

Sen weichsel foraminiferstratigrafi i Norskerenna; paleomiljø og sedimentgenese

Av

Marie Skipenes Larsen

Mastergradsoppgaven i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2015

Sammendrag

For å få bedre kunnskap om oseanografiske endringer, sedimentasjonsmiljø og klima er kjerne GS12-172-04PC, lokalisert i sørlige delen av Norskerenna nær Lista, undersøkt med vekt på bentiske foraminifera. For å bidra til å få en bedre forståelse av den regionale utviklingen er resultatene sammenstilt med data fra borehullet Troll 89-03 i nordlige Norskerenna.

Litologien i kjernen GS12-172-04PC er i tidligere studier delt inn i 3 litosoner og det er også utført 8 radiokarbondateringer av kjernen Borge (2014), der den stratigrafisk nederste sonen er tolket som morene. Avsetningen i litosone 2 og 1 utgjør en hel glasimarin- marin sekvens.

De bentiske foraminifer faunene registrert i kjerne er delt inn i 5 biostratigrafiske soner, der aldrene er basert på aldersmodellen i oppgaven. Biosone 5 (blandingsone) har en minimumsalder på 16 700 år BP. Faunaen er sammensatt av arter fra forskjellige miljøer, som er omarbeidet og tolket som en morene. Biosone 4 (*Cassidulina reniforme* sone) er avsatt i tidsintervallet 14 600- 16 700 år BP, og artsmangfoldet viser en overgang fra isproksimal til en mer isdistal karakter. Biosone 3 (*Cassidulina reniforme*- *Elhidium excavatum*- *Nonion labradoricum* sone) er delt opp i 3 underenheter (3₁- 3₃), grunnet endringer i avsetningsmiljøet under deglasiasjonen i Norskerenna i tidsperioden 11 700- 14 600 år BP. Biosone 3₃ (*Islandiella teretis* sone) har alderen 12 800- 14 600 år BP, der den bentiske faunaen viser tegn på et mindre ekstremt arktisk miljø, med nærhet til innstrømmende Atlantisk vann og bedre levevilkår. Biosone 3₂ (*Pyrgo williamsoni* sone) er avsatt i perioden 12 100- 12 800 år BP, der miljøet gjenspeiler en oppvarming opp mot 5 °C og en mer stabil salinitet (ca. 35 ‰). Biosone 3₁ (*Virgulina loeblichii* sone) er avsatt mellom 11 700- 12 100 år BP, med dominerende arktisk fauna og migrasjon av de første boreale artene. Biosone 2 (*Cassidulina laevigata*- *Elphidium barletti* sone) fra 11 000- 11 700 år BP inneholder en økning i boreal fauna, som viser til en temperatur stigning opp mot 8 °C og kontinuerlig innstrømmende Atlantisk vann. Biosone 1 (*Hyalinea balthica*- *Bulimina marginata* sone) er avsatt i tidsintervallet 10 000- 11 000 år BP. Det observeres en drastisk nedgang i arktiske arter og en økning i boreale arter, noe som peker mot mer stabil salinitet og høyere temperatur.

Kjernen som er plassert i sørlige Norskerenna viser en forsinkende trend i den bentiske faunaen, i forhold til Troll 89-03 kjernen lokalisert lengre nord. Den første marine sedimentasjonen i

Troll 89-03 har blitt datert til 18 435 år BP, mens i kjerne GS12-172-04PC er minimums alderen 16 580 år BP. Dette er en forsinkelse på 1800 år, noe som trolig er grunnet en senere deglasiasjon av den sørlige delen av Norskerenna sammenlignet med områdene i nord. Overgangen til holosene (boreal) faunaer er datert til 11 500 år BP i Troll 89-03. De boreale artene inntar kjerne GS12-172-04PC først for 11 700 år, men blir ikke dominerende før tidsrommet 11 000- 10 000 år BP. Denne forsinkelsen er koblet til havstrømmer, estuarin sirkulasjon av salint vann med oseanisk opprinnelse fra Atlanterhavet og ferskere vannmasser fra Østersjøen. Topografien til Norskerenna påvirker sirkulasjonen av havstrømmene, som gir regionale forskjeller i retning og styrke.

Forord

Denne oppgaven er en del av GLANAM prosjektet som står for finansiering av kjernetaking og dateringer.

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Hans Petter for veiledning, oppfølging og gjennomlesning av oppgaven. Det gode humøret hans har smittet og ført til økt motivasjon og engasjement i skrivingen av denne masteroppgaven. Jeg vil også takke Berit Oline Hjelstuen og Haflidi Haflidason fra geovitenskapelig institutt for å være mine medveiledere.

En stor takk rettes til Marianne Borge for tidligere arbeid med litologi og dateringer fra kjerne GS12-172-04PC og hjelp på sediment- laboratoriet. Vigdis I. Hope takkes for demonstrasjon av tyngdeseparering. Takk til Lukas Becker for hjelp til programmet KaleidaGraph, Jannicke Kuvås for hjelp til å lage kart i arcMap, Arto Miettinen for hjelp til å identifisere diatoméer og Reidar Myklebust for hjelp til bruk av SEM mikroskopet. Anne Kristin Skipenes og Ingrid Skipenes Larsen takkes for å ta seg tid til korrekturlesing.

Tilslutt vil jeg takke kaketorsdag- gjengen og andre medstudenter som har gjort utdannelsen ved universitetet til en sosial og minnerik tid. Min støttende familie, samboere i Teatergaten 16 og kjæreste vil jeg også rette en takk til. Min tvillingsøster Ingrid Skipenes Larsen takkes tilslutt for daglig kontakt og motivasjon i løpet av de siste månedene med masterskriving.

Bergen, 31.05.15

Mari Skipenes Larsen

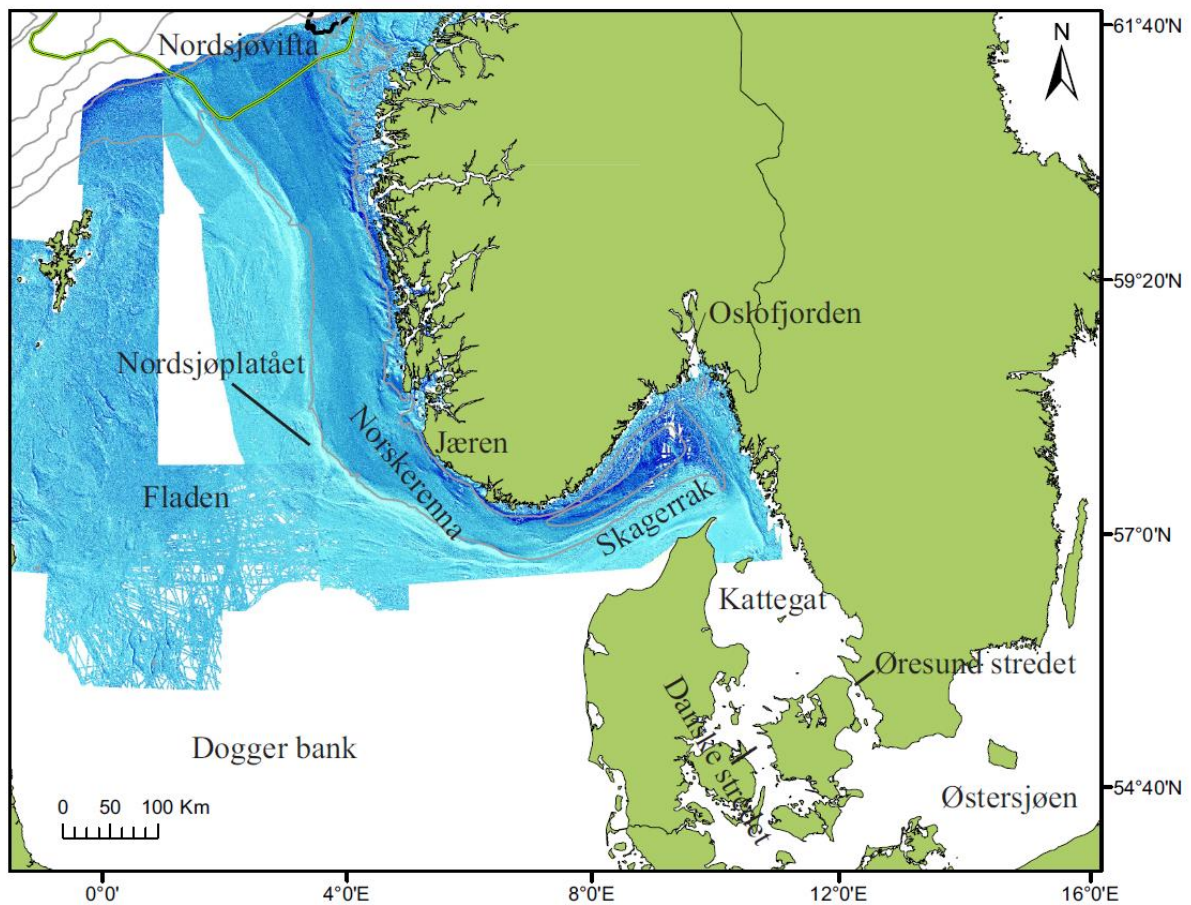
Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Studieområdet.....	3
1.2	Formålet med oppgaven	3
2	Bakgrunn.....	5
2.1	Hydrografi	5
2.2	Glasiasjonshistorie	6
2.2.1	Sen weichsel	8
2.2.2	Deglasiasjon	10
2.2.3	Klimavariasjoner etter deglasiasjonen av Norskerenna	12
2.2.4	Holosen.....	13
2.3	Postglasiale- og dagens sedimentasjonsforhold i Norskerenna.....	15
2.4	Isstrømaktivitet i Norskerenna	16
2.5	Stratigrafi og kronologi	17
2.5.1	Tidligere arbeid	17
2.6	Bentiske foraminiferer.....	19
2.6.1	Generelt om bentiske foraminiferer og deres bruksområder.....	19
2.6.2	Faunaprovinsler	20
3	Data og metoder	22
3.1	Datagrunnlag	22
3.1.1	Kjernematerialet	23
3.2	Laboratoriemetoder	24
3.2.1	Tyngdeseparering	25
3.2.2	SEM mikroskop.....	26
3.3	Dateringer.....	27
3.4	Aldersmodell	30
3.5	Foraminiferer.....	31
3.5.1	Artsbestemmelse og faunaparameterne.....	31
3.5.2	Økologi og gruppering av arter	32
3.6	Programvare	33

4	Resultat.....	35
4.0	Tidligere undersøkelser av kjerne GS12-172-04PC.....	35
4.0.1	Litologi.....	35
4.0.2	Dateringer.....	40
4.1	Nye undersøkelser av kjerne GS12-172-04PC.....	42
4.1.1	Aldersmodell.....	42
4.1.2	Sedimentasjonsrater.....	45
4.1.3	Biostatigrafisk sonering.....	45
4.1.4	Avsetningsmiljø og paleoøkologisk tolkning.....	51
4.1.5	Planktoniske foraminiferer.....	58
4.1.6	Diatomeer.....	59
4.1.7	Regional utvikling i Norskerenna.....	59
5	Diskusjon.....	66
5.1	Litologi, kronologi og biostratigrafi:.....	66
5.2	Utviklingen i Norskerenna fra siste deglasiasjon fram til begynnelsen av holosen.....	72
5.2.1	Tidlig deglasiasjon (18 000- 14 400 år BP):.....	72
5.2.2	Bølling- Allerød (14 400- 12 800 år BP):.....	72
5.2.3	Yngre dryas (12 800- 11 700 år BP):.....	74
5.2.4	Holosen (11 700- 0 år BP):.....	74
5.3	Regional utvikling i Norskerenna.....	78
6	Konklusjon.....	80
	Videre arbeid.....	81
	Kilder og litteratur.....	82
	Internett referanser.....	87
	Appendiks.....	88
A.	Artsliste.....	89
B.	Plansjer.....	93
C.	Foraminifera telling og identifisering.....	95
D.	Rådata fra kornfordelingsanalyse.....	103

1 Introduksjon

Den norske kontinentalmarginen har gjentatte ganger gjennom kvartær, vært dekket av is. Norskerenna er en av de tydeligste rennene/trauene langs Norskekysten, og har vært tolket som et resultat av flere perioder med isstrømaktivitet de siste 1.1 millioner år (Sejrup et al., 1995; Sejrup et al., 2000). Dannelsen av Norskerenna og avsetningen av sedimentene har blitt studert av mange forfattere og man har i dag en forståelse av at renna drenerte is fra store deler av isdekkene i sydlige deler av Skandinavia ut til Nordsjøvifta (Rokoengen & Rønningsland, 1983; Sejrup et al., 1994; Sejrup et al., 1995; King et al., 1996; Haflidason et al., 1998; King et al., 1998; Carr et al., 2000). Slike langsgående renner er ofte lokalisert mellom krystalline bergarter fra land og sedimentære bergarter på sokkelen (Qvale & Van Weering, 1985). Norskerenna er 850 km lang, 80-90 km bred og kan følges fra Oslofjorden, langs Sørlandet og til Nordsjøviften i nordlige Nordsjøen (Figur 1-1). Den kvartære sedimentpakken i renna er opp til 200 m tykk, bestående av marine avsetninger og morene (King et al., 1998).



Figur 1-1: Batymetriske oversiktskart over Nordsjøen basert på Olex data fra Skagerrak, Norskerenna og Nordsjøen. Dybdekvotene er 200 m.

Renna er på det dypeste ved Skagerrak der den er 700 m dyp, og blir grunnere mot Jæren med vanddyb på 250 m, før dybden øker mot 400 m ved munningen. Havbunnen har en helning på ca. 0.08° fra innerste delen av renna og mot terskelen ved Jæren, og helningen mot Eggakanten er ca. 0.02° . Nordsjøvifta på kontinentalskråningen nord for renna var et viktig deponeringsområde når isstrømmer dekket Norskerenna. En vesentlig del av avsetningene i Nordsjøvifta består av glasielle debrisstrømmer (King et al., 1996).

Hydrografien i Norskerenna (Figur 2-1) er dominert av den Nordatlantiske havstrømmen, som strømmer inn til Nordsjøen mellom Norge og Skottland via den Engelske kanal (Furnes et al., 1986; Force, 1993). Det Atlantiske vannet blir mikset med mindre salint vann fra Østersjøen og avrenning fra kontinentet og danner en antiklokkvis sirkulasjon (Qvale & Van Weering, 1985). Atlantisk vann har en salinitet og temperatur rundt 35 ‰ og 8°C .

Foraminiferer finnes i utallige marine miljøer og studier av bentiske foraminifera kan gi informasjon om paleoklima og avsetningsmiljø. Foraminiferfaunaen blir påvirket av temperatur, salinitet, havstrømmer, turbulens, næringsforhold, substrat og konkurranse (Braisler, 1980; Boardman et al., 1987).

1.1 Studieområdet

Området som blir studert i denne masteroppgaven er den nordlige og sørlige delen av Norskerenna, som er lokalisert i nordlige Nordsjøen. De to kjernene som blir undersøkt er lokalisert ved Lista i sør til Troll feltet rett sørvest for Bergen. Området er avgrenset av den norske kystlinjen i øst og til det relativt grunne Nordsjøplataet i vest (< 100 m) (Figur 1-1).

Det er gjort en rekke tidligere undersøkelser av de kvartære avsetningen i Nordsjøen med vekt på litologi og utbredelse av foraminiferer (Sejrup et al., 1981; Rise & Rokoengen, 1984; Mackensen et al., 1985; Qvale & Van Weering, 1985; Qvale, 1986; Sejrup et al., 1989; Lehman et al., 1991; Conradsen, 1993; Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1995; Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996; Sejrup et al., 2004). Troll 89-03/28-03 (Figur 1-1) inneholder en sedimentær sekvens som dekker de siste 18 400 årene og har blitt hentet fra et 400 meters vanddyb. Kjernene blir brukt til å studere stabile isotoper, sedimentologiske parametere, bentiske og planktoniske foraminifera (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Rochon et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Sejrup et al., 2004). Klitgaard-Kristensen et al. (2002) og Klitgaard-Kristensen et al. (2001) har beskrevet utbredelsen av kalkholdige foraminifera i nordlige Nordsjøen med vekt på klimaendringer de siste 18 000 år BP.

1.2 Formålet med oppgaven

Tidligere studier av de kvartære lagene i nordlige Nordsjøen og i Norskerenna har fokusert på utbredelse av isdekkene, hydrografi og klima. Den bentiske faunaen har blitt studert i detalj i flere områder, som Trollfeltet, Skagerrak og langs kontinental marginen.

Formålet med denne oppgaven er å studere kjerne GS12-172-04PC og sammenstille resultatene med data fra Troll 89-03 for å få mer innblikk i regionale endringer i området fra siste

deglasiasjon fram mot begynnelsen av holosen. Oppgaven legger vekt på bentiske foraminiferer og hva endringer i disse faunaene sier om miljø- og klimautvikling.

Denne masteroppgaven er en del av GLANAM (Glaciated North Atlantic Margins) prosjektet, som fokuserer på å bidra til en bedre forståelse av de glasierte marginene i Nord Atlanteren. Prosjektet er koordinert av geovitenskapelig institutt ved UiB, og er et samarbeid med flere universiteter i Norge, Danmark og Storbritannia, samt noen industripartnere.

2 Bakgrunn

I dette kapittelet vil glasiasjonshistorien i Norskerenna fra sen weichsel til holosen bli gjennomgått. Faktorer som har påvirket utbredelsen og tilstedeværelsen av foraminiferer som klimaendringer i havet og på land, sedimentasjonsforhold og hydrografi vil bli introdusert.

2.1 Hydrografi

Hydrografien i Norskerenna (Figur 2-1) er dominert av den Nordatlantiske havstrømmen, som strømmer inn til Nordsjøen mellom Norge og Skottland via den Engelske kanal (Furnes et al., 1986). I Skagerrak blir vannmassene mikset med mindre saline vannmasser fra Østersjøen og Kattegat, som utgjør en antiklokkveis sirkulasjon i Nordsjøen (Force, 1993). Vannmassene beveger seg videre langs norske kysten og Norskerenna, og danner den norske kyststrømmen (Sætre & Ljøen, 1972; Aure & Ljøen, 1988). Den norske kyststrømmen har en kile-formet vannmasse, som er godt definert om vinteren men som kan observeres så langt vest som Nordsjøplataet om sommeren (Klitgaard-Kristensen et al., 2002). Temperaturen på det Atlantiske vannet ligger mellom 7.5- 9.0 °C, mens den norske kyststrømmen veksler mellom 3- 18 °C avhengig av sesongen (Force, 1993). Innstrømning av Nordatlantisk vann er lokalisert øst for Shetland, og flyter sørover langs den Skotske kysten ved et dyp på 120 m og danner en gyre i Fladen området (Svendsen & Mork, 1991; Force, 1993). Vannmassene offshore i den nordlige Nordsjøen har en stratifisering om sommeren, med en termoklin plassert på 30- 50 dybde (Force, 1993). Sterke vinder om høsten bryter ned denne stratifiseringen (Aure & Ljøen, 1988). Havstrømmene i Nordsjøen kan endre størrelse og retning ved ekstreme værforhold, noe som gjør strømningsmønsteret mer komplekst (Larsson & Rohde, 1979).

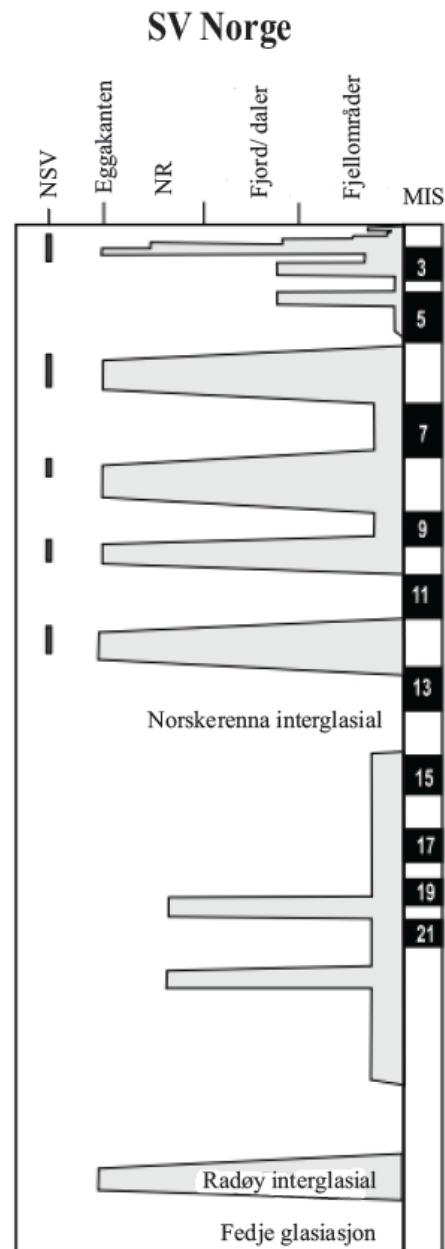


Figur 2-1: Havsirkulasjonen i Nordsjøen og Skagerrak. Pilene indikerer de ulike havstrømmene og retninger, der tykkelsen på pilen viser de dominerende vannmassene (Gyllencreutz et al., 2006). Vannmasser: CCW; Sentralt kanal vann, SNSW; vann fra sørlige Nordsjøen, CNSW; vann fra sentrale Nordsjøen, SJC; Sørlig Jutland-strøm; NJC; Nordlig Jutland-strøm; BW; Baltisk vann, BC; Den Baltiske strømm; AW; Atlantisk vann og NCC; Den norske kyststrømmen.

2.2 Glasiasjonshistorie

Skandinavia og Nordsjøområdet har gjentatte ganger gjennom kvartær opplevd store endringer i det Fennoskandiske isdekket (Mangerud et al., 1996; Sejrup et al., 2005). Dette er blant annet reflektert i IRD forekomst i kjerner fra Norskehavet og gamle morener identifisert i kjerner fra Nordsjøen (Sejrup et al., 1995; Kleiven et al., 2002).

I første del av kvartær var klimaet påvirket av glasiøle sykluser på 41 000 år, frem til for ca. 800 000 år siden. Da kom en overgangsperiode der glasiøsonene fikk en betydelig større utbredelse og varighet (100 000 år sykluser) (Ruddiman et al., 1986; Shackleton et al., 1990). Den eldste daterte morenen i Nordsjøregionen er Fedjemorenen som har blitt datert til 1.1 millioner år (Sejrup et al., 1995; Sejrup et al., 2003). Under Fedje glasiøsonen (Figur 2-2) nådde trolig innlandsisen helt ut til Eggakanten (Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1995). Indikasjoner på en omfattende glasiøson på denne tiden er også registrert i en kjerne fra Haltenbanken (Figur 2-5) (Haflidason et al., 1995). I perioden etter avsetningen av Fedje morenen og fram til neste glasiøson til Eggakanten (MIS 12), har det antakelig vært glasiø aktivitet i Nordsjøen men minimalt med bevismateriale er funnet. Fra marin isotop trinn 12 og til sist istid er det funnet glasiøene debrisstrøm- pakker i Nordsjøviften, som tyder på at Norskerenna har vært isdekket gjentatte ganger (Nygård et al., 2005). Sedimentene blir fraktet og avsatt i Nordsjøvifta når isstrømmer er aktiv, mens i interglasiøler er Norskerenna hoveddeponenter til sedimenter fra sydlige deler av Skandinavia. De glasiøene debrisstrøm- pakkene er bevis på når isstrømmen i Norskerenna har vært aktiv, og det har skjedd under MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Figur 2-2) (King et al., 1996; Sejrup et al., 2003; Nygård et al., 2005). Geomorfologiske og stratigrafiske observasjoner fra Jæren området, indikerer at området har lagt under en aktiv isstrøm flere ganger de siste 400 000 årene (Sejrup et al., 2000). Isen har sannsynlig hatt utbredelse helt ut til Eggakanten i disse periodene.



Figur 2-2: Illustrasjon av glasiasjonshistorien til sørvest Norge. MIS- marine isotoptrinn, NR- Norskerenna og NSV- Nordsjøviften. Figur modifisert fra Sejrup et al. (1995).

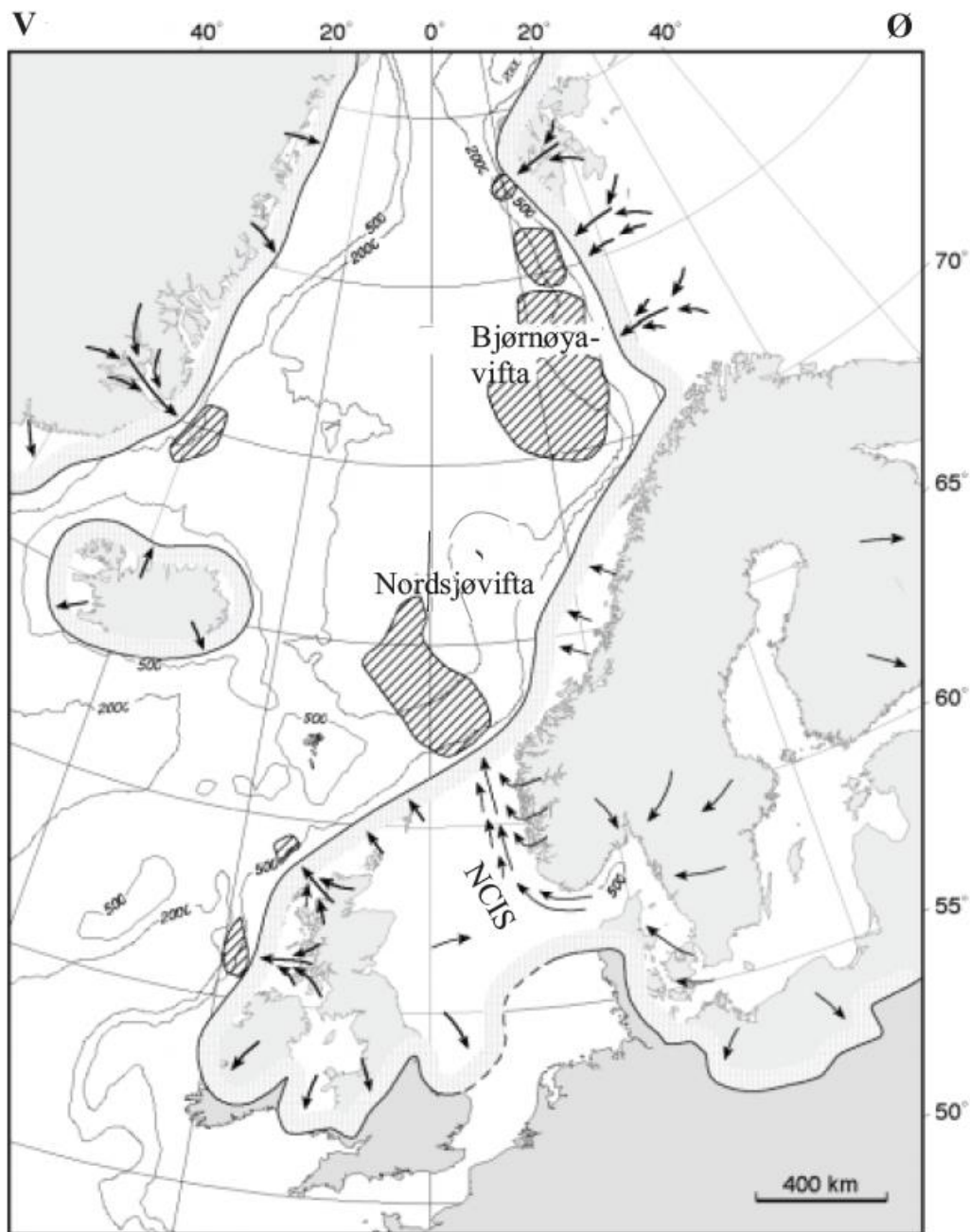
2.2.1 Sen weichsel

MIS 2 dekker perioden sen weichsel og den maksimale isutbredelsen (LGM), som fant sted etter Ålesund interstadial (40 000- 30 000 år siden) (Mangerud et al., 2011). I Danmark er den maksimale isutbredelsen datert til 29- 26 000 år (Houmark-Nielsen & Kjær, 2003) og 29.4- 22 000 år i nordlige Nordsjøen (Sejrup et al., 1994). Rise et al. (2008) hevder at oppbyggingen av det Skandinaviske isdekket i nord Europa, nådde sin maksimale utbredelse mellom 25 000-

16 000 år BP. Data fra Nordsjøen, Andøya og Nord Norge, antyder at maksimalt isdekke langs den nordvestlige europeiske kysten var før 22 000 år BP (Vorren et al., 1989).

Det Fennoskandiske isdekket konvergente under LGM trolig med det Britiske isdekket i sentrale Nordsjøen (Sejrup et al., 2005; Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009). Isdekket strakk seg fra England og Danmark i sør til Svalbard i nord (Figur 2-3).

Haflidason et al. (1998) observerte regionale topper i de subpolare planktoniske foraminiferer som korreleres mot marin data i området, og tolkes som reorganisering av overflatevannet i Nord Atlanteren og i Nordsjøen ved slutten av sist istids maksimum. Hastigheten på endringene mellom kalde og varme forhold i havet, kunne skje så raskt som i løpet av ti år (Haflidason et al., 1995).

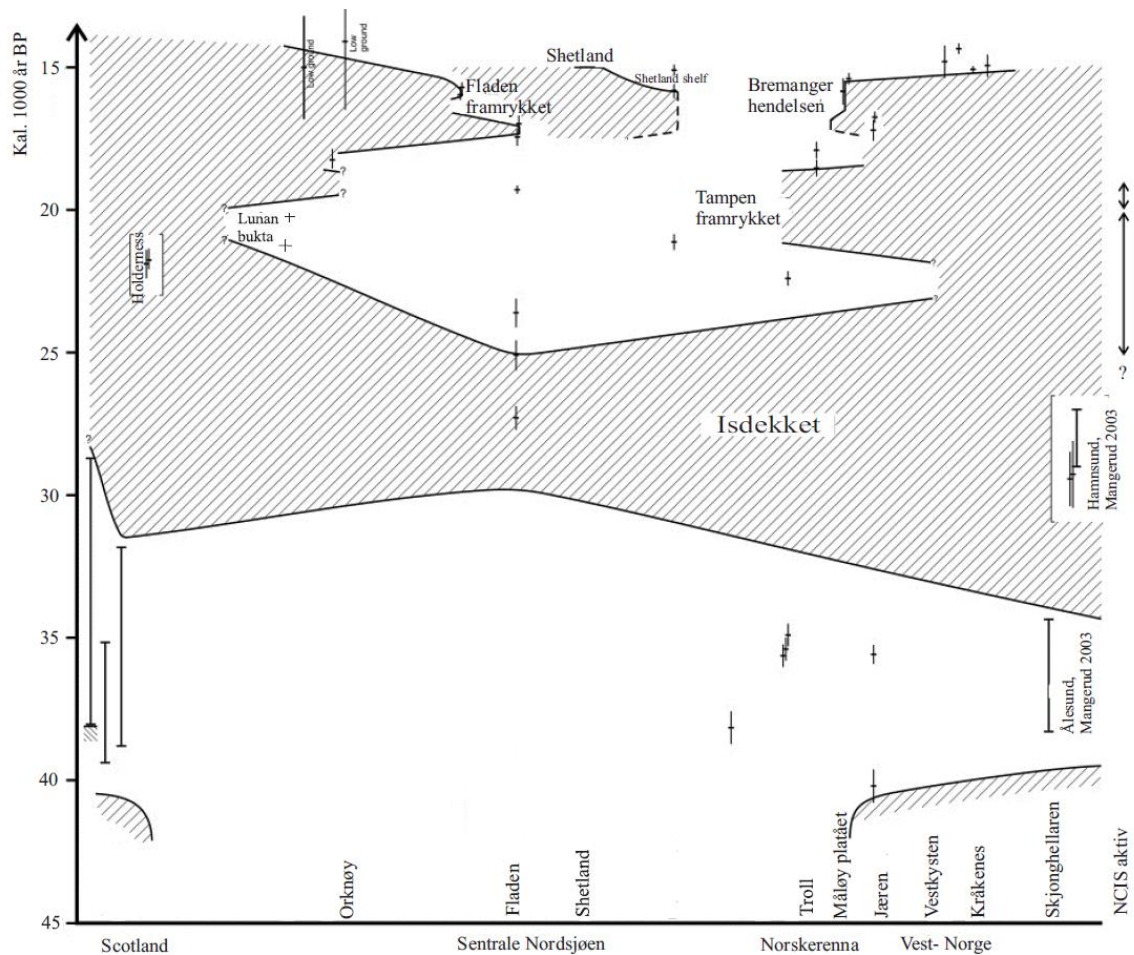


Figur 2-3: Maksimal isutbredelse i Nord- Europa. Isstrømmen i Norskerenna (NCIS) er indikert sammen med piler som viser isens bevegelsesretning. Figur modifisert fra Sejrup et al. (2003).

