

# BACHELOROPPGAVE

## **Litologisk analyse av marine sedimenter og registrering av foraminifera fra et brerandtrinn**

- avsatt i øvre del av Bjørnøyrenna i Barentshavet fra siste istids  
maksimum til holocen

av  
123 Monica Hultin  
116 Tove Taranger Knutsen  
112 Brit Vatne

**Lithological analysis of marine sediments and registration of foraminifera –  
deposited in a grounding zone in the upper part of Bear Island Trough**

Geologi og Geofare

GE 491

Juni 2014



## **Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)**

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (*Litologisk analyse av marine sedimenter og registrering av foraminifera fra et brerandtrinn – avsatt i øvre del av Bjørnøyrenna i Barentshavet fra siste istids maksimum til holocen*) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

123 - Monica Hultin

JA \_\_\_            NEI \_\_\_

116 - Tove Taranger Knutsen

JA \_\_\_            NEI \_\_\_

112 - Brit Vatne

JA \_\_\_            NEI \_\_\_

## **Sammendrag**

I denne oppgaven er 5 sedimentkjerner fra et brerandtrinn i øvre del av Bjørnøyrenna analysert på grunnlag av visuell logging, kornstørrelsesanalyse og sedimentenes fysiske egenskaper. Det er observert 3 litologiske enheter som representerer ulike stadier i tilbaketrekingen av den marine isstrømmen i øvre del av Bjørnøyrenna. Isstrømmen var hovedutløp for det store Barentshavisdekket som dekket store deler av Barentshavet under siste istids maksimum (LGM) for 20.000 år siden.

Enhet C antas å være en form for morene dannet subglasialt under LGM. Enhet B foreslås å være en glasimarin avsetning dannet under deglasiasjonen, hvor sand og silt trolig er avsatt fra isfjell, og leire er avsatt fra smeltevannsskyer. Enhet A er tolket som marine sedimenter avsatt i holocen, der det høye innholdet av sand og silt trolig har kommet med havis, isfjell eller resedimentasjon fra nærliggende banker.

Det er også gjennomført en detaljert kornstørrelsesanalyse i forsøk på å få et bedre bilde av hvilke transport- og avsetningsmekanismer som har funnet sted.

Datering av makrofossiler fra 2 av kjernene i enhet B viser en alder på 7700-6600 cal BP. Etter analysene som er gjennomført, foreslås det at disse viser for ung alder, og at Enhet B er avsatt under deglasiasjonen (14-10.000 BP).

## **Forord**

Denne oppgaven er jobbet med gjennom skoleåret 2013/2014 og markerer slutten på en 3-årig bachelorgrad i Geologi og Geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Sommeren 2013 fikk vi delta på forskningstokt i Barentshavet i regi av Universitetet i Tromsø (UiT). Her fikk vi god innsikt i hvordan maringeologiske data blir samlet inn og analysert. Utover høsten ble mye tid tilbrakt på laben med kornstørrelsesfordeling og analyser. Oppgaven er skrevet våren 2014.

Vi vil rette en stor takk til veilederen vår Denise Christina Rüter for god og faglig veiledning. Hun har alltid vært tilgjengelig for spørsmål og gitt rask tilbakemelding.

Vi vil også takke medstudenter Aslak Bøygaard, Are Hoff og Øyvind Hole for godt samarbeid på laben og i utarbeiding av figurer.

Takk til Karin Andreassen ved UiT og mannskapet om bord på RV Helmer Hanssen, som lot oss være med på tokt sommeren 2013 for å lære om maringeologiske innsamlingsmetoder. Dette ga oss et godt utgangspunkt for tolkning av dataene.

Sogndal 10.06.2014

Monica Hultin

Tove Taranger Knutsen

Brit Vatne

---

---

---

# Innhold

1. Innledning.....	6
1.1. Bakgrunn .....	7
1.2. Studieområdet.....	8
1.2.1. Oseanografiske forhold .....	10
2. Metoder og materialer .....	13
2.1. Datainnsamling.....	13
2.2. Data-analyse .....	15
2.3. Datering - foraminifera.....	19
2.4. Behandling av data .....	21
2.4.1. Gradistat .....	21
2.4.2. <i>Sortable silt</i> .....	21
3. Resultat.....	23
3.1. Litostratigrafi .....	23
3.1.1. Enhet C - Glasial massiv diamikt.....	23
3.1.2. Enhet B - Glasimarin sandrik diamikt .....	24
3.1.3. Enhet A - Holocen silt .....	24
3.2. Detaljert kornstørrelsesanalyse .....	27
3.2.1. <i>Sortable silt</i> .....	27
3.2.2. Generelle trender .....	31
3.3. Dateringer.....	36
4. Tolkning og diskusjon .....	37
4.1. Litostratigrafi .....	37
4.1.1. Enhet C - Glasial massiv diamikt.....	37
4.1.2. Enhet B - Glasimarin sandrik diamikt .....	37
4.1.3. Enhet A - Holocen silt .....	39
4.2. Detaljert kornstørrelsesanalyse .....	41
4.2.1. <i>Sortable silt</i> .....	41
4.2.2. Generelle trender i kornstørrelse.....	42
5. Konklusjon .....	45
6. Referanseliste .....	46

## **Vedlegg**

Data fra kornstørrelsesfordeling.....VEDLEGG 1

Visuell logging av kjerneprøver:

JM10-354-GC.....VEDLEGG 2

JM10-356-GC.....VEDLEGG 3

JM10-357-GC .....VEDLEGG 4

JM10-358-GC.....VEDLEGG 5

JM10-359-GC.....VEDLEGG 6

## 1. Innledning

Det har de siste 20 årene blitt rettet oppmerksomhet rundt framtidige klimaendringer og hvilke konsekvenser dette får for de store isdekkene som ligger ved høye breddegrader (IPCC, 2013). Observasjoner av endringer i isstrømmers bevegelse og hastighet i Antarktis (Rignot & Jacobs, 2002; Fricker *et al.*, 2007), har ført til bekymringer rundt stabiliteten i isdekket. Av den grunn har forskningsaktiviteten økt, for å finne ut hvordan isen responderer på en forutsett global oppvarming, og utfallet av dette.

I dag er det fysisk og økonomisk utfordrende å foreta målinger av subglasiale prosesser i Antarktis (Bjarnadóttir, 2012). Av den grunn ligger det verdifull informasjon i å utforske avsmeltningen av det store isdekket som befant seg over hele Barentshavet under siste istids maksimum (LGM, *Last Glacial Maximum*). Det tidligere Barentshavisdekket (BSIS, *Barents Sea Ice Sheet*) har nemlig likheter med isdekket som ligger over Vest-Antarktis (WAIS, *West-Antarctic Ice Sheet*) i dag. Andreassen og Winsborrow (2009) forklarer sammenligningene med at de under siste istid hadde samme størrelse, lokalitet (høye breddegrader) og at ismarginen lå festet på havbunnen langt under havnivå.

Sistnevnte karakteriseres av at det ved marginen av en isstrøm bygges opp et brerandtrinn mellom grunnet is og flytende is (Benn & Evans, 2010), og at isen i dette området blir sårbar dersom temperaturen i havet øker (Rignot & Jacobs, 2002). Variasjoner i ismassen kan oppstå som følge av dette, og dermed forårsake endringer i isens strømningsforhold (Benn & Evans, 2010). Dette kan få konsekvenser for stabiliteten til isdekket (Bindschadler, 2006).

Ved å forstå avsmeltningshistorien til BSIS kan man sammenligne denne med subglasiale prosesser som skjer i WAIS i dag. Samtidig får man avdekket informasjon som strekker seg over et lengre tidsrom, enn det man klarer å få til i Vest-Antarktis. Dette er nødvendig da det er usikkert om ustabile isdekker kan medføre kollaps av isstrømmer, og endring i hav-nivå som følge av dette (Alley *et al.*, 2005).

Til å begynne med beskrives bakgrunn for oppgaven og studieområdet. Videre gis en oversikt over hvilke metoder og materialer som er brukt i arbeidet, før resultatene og tolkningen av disse blir presentert og diskutert med hensyn til eksisterende studier.

## 1.1. Bakgrunn

Det tidligere BSIS var karakterisert av et hovedutløp som ledet ismassene i en strøm ut mot Norskehavet (Andreassen & Winsborrow, 2009). Slike isstrømmer beveger seg raskere enn resten av isdekket (Bennet, 2003), og frakter med seg store mengder sedimenter over store avstander. For BSIS foregikk dette under flere titalls istider i pleistocen (Elverhøi *et al.*, 1998). På den måten ble det dannet et trau på havbunnen der isstrømmen bevegde seg, som vi i dag kjenner som Bjørnøyrenna.

Arbeidet presentert i denne teksten, er en del av et større forskningsprosjekt som pågår i øvre del av Bjørnøyrenna. Forskningen drives blant annet av Institutt for Geologi ved Universitetet i Tromsø (UiT), og går ut på å rekonstruere bevegelsesmønsteret og avsmeltningen av BSIS. Dette kan gi viktig informasjon om subglasiale forhold og glasiale prosesser som pågikk da BSIS trakk seg tilbake. Til dette er det nødvendig med innsamling av morfologiske og sedimentologiske data (Livingstone *et al.*, 2012).

Formålet med denne oppgaven har vært å gjennomføre en generell litologisk analyse av marine sedimenter, hentet fra studieområdet under et forskningstokt i 2010. I tillegg er det forsøkt å aldersbestemme materialet ved hjelp av kartlegging og datering av mikrofossiler. Sammen med innsikt i områdets havbunnstrømninger, er det forsøkt å finne ut hvilke prosesser som har funnet sted under transport og avsetning av sedimentene.

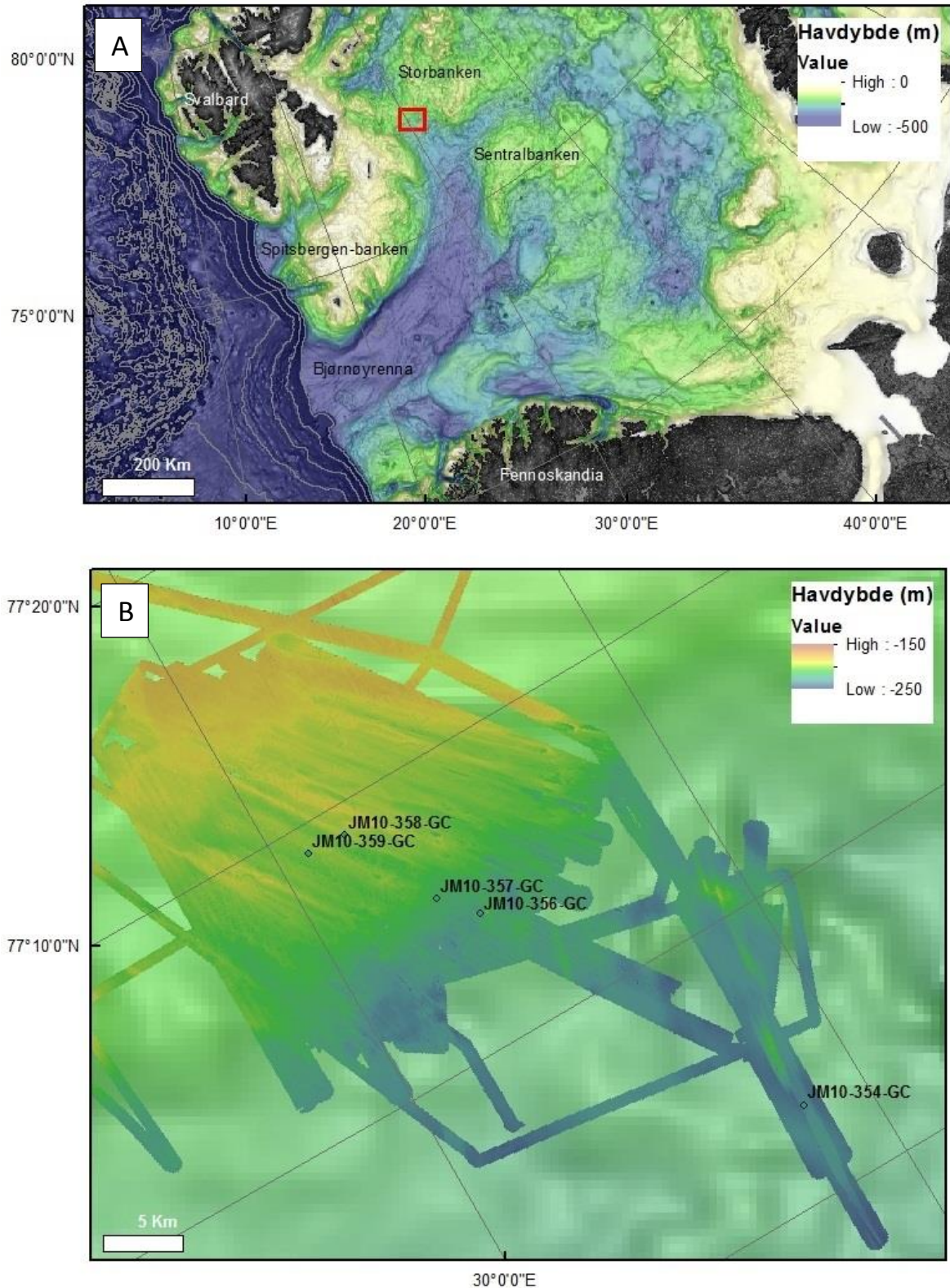
Interessant for analysen er at det er funnet en karakteristisk sandenhet i alle sedimentprøvene. Den forekommer i de øvre delene av kjerneprøvene, og det er ukjent hvorfor store mengder sand er konsentrert her. Ut i fra miljøet sedimentene er samlet inn fra, vil en anta at sanden er avsatt under avsmeltningen 14-10.000 BP. På en annen side viser eksisterende dateringer av materialet yngre alder (7-6000 BP) enn avsmeltningen. På grunnlag av dette er det i oppgaven tatt i bruk andre metoder i forsøk på å finne alternative prosesser som kan ha avsatt sandenheten.

Forfatterene har ikke samlet inn sedimentprøvene selv, men fikk i forkant av arbeidet delta på et forskningstokt i en annen del av Barentshavet. På den måten fikk forfatterene kunnskap om hvordan dataene ble samlet inn og behandlet underveis.



## 1.2. Studieområdet

Studieområdet ligger i øvre del av Bjørnøyrenna i Barentshavet, og representerer det yngste brerandtrinet kartlagt til nå (fig.1).

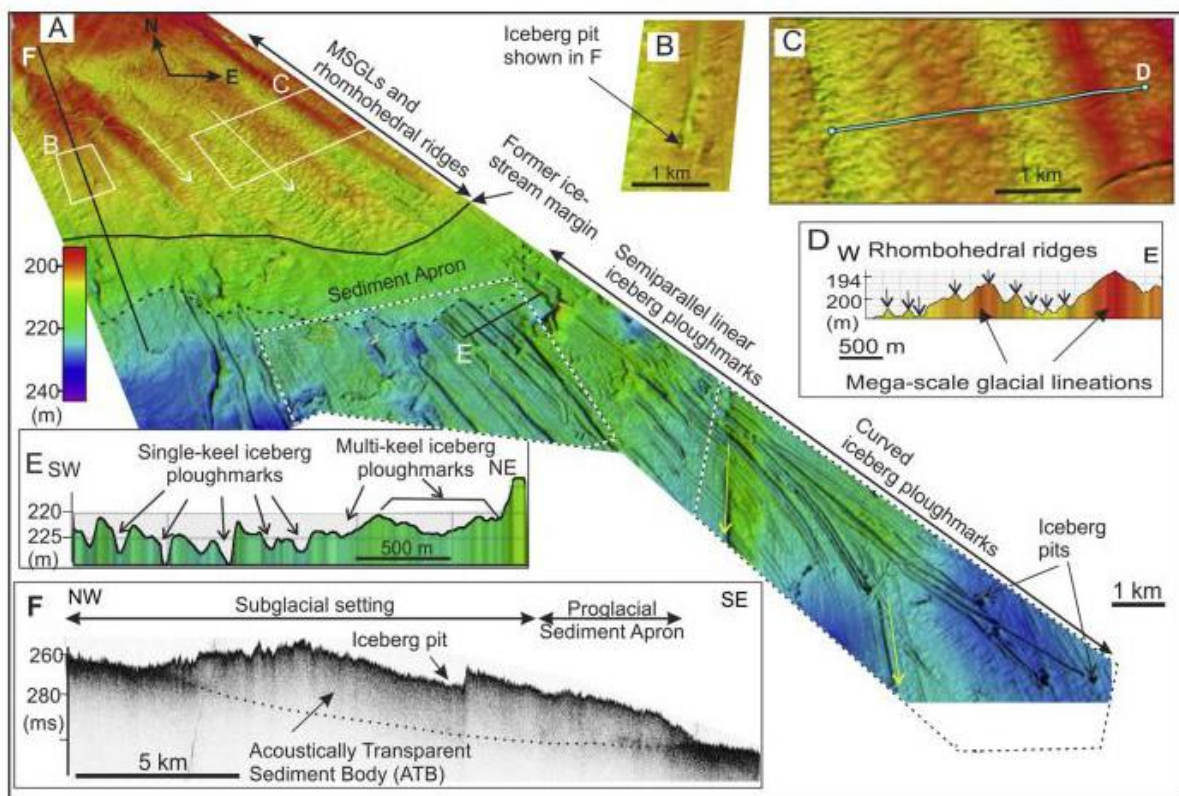


Figur 1: A) Barentshavet, studieområdet er markert med rød firkant. B) Studieområdet og lokalitet til kjerneprøvene

Barentshavet er relativt grunt, gjennomsnittlig 100-200 m, gjennomskåret av opp til 500 m dype renner. Den største renna er den 750 km lange Bjørnøyrenna som strekker seg fra Sentralbanken i nordøst til kontinentalranden i sørvest (Winsborrow *et al.*, 2010).

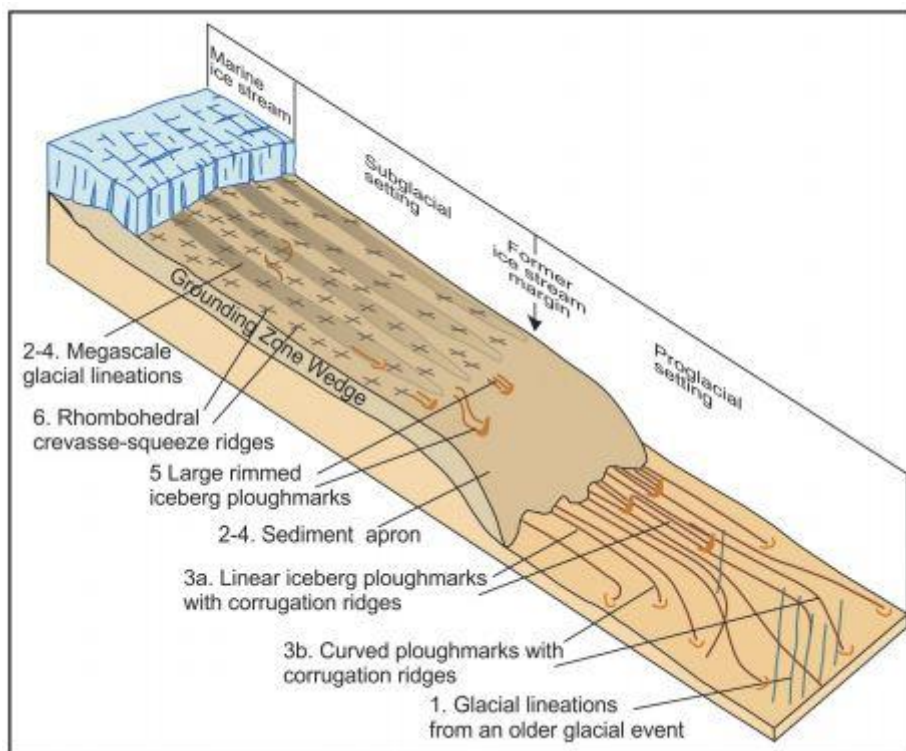
Gjennom siste del av jordens nytid har Barentshavet vært utsatt for gjentatte glisiasjoner (Elverhøi & Solheim, 1983). Under siste istids maksimum for 20.000 år siden var området dekket av Barentshavisdekket (BSIS) (Svendsen *et al.*, 2004). Ismassene ble drenert fra isdekket og ut gjennom Bjørnøyrenna. Bjørnøyrenna blir gradvis dypere mot sør. Langs renna er det kartlagt flere brerandavsetninger, noe som tyder på en episodisk tilbaketrekning av isstrømmen med stillstand og framstøt (Andreassen *et al.*, i trykk). Det ytterste brerandtrinnet er datert til 16.9-17.5 cal ka (Rüther, 2011).

