

---

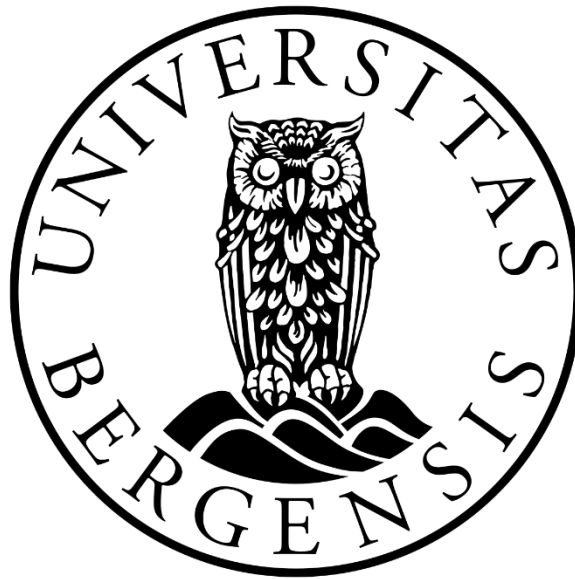
# **Sedimentære miljø, mikrobielle samfunn og porevannkjemi:**

Sammenligning av sedimenter fra dyphavet og på  
kontinentalskråningen ved Bjørnøyviften

---

Mastergradsoppgave i geovitenskap

**Muhammed Mikail Farooqui**



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2023



## Sammendrag

Hensikten med studien er å undersøke om Mohn-Knipovich ryggen har høyere sedimentasjonsrater og mikrobiell aktivitet enn den nærliggende, grunnmarine kontinentalskråningen sørvest for Bjørnøyrenna.

Grunnmarine avsetningsmiljø kjennetegnes av høye sedimentasjonsrater og høy mikrobiell aktivitet sammenlignet med dyphavet. Deler av Mohn-Knipovich ryggen er dekket av sedimenter fra Bjørnøyviften, og undersøkes i denne studien for å være et eksempel på et avsetningsmiljø i dyphavet med høy sedimentasjonsrate og høyt mikrobielt aktivitetsnivå. I denne studien sammenlignes litologiske egenskaper, relativ mengde av mikrobielle samfunn og porevannkjemi i sedimentkjerne som representerer hvert sitt avsetningsmiljø; et grunnmarint, og et dyphav. Sedimentkjerne GS19-108-GC25 er hentet fra øvre delen av Bjørnøyviften, ved munningen av Bjørnøyrenna. Sedimentkjerne GS19-108-GC05 er hentet fra dyphavet, vest for Mohn-Knipovich ryggen.

Bjørnøyrenna-isstrømmen har sannsynligvis avsatt sedimenter i begge avsetningsmiljøene. Paleoisdynamikken til isstrømmen rekonstrueres og korreleres med sedimentkjernene for å gi sammenlignbare sedimentasjonsrater. Studiene viser at sedimentasjonsraten har vært høyere på Bjørnøya i sen-weichsel relativ til i dyphavet vest for Mohn-Knipovich ryggen. Dette har endret seg i holocen der sedimentasjonsraten er høyere i dyphavet vest for Mohn-Knipovich ryggen sammenlignet med Bjørnøyviften. Studien viser at til tross for å ha lavere sedimentasjonsrater i holocen, så er den mikrobielle aktiviteten høyere på Bjørnøyviften relativ til i dyphavet. Den relativt høye mikrobielle aktiviteten på Bjørnøyviften forklares ved at de glasielle sedimentene fra sen-weichsel trolig inneholder store mengder med organisk karbon.



## Forord

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder, Jo Brendryen ved Institutt for geovitenskap. Jeg ønsker med dette å ikke bare takke deg for god veiledning, og oppfølging, men også for at du har vært tilgjengelig og støttende gjennom hele prosessen fra jeg var en nysgjerrig bachelorstudent med endeløse spørsmål om oppgaven, helt fram til leveringsdatoen. Videre vil jeg takke studieleder, Emilie Randeberg ved Institutt for geovitenskap for gode tips og emosjonell støtte i stressende tider. Denne oppgaven hadde ikke vært den samme uten deres tilgjengelighet, oppmuntring og engasjement.

Jeg vil videre takke min medveileder, Steffen Leth Jørgensen ved Senter for dyphavsforskning for å gode skrivetips, effektiv veiledning og gjennomlesning av oppgaven. Takk til min medveileder Hafliði Hafliðason ved Institutt for geovitenskap for gode tilbakemeldinger, god veiledning og gjennomlesing av oppgaven. Metodekapittelet mitt hadde ikke vært den samme uten Ingunn Hindernes Thorseth ved Senter for dyphavsforskning og Hildegunn Almelid ved Institutt for geovitenskap som begge har vist meg rundt på laboratoriene, og svart på alle mine endeløse spørsmål angående ICP-OES, IC og Quatro.

Takk til alle mine kjære medstudenter som har gjort årene mine på UiB uforglemmelig! En spesiell takk til mine venner i sofagruppen i 2. etasje, og mine nærmeste venner, Mari Ingeborg Hope Nesse, Øyvind Finnema, Joakim Torsvik og Didrik Oppedal for et fint samhold gjennom hele studieperioden min på UiB. Dere er rå!

Til slutt, vil jeg rette en takk til mine kjære foreldre og min kjære søster for all oppmuntring og støtte. Jeg gleder meg til å komme hjem til dere til sommer.



Bergen, juni 2023

Muhammed Mikail Farooqui



# Innholdsfortegnelse

Sammendrag.....	i
Forord.....	iii
1. Introduksjon .....	1
1.1 Målsettinger .....	2
2. Teoretisk bakgrunn.....	3
2.1 geografisk beskrivelse .....	3
2.2 Glasial historie .....	4
2.3 Havstrømmer og hydrografi .....	6
2.4 Organisk materiale .....	7
2.4.1 sedimentasjonsrate .....	7
2.4.2 Primærproduksjon .....	8
2.5 Diagenetiske soner .....	8
2.6 Konservative gener - 16S rRNA.....	10
2.7 Sedimentære prosesser .....	11
2.7.1 Glasiprosimale-, og glasimarine prosesser .....	11
2.7.2 Turbiditetsstrømmer .....	13
2.7.3 Kontourstrømmer .....	13
2.7.3 Bioturbasjon: .....	14
3. Metoder .....	15
3.1 Feltmetoder .....	15
3.1.1 Fallkjerneprøver.....	15
Fallkjerneprøver – feilkilder.....	16
3.1.2 Porevann, sedimentprøver og oksygenmålinger .....	17
3.2 Sediment analyser .....	17
3.2.1 Digitale bilder og geokjemiske variasjoner i sedimenter .....	17
3.2.2 Måling av magnetisk susceptibilitet.....	18
3.2.3 Kornstørrelsesanalyser .....	19
3.2.4 Radiokarbondatering .....	20
Radiokarbondatering - Feilkilder .....	20
3.2.5 Kalibrering av <sup>14</sup> C dateringer .....	21
3.2.6 DNA ekstraksjon.....	21
3.2.7 Polymerasekjedereaksjoner og agarose gelelektroforese .....	22
3.2.8 Porevannkjemi, ICP-OES .....	24
3.2.9 Porevannkjemi, Quattro39 AutoAnalyzer .....	26
4. Resultater.....	27

4.1 Litostratigrafi.....	27
4.1.1 Litostratigrafi - GS19-108-GC25 .....	29
4.2.3 Litostratigrafi - GS19-108-GC05 .....	37
4.3 Kronologi.....	44
4.4 Agarose Gelelektroforese .....	46
4.5 Geomikrobiologi.....	47
4.4 Porevannkjemi.....	49
4.4.1 Porevannkjemi - GS19-108-GC25 .....	49
4.4.2 Porevannkjemi - GS19-108-GC05 .....	51
5. Diskusjon.....	53
5.1. Avsetningshistorie - GC25 .....	53
5.2 Avsetningshistorie - GC05 .....	58
5.3 Felles avsetningshistorie for GC25 og GC05 .....	61
5.4 Mikrobielle samfunn.....	65
5.5 Porevannkjemi og diagenetiske soner – GC25 .....	66
5.5 Porevannkjemi og diagenetiske soner – GC05 .....	67
5.6 Organisk materiale, geomikrobiologi og diagenetiske soner .....	68
6. Konklusjon.....	70
7. Referanser .....	72
Vedlegg.....	77





# 1. Introduksjon

Grunnmarine avsetningsmiljø kjennetegnes av høye sedimentasjonsrater og høy mikrobiell aktivitet sammenlignet med dyphavet (Kallmeyer et al., 2012; Müller & Suess, 1979; Ricken, 1993; Seiter et al., 2004). Deler av Mohn-Knipovich ryggen er dekket av sedimenter fra kontinentalsokkelen (Bruvoll et al., 2009), og kan representere et område i dyphavet med lik, eller høyere sedimentasjonsrater og mikrobiell aktivitet relativ til grunnmarine områder. I denne studien sammenlignes sedimenter, mikrobielle samfunnsstrukturer og porevannkjemi på kanten av kontinentalsokkelen sørvest for Bjørnøya og vest for Mohn-Knipovich ryggen i dyphavet.

