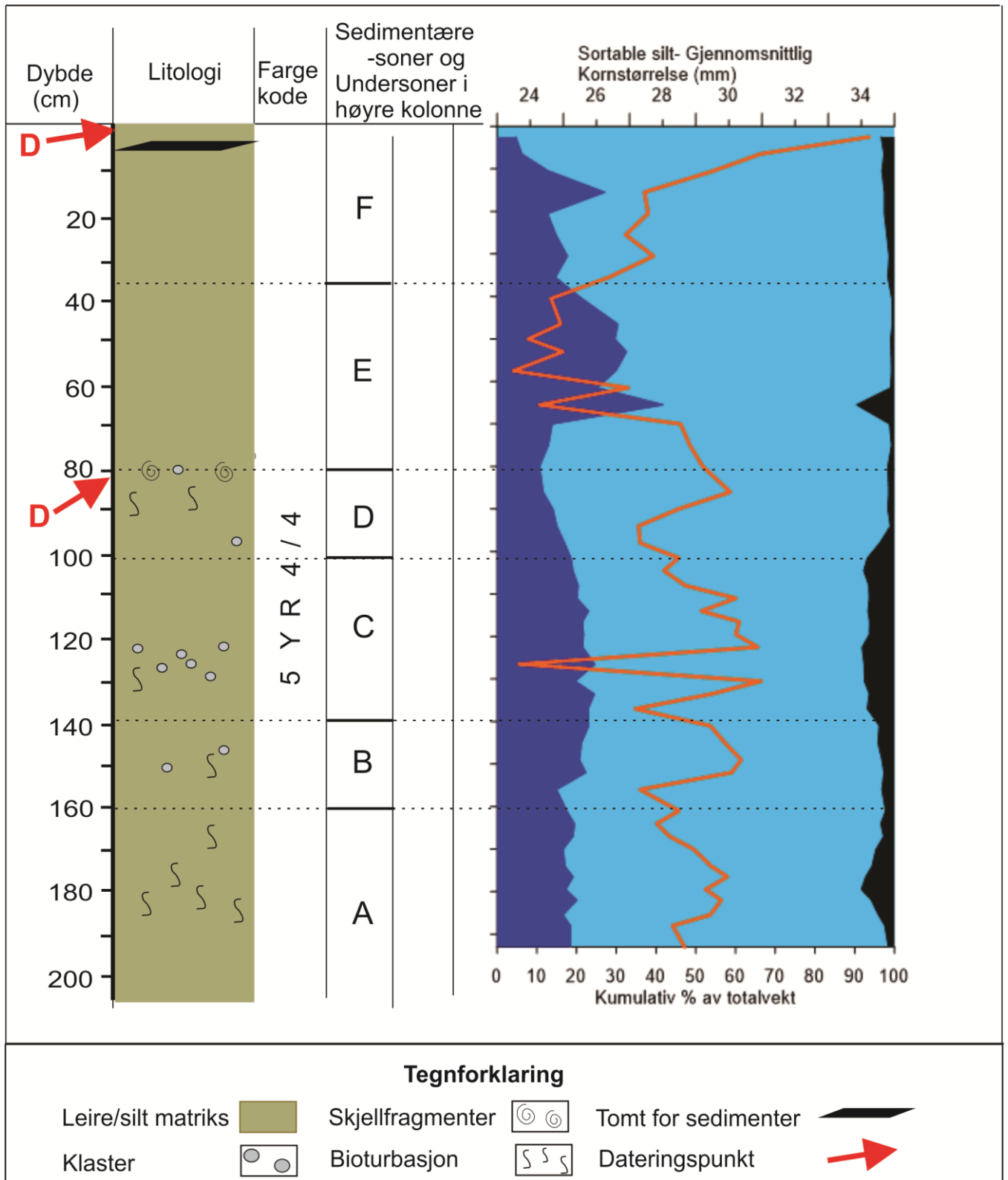
5.3 Sedimentologisk beskrivelse

Det vil i dette kapitlet kun bli gitt en sedimentologisk beskrivelse av de 2 øverste meterne av Gravitycore. Ingen beskrivelse for multicore siden denne kjernen allerede var ferdig preparert og arbeidet med rett fra ferdig tilberedte våtprøver liggende i poser (se for øvrig kapittel 2, for mer informasjon).

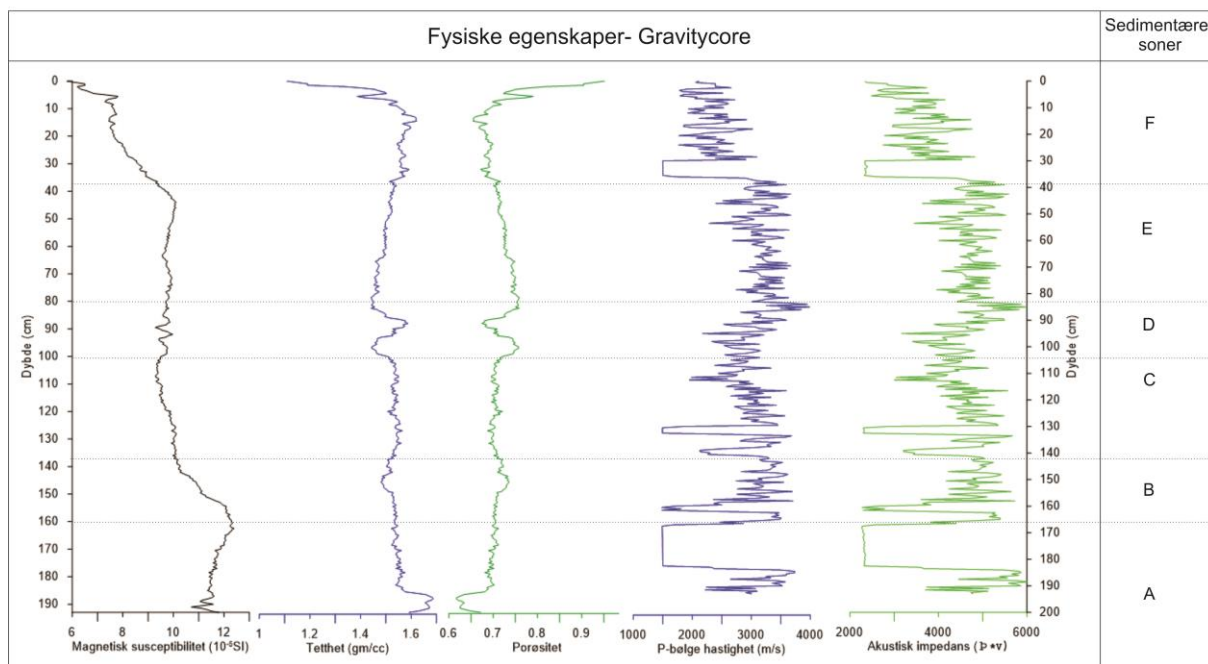
5.3.1 Litologisk logg for Gravitycore

Den litologiske beskrivelsen av kjernen er basert på radiografiske fotografier og visuelle observasjoner. Visuelt vises ingen spesielle endringer, med tanke på strukturer laminasjoner, farge, kornfordeling. Derfor er den litologiske beskrivelsen for kjernen basert mer eller mindre på de radiografiske filmene. Tolkningen av røntgenbildene viser kun små og svake

endringer gjennom den studerte delen av gravitycore og derfor inkluderes ikke røntgenbildene med sediment loggen. I tillegg skal det sies at siden forandringene er svake er det vanskelig å avgjøre eksakt hvilke dybde hendelsene skjedde kun ved hjelp av bildene i tillegg tas det forbehold om at faktorer som for eksempel graden av bioturbasjon er basert kun på hva som er synbart og kan derfor forekomme i sedimentene selv om det ikke er observert på røntgenfotografiene. Dette kan påvirkes av blant annet hvordan kontrastene stilles inn under røntgen fotografering (se kapittel 2). Derfor er det ved inndeling i de ulike litologiske enhetene hovedsakelig tatt hensyn til endringene i kornfordelingen, foruten forandringene som observeres i røntgenbildene og på de fysiske parameterne.



Figur 5.10: Viser den litologiske loggen for gravitycore sammen med den kumulative kornfordelingen. Viser inndelingen av de ulike sedimentologiske enhetene, i tillegg til at dateringsdybdene er anvist.



Figur 5.11: Viser de fysiske egenskapene for sedimentene i gravitycore. (I dybde 0,5 cm er et tall endret til 0 fordi original verdien her ga et veldig kraftig utslag $(-58 \cdot 10^{-5})$ for magnetisk susceptibilitet)

5.3.1.1 Sedimentologisk beskrivelse av gravitycore

Den visuelle observeringen av gravitycore kjernen viser sedimenter med homogene matriks med en rød brun matriks. Toppen av sediment kjernen har en tydelig adskilt sediment pakke som har delvis et tomrom på alt fra 0 til ca 3 cm der det ikke er sedimenter.

Røntgenbildene avdekker også andre sprekker og områder i de øverste 35 cm, hvor det er varierende grad av tomrom. Disse sprekke kan tyde på at de øverste delene av sedimentet i kjernen kan ha blitt påvirket og senere forandret under prøvetaking. Mer om dette og hva det kan ha å si på sedimentene og resultatet vil bli redegjort mer om i kapittel 6. Utenom dette er det små tegn på endringer i den visuelle observasjonen.

Sedimentologiske soner

I beskrivelsen av de sedimentære sonene blir Delta-SS utelukket ΔSS . Denne endrer seg ofte uavhengig av resten av kornfordelingen samtidig som denne vil bli beskrevet i den sedimentologiske tolkningen i kapittel 6.3 om paleo klimatiske og oseanografiske utviklingen. Alle aldere vil her bli gitt som kalibrerte år før nåtid (AD1950)

- Sone A 193 – 161cm (13350 - 12750 år før nåtid, AD1950):

I kornfordelingen veksler leire og silt på henholdsvis 20 % og 80 %. Innholdet av leire er relativt stabilt gjennom hele sonen. Mellom intervallet ca 187 cm og frem til 170 cm minker silt mengden ned til ca 75 % sammen med en økende mengde av sand mellom 63 µm og 1 mm, spesielt med tanke på den siste kornfraksjonen (100-1000 µm). Disse to fraksjoner har maksimum mengde i prøve 179,5 (13110 år) på henholdsvis 3 og 5,2 %. I tillegg er det to positive utslag for fraksjonen over 1 mm med topp punktet i 170 cm og 180 cm, men på kun 0,1 vekt %. Røntgenbildene viser liten grad av bioturbasjon i samme intervall som økningen av sandinnholdet. I intervallet mellom omtrent 180-175 cm (13230-13050 år) observeres det også på røntgenbildene en antydning av et grovere lag der 4 mineralkorn eller skjellfragmenter, basert ut i fra røntgenbildene måler under ca ½ mm. I resten av sonen er det en markant økning i graden av bioturbasjon, og det er i dette intervallet den høyeste graden av bioturbasjon er for hele kjernen.

Når det gjelder de fysiske parameterne øker magnetisk susceptibilitet (MS) gjennom hele sonen frem til i overgangen til neste sone med de høyeste verdiene på $12,4 \cdot 10^{-5}$ SI i 162,5 cm dybde. Fra bunnen av kjernen og frem til ca 185 cm (13230 år) varierer MS- verdien og dette skjer i samme intervall som en høy verdi for tetthet.

Grensen til neste sone er i overgangen der sand under 1 mm reduseres til et bunnivå før dette endrer seg.

- Sone B, 162-137 cm (12750 - 12250 år)

På grensen til denne sonen viser røntgenbildene en endring fra en sone med relativt mye bioturbasjon, sett ut ifra det lille nivået som det er av dette gjennom hele kjernen, og til denne sonen hvor det er lite eller totalt fravær av bioturbasjon. Denne sonen markeres også ved en markant og kraftig økning av trenden for sandfraksjonene 0,063-1 mm før det på grensen til neste sone stabiliserer seg (se forklaring sone C). Denne fraksjonen øker fra rundt 1,5/1,6 % for begge og opp til henholdsvis 3,1 og 3,7 % hvor 63 til 100 µm varierer mer enn 100-1000 µm.

Når det gjelder leire og silt så reduseres den totale mengden av disse to til sammen, fra 97 til 93 % gjennom sonen. Leiren øker i mengde og silten reduseres. I dybde 149 cm (for 12520 år siden) er det et utslag med hensyn på sand over 1 mm. Her er nivået for denne på 0,1 %.

Dette skjer samtidig med en ca 2 % reduksjon i den fineste fraksjonen, leire, mens silt får en økning på litt over 1 %.

Det observeres en partikkel av litt størrelse ($< \frac{1}{2}$ mm) i intervallet mellom 145-150 cm, som trolig slår ut på de fysiske parameterne. Når det gjelder de fysiske verdiene så er MS-nivået relativt stabilt frem til ca 165 cm, mens nivået reduseres deretter, og frem til grensen til neste sone hvor det stabiliserer seg.

- Sone C: 137 cm – 101 cm (12250-11550 år)

Denne sonen kjennetegnes ved en fortsatt svak noen steder fraværende bioturbasjon, men høyere enn i forrige sone. Yttergrensene er valgt ut ifra det relativt stabile og høye innholdet av sand mellom 63 μ m - 1000 μ m som ligger i gjennomsnitt på 6,8 % hvor den groveste fraksjonen, 100-1000 μ m, er mer dominerende enn den andre. Det høyeste innholdet av disse to til sammen ligger i 104 cm dybde (11630 år siden). Det registreres også det høyeste nivået av sand over 1 mm i intervallet på 126 cm dybde (for 12000 år siden) med hele 0,4 %. Dette kan så vidt observeres på røntgenbildene med 3 stykk mineralkorn. Trolig er det ikke skjellfragment fordi de er homogen like kontraster noe et skjellfragment trolig ikke er. Ytterskallet vil ha en annerledes kontrast enn de indre delene fordi det er ulik tetthet når de indre delene er fylt med sediment.

Magnetisk susceptibilitet viser en relativ stabil trend gjennom hele denne sonen, mens tettheten går litt opp.

- Sone D: 101- 80 cm (11550 år -11150 år siden)

Her markerer skille fra sone C og en antydning til en svak grad av bioturbasjon, til en sone med høyere bioturbasjon.

Røntgenbildene viser også en samling av flere skjell eller skjell fragmenter i et belte omkring 80 cm, i et område pluss minus noen cm. Fra denne «rike» biologiske sonen er det tatt ut skjellprøve til datering. Dette belte med skjell er den rikeste sonen av skjell i kjernen, men allikevel telles det kun 3-5 stykk, enten i form av fragmenter eller hele skjell. Med unntaket av dateringsprøven som hadde en diameter på under 1 mm, har de andre skjellene en diameter på kun noen få hundrede mikrometer.

Når det gjelder kornfordelingen så skjer det i denne sonen en generell økning av siltmengden mens det motsatte skjer for leire. Silten øker fra 74,7 % fra grensen til 88 % mot grensen til neste sone der den stabiliserer seg. Mengden av sand mellom 63 µm og 1000 µm går drastisk ned fra 101 cm med et nivå på 6,8 % og ned til 1 % i dybde 94 cm (11430 år siden) og ligger gjennom resten av sonen på mellom 1,4-1,6 %.

Magnetisk susceptibilitet nivået fluktuerer i denne sonen, frem til for ca 85 cm, mens tettheten øker frem til samme dybde før den reduseres igjen. Trenden er svakt økende gjennom sonen.

- Sone E: 80- ca 35 cm (11150 – 4950 år siden)

Generelt på røntgenbildene for denne sonen homogene sedimenter og ingen tegn til endringer som kan observeres. Det er en klar overgang fra forrige sone, til en fattigere sone med tanke på bioturbasjon.

Kornfordelingen viser en rolig økning av leire (ca 3 %) frem til 70 cm (9780 år), med motsatt trend for silt (ned med ca 4 %). For intervallet mellom 70 og 61 cm (9780 - 8540 år) så er det et høyt utslag av leire og sand fraksjonen 100 til 1000 µm kraftig. Leiren øker frem til 65 cm (9100 år) fra ca 13 til 42 %, mens for sandfraksjonen er det for samme periode en økning fra 0,5 – 8,7 % økning. I samme intervall er 63-1000 µm fraksjonen relativt stabil og det er nesten ingen liknende utslag før i grensen til neste sone. Silten reduseres kraftig, fra 85-49 % i samme intervall og holder seg jevnt relativt lavt før den øker fra 46 cm (6500 år). I samme intervall ligger nivået av leire høyt, med et gjennomsnitt på rundt 25 %.

Magnetisk susceptibilitet (MS) verdiene ligger relativt stabilt gjennom hele sonen frem til ca 45 cm før MS reduseres og fortsetter gjennom hele sonen.

- Sone F: 35- 0 cm (4950-400 år siden)

Fortsatt ingen tegn til endringer på de radiografiske bildene bortsett fra fremdeles tilstedeværelse av bioturbasjon, men dette er veldig svakt.

Silt og sand fraksjonen 63-100 µm øker gjennom sonen, med unntak for silt fraksjonen som reduseres mellom 20 og 15 cm (ca 2880-2200 år). Dette skjer sammen med en økning i leire innholdet. og på dybde 15 cm (ca 2200 år) er det et nivå av leire og silt på til sammen 97,5 %.

Fra ca 15 cm er det for de fysiske parameterne MS og tetthet en tendens til mer variasjon. MS verdiene har en liten grad av fluktuering frem til de siste 5 cm, mens tettheten øker frem til omtrent 15 cm før den deretter reduseres kraftig ut resten av kjernen.

5.4 Foraminiferundersøkelse

I dette kapitlet vil resultatet fra foraminifer undersøkelsen bli presentert, hvorav det i tillegg til selve fauna sammensetningen også blir presentert de ulike biosonene. Disse vil kun bli beskrevet her for så å bli tolket i kapittel 6.

For detaljer om bakgrunn for foraminifer undersøkelsen er dette beskrevet i kapittel 2..