2.2.2 Deglasiasjon

Konvergenen mellom det Britiske og det Fennoskandiske isdekket som var lokalisert i sentrale deler av Nordsjøen, brøt opp for ca. 25 000 år siden. Desintegreringen var trolig grunnet stigende havnivå. Da isen trakk seg tilbake, ble nordlige Nordsjøen trolig oversvømt og omdannet til en marin bukt (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009). Tampen framrykket fant sted mellom 22- 19 000 år siden, og Tampen morenen viser utbredelsen til isdekket i området

(Sejrup et al., 2009). Dimlington stadial skjedde parallelt i Nordsjøen nær Skottland (Figur 2-4) (Rose, 1985). Deglasiasjonen av Nordsjøvifta og munningen av Norskerenna skjedde for 19 000 år siden (King et al., 1998; Nygård et al., 2007). I Trollområdet (kjerne 89-03) er deglasiasjonen datert til 18 400 år (Figur 2-9) (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994). Høyt utslipp av IRD, tyder på en rask tilbakesmelting med en kalvende ismargin. For 17 500- 15 500 har et framrykk blitt datert på Måløyplatået ved Bremanger- morenen, og har fått navnet Bremanger hendelsen (Holtedahl & Bjerkli, 1982; Nygård et al., 2004). Klimaforholdene gjennom Henrich- hendelse 1 er den antatte grunnen til framrykket, parallelt fant Fladen framrykket sted i sentrale Nordsjøen (Sejrup et al., 2009). Etter disse framrykkene trakk isen seg tilbake mot kysten.



Figur 2-4: Den glisiale utviklingen i nordlige Nordsjøen, figur fra Sejrup et al. (2009) der alderne er i 1000 ^{14}C år BP.

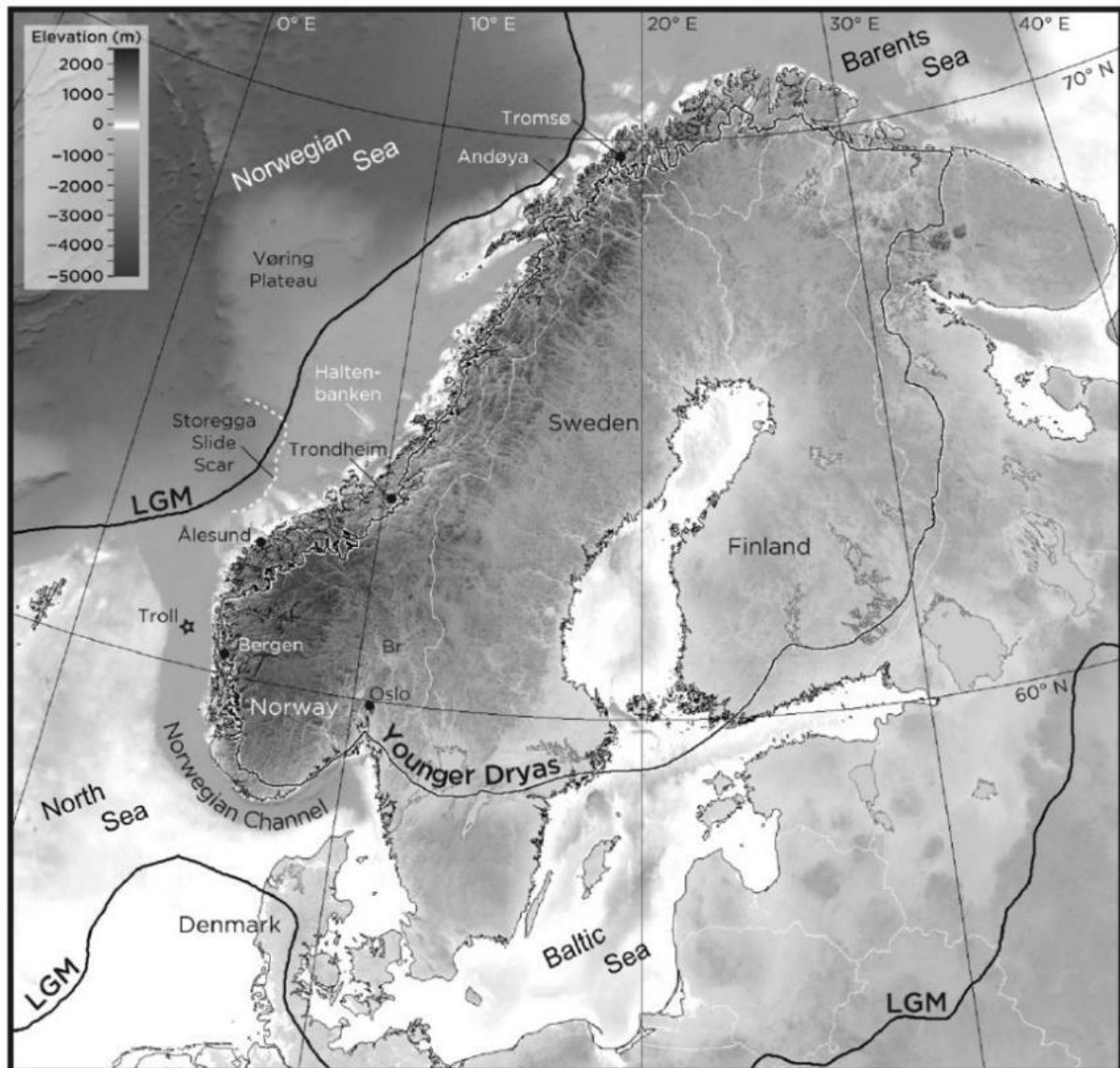
2.2.3 Klimavariasjoner etter deglasiasjonen av Norskerenna

For 15- 13 000 ^{14}C år BP ble klimaet kaldere med funn av isdroppet material i dyphavskjerner (Haflidason et al., 1998). Denne klimastratigrafiske perioden er navngitt eldre dryas. Rundt 15 000 år BP startet innstrømmingen av Atlantisk vann til Nordsjøen gjennom den Engelske kanal, dette førte med seg en mer subpolar foraminiferer fauna (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Haflidason et al. (1998) registrerte en topp i den subpolare planktoniske faunaen som markerer starten på smeltingen av isdekket for 13 000 ^{14}C år BP. Deglasiasjonen av Vest-Norge startet for 14 000 år siden (Paus, 1990), med en forsinkelse til Rogaland der deglasiasjonen startet for 13 000 år siden (Birks et al., 1994).

Bølling- allerød er interstadialen mellom eldre dryas og yngre dryas (Lehman et al., 1991; Karpuz & Jansen, 1992), som er dominert av innstrømmende vann fra Atlanterhavet. Dette førte til oppløsning av brearmene lokalisert i fjordene. Temperaturen i første del av perioden er nær normale temperaturer på 9 °C. Denne oppvarmingen er ikke funnet i bunnvannet der temperaturer rundt nullpunktet dominerte (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Den varme perioden blir avbrutt to ganger, for 13 900- 13 600 år BP og 13 000- 12 800 år BP med arktiske forhold. Overgangen til mer arktiske forhold stemmer trolig overens med redusert innstrømning av Atlantisk vann (Lehman & Keigwin, 1992). I andre del av perioden steg bunntemperaturen med over 3.5 °C, fra funn av den bentiske foraminiferen *Cassidulina laevigata* (Sejrup et al., 2004). Sedimentene avsatt er mer finkornet enn i eldre dryas og inneholder sjeldne IRD klaster. Kornfordelingen er nærmest uniform, noe som kan tyde på at overflatestrømmene styrer sedimentasjonen (Haflidason et al., 1998).

Under den kalde perioden yngre dryas for om lag 12 800- 11 700 år siden lå ismarginen innenfor kystområdene (Andersen et al., 1995). Mellom 12 000 og 11 000 år BP hadde isen trukket seg minst 50 km innlands i de sørlige delene av Vest- Norge (Nesje & Dahl, 1993). Nedkjølingen førte i Fennoskandia til framrykk eller stillstand i tilbaketrekningen (Mangerud et al., 2011). Yngre dryas er kjent for et godt bevart morenebelte fra Finland, over sørlige Sverige og langs deler av kystområdene i Norge (Figur 2-5) (Mangerud et al., 1979; Gyllencreutz, 2005; Mangerud et al., 2011). Overflate- og bunnvannet er kaldt, med en arktisk foraminifera fauna (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Sedimentasjonen i havområdene er mer grovkornet som et resultat av mer IRD enn i bølling-allerød (Haflidason et al., 1998). Avsetningene blir påvirket av overflatestrømmer og varierende mengder isberg i Nordsjøen (Haflidason et al., 1998). For

11 500 år siden startet deglasiasjonen for fullt og ismarginen trakk seg hurtig tilbake i de Vest-Norske fjordene og fra Raet i Oslofjordområdet (Nesje & Dahl, 1993).



Figur 2-5: Oversiktskart over isutbredelsen under siste istidmaksimum (LGM) og under yngre dryas (Mangerud et al., 2011). Trollområdet er markert med en stjerne.

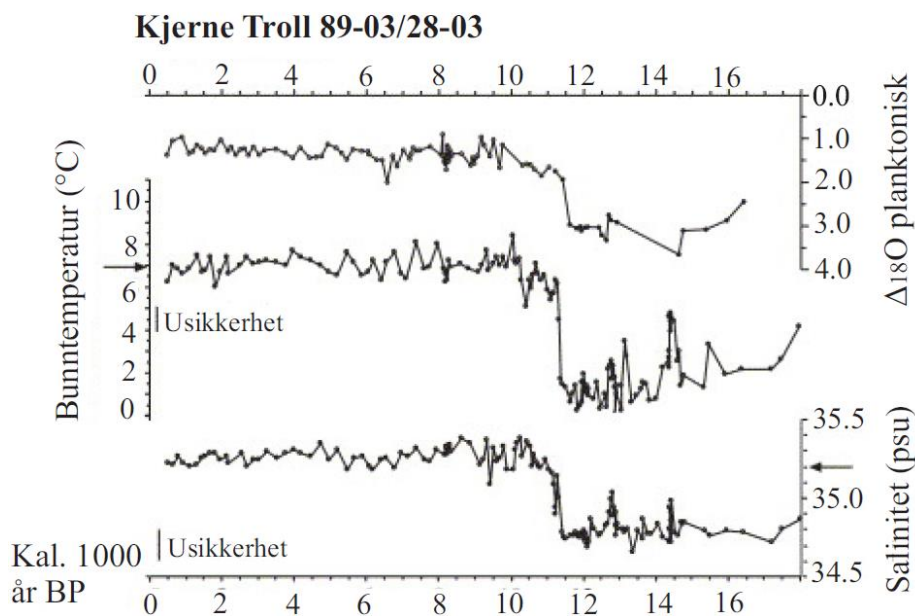
2.2.4 Holosen

Slutten på deglasiasjonen og overgangen til et varmere klima, skjer i holosen. Starten på den nordlige strømmingen av Atlantisk vann skjer ved starten av perioden (Karpuz & Jansen, 1992; Hafliðason et al., 1995). Perioden har store oscillasjoner i preboreal, men miljøet ble mer stabilt når interglasiale forhold ble nådd (Karpuz & Jansen, 1992; Nesje & Dahl, 1993). Tilbaketrekningen ved starten på holosen var rask, grunnet kalving langs de norske fjordene.

Radiokarbondateringer ved endene på fjordene har gitt en alder på 9 800- 9 500 år BP. Rundt 9 000 år BP hadde isen trukket seg tilbake til de store fjellområdene langs Vest- Norge (Birks et al., 1994).

Sedimentasjonshastigheten langs den norske kontinental marginen varierer mellom 10- 100 cm/ 1000 år (Sejrup et al., 2004), med lavere sedimentasjon i preboreal og høyest rate de siste 3000 årene (Knudsen, 1998). Sedimentasjonen går over til å være dominert av pelagisk produktivitet, og hemipelagiske sedimenter blir avsatt på Nordsjømarginen og i Norskerenna. Rask havnivå stigning etter deglasiasjonen, kombinert med sterke overflatestrømmer som eroderer nylig blottede områder er delvis grunnen til den høye sedimentasjonshastigheten (Haflidason et al., 1998).

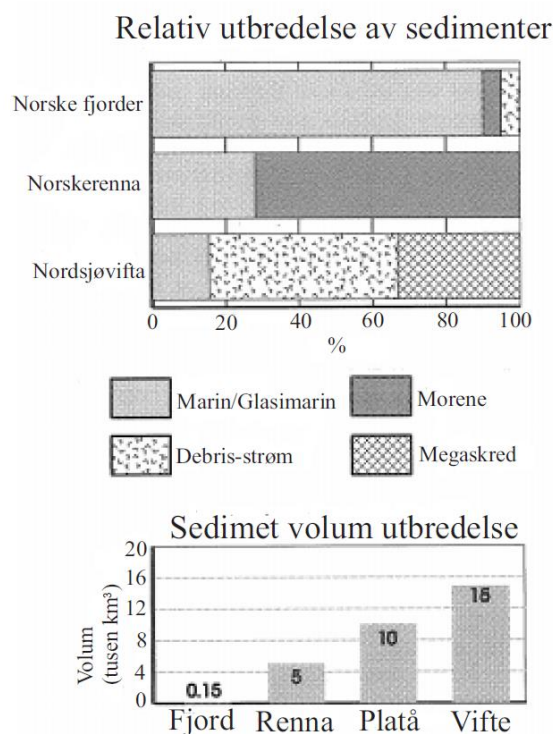
Den holosene bunntemperaturen i Norskerenna har vært beregnet ut fra TF (transfer functions) beregninger basert på bentiske foraminiferer (Sejrup et al., 2004) til å ligge mellom 6 og 8 °C (Figur 2-6) med en salinitet på 35.2 ± 0.2 ‰ (Force, 1993). De største amplitudene finnes i den tidligste delen av holosen, med et mer stabilt signal etter 11 000 år BP (Figur 2-6).



Figur 2-6: Isotopkurve for holosen fra Troll 89-03/ 28-03 som viser kalibrert alder BP, salinitet (psu), havbunntemperatur (°C) og $\delta^{18}\text{O}$ fra planktoniske foraminiferer. Figur modifisert fra Sejrup et al. (2004).

2.3 Postglasiale- og dagens sedimentasjonsforhold i Norskerenna

I Skagerrak finnes få kvartære sedimentære avsetninger eldre enn sen Weichsel, grunnet isstrøm aktiviteten i Norskerenna, men noen sedimenter er bevart sørvest for Egersund og på Arendal terrassen (Longva & Thorsnes, 1997; Longva et al., 2008). Utenfor Vest-Norge består de kvartære sedimentene i Norskerenna av morene, glasimarine og marine sedimenter, med et volum estimert til 5000 km². Figur 2-7 viser at morene utgjør ca. 75 % av avsetningene, og de resterende 25 % i Norskerenna består av glasimarine/ marine sedimenter (Sejrup et al., 1996).



Figur 2-7: Totale volum og den relative utbredelsen av sedimenter i de norske fjordene, Norskerenna, Nordsjøplatået og Nordsjøvifta (Sejrup et al., 1996).

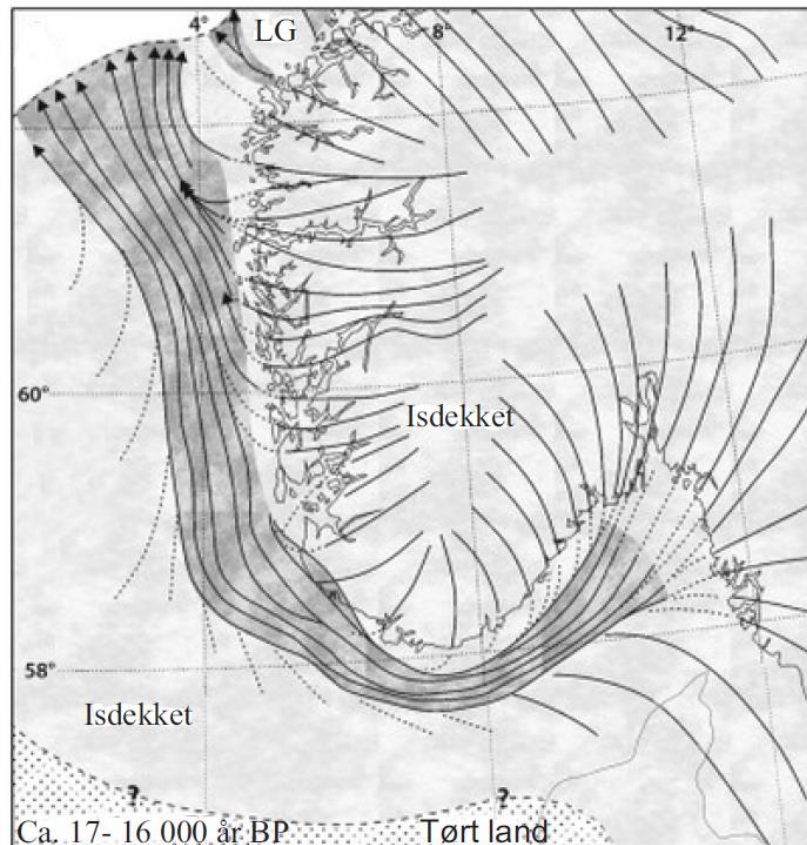
Avsetningene avsatt under og etter deglasiasjonen består hovedsakelig av finkornede sedimenter, med et silt-leire innhold på 85- 99 %, med varierende innhold av IRD (Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Borge, 2014). De tykkeste postglasiale avsetningene finnes i de sørlige delene av Norskerenna og minker mot Eggakanten (Schäuble, 2012). Norskerenna har gjennom

de siste 500 000 årene fraktet mer enn $3.2 \cdot 10^4 \text{ km}^3$ som har blitt avsatt som debris- strømmer i Nordsjøvifta (King et al., 1996; Nygård et al., 2007). Nygård et al. (2007) demonstrerer hvor kraftig sediment transporten til isstrømmen var med en flux på $8 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ år}^{-1}$ med et totalt årlig produkt på 1.1 Gigatonn sedimenter.

Terrigene sedimenter ble avsatt hurtig når områder ble isfrie i første del av deglasiasjonen (15 000- 13 000 år BP), og sedimentasjonshastigheten var svært høy. I bølling- allerød, yngre dryas og preboreal er sedimentasjonsraten lavere, men den øker gjennom holosen (Knudsen, 1998). Sedimentære prosesser fra smeltende isberg dominerer sedimentasjonen i yngre dryas i nærheten av ismarginen (Haflidason et al., 1998). Sedimentasjonen i de grunnere delene av nordlige Nordsjøen gjennom holosen er dominert av forflytting og omfordeling av glasiale sedimenter, ved bølge- og strømaktivitet. Forflytningen fra grunne områder til dypere og mer isolerte basseng, dominerer ved lavt havnivå (Sejrup et al., 1996). Dagens sedimentasjon i nordlige Nordsjøen er sterkt påvirket av den Nordatlantiske havstrømmen (Figur 2-1).

2.4 Isstrømaktivitet i Norskerenna

Deler av en innlandsis som har betydelig høyere hastighet enn isen rundt, kalles en isstrøm (Bentley, 1984; Bentley, 1987). Isstrømmer dekker ofte store områder, de kan bli flere titalls kilometer brede og flere hundre kilometer lange (Bennett, 2003). Isstrømmer kan være begrenset av topografi eller av områder med sakte strømmende is, og har en gjennomsnittlig hastighet på rundt 0.8 km/ år (Bennett, 2003). Spor etter paleo- isstrømmer finnes ved utallige lokaliteter, der Norskerenna er et eksempel (Figur 2-8) (Sejrup et al., 2003). Under glasiale perioder fungerer Norskerenna som en transportkanal for raskt flytende is fra det Fennoskandiske kontinentet og ut mot Eggakanten (Sejrup et al., 1996).



Figur 2-8: Strømningsmønsteret når Norskerenna var aktiv for ca. 17 000- 16 000 år BP (Rise et al., 2008).

2.5 Stratigrafi og kronologi

2.5.1 Tidligere arbeid

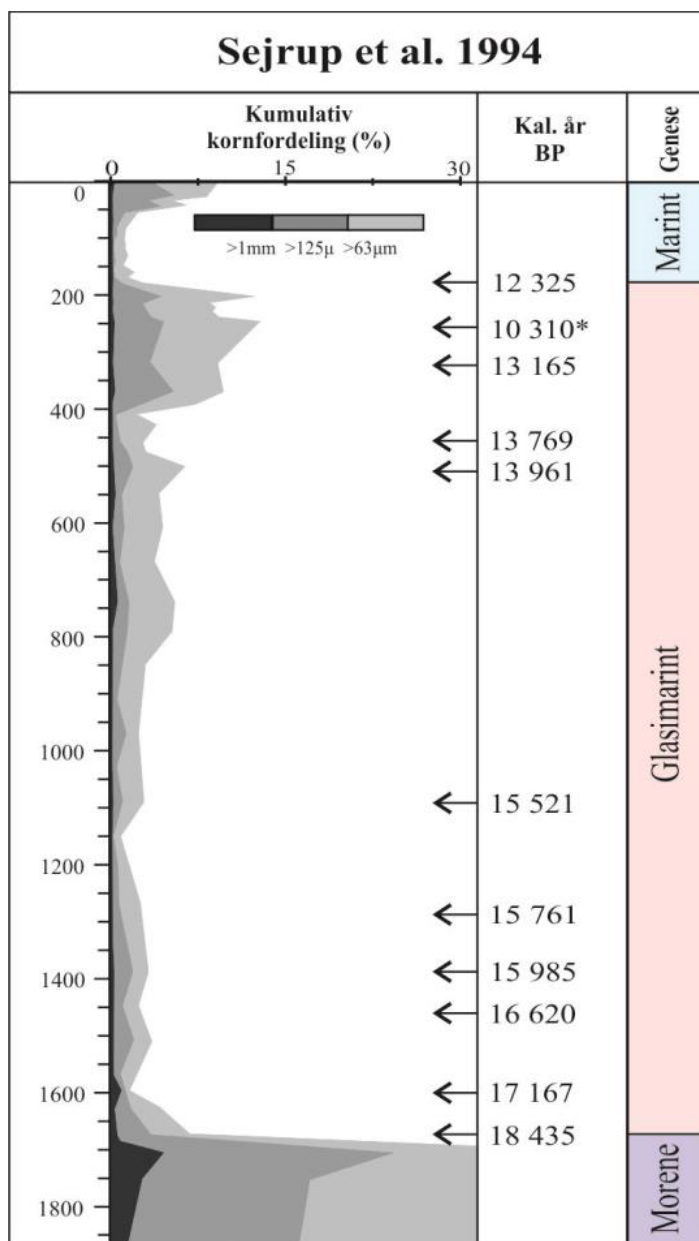
Mange studier av de kvartære avsetningene langs kontinental marginen i nordvestlige Europa har blitt publisert de siste 50 årene. Disse studiene har hatt hovedfokus på klimaendringer og variasjon. Kjernene 89-03/28-03 fra Trollområdet tatt fra 400 m vanddyb i Norskerenna inneholder en sedimentær sekvens avsatt etter siste deglasiasjon som dekker de siste 18 400 årene (Sejrup et al., 1995). På kjerner fra Troll er det gjort detaljerte undersøkelser av sedimentologi, biostratigrafi, stabile isotoper og geokronologi (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Rochon et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Sejrup et al., 2004).

Borehull 89-03, kerne 91-1 og 28-03 er lokalisert i nordlige Nordsjøen, og er henholdsvis 219, 3 og 4.5 meter (Sejrup et al., 1994). Troll 89-03 er bortimot 100 % uforstyrret, der de øverste

17 meterne består av kontinuerlige marine avsetninger avsatt etter sist deglasiasjon (Haflidason et al., 1995). Kjerne 28-03 er lokalisert ca. 25 km nord for borehull 89-03 og er 4.5 m lang (Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

De kvartære sedimentene i borehull 89-03 har blitt delt opp i 6 litologiske enheter, etter biostratigrafiske og sedimentologiske data. Enhetene er navngitt L1 til L6, der L2, L4 og L6 er diamikton tolket som morene og de resterende enhetene er glasimarine og marine sedimenter (Sejrup et al., 1994). Den eldste morene er Fedje morene, den midterste er av midt pleistocene alder og den yngste er avsatt etter siste istidsmaksimum (Sejrup et al., 2003). Den siste morenen er den mest komplekse, er datert til 18 435 år BP og kan følges over store områder ved hjelp av akustisk data (Sellevoll & Sundvor, 1974; Rise & Rokoengen, 1984; Sejrup et al., 1996). Diamiktonet har deformasjon på mikroskala som tyder på glasial opprinnelse (Carr et al., 2000).

Kronologien til kjernen er basert på biostratigrafi, strontium isotoper, AMS dateringer, aminosyre diagnose og paleomagnetisme (Sejrup et al., 1995). De kvartær sedimentene er avsatt over en basal inkonformitet dannet ved glasial erosjon av et isdekke, med en eller flere morene enheter som er adskilt av glasiale erosjonsflater. Morene enhetene varierer i tykkelse fra noen meter opptil 30- 40 meter (Sejrup et al., 1996). Det massive diamiktonet har lavere vanninnhold og høyere skjærstyrke verdier enn sedimentene over, som viser en tydelig overgang til de post-glasiale og holosene avsetningene (Sejrup et al., 1994). Sedimentene som ligger over morene blir tolket til å være en komplett glasimarin- marin sekvens (Figur 2-9). De post- glasiale sedimentene er svært finkornede, utenom mellom 7.5- 1.8 meter dybde i kjernen (Sejrup et al., 1989; Sejrup et al., 1994). Tykkelsene på denne sekvensen varierer i Norskerenna, til og med på korte avstander (Haflidason et al., 1998).



Figur 2-9: Overgangen fra morenen av sen weichsel alder til glasimarine og marine sedimenter av post-glasial og holosen alder. Figuren inneholder den kumulative kornfordelingen og dateringer av de øverste 20 meterne i Troll 89-03 (Sejrup et al., 1994).

2.6 Benthiske foraminiferer

2.6.1 Generelt om benthiske foraminiferer og deres bruksområder

Foraminiferer er viktige biostratigrafiske indikatorer, grunnet deres store utbredelse, mangfold, komplekse morfologi og at de er enkle å studere (Braisler, 1980; Boardman et al., 1987). Foraminifer finnes i mange marine miljøer (Sejrup et al., 2004). Ved å studere fossile foraminifera kan en få informasjon om paleomiljø som igjen kan brukes til å tolke paleoklima

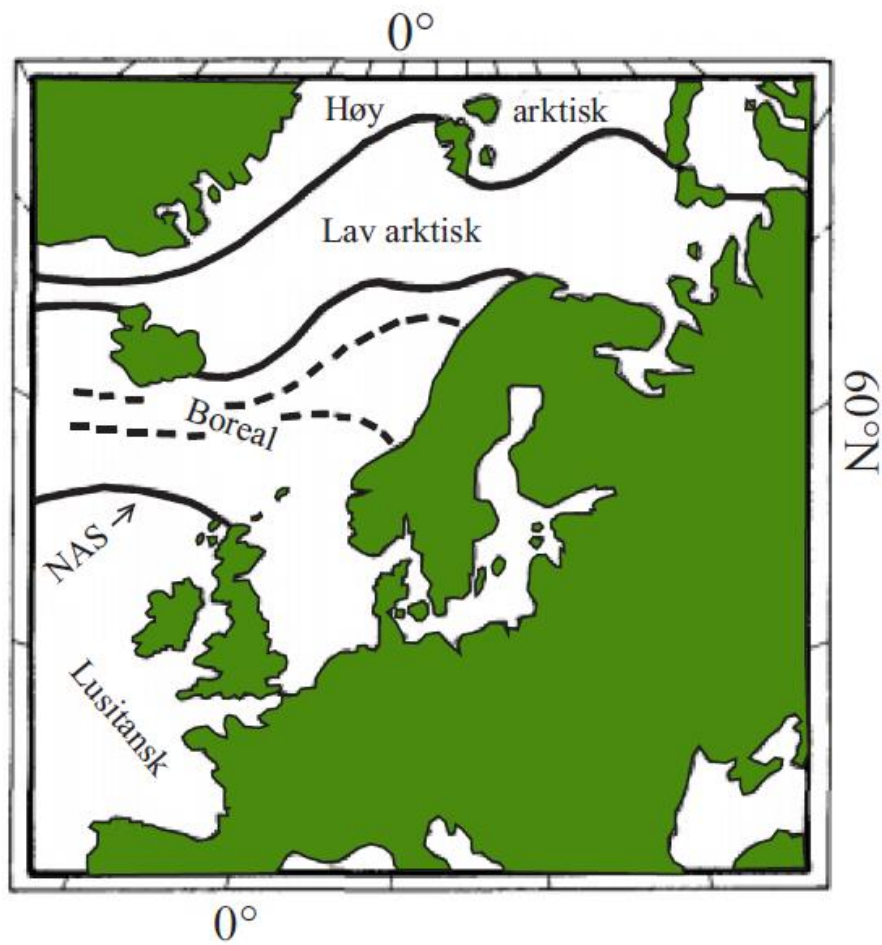
og paleoceanografi. Påvirkning av havstrømmer, nærhet til isbreer og temperatur forhold kan virke inn på sammensetningen av foraminiferer faunaen. Undersøkelser av stabile isotoper i fossile foraminiferer kan gi informasjon om salinitet, temperatur og hvor mye vann som er bundet opp i isdekker på kontinentene.

Bentiske foraminiferer er encellede dyr som lever på havbunnen. Foraminiferer bygger ofte opp skjell av sandkorn eller CaCO_3 (Kennett & Srinivasan, 1983) og finnes vanligvis i størrelsen 0.05 mm to 0.5 mm, men kan bli opptil 20 cm lange (Braisner, 1980). Flere enn 270 000 levende og fossile arter har blitt beskrevet (Murray, 1991a).

Forekomsten av foraminiferer blir påvirket av fysiske, kjemiske og biologiske parameter. Vanddybden, temperatur, hydrostatisk trykk, lys, strømkraft, underlag, næring, oksygen, salinitet, pH og konkurranse vil påvirke utbredelsen og antall av arter i et område (Murray, 1991a).

2.6.2 Faunaprovinser

Faunaprovinser til de bentiske foraminiferer i Nordatlanten er illustrert i Figur 2-10 (Feyling-Hanssen, 1955). Den høy- arktiske provinsen består av øst Grønland, nordøstlige Svalbard og Novaja Semlja og Frank Josef havet. I den lav- arktiske sonen inngår deler av Barentshavet, sørvestlige Svalbard, nordlige Island, Finnmark og Murmansk området. Den boreale provinsen er delt inn i høy-, midt- og lav boreale regioner, provinsene dekker sørvestlige Island og området fra Nordkapp i nord til deler av den Engelske kanal i sør. Områdene fra Storbritannia og sørover er den lusitanske provinsen. Den Nordatlantiske strøm påvirket de lusitanske, boreale og lav arktiske provinsene (Feyling-Hanssen, 1955).



Figur 2-10: Faunaprovinser i Nord-atlanteren modifisert figur fra Feyling-Hanssen (1955) . NAS= den Nordatlantiske strøm.