Kontinentalsokkelen og -skråningen sørvest for Bjørnøya er dominert av Bjørnøyrenna og Bjørnøyviften (*Fig 2.1*). Bjørnøyviften er avsatt ved munningen til Bjørnøyrenna og består av glasimarine og glasiproksimale sedimenter fra *Bjørnøyrenna-isstrømmen*, en dynamisk isstrøm som drenerte isdekket i Barentshavet i sen Weichsel (Laberg & Vorren, 1995; Rüther et al., 2011; Vogt et al., 1993; Winsborrow et al., 2010). Mohn-Knipovich ryggen, som finnes 225 km vest for Barentshavmarginen har fått avsatt sedimenter fra Bjørnøyviften (*Fig 2.1*) (Bruvoll et al., 2009).

To fallkjerneprøver (GS19-108-GC25 og GS19-108-GC05) (*Fig 2.1*) brukes for å sammenligne litologiske, biologiske og geokjemiske variasjoner i avsetningsmiljøene. GS19-108-GC25 (heretter GC25) er hentet fra eggakanten på 610 m vanddyp ved munningen av Bjørnøyrenna og representerer et grunnmarint avsetningsmiljø. GS19-108-GC05 (heretter GC05) er hentet fra 2935 m vanddyp vest for Mohn-Knipovich ryggen og representerer dyphavet. Den relativt korte avstanden mellom kjerne lokalitetene gir et godt grunnlag for å sammenligne sedimentasjonen i forskjellige avsetningsmiljø gjennom den samme glacial hendelsen.

Bjørnøyrenna-isstrømmen har avsatt sedimenter i begge avsetningsmiljøene, og det er derfor viktig å rekonstruere paleoisdynamikken til isstrømmen for å sammenligne sedimentasjonsraten knyttet til samme glasiøle hendelse. Rekonstruksjonen av paleoisdynamikken gjøres ved hjelp av detaljerte visualiseringer av de litologiske-, og geokjemiske egenskapene til sedimentene og bruk av nye  $^{14}\text{C}$  AMS dateringer, samt recalibrering av tidligere publiserte dateringer med en ny regional marin kalibreringskurve, Normarine18 (Brendryen et al., 2020). Sedimentasjonsrater, og sedimentenes egenskaper brukes videre til å foreslå mulige årsaker til variasjoner i; mikrobielle samfunnsstrukturer og porevannprofiler. Geomikrobiologien undersøkes ved å sammenligne variasjoner i mikrobielle samfunnsstrukturer i ulike sedimentdyp, samt fordelingen av mikrober med kjente metabolismer. Porevanndata brukes for å sammenligne det mikrobielle aktivitetsnivået i sedimentene.

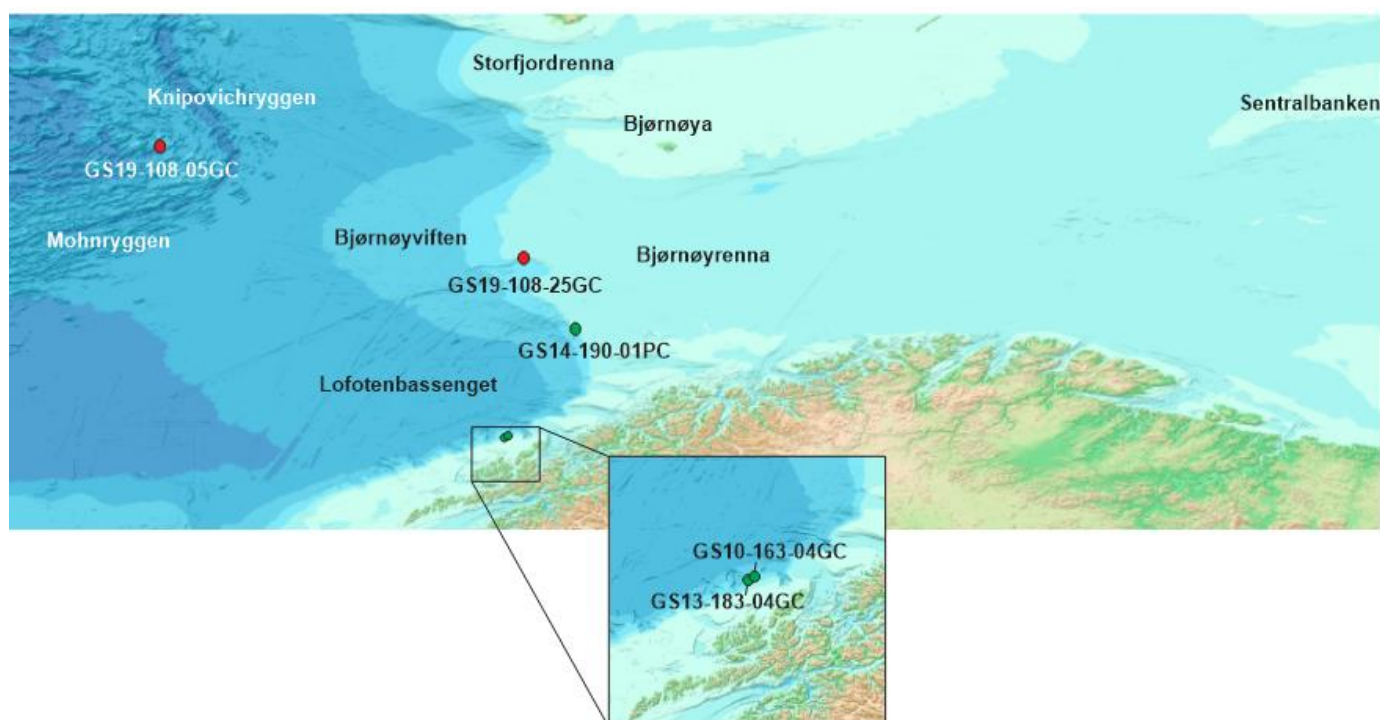
## **1.1 Målsettinger**

Målet med denne studien er å rekonstruere paleoisdynamikken til Bjørnøyrenna-isstrømmen, og sammenligne sedimentasjonsrater, mikrobiologi og porevannkjemi i sedimentene fra GS19-108-GC25 og GS19-108-GC05. Resultatene fra studien brukes for å undersøke om avsetningsmiljøet vest for Mohn-Knipovich ryggen kan ha høyere sedimentasjonsrate, og mikrobiell aktivitet enn den øvre delen av Bjørnøyviften. Videre undersøkes forholdet mellom sedimentasjonsrater, mikrobielle aktivitetsnivå og porevannkjemi i sedimentene.

## 2. Teoretisk bakgrunn

### 2.1 geografisk beskrivelse

Kontinentalsokkelen, og -skråningen sørvest for Bjørnøya domineres av Bjørnøyrenna, et glasialt erodert trau som strekker seg fra Sentralbanken øst for Bjørnøya, fram til eggakanten i vest (*Fig. 2.1*). Kontinentalsokkelen består av et relativt tynt lag med kvartære sedimenter (omtrent 140m tykt) som er avsatt på organisk rike, mesosoiske sedimenter (Saettem et al., 1991; Vorren & Kristoffersen, 2008). I kaldere intervaller har isstrømmer erodert Bjørnøyrenna og avsatt sedimenter på Bjørnøyviften (Laberg & Vorren, 1995; Rütther et al., 2011; Vogt et al., 1993; Winsborrow et al., 2010). Bjørnøyviften består av glasiprosimale og glasimarine sedimenter, og strekker seg fra sørvestlige Barentshavet til Lofotenbassenget (Laberg & Vorren, 1995; Vogt et al., 1993)..Sedimentkjerne GS19-108-GC25 er hentet fra toppen av Bjørnøyviften, 252 km sør-vest for Bjørnøya (*Fig. 2.1*).



*Fig. 2.1:* Studiemrådet og plassering av sedimentkjerne. Røde markeringer viser sedimentkjerne fra denne studien, mens grønne markeringer viser sedimentkjerne fra andre studier. Kartdata er modifisert fra Gebco (2023).

I dyphavet, 225 km vest for Barentshavmarginen, finnes Mohn-Knipovich ryggen (*Fig. 2.1*). Mohn-Knipovich ryggen preges av batymetriske variasjoner som følge av tektonisk aktivitet (Pedersen et al., 2010). Til tross for at den befinner seg 225 km ifra eggakanten, er deler av ryggen dekket av sedimenter som utgjør den distale delen av Bjørnøyviften (Bruvoll et al., 2009). Den østlige siden av Mohn-Knipovich ryggen preges av høyere sedimentasjonsrater og færre batymetriske variasjoner i forhold til den mer tektonisk aktive, vestlige siden (Bruvoll et al., 2009). Sedimentkjernene GS19-108-GC05 er hentet vest for Mohn-knipovich ryggen, omtrent 350 km vest for Barentshavmarginen (*Fig. 2.1*).

## **2.2 Glasial historie**

Bjørnøyrenna har periodevist vært dekket av en isstrøm som har drenert isdekket i Barentshavet (BSIS) (Laberg & Vorren, 1995; Rütther et al., 2011; Vogt et al., 1993; Winsborrow et al., 2010). Isstrømmen refereres heretter til som BSIS isstrømmen. Denne studien tar hovedsakelig utgangspunkt i en fem-stegs rekonstruksjon av paleoisdynamikken til BSIS isdekket utarbeidet av Winsborrow et al. (2010) (*Fig. 2.2*). Rekonstruksjonen kombineres med recalibrerte radiokarbondateringer fra Thomsen & Vorren (1986), Laberg & Vorren (1995) og Rütther et al. (2011), samt dateringer fra Vesterålenmarginen fra Brendryen et al. (2015) og Steinsland (2019) for å danne et presist kronologisk rammeverk for studieområdet. De kalibrerte dateringene finnes i *Tabell 4.2*.