Andreassen *et al.* (i trykk) har gjennomført morfologisk kartlegging i studieområdet (fig.2) og ut i fra det laget en modell som viser tilbaketrekningen av den marine isstrømmen (fig.3).



**Figur 2:** Figur fra Andreassen *et al.* (i trykk) over geomorfologien i studieområdet. (A) Hvide piler viser orientering til MSGSLs, gule piler er isstrømmens retning under LGM og starten av deglasiasjonen. Sort linje indikerer isstrømmmarginen. (B) Batymetri av pløyespor etter isfjell. (C) Batymetri av sprekke-fyll-rygger med romboedrisk mønster. (D) Batymetri profil gjennom 2 MSGSLs og rygger med romboedrisk mønster. (E) Batymetri profil gjennom pløyespor etter multiple isfjell. (F) Akustisk profil over “acoustically transparent sediment body” (ATB).





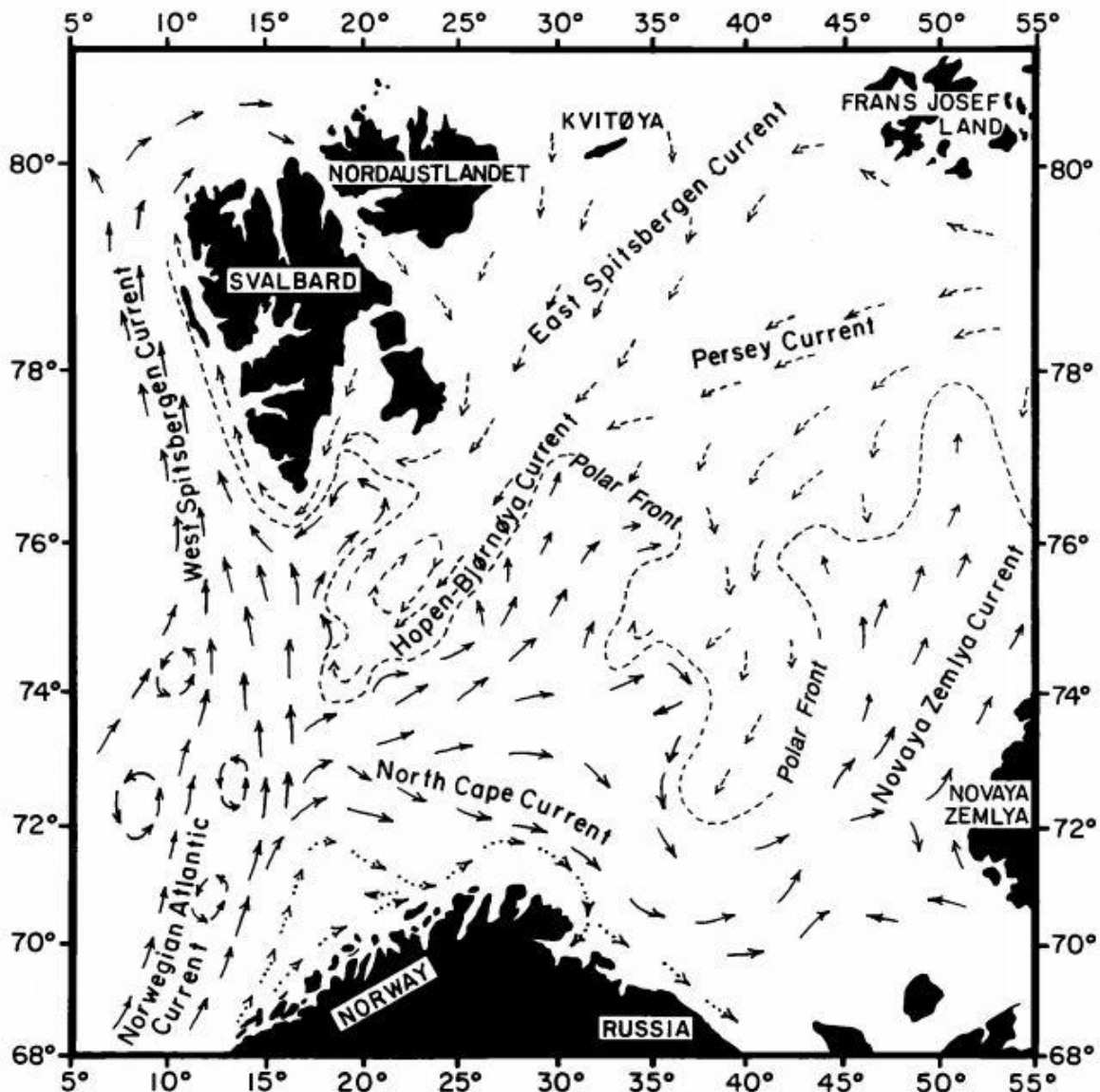
Figur 3: Modell av tilbaketrekningen av den marine isstrømmen (fra Andreassen *et al.*, i trykk)

Overflaten på det yngste brerandtrinet er dekket av strømlinjede formasjoner. Disse er tolket som storskala glasiiale lineasjoner (MSGGL, *Mega Scale Glacial Lineations*) som ble dannet i perioder med rask isstrøm. På disse er det igjen et nettverk av mindre rygger, tolket som sprekk-fyll-rygger (*crevasse-squeeze ridges*), dannet ved at ukonsoliderte sediment ble presset inn i bunnsprekker når isstrømmen stagnerte. Under den raske isstrømmen ble store mengder sediment produsert. Dette ble avsatt ved ismarginen og bygget opp brerandtrinet. Oppbygningen av brerandtrinet tyder på at isstrømmen var relativt stabil over en viss periode, før den stagnerte. Nedstrøms for brerandtrinet er det tegn etter isfjellpløying, både enkle og multiple. Isfjellene ble dannet ved intens kalving som kan være følge av stagnasjon og påfølgende kollaps av isstrømmen. (Andreassen *et al.*, i trykk).

### 1.2.1. Oseanografiske forhold

I Barentshavet møter kaldt og lite saltholdig arktisk vann fra nord, varmere og mer saltholdig atlantehavsvann fra sør (Murdmaa *et al.*, 2006).

Det arktiske vannet entrer Barentshavet gjennom tre hovedstrømmer. Perseystrømmen er den mest stabile og kommer fra Polhavet og Karahavet og entrer sør for Frans Josef Land. Øst-Spitsbergstrømmen kommer inn mellom Nordaustlandet og Frans Josef Land fra Polhavet. Hopen-Bjørnøya-strømmen går sørover langs Spitsbergbanken. Det arktiske vannet beveger seg sørover mot Spitsbergbanken (fig.4) (Pfirman *et al.*, 2004).



Figur 4: Figur fra Pfirman *et al.* (2004). Atlanterhavsvann er vist med heltrukne piler, Arktisk vann med stiplet piler, og den norske kyststrømmen med prikkete piler. Stiplet linje viser Polarfronten.

Atlanterhavsvannet kommer inn i Barentshavet med Nordkappstrømmen som er en gren av Atlanterhavsstrømmen. Nordkappstrømmen beveger seg nordover langs Hopen-djupet, og møter det arktiske vannet (Loeng & von Quillfeldt, 2002).

Området hvor de to vannmassene møtes kalles Polarfronten. Polarfronten migrerer mellom 74 og 76 grader nord (Murdmaa *et al.*, 2006). Her er det intens vertikal blanding av vannmassene (Polyak & Mikhailov, 1996). Det varme, salte atlanterhavsvannet synker inn under det kaldere arktiske vannet.

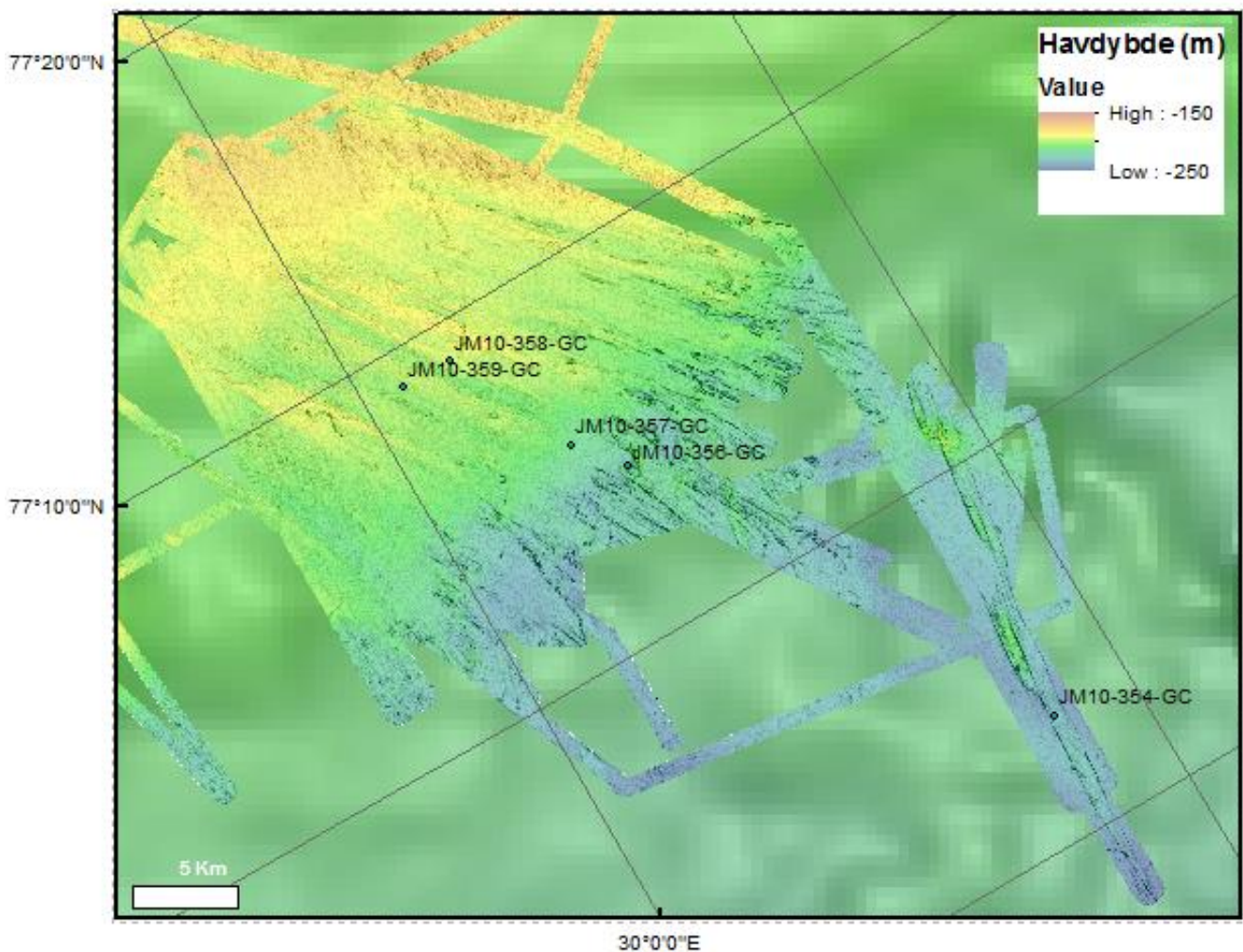
Studieområdet ligger i nærheten av Polarfronten og den raske Hopen-Bjørnøya-strømmen. Dette gir trolig et kompleks bilde av strømningsforholdene. Ved Sentralbanken lenger sørøst

er den gjennomsnittlige strømningshastigheten mellom 22 og 24 cm/s (Ersdal, 2001). Ved Spitsbergbanken er hastigheten rundt 10 cm/s, noe høyere i overflaten (Loeng & von Quillfeldt, 2002). Bunnstrømmer vil også i stor grad styres av lokal topografi.

## 2. Metoder og materialer

### 2.1. Datainnsamling

All data er samlet inn om bord på R/V Jan Mayen (nå R/V Helmer Hanssen) i 2010. Dataene inkluderer sedimentprøver fra 5 forskjellige lokaliteter i studieområdet. Lokalitetene er bestemt etter analyse av seismiske data, hvor det ble benyttet flere maringeologiske metoder. Dybdedata fra multistråle ekkolodd av typen Kongsberg Simrad EM300 gir en tredimensjonal kartlegging av havbunnen. Seismiske målinger med Chirp (Edgetech Chirp 3300-HM) identifiserer lag og strukturer i øvre del av havbunnen. For å skille lag med ulik tetthet blir det brukt refleksjonsseismikk (Mini-GI airgun). I tillegg måles havvannets egenskaper underveis (temperatur, ledningsevne og trykk) for å kalibrere Multistråle ekkolodd (som baseres på lydbølger), da lydshastighet i vann avhenger av både saltinnhold og temperatur. Totalt er det hentet opp 5 kjerneprøver (fig.5 og tabell 1).



Figur 5: Lokalitet til kjernene

**Tabell 1: Informasjon om de ulike kjerneprøvene**

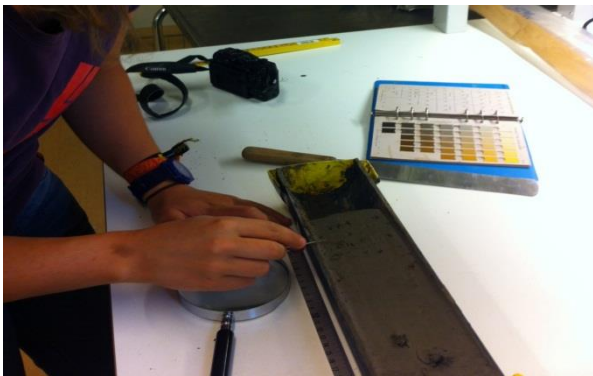
Kjerne ID	Breddegrad (N)	Lengdegrad (E)	Vanndybde (m)	Lengde på kjerne (m)	Lokalitet
JM10-354-GC	76°53.125N	30°50.337E	234	0.71	Rygg med lineasjoner
JM10-356-GC	77°04.324N	30°22.964E	226	0.32	Rygg med lineasjoner
JM10-357-GC	77°05.510N	30°18.489E	215	2.28	På mud apron
JM10-358-GC	77°08.975N	30°11.083E	195	1.75	På morene-lineasjon
JM10-359-GC	77°09.014N	30°04.984E	199	0.23	På sprekkerygg

Sedimentprøvene ble hentet opp fra havbunnen med en *gravity corer*. Dette er en 6 m lang kjernetaker som veier 1900 kg. Kjernetakeren blir senket vertikalt ned i havet fra fartøyet, og slippes i fritt fall omtrent 20 m over havbunnen. På den måten penetrerer den løsmassene på havbunnen ved hjelp av tyngdekraften. På innsiden er det et 11 cm bredt plastrør hvor sedimentene samles. *Core catcher* og *core cutter* i nedre del hindrer sedimentene fra å falle ut når kjernetakeren heises opp og tilbake i fartøyet.

Etter innsamlingen ble prøvene videre analysert ved Universitetet i Tromsø (UiT) og ved Høgskulen i Sogn og Fjordane (HiSF). Analysen innebærer beskrivelse og logging av kjernene, røntgenfotografering, fargescan, test av skjærfasthet, kornstørrelsefordeling og aldersbestemming. Metodene er beskrevet under neste kapittel. Resultatene er brukt i litostratigrafisk analyse og i en detaljert kornstørrelsesanalyse.

## 2.2. Data-analyse

Ved Universitetet i Tromsø (UiT) ble kjerneprøvene (halve kjerner) logget og gitt en visuell beskrivelse (fig.6). De fysiske egenskapene langs kjernene ble undersøkt ved hjelp av røntgenfotografering, fargescan og måling av skjærfasthet. Dette er gjennomført av personell ved UiT. Videre er 75 prøver fordelt fra de 5 ulike kjernene, sortert og analysert etter kornstørrelser. Hver av prøvene representerer 1 cm snitt fra et bestemt nivå i en av kjernene. Kornstørrelsesanalysen ble gjennomført ved hjelp av en *Particle size analyzer* (PSA) ved UiT, og en manuell kornstørrelsesfordeling ble utført av forfatterene ved hjelp av våt- og tørrsiktning på HiSF. Det siktede materialet kunne videre brukes til å registrere dateringsmateriale. I følgende avsnitt gis en beskrivelse av hver av metodene nevnt ovenfor.



Figur 6: Visuell logging av halve kjerneprøver

*Røntgenfotografering* av geologisk materiale gir informasjon om strukturelle egenskaper som ikke er synlig på overflaten (Hanken, 2001). Radiografiet viser variasjoner i tetthet, avhengig av hvor stor del av strålingen som blir absorbert av de ulike grunnstoffene i prøvematerialet. Lyse områder betyr at mer stråling er absorbert og indikerer tette partier med lav porøsitet. Motsatt vil mørke områder (mindre absorpsjon av røntgenstråler) presentere lette mineraler og høyere porøsitet (Hanken, 2001). På den måten kan en se lagdeling, klaster, og annen tekstur som karakteriserer sedimentprøven, uten å ødelegge den. Ut i fra radiografiet er det gjennomført telling av klaster større enn 1 mm per 2. cm for å kvantifisere mengden av istransportert materiale (Grobe, 1987).

Bilder fra *fargescan* viser de fargene som prøvematerialet virkelig har. I forhold til et vanlig kamera-foto, gir fargescan en bedre oppløsning. Av den grunn har bildene blitt brukt i ettertid til å identifisere elementer som var utfordrende å karakterisere under den visuelle loggingen.

*Skjærfastheten* blir målt ved at en konus slippes i fritt fall over prøven (fig.7). Ut i fra hvor langt ned konusen trenger (mm), kan skjærfastheten regnes ut ved hjelp av empiriske formler.



Metoden har noen begrensninger. Når den brukes på diamikt kan konusen stoppes av grus- og steinmateriale i prøven. Det blir derfor beregnet et gjennomsnitt av tre målinger per nivå. På tross av dette gir ikke konusapparatet nøyaktige resultater, men den er rask å utføre, og fin å bruke som supplement til andre forsøk (Rørvik, 1982).



**Figur 7: Konusapparat**

*Kornstørrelsesanalysen* er gjennomført med en PSA av typen Beckman Coulter LS 13 320 av labpersonell ved UiT. Materialet brukt til denne metoden er delprøver fra hver av de 75 prøvene. Maskinen måler størrelsesfordelingen av partikler oppløst i væske eller i tørr tilstand, på bakgrunn av prinsippene om lysbrytning (Instruction For Use, 2011). Kornfordelingen er målt fra 0,04  $\mu\text{m}$  til 2000  $\mu\text{m}$ , med 0,004  $\mu\text{m}$  intervall. Resultatene er presentert som vektprosent. I forkant av målingene blir prøvene frysetørket, tilsatt springvann og satt i ristemaskin over natten. Deretter tilsettes noen dråper calgon for å løse opp sedimentene, før materialet settes i PSA. Ved bruk av PSA blir målingene av median og gjennomsnittlig korndiameter noe større, da maskinene antar at kornene er sfæriske.

*Kornstørrelsesfordelingen* baserer seg på sikting av sedimentene fra de 75 prøvene, først i våt form, deretter i tørr form. Dette ble utført ved HiSF og arbeidet ble fordelt mellom forfatterene og en annen studentgruppe. Resultatene er presentert som vektprosent.

Ved våtsikting benyttes 1000  $\mu\text{m}$  sikt over 63  $\mu\text{m}$  sikt (fig.8). Dette for å unngå slitasje på den minste sikten. Siktene fuktes godt før den tørre prøven legges oppi. Deretter spyles prøven forsiktig. Vannet med materiale mindre enn 63  $\mu\text{m}$  samles opp i en beholder. Denne merkes med prøvenummer og fraksjon og settes i tørkeskap (45°C i ca 3-5 dager). Materiale større enn 63  $\mu\text{m}$  samles i en annen beholder og merkes på samme måte, før den settes inn i tørkeskap (60°C i ca 1-2 dager).