5.4.1 Fauna oversikt

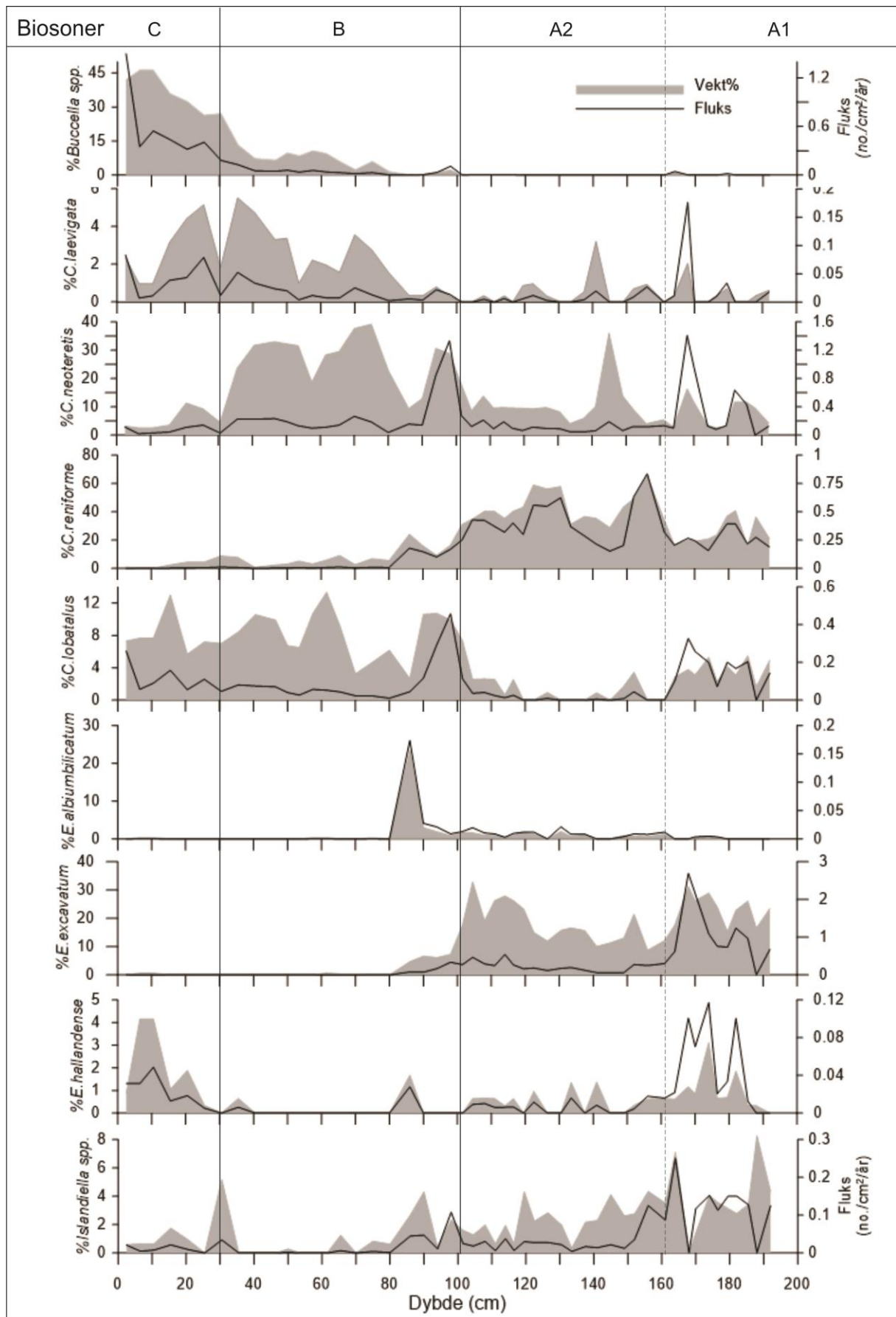
Fauna sammensetningen som er identifisert i denne oppgaven vises som prosentvis fordelingen av de ulike artene, i tillegg til parametere som faunisk diversitet, tetthet og fluks. Mer informasjon om disse parameterne og hva de brukes til er beskrevet i kapittel 2.2.3.2

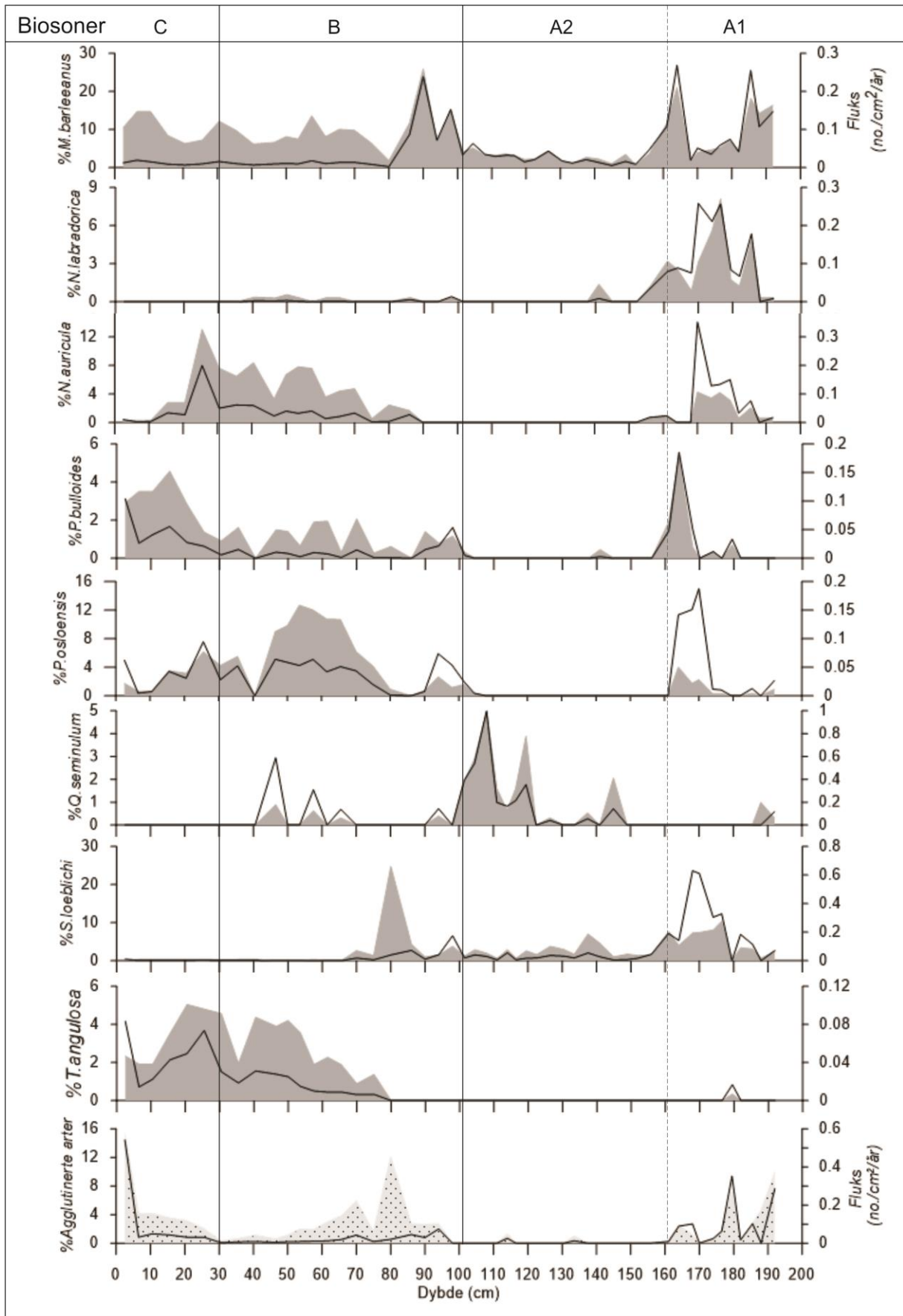
I alt er det i oppgaven identifisert 68 arter fra begge kjernene, men av disse er det fokusert på henholdsvis 19 arter i fauna beskrivelsen, vist i figurene 5.12 og 5.13. Artene det konsentreres om i oppgaven er valgt ut basert på hvor stor grad arten dominerer gjennom kjernen, og om arten har spesielle miljøpreferanser og dermed kan brukes til paleo rekonstruksjoner. Et annet kriterium er at de blir valgt ut med tanke på den prosentvise fordelingen hvor de artene med mer enn 5 % av den totale mengden, i minst en av prøvene, er tatt med.

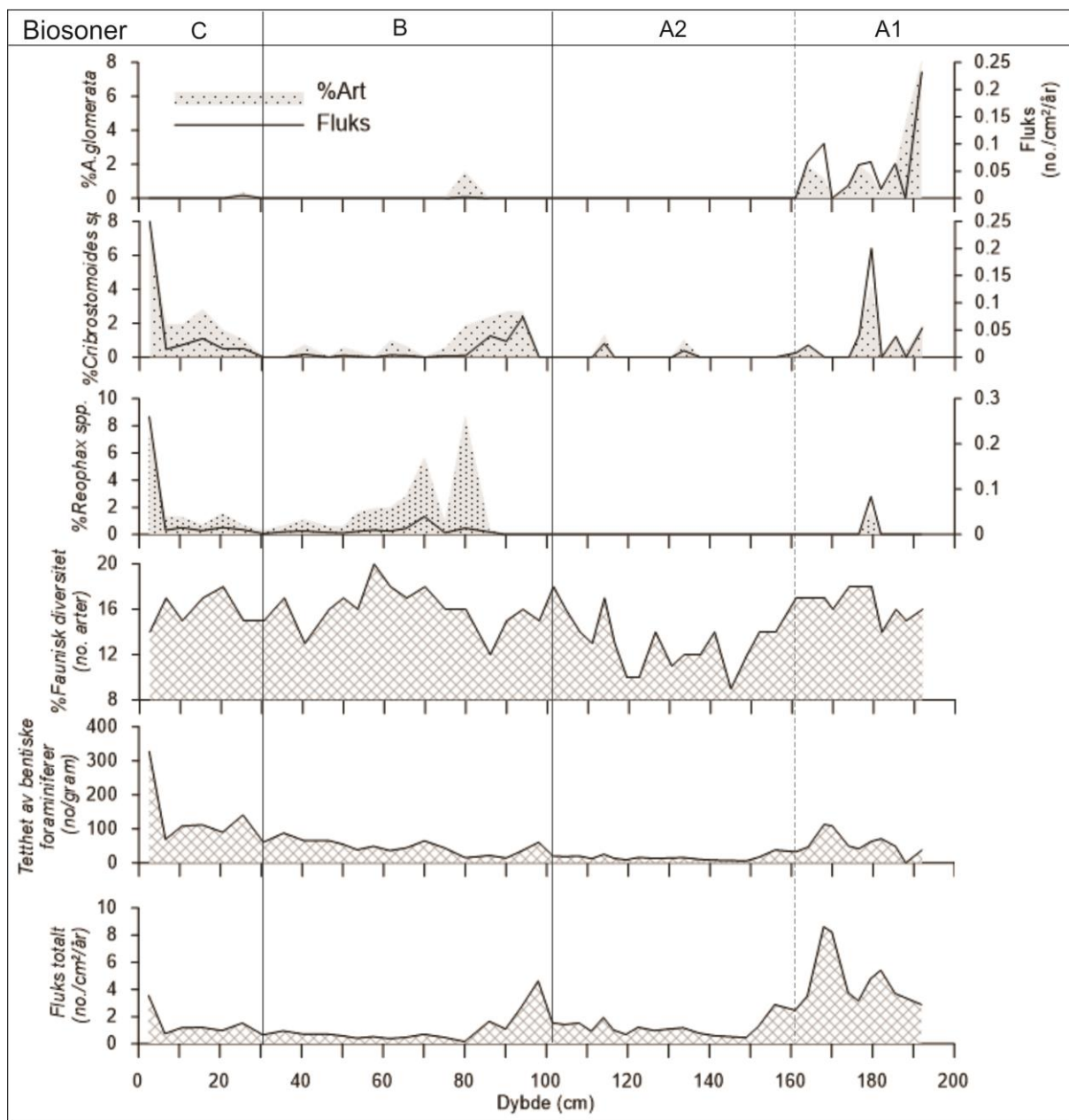
Det er også i noen tilfeller valgt ut arter som har en lavere prosentfordeling fordi de er av betydning for tolkingen av paleo-miljøet, både for at de kan være en viktig indikasjon på endringer selv med andeler under 5 % og for at de er i større mengder i gravitycore. Utviklingen i de to lokalitetene kan dermed sammenliknes.

Fauna sammensetningen er videre delt inn i ulike biosoner for Gravitycore. Disse sonene viser grenser og overganger der det skjer markante fauna endringer ut ifra hyppigheten til artene.

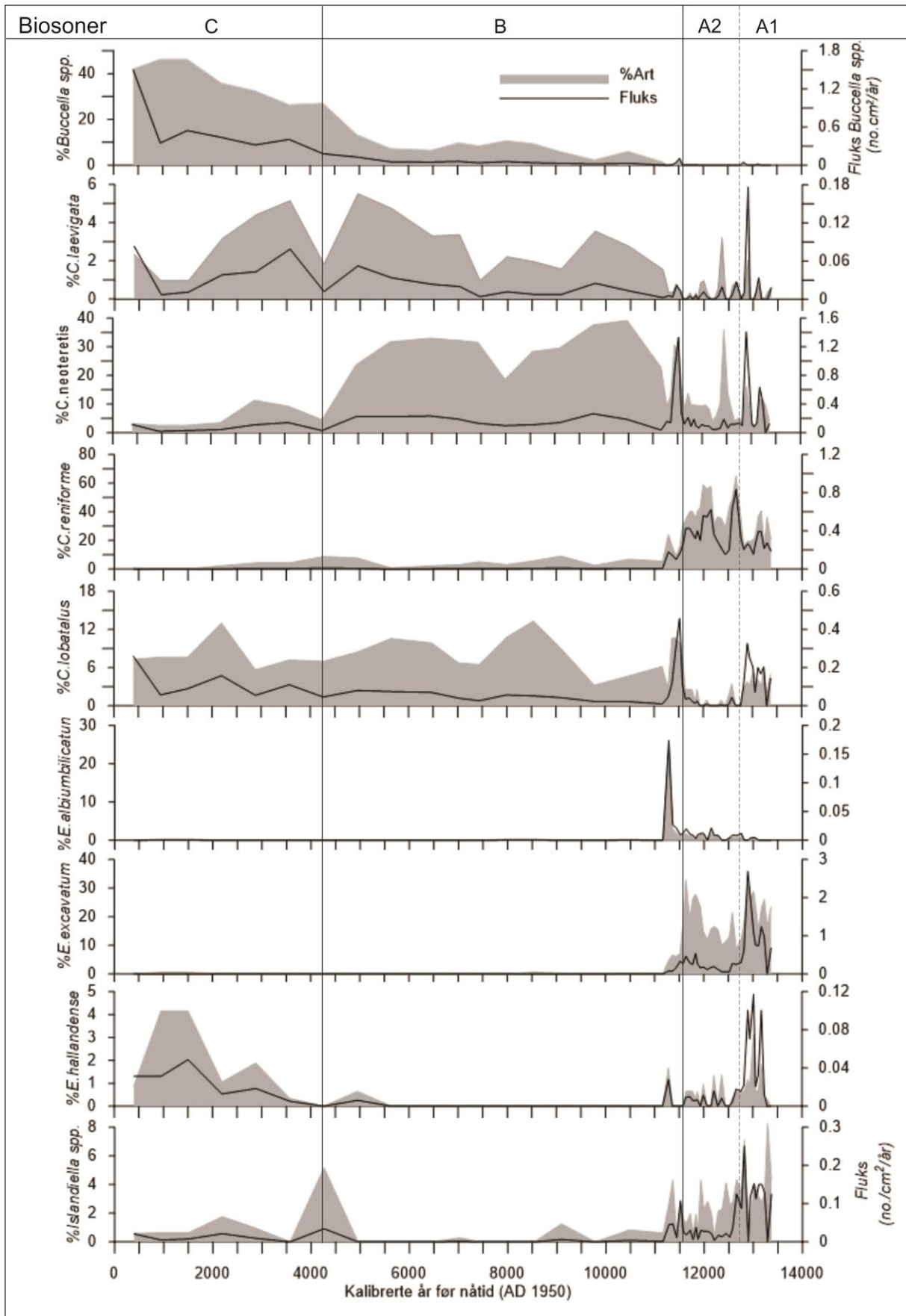
5.4.2.1 Fauna sammensetning for Gravitycore