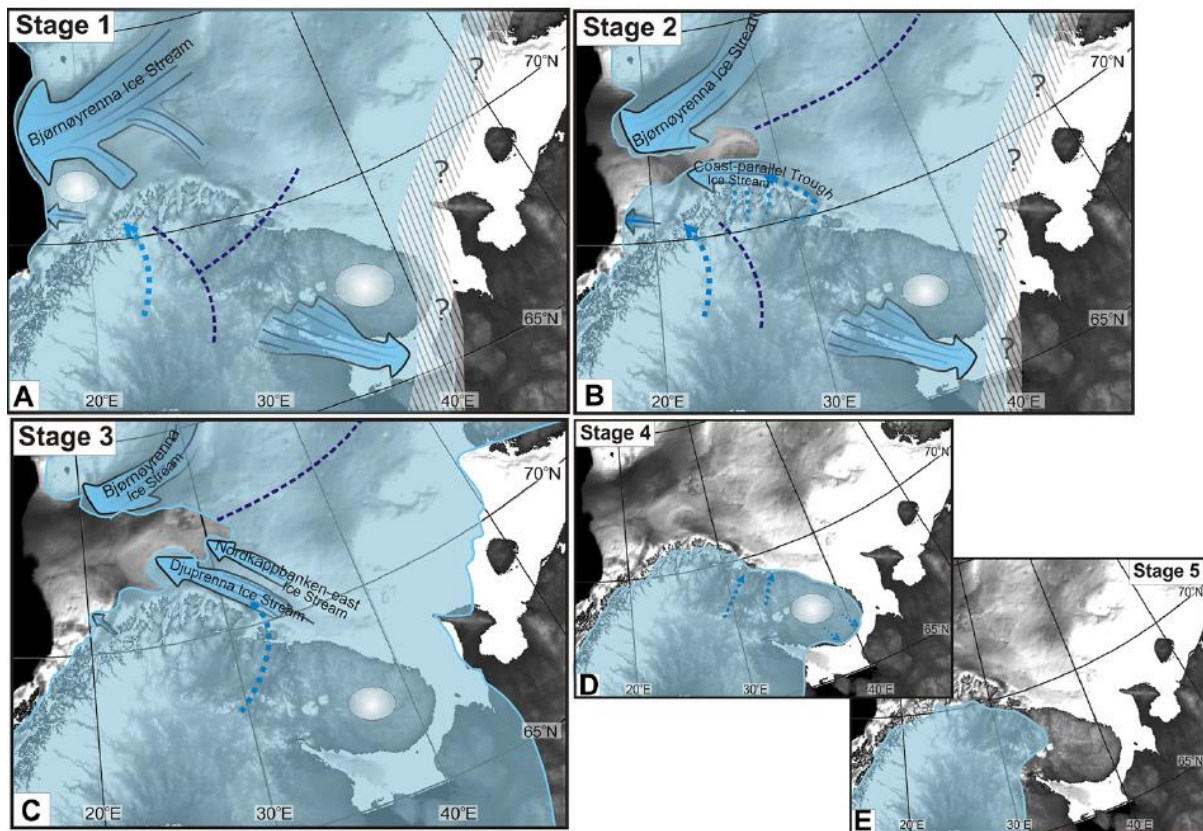


Fig. 2.2: Rekonstruksjon av paleodynamikken til BSIS isdekket i sen-weichsel. A) Steg 1 referer til et framrykk av BSIS isstrømmen fram til eggkanten. B) Steg 2 kjennetegnes av flere framrykk og tilbaketrekninger av BSIS isstrømmen på Bjørnøyrenna. C) Steg 3 refererer til da BSIS strømmen trakk seg tilbake fra Bjørnøyrenna. D & E) Illustrerer stegene; 4 og 5 der isdekket på kontinentalsokkelen trakk seg til land. Figuren er hentet fra Winsborrow et al. (2010)

Det er kun de tre første stegene fra paleodynamikk rekonstruksjonen (Fig. 2.2) som har avsatt glasiprosimale og glasimarine sedimenter fra BSIS isstrømmen på og ved Bjørnøyviften:

- **Steg 1:** BSIS isstrømmen hadde et framrykk og avsatte sedimenter på eggkanten. Ustabile sedimenter har så rast nedover kontinentalskråningen som glasigene debrisstrømmer og blitt avsatt på Bjørnøyviften. Avsetningene dateres av Laberg & Vorren (1995) til å ha blitt avsatt etter 19.9 ka Cal BP (Tabell 4.1).
- **Steg 2:** BSIS isstrømmen hadde tilbaketrekninger og framrykk på Bjørnøyrenna, noe som avsatte isbremmer. En av isbremmene dateres av Ruther et al. (2011) til 15.2 ka Cal BP (Tabell 4.1).
- **Steg 3:** BSIS isstrømmen trakk seg for langt tilbake til å avsette sedimenter på Bjørnøyviften. Isstrømmen har likevel avsatt glasimarine sedimenter på Bjørnøyrenna. De glasimarine sedimentene dateres til 15.2 ka Cal BP (Thomsen & Vorren (1986) (Tabell 4.1).

Mohn-Knipovich ryggen befinner for langt vekke fra kontinentalskråningen til å ha fått avsatt glasiprosimale sedimenter. Det har likevel vært et permanent sjøisdekke i Barentshavet som kollapset omtrentlig i en periode etter omtrent 17.5 ka cal BP og som vokste fram igjen kort tid etter. Hemipelagiske sedimenter knyttet til sjøisdekket kan ha avsatt sedimenter i Barentshavet (Knies et al., 2018).

### 2.3 Havstrømmer og hydrografi

Den norske atlanterhavsstrømmen (engelsk: «Norwegian Atlantic Current» – NwAC) transporterer varmt og salint havvann fra Nord-Atlanteren til Norskehavet via to forgreninger; en østlig og en vestlig forgreining (Orvik & Niiler, 2002) (Fig. 2.3).

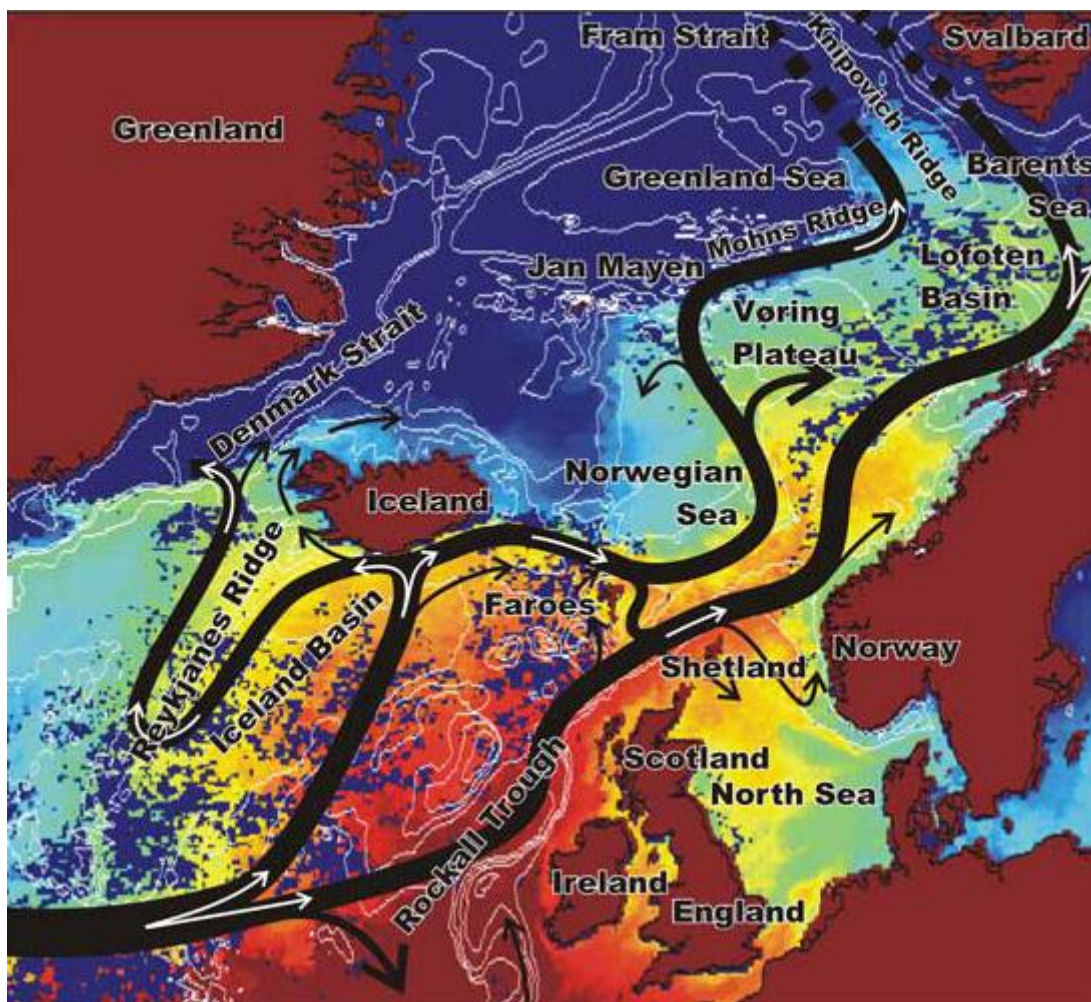


Fig. 2.3: NwAC strømmer mot nord i to forgreninger. Den vestlige forgreiningen strømmer topografisk langs Island-Færøyyruggen og følger underliggende havbunnstrukturer mot Mohn-Knipovich ryggen. Den østlige grenen av NwAC strømmer langs kontinentalskråningen. Figuren er hentet fra Orvik & Niiler (2002).