**Figur 8: Våtsikting**

Når prøvene er tørre blir materiale større enn 63  $\mu\text{m}$  tørrsiktet. Da benyttes et siktetårn med siktene 2000  $\mu\text{m}$ , 1000  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$  og 63  $\mu\text{m}$  (fig.9) (Etter Udden-Wentworth kornfordelingsskala, Wentworth, 1922). Siktetårnet blir ristet i 1 minutt for hver prøve, for å gjøre det statistisk likt. Det siktede materialet blir samlet på ark og deretter lagt over i små glass. Glassene merkes med prøvenummer og størrelsesfraksjon før det veies. Materiale mindre enn 63  $\mu\text{m}$  skrapes ut av beholder, veies og blir lagt i plastpose.



**Figur 9: Siktetårn brukt til tørrsikting**

Feilkilder kan forekomme ved framgangsmåten for sikting. Det er blant annet vanskelig å få ut alt prøvematerialet fra de forskjellige beholderne det oppbevares i. Motsatt vil noe av

materialet gå tapt når man skal legge det over i nye beholdere. I tillegg kan materiale mindre enn 63  $\mu\text{m}$  henge igjen på større korn, og dermed havne i feil fraksjon. Dette vil vise seg under tørrsikting, og materialet blir da lagt tilbake i beholderen for sedimenter mindre enn 63  $\mu\text{m}$ .

For å redusere feilkildene underveis blir alle prøvene håndert på lik måte. Alle glass og poser veies både før og etter sedimentene blir lagt oppi. Utstyret blir vasket og rensket mellom hver prøve. I tillegg blir alt prøvematerialet merket med prøvenummer, fraksjon og dybde i kjernen, fortløpende. Tap av materiale ved overføring til og fra beholdere har blitt forsøkt redusert ved å plassere to ark under beholderne. På den måten kan ett av arkene fange opp de kornene som faller utenfor. Gjennom hele prosessen med våt- og tørrsikting ligger gjennomsnittlig tap på 0,56 gram per prøve.

Resultatene fra PSA ble sammenfattet med resultater fra siktingen. De ble justert etter vektprosenten mindre enn 63  $\mu\text{m}$  fra sikteanalyse. Dette for å få en prosentvis fordeling for de ulike fraksjonene innen silt og leire. Grunnet forhåndsinnstilling av PSA har siltfaksjonen en diameter fra 2,01-30,07  $\mu\text{m}$ , og leirefraksjonen har diameter mindre enn 2,01  $\mu\text{m}$ . Dataene er vist i vedlegg 1. Tallene ble videre brukt i Gradistat og analyse av *sortable silt*.

### 2.3. Datering - foraminifera

Det er tidligere plukket makrofossiler fra kjerne 354, 356 og 357. Dette ble gjort av Denise Rüther i Tromsø i 2010. Makrofossilene er av typen *Astarte sp.* og *Astarte Elliptica*. Denne slekten er svært mobil og er kjent for å trives nedgravd i sediment. Av den grunn kan datering vise for ung alder. Derfor ble det bestemt å kartlegge og plukke foraminifera (mikrofossil) for å få nye dateringer som kan bekrefte eller avkrefte alderen kalibrert fra dateringen av makrofossilene.

Foraminifera er encellede organismer som finnes i alle typer marine miljø. De kan leve i sedimenter på havbunnen (bentiske) eller i vannsøylen (planktiske). Skjellet til foraminifera er ofte dannet av kalsiumkarbonat eller agglutinerte sedimentpartikler (Olney, 2002). Størrelsen til foraminifera varierer fra 100   m og opp til 20 cm (Wetmore).

Foraminifera brukes til rekonstruksjon av paleoseanografi og paleoklima. De er også nyttige i forhold til biostratigrafi da ulike typer foraminifera levde til ulike tider og under forskjellige forhold. Fra skjellene kan man tolke oksygenisotoper og ut i fra det rekonstruere tidligere oseanografiske forhold som temperatur og saltinnhold (Olney, 2002).

Marine dyr som bygger skjelettet eller skallet sitt med kalsiumkarbonat, tar opp karbon fra omgivelsene i havet. Karbon i havet er eldre enn atmosfærisk karbon til en gitt tid, da det gjerne tar flere hundre år f  r nedbør og ellevann som har vært i kontakt med atmosfæren erstatter vannet i verdenshavene (reservoareffekt i vannets kretsløp). I tillegg tar dyrene også opp lokalt oppløst uorganisk karbon. Reservoareffekten, forskjellen mellom <sup>14</sup>C-alder i marint vann og <sup>14</sup>C-alderen i atmosfæren på en gitt tid, varierer derfor sterkt fra havområdet til havområdet samt gjennom tidene (Mangerud *et al.*, 2006). Av den grunn er det ønskelig å kalibrere med en kalibreringskurve heller enn en fast verdi for reservoareffekten. Dette ble gjort med programvaren CALIB 6.0.0 og ved kalibreringskurven Marine09 (Reimer *et al.*, 2009). For å ta høyde for de regionale forskjellene fra den globale gjennomsnittlige reservoar alderen (405 år) er det benyttet  $\Delta R$ -verdi på -105 +/- 48 (Mangerud *et al.*, 2006).

Forfatterene av oppgaven har registrert tilstedeværelse og antall av bentiske foraminifera i størrelsesfraksjonen 125-250   m fra sandlaget i hver kjerne. For å unngå sortering av materiale når det skal flyttes fra glassbeholder til rutebrett, ble prøvene først lagt over på et ark, f  r en representativ del av denne ble hentet opp manuelt med plastskje og lagt på rutebrettet. Det ble ikke brukt splitter, da denne er laget av metall og kan introdusere systematiske feil. Deretter ble prøven gjennomgått systematisk i lupe.

Ut i fra denne registreringen ble det i første omgang forsøkt å plukke nok foraminifera til datering fra seks ulike prøver i kjernene 354, 356, 357 og 358. I størrelsesfraksjonen 125-1000  $\mu\text{m}$  ble det med materiale fra begge kjernehalvdeler oppnådd å plukke mellom 2 og 3 mg fra tre ulike prøver i kjernene 354, 356 og 357. Disse er sendt til Woods Hole laboratoriet i USA for datering.

## 2.4. Behandling av data

Metoden *sortable silt* er brukt for å bestemme transportmekanismer for sand og silt, ved å se på hvordan bunnstrømningene i området har vært. Data som er brukt i metoden er hentet fra analyse i *Gradistat*.

### 2.4.1. Gradistat

Gradistat er et program integrert i Microsoft Excel regneark, og egner seg godt til analyse av siktedata eller data fra laser granulometer (Blott & Pye, 2001).

I denne oppgaven er metoden basert på data fra *Particle size analyser* (PSA). PSA resultatene viser en prosentvis fordeling av sedimentene i ulike størrelsesfraksjoner fra 0,04  $\mu\text{m}$  til 2000  $\mu\text{m}$ . Av disse dataene er størrelsesfraksjonen 10-63  $\mu\text{m}$  (medium til grov silt) satt inn i *multiple sample data, laser granulometer*. Fra resultatene brukes gjennomsnittlig siltstørrelse (logaritmisk, målt i phi) videre i *sortable silt* analysen.

### 2.4.2. Sortable silt

*Sortable silt* (SS) er definert som størrelsesfraksjonen 10-63  $\mu\text{m}$  (medium til grov silt). Materiale mindre enn 10  $\mu\text{m}$  har en tendens til å danne aggregat på grunn av de kohesive egenskapene til leire og fin silt, og materiale større enn 63  $\mu\text{m}$  blir hovedsakelig fraktet med is i form av havis og isfjell. *Sortable silt* er egnet til å rekonstruere hastighet og variasjon av tidligere havbunnsstrømninger, fordi fraksjonen kan sorteres lett av bunnstrømmer. (Hass, 2002).

Ved å se på endringer i gjennomsnittlig *sortable silt* størrelse ( $\overline{SS}$ ), kan en tolke relativ endring i bunnstrøm. Forutsetningen er at bunnstrøm er den eneste transportmekanismen i området. I områder ved høye breddegrader vil også istransport være en sentral transportmekanisme for silt. Hass (2002) presenterer derfor en metode for å redusere effekten av istransportert silt, ved å se på istransportert sand i sammenheng med silt fra både bunnstrømmer og istransport (Hass, 2002; McCave & Hall, 2006).

I områder med lave bunnstrømninger antas det at sand ( $> 63 \mu\text{m}$ ) hovedsakelig er transportert med isfjell eller havis og silt hovedsakelig er transportert med bunnstrømmer. Med denne antakelsen skal det ikke være noen direkte korrelasjon mellom sand- og siltfraksjonene. (Hass, 2002).

Gjennomsnittlig *sortable silt* størrelse ( $\overline{SS}$ ) fra Gradistat er plottet mot sandinnholdet i kjernene. Deretter er det satt inn en regresjonslinje som viser korrelasjonen mellom de to. Den

sier noe om forholdet mellom sand og silt under “normale” omstendigheter. Avvik fra regresjonslinjen betyr at materialet er avsatt under endret forhold. Positiv korrelasjon indikerer grovere silt ved økt sandinnhold. Altså er positiv korrelasjon med høy korrelasjonskoeffisient en forutsetning for å kunne gå videre med beregningene. Da er sannsynligvis deler av siltfraksjonen også istransportert.

For å finne ut hvor mye av silten som er istransportert, beregner man potensiell *sortable silt* ( $\overline{SS}_{pot}$ ) ut i fra likningen til regresjonslinjen.  $\overline{SS}_{pot}$  viser hvordan fordelingen av  $\overline{SS}$  ville sett ut dersom det ikke hadde vært endringer i bunnstrøm, altså dersom all silt er istransportert. Avviket mellom  $\overline{SS}$  og  $\overline{SS}_{pot}$  indikerer relativ hastighet av bunnstrømningene ( $\overline{SS}\Delta$ ), der negative tall ( $\Delta\overline{SS} < 0$ ) betyr relativt høyere strømninger, og positive tall ( $\Delta\overline{SS} > 0$ ) forklarer relativt svakere bunnstrømninger enn normalen. (Hass, 2002).

### 3. Resultat

Ut i fra visuell logging (vedlegg 2-6), kornstørrelsesanalyse og resultater fra sedimentenes fysiske egenskaper, er det funnet litostratigrafiske enheter som har samme karakteristikk i kjernene. Resultatet presenteres i 3.1 og er illustrert i fig.10 og fig.11. Den litostratigrafiske analysen gir et godt bilde av ulike steg i avsmeltingen. For å bedre skille mellom hvilke transportmekanismer som har funnet sted, er det brukt *sortable silt* analyse, og det er sett på generelle trender mellom de ulike kornstørrelsene i en detaljert kornstørrelsesanalyse (avsnitt 3.2.). Til slutt gis en oversikt over de dateringene som foreligger.

#### 3.1. Litostratigrafi

Totalt 5 kjerner er analysert med hensyn til parametrene kornstørrelsesfordeling, vanninnhold, skjærfasthet og klastinnhold. På bakgrunn av dette er det identifisert 3 litologiske enheter, A, B og C, som karakteriserer kjernene (tabell 2). I følgende beskrivelser gis en oversikt over hva som kjennetegner hver av enhetene, og i hvilke kjerner de er representert. Fig.10 og fig.11 viser de ulike parametrene for enhetene i hver kjerne. Kjernene beskrives fra bunn til topp.

Tabell 2: Oversikt over egenskapene til de 3 enhetene

Parameter	A	B	C
Tykkelse (cm)	9-20	10-30	2-189
Litologi	Sandholdig silt	Sandrik diamikt med silt	Siltholdig massiv diamikt
Farge (Munsell)	Mørk oliven grå, Mørk gråbrun, Oliven grå	Mørk oliven grå, Mørk grå, Oliven grå	Mørk grå, Veldig mørk grå
Klaster >1mm/2cm intervall *	1-26 (9)	4-59 (26)	12-51 (29)
Skjærfasthet (kPa)	2-11 (4)	2-4 (4)	2-12 (5)
Vanninnhold (%)	32-53 (42)	22-40 (26)	20-24 (22)
Avsetningsmiljø	Marin	Glasimarin	Glasial

\* >1mm/4cm i kjerne 357

##### 3.1.1. Enhet C - Glasial massiv diamikt

Enhet C forekommer i den nedre delen av kjernene (ikke funnet i kjerne 359), og er fra 2 cm til 189 cm tykk (kjerne 354 og 356 er korte). Den består av massiv diamikt (Dmm) med lite lagdeling. Det vil si strukturløs og dårlig sortert materiale bestående av klaster, sand, silt og leire. Majoriteten av matriksen er silt (48% i snitt), deretter leire (32%) og sand (20%). Sedimentene er av mørk grå til veldig mørk grå farge. Vanninnholdet er lavt og øker noe oppover i enheten (20-25%). Klastinnholdet er høyt. Skjærfastheten er lav i øvre del, og øker



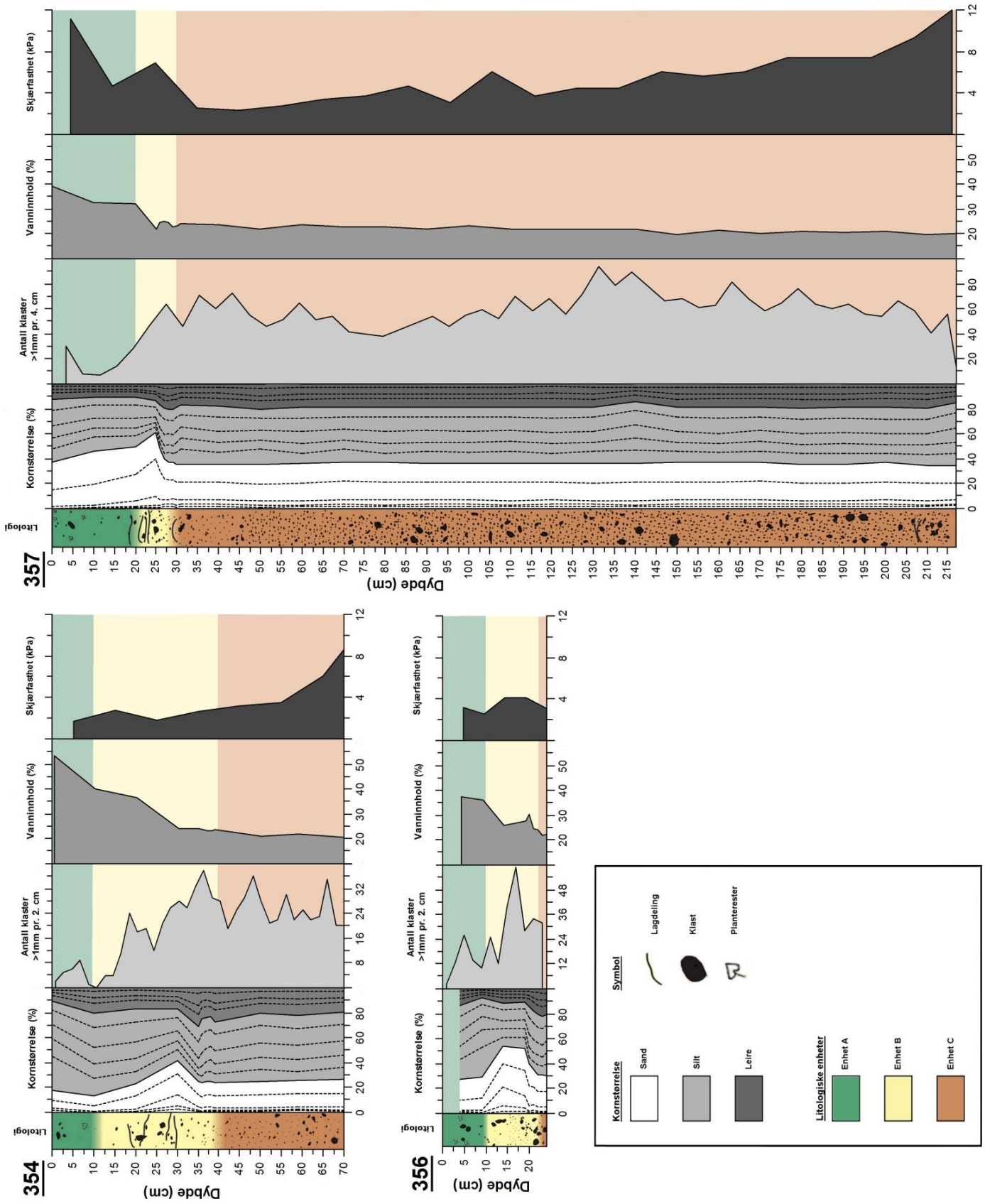
nedover. I nederste delen av kjerne 358 er skjærfastheten i snitt 8,6 kPa. I 357 er skjærfastheten i nedre del 8,8 kPa i snitt, og 12,2 kPa helt nederst.

### **3.1.2. Enhet B - Glasimarin sandrik diamikt**

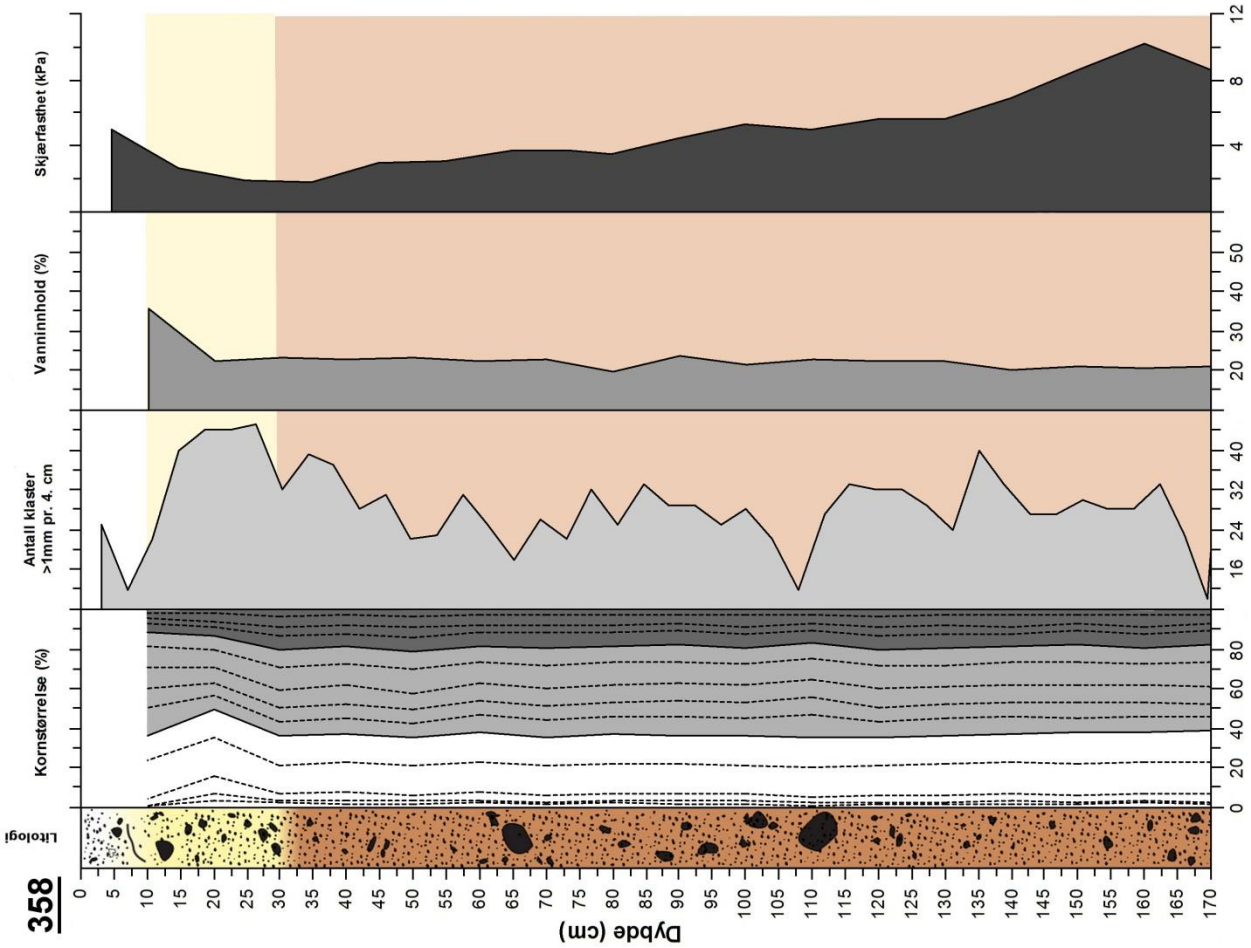
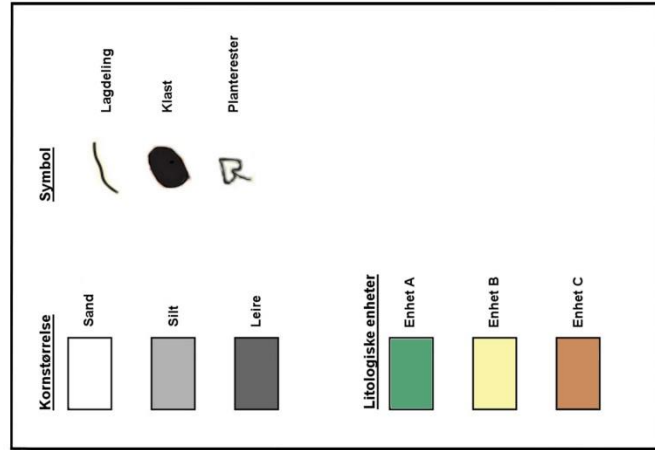
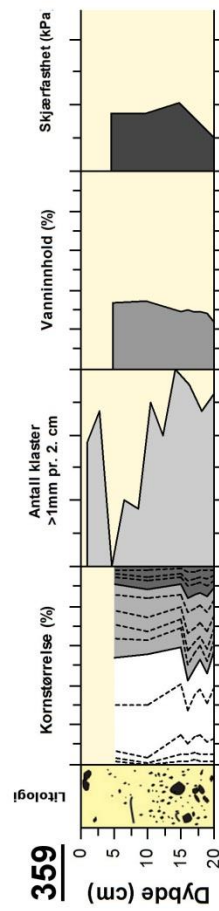
Enhet B er fra 10 cm til 30 cm tykk. Den inneholder sandrik diamikt med silt og klaster. Fargen er mørk oliven grå til mørk grå. Enheten har høyere vanninnhold og lavere skjærfasthet enn enhet C. Klastinnholdet er også noe lavere. Generelt avtar klastinnholdet oppover enheten. De fleste klastene er i størrelsesfraksjonen 1-2 mm. Denne enheten inneholder mer sand enn de andre enhetene, opp til 62% i 357, 59% i 359 og 54% i 356. I snitt er det 41% sand i denne enheten kontra 32% i enhet C og 30% i enhet A. I kjerne 354 og 357 har enheten tydelig lagdeling.