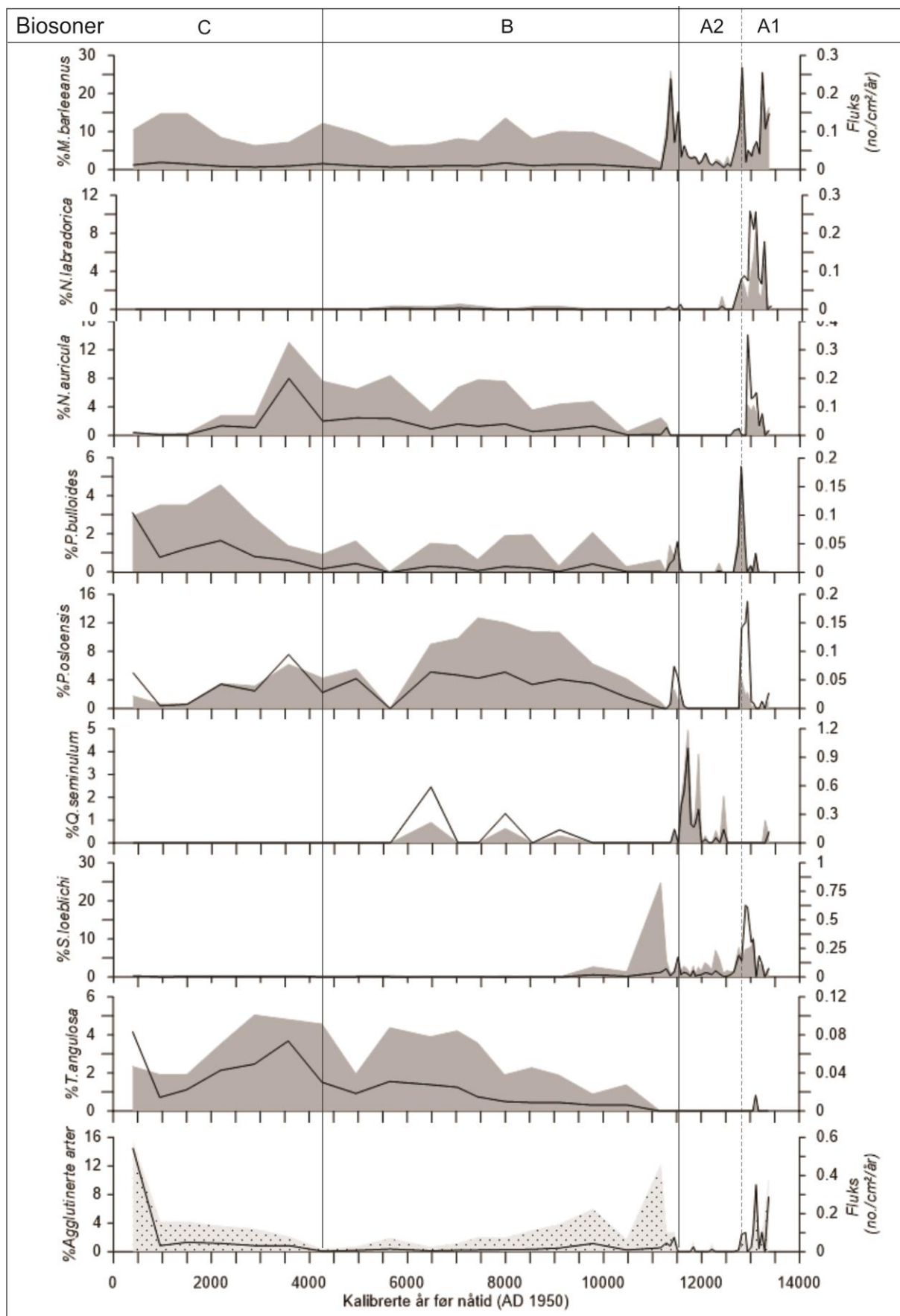


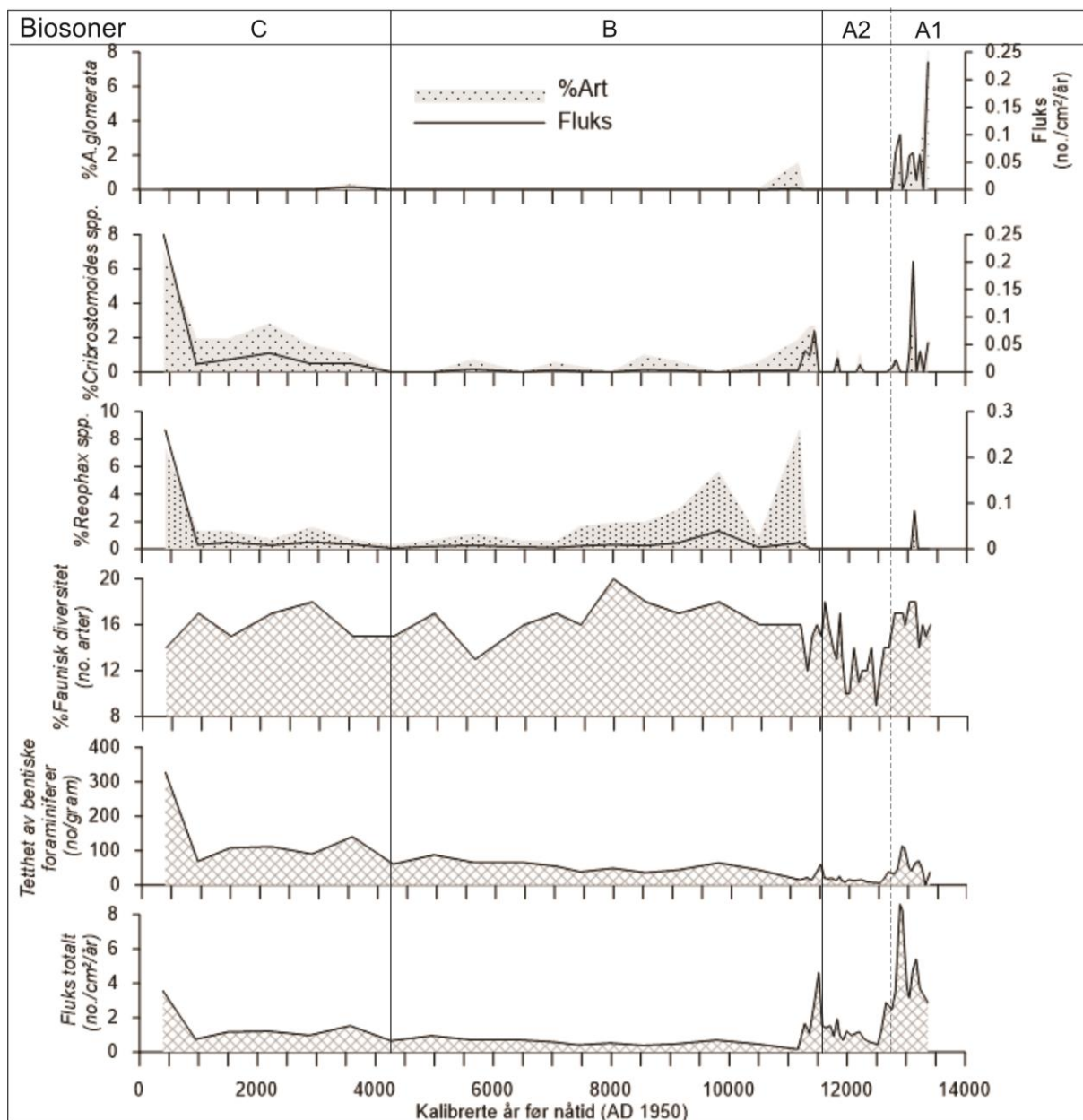




Figuren 5.12 Viser den prosentvise fordelingen av de ulike foraminiferartene plottet mot dybde. Prosent andelen for hver art vises med grått felt, mens fluks for samme art vises som svart linje. Sammensetningen baseres fra 50 foraminifer prøver.







Figur 5.13. Viser den prosentvise fordelingen av de ulike foraminiferartene plottet mot kalibrert alder før nåtid. Prosent andelen for hver art vises med grått felt, mens fluks for samme art vises som svart linje. Sammensetningen baseres fra 50 foraminifer prøver.

5.4.2.2 Beskrivelse av biosonene for gravitycore

Gravitycore er inndelt i 3 hovedsoner, A, B og C, hvorav sone A videre er delt inn i 2 under soner. Beskrivelsen er basert på figurene 5.12 og 5.13. Alle aldre er oppgitt i kalibrert alder før nåtid, det vil si før år 1950, såfremt ikke annet er oppgitt.

Sone A, perioden 13430-11580 år siden (Dybde 193-101,5cm)

C.reniforme - *E.excavatum* og tilstedeværelse av *C.neoteretis*

Generelt karakteriseres denne biosonen av at det for denne perioden i kjernen er den høyeste graden av fluktusjon i hyppighet og variasjon mellom de ulike foraminifer artene. Det er også i denne perioden hvor de to artene *C.reniforme* og *E.excavatum* har sin dominans og sin høyeste andel, i forhold til den totale faunaen.

Gjennom hele området varierer mengden av *C.reniforme* mellom ca 15 til 65 %, med et gjennomsnitt på ca 38 %, mens *E.excavatum* har en maksimal fordeling på ca 33 % for 11640 år siden (104,5 cm), og et gjennomsnitt på 20,7 %. Til sammen utgjør disse to artene i gjennomsnitt omtrent 59 % gjennom hele sone A og på det meste ca 74 % av den totale faunaen, for omtrent 11990 år (122,5cm) og for 12660 år siden (156 cm). Sone A er igjen inndelt inn i to subsoner; A1 og A2.

Som det fremgår har *C.reniforme* den høyeste andelen av disse to gjennom hele sonen, men forholdet dem imellom varierer. I sone A1 som går imellom perioden 13370-12760 år (193-161 cm) har *C.reniforme* en gjennomsnittlig andel på ca 26 %, mens det for *E.excavatum* er mengden 23,5 %. I enheten A2 derimot som strekker seg i mellom 12760 og 11580 år (161-101, 5 cm) er den gjennomsnittlige mengden av de henholdsvis ca 43 % for *C.reniforme* og 18,4 % for *E.excavatum*. Sammenliknet gir dette et signal om en utvikling der hvor *E.excavatum* blir mindre dominerende utover i slutten i sone A.

Mindre dominerende arter for hele sone A er *C.neoteretis* og *M.barleeanus* med henholdsvis 10 og 6 % hver, i gjennomsnitt. *C.neoteretis* som er til stede gjennom hele sonen. Arten har tre forskjellige optimumsintervaller for perioden der andelen øker før den deretter reduseres. Dette er i perioden mellom 13400 - 13150 år med en økning fra 4 til 12 % og i mellom 13000- 12900 der økningen går fra 3 til 16 %. Det er også en liknende tendens mellom 12700 – 12450 og en økning på 4 til 36 %.

Derimot for *M.barleeanus* skjer det en betydelig reduksjon fra sone A1 til A2, fra 9,8 % til 2,8 og med det høyeste nivået i begynnelsen. To topper med betydelig høyere andeler på 18,2 % og 21,1 % kan observeres ved alder 13230 år (185,5 cm), og for 12760 år siden (164 cm). Samme skjer for *C.lobatulus*, og for de mindre viktige artene *N.auricula*, *P. bulloides* og for *M.labradorica*, som blir helt borte, omtrent ved overgangen mellom A1 og A2. Mengden av *C.lobatulus* i A1 varierer mellom 2 - 5,5 %, hvorav det høyeste nivået er for omtrent 13230 år siden (185 cm).

Andre med lik tendens for utviklingen mellom disse to undersonene er blant annet *S.loeblichii* og *Islandiella spp.*, *E.hallandense* og *N.labradorica*. *Islandiella spp.*, har to optimumstopper innenfor sone A1 på henholdsvis 8 %, for ca 13300 år (188 cm), og 7 % for ca 12800 år (164 cm). *S.loeblichii* har de høyeste verdiene i første del av sone A med maksimum for perioden for 13050 år siden (176,5 cm) på 10 %.

For de to siste artene, *E.hallandense* og *N.labradorica* er nivået høyest i omtrent den samme tidsperioden, mellom 13250 til 12900.

Det er også karakteristisk for sone A at den faunistiske diversiteten viser en høy grad av variasjon. Både tetthet og diversiteten er lavere i sone A1 enn i sone A2 og en tydelig endring skjer etter 12750 år og før 11550 år. I tiden mellom 12500-11550 ligger parameterne på det laveste.

Sone B; Periode mellom 11580 til 4260 år (101,5-30,5 cm)

C.reniforme og *E.excavatum* reduseres, *C.neoteretis* øker

Denne sonen er karakteristisk for perioden der *C.neoteretis*, med sin gjennomsnittlige fordeling på 28 %, dominerer faunaen, samtidig med at mengden av *C.reniforme* og *E.excavatum* reduseres. *C.neoteretis* fortsetter med en kraftig stigning inn i denne sonen opp til et toppunkt på 30,7 % for ca 11400 år siden (94 cm). Deretter reduseres mengden ned til 9,4 % for 11280 år siden (86 cm), før det igjen øker raskt frem til for ca 10470 år siden (75 cm) til det høyeste nivået for hele kjernen på 39,2 %. Etter dette toppunktet reduseres andelen frem til for 7990 år siden, til 18,7 %. Før det igjen stiger og holder seg mellom 31-33 % i tidsintervallet 7440-6470 år siden. Herifra og frem til for 4260 år siden, reduseres det

kraftig ned til 4,6 %. De tidligere dominerende artene *C.reniforme* og *E.excavatum* reduseres og innen 11280 år siden er *E.excavatum* fraværende og har kun noen få utslag på under 1 %, i perioden mellom 9780 til 8540 år. *C.reniforme* derimot er som tidligere nevnt til stede gjennom hele denne sonen, men i litt varierende mengder. I løpet av to perioder er andelen av arten synkende. Dette skjer i intervallet fra 10470 (75 cm) til 9780 år (70 cm), med et så lavt nivå som 2,7 %, og en jevn synkende trend helt fra 9090 til 5640 før andelen raskt stiger fra 0,7 % og opp til 8 % i løpet av perioden fra 5640 til 4950 år siden. *Islandiella* spp., som hadde en relativ middels høy andel i forrige sone reduseres enda mer i begynnelsen av denne sonen og blir borte fra ca 9000 år siden (ved 65 cm), før arten registreres med en liten andel under 1 % (0,3 %) for ca 7020 år siden (50cm) og mot slutten for omtrent 4260 år siden (30,5 cm) med en betydelig andel på 5,2 %, på grensen til neste sone.

Samtidig som at noen arter forsvinner er det andre arter som øker sin oppslutning, som *C.laevigata*. Denne arten har i denne perioden sitt høyeste nivå i løpet av kjernen med 5,5 % for ca 4950 år siden (35,5 cm).

Grensen til sonen markerer mer eller mindre også en overgang der hvor artene i gruppen *Buccella* spp., og *T.angulosa* kommer inn med relativt betydelige mengder. Tidligere er de begge kun registrert med verdier på 0,3 % for ca 13110 år siden. *Buccella* spp., vokser fra starten av sonen og frem til for ca 7990 år siden, opp til 10,8 %, mens *T.angulosa* gjør inntog for ca 10480 år siden. Økningen er relativt jevnt, spesielt for *Buccella* spp., og det høyeste nivået for perioden oppnås i grensen til neste sone, for 4260 år siden. Her ligger andelen på henholdsvis ca 27 % (for *Buccella* spp.) og 4,6 % (for *T.angulosa*). Selv med disse verdiene er de begge ikke blant de mer dominerende artene, med sine gjennomsnittlige verdier på henholdsvis 7,5 % for *Buccella* spp., og 2,3 % for *C.laevigata*. Foruten *C.neoteretis* domineres sonen av *M.barleeanus* som en god nummer to, med et spenn i fauna andel fra omtrent 26 % og 6,4 %, hvorav gjennomsnittet ligger på 10,6 %. Andelen er størst helt i begynnelsen av sonen for ca 11520 år siden, med det høyeste nivået i hele kjernen på ca 26 %. *C.lobatulus* øker også i denne perioden og holder seg på en gjennomsnittlig fauna andel på 8,7 %, hvorav den høyeste andelen er for ca 8500 år siden (61 cm) på 13,4 %. Dette toppnivået sammenfaller også med en nivåtopp for arten *T. angulosa*.

Det er også viktig å bemerke at det i første del av sone B, i årene mellom 11580 til 11160 (101,5-80 cm), er det en overgangssone der flere av artene får markante høye utslag. Dette gjelder for artene *C.neoteretis*, *C.lobatulus*, *E.albumbilicatum* og *M.barleeanus*, og mengden av disse reduseres i løpet av disse 400 årene omtrent like fort som de steg. Med unntak av *E.hallandense*, reduseres alle Elphidium artene i løpet av denne korte perioden, og er fraværende i resten av sonen. *E.hallandense* er til stede med relativt lave verdier i resten av perioden med andeler på 1,7 og 0,7 % i tidspunktene 11280 og 4950 år siden.

I samme overgangsintervall skjer det også en betydelig økning i oppslutning av de agglutinerte artene. Med en rask vekst opp til 12,7 % for 11160 år siden, hvorav gruppen *Reophax* spp., har en andel på 9 % av dette.

Et annet karakteristisk trekk i denne sonen er generelt en mer stabil og mindre fluktuerende faunisk diversitet på gjennomsnittlig 16 arter, hvor den høyeste samlingen er mellom ca 11600 og 6470 år siden. Samtidig øker tettheten jevnt og rolig gjennom hele sonen med et bunnivå på 14 stykk foraminifere/pr gram sediment, for 11360 år siden og et toppnivå på 88 foraminifer pr gram sedimenter, for 4950 år siden. Total fluksen holder seg en god del lavere her enn i forrige sone,

Sone C: Periode mellom 4250- 400 år B.P, Dybde 30,5-2,5 cm

Dominans av *Buccella* spp., lav mengde av *C.neoteretis*

Denne sonen er karakteristisk ved en klart dominerende andel av *Buccella* spp., som stiger relativt jevnt fra ca 27 %, ved forrige sone grense, og frem til for ca 1500 år siden. Dette intervallet, mellom 1500 og 950 år siden ligger andelen av denne arten stabilt på samme nivå (46,3 %) før det skjer en svak reduksjon på totalt 3 % i oppslutning, ned til det yngste sedimentet. Gjennomsnittet av *Buccella* spp., ligger på ca 38 %. Den andre arten som dominerer er *M.barleeanus* med gjennomsnittlig 10,3 % og det høyeste nivå på 14,7 % som er på samme nivå gjennom hele intervallet 1500-950 år før mengden reduseres. Mindre dominerende arter er *C.lobatulus* som fortsetter med den reduserende trenden fra forrige sone og frem til for ca 2880 år siden (25 cm) hvor det skjer en kraftig økning fra omtrent 5,7 til 13 % mengde for ca 2190 år siden, før andelen reduseres frem til 1500 år for deretter en relativ stabil andel på henholdsvis 7,7 % og 7,3 % for resten av perioden. *C.neoteretis* øker