Innstrømmingen av varmt atlantisk vann har variert i sen-weichsel (Dokken & Jansen, 1999), noe som har hatt direkte innvirkning på klimaet ved den norske kontinentalsokkelen. Strømstyrken til NwAC har vært relativt svak ved stadialer, sammenlignet med interstadialer (Ballini et al., 2006; Brendryen et al., 2015; Kissel et al., 1999). Felles for den østlige-, og vestlige forgreiningen er at de eroderer og transporterer også magnetitt-holdige sedimenter fra den basaltiske Island-Skottland ryggen og inn i Norskehavet (Ballini et al., 2006; Brendryen et al., 2010; Kissel et al., 1999). Magnetitt-holdige sedimenter har høy magnetisk susceptibilitet, noe som gjør at sedimentenes magnetiske susceptibilitet kan brukes som en klimaproksi for å skille mellom sedimenter som er avsatt i perioder med mye-, og lite innstrømming av NwAC (Brendryen et al., 2015). NwAC utgjør de øverste 700 m i området, og regnes som en bunnstrøm langs den relativt grunne kontinentalskråningen. Mohn-Knipovich ryggen befinner seg dypere enn NwAC og eksponeres for relativt saktestrømmende bunnstrømmer (Orvik & Niiler, 2002; Orvik et al., 2001).

## **2.4 Organisk materiale**

Organisk materiale er et samlebegrep for materiale som inneholder organisk karbon. Det finnes ulike prosesser og mekanismer som fasiliterer og begrenser avsetning av organisk materiale på havbunnen. I dette delkapittelet introduseres de ulike prosessene og mekanismene.

### **2.4.1 sedimentasjonsrate**

Terrestriske bergarter forvitres og transporteres til havet via fluviale, glasiale og eoliske erosjonsprosesser. Sammen med de terrestriske sedimentene avsettes organisk materiale. Sedimentene avsettes i havområder nær kysten, noe som gir en høy sedimentasjonsrate på kontinentalsokkelen relativ til i dyphavet (*Fig. 2.4*) (Kallmeyer et al., 2012; Müller & Suess, 1979; Ricken, 1993; Seiter et al., 2004)



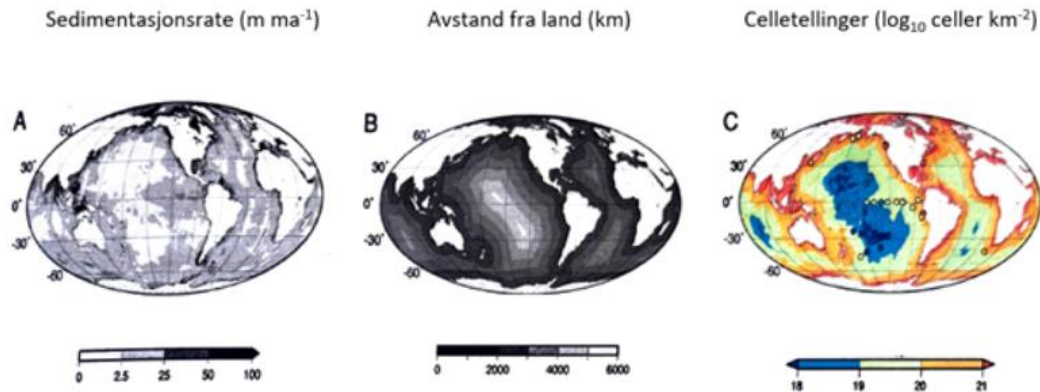


Fig. 2.4: A) Viser høyere sedimentasjonsrater nært kysten sammenlignet med i dyphavet. B) Viser en generell trend der havdyp øker proporsjonalt med avstand fra land. C) Viser mikrobielle celledetallinger i sammenheng med avstand fra land. Figuren er modifisert fra Kallmeyer et al. (2012).

#### 2.4.2 Primærproduksjon

Primærprodusenter bruker fotosyntese til å produsere organisk masse (Campbell & Paradise, 2016). Fotosyntesen er avhengig av solinnstråling noe som resulterer i at de fleste primærprodusenter lever i grunnere havdyp der sollyset penetrerer ned i vannet (Jørgensen, 2006). Når primærprodusenter dør, synker de gjennom vannsøylen og avsettes som organisk materiale på havbunnen (Seiter et al., 2004). I dyphavet er det lang avstand mellom havoverflaten og havbunnen, og det vil derfor ta lang tid for organisk materiale å synke ned gjennom vannsøylen. Dette gir bedre tid for det organiske materialet å brytes ned før det avsettes på havbunnen (Müller & Suess, 1979). Sjøis og isfjell kan begrense tilgangen til sollys i vannsøylen, noe som direkte begrenser primærproduksjonen (Brendryen et al., 2015; Campbell & Paradise, 2016; Jennings et al., 2022)

#### 2.5 Diagenetiske soner

Mikroorganismer bryter ned organisk karbon gjennom metabolske prosesser for å produsere energi. Det organiske karbonet brytes ned ved hjelp av en rekke redoksreaksjoner, sekvensielt etter hvor mye energi som frigjøres ved reduksjon av elektronakseptorer (Froelich et al., 1979). Når en elektronakseptor blir brukt opp, vil mikrober begynne å redusere andre elektronakseptorer. I grunnmarine områder med høy tilførsel av organisk karbon, er energikilder lett tilgjengelig for mikrober og den mikrobielle aktiviteten er høy. Dette fører til at elektronakseptorer raskt blir brukt opp i

grunnmarine områder med høye sedimentasjonsrater, sammenlignet med dyphavet som kjennetegnes av lavere sedimentasjonsrater (Seksjoner; 2.4.1 & 2.4.2). Mikrober har metabolismer utviklet for å bryte ned ulike elektronakseptorer. Mikrober som produserer mye energi, dominerer og utkonkurrerer mikrober som produserer mindre energi. Det finnes derfor en lagdeling av mikrobielle samfunn som reduserer elektronakseptorer sekvensielt for hvilke elektronakseptorer som frigjør mest energi. Porevannkjemien til sedimenter påvirkes av den mikrobielle aktiviteten, og det finnes derfor en lagdeling *diagenetiske soner* som karakteriseres av endringer i porevannkjemien avhengig av hvilke elektronakseptorer som reduseres (Fig. 2.5) (Jørgensen, 2006; Parkes et al., 2014).

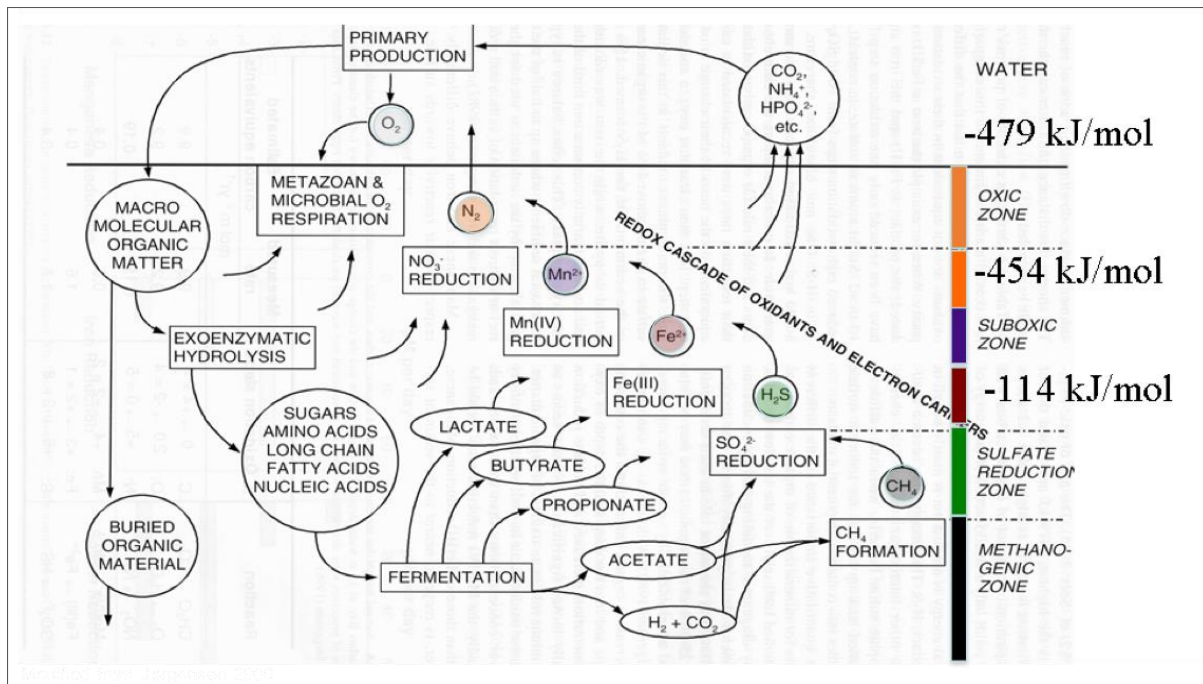
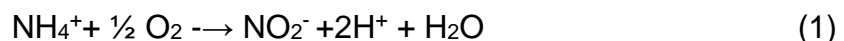


Fig. 2.5: Diagenetiske soner i sedimenter. De diagenetiske sonene dukker opp sekvensielt etter hvor mye energi som utløses ved nedbrytning av organisk materiale. Figuren er modifisert fra Jørgensen (2006).