### **3.1.3. Enhet A - Holocen silt**

Enhet A forekommer i øverste del av kjernene og er funnet i kjerne 354, 356 og 357. Den inneholder massiv sandholdig silt, og er fra 9 cm til 20 cm tykk. Innholdet av leire varierer mellom 7-20%. Fargen er mørk oliven grå til mørk gråbrun. Enheten har høyt vanninnhold, 53% i 354, 42% i snitt for de tre kjernene. Klastinnholdet er betydelig lavere enn i enhet B og C, 9 stk per 2. cm i snitt, med økning i de øverste 5-8 cm. Skjærfastheten er i snitt lik som i enhet B. I kjerne 354 og 357 øker skjærfastheten øverst.



Figur 10: Egenskaper og inndeling i litologiske enheter, kjerneprøve 354, 355 g 357

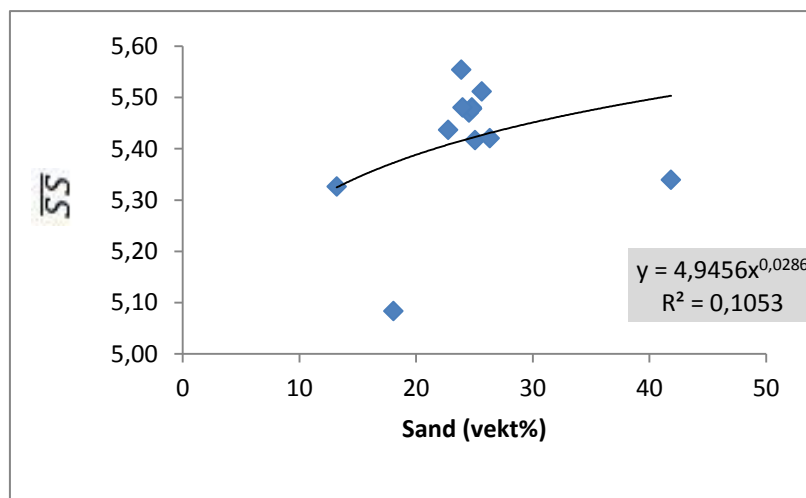


Figur 11: Egenskaper og inndeling i litologiske enheter, kjerneprøve 358 og 359

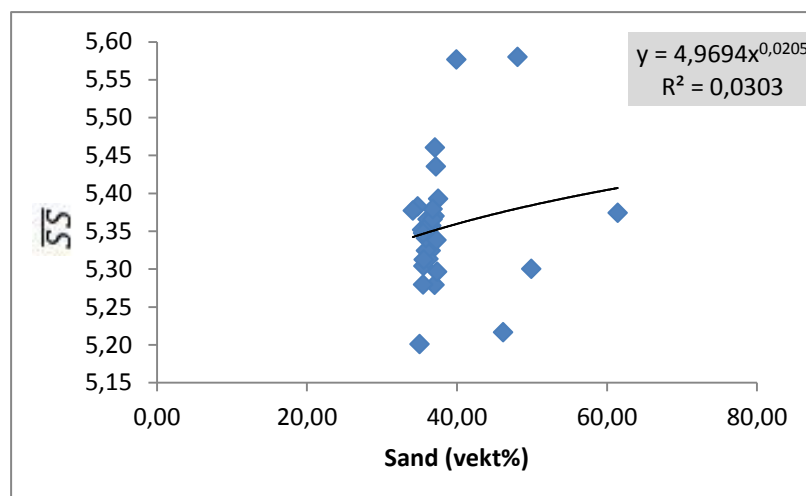
## 3.2. Detaljert kornstørrelsesanalyse

### 3.2.1. Sortable silt

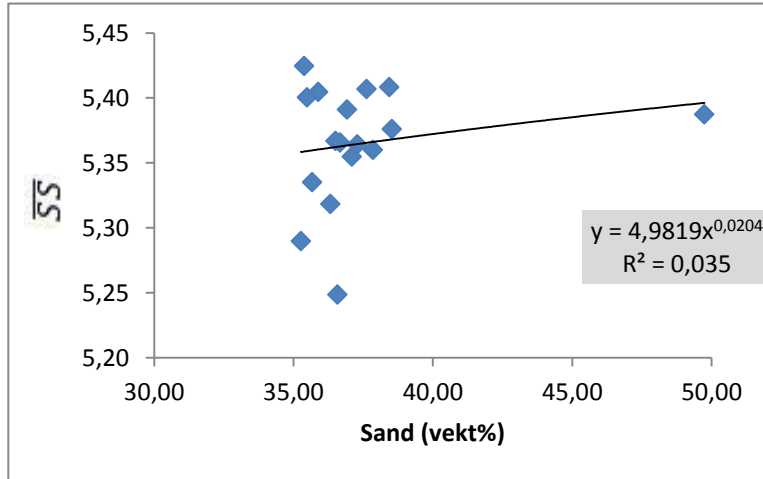
Det er gjennomført analyse av *sortable silt* på 3 av kjerneprøvene, 354, 357 og 358. I utgangspunktet er det ikke funnet positiv korrelasjon mellom sandinnhold og  $\overline{SS}$  i noen av kjernene, se fig.12-14. Alle viser negativ korrelasjon, noe som betyr at siltfraksjonen blir finere ettersom sandinnholdet øker. Dette kan muligens indikere ulike transportmekanismer for sand og silt. Det er derfor undersøkt om varianter av datasettet kan gi positiv korrelasjon. Til dette ble det bestemt å eliminere ytterpunkter, samt skille mellom ulike sandfraksjoner.



Figur 12: Negativ korrelasjon mellom sandinnhold (63 $\mu$ m-2mm) og  $\overline{SS}$ (phi) i kjerne 354

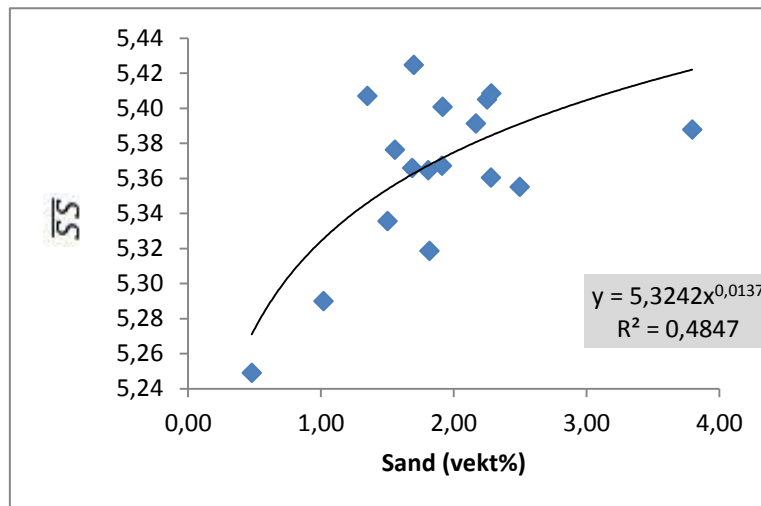


Figur 13: Negativ korrelasjon mellom sandinnhold (63 $\mu$ m-2mm) og  $\overline{SS}$ (phi) i kjerne 357.



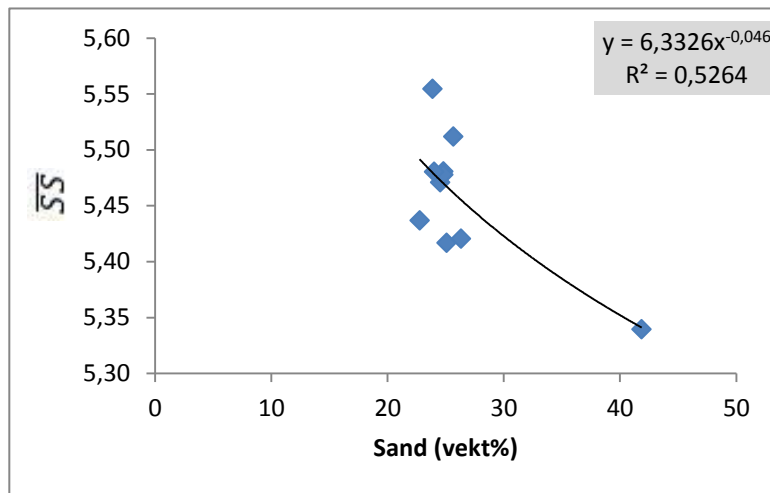
Figur 14: Negativ korrelasjon mellom sandinnhold (63µm-2mm) og  $\overline{SS}(\phi)$  i kjerne 358.

I kjerne 357 og 358 ga endringene lite utslag, og resultatene viser fortsatt negativ korrelasjon. Videre er  $R^2$ -verdien (korrelasjonskoeffisienten) lav for begge kjerner. Dette indikerer at den antatt negative korrelasjonen ikke er statistisk relevant. Ved å skille mellom ulike sandfraksjoner og deretter kjøre ny korrelasjonstest, blir  $R^2$ -verdien høyest i fraksjonen 1000-2000 µm i kjerne 358 (fig. 15). I kjerne 357 er  $R^2$ -verdien mindre enn 0,2 uansett sandfraksjon.



Figur 15: Negativ korrelasjon mellom sandinnhold (1-2mm) og  $\overline{SS}(\phi)$  i kjerne 358.

I kjerne 354 ble korrelasjonen positiv når 2 ytterpunkt ble tatt ut (fig.16). Disse to punktene representerer de øverste 10 cm i kjernen, og ble tatt ut da de muligens har en annen transportmekanisme enn is og bunnstrøm, for eksempel biologisk produksjon.



Figur 16: Positiv korrelasjon mellom sandinnhold (63 $\mu$ m-2mm) og  $\overline{SS}$ (phi) i kjerne 354, når 2 ytterpunkt er fjernet.

Den positive korrelasjonen indikerer at transportmekanismen for sand og silt er lik for punktene på linjen. Punkt som ligger utenfor linjen tyder på endring i rammeforholdene. Endringen kan skyldes variasjon i sammensetningen av istransportert materiale, eller variasjon i bunnstrøm. Ettersom sammensetningen til det istransporterte materialet (hvor det blir plukket opp og hvor det avsettes) kommer av en tilfeldig prosess, kan jevne endringer i avsetningene antas å være et resultat av variasjon i bunnstrøm (Hass, 2002).

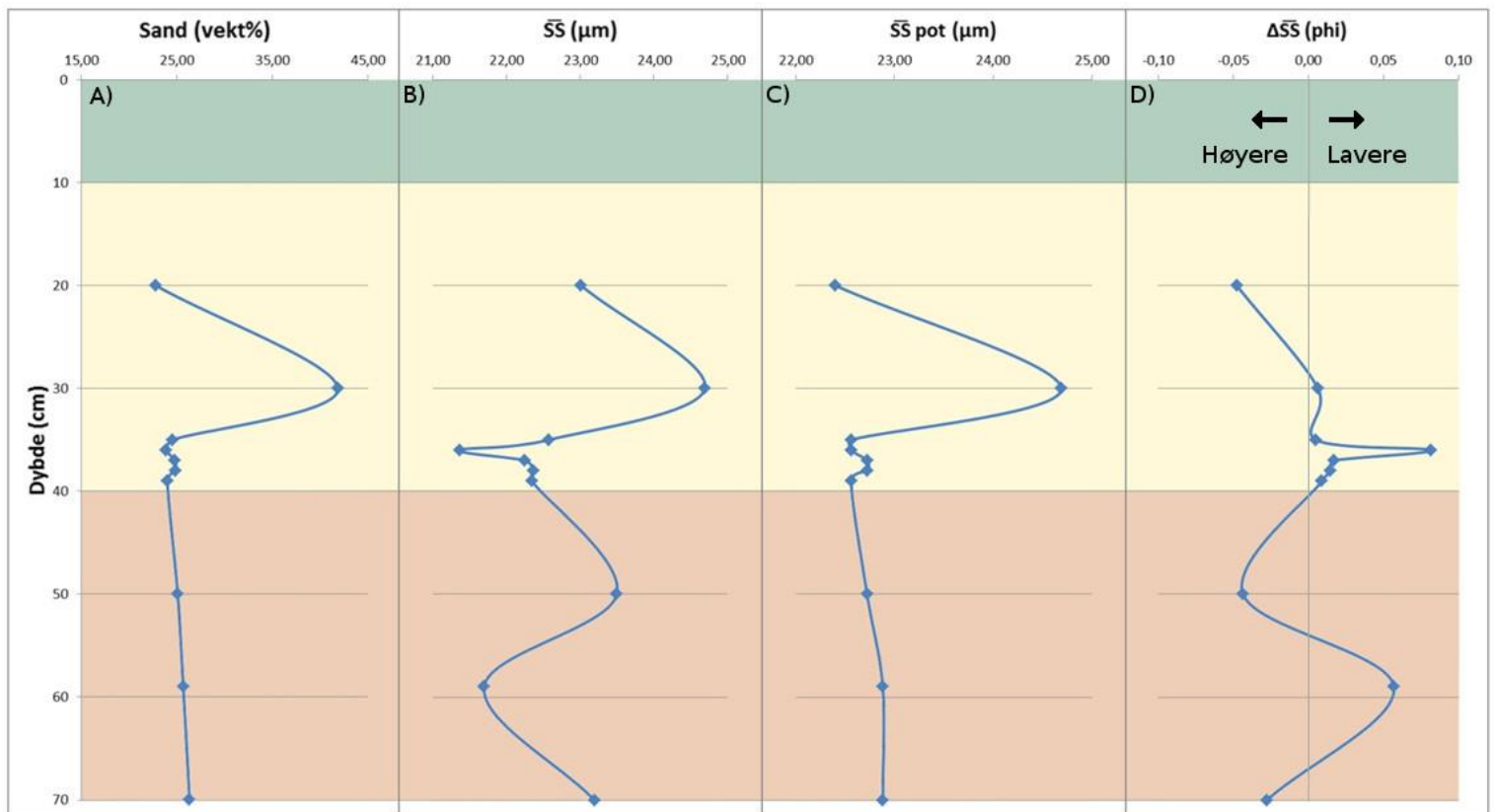
Regresjonslikningen for kjerne 354 er som følger;

$$y = 6,3326x^{(-0,046)} \quad (1)$$

der y er gjennomsnittlig siltstørrelse ( $\overline{SS}$ ) for sediment hovedsaklig transportert av isfjell, og x er sandinnhold i vektprosent. Ved å sette inn sandinnholdet (x) i likning (1) får man  $\overline{SS}_{pot}$ , som viser hvordan fordelingen av  $\overline{SS}$  ville vært dersom det ikke var noen endring i bunnstrøm. Differansen mellom  $\overline{SS}$  og  $\overline{SS}_{pot}$ ,  $\Delta\overline{SS}$ , vil på den måten være en indikasjon på om hastigheten på bunnstrømmene har vært relativt lavere (>0) eller høyere (< 0) enn “normale” forhold (Hass, 2002).

Fig. 17 viser variasjonen i sandinnhold,  $\overline{SS}$ ,  $\overline{SS}_{pot}$  og  $\Delta\overline{SS}$  i kjerne 354. Sandkurven har en markant økning fra 35 cm til 30 cm. Den samme økningen vises i  $\overline{SS}$  kurven.  $\overline{SS}$  kurven har også noen svingninger fra 70 cm til 40 cm der sanden er relativt jevn.  $\overline{SS}_{pot}$  kurven viser den delen av silten som er istransportert og gjenspeiler naturlig nok sandkurven som er tolket utelukkende som istransportert materiale.

Dersom all silt er transportert av bunnstrøm, skal  $\Delta\overline{SS}$  kurven og  $\overline{SS}$  kurven gjenspeile hverandre. Dette stemmer opp til 36 cm. Lavest bunnstrøm er på 36 cm, da er også  $\overline{SS}$  lavest. Økningen i  $\overline{SS}$  fra 35 cm til 30 cm, gjenspeiles ikke i  $\Delta\overline{SS}$  kurven. Videre oppover i kjernen blir de relative bunnstrømningene høyere.



Figur 17: A) sandinnhold i kjernen; B) gjennomsnittlig størrelse på sortable silt; C) SS pot, kalkulert; D) del av sortable silt som er tansportert med bunnstrøm

### 3.2.2. Generelle trender

Tilstedeværelse av grove fragment indikerer en prosess med høy energi. De fine fraksjonene er lettere og kan fraktes av vind, smeltevannsskyer og havbunnstrømninger (Andrews, 2000).

Det er funnet enkelte trender i avsetningene som kan gi indikasjoner på transport- og avsetningsmekanismer. Trendene er funnet på bakgrunn av hvordan veldig fin til medium sand (tabell 3),  $\overline{SS}$  og leire opptrer i kjernene og i forhold til hverandre. De grovere sandfraksjonene er ikke tatt med i betraktningen, da de øker og avtar relativt lite og bidrar dermed i mindre grad til de totale endringene. De generelle trendene er presentert i avsnittene under og illustrert i fig.18-22.

**Tabell 3: Kornfordelingsskala etter Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). I teksten refereres det til navn på fraksjon.**

Navn	Størrelse
Veldig fin sand	63-125 $\mu\text{m}$
Fin sand	125-250 $\mu\text{m}$
Medium sand	250-500 $\mu\text{m}$
Grov sand	500-1000 $\mu\text{m}$
Veldig grov sand	1000-2000 $\mu\text{m}$

Generelt når sandinnholdet øker, avtar andel leire og  $\overline{SS}$  blir grovere. I kjerne 356 og 357 blir  $\overline{SS}$  finere i dette tilfellet.

Den generelle tendensen fra bunn til topp i alle kjernene er at sandinnholdet øker kraftig fra rundt 40-20 cm for så å avta igjen,  $\overline{SS}$  blir grovere og andel leire ligger jevnt mellom 7% og 20% før den avtar mot toppen. I kjerne 356 og 357 øker andel leire i toppen.