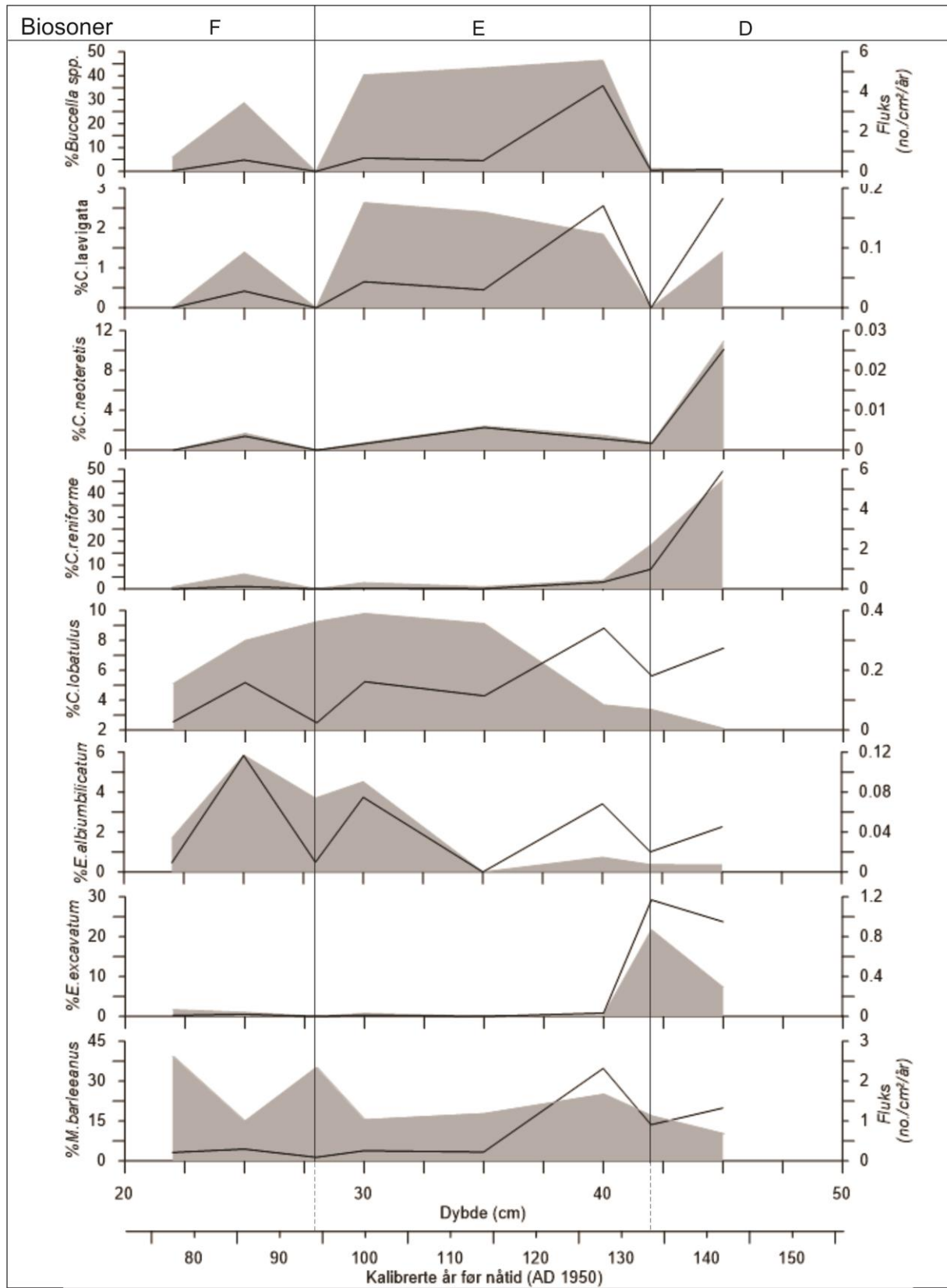
fra et nivå fra 4,6 % og opp til 11,4 % frem til 2880 før det reduseres og ligger stabilt på 2,6 % mellom 1500 til 950 år siden. Arter som *C.reniforme* reduseres fra toppnivået ved grensen og videre gjennom sone C frem til for ca 2190 år siden, hvor arten blir fraværende i prøvene helt frem til et sted imellom 950 og 400 år, hvor den kommer tilbake igjen, selv med i veldig liten mengde, <1 % (0,9 %).

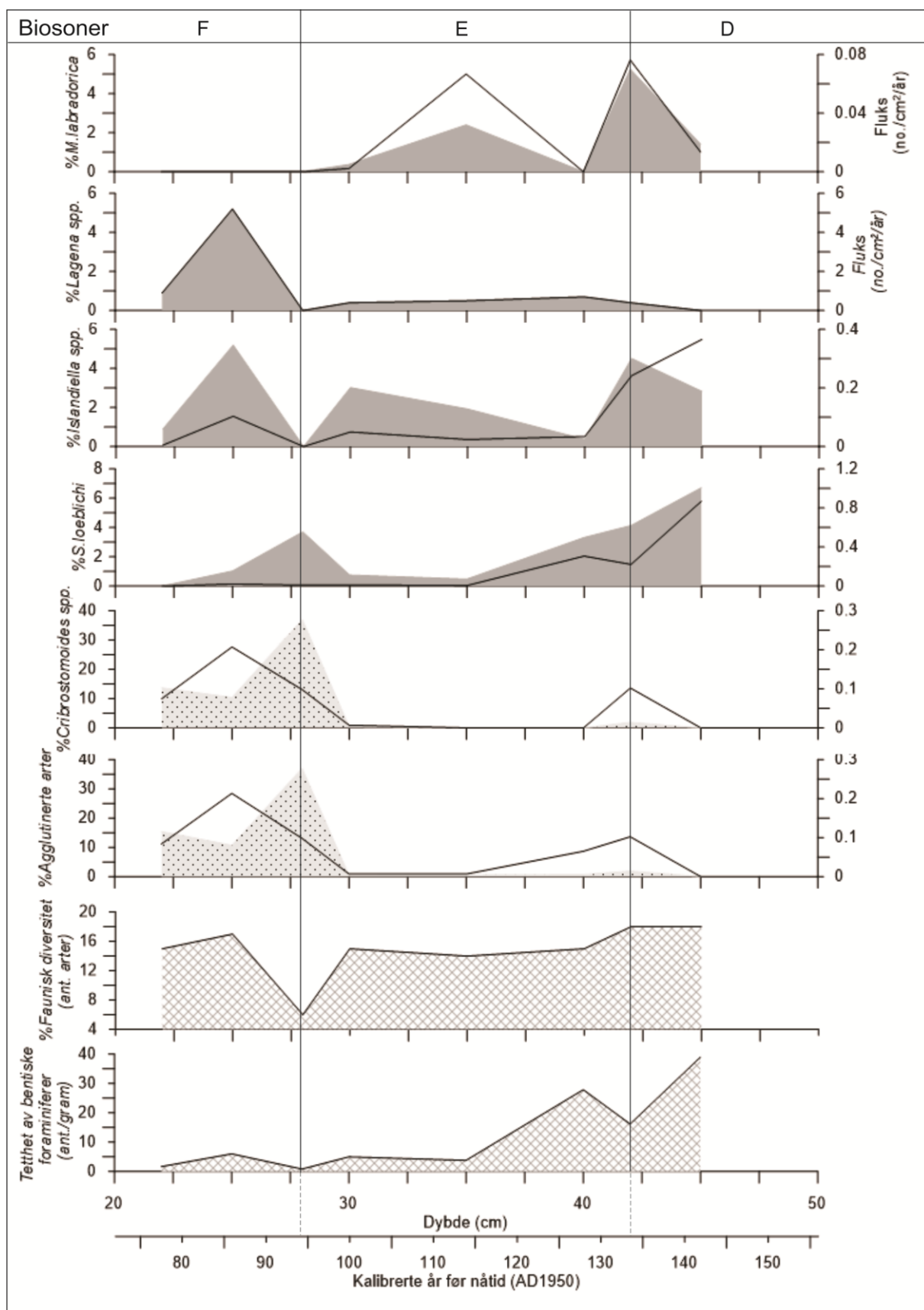
Litt av det samme mønsteret deler *C.laevigata* og *T.angulosa*, men disse to artene har en større andel av faunaen for denne sonen enn tilfellet er for *C. reniforme*. *C.laevigata* øker fra 1,8 % i grensen til sone B, og stiger i løpet av omtrent 710 år til 5,2 % (4260 - 3570 år). Andelene til denne arten synker videre ned til 1 % ved ca 1500 år siden og holder seg konstant til 950 år før det stiger opp til 2,3 % i de yngste sedimentene i kjernen. *T.angulosa* ligger på 4,6 % for 4260 år siden og stiger opp til 5 % frem til 2880 år siden (20 cm).

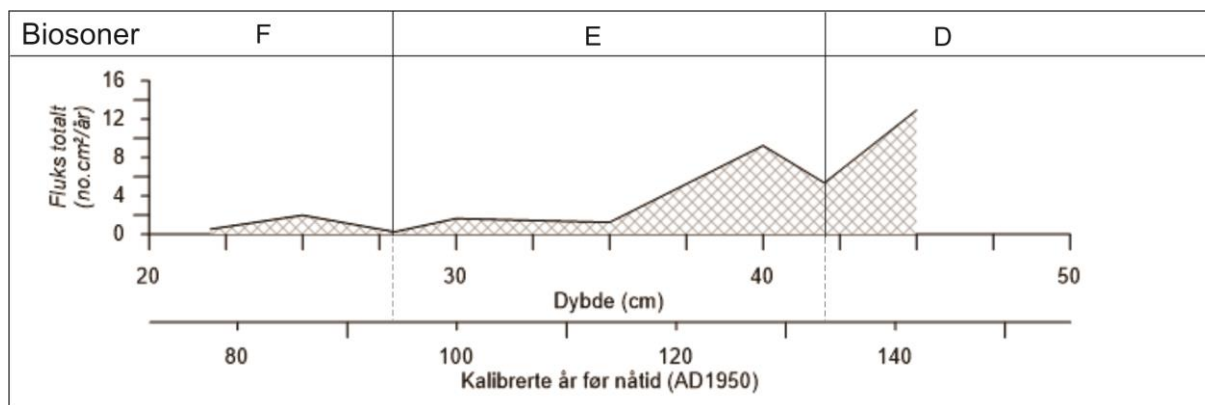
E.hallandense oppnår den høyeste andelen gjennom hele kjernen i denne perioden, med 4,2 % i perioden 1500 til 950 år. Mens gruppen *Islandiella spp.*, har den høyeste verdien for 4260 år siden, på 5,2 % og er på 0 % innen 3570 år siden. Mengden av denne øker igjen frem til 2190 år siden på 1,8 %. Videre gjennom resten av perioden er gruppen til stede med stabilt lavere verdier på 0,6 %).

Et annet karakteristisk trekk er at andelen av agglutinerte foraminiferer øker relativt jevnt i denne sonen, fra litt over 0 % ved grensen og opp til 4,2 % frem til for 950 år siden før det stiger kraftig i de yngste sedimentene med den desidert høyeste andelen for ca 400 år siden, 15,2 %. Samme trend er det stort sett for både tettheten og total fluksen.

5.5.2.3 Faunasammensetningen for Multicore







Figur 5.14: Viser den prosentvise fordelingen for artene i multicore, med hver art i prosent, plottet mot dybde og alder på x-aksen. Andelen av hver art vises med grått felt og fluks for hver art er vist med svart linje. fauna sammensetningen baserer seg på identifisering av bentiske foraminiferer fra 8 prøver.

5.5.2.4 Beskrivelse av biosonene for multicore.

Når det gjelder faunaen for multicore så er ikke denne inndelt i biosoner. Dette fordi den første delen 45 cm-42 cm trolig er resedimentert og resten består kun av en periode fra 128 til 78 år før nåtid (AD1950). Dette vil bli omtalt under ett i kapittel 6.

Fra 128 til 94 år utgjør *Buccella spp.*, en høy andel. Arten øker i løpet av kun 6 år, fra rundt 1 % og til det maksimale nivået for hele kjernen, 46,5 % for 128 år. Denne andelen går kun ned med 6 % frem til for 100 år siden, før nivået av denne synker raskt ned igjen til 0 % i løpet av 6 år. I samme intervall øker både *C.laevigata* og *Islandiella spp.*, opp til henholdsvis maksimum med 2,6 og 3 %. Andelen av *Islandiella spp.*, er vel og merke høyest i begynnelsen med 4,5 % hvoretter det synker raskt ned og er på 0,4 % for 128 år siden.

I tillegg til denne arten så dominerer *M.barleeanus* med snitt 23,4 % av den totale faunaen. Til sammen for begge disse to så varierer mengden mellom 35 (i tiden 128) og 71 % (i 94) av den totale faunaen. *M.barleeanus* følger omtrent samme trend som *Buccella spp.*, bortsett fra mellom 100 år og til sone grensen da denne arten derimot øker, fra 15,5 % til 35, 2 %.

Andre mindre dominerende er i denne perioden excavatum som reduseres fra 21,8 % til 0 % frem til 114 år siden.

Den tredje mest dominerende arten er *C.lobatulus* med et gjennomsnitt på 8 %. Den stiger fra et lavt nivå i begynnelsen og opp til sitt maksimale nivå for 100 år siden, på 9,8 % før den deretter synker ned videre gjennom resten av kjernen.

Andre langt mindre dominerende arter er *M.labradorica*, *S.loeblichii*, *C.laevigata*, *Lagena spp.*, og *E.albiumbilicatum*, *C.neoteretis*. Hver av disse artene oppnår til tider en oppslutning på rundt 5-6 % av den totale faunaen.

Diversiteten er nedadgående gjennom hele sonen bortsett fra en økning mellom 134 og 128 år siden. Mellom 100 til 94 år siden gikk både diversiteten og tettheten kraftig ned fra 15 til 6 arter, og fra 2 til 8 foraminiferer per gram sediment.

Denne reduksjonen faller sammen med en kraftig oppgang i andelen til de agglutinerte artene opp til 37 % av total faunaen.

I perioden 94 til 78 år er den mest dominerende for denne perioden *M.barleeanus* med sine drøye 30 % i gjennomsnitt og maksimum og minimum for 78 år og 84 år siden, på henholdsvis 39,3 og 14,9 %. For den andre dominerende arten er tendensen motsatt. *Buccella spp.*, øker fra begynnelsen av sonen opp til 28,8 % for 86 år siden, før den reduseres ned til drøye 6 % ved toppen (78 år). Samme tendens er det for de mindre betydningsfulle mengdene for artene *E.albiumbilicatum*, *C.reniforme*, og *Islandiella spp.*, som oppnår hver, følgende andeler: 5,9 %, 6,3 % og 5,2 %. Det er også verdt å nevne at de to artene *C.laevigata* og *C.neoteretis* er tilstede med andeler under 2 % (1,4 og 1,7 %).

Den tredje mest dominerende arten er *C.lobatulus* som har en snitt andel på 6,3 gjennom hele denne perioden og reduseres fra 9,3 til 5,1 % oppslutning.

6. Diskusjon og tolkning

6.1. Generell sedimentologi og bakgrunn for tolkningen

En kort bakgrunn for de ulike prosessene følger her:

Is driftet materiale er, som tidligere nevnt i kapittel 3, materiale fra både sjøis og fra isfjell. Prinsippet er at under veldig kalde perioder med maksimal utbredelse av is eller «stillstand» og null is vekst gir dette utslag i sedimentet med lav IRD og lavere sedimentasjonsrater. Med økende is aktivitet, som for eksempel under brefremrykk og aktive isstrømmer eller under økt smelting av glasial is, øker derimot avsetningen som gir høyere sedimentasjonsrate og IRD (Dowdeswell et al., 1998). Store smeltevanns episoder, som under deglasiasjon, gir ofte de største utslagene (Dowdeswell et al., 1998). I marine sedimentkjerner kan isfjell og sjøis avsetninger vises som blant annet isolerte grovkornete kornpartikkel i en ellers så finkornete matriks, eller grovkornete lag med hovedsakelig sand (Dowdeswell et al., 1998).

Bestemmelse av IRD ut ifra kornfordeling er omdiskutert og undersøkelser har vist at sedimentene som transporteres i isfjell har dårlig sorteringsgrad, varierende kornstørrelser og konsentrasjoner (Dowdeswell et al., 1998).

I denne oppgaven er det sagt at alt over 1 mm er et direkte bevis for perioder med tilstedeværelse av isfjell, mens alt av materiale over 63 µm kan ha blitt transportert sammen med sjøis. Ved å bruke den IRD korrigererte sorterbare silt enheten, Delta SS (forklart i kapittel 5), tas det hensyn til at noe av silten er transportert med sjøis. Likevel vil det alltid være usikkerheter forbundet med dette. Havstrømsstyrken som vises i form av variasjoner i delta SS er korrigerert for at det er en viss sammenheng mellom silt og sand og derfor er noe av silten transportert som is driftet materiale (IRD). Likevel vil alt av sediment fraksjoner over 63 µm bli omtalt som is driftet materiale videre i tolkningen av sedimentologien og bli omtalt som isfjell avsetninger. I tillegg vil alt av fraksjoner over 1 mm bli behandlet som isfjell avsetninger. Denne fraksjonen er brukt av andre publiserte artikler fra Barentshavet som for eksempel (Risebrobakken et al., 2010).

6.2 Tolkningen av sedimentologien

Begge kjernene er tatt fra to forsenkninger (se figur 1.1) i Ingøydjupet, hvorav gravitycore er den som ligger nærmest land. Dette kan ha ført til at sedimentene i kjernen, både når det gjelder gravitycore og multicore kan inneholde ras avsetninger fra det topografiske terrenget rundt. Dette kan det være indikasjoner for i multicore. Dateringsprøven herifra fra intervallet 48-50 cm ble funnet til å være ca 13000 ¹⁴C kalibrert alder før nåtid, se kapittel 2. På grunn av den høye alderen til bunnsedimentet og at det er funnet relativt høy andel av grove sedimenter nederst, tolkes bunnen av denne og opp til 40 cm (128 år) til å være resedimentert og denne delen vil ikke bli videre omtalt.

- Sone A til B: Perioden fra ca 13400-12250 år siden før nåtid (AD1950).