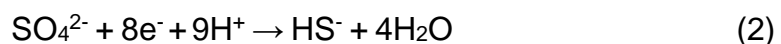
Oksygen-sonen finnes øverst i sedimentene. Dette er fordi oksygenreduksjon frigjør mye energi ved nedbrytning av organisk materiale, og oksygenreducerende mikrober dominerer over mikrobielle samfunn som reduserer andre elektronakseptorer (Parkes et al., 2014). Underliggende finnes nitrogen sonen, der mikrober reduserer nitrat for å bryte ned organisk materiale. Nitratreduksjonen produserer nitritt. Heretter følger mangansonen, der mikrober reduserer manganoksider og produserer redusert

mangan. I, eller underliggende mangansonen, finnes jern sonen. I denne diagenetiske sonen reduseres jernoksider, noe som produserer redusert jern. Underliggende finnes sulfat sonen, hvor sulfat reduseres og produserer sulfid. Helt nederst i de marine sedimentene, finnes metan sonen der CO<sub>2</sub> reduseres og produserer metan (Canfield & Thamdrup, 2009; Froelich et al., 1979; Jørgensen, 2006; Parkes et al., 2014). Konsentrasjonen av ulike reaktanter og produkter i porevannet brukes for å identifisere de ulike diagenetiske sonene i sedimentene.

Mikrober som reduserer spesifikke elektronakseptorer forventes å finnes i tilhørende diagenetiske soner. I denne studien brukes derfor aktivitetsnivået til mikrober med kjente metabolismer til å indikere diagenetiske soner i sedimentene. *Nitrosococcales* og *Nitrososphaeria* er eksempler på mikrober som oksiderer ammonium (Braker & Conrad, 2011), og produserer nitritt (*Formel 1*). Denne prosessen finnes i oksygen sonen i sedimentene, da ammonium må reagere med oksygen for å fullføre reaksjonen.



*Desulfobacteriota* er et eksempel på mikrober som reduserer sulfat (Rabus et al., 2015), og produserer oppløst sulfid (*Formel 2*).



## 2.6 Konservative gener - 16S rRNA

Et gen er en spesifikk DNA sekvens som koder for et bestemt protein for å få fram ulike egenskaper hos organismer (Konhauser & Bertola, 2006). I prokaryotiske organismer er 16S ribosomal RNA (rRNA) et sentralt gen for proteinsyntesen, og felles for alle levende organismer. Ulike deler av DNA sekvensen til 16S rRNA er viktigere for genets funksjoner sammenlignet med andre deler. Dette fører til at 16S genet inneholder variasjoner hos forskjellige organismer (Urakawa et al., 2003). Genet brukes i denne studien for å identifisere alle de prokaryote medlemmene av de mikrobielle samfunnene i sedimentene, samt skille mellom de ulike artene i det mikrobielle samfunnet. I denne studien regnes mikrober som har mer enn 97% lik DNA-sekvens som samme art (Konhauser & Bertola, 2006; Urakawa et al., 2003).

## 2.7 Sedimentære prosesser

BSIS isstrømmen har erodert og avsatt sedimenter på Bjørnøyviften og Mohn-Knipovich ryggen. Dette kapittelet brukes til å introdusere de ulike sedimentære prosessene knyttet til BSIS isstrømmen og havis (Fig. 2.6), samt endringer i havstrømmer.

### 2.7.1 Glasiprosimale-, og glasimarine prosesser

Isstrømmer produserer isfjell som transporterer glasiale sedimenter ut til dyphavet. Isfjellene begynner å smelte i kontakt med varme vannmasser og avsetter sedimenter på havbunnen (Dowdeswell et al., 1998). Sedimenter som smelter ut fra isfjell og avsettes på havbunnen, refereres til som isdroppet materiale (engelsk: ice rafted detrius» - IRD) (Fig. 2.6A). IRD består av grovkornede sedimenter med heterogen kornstørrelse og kan identifiseres i marine sedimenter der grovkornede sedimenter finnes i en generelt finkornet matriks (Brendryen et al., 2015; Dowdeswell et al., 1998).

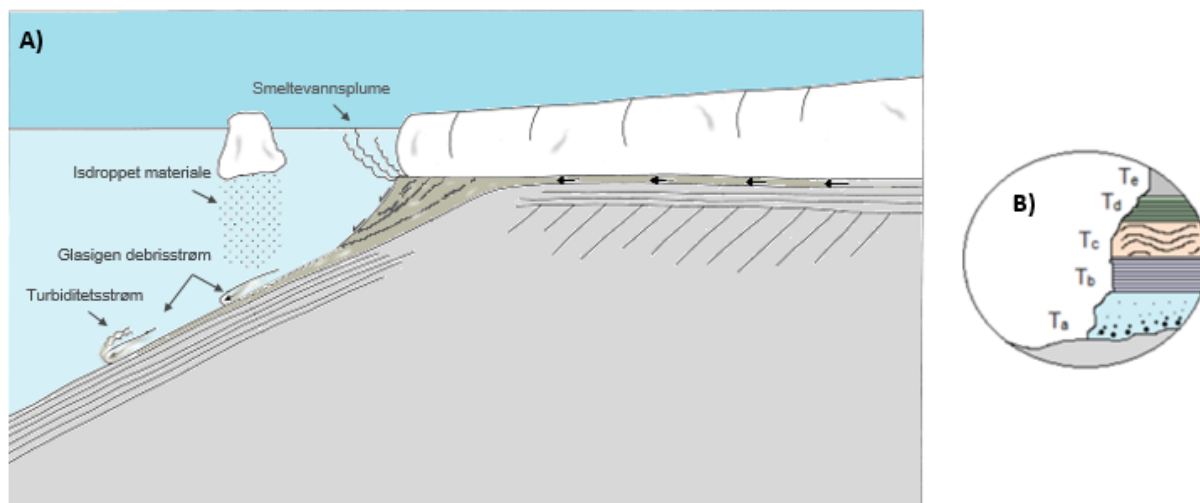


Fig. 2.6: A) Ulike sedimentære prosesser og avsetninger knyttet til glasiprosimale avsetningsmiljø. B) Boumasekvens finnes i turbiditter. Figuren er modifisert fra Vorren et al. (1998).

Massestrømmer bestående av u-konsolidert, heterogent materiale, kalles for glasigene debrisstrømmer (Wilken & Mienert, 2006). Fremrykk av isstrømmer kan «dytte» ikke-konsoliderte, proglasiale sedimenter fra kontinentalmarginen fram til eggakanten (*Fig. 2.6A*) (Alley et al., 1989; Brendryen et al., 2015; Jennings et al., 2022; Laberg & Vorren, 1995; Rüther et al., 2011). Avsetninger knyttet til glasigene debrisstrømmer kan identifiseres i marine sedimenter som grovkornede, erosive, sandholdige lag. Avsetningene er dårlig sortert, og inneholder som regel større klaster omringet av deformert, finkornet materiale (Brendryen et al., 2015; Jennings et al., 2022).

Smeltevannsplumitter er sediment-holdige smeltevannmasser med lav tetthet sammenlignet med salint havvann (*Fig. 2.6A*). Smeltevannsplumer kan ha høyere tetthet enn salint havvann dersom sediment-konsentrasjonen i smeltevannet er høyere enn  $\sim 30 \text{ g/l}^{-1}$  (Syvitski et al., 1987). Tetthetsforskjellene mellom relativt tungt saltvann, og lettere ferskvann gir smeltevannet oppdrift og momentum, noe som presser smeltevannsplumittene til havoverflaten (Jennings et al., 2022; Washam et al., 2019). Smeltevannsplumene sprer seg lateralt, og avsetter sedimenter n  r oppdrift og momentum avtar (Jennings et al., 2022). Det groveste materialet faller raskest ut av suspensjon og fører til at avsetninger ofte er sortert (Elverhøi et al., 1980). I denne studien forbindes avsetninger fra smeltevannsplumitter med kaldere perioder, der BSIS isstrømmen har vokst seg fram til eggakanten og avsatt glasiproksimale sedimenter på Bjørnøyviften. Direkte kontakt mellom BSIS isstrømmen og relativt varmt havvann har ført til basal smelting av BSIS isstrømmen, noe som har dannet en grunningszone kile (Brendryen et al., 2015; Jennings et al., 2022; Washam et al., 2019). Avsetninger fra smeltevannsplumitter kan kjennes igjen i marine sedimenter der det finnes finkornede og laminerte sedimenter med lite gravespor fra bentiske organismer (Brendryen et al., 2015; Cofaigh, 2001; Dowdeswell et al., 1998; Elverhøi et al., 1980; Jennings et al., 2022; Rüther et al., 2011).