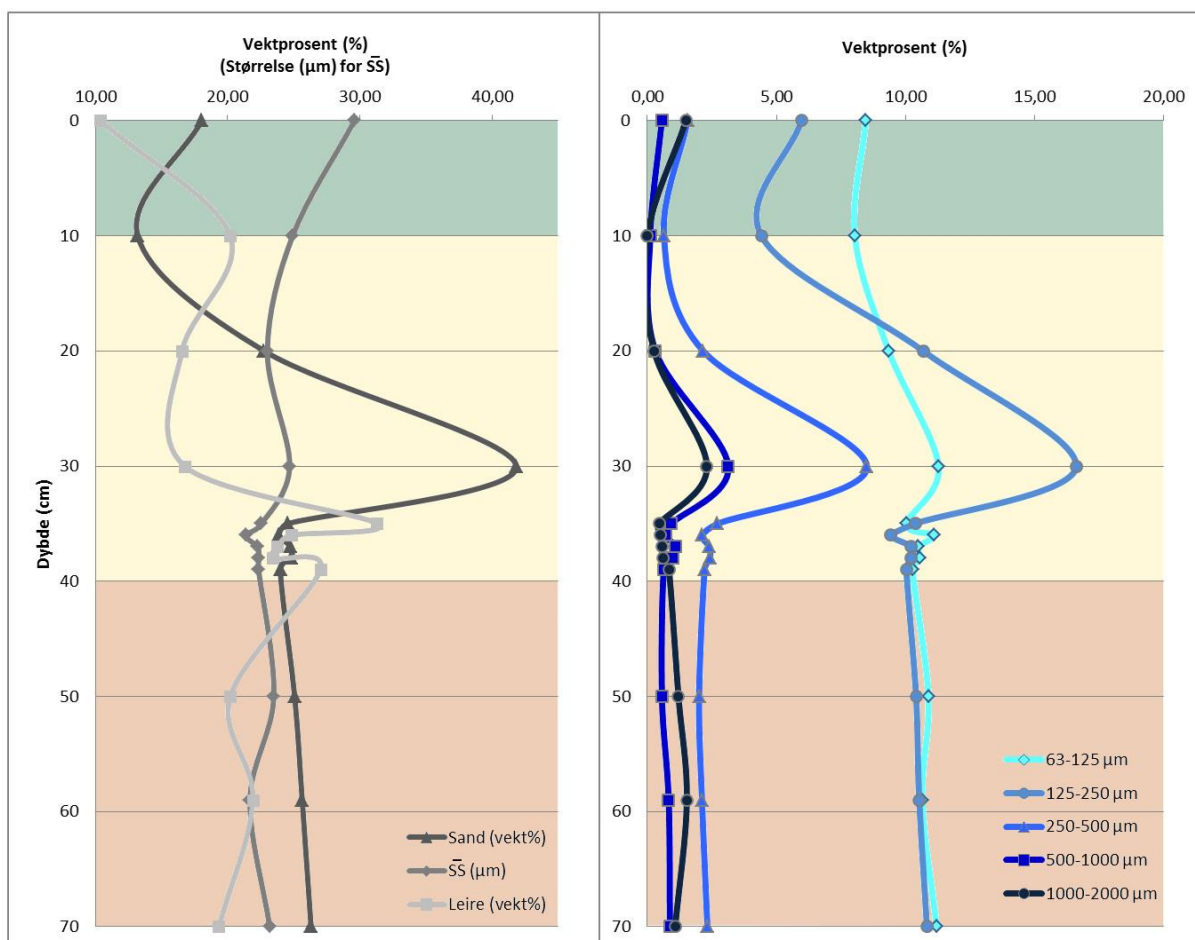
Det er i gjennomsnitt mellom 30% og 40% sand i alle kjernene, bortsett fra kjerne 354 med 22,7% og kjerne 359 med 51,9%. Sandinnholdet øker oppstrøms fra kjerne 354 til 359. Det er størst andel fin og veldig fin sand, og de store variasjonene i det totale sandinnholdet skyldes hovedsakelig mengden av fin og medium sand.



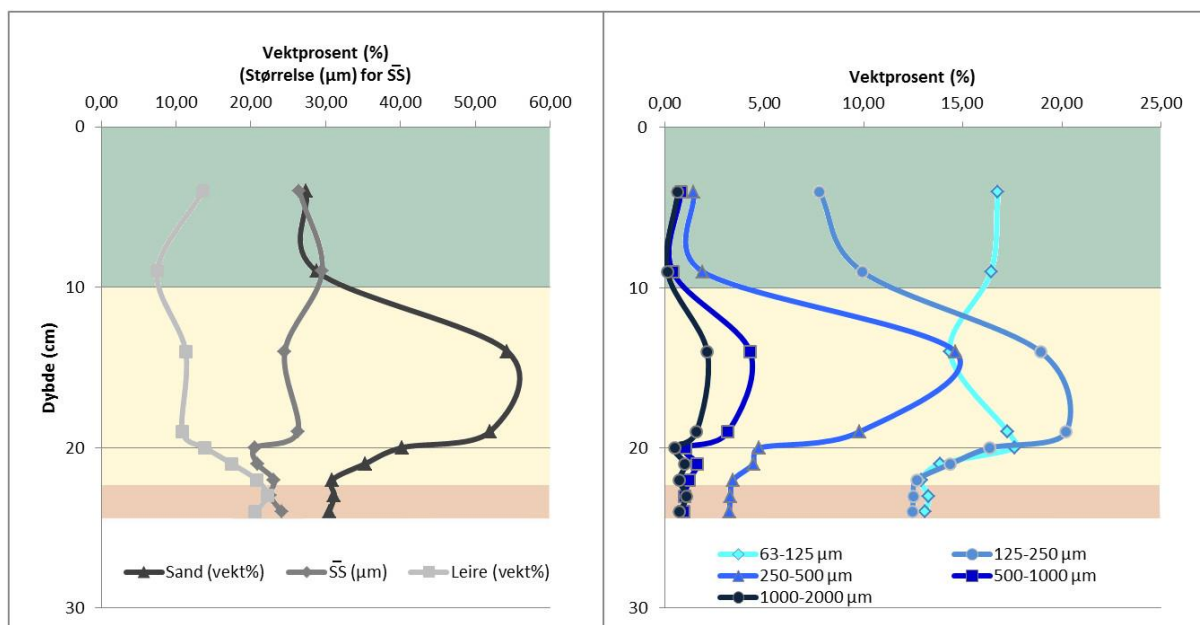
Alle kjernene består av store mengder veldig fin sand. I kjerne 356 og 357 øker veldig fin sand når fin og medium sand avtar. I de øvrige kjernene opptrer veldig fin sand mer tilfeldig.

I alle kjernene er gjennomsnittlig siltstørrelse ( $\overline{SS}$ ) mellom 20  $\mu\text{m}$  og 30  $\mu\text{m}$ . Generelt blir den noe grovere oppover i alle prøvene.  $\overline{SS}$  kurven viser en tendens til å følge den totale sandkurven i områder hvor sandinnholdet er høyt. Unntaket er i kjerne 356 og 357, der  $\overline{SS}$  ofte blir finere når sandinnholdet øker og grovere når det avtar, før  $\overline{SS}$  følger sandkurven igjen i toppen eller i overganger mellom enheter.

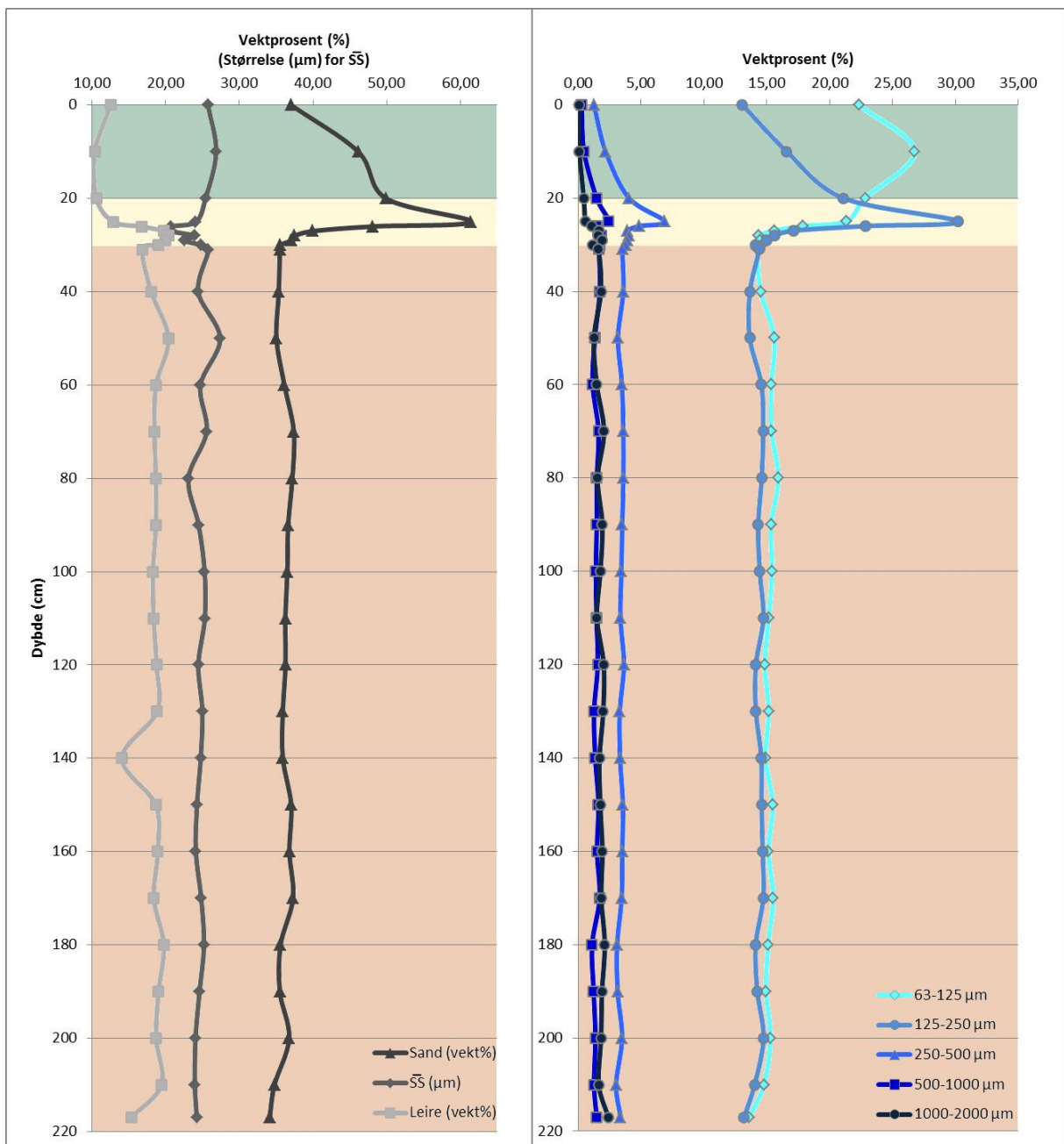
Det er i gjennomsnitt mellom 12,3% og 19,7% leire i prøvene. Leireinnholdet har en tendens til å avta oppstrøms (sett bort i fra kjerne 358) der gjennomsnittsprosentene fra kjerne 354 til 359 er: 19,7%, 15,6%, 15,8%, 17% og 12,3%.



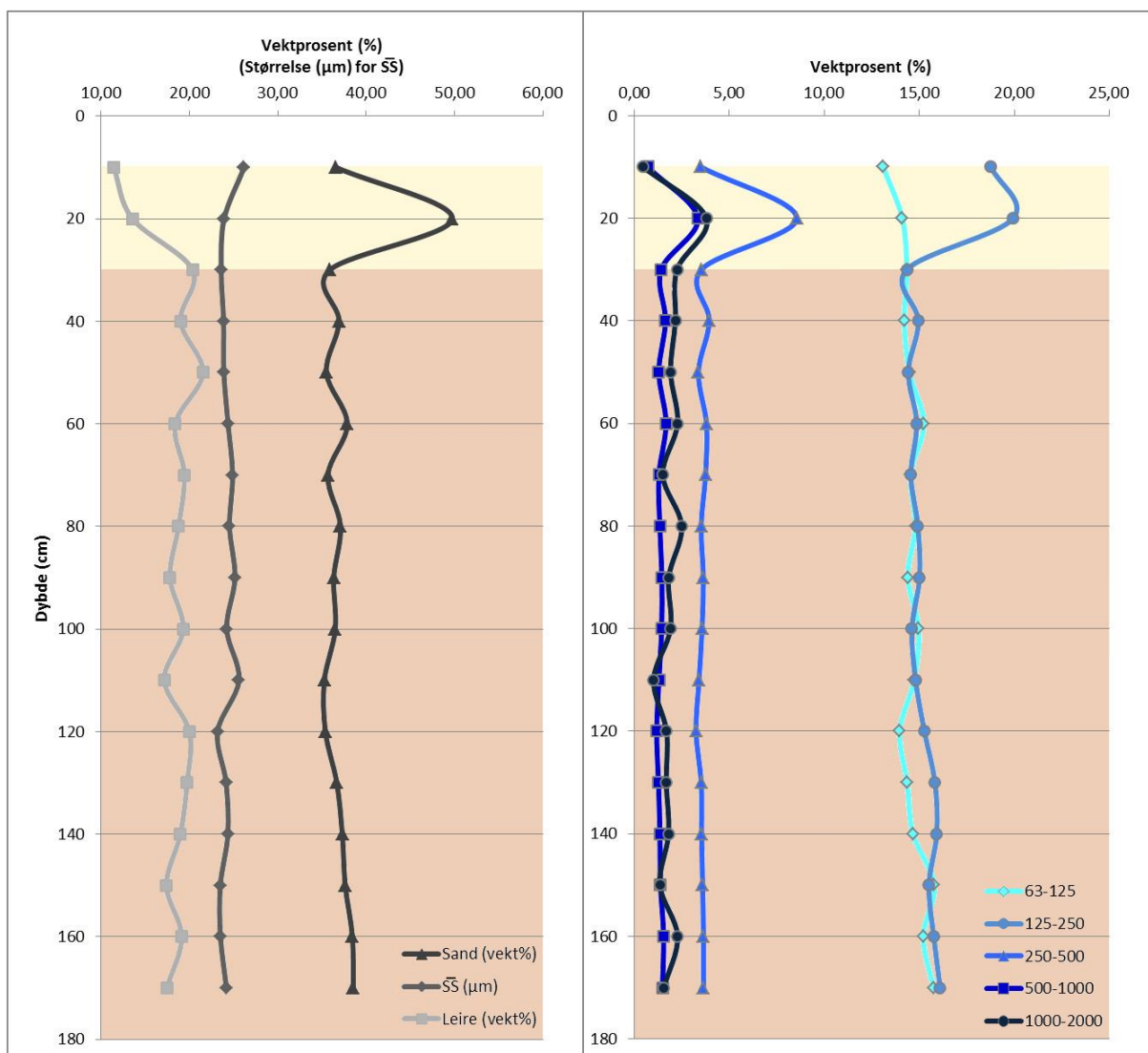
Figur 18: Endringer i SS, leire- og sandinnhold i kjerne 354.



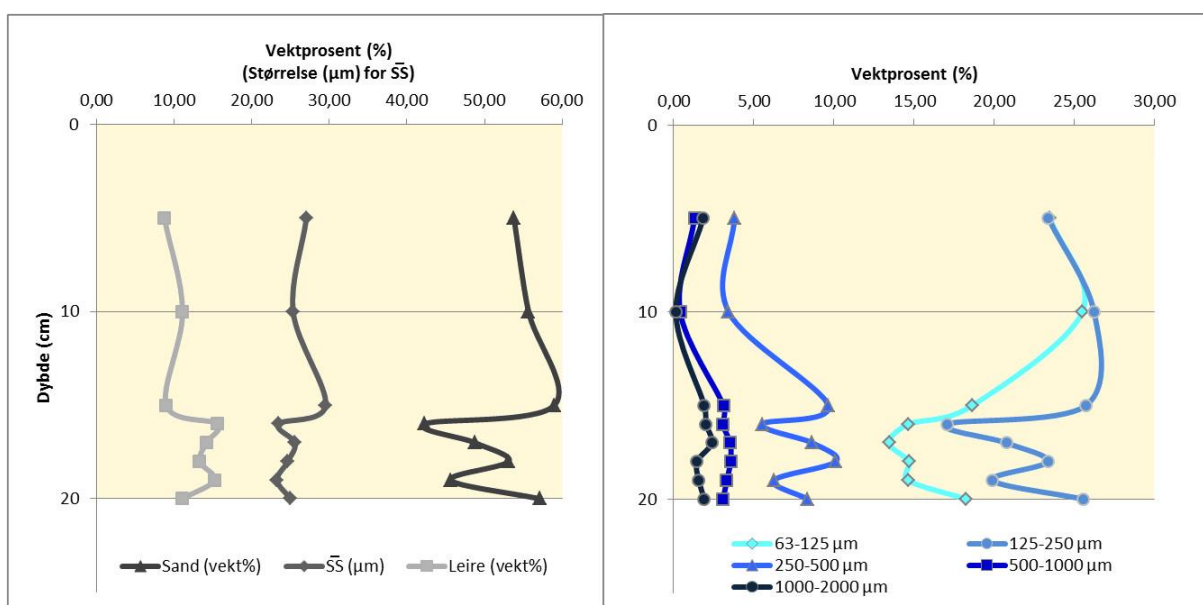
Figur 19: Endringer i SS, leire- og sandinnhold i kjerne 356



Figur 20: Endringer i SS, leire- og sandinnhold i kjerne 357



Figur 21: Endringer i SS, leire- og sandinnhold i kjerne 358



Figur 22: Endringer i SS, leire- og sandinnhold i kjerne 359

### **3.3. Dateringer**

I kjerne 354 er det på 28 cm dyp funnet en makrofossil av slekten *Astarte*, hvor alderen er kalibrert til 6620-6930 BP. En fra samme slekt er funnet på 16 cm dyp i kjerne 357, her er alderen kalibrert til 1872-2193 BP. Videre er det funnet en makrofossil av typen *Astarte Elliptica* på 21 cm dyp i kjerne 356, denne er kalibrert til 7519-7764 BP.

Alderen på makrofossilene stiller spørsmål til antakelsen om sandenheten er avsatt under avsmeltningen som trolig har skjedd rundt 14-10. 000 BP.

Det er ikke mottatt resultat fra datering av mikrofossiler innen innleveringsfristen av oppgaven.

## 4. Tolkning og diskusjon

### 4.1. Litostratigrafi

De 3 litostratigrafiske enhetene skilles hovedsakelig fra hverandre grunnet ulik andel grovkornede fraksjoner (sand og klaster). De diffuse fargeovergangene mellom enhetene kan gjenspeile gradvise variasjoner i avsetningsmiljøet. Den store andelen grovkornet materiale (sandlaget) i enhet B kan reflektere en markant miljøforandring.

#### 4.1.1. Enhet C - Glasial massiv diamikt

Enhet C antas å være en form for morene dannet subglasialt under LGM. Dette er på grunn av høyt og varierende klastinnhold, lavt vanninnhold og lokalitet i forhold til morfologien i området. Dårlig sortering, mangel på stratifikasjon og tilfeldig orientering av klaster indikerer transport av isbre (Ivanova *et al.*, 2002).

Skjærfastheten er i snitt ikke så høy, dette fordi øverste del av enheten har lav skjærfasthet (fig.10-11). Lav skjærfasthet kan bety *deformation till*, som er ukonsolidert, homogen diamikt, dratt med i bunnen av breen (Benn & Evans, 2010). Økende skjærfasthet mot bunnen kan enten skyldes kanteffekt (kompaksjon ved prøvetaking) eller indikere overgang fra *deformation till* til underliggende bunnmorene som er mer konsolidert (Benn & Evans, 2010).

Kjerne 358 er hentet fra et område preget av sprekke-fyll-rygger og lineasjoner. Dette er tegn på et subglasialt avsetningsmiljø. Kjerne 357 har samme karakteristikk som kjerne 358, selv om sedimentene her muligens er avsatt proglasialt.

Denne enheten er trolig avsatt før deglasiasjonen, enten når breen lå i ro, eller når den var i bevegelse fremover.

#### 4.1.2. Enhet B - Glasimarin sandrik diamikt

Enhet B foreslås å være en glasimarin avsetning, avsatt under avsmeltningen. Det er på grunn av lavere klastinnhold og høyere vanninnhold i forhold til enhet C. I tillegg skjer det en endring i kornstørrelsessammensetningen fra enhet C til enhet B. Sandinnholdet øker fra 32% i snitt til 41% i snitt. Samtidig går silt- og leireinnholdet ned, med henholdsvis 6% og 3%. En reduksjon i andel silt og leire kan indikere en endring fra en glasial prosess (usortert morene) til en mer sortert glasiomarin prosess.