Sedimentene viser en tendens med økende sand mengde under 1 mm frem til for ca 13100 år siden, sammen med en reduksjon i silt innholdet. Dette tolkes som et signal på en økende grad av avsetning fra sjøis og isfjell. Det er forholdsvis liten mengde av sand, maksimalt opp til ca 8 % sammen med en veldig lav andel av IRD over 1 mm. En gjennomgang av flere ulike sedimentære facier i dyphavet som stammer fra sjøis indikerer, basert på en økende sandandel, fra 1 til 8 %, et avsetningsmiljø som går fra et isfritt område med noe sjøis i spesielt kalde år, til økt sjøis produksjon og flerårig sjøisdekke for 13100 år siden (Dowdeswell et al., 1998). Dette kan være en god indikasjon, men dette er basert på dyphavs-basseng i de store åpne havområdene, der det er færre andre avsetningskilder enn langveis reisende sjøis (Dowdeswell et al., 1998). I motsetning til for hva som kan være tilfellet på sokkelen i Barentshavet og Ingøydjupet der en eventuell is kilde er nærmere land. En nærliggende tanke siden det ligger forholdsvis nærme land er avsetning ifra smeltevann fra issmelting. Dette kan transportere kornfraksjon opp til fin sand størrelse og er karakterisert ved lav salinitet og turbiditet i overflaten (Dowdeswell et al., 1998), men det er også funnet større partikler transportert med smeltevann. Nærmere is front kilden avsettes det grovere partikler og det er en sterk reduksjon i strømhastigheten i smeltevannet, kornstørrelse og sedimentasjonsrate på fjordbunnen, vekk fra isfronten (Dowdeswell et al., 1998). Reduksjonen i silt innholdet sammen med økningen av sand, tolkes til å kunne være et signal som antyder lav påvirkning fra smeltevann siden silt transporteres lettere i suspensjon enn det sand gjør, eller en indikasjon på reduserende strømsstyrke. Miljøet basert

på kornfordelingen baseres på at det her er et glasiomarint⁶ distalt miljø på grunn av den lave mengden av sand og hvor finkornete materiale dominerer (leire og silt). Dette er innenfor den praktiserte termen for «Is distalt glasiale marine sedimenter» (Syvitski, 1991). Denne sediment sammensetningen kan også være, i den oppfatning at sedimentene er glasiomarine distalt til en is grense/front på grunn av det lave antallet med IRD over 1 mm og det lave sandinnholdet (Syvitski, 1991). Økende proksimal tilnærming til en isfront gir ofte innslag av grovere matriks (Syvitski 1991). En annen mulighet er at denne sand økningen er transportert eller resedimentert av gravitasjonsstrømmer. Men dette er foreløpig utelukket på grunn av det lave innhold av sand og at det ikke er observert noen tegn til en skarp erosjonsgrense (vises som et rask skifte i kornfordelingen med vekt på grovere sedimenter). Noe som er tegn på sedimenter transportert med slike strømmer/ras (Eyles et al., 1985).

Så oppsummert viser sedimentene en økende mengde sand over 63 um frem til for ca 13100 år siden som tolkes foreløpig til å være hovedsakelig avsatt som en følge av et kaldere miljø og økt sjøis og isfjell avsetning. Dette støttes av lite bioturbasjon for samme intervall som kan indikere høye sedimentasjonsrater (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001) og kalde forhold, (Syvitski, 1991).

Den IRD korrigererte SS viser for dette intervallet en reduserende trend fra en strømhastighet litt høyere enn normalt i begynnelsen, noe som kan forklare den reduserende silt mengden. Det trenger allikevel ikke å være noen sammenheng mellom mindre mengde silt og reduserende gjennomsnittlig sortable silt kornstørrelse. Denne viser altså reduserende bunnstrømmer noe som kan indikere en reduserende innstrømming av atlantisk vann såfremt strømhastigheten påvirkes av denne strømmen i dette tilfellet.

I perioden mellom 13100 og 12750 år snur trenden. En reduksjon i sand innhold sammen med et nærmest fravær av grov sand over 1 mm. Derimot er det en liten økning av leire og en betydelig økning av silt. Dette tolkes foreløpig som et signal på mindre avsetning fra sjøis, og en tilbakegang av sjøisdekke. Den høye mengden av silt kan også antyde økt avrenning og avsetning fra smeltevann på grunn av en økende temperatur og økt smelting av is. En

⁶ Glacial-marine sedimenter: En blanding av både glasiale forvitningsprodukter og marine sedimenter avsatt mer eller mindre kontinuerlig (Andrews and Madsch, 1983- sitert i Syvitski, 1991).

varmere temperatur kan støttes av inntog av bioturbasjon, og muligens et avsetningsmiljø med reduserende sedimentasjonsrate. Delta SS viser en økt strømstyrke som ligger litt over normalen noe som kan være årsaken til økende silt og leire.

Mellom omtrent 12750 og 12250 år er bioturbasjon omtrent fraværende samtidig skjer det også en endring i det sedimentologiske mønsteret med en økning av sand mellom 63 og 1 mm frem til for 12280 år siden. Det registreres også et utslag av IRD over 1 mm for 12500 år siden. Dette viser en tilbakevending mot et kaldere miljø med økt islegging. Det er fortsatt til stede en svak grad av bioturbasjon og kan nok være et svar på fortsatt levelige forhold og ikke alt for høy sedimentasjonsrate.

Gjennom denne perioden øker delta SS og er over «normalen» gjennom det meste av denne perioden. Dette er motsatt av hva som er tilfelle for hva som er vanlig med tanke på innstrømmingen av atlantisk vann og hva som skjer med denne under en kaldere periode.

- Sone C; Perioden fra ca 12250 til 11550 år siden før nåtid (AD1950).

Kjennetegnet for denne perioden er et høyt og relativt stabilt innhold av sand mellom 63 og 1 mm, mens silt mengden reduseres. Nokså tidlig i denne perioden, for ca 12000 år siden registreres det høyeste nivået av IRD over 1 mm i kjernen, som fortsatt er relativt lave verdier (0,4 %). Dette er også i samme sone som det på røntgenbildene observeres noe stykk single korn i en fin kornete matriks. Dette kan sterkt indikere tilstedeværelse av isfjell (Dowdeswell et al., 1998). Disse sedimentene tolkes derfor til å indikere en periode med kaldt miljø og stabile «leveranser» av is driftet materiale. Den høye toppen med IRD > 1 mm tolkes til å være et relativt kraftig signal på en høyere grad av isfjell avsetning under et is fremrykk eller tilbaketrekning og et varmere klima. Dette utslaget er det siste som registreres av denne fraksjonen resten av kjernen. Fremdeles er det til stede rundt 4-5 % ca med sand opp til 1 mm som tolkes til å være et svar til den økende smeltingen. Mengden av leire har økt frem til nå mens siltmengden reduseres Dette endrer seg for 12000 år siden med et kort intervall på ca 500 år med reduserende leire og økende silt. Sand over 63 um er relativt stabilt i dette intervallet.

- Sone D og E: Perioden mellom 11600 til 4250 år siden, før nåtid. Ha med dybde I skifte til denne sonen er Delta SS (DSS) på et lavt nivå og viser rolige bunnstrømmer. For ca 11600 år øker DSS og innen ca 11300 år er denne på det høyeste nivået bortsett fra i perioden etter ca 2000 år. Det skjer samtidig med en rask reduksjon i sandinnholdet. Sammen med en høyere økning av silt og motsatt for leirekonsentrasjonen. Dette følger samme mønster som DSS og denne trenden snur først for 11300 år siden. Trolig skyldes silt økningen den økende havbunnsstyrken, vist som DSS.

Som nevnt tidligere er det lite trolig at sjøis eller økt smeltevann transporterer grovere materiale enn silt. En økning av silt indikerer dermed en økt avsetning i fra smeltende sjøisdekke eller med en kaldere periode med økt sjøisdekke under et fremrykk eller tilbaketrekning.

Fra 11400 år er mengden av sand under 1 mm redusert til rundt 1 %. Bioturbasjonen øker utover i denne sonen og kulminerer med en relativt tydelig sone med noen få skjell, for omtrent 11150 år siden. Denne sonen tolkes å indikere en bedring av klimaet med trolig roligere vannmasser, lavere sedimentasjonsrater og trolig også varmere bunntemperaturen, Den betydelige mengden av silt og leire tolkes å indikere mindre påvirkning fra isfjell avsetninger. Reduserende silt kan skyldes både reduksjonen av bunnstrømmen og mindre mengder av smeltevann og, eller, reduserende mengder med sjøis avsetninger. Trolig har isen trukket seg tilbake et godt stykke, men fremdeles er det små mengder av sand som kan komme av noe sesongmessig isfjelldrifting (og noe materiale fra sjøisdekke). Dette kan støttes i et høyt nivå av silt og leire der konsentrasjonen av leire øker, mens silt reduseres og innholdet av sand er lavt. I årene mellom omtrent 11150 til 9800 år. For samme intervall viser Delta SS et høyt nivå, men svakt minkende mot 9800 år. Samme trend kan sees med silt mengden mens det motsatte skjer for leire. Foruten å indikere lavere roligere bunnstrømmer kan den reduserende silten indikere en mindre påvirkning fra sjøis (og for så vidt isfjell) og smeltevann. Denne øker på bekostning av silt og sand (under 1 mm) fraksjonen og kan være en indikasjon på økende tilbaketrekking av Sjøis/isfjell.

For omtrent 9800 år siden skjer det en drastisk reduksjon i bunnstrømstyrken (delta SS), frem til for 9100 år siden, sammen med en økende mengde leire og den fineste sand fraksjonen (63-100 um). Innholdet av sand er det kraftigste her i dette intervallet. Dette kan tyde på en forandret til et kaldere klima igjen og økt isutbredelse og trolig mindre distal lokalisering av iskanten enn for den siste perioden. Siltmengden er på det laveste på denne tiden. Det er også et fravær av tegn til bioturbasjon for perioden. Den høye sand innholdet er høyt kun for dette korte intervallet mellom omtrent 9800 år og 8550 år og på grunn av for liten aldersoppløsning med tanke på sedimentprøvene i denne undersøkelsen kan dette intervallet være mer innsnevret med tanke på tid når det skjedde. Videre er leirnivået relativt høyt frem til ca 6550 år siden før det deretter minker, sammen med en økning av silt, mens sand er stabilt til stede, men dette er med et lavt innslag (under 1 %). Dette kan være et resultat av økende smelting fra den korte, men kalde perioden mellom omtrent 9800 og 8550 år. Det høye siltinnholdet i første del kan være en årsak til høyere strøm eller for så vidt også knyttet til en større grad av sjøis.

- Sone F; Perioden mellom 4950 – 400 år siden, før nåtid

I denne fortsetter en generell reduksjon av leire. Silt fraksjonen øker og det er mer enn en dobling av innholdet av sand fraksjonen 100-1000 um (fra ca 1 til 3 %). I intervallet mellom 2900 til 1501 år er det et utslag ide to fineste fraksjoner, leire og silt. Dette kan også være et tegn på en jevnt og økende drifting av is driftete sedimenter så trolig kan det ha vært en Ha mer detaljert om havstrømstyrken.

6.3 Paleo klimatisk rekonstruksjon og korrelering for de siste ~13400 årene før nåtid (AD1950).

Dette kapittelet er delt inn i tre tidsperioder, basert på periode inndelingen av fauna. Denne tidsperioden baserer seg på bruk av data fra både gravitycore og multicore, og vil bli fortalt i kronologisk rekkefølge, selv om de er fra to ulike lokaliteter. Alle aldere vil bli oppgitt i kalibrert ^{14}C alder før nåtid (AD 1950), såfremt ikke annet er nevnt. Herunder vil sedimentologien og faunaen bli tolket sammen og en paleo rekonstruert historie vil bli gitt. De to foregående kapitlene vil bli oppsummert i dette kapittelet og en paleo historie vil bli forklart.

- *Perioden Allerød-13400-12750 år (Sone A1):*

Denne perioden er tolket til å være siste del av forrige mellomistid (interstadial) – Allerød. Dette på grunn av at tidsperioden ligger innenfor tidssonen for perioden i den internasjonale iskjerne kronologien, der Allerød er definert som tidsperioden mellom 14075 og 12896 år (før AD2000) (Rasmussen et al., 2006). Basert på isotop undersøkelser fra iskjerne vises denne perioden som en endring fra et generelt varmt klima i begynnelsen av Bølling-tiden mot et kaldere klima i slutten av Allerød. I tillegg var temperaturen innad i denne perioden fluktuerende (Rasmussen et al., 2006). Denne perioden er siste periode før Yngre Dryas og overgangen til denne er definert til 12896 år (før AD2000).

I prøvene undersøkt til denne studien er overgangen Allerød/Yngre Dryas definert som for 12750 år siden. I denne perioden viser både faunasammensetningen og sedimentologien at det frem til omtrent for 13100 år siden var et klima som ble kaldere og en økende sesongmessig sjøis dannelse som flyttet seg nærmere lokaliteten. Dette gjenspeiles i tilstedeværelse av en dominans av artene *C.reniforme* og *E.excavatum*. I tillegg er det et økende sandinnhold over 63 um og over 1 mm samtidig som det er et reduserende nivå av silt. Dette antyder en lavere grad av smeltevann og roligere bunnstrømmer. Delta SS for dette intervallet er synkende, men er fortsatt over det gjennomsnittlige nivået frem til ca 13100 år siden. Dette kan gi en reduserende silt konsentrasjon også, men det er tydelig at miljøet preges av isfjell og sjøis pga den økende avsetningen av sand.

Samtidig er det en økende mengde av arter som ofte lever i tilknytning til sjøiskanten som *S.loeblichii*, *E.hallandense*, *Islandiella spp.*, *N.auricula*, *N.labradorica*. Om dette er

polarfronten hvor det atlantiske vannet møter det arktiske vannmassene er umulig og si for sikkert med kun disse undersøkelsene.

I samme intervall er det også en økning av artene *C.neoteretis* og *M.barleeanus*, og dermed trolig også økende påvirkning av atlantisk vann inn på lokaliteten frem til for ca 13050 år.

Etter 13100 år siden skjer det en endring i kornfordelingen og miljøet. Sand over 63 μm reduseres samtidig som siltmengden øker. Dette, sammen med en favorisering og etter hvert en dominans av *E.excavatum*, tolkes til å signalisere en større mengde med smeltevann og en lavere salinitet. For omtrent 13000 år siden vises det høyeste nivået av totalfluksen og diversitet sammen med en høy mengde av de iskantvennlige artene. Dette signaliserer tiden med den høyeste organiske fluksen fra primærproduksjonen, og den tiden med sjøiskanten liggende nærmest lokaliteten. Dette optimumet er rett før andelene av *E.excavatum* kommer opp på et dominerende nivå. Økt smeltevann kan gi et kraftigere vannstratigrafisk skille i vannkolonnen. Dette kan ha ført til en kraftigere sone som holder primærproduksjonen lenger oppe i vannkolonnen, noe som støtter ideen om at isen har trukket seg tilbake og gitt økt smeltevanns avrenning. Frem til årene 12900 skjer det en liten reduksjon av arten *C.reniforme*, mens arten *E.excavatum* favoriseres og blir den av de to som er mest tallrik. Omtrent samtidig er det reduksjon av de to atlantisk foretrekkende artene, *M.barleeanus* og *C.neoteretis*. Dette viser seg også i en lavere strømstyrke enn normalt, vist med Delta SS (DSS). Når det gjelder den generelle trenden til DSS så er den for denne perioden gjennom Allerød varierende, noe som trolig indikerer muligens turbulente forhold og påvirkning fra smeltevann.

Det er ikke mulig ut ifra kun opplysningene om sedimentologien og de bentiske artene og deres preferanse områder å bestemme hvor langt unna sjøisen lå og hvor mye sjøis eller isfjell drifting det er i området.

På grunn av det lave innholdet av sand og grov sand over 1 mm tolkes miljøet til å være distalt glasiomarint og med mer smeltevann, og reduksjon av de sjø-iskant vennlige artene mot slutten indikerer en økende distal avstand til is kilden og mindre avsetning ifra sjøis/isfjell mot slutten av Allerød. Forholdene går fra distal glasiomarine til trolig mer åpent marint miljø gjennom hele denne sonen.

Et miljø for denne perioden med åpne til glasiomarine farvann stemmer overens med tidligere rekonstruksjoner over is utviklingen for sørvest Barentshavet (Winsborrow et al., 2010). Store deler av vestlige Barentshavet var allerede isfritt for omtrent 16000 kal. år B.P. (Thomsen & Vorren, 1986) I Midtre deler av Ingøydjupet var det allerede glasiomarine forhold for 15700 kal. BP (Vorren & Kristoffersen, 1986), og ifølge rekonstruksjoner ligger isen et sted mellom sentrale fjordstrøk og indre deler av fjorden (Winsborrow et al., 2010).

Basert på tre kjerner fra Ingøydjupet antydes det at det fortsatt ligger is igjen i Nordkappbanken-Djuprenna området, og basert på leirmineral og kornfordeling anslås det at det kom store smeltevannsavrenninger herifra og fra kontinentet for denne perioden (Junttila et al., 2010). Etter hvert som mer av isdekke kom på land gikk deglasiasjonen saktere og den videre reduksjonen bar mer preg av ismelting enn av isfjell kalving (Winsborrow et al., 2010). Dette kan ha ført til mindre preg av isfjell på lokaliteten.

Resultatene brukt i denne undersøkelsen er tolket dit hen at denne tidsperioden var preget av en kald periode frem til omtrent 13100 år, med en sjøis kant nærmere lokaliteten og trolig noe isfjell drifting forbi lokaliteten. Deretter er det indikasjoner på en økt smelting og økning i smeltevannsavrenning. Dette førte til en tilbaketrekning av sjøis og isfjell, trolig som en følge av is som smeltet tidligere, før de nådde ut til lokaliteten ved Ingøydjupet. Dette skjedde samtidig som det fremdeles var innstrømming av atlantisk vann gjennom hele perioden i trolig varierende grad på grunn av den varierende andelen av *C.neoteretis*.

Andre sine funn i Barentshavet har funnet liknende tendenser. (Aagaard-Sørensen et al., 2010), har rekonstruert miljøet basert på en kjerne ikke langt unna kjernen brukt i denne studien. For perioden (13850 til 12700 kal år BP) ble det funnet en dominans av *E.excavatum* og *M.barleeanus* og en lav bentisk diversitet sammen med en relativ høy total foraminifer rikdom.

Overflate temperatur rekonstruksjoner gjort av (Aagaard-Sørensen et al., 2010), basert på planktiske foraminiferer viser at det for Allerød periode er en temperatur som fluktuerer mellom ½ og 4 °C og gjennomsnittlig 2,9 °C.

- Perioden Yngre Dryas-Fra 12750 til 11600 år siden (Sone A2)

Denne perioden markerer en rask overgang til et kaldere og polart miljø med økende sjøisdekke og isfjelldrifting ved lokaliteten.