### 2.7.2 Turbiditetsstrømmer

Vannmasser med relativt høy tetthet (Bhattacharya & MacEachern, 2009; Dowdeswell et al., 1998; Syvitski et al., 1987) eller tektoniske hendelser (Moernaut et al., 2017) kan utløse gravitasjonsdrevne massestrømmer (*Fig. 2.6A*). Slike sedimentholdige, undersjøiske massestrømmer kalles for turbiditetsstrømmer og er en viktig mekanisme for transport av grovkornede sedimenter til dyphavet (Lowe, 1982). Sedimenter blir avsatt når turbiditetsstrømmen mister fart, noe som fører til mindre turbulens. Grovkornede sedimenter avsettes mot bunnen av strømmen, men holdes likevel i bevegelse under strømmen så lenge skjærstyrken til strømmen er høy nok. Når skjærstyrken avtar, avsettes sedimentene (Lowe, 1982). Avsetninger fra turbiditetsstrømmer refereres til som turbiditter, som avgir en Boumasekvens bestående av lagene: T<sub>A</sub>, T<sub>B</sub>, T<sub>C</sub>, T<sub>D</sub> og T<sub>E</sub> (*Fig. 2.6B*). T<sub>A</sub> består av massivt, sandige, normal graderte sedimenter med en erosiv bunn. Overliggende finnes T<sub>B</sub>, et planparallelt lag med sandige sedimenter. T<sub>C</sub> karakteriseres av et sandig/siltig lag med krysslaminerte sedimenter, mens T<sub>D</sub> er et siltig lag med parallell laminerte sedimenter. Øverst i Boumasekvensen finnes T<sub>E</sub>, et sedimentlag som inneholder strukturløse, leirete sedimenter (Shanmugam, 1997).

### 2.7.3 Kontourstrømmer

Bunnstrømmer er blant annet påvirket av topografien på havbunnen, og derfor sterk langs kontinentalskråningen (Rebesco, 2005; Stow et al., 2002). Sedimenter langs kontinentalskråningen på Barentshavmarginen er eksponert for sterke bunnstrømmer som bearbeider og eroderer sedimenter (Brendryen et al., 2015). Sedimenter som har blitt bearbeidet av bunnstrømmer refereres til som kontouritter (Dowdeswell et al., 1998; Rebesco, 2005; Stow et al., 2002). I varmere perioder har NwAC vært relativt sterk langs kontinentalskråningen (*Seksjon: 2.3*), noe som har ført til erosjon av finkornede sedimenter, og etterlatt grovkornede sedimenter. Det finnes forskjellige typer kontouritter, men kontouritter knyttet til NwAC kjennetegnes av godt sorterte, sandholdige avsetninger (Brendryen et al., 2015).

### **2.7.3 Bioturbasjon:**

Spor i sedimenter fra levende organismer refereres til som bioturbasjon. Slike utgravinger gir ventilasjon i sedimentene og påvirker diagenetiske soner (*Seksjon: 2.5*) (Tarhan, 2018). Isproksimale avsetninger inneholder som regel lite bioturbasjon som følge av sjøisdekker som hindrer diffusjon av oksygen og avsetning av næringsstoffer på havbunnen (Brendryen et al., 2015; Brendryen et al., 2010; Jennings et al., 2020).

## 3. Metoder

### 3.1 Feltmetoder

#### 3.1.1 Fallkjerneprøver

I denne studien brukes to ulike sedimentkjerner; GS19-108-GC25 (heretter GC25) og GS19-108-GC05 (heretter GC05) (*Tabell 3.1*). Sedimentkjernene ble ervervet i 2019 med forskningsfartøyet G. O. Sars i tokt nr. GS19-108. Sedimentkjernene brukes til å identifisere, datere og sammenligne glasiprosimale, glasimarine og hemipelagiske avsetninger knyttet til BSIS isstrømmen. Deretter undersøkes de mikrobielle samfunnsstrukturene, og tilhørende porevannkjemi i sedimentene.

*Tabell 3.1:* Sedimentkjerner og tilhørende informasjon vedrørende sedimentkjernenes lengde, koordinater og vanddyb.

Kjerne ID	Lengde (cm)	Lokalitet	Vanddyb (m)
<b>GC19_108_GC25</b>	150	72°22.033'N 15°10.083'E	610
<b>GS19_108_GC05</b>	380	74°14.186'N 05°29.653'E	2935

Sedimentkjernene er hentet med fallkjerneprøvetakere. Fallkjerneprøvetakerne består av metallrør som er festet til blylodd med en egenvekt på omtrent 300 kg for å sikre at prøvetakeren penetrerer gjennom havbunnsedimentene. PVC rør settes inn i bunnen av metallrørene med en sediment-fanger i enden for å hindre at sedimentene strømmer ut av røret ved innhenting (*Fig. 3.1A & B*). Etter prøvetaking ble PVC rørene delt lengdeveis i to halve deler. Sedimentkjernene er blitt brukt for å analysere litologiske, geokjemiske, og mikrobiologiske forskjeller i sedimenter fra de ulike avsetningsområdene.





Fig. 3.1: A) Sedimentfanger i fallkjerneprøvetaker. B) Blyvekter montert på toppen av fallkjerneprøvetaker. Foto: Muhammed Mikail Farooqui

### Fallkjerneprøver – feilkilder

Fallkjerneprøvetaking kan føre til at *in situ* sedimenter skyves til side av prøvetakeren på vei ned i sedimentene. Sedimenter kan også strømme ut av kjerneprøvetakeren når den trekkes opp fra havbunnen ved prøvetaking. Manglende sedimenter fører til at sedimentkjernene framstår som kortere enn opprinnelig (Parker & Sills, 1990; Tommasi et al., 2019). De overnevnte feilkildene kan påvirke porevannprofilene i de øverste delene av sedimentkjernene grunnet mye kompresjon og blanding av sedimenter.

### **3.1.2 Porevann, sedimentprøver og oksygenmålinger**

Rett etter fallkjerneprøvene ble delt i to, ble det umiddelbart hentet ut porevann-, og sedimentprøver (*Vedlegg 1*) og tatt oksygenmålinger (*Vedlegg 2*) av sedimentene. Porevannsprøvene ble hentet ut av sedimentene ved bruk av sterile 10-mL Rhizon sprøyter, mens sediment-prøvene ble hentet ved bruk av sprøyter med en diameter på 1 cm med kuttet topp. Oksygenmålinger av sedimentene ble gjort ved hjelp av en PreSens Microx TX3 måler. Porevannprøver og sediment-prøver ble oppbevart i fryserer på -80C om bord, og -20C på Universitetet i Bergen. Sedimentkjernene ble dekket i plastikk, og oppbevart i kjølerom på 4C på Universitetet i Bergen for å hindre uttørking.

Porevannet fra sedimentene brukes for å måle konsentrasjonen av kationer, anioner og næringsstoffer i sedimentene til å identifisere diagenetiske soner (*Seksjon: 2.5*), mens sediment-prøvene brukes for å ekstrahere DNA for å identifisere mikrobielle samfunn.

## **3.2 Sediment analyser**

### **3.2.1 Digitale bilder og geokjemiske variasjoner i sedimenter**

ITRAX XRF kjerneskanteren ble først blitt brukt til å ta høyt oppløselige digitale bilder av sedimentkjernene. Overflaten til sedimentkjernen ble skrapet vekk for å fjerne ujevnheter før de høyt oppløselige bildene ble tatt. Deretter ble kjerneskanteren brukt for å undersøke geokjemiske variasjoner i sedimentene. Målingene ble utført ved først å dekke sedimentkjernen med en tynn polyetylenfilm. Polyetylenfilmen har som formål å hindre uttørking, kontaminasjon og dannelse av sprekker. Luftbobler mellom plastikkfilmen og sedimentkjernen ble fjernet ved hjelp av en børste.

Kjerneskanteren måler geokjemiske variasjoner ved å eksitere atomer med en fokusert røntgenstråle. Eksitasjonen frigjør sekundærenergi karakteristisk for ulike atomer, og noe fanges opp i en detektor (Croudace et al., 2006; Margui & Van Grieken, 2013). Et 3 kW Molybden-røntgenrør ble brukt til å skape eksitasjon i atomene i sedimentkjernen. XRF metoden brukes for å undersøke elementforholdet mellom kalsium (Ca) og titan (Ti) som en indikator for primærproduksjon av CaCO<sub>3</sub>. CaCO<sub>3</sub> indikerer mindre sjøis og varmere havtemperaturer (*Seksjon: 2.4.2*). Molybdenrøret gir god respons på Ca, og moderat respons på Ti i sedimentene (Rothwell et al., 2006).

### **ITRAX XRF – feilkilder**

Feilkilder knyttet til XRF kjerneskaning avhenger av sedimentkjernens vanninnhold, mineralogi og teksturrelaterte egenskaper. Feilmålinger kan skyldes komprimering, sprekker i sediment, varierende porøsitet, kornstørrelse og ujevne sediment-flater (Croudace et al., 2006; Rothwell et al., 2006). Feilkilder kan også skyldes avvik ved kjerneskaning slik som variasjoner i avstand mellom røntgendetektor og sedimentkerne. Variasjonen i avstand gir varierende spredning av røntgenstrålen nedover i sedimentene og forårsaker feilaktige målinger (Croudace et al., 2006). Lettere elementer har lavere sensitivitet for eksitasjon (Rothwell et al., 2006; Van Grieken, 2013).

### **3.2.2 Måling av magnetisk susceptibilitet**

GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL-S) med en Bartington MS2E punktsensor ble brukt i denne studien til å måle magnetisk susceptibilitet av sedimentene. Magnetisk susceptibilitet er et mål på hvor mye materiale retter seg etter et magnetisk felt og måles ved å skape en alternerende oscillator frekvens. Nærliggende materiale med magnetiske egenskaper vil interferere med oscillatorfrekvensen. Endringer i oscillatorfrekvensen konverteres til magnetisk susceptibilitetsverdier (Geotek, 2016). Magnetisme er avhengig av elektronkonfigurasjonen til atomer, og gir derfor informasjon om mineralsammensetningen i sedimentkjernene. Sedimentkjernen ble tildekket med en tynn plastikkfilm før magnetisk susceptibilitet ble målt.