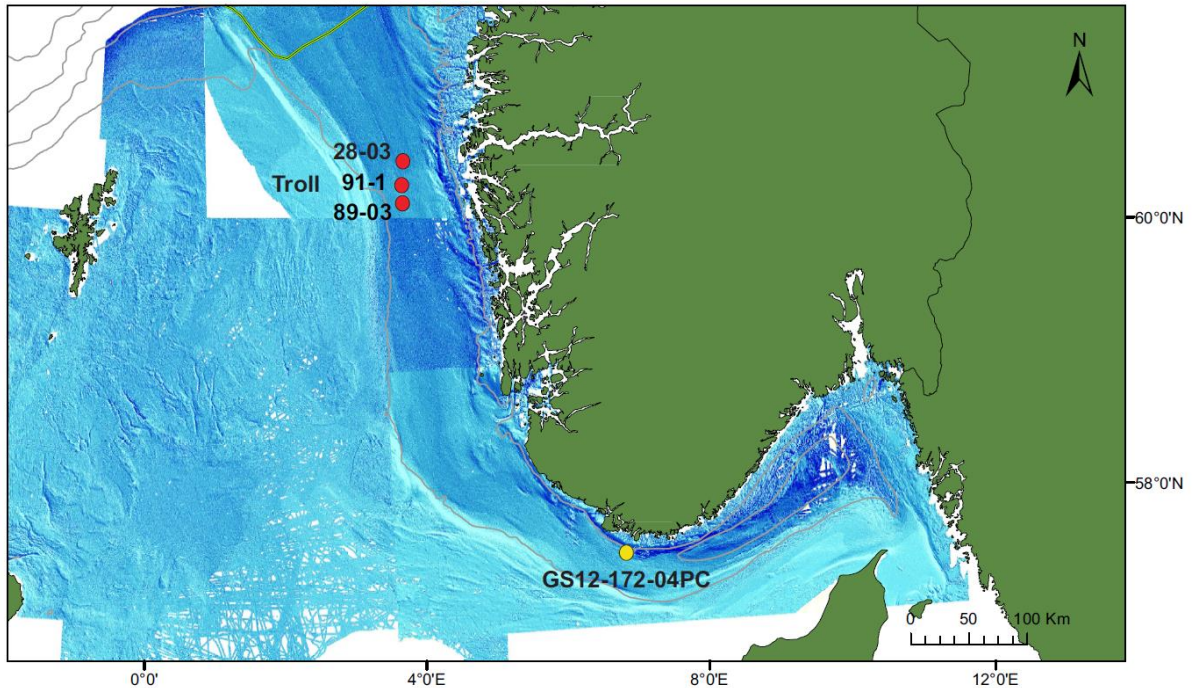
3 Data og metoder

I dette kapitlet blir utstyr og metoder brukt i forbindelse med innsamling, beskrivelse og undersøkelse av sedimentkjernedata beskrevet. Sedimentprøvene blir tyngdeseparert, foraminiferer blir talt og identifisert, og de dominerende artene har blitt fotografert i SEM mikroskop. Dateringer fra Troll 89-03 (91-1) og GS12-172-04PC (Borge, 2014) brukes til å lage to aldersmodeller. Til slutt vil det bli gitt en kort gjennomgang av programvarene anvendt i denne oppgaven.

3.1 Datagrunnlag

Oppgaven baserer seg på en vesentlig del av kjerne GS12- 172- 04PC (57°53.7' N 6°54.3' E) som ble tatt i Norskerenna utenfor Lista i 2012. I oppgaven bruker jeg også data fra kjernene 89-03, 28-03 og HM91-01 fra Trollområdet (Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1995; Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Sejrup et al., 2003) (Figur 3-1).

Kjernen GS12-172-04PC ble tatt med en Calypso kjernetaker under et forskningstokt med R/V G.O Sars. Kjernen er 18.6 meter lang og ble delt inn i seksjoner nummerert med a-h, der delene er 1.5 meter lange.

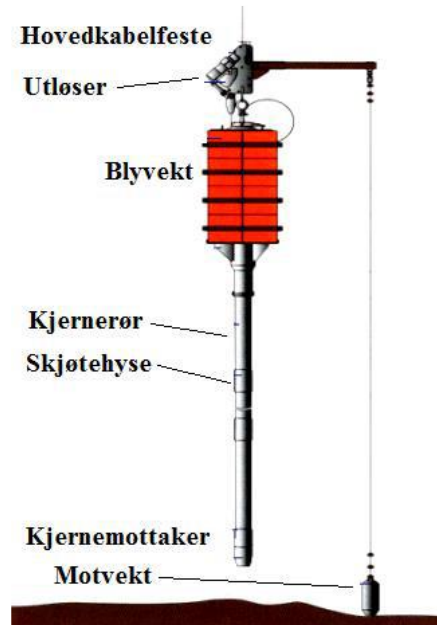


Figur 3-1: Oversiktskart med lokalisering av kjernene fra Troll (91-1, 89-03 og 28-03) og GS12-172-04PC. Dybdekvotene er 200 m.

3.1.1 Kjernematerialet

Laboratoriums arbeid på kerne GS12-172-04PC er utført på Universitet i Bergen, ved instituttet for Geovitenskap. Her ble kjernen først beskrevet visuelt, det ble så gjort skjærfasthetsmålinger deretter ble det tatt ut prøver for en grov kornfordeling (fraksjonene $> 1 \text{ mm}$, $>125 \mu\text{m}$ og $> 63 \mu\text{m}$). Foraminiferer ble preparert ut fra fraksjonen $>125 \mu\text{m}$ ved hjelp av ved tyngdeseparering. Prøvene ble så talt og artsbestemt ved mikroskopieringslaboratoriet.

På R/V G.O Sars har Kley France utviklet Calypsokjernetaker- systemet, som kan ta kjerner på 22 meter av myke sedimenter med en diameter på 10 cm. Kjernen GS12-172-04PC ble tatt på 406 meter vanddyb (Figur 3-2), der maksimalt dybde for utstyret er 6000 meter. Systemet for å få en vellykket kerne er kompleks, og fine værforhold er nødvendig (Kley France Calypso Corer System, Url 1).



Figur 3-2: Oversiktsbilde av Calypso- kjernetaker brukt på R/V G.O. Sars. Modifisert bilde fra Kley France Corer System, Url 1.

3.2 Laboratoriemetoder

På sedimentlaboratoriet ble kjernen splittet horisontalt og delt inn i en arbeidsdel og en arkivdel. Kjernen har videre gjennomgått XRF analyse, MSCL analyse, skjærstyrkemålinger, prøveuttak og visuell beskrivelse.

Litologi, strukturer, farge, tekstur og innholdet av skjell er tidligere beskrevet av Borge (2014). For å finne informasjon om de fysiske egenskapene til sedimentene ble kjerne GS12-172-04PC logget av MCSL (GEOTEK Ltd. MultiSensor kjerneloggersystem). ITRAX- XRF- kjerneskaner benyttes for å få informasjon om strukturer og kjernens kjemiske sammensetning ved røntgenavbildning. Skjærstyrken forteller om vanninnhold og hvor mye sedimentene er presset sammen, og blir målt ved et Swedich konusapparat hver 10 cm. Resultatene av disse analysene er diskutert i Borge (2014).

Noen prøver fra kjerne GS12-172-04PC ble hentet fra Borge (2014) men ekstra prøver ble tatt for å få en mer detaljert prøvetaking. I prøver fra hver 10 cm, ble dybden og volumet i sprøyteprøven registrert. Ofte er det nødvendig med tettere prøvetaking f.eks. rundt en sonегrense i faunaen for å få en større grad av forståelse om de klimatiske endringene (Knudsen, 1998). For å få best mulig resultat ble et minimumsvolum på 6 ml satt, på noen dyp

måtte to sprøyteprøver til for å få det ønskede volumet. Våttvekten ble målt før prøvene ble satt inn i tørkeskapet på 50 °C i 2 dager. Tørrvekten ble så målt, før sedimentprøvene ble tilsatt 5 % hydrogenperoksid (H₂O₂) og destillert vann for å bli satt på rullebrett i 2-3 dager. Prøvene ble siktet på fraksjonene > 1 mm, >125 µm og > 63 µm (Tabell 1), og satt til tørking i 1 dag. Prøvene ble veid igjen ved hjelp av en gullskål, merket med dyp og fraksjon og oppbevares i små glass med kork.

Tabell 1: Kornstørrelser fra Folk (1954).

Kornstørrelse	Definisjon
Grus	> 2.0
Veldig grov sand	1.0- 2.0
Grov sand	0.5-1
Medium sand	0.25-0.5
Fin sand	0.125-0.25
Veldig fin sand	0.063-0.125
Silt	0.002-0.063
Leire	< 0.002

En kumulativ kornfordelingskurve ble laget for å gi informasjon om fordelingen av kornstørrelsen til sedimentene (Figur 4-1).

3.2.1 Tyngdeseparering

Ved tyngdeseparering ble tetrakloretylen (C₂Cl₄) med egenvekt 1.62 g/cm³ (Meldgaard & Knudsen, 1979), brukt for å skille foraminiferer fra mineral- og bergartskorn i fraksjonen >125 µm og < 1 mm. Tyngdesepareringen ble gjort under et avtrekk. En skål ble fylt halvfull med tetrakloretylen og sedimentprøven ble drysset oppi. Det flytende materialet ble dekantert over i en trakt med filterpapir på 20 µm. Foraminiferer og annet organisk materialet med liten vekt fanges opp i filteret, mens mineralkornene vil ligge igjen i skålen. Den lette fraksjonen og resten av prøvene ble så tørket, merket og oppbevart i to forskjellige glass.

De tyngdeseparerte prøvene med fraksjonen >125 µm ble studert på mikroskopilaboratoriet. Metoden som ble brukt er beskrevet i Meldgaard & Knudsen (1979). Kornene ble fordelt jevnt utover tellebrettet, og antall ruten prøven dekket ble notert. Hvis prøven var veldig stor, ble den splittet. Der det var mulig ble minst 300 foraminiferer identifisert og talt i hver prøve, der det

var mulig. Noen prøver er inkludert som inneholdt mindre enn 300 individer ble også inkludert. Basert på hvor mange ruter dette utgjorde ble totalinnholdet i prøven estimert ved hjelp av formelen:

$$F = \frac{FC * 50 * 2^{(split)}}{SC * TDW}$$

Der;

FC: Nummer individuelle foraminiferer/ mineraler som har blitt talt

50: Antall ruter på brettet (fullt brett er ca. 50 ruter)

Split: Hvor mange ganger prøven ble delt

SC: Antall ruter som ble talt

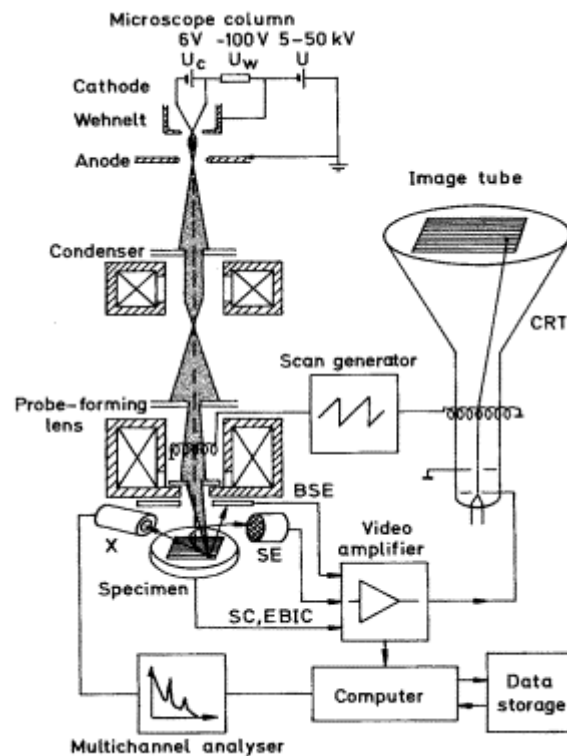
TDW: Total tørrvekt av sedimentprøve (Appendiks D)

For å unngå tap av arter når 300 foraminifere var blitt talt, ble de resterende rutene sjekket for å se om flere arter kunne identifiseres. Det ble regnet ut hvor høy prosentandel hver art hadde i prøvene fra de forskjellige dypene, informasjonen finnes i Appendiks C. Grafer for artsendring, antall foraminiferer/ 100 gram og antall bentiske arter/prøve ble plottet mot dypet i kjernen. Aldersmodellen ble brukt til å lage grafer med foraminiferer satt opp mot alder.

3.2.2 SEM mikroskop

Formålet med SEM mikroskop er å skanne en fokusert stråle av primære elektroner mot en prøve, og for å samle sekundære elektroner avgitt fra prøven for å danne et bilde (Goldstein et al., 1981). SEM mikroskopet ved elektronmikroskopisk felleslaboratorium ved Universitetet i Bergen av typen Zeiss Supra 55vp ble brukt til å ta bilder av utvalgte foraminiferer (Appendiks B) fra kjerne GS12-172-04PC. Foraminiferer ble plukket ut og plassert på aluminiums- stubber med dobbeltsidig tape. Polaron Sputter Coater Sc502 fra Fison med gull/ palladium lager et belegg med et konduktivt materialet, som klargjør prøven for skanning. Prøvene blir håndtert med plasthansker og 9 prøver ble fotografert per runde. Kvaliteten på bildene kan endres ved

bruk av zoom, justering av skarphet og farge. Dårlig kvalitet på bildene kommer av utladninger av elektroner, et problem ved runde objekt.



Figur 3-4: Skjematisk figur av et SEM mikroskop (Url 2).

3.3 Dateringer

Aldrene er kalibrert til tusen år før nåtid, som er satt til 1950 (Stuiver & Reimer, 1998).

Dateringene fra Troll feltet, kjerne 89-03 og 91-1 er tidligere publisert i flere artikler (Sejrup et al., 1994; Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1995; Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996; Klitgaard-Kristensen et al., 2001). I Tabell 2 er disse dateringene kalibrert på samme måte som de nye dateringene fra GS12-172-04PC. Dette er gjort for å få sammenlignbare tidsserier fra de to områdene.

Fra kjerne GS12-172-04PC ble det utført 8 dateringer på mollusker og foraminiferer (Borge, 2014). Dateringene ble utført ved Laboratoriet Beta Analytic Inc i Miami. I Tabell 3 er konvensjonell og kalibrert alder gitt. Prøvene er kalibrert med Calib 7.0 hvor korreksjon for $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ og marin reservoar alder, fra Marin13- instillingen (Reimer et al., 2013), er inkludert.

Tabell 2: Dateringer fra Trollområdet hentet i (Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

Kjerne	Dyp (m)	Lab. Nr.	Konvensjonell 14C alder BP	Kalibrert alder BP	1σ
Troll 91-1	0.58		9 000 \pm 60 b		
Troll 91-2	0.7	Tua- 387	9 905 \pm 115	10 865	155
Troll 91-3	1.77	Tua- 349	10 835 \pm 115	12 325	187
Troll 91-4	2.66	Tua- 771	11 100 \pm 110	12 625	91
Troll 91-5	2.66		10 310 \pm 50 b		
Troll 89-03	3.2	Tua- 753	10 665 \pm 75	13 165	87
Troll 89-03	3.9	Tua- 385	11 785 \pm 130	13 257	124
Troll 89-03	4.6	Tua- 754	12 305 \pm 145	13 769	153
Troll 89-03	5.1	Tua- 148	12 480 \pm 145	13 961	177
Troll 89-03	10.9	Tua- 283	13 390 \pm 85	15 521	157
Troll 89-03	12.9	Tua- 755	13 530 \pm 75	15 761	138
Troll 89-03	13.9	Tua- 460	13 700 \pm 140	15 982	198
Troll 89-03	14.6	Tua- 756	14 160 \pm 95	16 620	182
Troll 89-03	15.98	Tua- 147	14 505 \pm 170	17 167	258
Troll 89-03	16.8	Tua- 146	15 585 \pm 205	18 435	231

Fra kjernen GS12- 172- 04PC er 8 dateringer gjennomført (Tabell 3 og Tabell 4), der 5 av prøvene er av bivalver, 1 av gastropod og de siste 2 av bentiske foraminiferer (Borge, 2014).

Tabell 3: Dateringer fra kjerne GS12-172-04PC hentet fra Borge (2014).

Kjerne	Dyp (cm)	Lab. Ref.	Konvensjonell AMS 14C alder BP	Kalenderår BP	1σ
GS12- 172- 04PC	1012.50	Beta- 359702	10 560 \pm 40	11853	105
GS12- 172- 04PC	1511.00	Beta- 348067	12 070 \pm 50	13505	76
GS12- 172- 04PC	1544.50	Beta- 348064	12 190 \pm 50	13640	85
GS12- 172- 04PC	1550.50	Beta- 348068	12 840 \pm 50	14525	194
GS12- 172- 04PC	1669.50	Beta- 348065	13 460 \pm 50	15657	117
GS12- 172- 04PC	1715.50	Beta- 359703	13 620 \pm 60	15884	107
GS12- 172- 04PC	1770.50	Beta- 359704	13 740 \pm 50	16045	99
GS12- 172- 04PC	1795.50	Beta- 359705	14 140 \pm 60	16580	142

Tabell 4: Oversikt over materialet, vekt og arter fra dateringsprøvene i Tabell 3 (Borge, 2014).

Kjerne	Dybde (cm)	Vekt (mg)	Materialet	Arter
GS12-172-04PC	1012.5	13	Mollusk	<i>Yoldiella lenticula</i>
GS12-172-04PC	1511	26	Mollusk	<i>Portlandia arctica</i>
GS12-172-04PC	1544.5	52	Gastropod	Sipokanal av en gastropod
GS12-172-04PC	1550.5	0.2	Mollusk	<i>Yoldiella lenticula</i> og <i>Nuculana pernula</i>
GS12-172-04PC	1669.5	16	Mollusk	<i>Thyasira</i> spp.
GS12-172-04PC	1715.5	11	Mollusk	2 halvdelar av <i>Yoldiella lenticula</i>
GS12-172-04PC	1770.5	6.5	Foraminiferer	<i>Elphidium excavatum</i> , <i>Islandiella teretis</i> , <i>Nonion labradoricum</i> og <i>Cassidulina crassa</i>
GS12-172-04PC	1795.5	10	Foraminiferer	<i>Elphidium excavatum</i> , <i>Nonion labradoricum</i> og <i>Elphidium asklundi</i>

3.4 Aldersmodell

Basert på radiokarbon dateringene er nye aldersmodeller blitt laget, der dateringene fra Troll kommer fra Klitgaard-Kristensen et al. (2001) og dateringene av kjerne GS12-171-04PC er hentet fra Borge (2014). En aldersmodell for Troll kjernen er basert på askelag og radiokarbondateringer (Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1995).

Aldersmodellen er konstruert ved at de kalibrerte aldrene er plottet mot dyp i kjernen, deretter er en optimal polynomisk graf tilpasset slik at R blir nærmest 1. Hvis R er 1 er grafen perfekt tilpasset alle punktene på grafen. Hvert punkt på grafen har et standardavvik (1σ) som blir lagt til på hver side av punktet (Figur 4-3 og Figur 4-4).

Grafen til Troll kjernen og GS12-172-04PC er laget ved å bruke Kaleidagraph, et grafprogram for mac. Ligningen ble funnet ved å bruke dateringene fra studiene nevnt ovenfor, senere ble

ligningen brukt til å kalkulere alder på egne prøver (Appendiks C). Kjernen fra Troll fikk $R=0.9965$ og GS12-172-04PC ga $R=0.9921$, som betyr at grafen er bortimot perfekt tilpasset verdiene.

Hovedgrunnen til at aldersmodellene ble lagt er for å sammenligne grafene og diskutere dem i resultat- og diskusjonskapittelet. Grafen til kjerne GS12-172-04PC blir brukt for å beregne dyp til de bentiske prøvene som har blitt studert i denne masteroppgaven.

3.5 Foraminiferer

3.5.1 Artsbestemmelse og faunaparameterne

Litteratur som ble brukt for å identifisere artene er Feyling-Hanssen et al. (1971) og katalogen om mikrofossiler fra kvartær og tertiær, skrevet av Sintef Group (1986).

Parameterne som blir brukt for å gruppere foraminifera artene er dominans og diversitet (Walton, 1964), og prosentvis inndeling av Seidenkrantz & Knudsen (1994) sin inndeling av faunaen som arktiske-, grunnvanns-, overgangs- og boreale foraminiferer.

Antall foraminiferer/100 g sediment kan gi informasjon om produktivitet og leveforhold til artene. Lavt antall kan gjenspeile lav produktivitet og dårlige leveforhold, men kan også tyde på rask sedimentasjon eller oppløsning av karbonat. Antall bentiske arter/ prøve forteller også om leveforholdene og om hvor rask migrasjonen av arter er etter klimaforandringer (f.eks. migrasjon av boreale arter ved overgangen til holosene). Totalt antall bentiske foraminifera per prøve, blir også kommentert i resultat kapittelet. Sedimentasjonsraten til kjerne GS12-172-04PC er varierende, og blir forklart i detalj i delkapittel 4.1.2.

Prosentdelen av den dominerende arten i hver prøve, er definert som fauna dominans (Walton, 1964). Høy dominans tyder på ekstreme forhold som f.eks. turbulent vann, skred og stor variasjon i salinitet og temperatur. Fauna diversitet er definert som antallet arter som utgir 95% av det totale antallet arter i en prøve (Walton, 1964). Lav diversitet henger sammen med høy dominans, og reflektere ekstreme forhold, mens høy diversitet avspeiler et stabilt miljø.

3.5.2 Økologi og gruppering av arter

I dette arbeidet er det brukt en inndeling av arktiske-, overgangs- og boreale arter (Tabell 1) er basert på inndelingen til Seidenkrantz & Knudsen (1994) som har brukt tidligere økologiske data fra Conradsen (1993), Feyling-Hanssen et al. (1971), Murray (1991a), Nagy (1965) og Nørvang (1945). Oppdelingen i Tabell 5 er etter Feyling-Hanssen (1955), der overgangsartene er høyboreal eller subarktiske og de boreale artene er lusitanean til lav/midt Boreal (Seidenkrantz & Knudsen, 1994).

Tabell 5: Økologisk gruppering av de viktigste bentiske artene fra kjerne GS12-172-04PC. Referanser i teksten over.

ARKTISKE	OVERGANG	BOREAL	KOSMOPOLLITISK	GRUNNVANN
<i>E. excavatum</i>	<i>N. labradorica</i>	<i>C. laevigata</i>	<i>C. lobatulus</i>	<i>E. excavatum</i>
<i>C. reniforme</i>	<i>A. gallowayi</i>	<i>B. marginata</i>		<i>E. asklundi</i>
<i>I. islandica</i>	<i>Q. seminulum</i>	<i>E. magellanicum</i>		
<i>I. teteris</i>		<i>H. balthica</i>		
<i>E. barletti</i>		<i>U. peregrina</i>		
<i>I. norcrossi</i>		Lagena spp.		
<i>V. loeblichii</i>				
<i>C. crassa</i>				
<i>P. williamsoni</i>				

3.6 Programvare

KaleidaGraph 4.5.2

Kaleidagraph er et program brukt til å lage grafer og analysere data for Mac fra Apple. Programmet ble brukt til å lage graf for kumulativ kornfordeling og foraminiferer mot dybde og alder.

Excel

Excel er en del av Office pakken til Microsoft. Regneprogrammet har blitt brukt til skjematisk framstilling av rådata og data fra foraminiferer telling og utregning av aldersmodell.

EndNote X7

EndNote X7 er referanseprogrammet brukt i denne masteroppgaven.

CorelDraw Graphics Suiter X5

CorelDraw Graphics Suiter X5 har blitt brukt til å modifisere figurer som allerede er publisert, fikse grafer og lage egne figurer.

ArcMAP v.10.1

ArcMAP er et kartprogram utviklet av Esri, der GIS (Geographic Information System) er en del av programvaren. Dette programmet er benyttet til å lage oversiktskart og isutbredelseskart. Kartene inkluderer koordinatsystem, målestokk og nord pil.

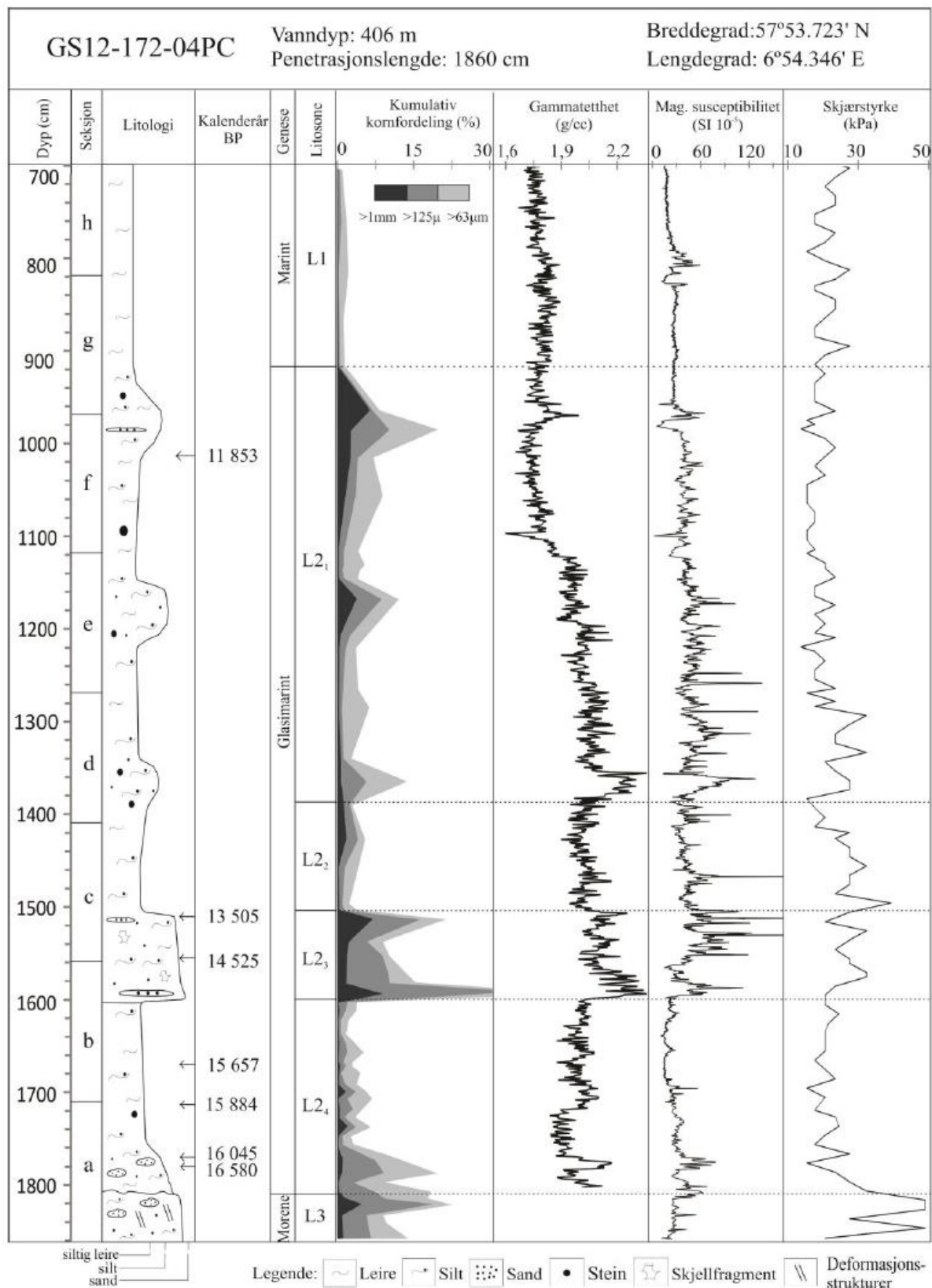
4 Resultat

4.0 Tidligere undersøkelser av kjerne GS12-172-04PC

4.0.1 Litologi

Kjernen er delt opp i 3 litosoner, der litosone 2 har en intern inndeling i underenheter (Figur 4-1). Beskrivelse og analyser har blitt gjort av Borge (2014), der litosonene er definert basert på visuell beskrivelse av strukturer, farge, kornstørrelse og analyse av MCSL og XRF. Kjernen har en god oppløsning grunnet lengden og plasseringen i den sørlige Norskerenna.

En ny kumulativ kornfordelingskurve ble laget med de ekstra dypene undersøkt i denne oppgaven, men trenden var lik den fra Borge (2014) vist i Figur 4-1 og vil dermed ikke bli diskutert videre.



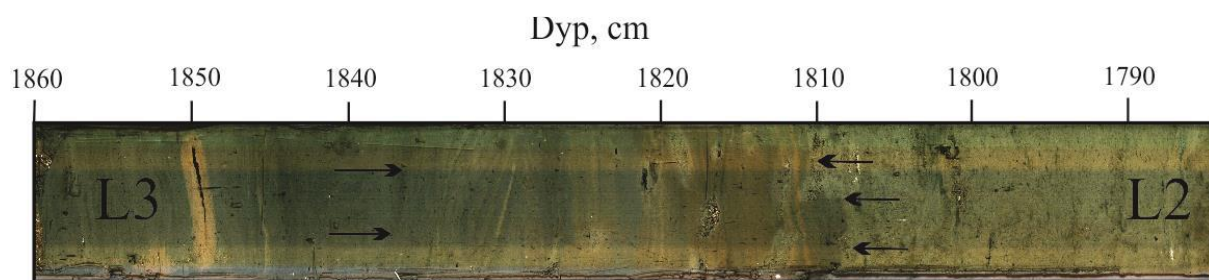
Figur 4-1: Skjematiske fremstilling av kjerne GS12- 172- 04PC med dyp, seksjoner, litologi, dateringer, genese, kumulativ kornfordeling, gammattetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke (Borge, 2014).

Litosone 3

Litosone 3 (L3) er definert fra 1810 cm og ned til 1860 cm, som er bunnen av kjernen. Litosonen ligger stratigrafisk nederst og er dominert av mørk siltig leire. Linser med grovere materialet og deformasjonsstrukturer med ulik vinkling blir observert. Sandinnholdet i fraksjonen $>63 \mu\text{m}$ varierer mellom 8- 22 %, der de høyeste verdiene blir registrert i sandlinsene. Magnetisk susceptibilitet har lave og relativt stabile verdier, med et positivt utslag øverst i enheten. Skjærstyrken har høye verdier (20 og 49 kPa) og Ca/Fe verdiene er lavest i kjernen.

Overgangen til litosone 2 har en ujevn overflate, men er tydelig grunnet endring i tekstur og farge (Figur 4-2). Det er en påfallende endring i skjærstyrken ved grensen til litosone 2.

Sedimentene i litosone 3 er tolket til å være morene materialet på grunnlag av de synlige deformasjonsstrukturene, grove sedimentlinser og den høye skjærstyrken.



Figur 4-2: Bilde av nedre del av kjerne GS12-172-04PC. De to pilene mellom 1840- 1825 cm indikerer deformasjonsstrukturer og de tre pilene ved 1810 cm viser grenseovergangen mellom litosone 2 og 3 (Borge, 2014).

Litosone 2

Litosone 2 er definert fra 1810- 913 cm, og ligger stratigrafiske over litosone 3. Sedimentene består hovedsakelig av siltig leire, med noen områder med grovere partikler. Det ble observert grus og stein partikler i enheten, med dominans i den øverste delen. Litosonen er internt delt inn i underenhetene 2₄- 2₁, grunnet endringer i skjærfasthet, Ca/Fe forholdet, litologi, kornfordeling, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

Den øvre grensen til litosone 1 ved 913 cm er fastsatt der de grove partiklene nesten forsvinner og der det finnes en vesentlig endring i sandinnholdet. Analyse og visuell beskrivelse av

litosonen med tilhørende internheter, er tolket til å være glasimarine sedimenter med varierende innhold av IRD (isfraktet materialet).

Litosone 2₄

Underenheten ligger ned mot litosone 3, mellom 1810- 1600 cm. Sedimentene er dominerende massiv siltig leire, med en grålig farge. De nederste 50 cm inneholder sporadiske sandlinser, og da det høyeste sandinnholdet i underenheten (9-1.5 %). Gammatettheten har et positivt utslag nederst, med gjennomsnittlig verdier på 1.85- 2.10 g/cm³. Magnetisk susceptibilitet følger de samme trendene som gammatettheten, mens skjærstyrken og Ca/Fe forholdet er stabilt.

Ved 1600 cm ligger den øvre grensen som er definert på grunn av overgangen fra lys, massiv, siltig leire til et mørkere, grovere lag i litosone 2₃. Sandinnholdet endrer seg drastisk, fra 3- 44 %, gammatettheten fra 2.0- 2.2 g/cm³ og magnetisk susceptibilitet fra 20 til over 100 *10⁻⁸ m³/kg.

Litosone 2₃

Litosonen ligger stratigrafisk over litosone 2₄, bestående av siltig leire og sandig leire med innslag av linser og tynne lag (< 1 cm) av grov silt og sand. Litosonen er mellom 1600- 1500 cm.