Dette er hovedsakelig på grunn av en høyere dominans av artene *C.reniforme* og *E.excavatum* gjennom hele perioden, og en rask reduksjon i totalfluksen og tettheten, mens den fauniske diversiteten har store variasjoner over korte intervaller. Disse parameterne er på det laveste mellom 12500 år og 11500 år

Sandkonsentrasjonen øker raskest mellom 12750 og 12300 år siden, for deretter å nå et relativt høyt og generelt stabilt nivå frem til for ca 11600 år. Samtidig reduseres siltinnholdet, mens leirkonsentrasjonen øker, frem til for omtrent 12000/12100 år.

En reduksjon i silt kan indikere at det er en reduksjon i smeltevann eller sjøisavsetningen, eller at det avsettes mindre mengde silt på grunn av en lavere bunnstrømstyrke. Leirinnholdet øker for samme periode og antyder også roligere bunnstrøm.

Delta SS viser en varierende bunnstrømstyrke frem til omtrent 12600 år med både lavere og høyere strømmer enn «normalt». Deretter øker styrken til et relativt høyt nivå i forhold til det normale nivået, til det høyeste nivået for sone A, mellom 12600 år og 12500 år siden. Denne økningen styrkes også av et høyt utslag av den atlantehavsindikerende arten *C.neoteretis* og indikerer at det mellom 12600 og 125000 var en kraftig økning i innstrømming av atlantisk vann på lokaliteten.

Fra 12500 år er den generelle trenden for Delta SS lav med tre intervaller, hvor den reduseres i tre omganger, frem til for ca 11550 år, hvorav det for 12000 år siden skjedde den største reduksjonen i bunnstrømmen til det laveste nivået for hele kjernen. Dette sammenfaller med et kraftig utslag i både faunaen og kornfordelingen. Her er nivået av *C.reniforme* og *E.excavatum* på et optimum og innehar 74 % av den totale faunaen. Samtidig er leirinnholdet på det høyeste for denne perioden i kjernen mens silt konsentrasjonen er på det laveste. Utviklingen av disse to fraksjonene støtter Delta SS som viser roligere bunnforhold. Den strømførende arten *C.lobatulus* er også mer eller mindre fraværende for hele denne perioden. Faunaen viser også herifra en endring hvor *E.excavatum* favoriseres og

andelen av denne mer eller mindre øker, mens det motsatt skjer for *C.reniforme*. For 11650 år siden er nivået av disse to omtrent likt, med litt over 30 % hver. Delta SS viser en reduksjon og en lavere bunnstrøm for omtrent samme periode, før utviklingen snur og strømmen begynner og øke fra ca 11650 år siden. Delta SS viser herifra en kraftig økning og dette skiftet indikerer overgangen til neste periode.

Det er tydelig en trend for hele perioden mellom 12750 til 11500 at det er et økende polart miljø, spesielt viser faunaen uvennlige forhold i perioden mellom 12500 og ca 11550 år. Samtidig er dette en av få perioder i kjernen der Delta SS viser en klar dempet kurve sammenliknet med den SS-gjennomsnittlige kornstørrelse. Dette skjer når det er en høyere grad av sand avsetning enn «normalt». Dette fører til at den IRD ukorrigerede kurven (SS-gjennomsnitt) får en mye høyere silt mengde som egentlig stammer fra is driftet materiale og ikke er transport med bunnstrømmen. Denne økende siltmengden blir derimot korrigeret i delta SS-kurven. En mye mer dempet Delta SS kurve viser derfor at det er en mye høyere avsetning av IRD transportert eller smeltevannsavsett materiale for denne perioden. Om det er avsetning fra smeltevann eller fra sjøis og isfjell er usikkert, men faunaen viser her et poeng. Som tidligere forklart skjedde det frem til for ca 12000 en drastisk reduksjon i bunnstrømmen sammen med en endring av kornfordelingen og en økende favorisering av *E.excavatum*. Frem til dette skiftet tolkes miljøet å være preget av økende sandinnhold, reduserende silt og økende leire. Det skjer også her (for 12000 år) et stort utslag av sand over 1 mm noe som tolkes som et klart tegn på isfjell avsetning siden det ikke er sannsynlig at såpass store partikler kan bli transportert med sjøis eller smeltevann.

Et relativt høyt nivå av sand (som er på det høyeste nivået her med ca 8 %), samtidig med en reduksjon i silt innholdet tolkes til å antyde at det er reduserende grad av smeltevann eller sjøisavsetning. Det økende sandinnholdet antyder derimot en økende avsetning fra isfjell. Den klart lavere andelen av *E.excavatum* for denne perioden tolkes til å indikere at det er lite smeltevannspåvirket bunnvann. Dette fordi *C.reniforme* foretrekker mindre ustabile salinitet, temp, sedimentasjonsrate enn *E.excavatum* gjør. Miljøet tolkes derfor til å være stabilt kaldt, fordi økende smeltevann kommer med økende temperaturer og smelting av is.

Det er altså en høy grad av isfjell i nærheten av lokaliteten. Den sammenfallende utviklingen med økende sand samtidig med reduserende mengde sjøis avsatt silt tolkes til å antyde at

det for denne perioden, frem til ca 12000 år, var et miljø med mer permanent liggende sjøisdekke. Dette støttes også av et lavt nivå og reduserende andel med sjøiskant vennlige arter. Som tidligere nevnt går primærproduksjonen drastisk ned under mer permanente is dekte områder, så trolig lå iskanten lenger mot vest på denne tiden. Vel og merke kan fortsatt tilstedeværelse av de iskantvennlige artene indikere at iskanten enten ikke var langt unna, eller at det mer permanente isdekke åpnet seg opp i kortere eller mindre varmere perioder, som om sommeren. Nivået av de to mest dominerende iskantvennlige artene veksler for denne perioden mellom 2 og 7 %.

I følge (Dowdeswell et al., 1998) (basert på dypvannsbassenger) kan denne perioden med disse konsentrasjonene av sand tyde på et avsetningsmiljø med flerårig isdekke med enslige isfjell. Dette støtter også mine antakelser. På grunn av utviklingen av silt og sand konsentrasjonen (sand holder seg stabilt høyt) er det antakelig i årene mellom ca 12500 til 12000 et miljø som preges av mer eller mindre slike forhold.

Når det gjelder innstrømmingen av atlantisk vann er denne på det høyeste for perioden før 12000 år, mellom 12600-12300, der den øker frem til 12500 ca. Dette sammenfaller med en liten økning av leire og en liten reduksjon i silt. Sand opp til 100 um øker også innenfor denne toppen. Samtidig med en høy verdi for *C.neoteretis*.

Det er pulsvis tilstedeværelse av *C.laevigata* gjennom hele perioden, men fra 12350 år er den siste «store» pulsen på 3,2 %. Dette kan indikere litt varmere vann, men fortsatt avkjølt bunnvann.

Etter 12000 år er det en ny og viktig endring å spore. Heretter øker silt mengden mens både leire og sandinnholdet reduseres. Dette tolkes til å indikere en økt smeltevannsavsetning på grunn av økt temperatur. Dette passer også overens med økningen av *E.excavatum* sammen med en reduksjon i mengden av *C.reniforme*. Det er tydeligvis at klimaet og bunnforholdene endrer seg relativt kjapt fordi *E.excavatum* øker raskt, med 12 % oppslutning for ca 12050 år siden til 26 % for 12900 år siden. Dette nivået øker videre frem til for 11650 år, der både *C.reniforme* og *E.excavatum* har omtrent likt miljø. Mengden av leire reduseres mens silt øker for samme periode. Med tanke på at silt kan transporteres med sjøis og isfjell, i tillegg til at det er fauna indikasjoner på økende smeltevann, tyder dette på en reduksjon i isdekke og en overgang til mer sesongmessig sjøis. Vel og merke synker nivået av de iskantvennlige

artene raskt etter 12000 år, etter et optimum til sammen for 11950 år siden på 7 %. Det er også en økende grad av *M.barleeanus* gjennom resten av sonen, noe som kan indikere høyere organisk fluks til havbunnen.

Uansett, videre frem til ca 11500 år siden preges miljøet på bunnen av stabile innstrømminger av atlantisk vann, indikert av *C.neoteretis* (holder seg jevnt i underkant av 10 %). Nivået av denne arten viser mer stabile tendenser og ingen tegn til pulser slik som tidligere, som gjennom Allerød. Denne stabiliteten vedvarer frem til for omtrent 11600 og overgangen til neste tidssone. På fastlands Skandinavia rykket isbreene frem i denne perioden, og dette stadiet representerer Tromsø-Lyngen stadiet (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

Den bentiske faunaen for denne perioden viser fra flere kjerner en høy tilstedeværelse av *C.reniforme* av *E.excavatum*. Fra Nordlige deler av Nordsjøen; (Klitgaard-Kristensen et al., 2001), fra Barentshavet som i Ingøydjupet (Aagaard-Sørensen et al., 2010; Chistyakova et al., 2010), Sørøstlige deler av Barentshavet (Polyak & Mikhailov, 1996), Nordlige deler og langs vestlige sokkelen av Svalbard (Rasmussen et al., 2007).

En tilstedeværelse av disse to samlet indikerer en tilbakevending av liknende forhold som under forrige istid, med polare forhold og økt ferskvannsavrenning og avkjøling av sokkelbunnvann (Ślubowska-Woldengen et al., 2008).

Tidligere undersøkelser har vist indikasjoner på åpne farvann i en korridor, langs kysten av Norge som holdes mer eller mindre åpent (Hald & Korsun, 1997; Koç et al., 1993; Ślubowska-Woldengen et al., 2008). Denne åpne korridoren nådde trolig ikke Ingøydjupet før 11900 kal. år BP (Aagaard-Sørensen et al., 2010).

I Yngre Dryas er det i denne oppgaven funnet tegn til at det var mer eller mindre perioder med flerårig is i tiden mellom ca 12500 og 12000 år og at de første tegnene på smelting og tilbaketrekning av isdekke ikke skjedde før omtrent for 12000 år siden. Dette stemmer overens med tolkning gjort av (Aagaard-Sørensen et al. 2010). Ifølge artikkelforfatteren er Ingøydjupet dekt av et flerårig sjøisdekke frem til omtrent for 11900 år siden. De første tegnene som observeres i kjernen brukt i denne studien viser at en økende smelting trolig begynte for rundt 12000 år siden. Tidsforskjellen i alder mellom kjernene brukt i denne

studien og av (Aagaard-Sørensen et al., 2010) kommer trolig av forskjellig aldersmodell, på grunn av antallet dateringspunkter. Delta R og reservoar alder er det samme for begge. I tillegg er det ikke samme lokalitet for disse to kjernene og kjernen brukt i denne studien ligger nærmere land. Gravitycore undersøkt av (Aagaard-Sørensen et al., 2010) kan få tidligere signaler på atlantisk vann og tidligere signaler på økt smeltevann.

- Preboreal tid- Fra 11600 til 11200 år før nåtid (Sone B)

I løpet av omtrent de første ca 200 årene viser faunaen og DSS markante utslag. Det er en kraftig økning av artene *C.neoteretis*, *M.barleeanus* og *C.lobatulus* frem til for omtrent 11400 år siden, samtidig med en tydelig økende bunnstrøm, vist med DSS. Den sammenfallende økningen av *C.neoteretis* gjør at dette kan skyldes en markant økning i innstrømmingen av atlantisk vann. Rett før skjer det en brå og kraftig reduksjon i arten *E.excavatum* og *C.reniforme*, noe som kan skyldes den økende innstrømmingen av atlantisk vann og en økning i temperaturen, siden arten begrenses av temperaturer over $2 \frac{1}{2} \text{ }^\circ\text{C}$ (kapittel 4). Det kan også være et svar på den reduserende mengden av smeltevann og en tilbaketrekning av sjøis/isfjell.

Slutten av forrige sone ble tolket til å bære preg av en økende smelting av sjøisdekke. Dette fortsatte trolig inn i denne sonen fordi silt mengden fortsetter å øke samtidig som det er et reduserende sandinnhold. Dette kunne styrket en teori om en økende smeltevannsavsetning og mindre grad av isfjell og en tilbaketrekning av sjøis. Siden delta SS viser markant økning av havbunnstyrken tolkes derimot den økende siltmengden til å øke hovedsakelig på grunn av en økende bunnstrømstyrke. I perioden etter den markante økningen reduseres brått nivået av *C.neoteretis* og dermed trolig innstrømmingen av atlantisk vann. Øker gjør derimot artene *E.albiumbilicatum*, *C.reniforme*, *E.hallandense*, *Islandiella spp.*, og i betydelig grad *S.loeblichii* (ca 24 %), og indikerer kaldere forhold og økende sjøis utbygging. Disse preferansene for nærhet til sjøiskant for disse artene gjør at økningen tolkes som et signal til en kort kulde periode der den sesongmessige sjøiskanten bygger seg mot lokaliteten og er i nærheten av denne. Toppnivået for disse artene ligger omtrent på samme tid, for rundt 11200 år ca.

- Tidlig Holosen- Fra ca 11200 til 8500 år før nåtid (sone B)

Tidlig Holosen kjennetegnes av en betydelig andel av leire og silt, noe som indikerer trolig påvirkning fra havstrømmer og sjøis avsetninger.

Fra 11200 til 9800 år øker nivået av de atlantisk indikerende artene *M.barleeanus* og *C.laevigata*, mens artene *E.albiumbilicatum*, *E.excavatum*, *E.hallandense* nevnt tidligere er mer eller mindre fraværende. Det er også en liten fremvekst av artene *Buccella spp.*, og *T.angulosa*. Den største økningen står *C.neoteretis* for og øker opp til omtrent 40 % i dette intervallet. Dette indikerer en kraftig innstrømming av atlantisk vann, samtidig som bunnstrømmen viser den høyeste styrken med unntak for de siste 1500 årene. Den høye strømstyrken gir seg også utslag i en relativ betydelig andel *C.lobatulus* (ca 6 %).

Økte temperaturer kan støttes av inntoget av *T.angulosa* og en høyere andel av *C.laevigata*, men nivået av begge disse to er fremdeles lavt (< 4 % til sammen), frem til for 9800 år siden. Disse artenes nedre temperatur grenser er rundt 2 °C (Steinsund et al., 1994).

Tilstedeværelse av disse tolkes som en indikasjon på økte vanntemperaturer på havbunnen, men på grunn av deres lave oppslutning gir ikke disse noe signal om spesielle varme forhold. I tillegg er det fremdeles en relativ høy tilstedeværelse av kaldtvannsforetrekkende arter, som *C.reniforme*, *Islandiella spp.*, *N.auricula*, og dette gjør at bunnvannmassene ved lokaliteten regnes fremdeles for å være kjølige.

Når det gjelder kornfordelingen, er det lave sandkonsentrasjoner og en høy andel av leire og silt, der siltkonsentrasjonen er svakt nedadgående. Nivået av silt er veldig høyt for denne delen av Holosen. Både silt og bunnstrømhastigheten følger samme mønster i dette intervallet med svakt reduserende styrke og svakt reduserende silt konsentrasjon. Det er vanskelig å si hvor mye av dette som kan være avsatt sjøis og hvor mye som transporteres med havstrømmen. På grunn av tilstedeværelsen av en av de tidligere nevnte kulde foretrekkende artene tolkes denne til at det trolig er noe is til stede gjennom vinter sesongen og fortsatt kaldt atlantisk vann. Dette støttes av tidligere undersøkelser fra Ingøydjupet (Risebrobakken et al., 2010).

Videre, mellom 9800 og 8500 år, er det en endring, der delta SS brått reduseres til det laveste nivået gjennom hele kjernen, bortsett ifra under Yngre Dryas. En lavere bunnstrøm kan indikere en reduksjon i innstrømmingen av atlantisk vann og dermed en kaldere periode (se kapittel 3). Bunnivået for bunnstrømmen skjer for omtrent 9100 år siden. Rolig bunnstrømstyrke vises også i kornfordelingen, med den kraftigste økningen og høyeste konsentrasjonen av leire for hele kjernen. Siltkonsentrasjonen reduseres. Likevel er det også en økning i den fineste sand fraksjonen (63-100 um) for samme intervall. Denne markante økningen av den fineste sandfraksjonen tolkes til å signalisere avsetning ifra en økende sjøis/isfjell utbredelse og smeltevann. Det er vanskelig og avgjøre hva som kan være transport mediet, men som tidligere nevnt transporterer sjøisen ofte grovere materiale. Sand opp til 100 um er ikke veldig tungt og kan naturlig nok holdes lettere i suspensjon enn grovere materiale. Det kan tenkes at noe av dette derfor er transportert med sjøis. Mer sannsynlig tolkes dette til å være avsatt fra økende smeltevann, som et svar på økt sesongmessig sjøislegging i fjorder og utover mot kysten.

Faunaen viser også tilbakevending til et kaldere klima og kaldere bunnvannmasser, med økning i arter som *Buccella spp.*, *C.reniforme*, *Islandiella spp.*, sammen med en tilstedeværelse av *M.barleeanus* og *N.auricula* og *S.loeblichii*. Alle disse artene foretrekker høyproduktive områder, hvorav *Buccella spp.*, *C.reniforme* og *Islandiella spp.*, ofte kontrolleres av denne mat tilførselen og derfor er en direkte indikasjon på nærhet til områder med primærproduksjon og nærhet til sjøiskant. Vel og merke er nivået av disse relativt lavt.

Med disse faktorene begrunnes perioden mellom 9800 til 9100 å være preget av en reduksjon i vanntemperaturen, både i overflaten og på bunnen, og økt sesongmessig sjøis utbredelse ved lokaliteten. Totalfluks, tetthet og diversitet synker i samme periode.

Fra 9100 til 8500 år snur styrken på bunnstrømmen fra en reduserende til økende styrke, sammen med en reduksjon i leire og økning for silt. Sandfraksjonen opp til 100 um reduseres til omtrent liknende nivåer som før, for 9800 år siden, i underkant av 1 %. Den økende konsentrasjonen av silt kan skyldes den økende bunnstrømshastigheten eller økende smeltevann på grunn av et varmere klima med høyere grad av ismelting, eller det kan

skyldes sjøis. Dette tolkes til å være en epoke med økende vanntemperaturer og en kortere sesong med is. Andelen av *C.neoteretis* for dette intervallet (9100-8500 år) er relativt stabilt (fra 29-28 %), noe som kan relateres til en nokså stabil innstrømming av atlantisk vann. I tillegg til dette øker den varmtvanns- og strømindikerende arten *T.angulosa*, noe som kan indikere økte tempererte vannmasser. Samtidig reduseres de høy produktive og muligens iskant indikerende artene; *Islandiella spp.*, *N.auricula*, *C.reniforme*, *Buccella spp.*, *M.barleeanus*.