Magnetisk susceptibilitet brukes i denne studien til å identifisere magnetiske og Ti-rike mineraler fra basaltiske AMOR som har blitt transportert av den Norskatlantiske havstrømmen til Norskehavet (*Seksjon: 2.3*).

### **MSCL-S - Feilkilder**

Feilkilder knyttet til magnetisk susceptibilitet er blant annet forstyrrelser fra nærliggende metall og elektroniske enheter, vibrasjoner, endringer i temperatur og luftbobler mellom sedimentkerne og plastikkfilm (Dearing, 1994).

### **3.2.3 Kornstørrelsesanalyser**

Malvern instruments Mastersizer 3000 ble brukt i denne studien til å måle kornstørrelsesfordelinger i sedimentene. Instrumentet bruker laserdiffraksjon for å måle kornstørrelser med diameter på 0.001-3500  $\mu\text{m}$ . En laserstråle sendes gjennom en sediment-prøve oppløst i suspensjon. Partiklene fra sediment-prøven sprer laserstrålen i ulike vinkler avhengig kornstørrelse. Intensiteten til de vinklede strålingene brukes til å kalkulere kornstørrelse ved å bruke Mie-teorien (Panalytical, 2021b). Et Malvern Instruments Hydro LV kammer ble brukt for å oppløse sediment-prøvene i suspensjon for å utføre laser diffraksjon.

Hydro LV kammeret ble tilført vann og 0.05% calgon. Calgon ble tilført for å hindre klumping av sedimentene. Vannblandingen i Hydro LV kammeret ble målt uten sediment før hver måling for å utelukke bakgrunnsstøy. Helt til slutt, ble sediment blandet med ytterligere 0.05% calgon og tilført i Hydro LV kammeret for å måle kornstørrelsene ved laser diffraksjon. Sedimenter for kornstørrelsesanalyser ble hentet fra samme posisjoner som porevann og sediment-prøver (*Vedlegg 1*), samt for hver åttende-, (GC25) eller sekstende (GC05) cm. Posisjoner for prøvetaking av kornstørrelsesfordelinger i de ulike sedimentkjernene vises i (*Vedlegg 3*). Kornstørrelsesfordelingen brukes i denne studien for å skille mellom glasiproksimale, og glasimarine sedimenter (*Seksjon: 2.7.1*).

#### **Mastersizer 3000 - Feilkilder**

Feilkilder knyttet til laser diffraksjon er blant annet dannelse av bobler, tilførsel av luft grunnet lekkasjer, sammenklumping og partikler som klistrer seg til glasset. Agglomerasjon og klistring til glasset i målecellen fører til at instrumentet leser bakgrunnen, og uten å inkludere partiklene som har klistret seg til glasset (Panalytical, 2021a).

### 3.2.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondateringer ble gjennomført med en akselerator massespektrometer (engelsk: «Accelerator mass spectrometry» - AMS) fra Beta Analytic. AMS bruker et magnetisk felt for å skille mellom karbon isotop basert på deres atomiske vekt (F.eks Lowe & Walker, 2014).

Det finnes tre ulike karbon isotoper i naturen. Karbon-12 ( $^{12}\text{C}$ ) og karbon-13 ( $^{13}\text{C}$ ) som er stabile isotoper, og karbon-14 ( $^{14}\text{C}$ ) som er radioaktivt. Karbonisotopene finnes i atmosfæren, og tas opp av levende organismer for å bygge vev. Dette fører til at  $^{14}\text{C}$  innholdet i levende organismer er i likevekt med atmosfæren så lenge organismen lever. Når organismen dør, stopper opptaket av  $^{14}\text{C}$  opp. Heretter vil  $^{14}\text{C}$  brytes ned uten at nytt  $^{14}\text{C}$  tilføres.  $^{14}\text{C}$  brytes ned i en kjent rate, noe som fører til at forholdet mellom de ulike karbon isotopene kan brukes til å fortelle når organismen døde.

Sedimenter ble hentet fra ulike posisjoner i sedimentkjernene (*Tabell 3.2*), og silt for å skille foraminiferer fra finkornede sedimenter. De silte sedimentene har deretter blitt plassert under mikroskop og planktoniske foraminiferer ble plukket ut for å dateres. Planktoniske foraminiferer dateres for å unngå variasjoner i reservoarlander mellom overflatevann og andre vannmasser fra dyphavet (Reimer et al., 2020).

*Tabell 3.2:* Oversikt over sedimenter som ble hentet ut fra sedimentkjernene for radiokarbon datering.

Sedimentkjerne	Dyp i kjerne (cm)	Vekt (g)
GC25	116	0.0072
GC25	131	5.7031
GC05	25	5.7000
GC05	44	0.0096
GC05	145	5.7522
GC05	149	5.7215

### Radiokarbondatering - Feilkilder

Utveksling av karbon mellom atmosfæren og dyphavet avhenger blant annet av havstrømmer og isdekker på havoverflaten, noe som har variert i sen weichsel (Ballini et al., 2006; Brendryen et al., 2015; Kissel et al., 1999; Reimer et al., 2020). Tilførsel

av  $^{14}\text{C}$  til dyphavet vil dermed ikke være lik som i atmosfæren og overflatevann. Radiokarbondateringer fra dyphavet gir derfor en tilsynelatende høy alder, *reservoaralder* (F.eks Lowe & Walker, 2014; Reimer et al., 2020). Forholdet mellom de ulike karbonisotopene i atmosfæren har også endret seg med tiden av ulike grunner slik som magnetiske felt, endringer i solaktivitet og menneskelig påvirkning. Organisk materiale i sedimenter kan bli kontaminert av eldre, eller nyere karbon etter avsetning og innhenting i organiske sedimenter (F.eks Lowe & Walker, 2014).

### **3.2.5 Kalibrering av $^{14}\text{C}$ dateringer**

Grunnet de tidligere nevnte feilkildene må  $^{14}\text{C}$  år konverteres til kalender år ved hjelp av kalibreringskurver (F.eks Lowe & Walker, 2014; Reimer et al., 2020). I denne studien har  $^{14}\text{C}$  år blitt konvertert til kalenderår ved bruk av Oxcal kalibreringskurven, Normarine18, av Brendryen et al. (2020). Kalibrerte  $^{14}\text{C}$  aldre gis i denne litteraturen som kalender år før nåtid (Cal BP), der nåtid refererer til år 1950 AD (Reimer et al., 2020). Normarine18 brukes også i denne studien til å re-kalibrere radiokarbon dateringer fra tidligere studier, da forståelsen av endringer i reservoaralder har endret seg over tid og Normarine18 baserer seg på en annen reservoaralder enn de tidligere studiene. Normarine18 er basert på forholdet mellom nord-atlantisk klima og asiatiske monsuner for å korrelere paleoseanografiske forhold i Norskehavet med en U/TU-datert spaleothemsekvens fra Hulu Cave i Kina (Brendryen et al., 2020). Radiokarbondateringene brukes i denne studien til å danne et felles kronologisk rammeverk for GC25 og GC05 som brukes til å regne ut sedimentasjonsraten til avsetninger knyttet til BSIS isstrømmen på Bjørnøyviften og i dyphavet.

### **3.2.6 DNA ekstraksjon**

Sedimentprøver (*Seksjon: 3.1.1 & Vedlegg 1*) ble hentet ut fra fryserne, og tint opp. Omtrent ~0.5g av sedimenter fra hver prøve ble plassert på en steril overflate. En FastDNA™ SPINKit for Soil DNA produsert av MPBio ble brukt for å ekstrahere DNA fra sedimentene etter produsentens protokoll (MPBio, 2019). DNA prøvene ble deretter utvannet (10:1) vann:DNA-prøve for å redusere mengden organiske molekyler som ofte finnes i marine sedimenter. De organiske molekylene i marine sedimenter kan hemme polymerasekjedereaksjoner, og bør derfor fjernes fra DNA-

prøvene (Kachiprath et al., 2018). DNA-prøvene ble videre oppbevart i -20C fryserer inntil videre bruk.

### **3.2.7 Polymerasekjedereaksjoner og agarose gelelektroforese**

Polymerasekjedereaksjoner (PCR) brukes for å amplifisere 16S gen i sedimentprøvene. Amplifisering produserer mer representative data for å identifisere og skille de ulike mikrobielle samfunnene i sedimentene (*Seksjoner; 2.5 & 2.6*) (Konhauser & Bertola, 2006; Tronsmo, 2016). PCR består av tre trinn; *denaturering, annealing* og *polymerisering* (*Fig. 3.2*) som gjentas i et bestemt antall sykluser (*Tabell 3.3*), der hver syklus dobler relativ mengde DNA. 16S rRNA genet identifiseres og isoleres i denne studien fra DNA-templater i ekstrahert DNA ved å bruke primerne som definerer målfrekvensen i DNA-et (Bauer, 2020b; Konhauser & Bertola, 2006; Tronsmo, 2016).

5 µL av DNA-templater fra hver DNA-prøve ble tilsatt en masterblanding som inneholder: 8,8 µL destillert vann, 10 µL 2x Hot Star blanding (produsert av Qiagen), 1 µL av primer 519F og 1 µL av primer og 805R. En positiv-, og en negativ kontrollprøve ble tatt med i PCR prosessen for å validere kvaliteten på prøvene. Den positive prøven ble brukt for å sikre at masterblandingen er riktig blandet, mens den negative prøven ble brukt for å kontrollere om PCR-produktet er blitt kontaminert.