De høyeste verdiene i kjerne med hensyn til magnetisk susceptibilitet, gammatetthet og kornfordeling finnes i denne underenheten. Gammatettheten og sandinnholdet (10- 44 %) har størst utslag i nedre del. Magnetisk susceptibilitet har høye positive utslag med verdier opptil 120*10⁻⁸ m³/kg. Skjærstyrken har verdien mellom 23- 32 kPa og Ca/Fe forholdet er stabilt på rundt 0.12.

Grenseovergangen mot litosone 2₂ har en økning i skjærstyrken, mens verdiene på magnetisk susceptibilitet, sandinnhold og gammatetthet reduseres.

Litosone 2₂

Sonen er karakterisert av massiv siltig leire med en mørkere gråfarge mellom 1500- 1385 cm. Det blir observert sulfidflekker fra 1455 cm, som blir mer konsentrert mot toppen av litosonen. Skjærstyrken minker gradvis oppover i litosonen, fra 39- 15 kPa. Derimot er sandinnholdet, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe forholdet relativt stabile.

Overgangen til litosone 2₁ er tydelig med endring fra mørke sulfidflekker til sedimenter med en grålig farge. Det er en økning i kumulative kornfordelingskurven, skjærstyrke (15- 27 kPa), magnetisk susceptibilitet ($20- 112 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) og gammatetthet ($2.0- 2.2 \text{ g/cm}^3$) som definerer overgangen mellom underenhetene.

Litosone 2₁

Litosonen 2₁ er stratigrafisk øverst i sone 2, mellom 1385- 913 cm. Sedimentene består hovedsakelig av siltig leire, med noen linser og tynne lag bestående av sandig silt. Fra dyp 1345- 1360 cm i kjernen blir det observert svarte sulfidflekker, som i litosone 2₂.

Kornfordeling er generelt veldig lav, utenom 3 topper på 13 %, 11 % og 20 % i bunnen, midten og toppen av litosonen. Gammatettheten har høyest utslag nederst og minker oppover i litosonen, samme trenden gjelder den magnetiske susceptibiliteten ($30- 136 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) og skjærstyrken. Ca/Fe forholdet har verdier nær 0.09, og er relativt stabile.

Det er endringer i den kumulative kornfordelingen mellom 950- 913 cm som definerer den øvre overgangen. Sandinnholdet går fra 8- 1.4 % mellom 950- 913 cm. Det er ikke tatt flere målinger i dette dybdeintervallet, som gjør det vanskelig å definere grensen mellom litosone 2 og 1 nøyaktig, men 913 cm blir brukt her.

Litosone 1

Litosone 1 er den øverste sonen, med en nedre grense på 913 cm men den øvre grensen er litt diffus siden ingen prøver over 695 cm er studert. Det er en fargeendring på sedimentene fra en grålig nederst til en mer brunlig øverst. Stein- eller grus partikler blir ikke observert som i de underliggende enhetene, men sedimentene har en massiv struktur uten endring i litologi.

Tilstedeværelsen av materialet med fraksjon større enn $125 \mu\text{m}$ er tilnærmet null, og sandinnholdet ligger på 1.4 %. Gammatettheten har de laveste verdiene i kjernen, mens

skjærstyrken, Ca/Fe forholdet og magnetisk susceptibiliteten har lave verdier. Grunnet de massive, strukturløse sedimentene uten stein eller gruspartikler, blir sedimentene tolket til å være avsatt i holosen.

4.0.2 Dateringer

Dateringene i kjerne GS12-172-04PC er foretatt av Borge (2014) på bentiske foraminiferer, en knust gastropod og 6 bevarte bivalver (Tabell 6 og Figur 4-1). Metoden benyttet for å kalibrere dateringene er beskrevet i kapittel 3.3, og i oppgaven brukes den kalibrerte alderen BP.

Alle dateringene følger i en kronologisk rekkefølge, der den yngste dateringen er datert til 11 853 og den eldste er 16 580 kalenderår BP. Den kronologiske rekkefølgen kan være en indikasjon på kontinuerlig marin sedimentasjon, se Figur 4-3. Gastropoden som ble datert ved 1544.5 cm dyp var knust, noe som kan tyde på transport eller den kan ha blitt knust etter avsetning. Denne dateringen vil ikke bli brukt videre, grunnet usikkerheten om den er funnet *in situ*.

Tabell 6: Dateringer fra kjerne GS12-172-04PC, usikkerhet (1σ) og materialet (Borge, 2014).

Kjerne	Dyp (cm)	Lab. Ref.	Konvensjonell AMS 14C alder BP	Kalenderår BP	1σ	Materialet
GS12-172-04PC	1012.50	Beta-359702	10 560 \pm 40	11853	105	Mollusk
GS12-172-04PC	1511.00	Beta-348067	12 070 \pm 50	13505	76	Mollusk
GS12-172-04PC	1544.50	Beta-348064	12 190 \pm 50	13640	85	Gastropod
GS12-172-04PC	1550.50	Beta-348068	12 840 \pm 50	14525	194	Mollusk
GS12-172-04PC	1669.50	Beta-348065	13 460 \pm 50	15657	117	Mollusk
GS12-172-04PC	1715.50	Beta-359703	13 620 \pm 60	15884	107	Mollusk
GS12-172-04PC	1770.50	Beta-359704	13 740 \pm 50	16045	99	Foraminiferer
GS12-172-04PC	1795.50	Beta-359705	14 140 \pm 60	16580	142	Foraminiferer

4.1 Nye undersøkelser av kjerne GS12-172-04PC

4.1.1 Aldersmodell

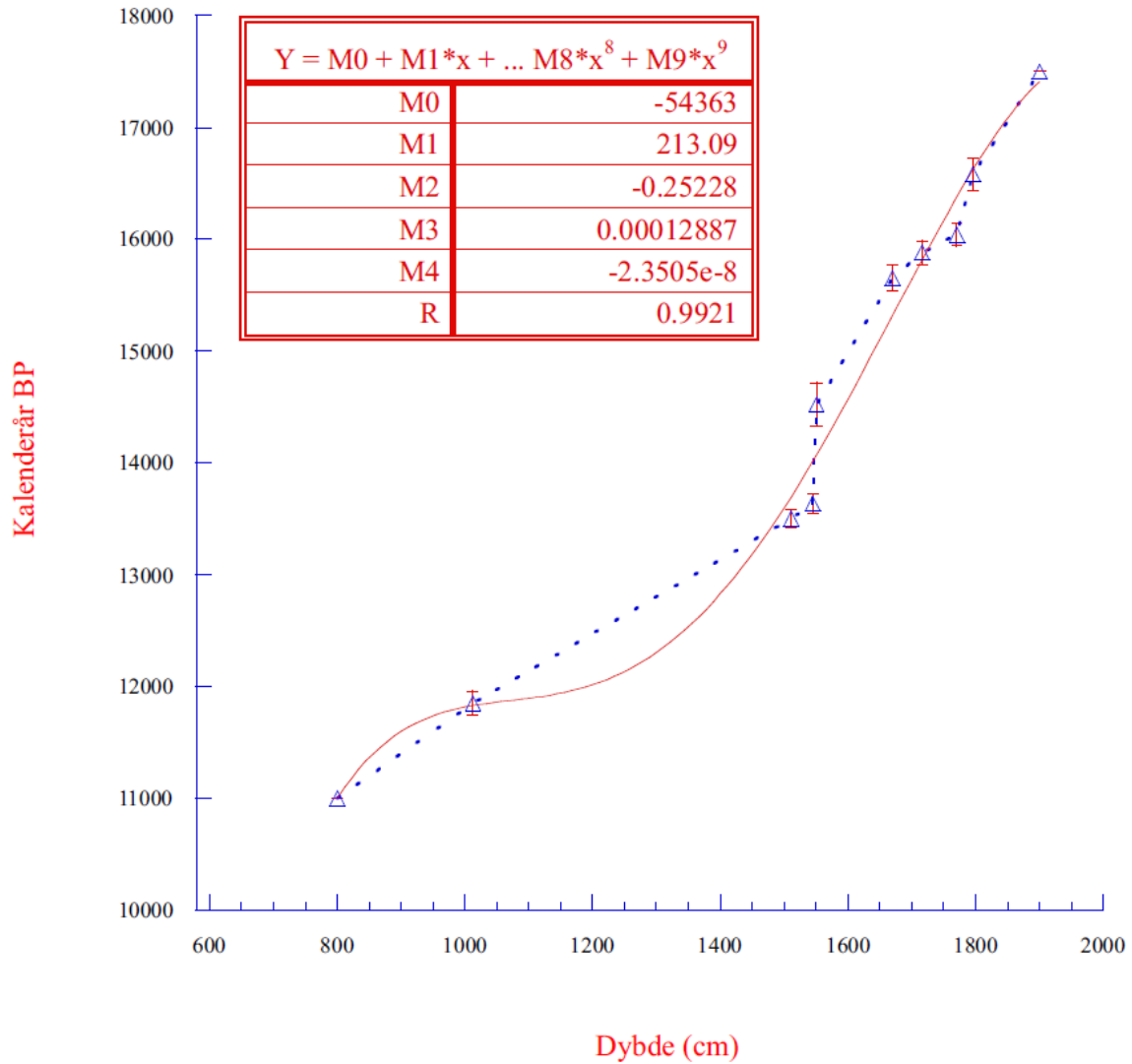
Aldersmodellene i Figur 4-3 og Figur 4-4 er basert på dateringer fra Borge (2014) for kjerne GS12-172-04PC og Sejrup et al. (1995), Haflidason et al. (1995) og Klitgaard-Kristensen et al. (2001) for borehullet Troll 89-03. Dateringene fra kjerne GS12-172-04PC har blitt recalibrert ved å benytte Calib 7.0 og en ny aldersmodell har blitt laget.

Aldersmodellene for de to kjernene er laget ved hjelp av en optimal polynomisk graf, som er tilpasset dateringene (Figur 4-3 og Figur 4-4). Når R har en verdi tilnærmet 1, krysser kurven alle dateringene. Ligningen til aldersmodellen er gitt i tekstboksen i figur 4-3 og 4-4, sammen med verdien til R.

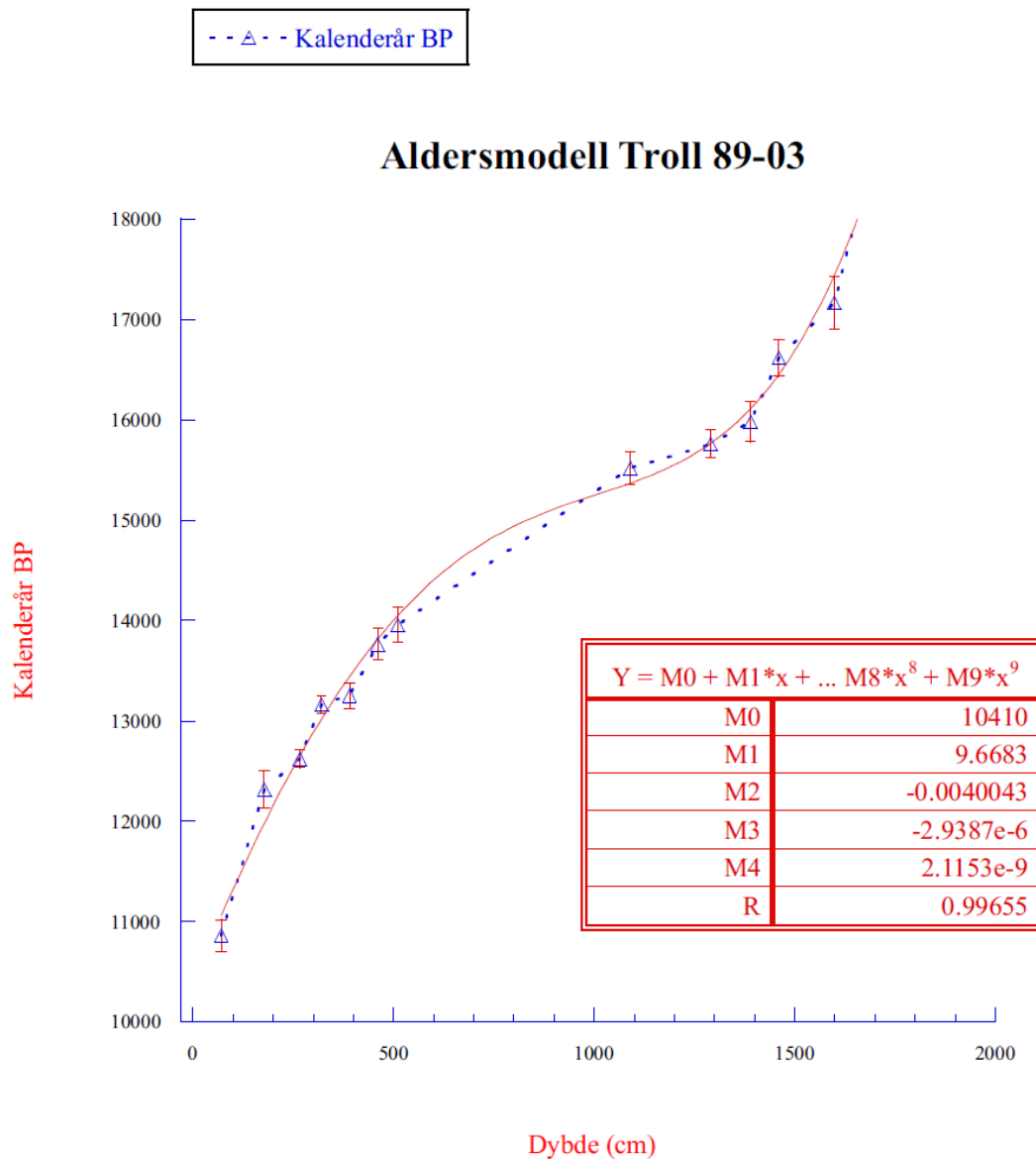
Aldersmodellen til kjerne GS12-172-04PC er benyttet til å aldersbestemme prøver basert på hvilket dyp i kjernen de er hentet fra. Ut i fra dette kan en deretter regne ut sedimentasjonshastigheter og sette tolkningene av paleomiljø og deglasiasjonshistorien til Norskerenna inn i en tidsramme.

--△-- Kalenderår BP

Aldersmodell GS12-172-04PC



Figur 4-3: Aldersmodell for kjerne GS12-172-04PC der kalenderår BP er plottet mot dyp i cm. Dateringene er markert med trekanter med standardavviket i rødt, og den optimale polynomiske grafen er markert i rødt. Informasjonen om ligningen til grafen er avbildet i den røde boksen.



Figur 4-4: Aldersmodell for borehullet Troll 89-03 der kalenderår BP er plottet mot dybde i cm. Dateringene er markert med trekanter med standardavviket i rødt, og den optimale polynomiske grafen er markert i rødt. Informasjonen om ligningen til grafen er avbildet i informasjonsboksen.

4.1.2 Sedimentasjonsrater

Gjennomsnittlige sedimentasjonshastigheter til avsetningene i kjerne GS12-172-04PC leses fra den blå stiplede linjen i aldersmodellen, som er den lineære linjen mellom dateringene i Figur 4-3. Resultatene i Tabell 7 gis i cm/ år og cm/ 1000 år. Datering av gastropoden blir utelukket siden den ikke er i kronologisk rekkefølge og usikkerheten knyttet til om den er funnet *in situ*.

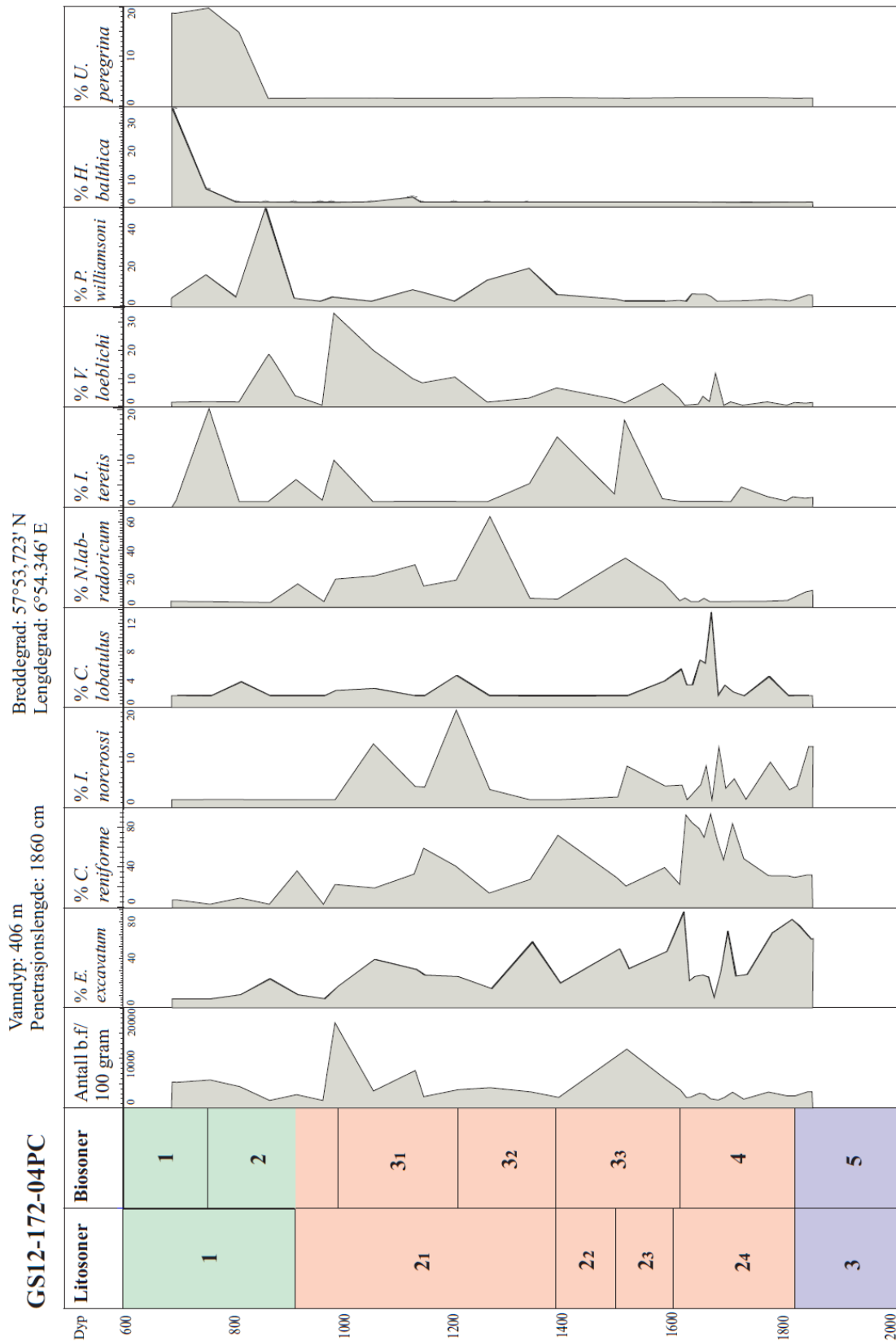
Tabell 7: Sedimentasjonshastigheter funnet fra aldersmodellen til kjerne GS12-172-04PC.

Aldersintervall (år)	Sedimentasjonshastighet (cm/år)	Sedimentasjonshastighet (cm/ 1000 år)
11 853- 13 505	0.3	300
13 505- 14 525	0.04	40
14 525- 15 657	0.1	100
15 657- 15 884	0.2	200
15 884- 16 045	0.3	300
16 045- 16 580	0.05	50

4.1.3 Biostatigrafisk sonering

Basert på foraminifertellingene er kjerne GS12-172-04PC inndelt i biosoner etter Nystuen (1986). Biostratigrafi er inndeling av sedimentære lagpakker på grunnlag av det biologiske innholdet. En sone definert ut fra fossilinnholdet å kalles en biostatigrafisk sone. Samlingssoner er definert som en naturlig samling av tre eller flere arter, uten strenge krav til utbredelsen (i tid og rom) av den enkelte art. Soner kan defineres av alle de bentiske foraminifere artene tilstede eller kun noen få bestemte arter (Nystuen, 1986). Forskjellen og overgangen mellom de ulike sonene er basert på forekomsten av artene og parameterne som påvirker dem. En biosone kan navngis ut fra dominerende arter eller de mest karakteristiske artene i sonen.

Sedimentprøver fra 31 forskjellige dyp (1853- 695 cm) i kjernen har blitt studert i lysmikroskop, og antall foraminifera og arter har blitt dokumentert (Appendiks C). GS12-172-04PC kjernen har blitt inndelt i 5 biosoner, der biosone 3 er delt inn i underenhetene 3₁- 3₃ på grunn av endringer i de dominerende artene innen biosonen (Figur 4-5). Biosonene vil bli beskrevet fra nederst til øverst i kjernen. Målsetningen er å studere faunaen fra perioden sen weichsel og fram mot holosen, der hovedvekten ligger på den senglasiale faunaen. Den holosene sekvensen blir nevnt, men ikke studert i detalj, på grunn av den er ikke dekket av kjerne GS12-172-04PC.



Figur 4-5: Grafer for kjerne GS12-172-04PC men inndeling i biosoner og litosoner, antall bentiske foraminifera/100 gram, % *Elphidium excavatum*, % *Cassidulina reniforme*, % *Islandiella norcrossi*, % *Cibicides lobatulus*, % *Nonion labradoricum*, % *Islandiella teretis*, % *Virgulina loeblichii*, % *Pyrgo williamsoni*, % *Hyalinea balthica* og % *Uvigerina peregrina* sammenstilt. Vær oppmerksom på de ulike skalaene.

Biosone 5: Blandingsone

Biosone 5 er definert mellom 1853- 1803 cm og ligger i litosone 3 (Figur 4-5). Det er tatt 6 prøver fra intervallet og prøvene inneholder 5-10 ulike arter. Totalt antall bentiske foraminifera/100 gram er lavt, og varierer mellom 1100- 2100 (gjennomsnitt 1700). De dominerende artene i sonen er *Cassidulina reniforme* (24.3- 26.6 %, gjennomsnitt: 25.6 %) og *Elphidium excavatum* (49.3- 65.2 %, gjennomsnitt: 58.3%). Andre karakteristiske arter er *Islandiella norcrossi* (1.7- 10.6 %, gjennomsnitt: 5,0 %), *Nonion labradoricum* (0.8- 7.3 %, gjennomsnitt: 3.6 %), *Elphidium asklundi* (0- 3.4 %, gjennomsnitt: 1.4 %), *Pyrgo williamsoni* (0- 3.3 %, gjennomsnitt: 1.4 %) og *Protelphidium orbiculare* (0-4.5 %, gjennomsnitt: 1.5 %). Arter som har gjennomsnittsverdi ≤ 1 % er *Cassidulina islandiella*, *Islandiella teretis*, *Elphidium barletti*, *Elphidium macellum* og *Virgulina loeblichii*.

Den nedre grensen på enheten er bestemt ut ifra den dypeste prøven som er 1853 cm. Prøvene under antas å være morene (Figur 4-2). Det finnes foraminifera i morenen, men antallet bentiske foraminifera/ 100 gram er lavt. Den øvre grensen defineres ved en topp i innholdet av *Elphidium excavatum*, økning i innholdet av *Cassidulina reniforme* og et minkende innhold av *Islandiella norcrossi*. Overgangen mellom biosone 5 og 4 representerer en nedgang i antall bentiske arter i prøven (9 til 5) og en liten nedgang i antall bentiske foraminifera per prøve. *Cibicides lobatulus* er en ny art som kommer inn i biosone 4.

Biosone 4: *Cassidulina reniforme* sone

Biosone 4 sammenfaller med litosone 2₄ og observeres mellom 1803- 1608 cm (Figur 4-5). Det er tatt 20 sedimentprøver i sonen. Antall bentiske arter i prøvene varierer fra 4 til 10 arter, og antall bentiske foraminifere/100 gram veksler mellom 100 og 2500 (gjennomsnitt: 1730). Artene som dominerer er *Cassidulina reniforme* (17.8- 82.7 %, gjennomsnitt: 57.1 %) og *Elphidium excavatum* (0- 71.5 %, gjennomsnitt: 28.3 %), dette er en likhet med biosone 5. Andre karakteristiske arter er *Pyrgo williamsoni* (0- 3.8 %, gjennomsnitt: 1.3 %), *Virgulina loeblichii* (0- 10.5 %, gjennomsnitt: 1.7 %), *Cibicides lobatulus* (0- 12.3 %, gjennomsnitt: 3.1 %) og *Islandiella norcrossi* (0- 10.5 %, gjennomsnitt: 3.5 %). *Astrononion gallowayi*, *Nonion labradoricum*, *Islandiella teretis*, *Elphidium macellum*, *Elphidium barletti*, *Elphidium asklundi* og *Triloculina trihedra* inneholder ≤ 1 % av sammensetningen i biosone 4.

Den øvre grensen er definert ved en nedgang i antall bentiske foraminiferer i prøven noe som sammenfaller med et lavt antall bentiske foraminiferer/ 100 gram. Ved overgangen til biosone

3 er det en økning i antall arter i prøven fra 4 til 7 arter. *Islandiella norcrossi*, *Nonion labradoricum* og *Virgulina loeblichii* går mot null ved overgangen og *Islandiella teretis* får et sterkere signal over grensen. Ved den øvre grensen er det en brå nedgang i *Cassidulina reniforme* og en økning i *Elphidium excavatum* (Figur 4-5).

Biosone 3: *Cassidulina reniforme* - *Elphidium excavatum* - *Nonion labradoricum* sone

Biosone 3 er delt inn i 3₁- 3₃, hvor 3₃ ligger stratigrafisk nederst mot biosone 4 (Figur 4-5). Biosonen er dominert av de samme tre artene (*Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum* og *Nonion labradoricum*), men grunnet vekslende verdier blir en oppdeling i underenheter utført.

Biosone 3₃: *Islandiella teretis* sone

Litosone 2₃ og 2₂ er slått sammen til biosone 3₃, og dybdeintervallet mellom 1608.5- 1386 cm inneholder 9 sedimentprøver. Antall bentiske foraminiferer i prøven varierer mellom 55- 1380, der gjennomsnittet er 810 per prøve. Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram veksler mellom 740- 12 480, gjennomsnittlig 7465/ 100 gram. Intervallet har et stabilt antall ulike arter i prøvene, mellom 6-7 ulike arter per prøve.

De dominerende artene er *Cassidulina reniforme* (16.7- 62.9 %, gjennomsnitt: 34.3 %), *Nonion labradoricum* (1.8- 33.9 %, gjennomsnitt: 20.2 %) og *Elphidium excavatum* (12.9- 41.0 %, gjennomsnitt: 29.4 %). Andre viktige arter er *Islandiella norcrossi* (0- 6.6 %, gjennomsnitt: 2.4 %), *Islandiella teretis* (0.5- 16.2 %, gjennomsnitt: 7.7 %) og *Virgulina loeblichii* (0.4- 6.9 %, gjennomsnitt: 3.7 %). De to artene som utgjør ≤ 1 % er *Cibicides lobatulus* og *Elphidium asklundi*.

Den øvre grensen mot biosone 3₂ er valgt der toppen i antall bentiske foraminifer/ prøve og antall bentiske foraminifer/ 100 gram i sone 3₃ avtar. Overgangen er ved en topp i *Cassidulina reniforme* og *Islandiella teretis*. Nedgangen i innholdet av *Elphidium excavatum* og *Islandiella norcrossi* stopper, og det observeres en økning i biosone 3₂. Ved grensen er det også en økende trend i *Nonion labradoricum* og *Pyrgo williamsoni*.

Biosone 3₂: *Pyrgo williamsoni* sone

Biosone 3₂ er definert som intervallet mellom 1202- 1386 cm dyp, og er en del av litosone 2₁. Biosonen inneholder 6 sedimentprøver, med 6-8 ulike bentiske arter per prøve. Antallet bentiske foraminiferer/ prøve varierer mellom 170- 330 (gjennomsnittlig 245 per prøve) og nummer bentiske foraminiferer/ 100 gram veksler mellom 2100 og 4000 (gjennomsnitt: 2600/ 100 gram).

De dominerende artene er *Cassidulina reniforme* (10.3- 34.8 %, gjennomsnitt: 22.4 %), *Elphidium excavatum* (8.2- 47.0 %, gjennomsnitt: 24.4 %) og *Nonion labradoricum* (2.3- 66.9 %, gjennomsnitt: 28.6 %). De karakteristiske artene er *Islandiella norcrossi* (0- 18.1 %, gjennomsnitt: 6.7 %), *Pyrgo williamsoni* (0- 17.6 %, gjennomsnitt: 9.6 %), *Virgulina loeblichii* (1.0- 9.0 %, gjennomsnitt: 4.1 %), *Islandiella teretis* (0- 3.5 %, gjennomsnitt: 1.1%), *Elphidium macellum* (0- 3.5 %, gjennomsnitt: 1.1 %) og *Cibicides lobatulus* (0- 3.0 %, gjennomsnitt: 1.0%). *Nonionella aff. auricula* har ett innhold på under ≤ 1 %.

Overgangen til biosone 3₁ viser en økende trend i antall bentiske foraminiferer/ prøve, og det samme gjelder bentiske foraminiferer/ 100 gram (Figur 4-5). *Virgulina loeblichii* blir en mer dominerende art i biosone 3₁ enn i biosone 3₂ og 3₃. Overgangen viser en nedgang i *Pyrgo williamsoni* og *Nonion labradoricum*. Nye arter som *Hyalinea balthica*, *Lagena* spp. og *Cassidulina laevigata* opptrer for første gang i biosone 3₁.

Biosone 3₁: *Virgulina loeblichii* sone

Biosone 3₁ er definert mellom 961- 1202 cm og er en del av litosone 2₁. Ni sedimentprøver har blitt studert fra dette intervallet, og antallet bentiske foraminiferer/ prøve har stor variasjon (0- 1700 antall/ prøve, gjennomsnittlig: 475). Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram varierer mellom 0- 19000/ 100 gram, der gjennomsnittet er på 6000/ 100 gram. Dypet 961 cm skiller seg ut da det ikke inneholder noen foraminiferer, men de andre dypene i intervallet består av 7- 10 ulike arter.

De dominerende artene er *Cassidulina reniforme* (14.6- 51.0 %, gjennomsnitt: 22.2 %), *Elphidium excavatum* (8.4- 32.5 %, gjennomsnitt: 16.9 %), *Nonion labradoricum* (12.2- 28.6 %, gjennomsnitt: 15.7 %) og *Virgulina loeblichii* (7.3- 30 %, gjennomsnitt: 12.8 %). Karakteristiske arter er *Cassidulina laevigata* (0- 12.3 %, gjennomsnitt: 2.4 %), *Islandiella teretis* (0- 8.4 %, gjennomsnitt 1.6 %), *Islandiella norcrossi* (0- 11.2 %, gjennomsnitt: 3.2 %)

og *Pyrgo williamsoni* (0- 6.0 %, gjennomsnitt: 2.6 %). Arter som utgjør ≤ 1 % er *Astrononion gallowayi*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium asklundi*, *Hyalinea balthica* og *Lagena* spp..

Overgangen til biosone 2 er valgt grunnet nedgang i antall bentiske foraminifer/ prøve og antall bentiske foraminiferer/ 100 gram. En økning i antall arter per prøve kan også observeres. De laveste prosent- verdiene av *Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum* og *Cibicides lobatulus* finnes i biosone 2 etter grensen fra 31. Nye arter som *Bulimina marginata* og *Uvigerina peregrina* har migrert til området.

Biosone 2: *Cassidulina laevigata* – *Elphidium barletti* sone

Biosone 2 er tolket mellom 810- 961 cm i kjernen og inngår i litosone 1 (Figur 4-5). Det er tatt 3 sedimentprøver fra denne sonen, og det høyeste antallet ulike arter i kjernen (13 stykk) blir funnet her. Antallet bentiske foraminiferer/ prøve er lavt og varierer mellom 10- 330, gjennomsnittlig 145 per prøve. Antallet foraminiferer/ 100 gram veksler mellom 75- 3350/ 100 gram (gjennomsnitt: 1600).