- Midt-Holosen - Fra ca 8500 til 4250 år før nåtid (sone B).

I denne perioden dominerer faunaen av *C.neoteretis*, *M.barleeanus*, *Buccella spp.* og *C.reniforme*. Konsentrasjonen av *C.neoteretis* er stabilt høyt mellom ca 7000-5500 år. Bunnstrøms hastigheten viser varierende styrke, som generelt har lavere hastigheter gjennom hele perioden, noe som kan indikere en kaldere periode (se kapittel 3). Basert på disse intervallene, der bunnstrømmen minker, er midt-Holosen delt videre inn i ulike tidsintervaller.

For 8500-8000 år siden reduseres andelen av *C.neoteretis* og *C.lobatulus*, samtidig med en reduksjon i strømstyrke. Dette gir en direkte link til at den reduserende havstrømstyrken påvirkes eller viser innstrømmingen av atlantisk vann. Reduksjonen av *C.neoteretis* skjer samtidig som et optimum for de høyproduktive indikerende artene *Buccella spp.*, *M.barleeanus*, *N.auricula* og *P.bulloides*. Dette indikerer en bedring i den organiske fluksen til havbunnen, noe som kan stadfestes med den høyeste fauniske diversiteten sammenliknet med hele sonen. Som tidligere nevnt i fauna tolkningskapittelet, er den høyest organiske fluksen i områder i nærheten av sjøiskant eller en oseanografisk front.

På grunn av tilstedeværelse av *C.reniforme* og *Buccella spp.*, tolkes miljøet for denne perioden til at det er en reduserende temperatur i bunnvannmassene og en lavere innstrømming av atlantisk vann. Tilstedeværelsen av *T.angulosa* og *C.laevigata* gjelder fremdeles, men i dette intervallet synker andelen av *C.laevigata* og dette kan skyldes reduksjonen i bunntemperaturen. Begge artene begrenses mer eller mindre av temperaturer under 2 °C, men begge har en veldig lav andel. Dette til tross, miljøet tolkes til å antyde en liten reduksjon i bunntemperaturen mens det er indikasjoner på kaldere overflate

temperaturer og økt isvekst, i og med en høyere organisk fluks. Dette støttes av overflate temperatur rekonstruksjoner (Hald et al., 2007).

Økning i leire skyldes sannsynligvis en økende avsetning på grunn av roligere strømforhold. Silt mengden reduseres, noe som også kan skyldes reduserende bunnstrøm og reduserende smeltevann fra den forrige sjøis utbyggingen, under «9100 år kulde droppet» fortalt om i forrige periode. Sand innholdet ligger på i underkant av 1 % frem til for 5650 år siden. Dette kan skyldes en liten mengde av Sjøis/isfjell og enkelte år med høyere og kraftigere isvekst.

I perioden 8500-4250 år siden øker styrken rykkvis og kornstørrelsen øker, frem til for omtrent 4500 år siden. Disse «rykkene» vises tydeligst med sammenfallende endringer i bunnstyrken, og leire og silt fraksjonen kan representere små klimasvingninger. Dette er med reduksjon i strømhastigheten for intervallene 7500-7000 og 6500- 5650 år siden, men sistnevnte har kun en liten reduksjon. Nivået av både bunnstrømmene og leire-silt fraksjonen fluktuerer i mindre grad for perioden frem til for 5650 år siden, og ut ifra kornfordelingen kan det se ut som at 7500-7000 år gir en større reduksjon i bunnstyrken enn mellom 6500-5650 år siden. Sandinnholdet er mer eller mindre likt.

De største endringene i faunaen mellom disse periodene er at det mellom 7500-7000 år observeres en lavere andel av *C.lobatulus* og en høyere andel av artene *Buccella spp.*, *C.reniforme*, *M.barleeanus* og *P.bulloides*. Dette sammen med utviklingen i kornfordelingen antyder en lavere temperatur og økt isvekst, noe som kan ha ført til økt avsetning av isfjell eller sjøis.

Fauna forskjellen viser også en lavere organisk fluks ned til bunnen i perioden 6500-5650 kontra 7500-7000-fallet, noe som også kan implisere en kraftigere sjøis/isfjell vekst for perioden 7500-7000 år og en høyere faunisk diversitet. Dette kan komme av en nærhet til en oseanisk front (polarfronten), som lå i nærheten av lokaliteten frem til for omtrent 7500 år siden (Risebrobakken et al., 2010).

For 5650 år siden og videre inn i neste sone, for ca 4250 år siden (i sen Holosen) skjer det en merkbar endring, både i faunaen og i kornfordelingen. Det avsettes mer sand, som generelt

øker gjennom hele den videre perioden. Samtidig er det mer eller mindre stabilt med silt og leire, videre inn i sen-Holosen, frem til for 3000 år.

C.reniforme begynner å øke omtrent fra 5650 år siden, sammen med en raskere økning av *Buccella spp.*, enn tidligere og *M.barleeanus*. I tillegg gjør arten *Islandiella spp.* et inntog på lokaliteten, og øker til en relativt betydelig andel (ca 4 %) i intervallet 5000-3500 år, med et toppunkt for alle tre artene for 4250 år siden. Artene relateres vanligvis til arktiske og kalde farvann og indikerer høy organisk produktivitet, spesielt *Islandiella spp.* og *Buccella spp.* assosieres ofte til sjøiskant (se kapittel 4). For denne perioden viser parameterne totalfluks, tetthet og diversitet relativt lave og stabile verdier, noe som antyder en ikke alt for stor nærhet til områder med primærproduksjon og sjøiskant.

Det er indikasjoner på at den første delen mellom ca 5650 og 4250 år er den kaldeste. Dette fordi arten *T.angulosa* er lavere i dette intervallet. Det er også her *C.reniforme* har den høyeste tilstedeværelsen for denne delen av kjernen, noe som indikerer kaldere vannmasser. Fra ca 4250 år er denne arten til stede med opp til 5 % og indikerer tilbakevending av mer varmere vannmasser. Bunnstyrken er fortsatt lav, men den øker frem til i overgangen midt-Holosen til sen Holosen.

- Sen-Holosen- Fra 4250 år til i dag (sone C).

I overgangen inn i sen Holosen tid preges bunnforholdene av kalde temperaturer og relativt god tilførsel av næring. Fremdeles domineres perioden av *Buccella spp.*, *M.barleeanus*, *C.lobatulus*. Det er en lav mengde med *C.neoteretis*, mens arten er noe økende frem til for ca 3000 år siden, og indikerer trolig en liten økning i innstrømming av atlantisk vann i tidsrommet 4250-3000 år. *C.reniforme* er synkende fra ca 4250 år og inn i sen Holosen, og frem til for 3000 år er nivået av denne på over 4 %. I samme periode er det økende silt innhold og dette tilsammen tolkes til å signalisere en kaldere periode med sjøis avsetning og trolig noe isfjell.

I perioden mellom ca 3500 og 3000 år er det en betydelig samlet andel av artene *T.angulosa* og *C.laevigata* på rundt 8 %. Dette kan signalisere en periode med varmere bunnvannmasser for dette intervallet, men på grunn av det fremdeles økende sandinnholdet kan det indikere at det fortsatt er kalde overflate vannmasser med sjøis dannelse og isfjell drifting.

På grunnlag av den økende silt mengden og det økende sand innholdet sammen med fauna utviklingen beskrevet tidligere, tolkes bunnmiljøet til å være preget av en avkjøling i perioden mellom 5650 og 3500 år hvor det er noe økende avsetning fra sjøis og isfjell. Perioden blir avløst med økende bunntemperaturer mellom omtrent 3500 og 3000 år med noe høyere totalfluks og diversitet og dermed god foraminifer produksjon. Deretter, fra ca 3000 år, øker *E.hallandense* og som tidligere beskrevet kan denne arten indikere lavere salinitet, sjøis og kalde vannmasser og er nok et svar på tilbakevending av kaldere klima.

Kornfordelingen for samme periode som der andelen av *E.hallandense* er høyest for i dette intervallet, mellom ca 1000 og 1500 år, viser en noe reduserende sandinnhold og leire, og økende silt mengde. I samme sone er det den høyeste oppslutningen av arten *Buccella spp.*, og et relativt høyt nivå av *M.barleeanus*, sammenliknet med tidligere. Dette kan signalisere en økt sjøis utbredelse mot lokaliteten og økt organisk produktivitet i overflaten.

Fra de siste 1000 til 400 årene holdes silt mengden relativt stabilt, mens leiren reduseres og er på et lavt nivå for denne perioden. Dette er trolig på grunn av en høyere strømstyrke for perioden, som fører til en lavere avsetning av denne fineste fraksjonen. Som beskrevet i kapittel 6.2 er det for denne perioden trolig en reduksjon i næringstilførselen som en følge av en reduksjon av blant annet *Buccella spp.*, *M.barleeanus* og *E.hallandense*. Samtidig er det en liten økning i innstrømmingen av atlantisk vann og artene som foretrekker litt varmere vann, som *T.angulosa* og *C.laevigata*. Kornfordelingen viser liknende nivåer som før. Dette tolkes som et signal på en tilbakevending til varmere bunnvann på lokaliteten.

I løpet av de siste 400 årene før nåtid er det i denne undersøkelsen kun datasett for de siste 128 til 78 år BP. Generelt for denne perioden er det store variasjoner innfor havstrømstyrken. Mellom 128 år og 114 år reduseres bunnstrømstyrken og dette droppet kan skyldes en kortvarig periode med lavere innstrømming av atlantisk vann. Indikasjoner for dette kan være lavere nivå av *C.neoteretis*. Bunnstrømmen øker igjen fra 114 år BP, og etter hvert som den øker, reduseres *Buccella spp.*, samtidig som *M.barleeanus* øker. Begge foretrekker sedimenter som er organisk rike, og reduksjonen av *Buccella spp.* kan være på grunn av en kortvarig dårligere mattilgang. I disse årene er det også grovere sedimenter, noe som kan favorisere *M.barleeanus* fremfor *Buccella spp.*, siden den kan leve i epifaunaen ved

dårligere mattilgang (se kapittel 4). De neste årene øker bunnstyrken og sandinnholdet (hovedsakelig <1 mm). For de neste årene øker *Buccella* spp, mens *M.barleeanus* reduseres. Samtidig øker andre sjøiskant vennlige artene frem til 86 år, som *Islandiella* spp., *E.albiumbilicatum* og *C.reniforme*. Dette sammen med økningen av de grovere sedimentene indikerer et kaldere miljø med økt utbygging av sjøis og sjøisdrifting.

Tiden som går fra AD 1872-1808 er i samme tidsrom som den lille istiden som gikk over tiden AD1400 – 1900 (Mann, 2002). Dette vises også i den yngste delen av kjernen.

7. Konklusjon

Den paleo-klimatiske historien i Ingøydjupet for de siste 13400 årene viser følgende miljø, basert på bentiske foraminiferer og kornfordeling;

Generelt er det innstrømming av atlantisk vann på lokaliteten gjennom hele perioden. Den største innstrømmingen av atlantisk vann i tidlig Holosen.

Det er funnet indikasjoner på flere klimatiske varme og kalde perioder som innbefatter periodene: Allerød, Yngre Dryas, Preboreal og Holosen

- Perioden Allerød som inkluderer tidsperioden mellom 13400 - 12750 år, viser at det eksisterte kalde forhold med åpenhet til distale glasiomarine miljøer på lokaliteten. Lokaliteten er preget av sjøis og isfjellavsetninger og en gradvis reduserende temperatur. Sesongmessig (vinter) sjøiskant lå nærest lokaliteten for omtrent 13000 år siden. Gjennom Allerød var strømhastigheten over havbunnen varierende.

- Yngre Dryas defineres i oppgaven som årene mellom 12750-11600 år.

Perioden kjennetegnes ved en klar dominans av polare arter, sammen med en brå overgang til reduksjon i totalfluks av foraminifer, faunisk diversitet.

Miljøet ved lokaliteten viser økt sjøisdekke og i perioden mellom 12500 - 12000 år preges området trolig av flerårig sjøisdekke. Fra omtrent 12000 år før nåtid hersker det et åpent glasiomarint miljø med påvirkning fra sjøis og isfjell.

Havstrømstyrken viser et kraftig fall under Yngre Dryas og er på det laveste nivået for hele kjernen for 12000 år siden.

- Tegn på den Preboreal perioden i kjernen er funnet mellom 11600 til 11200 år og kjennetegnes ved et markant og raskt skifte mellom polar fauna og subpolar fauna, og inkluderer en kort periode hvor klimaet blir kjøligere.
- I tidlig Holosen (fra 11200 til 8500 år) er det en sterk innstrømming av atlantisk vann, særlig frem til ca 9800 år, sammen med den høyeste havstrømstyrken registrert i kjernen, med unntak av de siste 1500 årene. Bunntemperaturen for perioden øker, men fauna sammensetningen antyder at vannmassene fremdeles preges av avkjølt atlantisk

- Et markant dropp i bunnstrømhastighet og markant kaldere klima observeres mellom 9800 – 9100 år siden, med økt avsetning av sjøis. Strømhastigheten er ikke like lav som under Yngre Dryas.
- Det er indikasjoner på et bedret miljø med et klimatisk optimum for 8500 år siden, med fauna som indikerer økning i bunntemperatur og økning i bunnstrømstyrke. Perioden hadde økende smeltevann og trolig mindre sjøis og isfjell drifting.
- Midt Holosen (For 8500- 4250 år siden) viser generelt en avkjølingsperiode med varierende bunnstrømhastigheter og har et minimum i innstrømming av atlantisk vann for 8000 år siden. I samme intervall viser faunaen den høyeste artsrikdommen i hele kjernen sammen med økt sjøis eller isfjell-avsetninger. Med dette konkluderes det at polarfronten ligger i nærheten av lokaliteten. Den markante nedkjølingshendelsen korresponderer med den globale 8200 år avkjølingsepisoden. I tillegg til denne påvises det flere andre mindre nedkjølingsepisoder i intervallene 7500-7000 og 5650 til 3500 år; begge periodene med fall i bunntemperaturen og økning i isfjell og sjøis-avsetninger. Mellom 7500 og 7000 år viser fauna-sammensetningen en økt nærhet til polarfronten
- Over i sen Holosen er det en kort periode der bunntemperaturen ser ut som går opp, mellom 3500 og 3000 år siden og det er økende temperaturer på temperaturer på havbunnen, mens sjøis og isfjell avsetninger indikerer at det trolig var kaldere temperaturer på overflaten. En kuldeperiode oppstår deretter frem mot for 1000 år siden med økt organisk produktivitet.
- Havstrømstyrken viser mellom 2000 og 400 år en kraftig økning av bunnstrømmen og faunaen antyder at det ikke er atlantisk vann som er drivkraften. Derfor foreslås det at det skyldes en større påvirkning av Kyststrøm i denne perioden.
- Lokaliteten viser i årene mellom ca 130 - 70 år BP generelt fauna som indikerer kaldere bunntemperaturer, med noen variasjoner mellom graden av organisk produktivitet. Denne perioden er samtidig med den lille istiden og er en kjent nedkjølingsperiode (Mann, 2002).

- Aagaard-Sørensen, S., Husum, K., Hald, M., & Knies, J. (2010). Paleooceanographic development in the SW Barents Sea during the Late Weichselian–Early Holocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 29(25–26), 3442–3456. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.014>
- Aagaard, K., & Greisman, P. (1975). Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 80(27), 3821–3827. doi: 10.1029/JC080i027p03821
- Andreassen, K., Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2008). Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97(1–2), 157–177. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.050>
- Armstrong, H., & Brasier, M. (2009). *Microfossils*: Wiley. com.
- Austin, W. E. N., & Evans, J. R. (2000). NE Atlantic benthic foraminifera: Modern distribution patterns and palaeoecological significance. *Journal of the Geological Society*, 157, 679–691.
- Axelsson, V., & Håkanson, L. (1972). *Journal of sedimentary research / Section A*. Lawrence, Kan.: Allen Press.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., . . . Duplessy, J.-C. (1994). The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4), 275–287. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90112-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(94)90112-0)
- Bianchi, G. G., & McCave, I. N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397(6719), 515–517.
- Birgel, D., & Hass, H. C. (2004). Oceanic and atmospheric variations during the last deglaciation in the Fram Strait (Arctic Ocean): a coupled high-resolution organic-geochemical and sedimentological study. *Quaternary Science Reviews*, 23(1–2), 29–47. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.10.001>
- Boitsov, S., Petrova, V., Jensen, H. K. B., Kursheva, A., Litvinenko, I., Chen, Y., & Klungsøyr, J. (2011). Petroleum-related hydrocarbons in deep and subsurface sediments from South-Western Barents Sea. *Marine Environmental Research*, 71(5), 357–368. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marenvres.2011.04.003>
- Bondevik, S., Birks, H. H., Gulliksen, S., & Mangerud, J. (1999). Late Weichselian Marine 14C Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary Research*, 52(1), 104–114. doi: <http://dx.doi.org/10.1006/qres.1999.2048>
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H. H., Gulliksen, S., & Reimer, P. (2006). Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages During the Allerød and Younger Dryas. *Science*, 312(5779), 1514–1517. doi: 10.1126/science.1123300
- Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating*. London: British Museum.
- 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. doi: 10.1126/science.278.5343.1582
- Broecker, W. S., & Denton, G. H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10), 2465–2501. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90123-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(89)90123-3)
- Bronk Ramsey, C. (2008). Radiocarbon dating: Revolutions in understanding*. *Archaeometry*, 50(2), 249–275. doi: 10.1111/j.1475-4754.2008.00394.x
- Bull, J., Gutowski, M., Dix, J., Henstock, T., Hogarth, P., Leighton, T., & White, P. (2005). Design of a 3D Chirp Sub-bottom Imaging System. *Marine Geophysical Researches*, 26(2–4), 157–169. doi: 10.1007/s11001-005-3715-8
- Butt, F. A., Elverhøi, A., Solheim, A., & Forsberg, C. F. (2000). Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results. *Marine Geology*, 169(3–4), 373–390. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00088-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00088-8)
- Chand, S., Rise, L., Ottesen, D., Dolan, M. F. J., Bellec, V., & Bøe, R. (2009). Pockmark-like depressions near the Goliat hydrocarbon field, Barents Sea: Morphology and genesis. *Marine and*