Som tidligere nevnt stiller alderen på makrofossiler, funnet i sandenheten i kjerne 354 og 357, spørsmål til antakelsen om at enhet B er avsatt under avsmeltningen. Det er ukjent hvordan

store mengder sand kan ha blitt avsatt i det tidsrommet fossilene antyder. Rundt 7-6 ka BP hadde BSIS trolig trukket seg langt tilbake (Kong Karls Land var isfritt ved 9,8  $^{14}\text{C}$  ka. Salvigsen, 1981). Avstand fra studieområdet til land er over 100 km. Isfjell kan transportere materiale over flere hundre kilometer (Benn & Evans, 2010), men da avsetning fra isfjell er en mer eller mindre tilfeldig prosess, virker det lite sannsynlig at konsentrerte mengder sand har blitt avsatt så langt fra land.

I tilsvarende enheter (som ligger over morene) fra andre deler av Barentshavet er denne enheten ofte delt i to, en innledende deglasiasjonsenhet og en hoveddeglasiasjonsenhet (Duplessy *et al.*, 2001; Ivanova *et al.*, 2002; Murdmaa *et al.*, 2006). Den innledende er preget av massiv diamikt hvor det grovkornede materialet er istransportert og det finkornede materialet er avsatt fra smeltevann. Hoveddeglasiasjonsenheten karakteriseres av laminasjon og finere kornstørrelser avsatt fra smeltevann. Istransportert materiale er lite eller fraværende.

I de undersøkte kjernene er disse to enhetene tolket som en. Høyt innhold av klaster og sand tyder på istransport. Det høye innholdet av silt antas også å være istransportert (se 4.2.1). Relativt lavt innhold av leire i enheten kan indikere avsetning ved brefronten, hvor høy smeltevannsføring tar med mye av leiren i suspensjon og avsetter den nedstrøms for breen.

Klast- og sandinnholdet avtar oppover i enheten. Dette kan markere en overgang til en periode i avsmeltningen hvor transport med isfjell opphørte som følge av blokkering grunnet permanent pakk-is (Murdmaa *et al.*, 2006). Lagdelingen med sand- og siltholdige lag observert i kjerne 354 og 357, befinner seg i de delene hvor sand- og klastinnholdet er avtagende. Lagdelingen kan enten skyldes variasjon i smeltevannsføring (Polyak & Mikhailov, 1996) eller utvasking som følge av høyere bunnstrømninger (Benn & Evans, 2010).

Det er funnet lite foraminifera i enhet B. Liten tilstedeværelse av foraminifera kan tyde på avsetning i forbindelse med avsmeltningen. Under avsmeltningen var Barentshavet dekket av havis, noe som hindret biologisk produksjon (Ivanova *et al.*, 2002). I tillegg kan turbulent smeltevann og havvannets kjemiske sammensetning bidra til at foraminifera ikke trives, eller blir oppløst (Murdmaa *et al.*, 2006). Dersom enheten er avsatt i holocen (7-6000 BP) som makrofossilene antyder, ville det trolig vært mer foraminifera. Dette fordi den biologiske produksjonen økte i holocen som følge av økt tilførsel av Atlanterhavsvann og utviklingen av den thermohalinske sirkulasjonen (Murdmaa *et al.*, 2006).

Enhet B kan gjenspeile en lokal avsmeltningshistorie, noe forskjellig fra andre deler av Barentshavet. Trolig har sandenheten blitt avsatt under avsmeltningen som startet rundt 16-15.000 BP (Murdmaa *et al.*, 2006).

#### **4.1.3. Enhet A - Holocen silt**

Enhet A er tolket som marine sedimenter avsatt i holocen. Grensen mellom enhet B og A markeres med endring i kornstørrelsessammensetningen og farge-endring fra grå til mer olivenfarget.

Overgangen fra deglasiasjonen til holocen er preget av endring i avsetningsmekanismer, redusert istransport og økt biologisk aktivitet som følge av varmere klima (Duplessy *et al.*, 2001; Ivanova *et al.*, 2002; Murdmaa *et al.*, 2006).

Det lave klastinnholdet i enhet A kan forklares med redusert istransport som følge av tilbaketrekningen av breen og oppvarming av havet. Økningen i klaster rundt 8-5 cm i kjernene kan forklares med en kaldere periode fra 6,9 ka BP (Duplessy *et al.*, 2001), hvor havis ble dannet. Fravær av lagdeling i enheten kan skyldes at avsetning fra strømmer ble erstattet av avsetning partikkel for partikkel (Ivanova *et al.*, 2002).

Lavt innhold av leire kan være et resultat av lave sedimentasjonsrater eller av sekundære prosesser som har fjernet leiren etter avsetning (se 4.2.2.). Studieområdet ligger relativt fjernt med tanke på sedimentkilder. Det kan bety at sedimentasjonsraten i utgangspunktet er lav. Studieområdet er også preget av komplekse havstrømninger, noe som kan gi høye bunnstrømninger.

Enhet A er ikke funnet i kjerne 358 og 359. Kjernene er hentet fra øvre del av studieområdet, der sprekke-fyll-rygger og lineasjoner preger havbunnen. Tilstedeværelse av disse formasjonene tyder på lav sedimentasjonsrate etter isen fløt opp og trakk seg tilbake. Eventuelt kan materiale ha blitt avsatt, men senere vasket ut av bunnstrømninger.

Økning i skjærfasthet i toppen av kjerne 354 og 357 er trolig resultat av kompaksjon under prøvetaking.



Basert på den litologiske analysen er det skilt mellom 3 enheter, men det kommer ikke tydelig frem hvilke transportmekanismer som har vært aktiv for de ulike kornstørrelsene. Hvilken sandfraksjon er det som står for den totale økningen i sandinnholdet? Er sanden utelukkende transportert av isfjell, eller har andre transportmekanismer virket inn? Er siltfraksjonen resultat av istransport? Disse spørsmålene er forsøkt svart på med en detaljert kornstørrelsesanalyse.

## 4.2. Detaljert kornstørrelsesanalyse

Det er gjennomført en detaljert kornstørrelsesanalyse ved å ta i bruk *sortable silt* og ved å se på generelle trender i kjernene, i forsøk på å få et bedre bilde av hvilke transport-mekanismer som har funnet sted.

### 4.2.1. *Sortable silt*

Det er oppnådd positiv korrelasjon mellom sandinnhold og  $\overline{SS}$  i kjerne 354, men ikke i kjerne 357 og 358. Sannsynligvis er det fordi store deler av kjerne 357 og 358 består av glasial diamikt. Dette introduserer en tredje transportmekanisme, isbre, noe som antakeligvis gjør beregningene usikre. Ved å ekskludere denne enheten vil det være for få datapunkter igjen til at metoden skal være pålitelig.

I kjerne 358 ble  $R^2$ -verdien høyest (0,48) ved bruk av sandfraksjonen 1000-2000  $\mu\text{m}$  i beregningene. Det kan tolkes som jo mer veldig grov sand som er i prøven, desto finere er den gjennomsnittlige siltstørrelsen. Dette kan tyde på to forskjellige transportmekanismer, der lave bunnstrømninger har fraktet silten, og isfjell har fraktet den veldig grove sanden.

Lokaliteten til kjernene er muligens ikke optimal for denne metoden. Studieområdet ligger i nærheten av Polarfronten hvor de oseanografiske forholdene er svært komplekse. Dette gir trolig opphav til lokal turbulens, evjedannelse og høy bunnstrøm. I følge Hass (2002) er lave bunnstrømninger en forutsetning for analysen. Bunnstrømmene på Sentralbanken (sør-øst for studieområdet) har en hastighet på 22-24 cm/s (Ersdal, 2001). Dersom bunnstrømningene i studieområdet er like sterke, er de for høye for metoden.

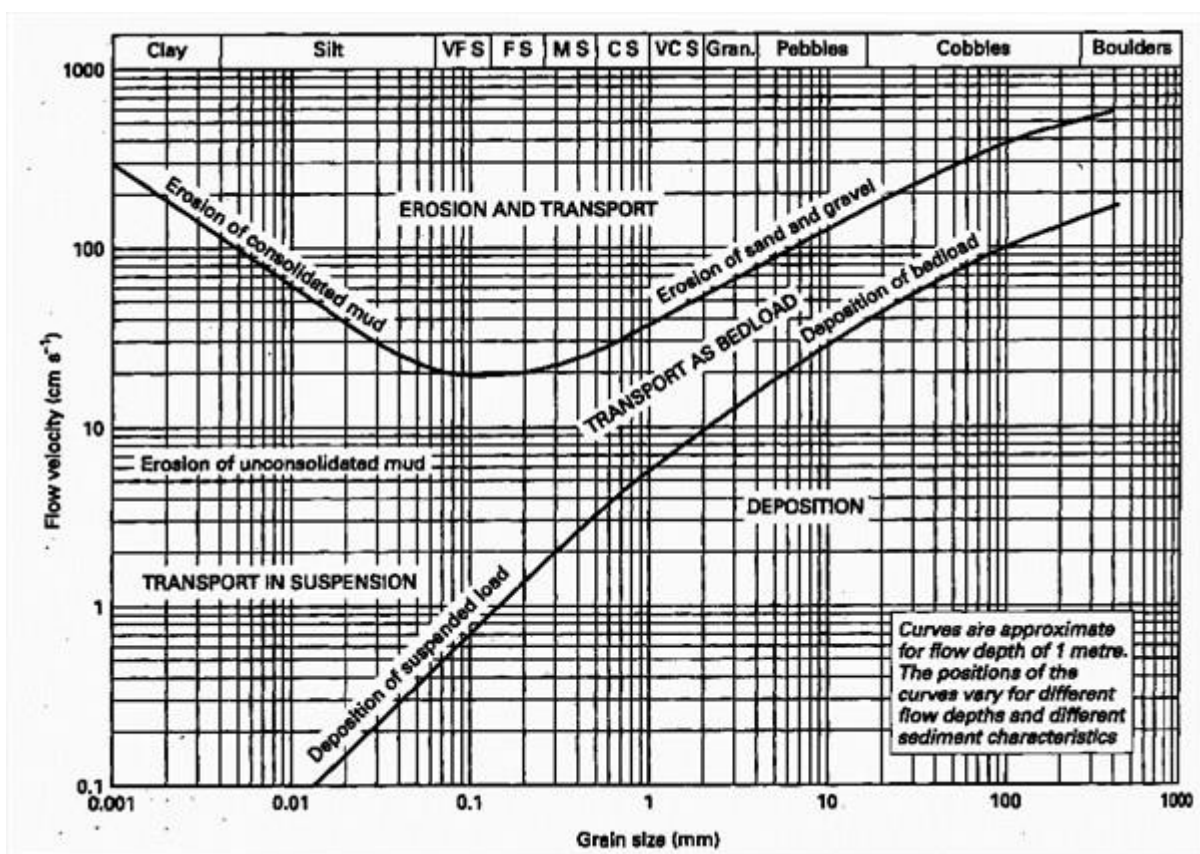
Positiv korrelasjon mellom sandinnhold og  $\overline{SS}$  i kjerne 354 indikerer samme transportmekanisme for sand og silt. Ved 35 cm dyp har både sandkurven og  $\overline{SS}$  kurven en markant økning. I dette intervallet er den relative hastigheten på bunnstrømningene ( $\Delta\overline{SS}$ ) lave. Det indikerer at silten er istransportert sammen med sanden.

Til tross for positiv korrelasjon i kjerne 354, må en være kritisk til analysen. På grunn av få datapunkter, styres trolig korrelasjonen av ett datapunkt (fig.16).

#### 4.2.2. Generelle trender i kornstørrelse

Det høye sandinnholdet mellom 40 cm og 10 cm i alle kjernene er antatt å være avsatt av samme prosess. Sand kan ha ulike transportmekanismer avhengig av kornstørrelsen. De mest effektive transportmekanismene for sand i glasiøle miljøer forbindes med isfjell og havis. Isfjell kan frakte alle fraksjoner fra leire til blokker. Andreassen *et al.* (i trykk) har funnet ut at den raske isstrømmen i Bjørnøyrenna førte til intens kalving av isfjell under avsmeltingen. I samme periode var trolig smeltevannsføringen høy.

Sand kan også transporteres av strømminger i vannmassene, i form av suspendert materiale eller som bunnlast (Hjulstrøm, 1935). Strømmingene kan være smeltevannsskyer som kan frakte opp til fin sand i suspensjon (Dowdeswell og Cromack, 1991), eller bunnstrømmer (Murdmaa, 2006). Hvilke kornstørrelser som transporteres er avhengig av hastigheten på vannmassene (fig.18) (Hjulstrøm, 1935).



Figur 18: Hjulstrøm diagram hentet fra Nichols, 2009.

Etterhvert som hastigheten avtar vil det groveste materialet avsettes først. Av den grunn kan en finne høyt innhold av sand nær ismarginen, og gradvis avtagende sandinnhold med økende avstand (Nichols, 2009). Dette kan forklare hvorfor sandinnholdet øker i mengde fra kjerne 354 til kjerne 359. Det høye sandinnholdet i kjerne 359 kan også forklares med utvasking av

finere materiale som følge av høye bunnstrømninger. På den måten blir sedimentene sortert etter de er avsatt, og sanden blir liggende igjen som et konsentrert lag (McCave & Hall, 2006; Benn & Evans, 2010). Ved Sentralbanken sør-øst for studieområdet er gjennomsnittshastigheten til bunnstrømmene 22-24 cm/s (Ersdal, 2001). Dersom dette også er tilfellet i øvre Bjørnøyrenna, kan de sterke bunnstrømmene være grunn til både erosjon og utvasking.

Silt kan transporteres både av isfjell og bunnstrømninger (Hass, 2002). Grovere  $\overline{SS}$  ved høyt sandinnhold, tyder på samme transportmekanisme for sand og silt. Istransport er sannsynlig, noe som også er funnet i *sortable silt* analysen.

Finere  $\overline{SS}$  ved høyt sandinnhold i kjerne 356 og 357 indikerer ulik transportmekanisme for de to fraksjonene. Her er sanden trolig transportert av is, og silten fraktet av bunnstrømninger eller smeltevannsskyer. Transport med smeltevannsskyer er mest sannsynlig da kjernene er lokalisert nær brerandtrinnet, og *sortable silt* analysen indikerer relativt lave bunnstrømninger.

Den høye andelen av fin og veldig fin sand kan enten være transportert og avsatt av isfjell, bunnstrømmer eller smeltevann. Variasjonene i det totale sandinnholdet på grunn av endring i mengde fin og medium sand, er trolig resultat av avsetning fra isfjell under avsmeltningen.

I kjerne 356 og 357 øker veldig fin sand når fin og medium sand avtar. Dette kan forklares med endring i transportmekanismer. Trolig er veldig fin sand fraktet inn med økende bunnstrømninger, samtidig som istransport av fin og medium sand er redusert.

Dette kan indikere en overgang fra glasimarint miljø til marint miljø. Den samme indikasjonen kan sees på forholdet mellom sand og  $\overline{SS}$ . I øvre del av kjernene blir  $\overline{SS}$  grovere når sandinnholdet avtar. Dette tyder på reduksjon i istransport og høyere bunnstrømninger. På grunn av redusert leireinnhold i disse områdene kan en anta at bunnstrømningene har vært høyere enn 5 cm/s (fig.18).

Leireinnholdet er relativt lavt i forhold til andre studier av glasiarint og marine avsetningsmiljø (Andrews, 2000; Hass, 2002). Kjernene er hentet fra ulike dyp, og studier fra Tromsøflaket i sørvestlige Barentshavet viser at grovere sedimenter dominerer i grunne områder, og mer finkornede sedimenter dominerer på dypere vann (Bellec *et al.*, 2007). Dette kan være et resultat av sekundære prosesser, bunnstrømmer, som vasker ut finere materiale fra de grunne områdene, og avsetter det i dypere områder da bunnstrømningene avtar med dypet (Bellec *et*

*al.*, 2007; Benn & Evans, 2010). Av den grunn kan avsetninger i dypere områder ha høyere sedimentasjonsrater av finkornet materiale enn avsetninger i grunnere områder. Kjerne 354 er hentet nedstrøms for brerandtrinnet og ligger dypest av alle kjernene. Dette kan forklare hvorfor den har høyest leireinnhold.

## 5. Konklusjon

På bakgrunn av analysene som er gjennomført er det definert 3 litologiske enheter som representerer ulike avsetningsmiljø fra siste istids maksimum til holocen. I tillegg er det foreslått hvilke mekanismer som har funnet sted under transport og avsetning av sedimentene i de ulike enhetene.

Enhet C antas å være dannet subglasialt under siste istids maksimum.

Enhet B foreslås å være avsatt under avsmeltningen, hvor sand og silt trolig er avsatt fra isfjell, og leire er avsatt fra smeltevannsskyer distalt for ismarginen. Prosessene antas å ha skjedd i forbindelse med galloperingen av isstrømmen under deglasiasjonen og påfølgende stagnasjon og kollaps av isstrømmen i dette området. Dateringene som foreligger fra makrofossiler viser trolig for ung alder.

Enhet A er trolig avsatt i holocen. Det lave leireinnholdet er muligens et resultat av høyere bunnstrømninger utover holocen. En annen mulighet er at sedimentasjonsraten for finkornet materiale har vært lav på grunn av lang avstand til kildeområder. Det høye innholdet av sand og silt har trolig kommet med havis, isfjell eller resedimentasjon fra nærliggende banker.

Det er ikke mottatt resultat fra datering av mikrofossiler innen innleveringsfristen. Med disse dateringene vil det være mulig å si noe mer konkret om hvilket tidsrom sandenheten er avsatt i.

Gjennom arbeidet med oppgaven har vi innsett at denne type analyse er svært komplisert og avhenger av en rekke parametere. Med et bredere datasett og flere parametere, vil trolig den totale forståelsen av studieområdet bli mer komplett. Analyse av flere kjerneprøver og seismiske data vil gi et bredere grunnlag for å forstå avsetningshistorien over et større område, spesielt med hensyn til at enhet A mangler i to av kjernene. I tillegg til dette har det vært for få datapunkter til å kunne fullføre enkelte analyser.

Ved i tillegg å se på mineralsammensetning, TOC (*Total Organic Carbon*) innhold, saltinnhold og oksygenisotoper vil det kunne bidra til en bedre forståelse av området og avsetningshistorien.

## 6. Referanseliste

- Alley, R.B., Clark, P.U., Huybrechts, P., Joughin, I., 2005. Ice sheet and sea-level changes. *Science* 310, 456-460.
- Andreassen, K., Winsborrow, M., 2009. Signature of ice streaming in Bjørnøyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics. *Annals of Glaciology* 50 (52), 17-26.
- Andreassen, K., Winsborrow, M.C.M., Bjarnadóttir, L.R. , Rütther, D.C., I trykk: Ice stream retreat dynamics inferred from an assemblage of landforms in the northern Barents Sea. *Quaternary Science Reviews* (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.015>
- Andrews, J.T., 2000. Icebergs and iceberg rafted detritus (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. *Oceanography vol 13*, 100-108.
- Bellec, V., Wilson, M., Bøe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L., Buhl-Mortensen, P., 2007. Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsøflaket, Barents Sea. *Marine Geology* 249, 257-270.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. *Glaciers & glaciation*. Second edition. London: Hodder Education.
- Bennet, M.R., 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61 (3-4), 309-339.
- Bindschadler, R., 2006. Hitting the ice sheets where it hurts. *Science* 311, 1720-1721.
- Bjarnadóttir, L.R., 2012. *Processes and Dynamics during deglaciation of a polar continental shelf: Examples from the marine-based Barents Sea Ice Sheet*. PhD avhandling, Universitetet i Tromsø. s. 7-20.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237-1248.
- Dowdeswell, J.A., Cromack, M., 1991. Behaviour of a glacier-derived suspended sediment plume in a small Arctic inlet. *Journal of Geology* 99, 111-123.
- Duplessy, J.-C., Ivanova, E., Murdmaa, I., Paterne, M., Labeyrie, L., 2001 (March): Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas* 30, 2-16.