Dominerende arter er *Cassidulina laevigata* (0- 42.5 %, gjennomsnitt: 20.7 %), *Elphidium barletti* (15.9- 17.3 %, gjennomsnitt: 16.6 %), *Pyrgo williamsoni* (1.5- 49.9 %, gjennomsnitt: 17.8 %) og *Cassidulina reniforme* (0- 30.3 %, gjennomsnitt: 11.8 %). Karakteristiske arter er *Bulimina marginata* (0- 4.2 %, gjennomsnitt: 1.4 %), *Elphidium asklundi* (0- 5.3 %, gjennomsnitt: 1.7 %), *Elphidium excavatum* (3.1- 16.6 %, gjennomsnitt: 7.7 %), *Elphidium macellum* (0- 3.4 %, gjennomsnitt: 2.2 %), *Islandiella teretis* (0- 4.5 %, gjennomsnitt: 1.5 %), *Lagena* spp. (0- 3.0 %, gjennomsnitt: 1.3 %), *Nonion labradoricum* (0- 13.6 %, gjennomsnitt: 4.5 %) og *Uvigerina peregrina* (0- 12.7 %, gjennomsnitt: 4.2 %). Arter som inneholder ≤ 1 % er *Cibicides lobatulus* og *Elphidium magellanicum*.

Den øvre overgangen mot biosone 1 er definert der arter som *Elphidium excavatum*, *Nonion labradoricum* og *Cibicides lobatulus* forsvinner. Mengden *Bulimina marginata*, *Hyalinea balthica*, *Uvigerina peregrina* og *Elphidium barletti* når sine høyeste verdier ved overgangen til biosone 1.

Biosone 1: *Hyalinea balthica* – *Bulimina marginata* sone

Biosone 1 tilhører litosone 1, inneholder 2 sedimentprøver og representerer den øverste studerte delen av kjernen (Figur 4-5). Sonen er definert mellom 695- 810 cm, og inneholder 11-12

ulike arter. Antall foraminiferer i prøven er veldig stabilt, med et gjennomsnitt på gjennomsnittlig 370/ prøve. Antallet av foraminiferer/ 100 gram varierer mellom 4450- 4940, der gjennomsnittet er på 4700/ 100 gram.

De dominerende artene er *Bulimina marginata* (12.7- 12.8 %, gjennomsnitt: 12.8 %), *Elphidium barletti* (16.2- 20.1 %, gjennomsnitt: 18.1 %), *Hyalinea balthica* (4.6- 33.0 %, gjennomsnitt: 18.1 %) og *Uvigerina peregrina* (16.5- 17.4 %, gjennomsnitt: 16.9 %). Karakteristiske arter er *Pyrgo williamsoni* (1.8- 13.9 %, gjennomsnitt: 7.8 %), *Lagena* sp. (0- 5.8 %, gjennomsnitt: 2.9 %), *Islandiella teretis* (0- 18.6 %, gjennomsnitt: 9.3 %), *Elphidium magellanicum* (0- 2.2 %, gjennomsnitt: 1.1 %), *Elphidium asklundi* (2.3- 3.3 %, gjennomsnitt: 2.8 %), *Cassidulina crassa* (0- 2.3 %, gjennomsnitt: 1.1 %), *Cassidulina laevigata* (0- 4.5 %, gjennomsnitt: 2.2 %) og *Cassidulina reniforme* (0- 3.6 %, gjennomsnitt: 1.8 %). Arter ≤ 1 % av biosone 1 er *Anomalina globulosa* og *Guttulina glacialis*.

Den øverste grensen er bestemt ved den øverste prøven på 695 cm.

4.1.4 Avsetningsmiljø og paleoøkologisk tolkning

Biosone 5: Blandingszone (>16 700 år BP)

Elphidium excavatum er en av de viktigste artene i kjerne GS12-172-04PC. Arten har mange underformer men den arktiske varianten *Elphidium excavatum* forma *clavatum* er vanligst (Feyling-Hanssen, 1972).

Dagens utbredelse av bentiske foraminiferer er knyttet til miljøparametere som temperatur, substrat, næringsinnhold, salinitet og sedimentasjonsrate (Hald et al., 1994). At *Elphidium excavatum* takler ekstreme forhold, er indikert ved at den ofte utgjør en stor del av faunaer med lavt antall foraminiferer /100 gram (Feyling-Hanssen, 1972; Hald et al., 1994).

I arktiske områder som Barents- og Karahavet finnes arten i kalde vannmasser (< 1 °C) med vinterisdekke, redusert salinitet (30- 34 ‰), kraftige strømminger og høyt innhold av suspendert materialet i vannsøylen (Steinsund et al., 1994). Den maksimale utbredelsen av arten er i nærheten av breer, elveløp og områder med sesongmessig isdekke. *Elphidium excavatum* finnes sammen med *Cassidulina reniforme* i fjordene på Svalbard, der forekomsten er høyest nær

isbreene. Smeltevann fra breen skaper urolige forhold med strømninger og lavere salinitet, forhold som *Elphidium excavatum* trives best i (Steinsund & Hald, 1994; Hald & Korsun, 1997).

I dagens boreale områder som Kattegat, Skagerrak (Conradsen, 1993), og sørlige deler av Nordsjøen, er *Elphidium excavatum* registrert i levende fauna (da ikke som forma *clavatum*) (Murray, 1992). I disse områdene finnes den helst på relativt grunt vann med årlige og sesongmessige vekslinger i temperatur og salinitet. *Elphidium excavatum* og *Cassidulina reniforme* er også observert i fossil faunaer i glasiale avsetninger og som resedimentert fra slike, i boreale områder (Klitgaard-Kristensen et al., 2002). En reduksjon i *Elphidium excavatum* de siste årtusener reflekterer en endring mot mindre glasiale forhold og en økende temperatur, noe som kan stamme fra en økning i innstrømmende Atlantisk vann (Jernas et al., 2013).

Biosone 5 har et lavt innhold av bentiske foraminiferer/ 100 gram og en blandet fauna (Figur 4-5). På dette grunnlaget får biosonen navnet blandingssone, da den inneholder både arktiske og boreale foraminifera. I biosone 5 finnes 5- 10 ulike arter, men artene *Elphidium excavatum* og *Cassidulina reniforme* utgjør ca. 85 % av faunaen. Når faunaen er blandet og fra flere miljøer er foraminiferer antatt omarbeidet og trolig ikke avsatt *in situ*. Dette stemmer overens med en morene avsetning, avsatt før 16 580 år BP som er den eldste dateringen av de marine sedimentene i kjerne GS12-172-04PC.

Litologien inneholder mørk siltig leire med sandlinser og deformasjonsstrukturer. Litosone 3 blir tolket til å være morene, avsatt i nærheten eller i kontakt med en isbre eller isdekke. Sandlinsene er sannsynlig isdroppet (IRD) materialet fra en kalvende isbre. Deformasjonsstrukturene og høye skjærfastheter kan også være forårsaket av at områder har blitt overkjørt av is på et tidspunkt.

Konklusjon:

Det er flere tegn som peker mot resedimenterte avsetninger i en morene; det lave antallet bentiske foraminiferer/100 g, en blandet fauna og litologien. Sedimentene er avsatt før dateringen av de marine sedimentene, som i kjerne GS12-172-04PC er 16 580 år BP. Høye skjærfastheter og deformasjonsstrukturer gjenspeiler også at sedimentene har blitt overkjørt av et isdekke.

Biosone 4: *Cassidulina reniforme* sone (14 600- 16 700 år BP)

Cassidulina reniforme er en arktisk art som blir knyttet til temperaturer under 3 °C, men maksimal utbredelse blir observert mellom 0-1 °C. Arten tåler lav salinitet, men verdier over 30 ‰ er vanlig. *Cassidulina reniforme* opptrer ofte sammen med *Elphidium excavatum* som nevnt over, men foretrekker roligere vannmasser og større dyp (Steinsund et al., 1994). Arten er funnet i glasierte fjorder på Svalbard (Hald & Korsun, 1997) og i marine forhold i de arktiske havene (Barents-/ Kara havet) (Steinsund et al., 1994). Under siste glasiale maksimum og deglasiasjonen var arten vanlig på norsk sokkel. *Cassidulina reniforme* trives ikke i kontakt med Atlantisk vann, så i holosen finnes arten på kontinentalskråningen med kalde vannmasser, salinitet på 34.9 ‰ og finkornete sedimentene (Sejrup et al., 1981).

Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram er enda lavt, og *Cassidulina reniforme* dominerer med nesten 60 % og *Elphidium excavatum* med 30 % av faunaen. I bunnen av sonen dominerer *Elphidium excavatum* mer enn *Cassidulina reniforme*. *Pyrgo williamsoni*, *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi* og *Virgulina loeblichii* er karakteristiske noe som tyder på kalde vannmasser og lav salinitet. *Cibicides lobatulus* trives i områder med høy energi dominert av grovere sedimenter (Murray, 1992; Conradsen, 1993; Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996).

Sedimentene i litosone 2₄ er dominert av massiv siltig leire med høyt sandinnhold og sporadiske sandlinser i de nederste delen. Sedimentene er tolket til å være glasimarine med varierende innhold av IRD.

De dominerende artene er *Cassidulina reniforme* og *Elphidium excavatum*, der sistnevnte har størst utbredelse i bunnen av biosonen (Figur 4-5) noe som kan tyde på isproksimale forhold. *Cassidulina reniforme* og *Nonion labradoricum* øker oppover i biosone 4, noe som antas å representere en overgang til en mer isdistal fauna. Dette tyder på lave temperaturer, salinitet og arktiske forhold. Antall bentiske foraminifera/ 100 gram er lavt, som kan indikere ekstreme forhold i nærheten av en isbre. *Islandiella norcrossi* opptrer også i enheten, disse artene er i Barentshavet knyttet til lave temperaturer (0-1 °C), lav salinitet (33-34 ‰), dype havområder (200- 400 m) og utbredt sjøis (Steinsund et al., 1994). På Svalbard observeres *Nonion labradoricum* i de ytre, dype delene av glasierte fjorder i nærhet til Atlantisk vann (Hald & Korsun, 1997).

Konklusjon:

Arktisk fauna karakteriserer miljøet og sedimentasjonen er påvirket av IRD fra kalvende isbreer eller sjøisdekke. Faunaen viser en endring fra mer isproksimal til isdistal karakter gjennom

biosone 4. Sandlinsene avtar oppover i enheten, som kan tyde på mindre kalving eller sjøis. Faunaen gjenspeiler lave temperaturer og salinitet, men *Cassidulina reniforme* kan tyde på større dyp. Miljøet kan være påvirket av høyere energier grunnet høyt sandinnhold og arten *Cibicides lobatulus*.

Biosone 3: *Cassidulina reniforme* - *Elphidium excavatum* - *Nonion labradorica* sone (11 700- 14 600 år BP)

Biosone 3₃: *Islandiella teretis* sone (12 800- 14 600 år BP)

Nonion labradoricum trives i de ytre, dype delene av fjordene på Svalbard i kontakt med Atlantisk vann (Nagy, 1965; Steinsund et al., 1994). I Barents- og Karahavet finnes oppblomstringer av arten i områder med høy organisk produksjon, temperaturer < 1°C, salinitet på 33- 34 ‰ og på moderate dyp. Dette er typisk ved utløp av glasierte fjorder og nær polarfronten (Steinsund et al., 1994). Fra 13 000- 9 600 år BP preges faunaen av innvandring av arter (*Nonion labradoricum*) som krever høyere salinitet og mer stabile økologisk forhold (Knudsen, 1998).

På kontinentalsokkelen utenfor Tromsø finnes en topp i bølling perioden, grunnet økning i innstrømmende Atlantisk vann (Vorren et al., 1984). I Skagerrak er *Nonion labradoricum* vanlig i organisk- rike finkornede sedimenter i vannmasser med salinitet på 30- 35 ‰ og temperaturvariasjoner mellom 0 til 16 °C (Conradsen, 1993). Utbredelsen i Skagerrak/ Kattegat og langs norskekysten henger sammen med grunne områder med og kaldt vann fra lave vintertemperaturer og utstrømming fra elver og fjorder om våren (Nordberg, 1991).

Biosonen sammenfaller med litosone 2₃ og 2₂ som er bestående av siltig og sandig leire med innslag av linser og tynne lag (< 1 cm) av grov silt og sand nederst i biosonen. Der er en overgang til en mer massiv og mørkere siltig leire med sulfidflekker mot biosone 3₂.

Det er en brå stigning med en topp i bentiske foraminiferer/ 100 gram i denne sonen. Det er stabilt 6 eller 7 ulike arter i prøvene, som er dominert av *Nonion labradoricum*, *Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum* og *Islandiella teretis* (Figur 4-5).

Konklusjon:

Arktisk fauna dominerer enda, men trolig er påvirkningen av Atlantisk vann viktigere grunnet høyere innhold av arten *Nonion labradoricum*. Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram stiger

noe som kan tyde på et mer gunstig og mindre ekstremt forhold, der flere arter blir betydelige og antall individer øker. Faunaen kan tyde på mer isdistalt miljø, med variasjoner i kalving/sjøisdekke som danner grove linser og tynne lag i sedimentene. Sediment forholdene er trolig normal- marine med vekslende sjøis eller kalving. Dersom nærheten til en isbre/ isdekke minker vil reduksjonen i smeltevann føre til bedre leveforhold for foraminiferer. Temperaturen kan ha hatt en minimal stigning, på grunn av *Nonion labradoricum* kan leve i temperaturer opp mot 16 °C.

Biosone 3₂: *Pyrgo williamsoni* sone (12 100- 12 800 år BP)

Pyrgo williamsoni er registrert i kvartære sedimenter i Oslofjorden (Feyling- Hanssen, 1964), og i moderne avsetninger på vanddyp over 13 m er observert fra Grønland, Canada og Alaska (Loeblich & Tappan, 1953). På Spitsbergen er arten funnet på 15 m vanddyp (Nagy, 1965) og mellom 30 og 300 m dybde i Oslofjorden (Risdal, 1964). *Pyrgo williamsoni* trives i Atlantiske vannmasser med en temperatur på 0 °C eller høyere (Wollenburg & Mackensen, 1998).

Sedimentene i litosone 2₁ består av siltig leire med noen linser og lag av sandig silt. Nederst del av litosonen er karakterisert av sulfidflekke. Kornfordelingen er lav, utenom 3 topper mellom 11- 20 %.

Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram synker brått fra biosone 3₂ og blir liggende stabilt på 2600/ 100 gram (Figur 4-5). De dominerende artene er *Nonion labradoricum*, *Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum* og en betydelig økning i *Pyrgo williamsoni* er karakteristisk.

Konklusjon:

Miljøet er preget av arktisk fauna og sedimentasjon påvirket av isdroppet materialet. Faunaen kan være avsatt i et område med sesongmessig sjøis eller i nærheten av en kalvende isbre, men med påvirkning av Atlantisk bunnvann. Det finnes en økning i *Elphidium excavatum*, *Islandiella norcrossi*, *Nonion labradoricum* og *Pyrgo williamsoni*, noe som tyder på lav temperatur og salinitet. Dette kan være tilfellet ytterst i en glasiert fjord eller alternativt langs kontinentalsokkelen med sjøis i løpet av året. Vanddypet til faunaen er trolig mellom 13- 300 m. Sulfidflekkene kan stamme fra rask sedimentasjon uten tilstrekkelig mengde oksygen.

Biosone 3₁: *Virgulina loeblichii* sone (11 700- 12 100 år BP)

Virgulina loeblichii er klassifisert som en arktisk art som trives i arktiske vannmasser på moderate dybder (Andersen, 1971). Den har blitt funnet fra Grønland (13-143 m vanndyp) (Loeblich & Tappan, 1953), Okhotsk havet (84- 2920 m vanndyp) og Hudson bukten (106-230 m vanndyp) (Feyling-Hanssen et al., 1971). Feyling- Hanssen (1964) avdekket arten i senglasielle avsetninger i Oslofjorden og i eldre dryas avsetninger i Danmark.

Cassidulina laevigata blir først registret i biosone 3₁. Arten er karakterisert som boreal og lever i mange ulike miljøer, men har størst utbredelse i normal- marine vannmasser. I Norskerenna trives arten med bunntemperaturer på 5-7 °C og salinitet på 34.9- 35.3 ‰ (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996).

Litologien har blitt beskrevet i biosonen over, og er trolig marin sedimentasjon med IRD. Det blir registret mellom 7 til 10 ulike bentiske arter i prøvene. Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram er vekslende, fra lavt i starten til de høyeste verdiene i kjernen mot overgangen til biosone 2. De arktiske artene *Nonion labradoricum*, *Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum*, *Virgulina loeblichii*, *Islandiella norcrossi* og *Islandiella teretis* er dominerende men mer boreale arter som *Hyalinea balthica*, *Lagena* spp. og *Cassidulina laevigata* kommer til i løpet av sonen (Figur 4-5).

Konklusjon:

Arktiske arter dominerer som i sonene over, men boreale arter kommer til som utgjør mindre enn 1 % av artsmangfoldet. De boreale artene trives i varmere vannmasser, så en temperaturstigning opp mot 5 °C er tenkelig. *Cassidulina laevigata* opptrer ikke i områder med temperaturer under 2 °C, så temperaturen må ha steget. Saliniteten er nok høyere, siden *Cassidulina laevigata* og *Hyalinea balthica* er tilpasset normale verdier rundt 35 ‰. Sedimentene er normal- marine, med en liten påvirkning av sesongmessig sjøis eller framrykk fra et isdekke.

Biosone 2: *Cassidulina laevigata*- *Elphidium barletti* sone (11 000- 11 700 år BP)

Cassidulina laevigata trives i de finkornede sedimentene i Norskerenna og ble påvirket av innstrømmende Atlantisk vann (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996). På den norske kontinentalsokkelen mellom 62- 72°N utgjør arten 5- 10 % av faunaen, men utbredelsen er varierende og ikke kontinuerlig (Sejrup et al., 1981; Qvale, 1986). *Cassidulina laevigata* har stor utbredelse på den østlige marginen av Norskerenna, samt i sørlige Skagerrak mellom det

ustabile overflatevannet og det stabile bunnvannet (Murray, 1991b). Bunntemperaturen på kontinentalsokkelen er på 7.7- 9 °C og salinitet er 34.9- 35.3 ‰. I den delen av nordlige Nordsjøen er arten karakteristisk i Fladen området (7-16 %) og i nordlig Nordsjøplataet (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996). I grensesonen mellom stabilt bunnvann og overflatevann med varierende temperatur og salinitet, finnes den maksimale utbredelsen av *Cassidulina laevigata* (Qvale & Van Weering, 1985).

I det sørlige Barentshavet finnes *Cassidulina laevigata* sammen med *T. angulosa* og *Cibicides lobatulus*, noe som tyder på grovere sedimenter og bunnvann på 5- 5.5 °C (Steinsund et al., 1994). I Skagerrak dominerer arten på skråninger ned mot dype bassenger, med finkornede sedimenter, stabil salinitet (ca. 35 ‰), sterk strøm og sesongvariasjon i temperatur (4.5- 9 °C)(Conradsen, 1993).

Biosone 2 inneholder sedimenter fra litosonene 2₁ og 1, som er dominert av massiv siltig leire med noen linser og lag i bunn av biosonen. Ingen stein- eller gruspartikler blir observert i litosone 1, som i de resterende sonene.

Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram er høyt ved overgangen fra biosone 3₁, men verdiene synker noe (Figur 4-5). Det blir identifisert 13 ulike arter i biosone 2, som er det høyeste antallet i kjernen. Det er en tydelig overgang i de dominerende artene, som her er de boreale artene; *Cassidulina laevigata* og *Elphidium barletti*. Nye arter som *Bulimina marginata* og *Uvigerina peregrina* kommer til.

Konklusjon:

En overgang fra arktisk fauna til boreal fauna er tydelig, og artene tyder på varmere temperaturer og mer stabil salinitet. Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram er høyt ved overgangen, men sminker oppover i seksjonen som kan være grunnet en overgang fra en kald periode til en interglasial periode. Den massive siltige leiren i litosone 1 er en normal- marin avsetning uten isdroppet materialet. Dette representerer overgangen til holosen, der det moderne sirkulasjonsmønsteret i Nordsjøen utvikler seg og innstrømmende Atlantiske vann dominerer.

Biosone 1: *Hyalinea balthica* – *Bulimina marginata* sone (11 000- 10 000 år BP)

Bulimina marginata og *Hyalinea Balthica* dominerer Fladen området i den nordlige delen av Nordsjøen, med en sesongmessig stratifisering gjennom deler av året. Arten trives best i

finkornede sedimenter (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996) med høyt organisk innhold (Murray, 1991b; Conradsen, 1993). Temperaturen i denne delen av Nordsjøen ligger rundt 7.7-9 °C og normal salinitet (34.9- 35.3 ‰). *Bulimina marginata* tåler lavt oksygen innhold, noe som kan forekomme ved dannelse av en termoklin (Qvale & Van Weering, 1985; Force, 1993).

Uvigerina peregrina trives best i finkornede sedimenter med høyt organisk innhold, og tåler lavt oksygen innhold som *Bulimina marginata*. Begrensingen av arten er i Norskerenna grunnet tilgjengelighet av næring. *Uvigerina peregrina* reflekterer stabile forhold, med en kontinuerlig innstrømning av salint Atlantisk vann i Norskerenna (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996). Arten dominerer Norskerenna på 240- 430 m dyp, der sedimentene er leire med > 1 % organisk karbon (Murray, 1991b)

Litosone 1 inneholder massiv siltig leire med uten endring i struktur eller kornstørrelse, som er normal- marin avsetninger.

Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram øker sakte men sikkert fra biosone 2 (Figur 4-5). Biosonen inneholder bare to prøver, men det er funnet 11-12 ulike arter i hver. De arktiske artene har forsvunnet, mens *Elphidium barletti*, *Bulimina marginata*, *Hyalinea balthica* og *Uvigerina peregrina* er de dominerende artene.

Konklusjon:

Strømningsmønsteret har blitt mer stabilt siden arter som *Uvigerina peregrina* har migrert til området, det tyder på kontinuerlig innstrømning av Atlantisk vann. Artsmangfoldet er høyt, noe som indikerer gode økologiske forhold for bentiske foraminiferer. Temperaturen bestemmes av innstrømmende Atlantisk vann, som har en temperatur rundt 8 °C og en salinitet på rundt 35 ‰.

4.1.5 Planktoniske foraminiferer

Den eneste planktoniske arten som blir observert i kjerne GS12-172-04PC er *Globigerina bulloides*. Arten blir funnet på to dyp; 755 cm og 1803.5 cm, med henholdsvis 1.16 % og 2.6 %. Dybdene tilsvarer biosone 1 og biosone 5.

Globigerina bulloides som er en varm art (Spero & Lea, 1996) som trolig er omarbeidet og avsatt i morene enheten litosone 3 (Biosone 5). Biosone 1 er avsatt i holosen etter overgangen

fra arktiske til boreale arter, som stemmer overens med miljøforholdene til *Globigerina bulloides*.

Utbredelsen av planktoniske foraminifera blir påvirket av pH og miljøendringer som har en innvirkning på overflatevannet. I Nord Atlanteren har fysiske parametere som temperatur og salinitet også en stor påvirkning (Olausson, 1971). Qvale & Van Weering (1985) foreslår at de ustabile forholdene i overflatevannet begrenser utbredelsen av planktoniske foraminiferer i Norskerenna.

4.1.6 Diatomeer

I tillegg til bentiske foraminifera er det et stort innslag av en stor diskosformet diatomé av arten *Thalassiosira gravida* (*Thalassiosira antarctica* var. *borealis*) ved de fleste dypene i kjerne GS12-172-04PC. Innholdet av diatomeen varierer mellom 0 til 1439 pr. 100 gram i de studerte prøvene (Appendiks B). Antall diatomeer dominerer i to intervaller; 981.5- 1202 cm (Biosone 3₁) og 1628.5- 1663.5 (Biosone 2) med gjennomsnittlig 1035 og 870 pr. 100 gram.

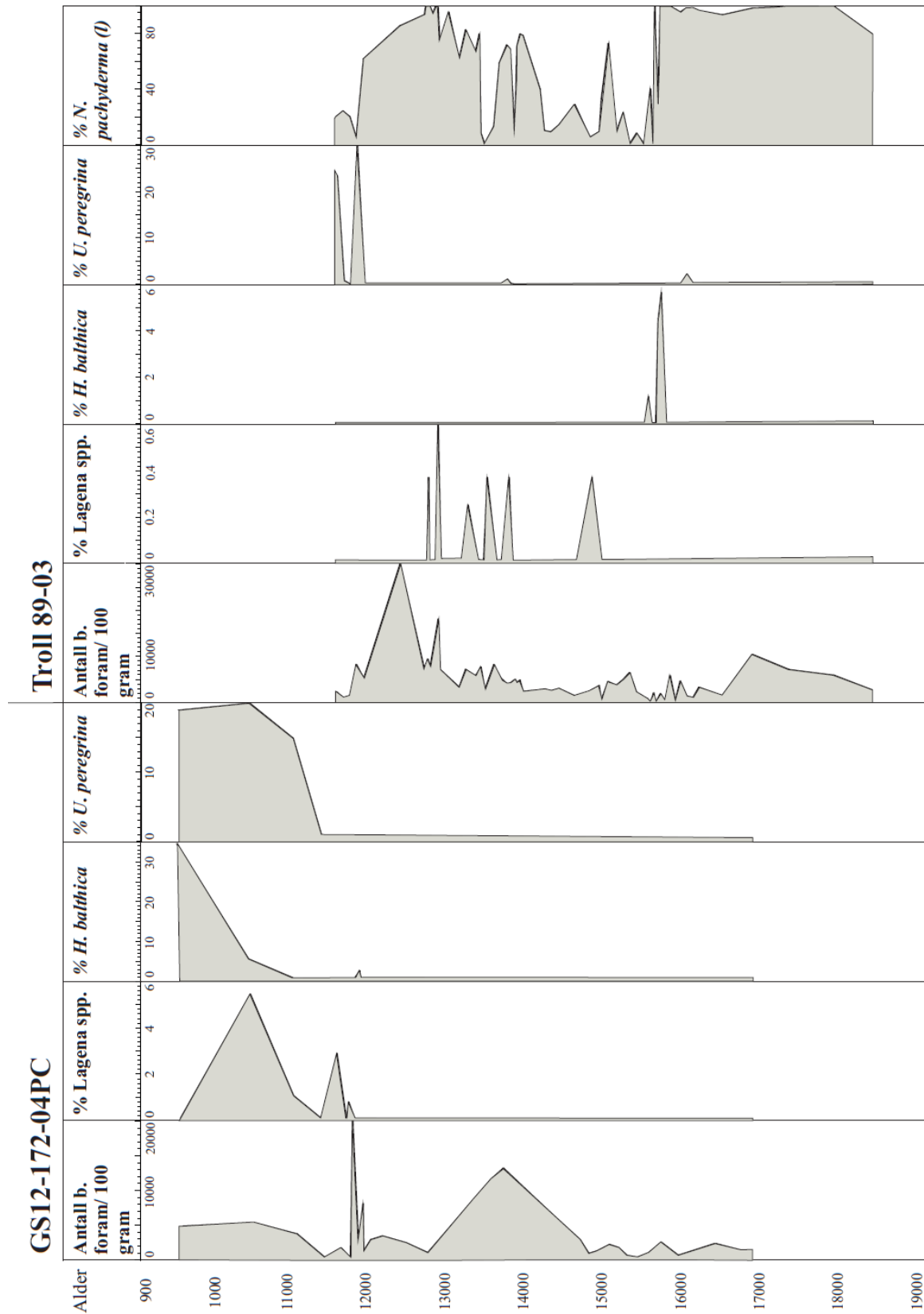
Thalassiosira gravida er den arktiske formen av arten *Thalassiosira*, og lever i nærheten av sjøis. Et høyt innhold av arten indikerer en stor utbredelse av sjøis. Kalde vannforhold og lav salinitet dominerer i områder med sjøis (Justwan & Koç, 2008). Biosone 3₁ er påvirket av en arktisk fauna, der biosone 2 representerer overgangen til holosen så de høye diatomeer verdiene, kan være grunnet omarbeiding.

4.1.7 Regional utvikling i Norskerenna

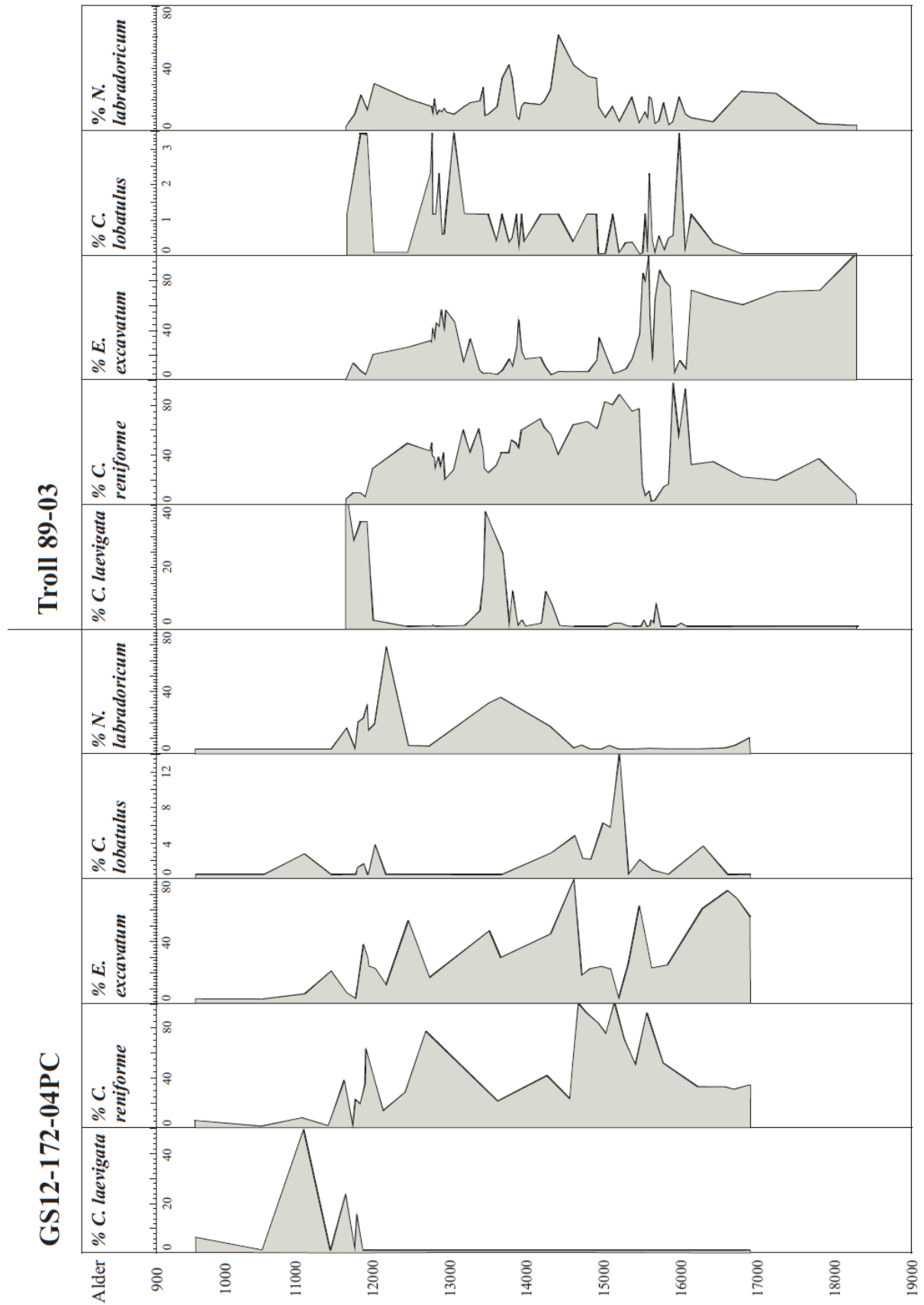
For å se på utviklingen i Norskerenna blir de bentiske foraminiferer dataene fra Troll 89-03 og GS12-172-04PC satt opp mot hverandre i Figur 4-6 og 4-7. Plasseringene til kjernen finnes i Figur 3-1. Kjernene er plottet på samme tidsskala ved hjelp av aldersmodellene. En utfordring er at kjernene har ulike tidsintervaller, er grunnet undersøkte dyp i kjernen. Kjerne GS12-172-04PC har undersøkte aldre mellom 9 655 og 17 078 år BP og Troll 89-03 mellom 11 761 og 18 207 år BP.

For å se på endringene i artsmangfoldet fra 18 207- 9 655 år legges fokuset på antall bentiske foraminifer/ 100 gram, de bentiske artene; *Cassidulina laevigata*, *Cassidulina reniforme*, *Elphidium excavatum*, *Cibicides lobatulus*, *Nonion labradoricum*, *Uvigerina peregrina*, *Hyalinea balthica* og *Bulimina marginata* samt den planktoniske arten *Neogloboquadrina*

pachyderma (l) (fra Troll 89-03). Anomaliene og de mest betydningsfulle resultatene fra Troll 89-03 og kjerne GS12-172-04PC er illustrert i Figur 4-6 og Figur 4-7 og vil bli nevnt i de respektive tidsintervallene under.