- Petroleum Geology*, 26(7), 1035-1042. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.09.002>
- Chistyakova, N. O., Ivanova, E. V., Risebrobakken, B., Ovsepyan, E. A., & Ovsepyan, Y. S. (2010). Reconstruction of the postglacial environments in the southwestern Barents Sea based on foraminiferal assemblages. *Oceanology*, 50(4), 573-581. doi: 10.1134/S0001437010040132
- Condron, A., & Renfrew, I. A. (2013). The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation. *Nature Geosci*, 6(1), 34-37. doi: <http://www.nature.com/ngeo/journal/v6/n1/abs/ngeo1661.html#supplementary-information>
- Corliss, B. H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17(3-4), 195-236. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90014-W](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W)
- Corliss, B. H., & Chen, C. (1988). Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16(8), 716-719. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0716:mponsd>2.3.co;2
- Dickson, R. R., Osborn, T. J., Hurrell, J. W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., . . . Maslowski, W. (2000). The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13(15), 2671-2696. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2
- Benthic foraminifera as indicators of natural variability and anthropogenic impact (2013).
- Doré, A. G. (1995). Barents Sea Geology, Petroleum Resources and Commercial Potential. *Arctic*, 48(3), 207-221. doi: 10.2307/40511656
- Dowdeswell, J. A., Elverhfi, A., & Spielhagen, R. (1998). Glacimarine sedimentary processes and facies on the polar north atlantic margins. *Quaternary Science Reviews*, 17(1-3), 243-272. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00071-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00071-1)
- Ehrmann, W. U., & Thiede, J. (1985). *History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean*: Schweizerbart.
- Ersdal, G. (2001). An overview of ocean currents with emphasis on currents on the Norwegian continental shelf. *NPD Preliminary Report*.
- Eyles, C. H., Eyles, N., & Miall, A. D. (1985). Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1-4), 15-84. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90080-X](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(85)90080-X)
- Faleide, J. I., Vågnes, E., & Gudlaugsson, S. T. (1993). Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the southwestern Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3), 186-214. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172\(93\)90104-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172(93)90104-Z)
- Fontanier, C., Jorissen, F. J., Chaillou, G., Anschutz, P., Grémare, A., & Griveaud, C. (2005). Live foraminiferal faunas from a 2800m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(7), 1189-1227. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.006>
- Fontanier, C., Jorissen, F. J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., & Lafon, V. (2003). Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50(4), 457-494. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00167-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00167-X)
- Forsberg, C. F., Solheim, A., Elverhøi, A., Jansen, E., Channell, J., & Andersen, E. S. (1999). 17. *The depositional environment of the western svalbard margin during the late pliocene and the pleistocene: Sedimentary facies changes at site 9861*. Paper presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results.
- Gjevik, B. (2000). Hva driver golfstrømmen?
- Godwin, H. (1962). Half-life of Radiocarbon. *Nature*, 195(4845), 984-984.
- Gustafsson, M., & Nordberg, K. (2001). Living (stained) benthic foraminiferal response to primary production and hydrography in the deepest part of the gullmar fjord, swedish west coast,

- with comparisons to höglund's 1927 material. *The Journal of Foraminiferal Research*, 31(1), 2-11. doi: 10.2113/0310002
- Hald, M., & Korsun, S. (1997). Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic. *The Journal of Foraminiferal Research*, 27(2), 101-122. doi: 10.2113/gsjfr.27.2.101
- Hald, M., & Steinsund, P. I. (1992). Distribution of surface sediment benthic Foraminifera in the southwestern Barents Sea. *The Journal of Foraminiferal Research*, 22(4), 347-362. doi: 10.2113/gsjfr.22.4.347
- Hald, M., & Steinsund, P. I. (1996). Benthic foraminifera and carbonat 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*, 285-307.
- Hald, M., Steinsund, P. I., Dokken, T., Korsun, S., Polyak, L., & Aspeli, R. (1994). recent and late quaternary distribution of elphidium excavatum f. clavatum in arctic seas. *Cushman Foundation Special Publication*, 32, 141-153.
- Hall, I. R., & McCave, I. N. (2000). Palaeocurrent reconstruction, sediment and thorium focussing on the Iberian margin over the last 140 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(1-2), 151-164. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00068-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00068-6)
- Hansen, A., & Knudsen, K. L. (1995). Recent foraminiferal distribution in Freemansundet and Early Holocene stratigraphy on Edgeøya, Svalbard. *Polar Research*, 14(2), 215-238. doi: 10.1111/j.1751-8369.1995.tb00690.x
- Hass, H. C. (2002). A method to reduce the influence of ice-rafted debris on a grain size record from northern Fram Strait, Arctic Ocean. *Polar Research*, 21(2), 299-306. doi: 10.1111/j.1751-8369.2002.tb00084.x
- Haupt, B. J., & Seidov, D. (2007). Strengths and weaknesses of the global ocean conveyor: Inter-basin freshwater disparities as the major control. *Progress in Oceanography*, 73(3-4), 358-369. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2006.12.004>
- Henriksen, E., Bjørnseth, H. M., Hals, T. K., Heide, T., Kiryukhina, T., Kløvjan, O. S., . . . Stoupakova, A. (2011). Chapter 17 Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 271-281. doi: 10.1144/m35.17
- Hermelin, J. O. R., & Malmgren, B. A. (1980). Multivariate analysis of environmentally controlled variation in Lagena: Late Maastrichtian, Sweden. *Cretaceous Research*, 1(3), 193-206. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0195-6671\(80\)90025-7](http://dx.doi.org/10.1016/0195-6671(80)90025-7)
- Hopkins, S. T. (1991). The GIN sea- A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985. *Earth- science review*, 30. <https://www.sciencemag.org/>.
- Hughen, K., Baillie, M. G., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J., Blackwell, P. G., . . . Damon, P. E. (2004b). Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C., & Turnbull, J. (2004a). 14C Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science*, 303(5655), 202-207. doi: 10.1126/science.1090300
- Hurrell, J., & Van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36(3-4), 301-326. doi: 10.1023/A:1005314315270
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic oscillation. *Science*, 269, 676-679.
- Husum, K., & Hald, M. (2004a). Modern foraminiferal distribution in the subarctic malangen fjord and adjoining shelf, northern norway. *The Journal of Foraminiferal Research*, 34(1), 34-48. doi: 10.2113/0340034
- Ingólfsson, Ó., & Landvik, J. Y. (2013). The Svalbard-Barents Sea ice-sheet – Historical, current and future perspectives. *Quaternary Science Reviews*, 64(0), 33-60. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>
- Ingvaldsen, R., & Røttingen, I. (2005b). *Økosystem i Barentshavet* (Vol. 1): Havforskningsinstituttet, www.imr.no.

- Ingvaldsen, R. B. (2005a). Width of the North Cape Current and location of the Polar Front in the western Barents Sea. *Geophysical Research Letters*, 32(16), n/a-n/a. doi: 10.1029/2005GL023440
- Ivanova, E. V., Ovsepyan, E. A., Risebrobakken, B., & Vetrov, A. A. (2008). Downcore distribution of living calcareous foraminifera and stable isotopes in the western barents sea. *The Journal of Foraminiferal Research*, 38(4), 337-356. doi: 10.2113/gsjfr.38.4.337
- Jennings, A. E., & Helgadottir, G. (1994). Foraminiferal assemblages from the fjords and shelf of eastern Greenland. *The Journal of Foraminiferal Research*, 24(2), 123-144. doi: 10.2113/gsjfr.24.2.123
- Jernas, P. E. (2012). Benthic foraminifera in an Arctic fjord: recent distribution and fauna of the last two millennia.
- Jessen, S., & Rasmussen, T. L. (2013, Upublisert). Millennial scale oscillations in the Greenland Sea intermediate water circulation 0-74 ka.
- Junttila, J., Aagaard-Sørensen, S., Husum, K., & Hald, M. (2010). Late Glacial–Holocene clay minerals elucidating glacial history in the SW Barents Sea. *Marine Geology*, 276(1–4), 71-85. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.009>
- Klingberg, F. (1998). A Late Pleistocene marine clay succession at Kriegers Flak, westernmost Baltic, southern Scandinavia. *Journal of Quaternary Science*, 13(3), 245-253. doi: 10.1002/(SICI)1099-1417(199805/06)13:3<245::AID-JQS358>3.0.CO;2-G
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P., & 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. doi: 10.1029/1999PA000495
- Knies, J., Matthiessen, J., Vogt, C., Laberg, J. S., Hjelstuen, B. O., Smelror, M., . . . Vorren, T. O. (2009). The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 28(9–10), 812-829. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.002>
- Knudsen, K. L. (1998). Foraminiferer i Kvartær stratigrafi: Laboratorie-og fremstillingsteknik samt udvalgte eksempler. *Geologisk Tidsskrift*, 3(125), 1-25.
- Koç, N., Jansen, E., & Haflidason, H. (1993). Paleoclimatographic 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. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0277-3791\(93\)90012-B](http://dx.doi.org/10.1016/0277-3791(93)90012-B)
- Korsun, S., & Hald, M. (1998). Modern Benthic Foraminifera off Novaya Zemlya Tidewater Glaciers, Russian Arctic. *Arctic and Alpine Research*, 30(1), 61-77. doi: 10.2307/1551746
- Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., . . . Lysa, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35(3), 394-424. doi: 10.1080/03009480600781958
- Linke, P., & Lutze, G. F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera—a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20(3–4), 215-234. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90034-U](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(93)90034-U)
- Loeng, H. (1991). Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar Research*, 10(1), 5-18. doi: 10.1111/j.1751-8369.1991.tb00630.x
- Loring, D. H., & Rantala, R. T. T. (1992). Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Science Reviews*, 32(4), 235-283. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(92\)90001-A](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(92)90001-A)
- Mackensen, A., & Hald, M. (1988). *Cassidulina teretis* Tappan and *C. laevigata* d'Orbigny; their modern and late Quaternary distribution in northern seas. *The Journal of Foraminiferal Research*, 18(1), 16-24. doi: 10.2113/gsjfr.18.1.16
- Mackensen, A., Sejrup, H. P., & Jansen, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, 9(4), 275-306. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(85\)90001-5](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(85)90001-5)

- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., & Høisæter, T. (2006). Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25(23–24), 3228-3245. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.010>
- Mangerud, J., & Gulliksen, S. (1975). Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research*, 5(2), 263-273. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90028-9](http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894(75)90028-9)
- Manighetti, B., & McCave, I. (1995). Late glacial and Holocene palaeocurrents around Rockall Bank, NE Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 10(3), 611-626.
- Mann, M. E. (2002). Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509.
- McCave, I., Manighetti, B., & Beveridge, N. (1995a). Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature*, 374(6518), 149-152.
- McCave, I. N., Manighetti, B., & Robinson, S. G. (1995b). Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography*, 10(3), 593-610. doi: 10.1029/94PA03039
- Midttun, L. (1985). Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(10), 1233-1241. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(85\)90006-8](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(85)90006-8)
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S. C., Cronin, T., Dickens, G. R., . . . Kristoffersen, Y. (2006). The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 441(7093), 601-605.
- Mosher, D. C., & Simpkin, P. G. (1999). *Environmental Marine Geoscience 1. Status and Trends of Marine High-Resolution Seismic Reflection Profiling: Data Acquisition*.
- Mudelsee, M., & Raymo, M. E. (2005). Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 20(4), PA4022. doi: 10.1029/2005PA001153
- Munsell, R. (1973). Soil colour chart. *Macbeth division of kollmorgen corporation, New York*, 19 pp.
- Murray, J. W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*: Cambridge University Press.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*: Wiley. com.
- Ó Cofaigh, C., & Dowdeswell, J. A. (2001). Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1411-1436. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3)
- Polyak, L., Korsun, S., Febo, L. A., Stanovoy, V., Khusid, T., Hald, M., . . . Lubinski, D. J. (2002). Benthic foraminiferal assemblages from the southern kara sea, a river-influenced arctic marine environment. *The Journal of Foraminiferal Research*, 32(3), 252-273. doi: 10.2113/32.3.252
- Polyak, L., & Mikhailov, V. (1996). Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. *Geological Society, London, Special Publications*, 111(1), 323-337. doi: 10.1144/gsl.sp.1996.111.01.21
- Praetorius, S. K., McManus, J. F., Oppo, D. W., & Curry, W. B. (2008). Episodic reductions in bottom-water currents since the last ice age. *Nature Geosci*, 1(7), 449-452. doi: http://www.nature.com/ngeo/journal/v1/n7/supinfo/ngeo227_S1.html
- Quinn, R., Bull, J. M., & Dix, J. K. (1998). Optimal Processing of Marine High-Resolution Seismic Reflection (Chirp) Data. *Marine Geophysical Researches*, 20(1), 13-20. doi: 10.1023/A:1004349805280
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(6903), 207-214.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., . . . Dahl-Jensen, D. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D6).
- Rasmussen, T. L., Thomsen, E., Ślubowska, M. A., Jessen, S., Solheim, A., & Koç, N. (2007). Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 14C yr BP. *Quaternary Research*, 67(1), 100-114. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2006.07.002>
- Ravelo, A. C., Andreasen, D. H., Lyle, M., Olivarez Lyle, A., & Wara, M. W. (2004). Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 429(6989), 263-267.

- Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., . . . Cutler, K. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 26e0 ka BP. *Radiocarbon*, 46.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., . . . Edwards, R. L. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
- Risebrobakken, B., Moros, M., Ivanova, E. V., Chistyakova, N., & Rosenberg, R. (2010). Climate and oceanographic variability in the SW Barents Sea during the Holocene. *The Holocene*, 20(4), 609-621. doi: 10.1177/0959683609356586
- Rowley, D. B., & Lottes, A. L. (1988). Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, 155(1-4), 73-120. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90261-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(88)90261-2)
- Saher, M., Kristensen, D. K., Hald, M., Pavlova, O., & Jørgensen, L. L. (2012). Changes in distribution of calcareous benthic foraminifera in the central Barents Sea between the periods 1965–1992 and 2005–2006. *Global and Planetary Change*.
- Saloranta, T. M., & Haugan, P. M. (2001). Interannual variability in the hydrography of Atlantic water northwest of Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C7), 13931-13943. doi: 10.1029/2000JC000478
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K. I., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., . . . Vorren, T. O. (2005). Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9-10), 1111-1129. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.09.007>
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., Hald, M., & Svendsen, J.-I. (2001). Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change*, 31(1-4), 367-385. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00130-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00130-8)
- Skagseth, Ø., Furevik, T., Ingvaldsen, R., Loeng, H., Mork, K., Orvik, K., & Ozhigin, V. (2008). Volume and Heat Transports to the Arctic Ocean Via the Norwegian and Barents Seas. In R. Dickson, J. Meincke & P. Rhines (Eds.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes* (pp. 45-64): Springer Netherlands.
- Ślubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T. L., Klitgaard-Kristensen, D., Hald, M., & Jennings, A. E. (2008). Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), 1476-1492. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>
- Steinsund, P., Polyak, L., Hald, M., Mikhailov, V., & Korsun, S. (1994). Distribution of calcareous benthic foraminifera in recent sediments of the Barents and Kara Sea. *Benthic foraminifera in surface sediments of the Barents and Kara Seas: modern and late Quaternary application*, 61-102.
- Stickley, C. E., St John, K., Koc, N., Jordan, R. W., Passchier, S., Pearce, R. B., & Kearns, L. E. (2009). Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*, 460(7253), 376-379. doi: http://www.nature.com/nature/journal/v460/n7253/suppinfo/nature08163_S1.html
- Stuiver, M., Pearson, G., & Braziunas, T. (1986). Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 CAL YR BP. *Radiocarbon*, 28(2), 980-1021.
- Stuiver, M., Reimer, P., & Reimer, R. (2005). CALIB 6.0 [computer program]. Available from calib.qub.ac.uk/calib.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., . . . Stein, R. (2004b). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1229-1271. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Syvitski, J. P. M. (1991). Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, 11(8-10), 897-937. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(91\)90085-K](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(91)90085-K)
- Thomsen, E., & Vorren, T. O. (1986). Macrofaunal palaeoecology and stratigraphy in late quaternary shelf sediments off Northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56(1-2), 103-150. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90110-0](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(86)90110-0)
- Visbeck, M. (2013). North Atlantic Oscillation. from <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>

- Vorren, T. O., Hald, M., & Lebesbye, E. (1988). Late Cenozoic environments in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3(5), 601-612. doi: 10.1029/PA003i005p00601
- Vorren, T. O., & Kristoffersen, Y. (1986). Late Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. *Boreas*, 15(1), 51-59. doi: 10.1111/j.1502-3885.1986.tb00742.x
- Vorren, T. O., & Laberg, J. S. (1996). Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. *Geological Society, London, Special Publications*, 111(1), 303-321. doi: 10.1144/gsl.sp.1996.111.01.20
- Vorren, T. O., & Laberg, J. S. (1997). Trough mouth fans — palaeoclimate and ice-sheet monitors. *Quaternary Science Reviews*, 16(8), 865-881. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00003-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00003-6)
- Vorren, T. O., & Plassen, L. I. V. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), 97-125. doi: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01060.x
- Vorren, T. O., Richardsen, G., Knutsen, S.-M., & Henriksen, E. (1991). Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8(3), 317-340. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172\(91\)90086-G](http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172(91)90086-G)
- Walczowski, W., & Piechura, J. (2007). Pathways of the Greenland Sea warming. *Geophysical Research Letters*, 34(10), L10608. doi: 10.1029/2007GL029974
- Winsborrow, M. C. M., Andreassen, K., Corner, G. D., & Laberg, J. S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 29(3-4), 424-442. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Wollenburg, J. E., & Kuhnt, W. (2000). The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 40(3), 189-231. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00039-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00039-6)
- Wollenburg, J. E., & Mackensen, A. (1998). Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity. *Marine Micropaleontology*, 34(3-4), 153-185. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398\(98\)00007-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398(98)00007-3)
- Ådlandsvik, B., & Loeng, H. (1991). A study of the climatic system in the Barents Sea. *Polar Research*, 10(1), 45-50. doi: 10.1111/j.1751-8369.1991.tb00633.x