- Elverhøi, A., Solheim, A., 1983. The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion. *Polar Research* 1, 23-42.
- Elverhøi, A., Hook, R.L.B., Solheim, A., 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard - Barents sea Region: Implications for understanding erosion of glacierized basins. *Quaternary research* 44, 209-241.
- Ersdal, G., 2001. *An overview of ocean currents with emphasis on currents on the continental shelf*. (preliminary version). NPD. Tilgjengelig fra: <http://www.gerhard.ersdal.com/Filer/current.pdf> (Hentet: 04.06.2014)
- Fricke, H.M., Scambos, T., Bindschadler, R., Padman, L., 2007. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science* 315, 1545-1548.
- Grobe, H., 1987. A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. *Polarforschung* 57, 123-126.
- Hanken, N.M., 2001. *Laboratorieøvelser i sedimentologi*. Kompendium Laboratorieøvelser, Universitetet i Tromsø.
- Hass, Christian H., 2002. A method to reduce the influence of icerafted debris on a grain record from northern Fram Strait, Arctic Ocean. *Polar Research* 21(2), 299-306.
- Hjulstrom, F., 1935. The Morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris. *Bull. Geol. Inst., Upps.* 25, 89-122
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2013. *Fifth assessment report: Climate change 2013. Synthesis report*. Cambridge University Press, Cambridge, UK og New York, NY, USA.
- Ivanova, E.V., Murdmaa, I.O., Duplessy, J.-C., Paterne, M., 2002. Late Weichselian to Holocene palaeoenvironments in the Barents Sea. *Global and Planetary Change* 34, 209-218.
- Livingstone, S.J., Ó Cofaigh, C., Stokes, C.R., Hillenbrand, C-D., Vieli, A., Jamieson, S.S.R., 2012. Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews* 111, 90-128.
- Loeng, H., von Quillfeldt, C.H., 2002. Miljø- og ressursbeskrivelse av området Lofoten – Barentshavet. *Fisken og Havet, nr.6*. Havforskningsinstituttet.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K., Høisæter, T., 2006. Marine <sup>14</sup>C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 3228-3245.



- McCave, I.N., Hall, I.R., 2006. Size sorting in marine muds: processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Vol. 7, Q10N05, <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GC001284/abstract>
- Murdmaa, I., Ivanova, E., Duplessy, J.-C., Levitan, M., Khusid, T., Bourtman, M., Alekhina, G., Alekseeva, T., Belousov, M., Serove, V., 2006. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last deglaciation to present. *Marine Geology* 230, 275-303.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2. utg. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Olney, M., 2002. *Foraminifera*. Tilgjengelig fra:  
<http://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/foram.html> (Hentet: 01.06.2014)  
 (University College London, Micropalaentology unit; This site was written, designed and produced by Matthew Olney University College, London. 2002.)
- Pfirman, S. L., Bauch, D., Gammelsrød, T., 2004. The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. I: Johannessen, O.M, Muench, R.D., Overland, J.E. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume, Geophys. Monogr. Ser., vol. 85*, AGU, Washington, D.C., 77-94.
- Polyak, L., Mikhailov, V., 1996. Post-Glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. *Geological Society, London, Special Publications* 111, 323-337.
- Reimer, P.J., et al., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150
- Rignot, E., Jacobs, S., 2002. Rapid Bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines. *Science* 296(5575), 2020-2023.
- Rüther, D.C., Mattingsdal, R., Andreassen, K., Forwick, M., Husum, K., 2011. Seismic architecture and sedimentology of a major grounding zone system deposited by the Bjørnøyrenna Ice Stream during Late Weichselian deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 30, 2776-2792.
- Rørvik, T., 1982. *Geoteknikk. 1: Jordartenes fysiske egenskaper*. 3.utg. Oslo: Universitetsforlaget.
- Salvigsen, O., 1981. Radiocarbon Dated Raised Beaches in Kong Karls Land, Svalbard, and Their Consequences for the Glacial History of the Barents Sea Area. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 63, 283-291.
- Svendsen, J.I., et al., 2004. Late Quaternary ice-sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.

Wentworth, C.K, 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30, 377-392.

Wetmore, K. *Foram facts - an introduction to foraminifera*. Tilgjengelig fra:

<http://www.ucmp.berkeley.edu/fosrec/Wetmore.html> (Hentet: 01.06.2014)

(University of California Museum of Paleontology, Learning from the fossil record.)

Winsborrow, M.C.M., Andreassen, K., Corner, G.D., Laberg, J.S., 2010. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian Palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 29 (3-4), 424-442.

### **Brukermanual**

*Instruction For Use - LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer*. 2011.

Tilgjengelig fra:

<https://www.beckmancoulter.com/wsrportal/techdocs?docname=B05577AB.pdf>

(Hentet: 04.06.2014)

Resultater fra kornstørrelsesfordeling, våt- og tørrsikting

Prøve ID	Dybde (cm)	Totalvekt		1000 1000																Total vekt etter sikting (g)	VEDLEGG 1	
		(g)	Totalvekt (%)	>2000 μm (g)	>2000 μm (%)	2000 μm (g)	2000 μm (%)	1000 - 500 μm (g)	1000 - 500 μm (%)	500 - 250 μm (g)	500 - 250 μm (%)	250 - 125 μm (g)	250 - 125 μm (%)	125 - 63 μm (g)	125 - 63 μm (%)	63 - 30 μm (g)	63 - 30 μm (%)	<63 μm (g)	<63 μm (%)		Svinn (g)	Svinn (%)
JM10-354-GC 0-1cm	0	16,19	100	99,20	0,04	0,25	0,24	1,48	0,09	0,56	0,25	1,54	0,96	5,93	1,36	8,40	13,16	81,28	16,10	0,09	0,56	
JM10-354-GC 10-11cm	10	19,36	100	97,06	0,03	0,15	0,00	0,00	0,02	0,10	0,12	0,62	0,83	4,29	1,51	7,80	16,31	84,25	18,82	0,54	2,79	
JM10-354-GC 20-21 cm	20	19,90	100	97,79	0,00	0,00	0,05	0,25	0,06	0,30	0,42	2,11	2,08	10,45	1,82	9,15	15,03	75,53	19,46	0,44	2,21	
JM10-354-GC 30-31 cm	30	31,53	100	87,98	1,81	5,74	0,64	2,03	0,87	2,76	2,36	7,48	4,61	14,62	3,13	9,93	16,13	51,16	29,55	1,98	6,28	
JM10-354-GC 35-36 cm	35	22,42	100	96,70	0,07	0,31	0,10	0,45	0,20	0,89	0,59	2,63	2,25	10,04	2,18	9,72	16,36	72,97	21,75	0,67	2,99	
JM10-354-GC 36-37 cm	36	23,27	100	95,57	0,32	1,38	0,11	0,47	0,16	0,69	0,47	2,02	2,10	9,02	2,47	10,61	16,93	72,75	22,56	0,71	3,05	
JM10-354-GC 37-38 cm	37	34,36	100	96,97	0,37	1,08	0,19	0,55	0,36	1,05	0,80	2,33	3,41	9,92	3,50	10,19	25,06	72,93	33,69	0,67	1,95	
JM10-354-GC 38-39 cm	38	31,31	100	96,45	0,47	1,50	0,18	0,57	0,30	0,96	0,73	2,33	3,09	9,87	3,19	10,19	22,71	72,53	30,67	0,64	2,04	
JM10-354-GC 39-40 cm	39	25,71	100	98,41	0,09	0,35	0,21	0,82	0,16	0,62	0,56	2,18	2,54	9,88	2,60	10,11	19,23	74,80	25,39	0,32	1,24	
JM10-354-GC 50-51 cm	50	26,70	100	93,52	1,30	4,87	0,30	1,12	0,14	0,52	0,50	1,87	2,60	9,74	2,72	10,19	18,71	70,07	26,27	0,43	1,61	
JM10-354-GC 59-60 cm	59	36,81	100	92,58	1,72	4,67	0,52	1,41	0,28	0,76	0,72	1,96	3,59	9,75	3,63	9,86	25,34	68,84	35,80	1,01	2,74	
JM10-354-GC 70-71 cm	70	37,06	100	92,90	2,00	5,40	0,37	1,00	0,30	0,81	0,80	2,16	3,73	10,06	3,86	10,42	25,37	68,46	36,43	0,63	1,70	
JM10-356-GC 4-5 cm	4	19,59	100	95,87	0,30	1,53	0,12	0,61	0,15	0,77	0,27	1,38	1,46	7,45	3,15	16,08	13,63	69,58	19,08	0,51	2,60	
JM10-356-GC 9-10 cm	9	18,97	100	96,94	0,00	0,00	0,02	0,11	0,07	0,37	0,35	1,85	1,83	9,65	3,02	15,92	13,10	69,06	18,39	0,58	3,06	
JM10-356-GC 14-15 cm	14	23,14	100	89,76	1,93	8,34	0,44	1,90	0,89	3,85	3,04	13,14	3,93	16,98	2,98	12,88	9,49	41,01	22,70	0,44	1,90	
JM10-356-GC 19-20 cm	19	18,89	100	97,46	0,22	1,16	0,29	1,54	0,58	3,07	1,80	9,53	3,72	19,69	3,18	16,83	8,84	46,80	18,63	0,26	1,38	
JM10-356-GC 20-21 cm	20	24,14	100	98,26	0,04	0,17	0,11	0,46	0,24	0,99	1,12	4,64	3,88	16,07	4,18	17,32	14,19	58,78	23,76	0,38	1,57	
JM10-356-GC 21-22 cm	21	39,59	100	90,98	3,55	8,97	0,36	0,91	0,58	1,47	1,60	4,04	5,18	13,08	4,99	12,60	23,31	58,88	39,57	0,02	0,05	
JM10-356-GC 22-23 cm	22	39,76	100	96,93	0,68	1,71	0,27	0,68	0,46	1,16	1,32	3,32	4,89	12,30	4,97	12,50	26,63	66,98	39,22	0,54	1,36	
JM10-356-GC 23-24 cm	23	47,71	100	86,59	5,33	11,17	0,44	0,92	0,41	0,86	1,36	2,85	5,17	10,84	5,49	11,51	28,44	59,61	46,64	1,07	2,24	
JM10-356-GC 24-25 cm	24	18,66	100	96,20	0,40	2,14	0,13	0,70	0,17	0,91	0,58	3,11	2,24	12,00	2,35	12,59	12,48	66,88	18,35	0,31	1,66	
JM10-357-GC 0-1 cm	0	13,77	100	98,40	0,00	0,00	0,01	0,07	0,04	0,29	0,17	1,23	1,77	12,85	3,03	22,00	8,53	61,95	13,55	0,22	1,60	
JM10-357-GC 10-11 cm	10	17,50	100	96,46	0,25	1,43	0,02	0,11	0,08	0,46	0,37	2,11	2,80	16,00	4,52	25,83	9,09	51,94	17,13	0,37	2,11	

Resultater fra kornstørrelsesfordeling, våt- og tørrsikting

VEDLEGG 1

JM10-357-GC 20-21 cm	20	17,80	100	98,60	0,06	0,34	0,08	0,45	0,26	1,46	0,71	3,99	3,70	20,79	4,01	22,53	8,79	49,38	17,61	0,19	1,07
JM10-357-GC 25-26 cm	25	26,71	100	94,08	1,27	4,75	0,15	0,56	0,61	2,28	1,73	6,48	7,59	28,42	5,36	20,07	9,69	36,28	26,40	0,31	1,16
JM10-357-GC 26-27 cm	26	31,56	100	96,17	0,99	3,14	0,33	1,05	0,44	1,39	1,48	4,69	6,93	21,96	5,42	17,17	15,75	49,90	31,34	0,22	0,70
JM10-357-GC 27-28 cm	27	33,50	100	93,85	1,92	5,73	0,53	1,58	0,50	1,49	1,23	3,67	5,39	16,09	4,91	14,66	18,88	56,36	33,36	0,14	0,42
JM10-357-GC 28-29 cm	28	29,86	100	94,44	1,57	5,26	0,45	1,51	0,53	1,77	1,14	3,82	4,40	14,74	4,06	13,60	17,62	59,01	29,77	0,09	0,30
JM10-357-GC 29-30 cm	29	46,57	100	83,25	7,47	16,04	0,73	1,57	0,68	1,46	1,52	3,26	5,82	12,50	5,63	12,09	24,39	52,37	46,24	0,33	0,71
JM10-357-GC 30-31 cm	30	27,77	100	87,47	3,31	11,92	0,28	1,01	0,42	1,51	0,93	3,35	3,43	12,35	3,57	12,86	15,66	56,39	27,60	0,17	0,61
JM10-357-GC 31-32 cm	31	38,18	100	95,50	1,51	3,95	0,59	1,55	0,61	1,60	1,29	3,38	5,25	13,75	5,20	13,62	23,52	61,60	37,97	0,21	0,55
JM10-357-GC 40-41 cm	40	24,62	100	89,16	2,56	10,40	0,40	1,62	0,38	1,54	0,79	3,21	3,00	12,19	3,19	12,96	14,19	57,64	24,51	0,11	0,45
JM10-357-GC 50-51 cm	50	32,45	100	85,33	4,17	12,85	0,35	1,08	0,37	1,14	0,88	2,71	3,78	11,65	4,32	13,31	17,99	55,44	31,86	0,59	1,82
JM10-357-GC 60-61 cm	60	23,10	100	92,90	1,04	4,50	0,32	1,39	0,25	1,08	0,75	3,25	3,13	13,55	3,30	14,29	13,71	59,35	22,50	0,60	2,60
JM10-357-GC 70-71 cm	70	31,64	100	94,91	1,12	3,54	0,62	1,96	0,49	1,55	1,08	3,41	4,42	13,97	4,62	14,60	18,80	59,42	31,15	0,49	1,55
JM10-357-GC 80-81 cm	80	34,08	100	90,40	2,72	7,98	0,48	1,41	0,46	1,35	1,11	3,26	4,50	13,20	4,91	14,41	19,35	56,78	33,53	0,55	1,61
JM10-357-GC 90-91 cm	90	36,15	100	94,41	1,12	3,10	0,66	1,83	0,51	1,41	1,20	3,32	4,89	13,53	5,24	14,50	21,63	59,83	35,25	0,90	2,49
JM10-357-GC 100-101 cm	100	28,78	100	95,73	0,74	2,57	0,49	1,70	0,39	1,36	0,95	3,30	3,98	13,83	4,25	14,77	17,49	60,77	28,29	0,49	1,70
JM10-357-GC 110-111 cm	110	34,75	100	95,68	0,80	2,30	0,50	1,44	0,49	1,41	1,12	3,22	4,90	14,10	5,04	14,50	21,20	61,01	34,05	0,70	2,01
JM10-357-GC 120-121 cm	120	32,41	100	90,53	2,47	7,62	0,60	1,85	0,46	1,42	1,07	3,30	4,15	12,80	4,36	13,45	18,70	57,70	31,81	0,60	1,85
JM10-357-GC 130-131 cm	130	28,91	100	94,92	0,87	3,01	0,55	1,90	0,35	1,21	0,91	3,15	3,88	13,42	4,16	14,39	17,59	60,84	28,31	0,60	2,08
JM10-357-GC 140-141 cm	140	28,50	100	92,46	1,40	4,91	0,45	1,58	0,36	1,26	0,88	3,09	3,84	13,47	3,93	13,79	16,89	59,26	27,75	0,75	2,63
JM10-357-GC 150-151 cm	150	36,06	100	81,70	5,91	16,39	0,52	1,44	0,48	1,33	1,05	2,91	4,30	11,92	4,56	12,65	18,55	51,44	35,37	0,69	1,91
JM10-357-GC 160-161 cm	160	29,66	100	93,93	0,95	3,20	0,54	1,82	0,42	1,42	0,98	3,30	4,09	13,79	4,22	14,23	17,61	59,37	28,81	0,85	2,87
JM10-357-GC 170-171 cm	170	35,11	100	86,24	4,14	11,79	0,56	1,59	0,52	1,48	1,05	2,99	4,46	12,70	4,70	13,39	18,99	54,09	34,42	0,69	1,97
JM10-357-GC 180-181 cm	180	31,25	100	91,71	1,67	5,34	0,61	1,95	0,32	1,02	0,89	2,85	4,05	12,96	4,33	13,86	18,46	59,07	30,33	0,92	2,94
JM10-357-GC 190-191 cm	190	33,19	100	94,91	0,75	2,26	0,60	1,81	0,39	1,18	0,99	2,98	4,49	13,53	4,71	14,19	20,32	61,22	32,25	0,94	2,83
JM10-357-GC 200-201 cm	200	32,56	100	95,58	0,72	2,21	0,57	1,75	0,43	1,32	1,09	3,35	4,59	14,10	4,76	14,62	19,68	60,44	31,84	0,72	2,21
JM10-357-GC 210-211 cm	210	20,84	100	90,55	1,60	7,68	0,31	1,49	0,24	1,15	0,57	2,74	2,65	12,72	2,79	13,39	12,31	59,07	20,47	0,37	1,78
JM10-357-GC 217-218 cm	217	29,04	100	88,43	1,09	3,75	0,62	2,13	0,38	1,31	0,87	3,00	3,39	11,67	3,50	12,05	16,92	58,26	26,77	2,27	7,82
JM10-358-GC 10-11 cm	10	13,31	100	94,06	0,65	4,88	0,06	0,45	0,09	0,68	0,44	3,31	2,35	17,66	1,64	12,32	7,94	59,65	13,17	0,14	1,05
JM10-358-GC 20-21 cm	20	19,83	100	89,01	1,48	7,46	0,67	3,38	0,59	2,98	1,51	7,61	3,52	17,75	2,49	12,56	8,87	44,73	19,13	0,70	3,53

**Resultater fra kornstørrelsesfordeling, våt- og tørrsikting**

**VEDLEGG 1**

JM10-358-GC 30-31 cm	30	18,16	100	85,63	2,19	12,06	0,35	1,93	0,22	1,21	0,55	3,03	2,23	12,28	2,23	12,28	9,97	54,90	17,74	0,42	2,31
JM10-358-GC 40-41 cm	40	40,69	100	89,58	3,51	8,63	0,79	1,94	0,60	1,47	1,44	3,54	5,45	13,39	5,18	12,73	22,99	56,50	39,96	0,73	1,79
JM10-358-GC 50-51 cm	50	19,73	100	89,96	1,28	6,49	0,34	1,72	0,23	1,17	0,60	3,04	2,56	12,98	2,57	13,03	11,45	58,03	19,03	0,70	3,55
JM10-358-GC 60-61 cm	60	28,64	100	91,86	1,71	5,97	0,60	2,09	0,44	1,54	1,00	3,49	3,91	13,65	4,01	14,00	16,35	57,09	28,02	0,62	2,16
JM10-358-GC 70-71 cm	70	22,10	100	90,45	1,51	6,83	0,30	1,36	0,26	1,18	0,75	3,39	2,91	13,17	2,91	13,17	12,86	58,19	21,50	0,60	2,71
JM10-358-GC 80-81 cm	80	20,45	100	76,33	4,38	21,42	0,39	1,91	0,21	1,03	0,55	2,69	2,33	11,39	2,31	11,30	9,82	48,02	19,99	0,46	2,25
JM10-358-GC 90-91 cm	90	29,20	100	94,18	0,75	2,57	0,50	1,71	0,40	1,37	1,00	3,42	4,13	14,14	3,96	13,56	17,51	59,97	28,25	0,95	3,25
JM10-358-GC 100-101 cm	100	32,41	100	85,53	4,17	12,87	0,53	1,64	0,40	1,23	0,99	3,05	4,05	12,50	4,15	12,80	17,60	54,30	31,89	0,52	1,60
JM10-358-GC 110-111 cm	110	30,36	100	93,68	1,02	3,36	0,29	0,96	0,37	1,22	0,97	3,19	4,21	13,87	4,19	13,80	18,41	60,64	29,46	0,90	2,96
JM10-358-GC 120-121 cm	120	28,91	100	93,57	1,03	3,56	0,46	1,59	0,32	1,11	0,88	3,04	4,13	14,29	3,78	13,08	17,48	60,46	28,08	0,83	2,87
JM10-358-GC 130-131 cm	130	28,77	100	92,70	1,49	5,18	0,45	1,56	0,34	1,18	0,94	3,27	4,22	14,67	3,83	13,31	16,89	58,71	28,16	0,61	2,12
JM10-358-GC 140-141 cm	140	33,51	100	85,85	4,20	12,53	0,52	1,55	0,39	1,16	1,02	3,04	4,58	13,67	4,22	12,59	18,04	53,83	32,97	0,54	1,61
JM10-358-GC 150-151 cm	150	30,99	100	93,22	1,35	4,36	0,39	1,26	0,40	1,29	1,04	3,36	4,48	14,46	4,56	14,71	18,02	58,15	30,24	0,75	2,42
JM10-358-GC 160-161 cm	160	30,49	100	89,08	2,46	8,07	0,62	2,03	0,42	1,38	0,99	3,25	4,28	14,04	4,13	13,55	16,72	54,84	29,62	0,87	2,85
JM10-358-GC 170-171 cm	170	29,91	100	94,48	0,72	2,41	0,44	1,47	0,42	1,40	1,03	3,44	4,55	15,21	4,45	14,88	17,37	58,07	28,98	0,93	3,11
JM10-359-GC 5-6 cm	5	9,74	100	94,97	0,44	4,52	0,17	1,75	0,12	1,23	0,35	3,59	2,16	22,18	2,17	22,28	4,28	43,94	9,69	0,05	0,51
JM10-359-GC 10-11 cm	10	15,04	100	99,14	0,00	0,00	0,02	0,13	0,06	0,40	0,51	3,39	3,91	26,00	3,80	25,27	6,61	43,95	14,91	0,13	0,86
JM10-359-GC 15-16 cm	15	30,98	100	94,77	1,26	4,07	0,56	1,81	0,91	2,94	2,83	9,13	7,55	24,37	5,47	17,66	12,04	38,86	30,62	0,36	1,16
JM10-359-GC 16-17 cm	16	30,09	100	82,55	4,72	15,69	0,50	1,66	0,76	2,53	1,37	4,55	4,24	14,09	3,64	12,10	14,33	47,62	29,56	0,53	1,76
JM10-359-GC 17-18 cm	17	30,79	100	84,83	4,29	13,93	0,62	2,01	0,92	2,99	2,26	7,34	5,42	17,60	3,51	11,40	13,39	43,49	30,41	0,38	1,23
JM10-359-GC 18-19 cm	18	35,26	100	97,59	0,38	1,08	0,50	1,42	1,22	3,46	3,48	9,87	8,03	22,77	5,05	14,32	16,13	45,75	34,79	0,47	1,33
JM10-359-GC 19-20 cm	19	31,94	100	87,76	3,44	10,77	0,44	1,38	0,93	2,91	1,75	5,48	5,57	17,44	4,10	12,84	15,24	47,71	31,47	0,47	1,47
JM10-359-GC 20-21 cm	20	26,95	100	91,54	1,90	7,05	0,47	1,74	0,76	2,82	2,06	7,64	6,30	23,38	4,50	16,70	10,58	39,26	26,57	0,38	1,41