Figur 4-6: Sammenstilling av antall bentiske foraminifera/ 100 gram, % *Lagena* spp., % *Hyalinea balthica*, % *Uvigerina peregrina* og % *Neogloboquadrina pachyderma* (l) fra GS12-172-04PC og Troll 89-03.



Figur 4-7: Sammenstilling av % *Cassidulina laevigata*, % *Cassidulina reniforme*, % *Elphidium excavatum*, % *Cibicides lobatulus* og % *Nonion labradoricum* fra GS12-172-04PC og Troll 89-03.

>16 700 år BP:

- Den eneste planktoniske arten *Neogloboquadrin pachyderma (l)* har verdier opp mot 100 % fra 18 000- 15 700 år BP i Troll 89-03.
- *Nonion labradoricum* fra Troll kjernen har et gjevn signal fra 18 000- 11 700 år BP, mellom 20-60 %.

14 600- 16 700 år BP:

- *Lagena* spp. observeres først i Troll 89-03 for 14 900 år BP, og har 6 topper fram mot 12 800 år, der signalet forsvinner.
- Høye verdier av *Hyalinea balthica* i Troll 89-03 er fanget opp mellom 15 900- 15 700 år BP.
- En mindre topp i *Uvigerina peregrina* rundt 16 200- 16 000 er observert i Troll kjernen.
- Mengden *Neogloboquadrin pachyderma (l)* veksler mellom lave og høye verdier (0- 70 %) frem til år 13 600 BP.
- To topper (5-7 %) før 15 500 år BP skiller seg ut fra omkringliggende lave verdier i *Cibicides lobatulus* fra Trollområdet. I kjerne GS12-172-04PC er verdiene lave fram til 15 300 år BP, med det høyeste utslaget rundt 15 100 år BP.
- *Cassidulina reniforme* har stabile verdier rundt 20- 30 % fram til 16 000 år BP, da øker de til rundt 100 % fram til 15 800 år BP. En topp for 15 500 år BP før signalet har en synkende trend mot 12 000 år BP i Troll 89-03. I kjerne GS12-172-04PC ligger verdiene stabilt, før 3 topper mot 100 % er registrert fram mot 14 600 år BP der signalet synker igjen.
- *Elphidium excavatum* har veldig høye verdier fram mot 16 000 år BP, det det minker mot 20 % rundt år 15 800 BP. Signalet i Troll 89-03 har to topper fram mot 15 500, hvor signale minker mot 11 700 år BP. Signalet i GS12-172-04PC har to toppunkt på 70 % med et bunnpunkt før 15 200 år BP. De høyeste verdiene av arten forekommer for 14 500 år BP.
- *Nonion labradoricum* har to topper med lang varighet fra 15 000- 12 100 år BP i kjerne GS12-172-04PC.

11 700- 14 600 år BP:

- En topp registreres mellom 13 000- 11 900 år BP med verdier opp mot 30 000 bentiske foraminifera/ 100 gram for Troll 89-03. I kjerne GS12-172-04PC finnes to topper i dette intervallet; 14 900- 12 800 og 12 000- 11 900 år BP
- *Lagena* spp. i kjerne GS12-172-04PC har første forekomst for 11 900 år BP.
- Første utslag av *Hyalinea balthica* observeres for 12 000 år BP i kjerne GS12-172-04PC.
- I Troll 89-03 registreres en liten topp i *Uvigerina peregrina* fra 14 000- 13 900 år BP. For 12 000 år BP er utslaget ti ganger høyere, som øker mot 11 700 år BP.
- Verdiene av *Neogloboquadrin pachyderma (l)* øker fra 13 600- 12 000, hvor signalet synker brått.
- En karakteristisk topp i arten *Cassidulina laevigata* fra Troll kjernen observeres mellom 13 600- 13 200 år, med et økende signal fra 12 000- 11 700 år BP. Mens arten registreres først for 11 900 år siden i kjerne GS12-171-04PC.
- Fra Troll 89-03 ligger *Cibicides lobatulus* verdiene rundt null, før en liten økning inntreffer rundt 11 900- 11 700 år BP.
- I kjerne GS12-172-04PC registreres en topp på 80 % mot 12 100 år BP og en topp på 60 % rundt 11 800 år BP.

11 000- 11 700 år BP:

- Innholdet av *Uvigerina peregrina* øker brått for 11 500 år siden.
- Det største utslaget i *Cassidulina laevigata* på 50 %, finnes mellom 11 700- 10 500 år BP i kjerne GS12-172-04PC.
- Verdiene til *Cassidulina reniforme* går mot null rundt 11 700- 11 500 år BP i begge kjernene.
- *Elphidium excavatum* i Troll 89-03 når null rundt 11 700 år BP, mens i kjerne GS12-172-04PC for 11 000 år BP.
- *Nonion labradoricum* forsvinner for 11 500 år BP i GS12-172-04PC og 11 600 år BP ved Trollfeltet.

10 000- 11 000år BP:

- Det største utslaget av *Hyalinea balthica* starter for 11 100 år og har en stabil økning mot slutten av signalet.

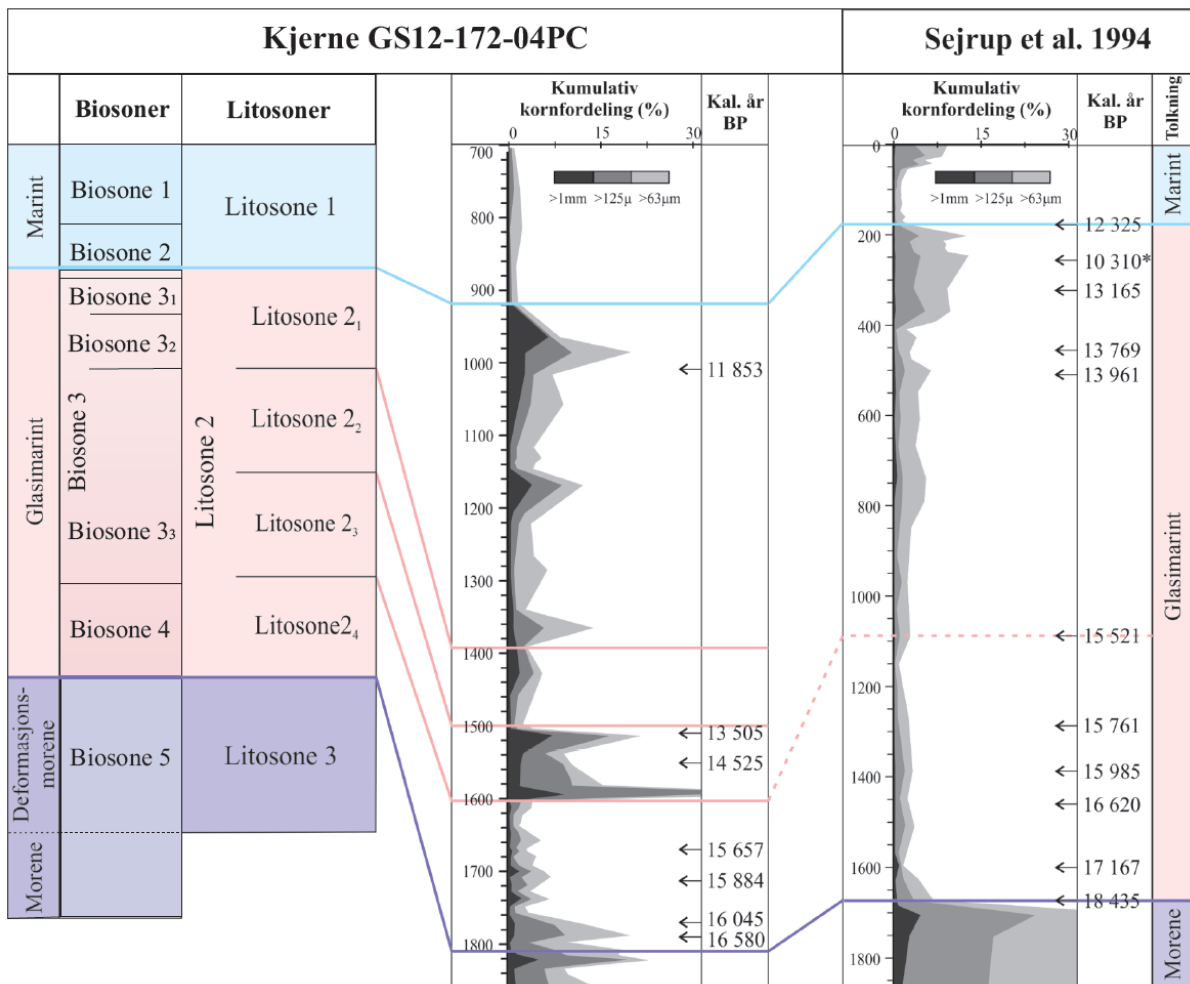
Trender som blir synlige for de fleste artene er forsinkede utslag i GS12-172-04PC i forhold til Troll 89-03. Når verdiene av *Cassidulina reniforme* øker, minker verdiene av *Elphidium excavatum*. *Cibicides lobatulus* har et lignende signal som *Cassidulina reniforme*, bare med lavere verdier.

Rundt 12 000- 11 000 år BP observeres en endring i de fleste bentiske artene, fra en arktisk til en boreal fauna. Nye arter kommer inn rundt overgangen til holosen, mens de arktiske artene avtar eller forsvinner helt. De kalde, arktiske artene finnes på Figur 4-6 mens de mer boreale, varme artene finnes på Figur 4-7.

5 Diskusjon

I dette kapittelet vil litologien og biostratigrafien bli satt inn og diskutert i et kronologisk rammeverk. Utviklingen av bentiske foraminifera, avsetningsmiljø og utbredelse av det Fennoskandiske isdekket vil bli diskutert mer i detalj. Forekomsten og betydningen av planktoniske foraminifera og diatoméer vil bli behandlet. Til slutt vil den regionale utviklingen i Norskerenna blir diskutert, med hovedvekt på kjernene GS12-172-04PC fra sør og Troll 89-03 fra nord i Norskerenna.

5.1 Litologi, kronologi og biostratigrafi:



Figur 5-1: Korrelasjon av kjerne GS12-172-04PC med de øverste 20 m fra Troll 89-03 (Sejrup et al., 1994). Med inndeling i biosoner, litosoner og genese til sedimentene, modifisert fra (Borge, 2014). Dateringene er markert og i kalibrerte år BP. Plasseringen til kjernene finnes i Figur 3-1.

Biosone 5: Blandingsone

Biosone 5 har et lavt antall bentiske foraminiferer/ 100 gram. Faunaen er dominert av arktiske arter som *Cassidulina reniforme* og *Elphidium excavatum* som til sammen utgjør 85 % av artsmangfoldet. Andre karakteristiske arter er *Islandiella norcrossi*, *Pyrgo williamsoni* og *Nonion labradoricum*. Boreale arter som *Elphidium macellum*, *Elphidium barletti* og *Elphidium asklundi* observeres, noe som tyder på en blandet fauna.

Biosone 5 sammenfaller med litosone 3, som er den stratigrafisk nederste enheten i kjerne GS12-172-04PC. Litosonen er dominert av siltig leire, med sandige linser og deformasjonsstrukturer. Skjærstyrkeverdiene er høye og Ca/Fe verdiene er lavest i kjernen, noe som tyder på lite biogent karbon tilstede. Enheten har en datering i biosone 5, nær grensen til biosone 4, som tilsier at alderen er minimum 16 580 år.

En korrelasjon mot Troll 89-03 (Figur 5-1) viser likheter i litologi og stratigrafisk posisjon med øverste del av enhet L2. Enheten er tolket av Sejrup et al. (1994) til å være et diamikton med høye skjærstyrkeverdier og lavt vanninnhold. Grensen til L1 er datert til 18 435 år, der L2 må være avsatt tidligere enn denne alderen.

På grunnlag av likheten mellom enhetene, som har deformasjonsstrukturer, lavt vanninnhold, varierende kornfordeling og høye skjærstyrke verdier, tolkes sedimentene til å være en morene avsetning. Grunnet deformasjonsstrukturer og seismikk, tolket Nygård et al. (2007) morenen til å være en deformasjonsmorene. Sammensetningen av foraminiferer i en morene fra kjerne GS12-172-04PC kan være omarbeidet og ha en sammensatt fauna fra ulike miljøer. Det kan være grunnen til at boreale foraminiferer som *Elphidium asklundi*, *Elphidium barletti* og *Elphidium macellum* har gjennomsnittverdier rundt 1 % av artsmangfoldet i biosone 5. Den bentiske faunaen tyder på et arktisk miljø, med temperaturer rundt 0 °C og lav salinitet mellom 33- 35 ‰. Dette er vanlig for en fauna i nærhet av et isdekke, der forholdene ofte er turbulente. Morenen må ha blitt avsatt tidligere enn for 18 435 år siden i Troll 89-03 og før 16 580 år i sørlige Norskerenna. Tidsmessig stemmer dette med tilbaketrekningen etter Tampen fremrykket/ Dimlington stadial som skjedde for 22- 18 000 år siden (Sejrup et al., 1994; Sejrup et al., 2000; Sejrup et al., 2009).

Biosone 4: *Cassidulina reniforme* sone

Biosone 4 har et lavt antall bentiske foraminiferer/ 100 gram, og er dominert av artene *Cassidulina reniforme* og *Elphidium excavatum*. Antallet bentiske arter i prøvene veksler fra 4 til 10 ulike arter. *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi*, *Pyrgo williamsoni* og *Virgulina loeblichii* er andre karakteristiske arter i biosone 4.

Biosone 4 ligger over biosone 5, og sedimentene er en del av litosone 24. Litosonen består av massiv siltig leire med sandlinser ned mot litosone 3. Sandinnholdet i kjernen er høyest i biosone 4. Gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten har høyest utslag nederst i biosonen, mens Ca/Fe forholdet og skjærstyrken er stabil (Figur 4-1).

Biosonen inneholder fire dateringer, hvor den nederste er på 16 580 år ved overgangen til litosone 3. De resterende dateringene er lokalisert på 1767-1668 cm dyp og har alderne 16 045 år, 15 884 år og 15 657 år BP. Det er ikke en klar alders- korrelasjon med borehullet Troll 89-03, men litologien i enhetene er tilsvarende. Intervallet fra 16.8 til 10.9 m dybde i Troll 89-03 består av finkornete sedimenter, tolket til å ha en glasimarin opprinnelse. Dette intervallet tilsvarer litosone 24 i kjerne GS12-172-04PC. Dateringen øverst i biosone 4 fra kjerne GS12-172-04PC er på 15 657 år BP, noe som tilsvarer dypet 10.9 m med alderen 15 521 år BP fra Troll 89-03.

Sedimentene er glasimarine fra deglasiasjonen i sen weichsel, og er avsatt mellom 18 400-15 521 år BP i Trollområdet og mellom 16 580- 15 657 år BP sør i Norskerenna. Den bentiske faunaen viser et miljø påvirket av kalvende isbreer eller sjøis, som minker oppover i underenheten. Faunaen viser en overgang fra isproksimal til en mer isdistal karakter. *Cassidulina reniforme* tyder på temperaturer rundt 0 °C og lave saliniteter.

Biosone 3: *Cassidulina reniforme*- *Elphidium excavatum*- *Nonion labradoricum* sone

Cassidulina reniforme, *Elphidium excavatum* og *Nonion labradoricum* er de dominerende artene, men med varierende verdier og forekomsten av andre karakteristiske arter førte til en inndeling i underenheter. Biosone har dateringer mellom 14 600- 11 700 år BP i kjerne GS12-172-04PC. Underenhetene representerer trolig endringer avsetningsmiljø knyttet til deglasiasjonen i Norskerenna og endringer i faktorer som havnivå og endringer i havsirkulasjonen.

Biosone 3₃: *Islandiella teretis* sone

Antall bentiske foraminiferer/ 100 gram øker og får en topp i første del av biosone 3₃. De viktigste artene er *Cassidulina reniforme*, *Nonion labradoricum* og *Elphidium excavatum*. Antall bentiske foraminifera/ 100 gram minker litt fra den nedre delen av biosone 3₃, men inneholder de samme dominerende artene. Andre viktige arter er *Islandiella norcrossi*, *Islandiella teretis* og *Virgulina loeblichii*.

Biosone 3₃ dekker litosone 2₃ og 2₂ og ligger stratigrafiske over biosone 4. Litologien i litosone 2₃ er dominert av vekslende siltig leire og sandig leire med innslag av linser og lag bestående av grov silt og sand. Gammatettheten og magnetisk susceptibiliteten viser karakteristiske topper (Figur 4-1). Litosone 2₂ består av massiv siltig leire, med en skjærstyrke som øker oppover i underenheten. Innholdet av sand er lavt, med stabile magnetisk susceptibilitet- og gammatetthet verdier.

To dateringer har blitt gjort i intervallet, på 1550.5 cm og 1511 cm dyp med alder på 14 525 og 13 505 år BP (Figur 5-1). Den nederste grensen er ikke datert, men sedimentene er avsatt etter 15 657 år BP, som er den øverste dateringen i litosone 2₄. Litosone 2₃ har ingen dateringer, så minimumsalderen har blitt antatt til 12 200 år BP.

Litosonene er en del av enhet L1 i borinehullet Troll 89-03, som inneholder grovere sedimenter avsatt i den siste delen av deglasiasjonen i Norskerenna i perioden sen weichsel. En tydelig korrelasjon mellom dypene i kjernene er ikke tydelig. Dateringene i kjerne GS12-172-04 PC viser at avsetningene er eldre enn 12 200 år BP (antatt alder) men yngre enn 15 657 år BP. Artsmangfoldet og antallet bentiske foraminifera, tyder på et mindre ekstremt miljø med stigende temperaturer og mer innstrømmende Atlantisk vann grunnet økt innhold av *Nonion labradoricum*. Når nærheten til et isdekke minker, vil levevilkårene til de bentiske foraminiferer forbedre seg, noe som kan være grunnen til en økningen i antall bentiske foraminiferer/ 100 gram i begynnelsen av biosone 3₃.

Biosone 3₂: *Pyrgo williamsoni* sone

Antall bentiske foraminifera/ 100 gram er lavt, med 6 til 8 ulike bentiske arter per prøve. De dominerende artene er *Cassidulina reniforme*, *Nonion labradoricum* og *Elphidium excavatum*, med et lavere innslag av *Islandiella norcrossi*, *Pyrgo williamsoni*, *Virgulina loeblichii*, *Islandiella teretis* og *Cibicides lobatulus*.

Biosone 3₂ ligger stratigrafiske over 3₃, der sedimentene er en del av litosone 2₁. Noen linser og tynne lag av sandig silt blir observert i en siltig leire. Kornfordelingen er lav, utenom 3 topper mellom 13-20 % i bunnen av underenheten. Gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten har høye verdier nederst i litosonen som har en avtagende trend mot litosone 1.

Kun en prøve i litosonen har blitt datert ca. 1 m fra den øvre grensen, og som har en alder på 11 853 år BP. Dateringene viser at sedimentene er avsatt etter 12 200 år BP (antatt alder) og en maksimumsalder på 11 553 år.

Miljøet er arktisk med en sedimentasjon påvirket av IRD, noe som er spesielt tydelig nederst i litosone 2₁. Faunaen er avsatt i nærheten til Atlantisk vann langs kontinentalsokkelen. Artsmangfoldet tyder på en oppvarming opp mot 5 °C og er mer stabil salinitet (ca. 35 ‰).

Biosone 3₁: *Virgulina loeblichii* sone

Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram stiger i biosone 3₁, og har de høyeste verdiene i kjernen ved grensen til biosone 2. De dominerende artene er *Cassidulina reniforme*, *Nonion labradoricum* og *Elphidium excavatum*. En økning i *Virgulina loeblichii* er karakteristisk i biosone 3₁.

Biosone 3₁ sammenfaller med den øverste delen av litosone 2₁, og ligger stratigrafisk over biosone 3₂. Litologien er beskrevet under biosone 3₂. Den bentiske faunaen og sedimentene har blitt avsatt etter 12 200 år (antatt alder) og en minimumsalder på 11 853 år.

Faunaen er dominert av arktiske arter, med det høyeste antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram i kjernen. Denne økningen mot biosone 2, tyder på gode levevilkår for den bentiske faunaen. Mot overgangen til litosone 2 migrerer noen boreale arter til området, noe som tyder på varmere vann (rundt 5 °C) og mer stabil salinitet på 35 ‰.

Biosone 2: *Cassidulina laevigata*- *Elphidium barletti* sone

Det høyeste antall ulike bentiske arter i kjernen finnes i biosone 2, men antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram er lavt. Det er boreale arter som *Cassidulina laevigata* og *Elphidium barletti* som dominerer, men flere nye arter som *Bulimina marginata*, *Elphidium asklundi* og *Uvigerina peregrina* har kommet til.

Sedimentene i biosone 2 og 1 inngår i litosone 1. Litosone 1 er den øverste litosonen, som blir avgrenset av den øverste prøven i denne kjernen på 680 cm. Dette er den eneste litosonen uten stein- eller gruspartikler, og har en massiv karakter uten noen tegn til strukturer. Verdiene til magnetisk susceptibilitet- og gammatetthet er stabile, men sandinnholdet og skjærstyrken har lave verdier.

Likheten i litologi og plassering til de øverste 1.8 m i Troll 89-03, som består av finkornede marine sedimenter som ligner de holosene sedimentene i kjerne GS12-172-04PC. De øverste 1.8 m i kjernen er tolket av Sejrup et al. (1994) til å være holosene sedimenter. Litosone 1 er avsatt etter 11 853 år BP og i løpet av holosen.

En overgang i miljøet og faunaen fra arktisk til boreal er tydelig. Grunnen til det lave antallet bentiske foraminiferer er trolig den brå overgangen fra deglasiasjonen til holosen. Her bruker faunaen litt tid på å tilpasse seg de nye forholdene. Temperaturen i havvannet har steget (rundt 8 °C) og saliniteten har stabilisert seg (35 ‰). Et moderne sirkulasjonsmønster blir utviklet, med kontinuerlig innstrømmende Atlantisk vann.

Biosone 1: *Hyalinea balthica*- *Bulimina marginata* sone

De dominerende artene er *Bulimina marginata*, *Elphidium barletti*, *Hyalinea balthica* og *Uvigerina peregrina*. Med et karakteristisk innhold av *Pyrgo williamsoni*, *Lagena* spp., *Cassidulina laevigata*, *Islandiella teretis*, *Elphidium magellanicum*, *Elphidium asklundi* og *Cassidulina reniforme*. Litologien er lik som biosone 2, men er avsatt over biosone 1 så alderen er yngre.

Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram stiger sakte i biosone 1. Dette kan tyde på at faunaen har blitt tilpasset den høyere temperaturen (8 °C) og en mer stabil salinitet (35 ‰). Innholdet av arktiske arter minker drastisk, og forsvinner nesten helt.

5.2 Utviklingen i Norskerenna fra siste deglasiasjon fram til begynnelsen av holosen

5.2.1 Tidlig deglasiasjon (18 000- 14 400 år BP):

Før Norskerenna ble isfri for ca. 19 000 til 17 000 år siden antar en at den var dekket av en hurtig strømmende isstrøm (King et al., 1996; Sejrup et al., 2003; Nygård et al., 2005; Rise et al., 2008). Under deglasiasjonen var det marine miljøet i Trollområdet karakterisert av polare forhold. Dette er indikert ved forekomst av den polare planktoniske foraminifer arten *Neoglobobulimina pachyderma* (l) og hyppig forekomst av IRD (Haflidason et al., 1995; Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

I tidsintervallet 15 500- 15 000 år BP entret relativt varmt Atlantisk vann Norskerenna, og sirkulasjonen startet som syklisk og svak (Lehman et al., 1991; Lehman & Keigwin, 1992; Koç et al., 1993). Rundt 15 000 år BP lå den kalvende isfronten i de dypeste delene av Oslofjorden (Risdal, 1964; Gyllencreutz et al., 2006). Sedimentasjonen ble kontrollert av havstrømmer, og fra kjerne GS12-172-04PC ligger sedimentasjonshastigheten i tidsintervallet 16 580- 16 045 rundt 0.05 cm/ år mens mellom 16 045- 14 525 år BP er den steget til 0.1- 0.3 cm/ år. En kontinuerlig og jevn sekvens bestående av finkornet materialet med sporadisk innhold av IRD, samsvarer med litosone 2₄ i kjerne GS12-172-04PC. Sedimentene i litosonen er avsatt i et intervall mellom 16 640- 15 660 år BP en alder som tilsvarer eldre dryas. Grove sedimentlinser observeres ned mot morenen (litosone 3) og tolkes til å vise overgangen fra da isen lå over området, og til tilbaketrekningen startet. Den senere sedimentasjonen er dominert av havstrømmer, da sand og IRD innholdet er lavt.

De dominerende bentiske foraminiferer i kjerne GS12-172-04PC lever i et arktisk miljø, noe som tolkes til å være ekstremt grunnnet at *Cassidulina reniforme* og *Elphidium excavatum* utgjør 85 % av den bentiske faunaen. Temperaturen ligger rundt 0 °C og har en salinitet mellom 33- 35 ‰, og faunaen er påvirket av nærheten til en kalvende ismargin eller sesongavhengig sjøis.

5.2.2 Bølling- Allerød (14 400- 12 800 år BP):

En oppvarming i overflatevannet blir registrert i bølling- allerød, mens bunnvannet holder seg relativt kaldt. Klitgaard-Kristensen et al. (2001) avdekket en økning i mengden av *Cassidulina laevigata* og *Cassidulina reniforme*, og tolkes som en begrenset økning i temperaturen til

bunnvannet. Overflatevannet hadde en temperatur på 9 °C, noe som minner om dagens forhold, mens bunnvannet var nær frysepunktet med normal salinitet (ca. 35 ‰). Kjerne GS12-17-04PC er enda dominert av en arktisk fauna, men viser ikke en oppvarmende trend i de bunnlevende organismene. Perioden ble avbrutt to ganger av reduserte temperaturer og økt sjøis-dekket, den første i eldre dryas (13 900- 13 600 år BP) og den andre i inter allerød avkjølede periode (13 000- 12 800 år BP) (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Bevisene kommer fra en økning i de polare artene *N. pachyderma* (l) og *Elphidium excavatum*, samt en IRD økning i sedimentene. De kalde periodene kommer trolig av redusert innstrømming av Atlantisk vann (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Sedimentasjonen på kontinentalmarginen er styrt av havstrømmer (Haflidason et al., 1998).

Rundt 14 000 år BP var Skagerrak avgrenset av isfronten i nord og av landområder i sør, noe som gjorde at området lignet en fjord (Figur 5-2a). Det skjedde da en rask avsetning av glasimarine sedimenter, som har en proksimal karakter (Gyllencreutz, 2005). Sedimentasjonshastigheter fra kjerne GS12-172-04PC er 0.04 cm/ år i tidsrommet 14 525- 13 505 år BP. I en kort periode var de ytterste kystområdene isfrie, grunnet relativt varmt Atlantisk vann. Sedimentasjonshastigheten avtok ved framrykket, samtidig som sandinnholdet minket. Da isen rykket frem igjen og kalvet ut i Norskerenna, og klimaet ble trolig kaldere. På slutten av bølling- allerød startet tilbaketrekningen mot land, som ble stoppet opp i yngre dryas (Mangerud et al., 2011). Sedimentene i litosone 2₃ og 2₂ er yngre enn 15 657 år men eldre enn ca. 12 200 år BP, en alder som tilsvarer bølling- allerød perioden. Litosone 2₃ har et høyt IRD og sandinnhold noe som indikerer nærhet til en kalvende ismargin, som trolig tilsvarer det observerte framrykket av isen langs kysten i vest Norge. Sedimentene i litosone 2₂ har en mer massiv struktur, med lavere sand og IRD innhold enn i litosonen som ligger stratigrafisk under (litosone 2₃). Dette kan tilsvare tilbaketrekningen på slutten av perioden.

Artsmangfoldet i kjerne GS12-172-04PC er enda arktisk, men høyere verdier av *Nonion labradoricum* viser at påvirkningen av innstrømmende Atlantisk vann er større og at temperaturen har steget. Antall bentiske foraminifera/ 100 gram stiger, noe som kan tyde på mindre ekstreme forhold i mer isdistale områder eller varmere overflatevann.

5.2.3 Yngre dryas (12 800- 11 700 år BP):

Avkjølingen i yngre dryas er reflektert ved en økning i IRD og en arktisk foraminifera fauna (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Isdekket hadde et framrykk ved flere lokaliteter, og sedimentasjonen er kontrollert av smeltende isberg som overkjører havstrømaktiviteten (Haflidason et al., 1998). Sedimentasjonshastigheten minker når isdekket blir brutt opp og ismarginen trekker seg rask tilbake. Dette gir hastigheter på 0.6 cm/år for 13 400- 12 000 år BP og 0.06 cm/år i tidsrommet 12 000- 10 300 år BP (Gyllencreutz, 2005). Fra kjerne GS12-172-04PC lokalisert i sørlige Norskerenna, er sedimentasjonshastigheten i tidsrommet 13 505- 11 853 år BP 0.3 cm/år. Denne hastigheten er i samme størrelsesorden som Gyllencreutz (2005) sine verdier fra kjerne MD99-2286 fra nordøstlige Skagerrak (Figur 2-10). Litosone 2₁ er avsatt i perioden yngre dryas, fra rundt 12 500- 11 853 år BP i kjerne GS12-172-04PC. Vekslede IRD- og sandinnhold indikerer pulser i sedimentasjonen trolig grunnet nærhet til isdekket. De mørke sulfidflekkene som blir observert i enheten, er trolig grunnet utilstrekkelig mengde oksygen ved rask avsetning av sedimentene.

Artsmangfoldet i kjerne GS12-172-04PC er arktisk, og en nærhet til et isdekke er nødvendig. En økning i den planktoniske arten *Neogloboquadrina pachyderma* (l) i Troll 89-03, indikerer at innstrømmingen av Atlantisk vann avtok under den kalde perioden yngre dryas (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). *Thalassiosira gravida* er en arktisk diatom art som lever i sjøis, noe som indikerer at det er sesongavhengig sjøis. Mot slutten av perioden kommer noen boreale arter til, men utgjør mindre enn 1 % av artsamangfoldet. *Cassidulina laevigata* blir identifisert, noe som tyder på en temperaturøkning opp mot 5 °C og *Hyalinea balthica* salinitet rundt 35 ‰.

5.2.4 Holosen (11 700- 0 år BP):

Ved overgangen til holosen er det en brå overgang fra arktisk til boreal fauna i Norskerenna, noe som tyder på en moderne vanntemperatur (Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Sejrup et al., 2004). Oppstarten av en nordlig strømning av Atlantisk vann skjer ved overgangen til holosen (Karpuz & Jansen, 1992; Haflidason et al., 1995), som fører til økt havnivå og tilbakesmelting fra kysten og fastlandet (Haflidason et al., 1998). Denne klimaforbedringen etter yngre dryas førte til at tidlig holosen var varmere enn i dag (Koç et al., 1993). En avkjølede trend fulgte i andre halvdel av holosen, da overflatevannet nådde et modernt sirkulasjonssmønster (Andersen et al., 2004).

Mindre variasjoner i den bentiske faunaen med høy frekvens og lav amplitude er trolig temperatur relatert, og er registrert som en del av de langvarige endringene i perioden. De korte oscillasjonene i klimaet kan også stamme fra økt mengde ferskvann i siste steg av deglasiasjonen (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Perioden preboreal hadde store klimatiske svingninger før 9 000 år BP, hvor mer stabile interglasiale forhold ble nådd (Nesje & Kvamme, 1991; Karpuz & Jansen, 1992; Nesje & Dahl, 1993).

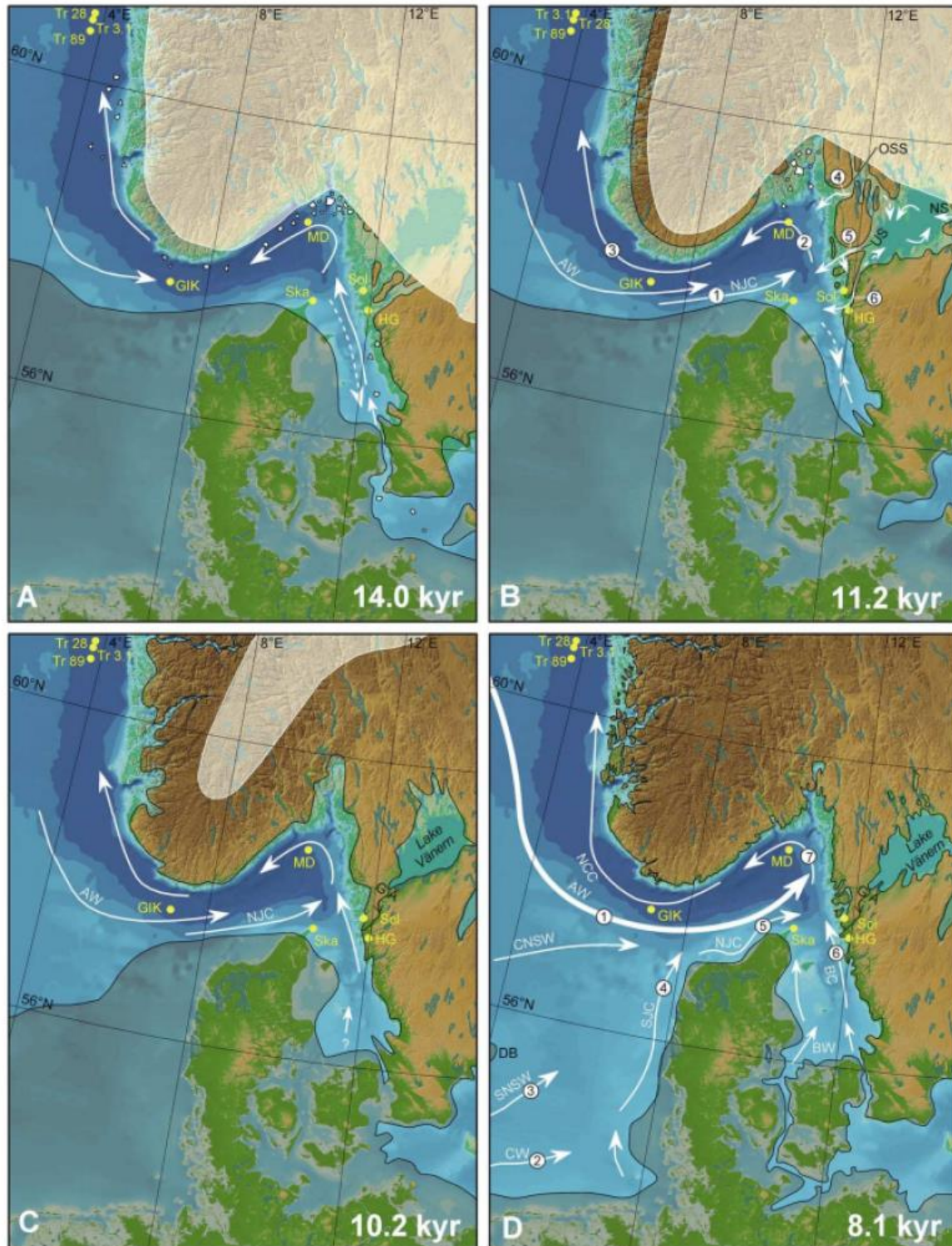
Sedimentasjonen skiller seg ut fra tidlige perioder, hvor lite eller ingen IRD er funnet. I Skagerrak er de siste IRD avsetningene observert av van Weering (1982a) for 11 600- 11 300 år BP og 10 700 år BP av Gyllencreutz (2005). Litosone 1 i kjerne GS12-172-04PC fra sørlige Norskerenna er avsatt etter 11 853 år BP og består av normal marine sedimenter. Sedimentene har en høy akkumulasjonsrate, som minker brått rundt 9 000 år BP, da en stigning i havnivået skjer (Haflidason et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

Skagerrak hadde en syklisk sirkulasjon rundt 11 000 år BP (Figur 5-2b) og lignet en fjord. Adveksjonen økte i Skagerrak rundt 11 500 år BP, dette førte til sterke utstrømninger langs vestkysten av Norge. Dette var et viktig steg mot moderne sirkulasjonen i Nordsjøen, og bevis finnes fra sedimenter i kjernene fra den norske kontinentalmarginen (Lehman & Keigwin, 1992; Koç et al., 1993; Sejrup et al., 1995; Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Isfronten okkuperte Oslofjorden fram mot tilbaketrekningen til land for 10 700 år siden, dette observeres ved en reduksjon i IRD fra den kalvende isfronten (Gyllencreutz, 2005). Interglasiale forhold med normal marin sedimentasjon drevet av innstrømmende Atlantisk vann og Jutland- strømmen dominerte frem til 8 500 år BP. Diatomé innholdet i Skagen 3/4 er en indikasjon på sterke strømmer mellom 10 900- 9 600 år BP (Jiang et al., 1997). Utviklingen av moderne sirkulasjonsmønster i Nordsjøen inkluderer en økning av innstrømmende Atlantisk vann, åpning av det Danske stredet, Øresund og den Engelske kanal samt isolasjonen av Dogger bank (Figur 5-2c) (Gyllencreutz et al., 2006).

Artsmangfoldet i Troll 89-03 fra Norskerenna (Klitgaard-Kristensen et al., 2001) og den andre kjerne fra Nordsjøen (Karpuz & Jansen, 1992; Lehman & Keigwin, 1992) viser en endring rundt 9 000- 8 500 år siden, som stammer fra en økning i innstrømmende Atlantisk vann. Åpningen av den Engelske kanal og isolasjonen av Dogger bank økte tilførselen av grovere material og tillot dannelsen av den sørlige Jutland- strømmen (Jiang et al., 1997; Andren et al., 2000). Økningen av innstrømmende Atlantisk vann og åpningen av Danske stredet førte til en blanding av saline og ferske vannmasser, noe som styrket den sykliske sirkulasjonen (Figur 5-

2d). Den moderne havsirkulasjonen var etablert for 8 500 år BP (Gyllencreutz, 2005), som observeres ved endringer i sedimentasjonen i Skagerrak, Kattegat og i Norskerenna (Nordberg, 1991; Conradsen, 1993; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Gyllencreutz, 2005; Gyllencreutz et al., 2006).

I kjerne GS12-172-04PC er overgangen til en holosen avsetning tydelig da mengden boreale arter øker, mens den arktiske faunaen minker drastisk. *Cassidulina laevigata*, *Elphidium barletti*, *Bulimina marginata*, *Uvigerina peregrina* er de vanligste artene. Den boreale planktoniske arten *Globigerina bulloides* observeres også. Overgangen i faunaen blir av Sejrup et al. (2001) datert til 10 100 år BP i Voldafjorden (vestlige Norge) fra dominans av *Cassidulina reniforme*, *Astrononion gallowayi*, *Islandiella spp.*, *Nonion labradoricum* og *Cibicides lobatulus* til *Cassidulina laevigata*, *Uvigerina mediterranea*, *Bulimina marginata* og *Cassidulina obtusa*. I borehullet Skagen 3/4 er overgangen forsinket, og migrasjon av boreale arter skjer rundt 9 600 år BP (Knudsen, 1998). De boreale artene krever mer stabile økologiske forhold, der temperaturen kontrolleres av innstrømmende Atlantisk vann med en temperatur på 8 °C og salinitet på rundt 35 ‰.



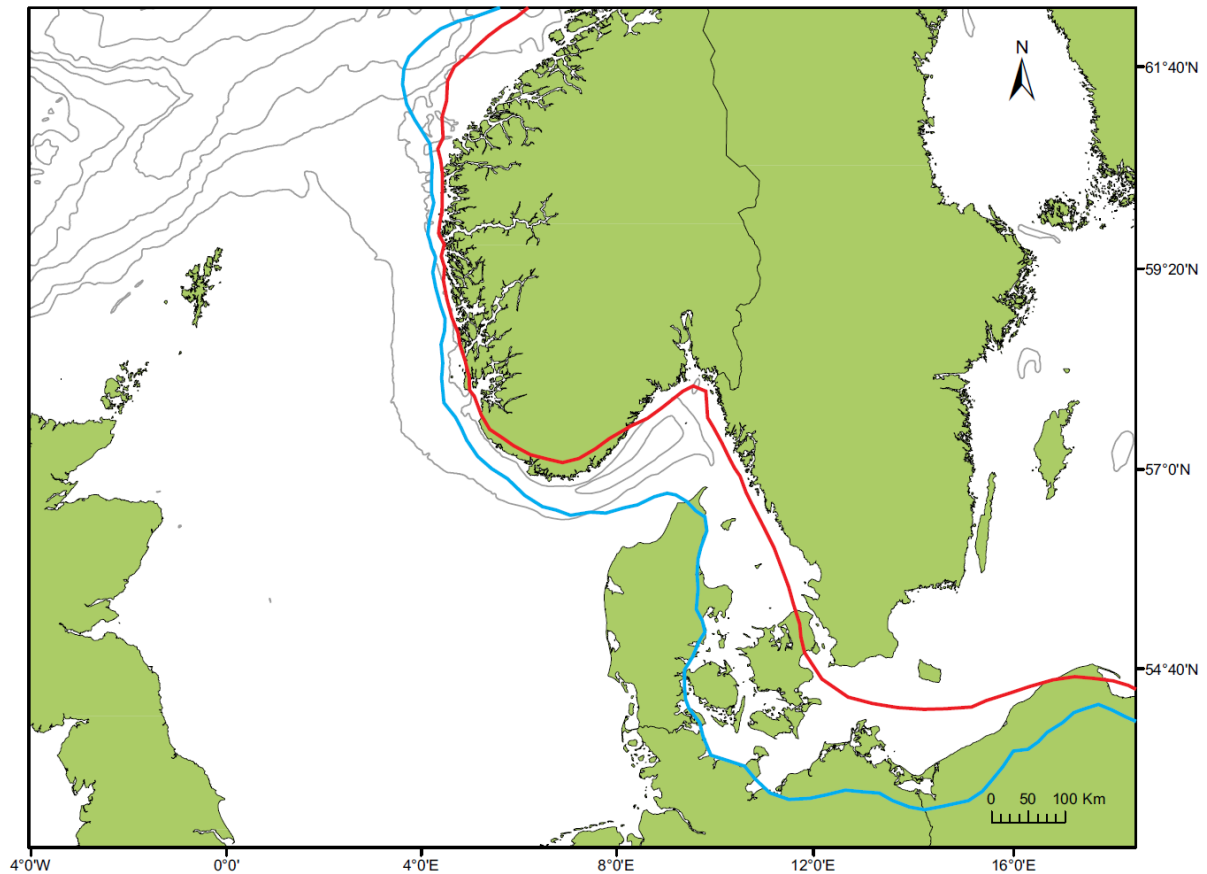
Figur 5-2: Oseanografisk utvikling i Nordsjøen fra 14 000 år BP til 8 100 år BP (Gyllencreutz et al., 2006). Der a) 14 000 år BP, b) 11 200 år BP, c) 10 200 år BP og d) 8 100 år BP. Mørkere områder viser tidligere kystlinjer og hvite områder illustrerer ismarginen. Havstrømmene er indikert ved hvite piler. Vannmasser: AW, Atlantisk vann; NJC, nordlig Jutland- strøm; SJC, sørlig Jutland- strøm; NCC, den norske kyststrømmen, CNSW, vann fra sentrale Nordsjøen, SNSW, vann fra sørlige Nordsjøen; CW, kanal vann; BS, Baltisk strøm og BW, Baltisk vann. Kjerner: Tr 28, Troll 28-03; Tr 3.1, Troll 3.1; Tr 89, Troll 8903; MD, MD99-2286 og Ska, Skagen 3/4.

5.3 Regional utvikling i Norskerenna

Bentiske foraminifera brukes til studier av paleomiljøet ved overgangen mellom glisiale og interglisiale perioder (Mackensen et al., 1985). Det ble tidligere trodd at vanddypet var en viktig kontrollerende faktor for utbredelsen av bentiske foraminifera, men i senere studier er det hydrografien som er av størst betydning for utbredelsen. Vannmassenes forskjellige fysiske og kjemiske egenskaper påvirker utbredelsen og mangfoldet av arter og individer (Lohmann, 1978; Corliss, 1979; Schnitker, 1979; Schnitker, 1980; Knudsen, 1998).

Sedimentene som er avsatt etter diamiktonet i Troll 89-03, er påvirket av hydrografien og ikke kontakten med isdekket (Sejrup et al., 1994; Andersen et al., 1995; King et al., 1998), noe som gir et regionalt sedimentasjonsmønster. Sedimentasjonen langs Nordsjømarginen har blitt dominert av overflatestrømmer og de tilhørende bunnstrømmene i området fra 15- 9 000 år BP (Haflidason et al., 1998). Sedimentasjonen er kontrollert av havstrømmer i kjerne GS12-172-04PC fra sørlig Norskerenna, bortsett fra den kalde perioden yngre dryas (12 700- 11 500 år BP).

Trender som blir synlige for de fleste bentiske artene er forsinkede utslag i GS12-172-04PC i forhold til Troll 89-03 fra tidlig deglasiasjon til holosen. Grunnen til forsinkelsen i starten av deglasiasjonen er at kjerne GS1-172-04PC fra sørlige Norskerenna, blir isfri senere enn Troll 89-03 som er lokalisert lengre nord (Figur 5-3). I Norskerenna har dateringer av glasimarine sedimenter ved 16.80 meters dyp i Troll 89-03 borehullet (Figur 5-1), gitt en alder på 18 435 år BP (Sejrup et al., 1994; Sejrup et al., 1995). I kjerne GS12-172-04PC er minimumsalderen på deglasiasjonen 16 580 år BP (Figur 5-3), det er en forsinkelse på ca. 1800 år. Utbredelsen av bentiske foraminifera etter innstrømmingen av Atlantisk vann, som startet rundt 15 000 år BP (Figur 5-2a) er kontrollert av estuarin sirkulasjon fra saline vannmasser med oseansk opprinnelse fra Atlanterhavet og ferskere vannmasser fra Østersjøen (Gyllencreutz, 2005). Topografien til Norskerenna påvirker sirkulasjonen, som gir regionale forskjeller i retning og styrke (Rodhe & Holt, 1996).



Figur 5-3: Den mest sannsynlige isutbredelsen er illustrert for 18 000 år BP (lys blå) og 16 000 år siden (rød). Figuren er basert på Hughes et al. (In review.). Dybdekvotene er 200 m.

Rundt 11 700- 11 000 år BP blir flere boreale arter identifisert, men den brå overgangen skjer for 11 000- 10 000 år BP i kjerne GS12-17-04PC. Migrasjonen av de boreale artene viser overgangen til holosen, mens de arktiske artene avtar eller forsvinner helt. Overgangen er datert til 11 500 år BP i Troll 89-03 (Klitgaard-Kristensen et al., 2001) og 9 600 år BP i borehullet Skagen 3/4 (Knudsen, 1998). Dateringene viser en forsinket respons i sørlige områdene av Norskerenna i forhold til nordlige områdene.

6 Konklusjon

Målet med oppgaven var å studere kjerne GS12-172-04PC fra Lista i sørlige Norskerenna, med vekt på bentiske foraminifera, oseanografi, sedimentasjon og klimautvikling. Kjernen korreleres mot kjerne 89-03 fra Trollområdet i nordlige Nordsjøen, for å rekonstruere en regional utvikling fra sist istids maksimum (LGM) til holosen.

Kjerne GS12-172-04PC har blitt delt inn i biostratigrafiske soner, som har blitt tolket og satt inn i et kronologisk rammeverk.

- Biosone 5 (Blandingssone > 16 700 år BP). Biosonen består av en mikset fauna, fra ulike miljøer. Dette tolkes som en morene, med en omarbeidet fauna.
- Biosone 4 (*Cassidulina reniforme* sone: 14 600- 16 700 år BP). Faunaen er arktisk, og antas å være direkte påvirket av en kalvende isbre eller sjøis. De bentiske foraminiferer viser en overgang fra en isproksimal til en mer isdistal karakter mot biosone 3. Temperaturene ligger rundt frysepunktet med lave saliniteter og strømaktivitet.
- Biosone 3 (3₃- 3₁)
 - Biosone 3₃ (*Islandiella teretis* sone: 12 800- 14 600 år BP). Den arktiske faunaen viser tegn på bedre levevilkår, temperatur over frysepunktet (ca. 2-3 ° C) og salinitet mellom 30- 35 ‰. Faunaen viser en nærhet til innstrømmende Atlantisk vann.
 - Biosone 3₂ (*Pyrgo willimsoni* sone: 12 100- 12 800 år BP). Faunaen er arktisk, med tegn på nærhet til kalvende isbre eller sjøis. Temperaturen synker til rundt 0 °C med lave saliniteter.
 - Biosone 3₁ (*Virgulina loeblichii* sone: 12 100- 12 800 år BP). Arktiske arter dominerer, men boreale arter inntar området og utgjør ≤ 1 %. Temperaturen ligger rundt 5 °C med en normal salinitet rundt 35 ‰.
- Biosone 2 (*Cassidulina laevigata*- *Elphidium barletti* sone: 11 000- 11 700 år BP). En overgang fra miljøet og faunaen fra arktisk til boreal er tydelig. Temperaturen har steget (8 °C) og saliniteten har stabilisert seg (35 ‰). Et moderne sirkulasjonsmønster

utvikles, med kontinuerlig innstrømmende Atlantisk vann. Biosone 2 og 1 representerer overgangen til holosen.

- Biosone 1 (*Hyalinea balthica*- *Bulimina marginata* sone: 10 000- 11 000 år BP): Antallet bentiske foraminiferer/ 100 gram stiger, som tyder på at faunaen har blitt tilpasset den høyere temperaturen og saliniteten. Innholdet av arktiske arter, minker drastisk eller forsvinner helt.
- Kjernen plassert i sørlige Norskerenna har en forsinket trend i den bentiske faunaen, i forhold til Troll 89-03 kjernen lokalisert lengre nord.
 - Den første marine sedimentasjonen i Troll 89-03 har blitt datert til 18 435 år BP, mens i kjerne GS12-172-04PC er minimum alderen 16 580 år BP. Dette er en forsinkelse på 1800 år, som trolig er grunnet at sørlige Norskerenna ble deglasiert etter den nordlige delen.
 - Overgangen til holosene (boreale) faunaer er datert til 11 500 år BP i Troll 89-03. De boreale artene inntar kjerne GS12-172-04PC for 11 700 år, men blir ikke dominerende før tidsrommet 11 000- 10 000 år BP. Denne forsinkelsen er koblet til havstrømmer, og estuarin sirkulasjon av saline vannmasser med oseaanisk opprinnelse fra Atlanterhavet og ferskere vannmasser fra Østersjøen. Topografien til Norskerenna påvirker sirkulasjonen, som gir regionale forskjeller i retning og styrke.

Videre arbeid

Videre arbeid som kan utføres på kjerne GS12-172-04PC er å utføre telling og identifikasjon av bentiske foraminifera på de dypene som ikke ble studert i denne oppgaven, for å få et mer detaljert resultat av den glasimarine sekvensen. Studier av bentiske foraminifera kan bli foretatt på flere kjerner i Norskerenna, noe som vil føre til en mer eksakt tolkning av utviklingen i Norskerenna i perioden sen weichsel.

Kilder og litteratur

- Andersen, A.-L. L., 1971, Foraminifera from the Older Yoldia Clay at Hirtshals: Late Quaternary Foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway, *Bull. Geol. Soc. Den.*, v. 21, p. 159-184.
- Andersen, C., Koc, N., Jennings, A., & Andrews, J., 2004, Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability: *Paleoceanography*, v. 19, no. 2.
- Andersen, E. S., Østmo, S. R., Forsberg, C. F., & Lehman, S. J., 1995, Late-and post-glacial depositional environments in the Norwegian Trench, northern North Sea: *Boreas*, v. 24, no. 1, p. 47-64.
- Andren, E., Andrén, T., & Sohlenius, G., 2000, The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin: *Boreas*, v. 29, no. 3, p. 233-250.
- Aure, J., & Ljøen, R., 1988, Wind effects on the lateral extension of the Norwegian Coastal Water: *Continental Shelf Research*, v. 8, no. 3, p. 239-253.
- Bennett, M. R., 2003, Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance: *Earth-Science Reviews*, v. 61, no. 3, p. 309-339.
- Bentley, C. R., 1984, Some aspects of the cryosphere and its role in climatic change, Wiley Online Library.
- Bentley, C. R., 1987, Antarctic ice streams: a review: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 92, no. B9, p. 8843-8858.
- Birks, H. H., Paus, A., Svenndse, J., Alm, T., Mangerud, J., & Landvik, J., 1994, Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard: *Journal of Quaternary Science*, v. 9, no. 2, p. 133-145.
- Boardman, R. S., Cheetham, A. H., & Rowell, A. J., 1987, *Fossil invertebrates*, Blackwell Scientific Publications Palo Alto, CA.
- Borge, M. V., 2014, *Prosesser og avsetningsmiljø knyttet til siste deglasiasjon av Norskerenna* [Msc. : Universitetet i Bergen, 120 p.
- Bradwell, T., Stoker, M. S., Golledge, N. R., Wilson, C. K., Merritt, J. W., Long, D., Everest, J. D., Hestvik, O. B., Stevenson, A. G., & Hubbard, A. L., 2008, The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise: *Earth-Science Reviews*, v. 88, no. 3, p. 207-226.
- Braiser, M. D., 1980, *Microfossils*, London.
- Carr, S. J., Haflidason, H., & Sejrup, H. P., 2000, Micromorphological evidence supporting Late Weichselian glaciation of the northern North Sea: *Boreas*, v. 29, no. 4, p. 315-328.
- Conradsen, K., 1993, Recent benthic foraminifera in the southern Kattegat, Scandinavia: distributional pattern and controlling parameters: *Boreas*, v. 22, no. 4, p. 367-382.
- Corliss, B. H., 1979, Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the southeast Indian Ocean: Inferred bottom-water routes and ecological implications: *Marine Geology*, v. 31, no. 1, p. 115-138.
- Feyling-Hanssen, R. W., 1964, Foraminifera in Late Quaternary deposits from the Oslofjord area, Universitetsforlaget, v. 225.
- Feyling-Hanssen, R. W., 1955, Stratigraphy of the marine late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen.
- Feyling-Hanssen, R. W., 1972, The foraminifer *Elphidium excavatum* (Terquem) and its variant forms: *Micropaleontology*, p. 337-354.
- Feyling-Hanssen, R. W., Jørgensen, J. A., Knudsen, K. L., & Lykke-Andersen, A.-L., 1971, Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway, Geological Society of Denmark.
- Folk, R. L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature: *The Journal of Geology*, p. 344-359.
- Force, N. S. T., 1993, North Sea quality status report 1993. International Council for the Exploration of the Sea, Olsen & Olsen.

- Furnes, G. K., Hackett, B., & Sætre, R., 1986, Retroflexion of Atlantic water in the Norwegian Trench: Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, v. 33, no. 2, p. 247-265.
- Goldstein, J. I., Newbury, D. E., Echlin, P., Joy, D. C., Fiori, C., & Lifshin, E., 1981, Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis. A text for biologists, materials scientists, and geologists, Plenum Publishing Corporation.
- Gyllencreutz, R., 2005, Late Glacial and Holocene paleoceanography in the Skagerrak from high-resolution grain size records: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 222, no. 3, p. 344-369.
- Gyllencreutz, R., Backman, J., Jakobsson, M., Kissel, C., & Arnold, E., 2006, Postglacial palaeoceanography in the Skagerrak: The Holocene, v. 16, no. 7, p. 975-985.
- Haflidason, H., King, E., & Sejrup, H., 1998, Late Weichselian and Holocene sediment fluxes of the northern North Sea Margin: *Marine Geology*, v. 152, no. 1, p. 189-215.
- Haflidason, H., Sejrup, H. P., Kristensen, D. K., & Johnsen, S., 1995, Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice cores: Evidence from the northern North Sea: *Geology*, v. 23, no. 12, p. 1059-1062.
- Hald, M., & Korsun, S., 1997, Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic: *The Journal of Foraminiferal Research*, v. 27, no. 2, p. 101-122.
- 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*, v. 32, p. 141-153.
- Holtedahl, H., & Bjerkli, K., 1982, Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway: *Marine Geology*, v. 45, no. 3, p. 179-226.
- Houmark-Nielsen, M., & Kjær, H. K., 2003, Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change: *Journal of Quaternary Science*, v. 18, no. 8, p. 769-786.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J. I., & Lohne, Ø. S., In review., The last Eurasian Ice Sheets- a chronological database and time- slice reconstruction, DATED-1. : *Boreas*.
- Jernas, P., Klitgaard Kristensen, D., Husum, K., Wilson, L., & Koç, N., 2013, Palaeoenvironmental changes of the last two millennia on the western and northern Svalbard shelf: *Boreas*, v. 42, no. 1, p. 236-255.
- Jiang, H., Björck, S., & Knudsen, K. L., 1997, A palaeoclimatic and palaeoceanographic record of the last 11 000 14C years from the Skagerrak-Kattegat, northeastern Atlantic margin: *The Holocene*, v. 7, no. 3, p. 301-310.
- Justwan, A., & Koç, N., 2008, A diatom based transfer function for reconstructing sea ice concentrations in the North Atlantic: *Marine Micropaleontology*, v. 66, no. 3, p. 264-278.
- Karpuz, N. K., & Jansen, E., 1992, A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes: *Paleoceanography*, v. 7, no. 4, p. 499-520.
- Kennett, J. P., & Srinivasan, M., 1983, Neogene planktonic foraminifera: a phylogenetic atlas, Hutchinson Ross.
- King, E., Haflidason, H., Sejrup, H., & Løvlie, R., 1998, Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima: *Marine Geology*, v. 152, no. 1, p. 217-246.
- King, E. L., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Elverhøi, A., & Aarseth, I., 1996, Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides: *Marine Geology*, v. 130, no. 3, p. 293-315.
- Kleiven, H. F., Jansen, E., Fronval, T., & Smith, T., 2002, Intensification of Northern Hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5–2.4 Ma)–ice-rafted detritus evidence: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 184, no. 3, p. 213-223.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H., & 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*, v. 16, no. 5, p. 455-467.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. F., & Haflidason, H., 2002, Distribution of recent calcareous benthic foraminifera in the northern North Sea and relation to the environment: *Polar research*, v. 21, no. 2, p. 275-282.

- Klitgaard Kristensen, D., & Sejrup, H., 1996, Modern benthic foraminiferal biofacies across the northern North Sea: *Sarsia*, v. 81, no. 2, p. 97-106.
- Knudsen, K. L., 1998, Foraminiferer i Kvartær stratigrafi: Laboratorie-og fremstillingsteknik samt udvalgte eksempler: *Geologisk Tidsskrift*, v. 3, no. 125, p. 1-25.
- Koç, N., Jansen, E., & Haflidason, H., 1993, Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms: *Quaternary Science Reviews*, v. 12, no. 2, p. 115-140.
- Larsson, A. M., & Rohde, J., 1979, Hydrographical and chemical observations in the Skagerrak 1975–1977: *Oceanogr. Inst., Göteborgs Univ.*,
- Lehman, S., Jones, G., Keigwin, L., Andersen, E., Butenkoi, G., & Østmo, S., 1991, Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation.
- Lehman, S. I., & Keigwin, L. D., 1992, Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation weft 3: *Nature*, v. 356, p. 757.
- Loeblich, A. R., & Tappan, H., 1953, Studies of arctic Foraminifera: *Smithsonian Misc. Coll.*, v. 121, no. 7, p. 150.
- Lohmann, G. P., 1978, Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean: *The Journal of Foraminiferal Research*, v. 8, no. 1, p. 6-34.
- Longva, O., Olsen, H. A., Piper, D. J., Rise, L., & Thorsnes, T., 2008, Late glacial fans in the eastern Skagerrak; depositional environment interpreted from swath bathymetry and seismostratigraphy: *Marine Geology*, v. 251, no. 1, p. 110-123.
- Longva, O., & Thorsnes, T., 1997, Skagerrak in the past and at the present: an integrated study of geology, chemistry, hydrography and microfossil ecology, *Norges Geologiske Undersøkelse*, v. 8.
- Mackensen, A., Sejrup, H., & Jansen, E., 1985, The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway: *Marine Micropaleontology*, v. 9, no. 4, p. 275-306.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ö., & Svendsen, J. I., 2011, Glacial history of Norway.
- Mangerud, J., Jansen, E., & Landvik, J. Y., 1996, Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets: *Global and Planetary Change*, v. 12, no. 1, p. 11-26.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O., & Sønstegaard, E., 1979, Glacial history of western Norway 15,000–10,000 BP: *Boreas*, v. 8, no. 2, p. 179-187.
- Meldgaard, S., & Knudsen, K., 1979, Metoder til indsamling og oparbejdning af prøver til foraminifer-analyser: *Dansk natur Dansk skole*, p. 48-57.
- Murray, J. W., 1991a, Ecology and distribution of benthic foraminifera: *Biology of foraminifera*, p. 221-253.
- Murray, J. W., 1991b, Ecology and palaeoecology of Benthic Foraminifera, England, 397 p.:
- Murray, J. W., 1992, Distribution and population dynamics of benthic foraminifera from the southern North Sea: *The Journal of Foraminiferal Research*, v. 22, no. 2, p. 114-128.
- Nagy, J., 1965, Foraminifera in some bottom samples from shallow waters in Vestspitsbergen: *Norsk Polarinstittutt Årbok 1963*, p. 109-126.
- Nesje, A., & Dahl, S. O., 1993, Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review: *Quaternary Science Reviews*, v. 12, no. 4, p. 255-261.
- Nesje, A., & Kvamme, M., 1991, Holocene glacier and climate variations in western Norway: evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events: *Geology*, v. 19, no. 6, p. 610-612.
- Nordberg, K., 1991, Oceanography in the Kattegat and Skagerrak over the past 8000 years: *Paleoceanography*, v. 6, no. 4, p. 461-484.
- Nygård, A., Sejrup, H., Haflidason, H., Lekens, W., Clark, C., & Bigg, G., 2007, Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea: *Geology*, v. 35, no. 5, p. 395-398.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., & Bryn, P., 2005, The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 1, p. 71-84.

- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M., & Ottesen, D., 2004, Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP: *Boreas*, v. 33, no. 1, p. 1-17.
- Nystuen, J. P., 1986, Regler og råd for navnsetting av geologiske enheter i Norge, Volum 1 av Norsk geologisk tidsskrift, Univ.-Forl., 1986.
- Nørvang, A., 1945, Foraminifera, The Zoology of Iceland Ejnar Munksgaard.
- Olausson, E., 29. Quaternary correlations and the geochemistry of Oozes, *in* Proceedings The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the Symposium Held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 Under the Title Micropalaeontology of Marine Bottom Sediments 1971, Cambridge University Press, p. 375.
- Paus, A., 1990, Late Weichselian and early Holocene vegetation, climate, and floral migration at Utsira, North-Rogaland, southwestern Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 70, no. 3, p. 135-152.
- Qvale, G., 1986, Distribution of benthic foraminifers in surface sediments along the Norwegian continental shelf between 62° and 72° N: *Norsk geologisk tidsskrift*, v. 66, no. 3, p. 209-221.
- Qvale, G., & Van Weering, T. C., 1985, Relationship of surface sediments and benthic foraminiferal distribution patterns in the Norwegian Channel (northern North Sea): *Marine Micropaleontology*, v. 9, no. 6, p. 469-488.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., & Friedrich, M., 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Risdal, D., 1964, Foraminiferfaunaenes relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminifersoner, Universitetsforlaget, v. 226.
- Rise, L., Bøe, R., Ottesen, D., Longva, O., & Olsen, H. A., 2008, Postglacial depositional environments and sedimentation rates in the Norwegian Channel off southern Norway: *Marine Geology*, v. 251, no. 1, p. 124-138.
- Rise, L., & Rokoengen, K., 1984, Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60 30' and 62 N: *Marine Geology*, v. 58, no. 3, p. 287-317.
- Rochon, A., deVernal, A., Sejrup, H. P., & Haflidason, H., 1998, Climatic changes and sea-surface conditions during the last deglaciation: palynological evidence from the North Sea: *Quaternary Research*, v. 49, p. 197- 207.
- Rodhe, J., & Holt, N., 1996, Observations of the transport of suspended matter into the Skagerrak along the western and northern coast of Jutland: *Journal of Sea Research*, v. 35, no. 1, p. 91-98.
- Rokoengen, K., & Rønningsland, T. M., 1983, Shallow bedrock geology and Quaternary thickness in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30'N and 62°N: *Norsk geologisk tidsskrift*, v. 63, p. 83-102.
- Rose, J., 1985, The Dimlington Stadial/Dimlington Chronozone: a proposal for naming the main glacial episode of the Late Devensian in Britain: *Boreas*, v. 14, no. 3, p. 225-230.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M., & McIntyre, A., 1986, Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 80, no. 1, p. 117-129.
- Schnitker, D., 1979, The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and the re-initiation of the Western Boundary Undercurrent: *Marine Micropaleontology*, v. 4, p. 265-280.
- Schnitker, D., 1980, Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses: *Annual review of earth and planetary sciences*, v. 8, p. 343.
- Schäuble, C., 2012, Siste istids maksimum og deglasiasjon av nordøstlige deler av Nordsjøen; glisiale prosesser og landskapsformer [Master: University of Bergen]
- Seidenkrantz, M.-S., & Knudsen, K. L., 1994, Marine high resolution records of the last interglacial in northwest Europe: a review: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 48, no. 2, p. 157-168.
- Sejrup, H., Birks, H., Kristensen, D. K., & Madsen, H., 2004, Benthonic foraminiferal distributions and quantitative transfer functions for the northwest European continental margin: *Marine Micropaleontology*, v. 53, no. 1, p. 197-226.