## Prosentvis fordeling uten grus (&gt;2000 µm)

Prøve ID	Dybde	<63 µm (%)	63-125 µm (%)	125-250 µm (%)	250-500 µm (%)	500-1000 µm (%)	1000-2000 µm (%)	Sum
JM10-354-GC 0-1cm	0	81,94	8,47	5,98	1,56	0,56	1,49	100,00
JM10-354-GC 10-11cm	10	86,80	8,04	4,42	0,64	0,11	0,00	100,00
JM10-354-GC 20-21 cm	20	77,24	9,35	10,69	2,16	0,31	0,26	100,00
JM10-354-GC 30-31 cm	30	58,15	11,28	16,62	8,51	3,14	2,31	100,00
JM10-354-GC 35-36 cm	35	75,46	10,06	10,38	2,72	0,92	0,46	100,00
JM10-354-GC 36-37 cm	36	76,12	11,11	9,44	2,11	0,72	0,49	100,00
JM10-354-GC 37-38 cm	37	75,21	10,50	10,23	2,40	1,08	0,57	100,00
JM10-354-GC 38-39 cm	38	75,20	10,56	10,23	2,42	0,99	0,60	100,00
JM10-354-GC 39-40 cm	39	76,01	10,28	10,04	2,21	0,63	0,83	100,00
JM10-354-GC 50-51 cm	50	74,93	10,89	10,41	2,00	0,56	1,20	100,00
JM10-354-GC 59-60 cm	59	74,35	10,65	10,53	2,11	0,82	1,53	100,00
JM10-354-GC 70-71 cm	70	73,69	11,21	10,83	2,32	0,87	1,07	100,00
JM10-356-GC 4-5 cm	4	72,58	16,77	7,77	1,44	0,80	0,64	100,00
JM10-356-GC 9-10 cm	9	71,23	16,42	9,95	1,90	0,38	0,11	100,00
JM10-356-GC 14-15 cm	14	45,69	14,35	18,92	14,64	4,29	2,12	100,00
JM10-356-GC 19-20 cm	19	48,02	17,27	20,21	9,78	3,15	1,58	100,00
JM10-356-GC 20-21 cm	20	59,82	17,62	16,36	4,72	1,01	0,46	100,00
JM10-356-GC 21-22 cm	21	64,71	13,85	14,38	4,44	1,61	1,00	100,00
JM10-356-GC 22-23 cm	22	69,10	12,90	12,69	3,43	1,19	0,70	100,00
JM10-356-GC 23-24 cm	23	68,85	13,29	12,52	3,29	0,99	1,07	100,00
JM10-356-GC 24-25 cm	24	69,53	13,09	12,48	3,23	0,95	0,72	100,00
JM10-357-GC 0-1 cm	0	62,95	22,36	13,06	1,25	0,30	0,07	100,00
JM10-357-GC 10-11 cm	10	53,85	26,78	16,59	2,19	0,47	0,12	100,00
JM10-357-GC 20-21 cm	20	50,09	22,85	21,08	4,05	1,48	0,46	100,00
JM10-357-GC 25-26 cm	25	38,56	21,33	30,20	6,88	2,43	0,60	100,00

Resultater fra kornstørrelsesfordeling, våt- og tørrsikting

VEDLEGG 1

JM10-357-GC 26-27 cm	26	51,89	17,86	22,83	4,88	1,45	1,09	100,00
JM10-357-GC 27-28 cm	27	60,05	15,62	17,14	3,91	1,59	1,69	100,00
JM10-357-GC 28-29 cm	28	62,48	14,40	15,60	4,04	1,88	1,60	100,00
JM10-357-GC 29-30 cm	29	62,91	14,52	15,01	3,92	1,75	1,88	100,00
JM10-357-GC 30-31 cm	30	64,47	14,70	14,12	3,83	1,73	1,15	100,00
JM10-357-GC 31-32 cm	31	64,51	14,26	14,40	3,54	1,67	1,62	100,00
JM10-357-GC 40-41 cm	40	64,65	14,53	13,67	3,60	1,73	1,82	100,00
JM10-357-GC 50-51 cm	50	64,97	15,60	13,65	3,18	1,34	1,26	100,00
JM10-357-GC 60-61 cm	60	63,89	15,38	14,59	3,49	1,16	1,49	100,00
JM10-357-GC 70-71 cm	70	62,60	15,38	14,72	3,60	1,63	2,06	100,00
JM10-357-GC 80-81 cm	80	62,80	15,94	14,61	3,60	1,49	1,56	100,00
JM10-357-GC 90-91 cm	90	63,38	15,35	14,33	3,52	1,49	1,93	100,00
JM10-357-GC 100-101 cm	100	63,48	15,43	14,45	3,45	1,42	1,78	100,00
JM10-357-GC 110-111 cm	110	63,76	15,16	14,74	3,37	1,47	1,50	100,00
JM10-357-GC 120-121 cm	120	63,74	14,86	14,14	3,65	1,57	2,04	100,00
JM10-357-GC 130-131 cm	130	64,10	15,16	14,14	3,32	1,28	2,00	100,00
JM10-357-GC 140-141 cm	140	64,10	14,91	14,57	3,34	1,37	1,71	100,00
JM10-357-GC 150-151 cm	150	62,97	15,48	14,60	3,56	1,63	1,77	100,00
JM10-357-GC 160-161 cm	160	63,21	15,15	14,68	3,52	1,51	1,94	100,00
JM10-357-GC 170-171 cm	170	62,71	15,52	14,73	3,47	1,72	1,85	100,00
JM10-357-GC 180-181 cm	180	64,41	15,11	14,13	3,11	1,12	2,13	100,00
JM10-357-GC 190-191 cm	190	64,51	14,95	14,25	3,14	1,24	1,90	100,00
JM10-357-GC 200-201 cm	200	63,24	15,30	14,75	3,50	1,38	1,83	100,00
JM10-357-GC 210-211 cm	210	65,24	14,79	14,04	3,02	1,27	1,64	100,00
JM10-357-GC 217-218 cm	217	65,89	13,63	13,20	3,39	1,48	2,41	100,00
JM10-358-GC 10-11 cm	10	63,42	13,10	18,77	3,51	0,72	0,48	100,00
JM10-358-GC 20-21 cm	20	50,25	14,11	19,94	8,56	3,34	3,80	100,00
JM10-358-GC 30-31 cm	30	64,12	14,34	14,34	3,54	1,41	2,25	100,00
JM10-358-GC 40-41 cm	40	63,07	14,21	14,95	3,95	1,65	2,17	100,00

Resultater fra kornstørrelsesfordeling, våt- og tørrsikting

VEDLEGG 1

JM10-358-GC 50-51 cm	50	64,51	14,48	14,42	3,38	1,30	1,92	100,00
JM10-358-GC 60-61 cm	60	62,14	15,24	14,86	3,80	1,67	2,28	100,00
JM10-358-GC 70-71 cm	70	64,33	14,56	14,56	3,75	1,30	1,50	100,00
JM10-358-GC 80-81 cm	80	62,91	14,80	14,93	3,52	1,35	2,50	100,00
JM10-358-GC 90-91 cm	90	63,67	14,40	15,02	3,64	1,45	1,82	100,00
JM10-358-GC 100-101 cm	100	63,49	14,97	14,61	3,57	1,44	1,91	100,00
JM10-358-GC 110-111 cm	110	64,73	14,73	14,80	3,41	1,30	1,02	100,00
JM10-358-GC 120-121 cm	120	64,62	13,97	15,27	3,25	1,18	1,70	100,00
JM10-358-GC 130-131 cm	130	63,33	14,36	15,82	3,52	1,27	1,69	100,00
JM10-358-GC 140-141 cm	140	62,70	14,67	15,92	3,55	1,36	1,81	100,00
JM10-358-GC 150-151 cm	150	62,37	15,78	15,51	3,60	1,38	1,35	100,00
JM10-358-GC 160-161 cm	160	61,56	15,21	15,76	3,65	1,55	2,28	100,00
JM10-358-GC 170-171 cm	170	61,46	15,75	16,10	3,64	1,49	1,56	100,00
JM10-359-GC 5-6 cm	5	46,27	23,46	23,35	3,78	1,30	1,84	100,00
JM10-359-GC 10-11 cm	10	44,33	25,49	26,22	3,42	0,40	0,13	100,00
JM10-359-GC 15-16 cm	15	41,01	18,63	25,72	9,64	3,10	1,91	100,00
JM10-359-GC 16-17 cm	16	57,69	14,65	17,07	5,52	3,06	2,01	100,00
JM10-359-GC 17-18 cm	17	51,26	13,44	20,75	8,65	3,52	2,37	100,00
JM10-359-GC 18-19 cm	18	46,88	14,68	23,34	10,11	3,55	1,45	100,00
JM10-359-GC 19-20 cm	19	54,37	14,63	19,87	6,24	3,32	1,57	100,00
JM10-359-GC 20-21 cm	20	42,89	18,24	25,54	8,35	3,08	1,91	100,00



RV Helmer Hanssen CRUISE HH12KA

CORE - 354  
HH12KA-JM10...GC

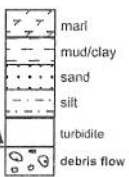
SECTION 1

Observer(s) Monica Brit Tove Date 4/8-13

SAMPLES	SEDIMENT STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
		0-10	Silt holdig leire, litt soupy sediment. Klast 0,5cm.	5Y 3/2 dark olive gray
		10-20	gress	
		20-25	sand	
		25-28	sand	5Y 3/1 very dark gray
		28-30	sand	
		30-32	sand	5Y 3/2
		32-40	Klast 1cm	5Y 3/1
		40-50	Silt holdig leire	
		50-60	klast, 0,5cm	
		60-70	klast 1cm	
		70-80	klast 1cm	

gradvis hardere  
↓  
merkbar + hardere!

LEGEND



- corals
- gastropods
- halimeds
- plant debris
- shell fragments
- convoluted bedding
- drop stones
- cherts
- oxidized layer
- dark layer
- slump
- planar lamination
- cross lamination
- gradational boundary
- irregular boundary
- fault
- firm ground
- hard ground
- bioturbation
- gas hydrates
- burrows
- soupy sediment
- lithoclasts

length of the section (cm) 71 cm

depth bsf from 0 to 71

total length of the core (cm)

REMARKS:

RV Helmer Hanssen CRUISE HH12KA

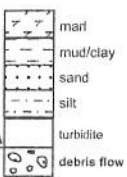
CORE -356  
HH12KA-JM10 GC

SECTION 1

Observer(s) Monica, Brit, Torv Date 4/8

SAMPLES	SEDIMENT. STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
			<p>gress klast 0,5 cm mer vannholdig</p> <p>gradvis overgang i farge (14-16)</p> <p>klast, 0,5 cm, ser ut som skifer (høyre)</p> <p>klast 2 x 1,5 cm, sand (venstre)</p> <p>klast &gt; 0,5 &lt; 1, svart, skifer? (høyre)</p> <p>klast 1 x 1 cm, sand (venstre)</p> <p>↓ de tørrere, mye sand i mix med silt holdig leire fra 12 cm - 22 cm.</p>	<p>SY 3/2 dark olive gray</p> <p>2,5 Y 4/1 dark gray</p>

**LEGEND**



length of the section (cm) 30

depth bsf from 0 to 30

total length of the core (cm)

REMARKS:

RV Helmer Hanssen CRUISE HH13KA

CORE 357  
HH13KA-JM.10...GC

SECTION

Observer(s) Monica, Brit, Torv Date 4/8-13

1

SAMPLES	SEDIMENT. STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
	#1		Planter (3-4 cm dyp) sand lag, oksidert olive brown, grey Sand konsentrert i et område (11-13 cm dyp) oksidert gjennomgående Sand lag gradvis overgang Siltholdig leire dark olive gray gradvis overgang Siltholdig leire dark gray klast = sandstein klast er leirstein eller leir skifer.	2.5Y 4/2 / 5Y 4/2 - olive gray 5Y 3/2 dark olive gray 10YR 4/1 10YR 3/1 very dark gray.

dark gray to brown

**LEGEND**

- mud/clay
- sand
- silt
- turbidite
- debris flow
- corals
- gastropods
- halimeda
- plant debris
- shell fragments
- convoluted bedding
- sharp stones
- chert
- oxidized layer
- dark layer
- slump
- planar lamination
- cross lamination
- gradational boundary
- irregular boundary
- fault
- firm ground
- hard ground
- bioturbation
- gas hydrates
- burrows
- soupy sediment
- kull

length of the section (cm).....108.....  
 depth bsf from.....10.....to.....108.....  
 total length of the core (cm).....  
 REMARKS:.....  
 .....

∴ sandagregat



RV Helmer Hanssen CRUISE HH12KA

CORE 357  
HH12KA-JM.10 GC

SECTION

~~10/10~~ 2

Observer(s) Monica, Brit, Tove Date 4/8-13

	SAMPLES	SEDIMENT. STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
		#1			
		#2	10	klast d=0,5cm.	10
			20	x hele kjernen er overkonsolidert.	20
			30		30
			40		40
			50	klast d=1cm	50
			60	klast d=1cm. - sandstein	60
			70	klast, d=3cm reirstein.	70
			80	klast 1cm - sandstein	80
			90	klast : d=1cm sandstein	90
			100	sandstein	100
			110	klast d=1cm.	110
			120	klast d=1cm.	120
			130	klast d=1-2cm.	130
			140	klast d=0,5cm	140
			150	klast d=0,5cm	150
			160	klast d: 0,5 < k < 1	160
			170	klast d: 0,5 < k < 1	170
			180	større klast ligger under overflaten	180

↑  
10YR 3/1  
very dark gray  
↓

RV Helmer Hanssen CRUISE HH13KA

CORE -358  
HH13KA-JM10 GC

SECTION  
1-2

Observer(s) Monica, Brit, Tove Date 4/08-13

SAMPLES	SEDIMENT STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
			mange klast ca 1-2cm.	
			<p>Sand lag 1-3cm siltgras 16cm</p> <p>Siltholdig leire. konsolidert. av?</p> <p>Sand → gradvis overgang</p> <p>Sand lag ~19-21cm clast</p> <p>clast 1-2cm</p> <p>clast 1,5cm leirstein?</p> <p>clast d=1cm</p> <p>clast leirstein.</p> <p>clast d=1cm</p> <p>clast d=1cm</p> <p>clast</p> <p>clast d=2cm sand.</p> <p>clast &gt;1&gt;2 sand.</p> <p>clast &gt;0,5&gt;1</p> <p>Very dark gray</p> <p>klast, 1cm</p>	<p>5Y 4/2 olive grey</p> <p>10YR 4/1</p> <p>jevn overgang</p> <p>2,5Y 4/1 dark grey</p> <p>jevn overgang</p> <p>5Y 3/1 very dark gray 2,5Y 4/2 gray dark greyish brown</p> <p>5Y 3/1</p>
#1		<p>monstr clast d=3x2cm</p> <p>clast &gt;1&gt;2 sandstein</p>		
#2				

LEGEND

- marl
- mud/clay
- sand
- silt
- turbidite
- debris flow
- corals
- gastropods
- halimeda
- plant debris
- shell fragments
- convoluted bedding
- trap stones
- cement
- lithoclasts
- oxidized layer
- dark layer
- slump
- planar lamination
- cross lamination
- gradational boundary
- irregular boundary
- fault
- firm ground
- hard ground
- bioturbation
- gas hydrates
- burrows
- soupy sediment

length of the section (cm) 75cm  
 depth bsf from 0cm to 75cm  
 total length of the core (cm)  
 REMARKS:

RV Helmer Hanssen CRUISE HH12KA

CORE -358  
HH12KA-JM10...GC

SECTION

2

Observer(s) Monica, Brit, Tove Date 4/8

SAMPLES	SEDIMENT. STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
			<p>klast &gt; 2,5 &amp; 3 cm gjennomgående grov sand i hele prøven 1-4 mm. klast 6 cm skifer? sand konsentrasjon/agregat klast, 2mm, flint? hvit klast &lt; 0,5cm, ser ut som flint, hvit. mer konsolidert, hardere klast, 5cm x 3cm klast 0,5cm</p>	<p>5Y 3/1 very dark gray — 1 — — 1 —</p>

LEGEND

- |             |                    |                      |                 |
|-------------|--------------------|----------------------|-----------------|
| marl        | corals             | DL dark layer        | bioturbation    |
| mud/clay    | gastropods         | slump                | gas hydrates    |
| sand        | halimeda           | planar lamination    | burrows         |
| silt        | plant debris       | cross lamination     | sloppy sediment |
| turbidite   | shell fragments    | gradational boundary |                 |
| debris flow | convoluted bedding | irregular boundary   |                 |
|             | drop stones        | fault                |                 |
|             | others             | firm ground          |                 |
|             |                    | hard ground          |                 |
|             |                    | lithoclasts          |                 |

length of the section (cm) 100

depth bsf from 75 to 175

total length of the core (cm)

REMARKS:



RV Helmer Hanssen CRUISE HH12KA

CORE -359  
**HH12KA-JM10 GC**

SECTION  
 1

Observer(s)..... Date.....

SAMPLES	SEDIMENT. STRUCT.	LITHOLOGY (cm from top of the section)	LITHOLOGICAL DESCRIPTION	COLOURS
			<p>klast. rolig</p> <p>sand agregat / konsentrasjon Sand</p> <p>klast 2x1,5cm siltholdig leirr sand fra 18cm - 20cm, breiest til høyre.</p> <p>klast</p>	<p>5Y 3/2 dark olive gray</p> <p>2,5Y 4/1 dark gray.</p>

**LEGEND**

- |             |                    |                      |                 |
|-------------|--------------------|----------------------|-----------------|
| marl        | gastropods         | oxidized layer       | bioturbation    |
| mud/clay    | halimeda           | dark layer           | gas hydrates    |
| sand        | plant debris       | skump                | burrows         |
| silt        | shell fragments    | planar lamination    | sloppy sediment |
| turbidite   | convoluted bedding | cross lamination     |                 |
| debris flow | lithoclasts        | gradational boundary |                 |
|             |                    | irregular boundary   |                 |
|             |                    | fault                |                 |
|             |                    | firm ground          |                 |
|             |                    | hard ground          |                 |

length of the section (cm)..... 23.....

depth bsf from..... 0..... to..... 23.....

total length of the core (cm).....

REMARKS:.....

.....

.....