- Sejrup, H., Haflidason, H., Flatebø, T., Kristensen, D. K., Grøsfjeld, K., & Larsen, E., 2001, Late-glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway: *Journal of Quaternary Science*, v. 16, no. 2, p. 181-198.
- Sejrup, H., King, E., Aarseth, I., Haflidason, H., & Elverhøi, A., 1996, Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan: Geological Society, London, Special Publications, v. 117, no. 1, p. 187-202.
- Sejrup, H., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H., & Nesje, A., 2000, Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, no. 7, p. 667-685.
- Sejrup, H., Nygård, A., Hall, A., & Haflidason, H., 2009, Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 3, p. 370-380.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F., & Ellingsen, K. L., 1995, Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. : *Oceanographic Literature Review* v. 43.
- Sejrup, H. P., Fjæran, T., Hald, M., Beck, L., Hagen, J., Miljeteig, I., Morvik, I., & Norvik, O., 1981, Benthonic foraminifera in surface samples from the Norwegian continental margin between 62°N and 65°N.: *J. Foram. Res.*, v. 11, p. 277- 229.
- Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D., & Rokoengen, K., 1994, Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea: *Boreas*, v. 23, no. 1, p. 1-13.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Dahlgren, K. T., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S., & Vorren, T. O., 2005, Pleistocene glacial history of the NW European continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 9, p. 1111-1129.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Haflidason, H., Berstad, I. M., Hjelstuen, B. O., Jonsdottir, H. E., King, E. L., Landvik, J., Longva, O., & Nygård, A., 2003, Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream: *Boreas*, v. 32, no. 1, p. 18-36.
- Sejrup, H. P., Nagy, J., & Brigham-Grette, J., 1989, Foraminiferal stratigraphy and amino acid geochronology of Quaternary sediments in the Norwegian Channel, northern North Sea: *Norsk geologisk tidsskrift*, v. 69, no. 2, p. 111-124.
- Sellevoll, M. A., & Sundvor, E., 1974, The origin of the Norwegian Channel-a discussion based on seismic measurements: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 11, no. 2, p. 224-231.
- Shackleton, N., Berger, A., & Peltier, W., 1990, An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 81, no. 04, p. 251-261.
- Sintef Group, I., 1986, Catalogue of Microfossils, Quaternary- Tertiary, Volume 113.
- Spero, H. J., & Lea, D. W., 1996, Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions: *Marine Micropaleontology*, v. 28, no. 3, p. 231-246.
- 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, p. 61-102.
- Steinsund, P. I., & Hald, M., 1994, Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: paleoceanographic applications: *Marine Geology*, v. 117, no. 1, p. 303-316.
- Stuiver, M., & Reimer, J., 1998, High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples: *INTCAL 98: CALIBRATION ISSUE*, v. 40, no. 3, p. 1127-1151.
- Svendsen, E., & Mork, M., 1991, Features of the northern North Sea circulation: *Continental Shelf Research*, v. 11, no. 5, p. 493-508.
- Sætre, R., & Ljøen, R., 1972, The Norwegian coastal current.
- van Weering, T. C. E., 1982a, Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea; pistoncores from Skaerrak. : *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, v. 85, p. 155- 201.
- Vorren, T. O., Hald, M., & Thomsen, E., 1984, Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway: *Marine geology*, v. 57, no. 1, p. 229-257.

- Walton, W. R., 1964, Recent foraminiferal ecology and paleoecology: Approaches to paleoecology, v. 1, p. 151-237.
- Wollenburg, J. E., & Mackensen, A., 1998, Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity: Marine Micropaleontology, v. 34, no. 3, p. 153-185.

Internett referanser

Url 1. Leif Austgulen. Kley France Corer System. Nedlastet: 12.02.15

https://www2.imr.no/euroceandb/instrument_view.php?instrument=117

Url 2. En rapport om SEM mikroskop. Nedlastet: 13.02.15. <https://hs699.wordpress.com/>

Appendiks

- A. Artslister over bentiske foraminiferer, planktoniske foraminifera og diatomé
- B. Plansjer med SEM bilder av bentiske foraminifera
- C. Foraminifera skjema
- D. Rådata fra kornfordelingsanalyse

A. Artsliste

Bentiske foraminifera:

Anomalina globulosa Chapman & Parr

Anomalina globulosa Chapman & Parr, 1937, s. 117, pl. 9, fig. 27. Baker, 1960, s. 194, pl. 94, fig. 4-5.

Astrononion gallowayi (Loeblich & Tappan)

Astrononion gallowayi Loeblich & Tappan, 1953, s. 90, pl. 17, fig. 4-7.

Bulimina marginata d'Orbigny

Bulimina marginata d'Orbigny, 1826, s. 269, pl. 12, fig. 10-12. Murray, 1971, s. 119, pl. 49, fig. 1-7.

Cassidulina laevigata d'Orbigny

Cassidulina laevigata d'Orbigny, 1826, s.282, pl. 5, fig. 4-5. Feyling- Hanssen, 1964, s. 323, pl. 16, fig. 14-16.

Cassidulina islandiella (Nørvang, 1953)

Cassidulina islandica Nørvang, 1945, s. 42, fig. 7.

Islandiella islandica Nørvang, 1958, s. 27, pl. 6, fig. 1-5.

Cassidulina reniforme Nørvang

Cassidulina crassa d'Orbigny. Knudsen, 1971, s. 245, pl. 7, fig. 18-19.

Cassidulina reniforme Nørvang. Sejrup og Guilbault, 1980, s. 79, fig. 2F-K. Rodrigues og flere, 1980, s. 58, pl. 2, fig. 2, 4, 6, pl. 3, fig. 3, 6, 9, pl. 5, fig. 10-12.

Cibicides lobatulus (Walker and Jacob)

Nautilus lobatulus Walker & Jacob, s. 642, pl. 14, fig. 36.

Cibicides lobatulus (Walker & Jacob). Murray, 1971, s. 175, pl. 73.

Elphidium asklundi Brotzen

Elphidium asklundi Brotzen, 1943, s. 267, fig. 109-1.

Elphidium barletti Cushman

Elhidium barletti Cushman, 1933, s. 4, pl. 1, fig. 9.

Elphidium excavatum (Terquem)

Elphidium excavatum (Terquem) f. *clavata* Cushman. Feyling- Hanssen, 1972, s. 339- 340, pl. 1-3.

Elphidium macellum (Fichtel & Moll)

Nautilus macellus Fichtel & Moll, 1798, s. 66, pl. 10, fig. h-k.

Elphidium macellum (Fichtel & Moll). Cushman, 1939, s. 51, pl. 14, fig. 1-3.

Elphidium magellanicum (Heron- Allen & Earland)

Elphidium magellanicum Heron- Allen & Earland, 1932, s. 440, pl. 16, fig. 26-28.

Guttulina glacialis (Cushman and Ozawa)

Guttulina glacialis Cushman & Ozawa, 1930, s. 71, pl. 15, fig. 6-7.

Hyalinea balhtica (Schröter)

Hyalinea balthica Schröter, 1783, s. 20, pl. 1, fig. 2. Feyling- Hanssen, 1964, s. 351, pl. 21, fig. 14-16.

Islandiella helenae/teretis (Feyling- Hanssen & Buzas)

Islandiella helenae Feyling- Hanssen & Buzas, 1976, s. 155- 157, fig. 1-4.

Islandiella islandica (Nørvang)

Islandiella islandica Nørvang, 1945, s. 42, fig. 7.

Islandiella norcrossi (Cushman)

Cassidulina norcrossi Cushman, 1933, s. 7, pl. 2, fig. 7.

Lagena spp. Walker & Boys

Lagena Walker & Boys, 1784.

Nonionella aff. auricular (Heron- Allen & Earland)

Nonionella aff. auricular Heron- Allen & Earland, 1930, s. 192, pl. 5, fig. 68- 70.

Nonion labradorica (Dawson)

Nonion labradoricum Dawson, 1860, s. 191, fig. 4. Knudsen, 1971, s. 262, pl. 10, fig. 1-2.

Protelphidium orbiculare (Brady)

Nonionina orbicularis Brady, 1881, s. 415, pl. 21, fig. 5.

Protelphidium orbiculare Brady, 1964. Feyling- Hanssen, s. 349, pl. 21, fig. 3.

Pyrgo williamsoni (Silvestri)

B. williamsoni Silvestri, 1923, s. 73,

Pyrgo williamsoni Silvestri, 1953, Loeblich & Tappan, s. 48, pl. 6, fig. 1-4.

Quinqueloculina seminulum (Linné)

Serpula seminulum Linné, 1758, s. 786, pl. 2, fig. 1.

Triloculina Trihedra Loeblich and Tappan

Triloculina Trihedra Loeblich and Tappan, 1953, s. 45, pl. 4, fig. 10.

Uvigerina peregrina (Cushman)

Uvigerina peregrina Cushman. Knudsen, 1971, s. 240, pl. 7, fig. 9-11.

Virgulina loblichii Feyling- Hanssen

Virgulina loblichii Feyling- Hanssen, 1954, s. 191, pl. 1, fig. 14-18.

Planktoniske foraminifera:

Globigerina bulloides d'Orbigny

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826, s. 277, fig. 1.

Globoquadrina pachyderma Ehrenberg

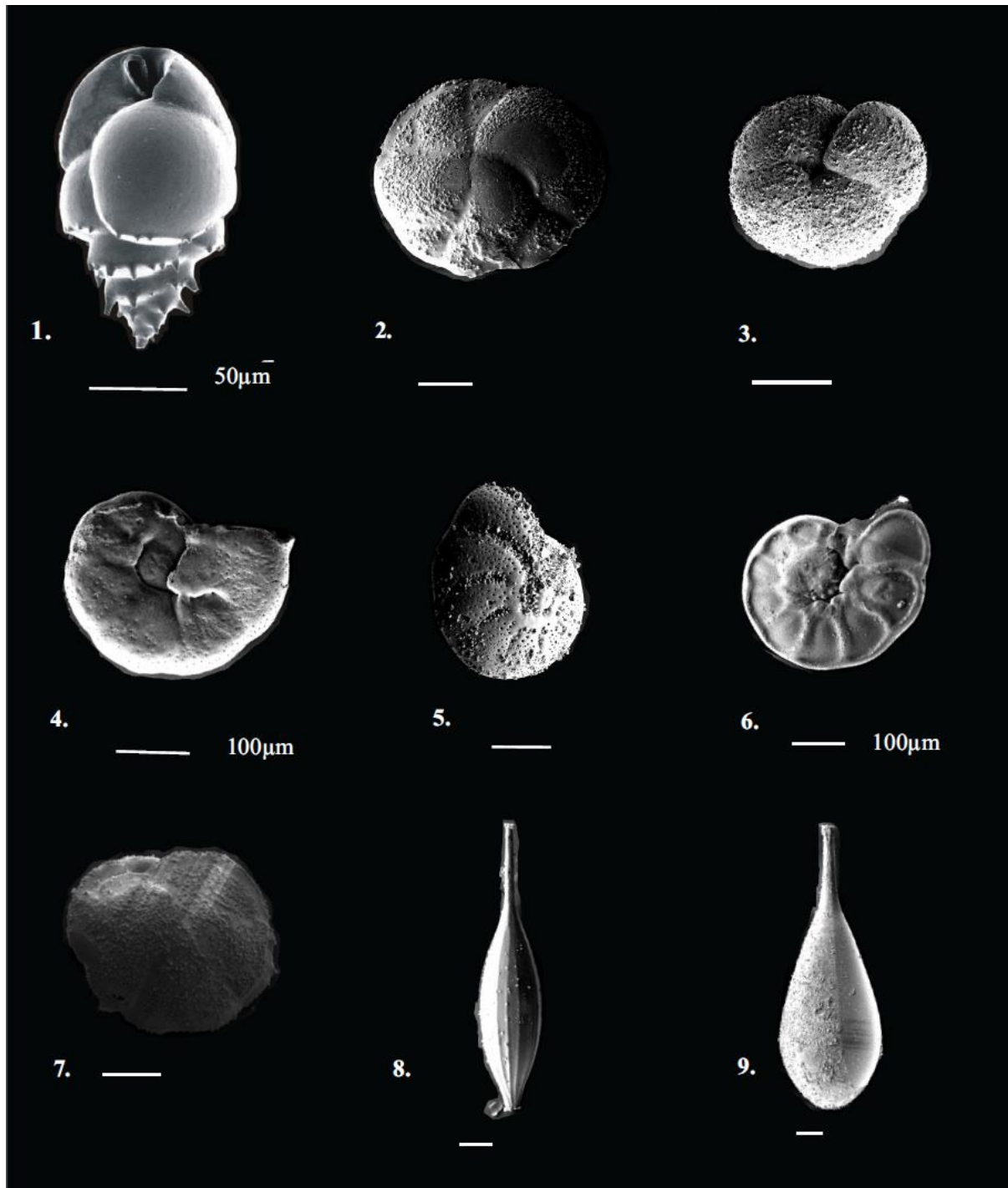
Aristerospira pachyderma, Ehrenberg, 1861, s. 303.

Diatom:

Thalassiosia antarctica* var. *borealis G. Fryxell

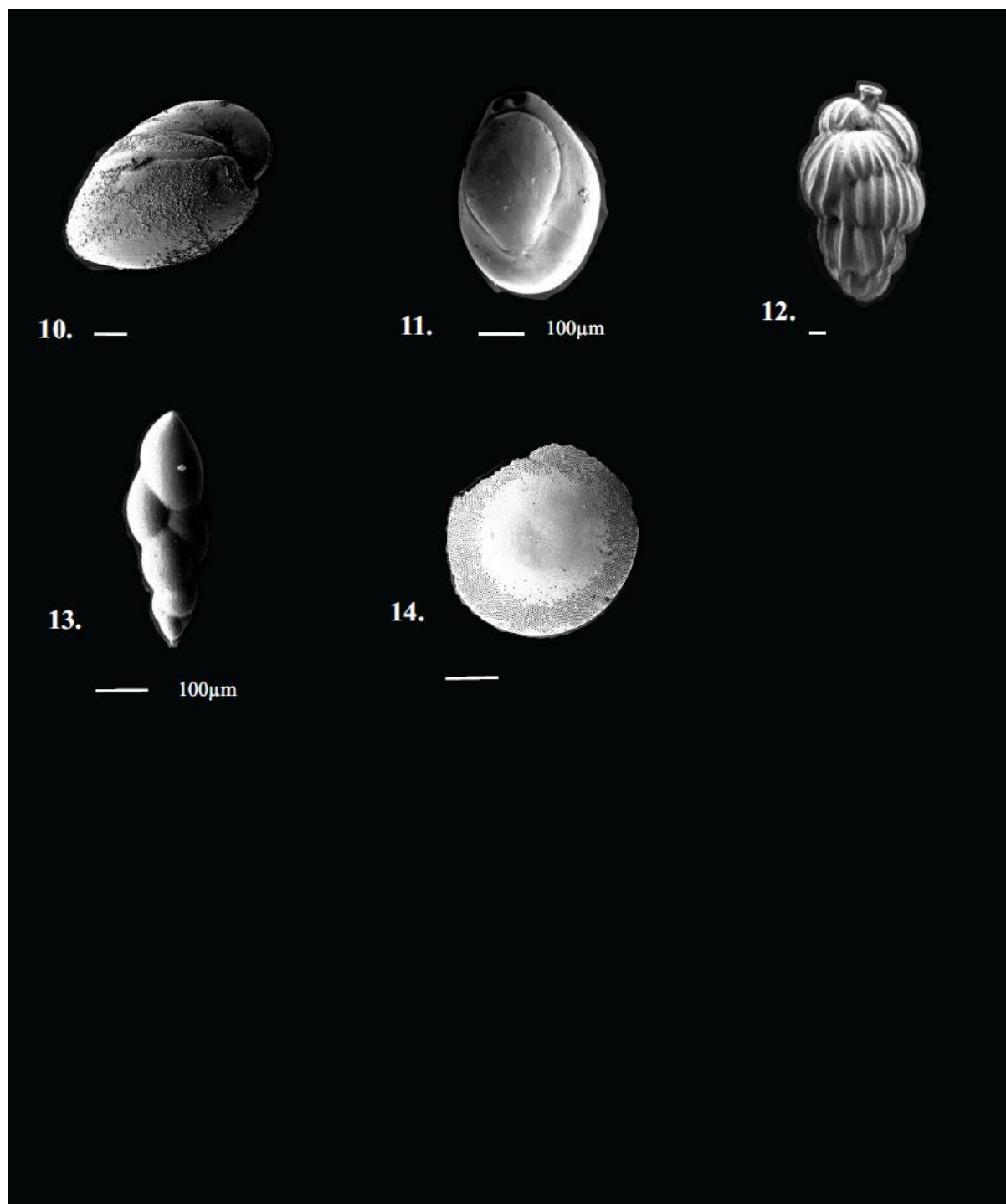
Thalassiosia gravida Doucette & Hubbard, 1981, s. 323, fig. 21-24 og 28-33.

B. Plansjer



PLANSJE 1

SEM bilder av de vanligste og mest karakteristiske bentiske foraminiferaen i kjerne GS12-172-04PC. Skalen er 50 μm hvis ikke annet er oppgitt. **1.** *Bulimina marginata* (d'Orbigny) **2.** *Cassidulina laevigata* (d'Orbigny) **3.** *Cassidulina reniforme* (Nørvang) **4.** *Cibicides lobatulus* 100 μm (Walker and Jacob) **5.** *Elphidium excavatum* (Terquem) **6.** *Hyalinea balthica* 100 μm (Schröter) **7.** *Islandiella norcrossi* (Cushman) **8,9.** *Lagena* spp. (Walker & Boys)



PLANSJE 2

SEM bilder fra bentiske foraminifera i kjerne GS12-172-04PC. Skalen er 50 µm hvis ikke annet er oppgitt. **10.** *Nonion labradoricum* (Dawson) **11.** *Pyrgo williamsoni* 100 µm (Silvestri) **12.** *Uvigerina peregrina* (Cushman) **13.** *Virgulina loeblichii* 100 µm (Feyling-Hanssen) **14.** Diatome, *Thalassiosia gravida* (G. Fryxell)

C. Foraminifera telling og identifisering

Tabell 1: Excel tabell fra telling og identifisering på mikroskopilaboratoriet. For best oppløsning er tabellen delt inn i 3 deler.

Dybde (cm)	Alder fra kaleidagraph (år BP)	Antall b. foraminifera i prøven	Antall b. foraminifera/ gram	Antall b. foraminifera/100g	Antall bentiske arter/prøve	Antall Diatomeer i prøven	Diatomeer/100 gram	Anomalina globulosa	Astrononion gallowayi	Bulimina marginata
								%	%	%
695	9654.94	363	44.51	4451	11	53	645	0	0	12.84
755	10538.24	372	49.37	4937	12	6	79	1.16	0	12.79
810	11087.66	329	33.55	3355	13	4	41	0	0	4.25
863	11434.92	6	0.75	75	4	1	12	0	0	0
913	11639.55	99	13.79	1379	10	0	0	0	0	0
961	11756.01	0	0	0	0	2	20	0	0	0
981.5	11788.76	1690	190.5	19050	10	65	731	0	1.5	0
1011.5	11824.05									
1052.5	11857.20	214	22.74	2274	7	43	457	0	2.24	0
1112.5	11899.06									
1127	11911.45	391	75	7500	7	75	1439	0	0	0
1133	11917.08									
1142	11926.17	73	9.91	991	7	85	1154	0	0	0
1164	11952.19									
1202	12012.97	238	25.55	2555	6	130	1395	0	0	0
1217	12043.53									
1262	12161.54	330	30.88	3088	6	14	131	0	0	0
1281	12224.38									
1336	12454.30	170	21.23	2123	8	8	99	0	0	0
1361	12583.52									
1386	12728.55	54	7.41	741	6	0	0	0	0	0
1453.5	13198.18									
1493.5	13527.39	890	109.99	10999	7	4	49	0	0	0
1500.5	13588.59									
1510.5	13677.76	1379	124.8	12480	7	20	181	0	0	0
1568.5	14231.32									
1578.5	14332.18	905	56.42	5642	7	4	25	0	0	0

1589.5	14444.65									
1598.5	14537.75									
1608.5	14642.20	475	25.19	2519	7	8	42	0	0	0
1618.5	14747.59	121	6.36	636	4	20	105	0	0	0
1628.5	14853.79	186	9.94	994	5	151	807	0	0	0
1633.5	14907.14									
1643.5	15014.27	303	18.81	1881	6	202	1254	0	0	0
1653.5	15121.83	310	14.78	1478	7	41	195	0	0	0
1663.5	15229.67	81	3.82	382	4	260	1227	0	0	0
1668.5	15283.64									
1675.5	15359.22	19	0.99	99	4	14	73	0	0	0
1688.5	15499.41	131	7.1	710	4	11	59	0	0	0
1696.5	15585.45									
1703.5	15660.49	362	21.68	2168	6	35	209	0	0	0
1714.5	15777.80									
1723.5	15873.08	69	3.79	379	7	67	368	0	2.89	0
1733.5	15978.01									
1743.5	16081.76									
1753.5	16184.12									
1768.5	16334.60	535	20.27	2027	10	62	305	0	0	0
1783.5	16480.74									
1793.5	16575.37									
1803.5	16667.50	483	10.92	1092	5	21	192	0	0	0
1811.5	16739.23									
1817.5	16791.80	222	11.21	1121	10	30	267	0	0	0
1828.5	16885.24									
1838.5	16966.64	360	21.21	2121	9	6	28	0	0	0
1853	17078.15									

<i>Cassidulina crassa</i>	<i>Cassidulina islandiella</i>	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Cassidulina reniforme</i>	<i>Cibicides lobatulus</i>	<i>Elphidium asklundi</i>	<i>Elphidium barletti</i>	<i>Elphidium excavatum</i>	<i>Elphidium macellum</i>	<i>Elphidium magellanicum</i>	<i>Guttulina glacialis</i>
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0	0	4.58	3.66	0	3.33	20.12	0	0	2.22	0.91
2.32	0	0	0	0	2.32	16.27	0	0	0	0
0	0	42.54	5.31	2.12	5.31	15.9	3.18	3.19	1.06	0
0	0	0	0	0	0	16.66	16.66	0	0	0
0	0	19.69	30.3	0	0	17.3	3.46	3.46	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	12.3	17.69	0.76	0	0	8.46	0	0	0
0	0	0	14.6	1.12	0	0	32.58	0	0	0
0	0	0	27.82	0	0	0	24.34	0	0	0
0	0	0	51.02	0	2.44	0	19.59	0	0	0
0	0	0	34.84	3.03	0	0	18.18	0	0	0
0	0	0	10.3	0	0	0	8.24	0	0	0
0	0	0	22.35	0	0	0	47.05	3.52	0	0
0	0	0	62.96	0	0	0	12.96	0	0	0
0	0	0	24.05	0	0	0	41.03	0	0	0
0	0	0	16.74	0	0.95	0	24.88	0	0	0
0	0	0	33.7	2.21	0	0	38.95	0	0	0
0	0	0	17.89	4	0	0	71.57	0	0	0
0	0	0	81.81	1.65	0	0	14.04	0	0	0
0	0	0	75.27	1.61	0	0	18.27	0	0	0
0	0	0	68.32	5.28	0	0	19.47	0	0	0

0	0	0	61.29	4.83	0	0	18.06	0	0	0
0	0	0	82.71	12.34	0	0	0	0	0	0
0	0	0	57.86	0	0	0	21.04	0	0	0
0	0	0	40.4	1.52	0	0	55.72	0	0	0
0	0	0	75.13	0.52	0	0	18.5	0	0	0
0	0	0	42.02	0	0	0	20.28	2.89	0	0
0	0	0	26.24	2.91	2.91	1.94	54.42	0.97	0	0
0	0	0	26.08	0	3.47	0	65.21	0	0	0
0	0	0	24.32	0	0.9	0	60.36	1.8	0	0
0	0.66	0	26.66	0	0	0.66	49.33	0	0	0

Hyalinea balhtica	Islandiella helena/teteris	Islandiella islandica	Islandiella norcrossi	Lagena spp.	Nonionella aff. auricula	Nonion labradoricum	Protephidium orbiculare	Pyrgo Williamsoni	Quinqueloculina seminulum	Triloculina trihedra	Uvigerina peregrina	Vigulina loblichii
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
33.02	0	0	0	0	0	0	0	1.81	0	0	16.51	0.91
4.65	18.6	0	0	5.8	0	0	0	13.96	1.16	0	17.44	1.16
0	0	0	0	1.06	0	0	0	2.12	0	0	12.76	1.06
0	0	0	0	0	0	0	0	49.98	0	0	0	16.66
0	4.54	0	0	3.03	0	13.63	0	1.51	0	0	0	3.03
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	8.46	0	0	0.76	0	17.69	0	2.3	0	0	0	30
0	0	0	11.23	0	0	20.22	0	0	0	0	0	17.97
1.73	0	0	2.6	0	0	28.69	0	6.08	0	0	0	8.69
0	0	0	2.44	0	0	12.24	0	4.88	0	0	0	7.34
0	0	0	18.18	0	0	16.66	0	0	0	0	0	9.09
0	0	0	2.06	0	0	66.96	0	11.33	0	0	0	1.03
0	3.52	0	0	0	1.17	2.35	0	17.64	0	0	0	2.35
0	12.96	0	0	0	0	1.85	0	3.7	0	0	0	5.55
0	1.41	0	0.47	0	0	30.18	0	0.94	0	0	0	1.88
0	16.26	0	6.69	0	0	33.97	0	0	0	0	0	0.47
0	0.55	0	2.76	0	0	14.91	0	0	0	0	0	6.9
0	0	0	3.16	0	0	0.63	0	0.4	0	0	0	2.31
0	0	0	0	0	0	2.47	0	0	0	0	0	0
0	0	0	1.07	0	0	0	0	3.76	0	0	0	0
0	0	0	2.97	0	0	0	0	3.63	0	0	0	0.33
0	0	0	6.77	0	0	2.25	0	3.87	0	0	0	2.9
0	0	0	0	0	0	0	0	2.46	0	0	0	1.23
0	0	0	10.52	0	0	0	0	0	0	0	0	10.52
0	0	0	2.29	0	0	0	0	0	0	0	0	0

0	0	0	4.41	0	0	0.27	0	0	0	0	0	1.1
0	2.89	26.08	0	0	0	0	0	0	0	2.89	0	0
0	0.97	0	7.77	0	0	0	0	0.97	0	0	0	0.97
0	0	0	1.73	0	0	0.86	0	0	0	0	0	0
0	0.9	0	2.7	0	0	2.7	4.5	0.9	0	0	0	0.9
0	0.66	0	10.66	0	0	7.33	0	3.33	0	0	0	0.66

Tabell 2: Kommentarer til sedimentprøvene med den eneste planktoniske foraminiferen *Globigerina bulloides*.
Mat. - materialet.

Kommentar	Globigerina bulloides
	%
Svamp	0
Skjellfragmenter, glimmer, ostracode, svamp og agglutinerte foraminifera.	1.16
Bio.mat, gastropod, svamp og skjellfragment.	0
Bio.mat, svamp og glimmer.	0
Skjell og gastropod.	0
Minerogent og biologisk mat, svamp, glimmer og skjell.	0
	0
Mye minerogent og organisk mat. og glimmer.	0
	0
Minerogent, svamp og gastropod.	0
	0
Svamp, kråkebollenål, minerogent og organisk mat.	0
	0
Svamp, organisk og minerogent mat.	0
	0
Svamp, skjellfragment, organisk og minerogent mat.	0
	0
Mye minerogent mat., glimmerflak og skjellfragmenter.	0
	0
Mye minerogent og biogent mat. Skjellfragmenter.	0
	0
	0
Ostracode.	0
	0
Mye minerogent og biogent mat. Svamp.	0
	0
	0
Litt minerogent mat.	0
	0
Litt minerogent mat.	0
	0
Skjell og ostracode.	0

Mye minerogent mat og skjell.	0
	0
Lite foraminifera men litt minerogent mat.	0
Mye minerogent mat.	0
	2.6
Mye minerogent mat.	0
	0

D. Rådata fra kornfordelingsanalyse

Tabell 3: Tørrvekter og fordeling I de ulike fraksjonene 1mm, 125 µm og 63 µm.

Dybde (cm)	Tørrvekt (g)	Fraksjon 1mm (g)	Fraksjon 125 µm (g)	Fraksjon 63 µm (g)
695	8.221	0.024	0.28	0.426
755	7.534	0.013	0.703	0.956
810	9.806	0	0.143	1.948
863	7.918	0.063	0.101	0.935
913	7.178	0.014	0.376	1.045
961	9.721	6.357	0.473	1.471
981.5	8.871	2.548	7.609	9.762
1011.5	7.14	2.451	1.457	3.039
1052.5	9.408	1.594	1.881	5.325
1112.5	7.103	0	1.183	2.816
1127	5.213	0	1.17	4.048
1133	9.758	0.072	0.789	3.372
1142	7.364	0.068	1.168	2.702
1164	8.893	0.331	0.434	0.293
1202	9.315	0.051	0.181	0.294
1217	10.056	0.018	0.135	0.201
1262	10.684	0.024	0.077	0.329
1281	10.826	0.016	0.063	0.589
1336	8.007	0.049	0.042	0.118
1361	10.786	0.063	0.535	0.853
1386	7.282	0.083	0.086	0.033
1453.5	10.113	0.008	0.137	0.267
1493.5	8.091	0.014	0.058	0.11
1500.5	6.746	0.005	0.087	0.167
1510.5	11.049	0.754	1.032	0.529
1568.5	9.332	0.205	0.316	0.3
1578.5	12.373	1.058	3.874	0.535
1589.5	7.018	0	0.13	0.131
1598.5	15.68	0.04	0.195	0.32
1608.5	15.84	0.004	0.102	0.239
1618.5	15.48	0.009	0.091	0.183
1628.5	7.846	0	0.047	0.071
1633.5	12.92	0.026	0.165	0.227
1643.5	17.8	0.025	0.299	0.571
1653.5	18	0.015	0.19	0.304
1665.5	7.268	0.032	0.08	0.095
1668.5	16.01	0.025	0.078	0.59
1675.5	15.21	0.024	0.207	0.335

1688.5	8.303	0.124	0.169	0.166
1696.5	13.49	0.016	0.24	0.66
1703.5	8.002	0.024	0.208	0.165
1714.5	15.02	0.047	0.152	0.284
1723.5	14.824	0.28	0.233	0.433
1733.5	13.93	0.012	0.104	0.232
1743.5	7.925	0	0.084	0.158
1753.5	20.275	0.182	1.271	1.05
1768.5	22.164	0.169	1.835	2.297
1783.5	21.576	0.032	0.595	1.273
1793.5	10.92	0.031	0.765	1.201
1803.5	11.83	0.166	0.941	0.978
1811.5	11.121	0.504	1.539	0.42
1817.5	12.85	0.101	0.621	0.413
1828.5	21.214	0.191	1.061	0.782
1838.5	9140	0.09	0.502	0.661