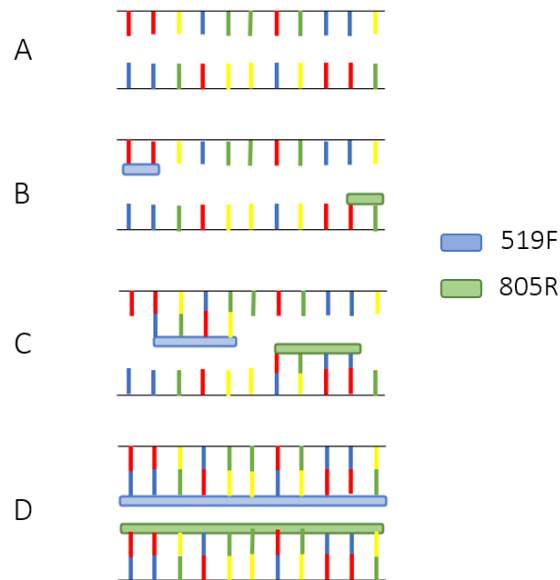


Fig. 3.2: A) Denaturering. Her varmes DNA opp for å bryte hydrogenbindinger mellom nukleotidbindinger. B) Annealing. Her senkes temperaturene for å la primerne binde seg til en bestemt målsekvens. C) Polymerisering. Temperaturen økes, og primerne tilfører enzymer til de oppløste DNA-trådene. D) Resultatet etter en PCR-syklus. Den relative mengden med DNA doubles.

Tabell 3.3: Detaljert oversikt over sykluser brukt i PCR programmet. Syklusene er blitt utført ved bruk av en Veriti 96 Well Thermal Cycler. Antallet sykluser, og tilhørende temperaturer er bestemt av Bauer (2020).

Temperatur (C)	Tid (m)	Antall sykluser
94	15:00	1
94	00:30	} 25
56	00:30	
72	00:30	
72	10:00	1
4	∞	1



DNA prøvene ble blandet med GelRed, en rødfarge som binder seg til DNA-et. GelRed brukes for å visualisere DNA-prøvene. Etter å ha blandet DNA-prøvene med GelRed, ble de tilsatt i en gele som ble laget ved å følge stegene i (Bauer, 2020a, 2020b). DNA prøvene er negativt ladet, og ble derfor tilsatt på en anode. På andre siden av geleblandingen finnes det en katode. Geleblandingen ble eksponert for 50V strøm i 40 minutter og DNA prøvene skal i teorien migrerer mot katoden. Større DNA-prøver migrerer mer langsomt enn mindre DNA-prøver, noe som fører til at DNA-prøvene sorteres etter størrelse. Agarose gelelektroforese brukes for å validere PCR resultatene. For denne studien ble sedimentprøver fra GC25 ekstrahert først. Resultatene fra gelelektroforese viste at PCR reaksjonene ble hemmet, og at DNA ekstraksjon og PCR må utføres på nytt. Nye DNA-ekstraksjoner, PCR og gelelektroforese, samt videre laboratoriearbeid ble utført av Renee Hagemann og er beskrevet i Hagemann (2022).

Etter gelelektroforese, skal DNA-prøver renses for primerne, og en ny PCR utføres for å merke de individuelle PCR-prøvene, for å senere kunne skille dem. Deretter renses DNA-prøvene på nytt for å fjerne primerne, og fordeles jevnt slik at det er lik mengde med DNA fra de ulike prøvene. Dette gjør at det lettere å få likt antall tellinger for ulike prøver ved sekvensering. DNA-prøvene sekvenseres og sammenlignes med Silva 138.1 databasen for å tildele mikrobene operasjonelle taksonomiske enheter (OTU) (Quast et al., 2013). OTU brukes for å identifisere de mikrobielle samfunnene i sedimentene, der OTU-er bestående av sekvenser som er  $\geq 97\%$  like ble samlet til en OTU (*Seksjon: 2.6*) og kan sammenlignes med artsbegrepet der hver individuell OTU tilhører en unik art. Alle prosesser i dette delkapittelet er gjennomført av Renee Hagemann, og detaljer gis i (Hagemann, 2022). De mikrobielle samfunnene visualiseres i et PCA plot (Abdi & Williams, 2010) for å sammenligne variasjonen mellom de mikrobielle samfunnene i sedimentkjernene.

### **3.2.8 Porevannkjemi, ICP-OES**

Thermo Scientific ICAP 7600 ble brukt for å undersøke konsentrasjonen av kationer ( $Mn^{2+}$  og  $Fe^{2+}$ ) i porevannet til sedimentene. Undersøkelsen gjøres for å identifisere de diagenetiske sonene; mangan-, og jernsonen (*Seksjon: 2.5*). Porevannsprøvene ble tilsatt  $HNO_3$  før konsentrasjonen av kationer ble målt. Ved undersøkelser via ICP-

OES konverteres porevannsprøvene til aerosoler. Aerosolene transporteres til plasmakjernen i maskinen, og fordampes. Fordampningen fører til at en del av aerosolen ioniseres, noe som utløser fotoner karakteristisk for ulike grunnstoff. Fotonene fanges opp i en detektor, og bølgelengdene brukes for å identifisere elementene i porevannet. Signalstyrke fra de ulike bølgelengdene brukes for å måle konsentrasjonen av de overnevnte kationene i porevannsprøven (Khan et al., 2021). ICP-OES ble utført av Hildegunn Almelid ved UiB.

### 3.2.9 Porevannkjemi, Ionkromatografi (IC)

IC ble brukt for å måle konsentrasjonen av anioner ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) i porevannsprøvene for å identifisere den diagenetiske sonen, sulfatsonen, i sedimentene (Seksjon: 2.5). IC ble utført med et oppsett av følgende komponenter: 732 IC detector, Metrosep A supp 4, 733 IC separation Center, 830 IC Interface og 709 IC pump. Alle komponenter ble produsert av Metrohm.

Porevannsprøvene transporteres til separasjonskolonnen (Fig. 3.3) som inneholder en blanding av ultrarent vann og konsentrert svovelsyre. Svovelsyreblandingen brukes for å lade opp separasjonskolonnen med protoner som brukes for å holde igjen anioner. Porevannsprøvene sendes gjennom separasjonskolonnen, og anioner bindes med ulike styrke til protonene i separasjonskolonnen. På denne måten vil ulike anioner separeres basert på hastigheten de beveger seg gjennom kolonnen mot detektoren etter en kalibreringskurve basert på Fluka singelelement anionstandard. ICP-OES ble utført av Hildegunn Almelid ved UiB.

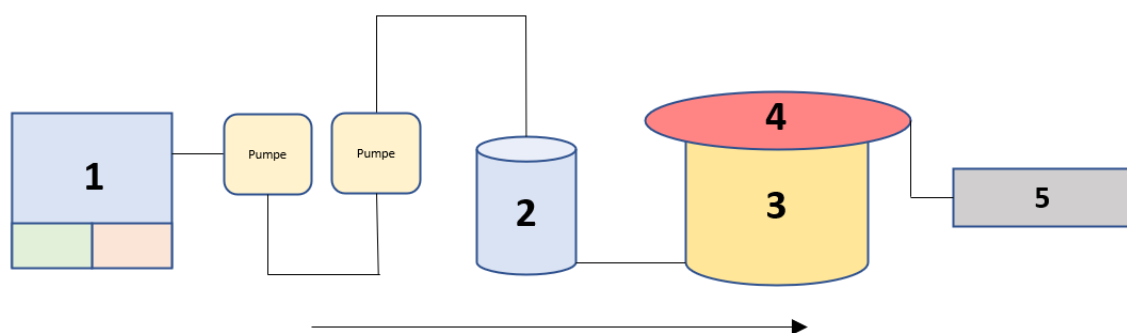


Fig. 3.3: Oppsettet for IC. En blanding av karbonat, bikarbonat og ultrarent vann (1) brukes for å transportere porevannsprøvene (2) til separasjonskolonnen (3). Ionene passerer kolonnen, fanges opp i undertrykkeren (4), og sendes videre til detektor (5).

### 3.2.9 Porevannkjemi, Quattro39 AutoAnalyzer

En Quattro39 AutoAnalyzer produsert av Seal Analytical ble brukt for å måle konsentrasjonen av næringsstoffer ( $\text{NO}^{2-}$ ,  $\text{NO}^{3-}$ ,  $\text{NH}^{4+}$ ) i porevannet. Konsentrasjonen måles for å identifisere oksygensonen ( $\text{NO}^{2-}$ ), nitratsonen ( $\text{NO}^{3-}$ ) og anoksiske sedimenter ( $\text{NH}^{4+}$ ) (Seksjon: 2.5).

Porevannsprøvene ble blandet med en reagent spesifikk for hvilket næringsstoff som måles. Næringsstoffet i porevannsprøven og reagenten inngår i en kjemisk reaksjon som produserer en blå-grønn farget løsning. Intensiteten på fargen til løsningen indikerer konsentrasjonen av næringsstoffet i porevannet. Et LED-lys ble til slutt brukt for å måle fargeintensiteten til den blå-grønne løsningen. Prøvene ble håndtert av Ingunn Hindenes Thorseth ved UiB.

## 4. Resultater

Resultatene i følgende kapittel presenterer litologi, radiokarbonaldre, geokjemi og geomikrobiologien i sedimentkjernene; GC25 og GC05. Resultatene brukes for å identifisere og datere glasiprosimale, glasimarine og hemipelagiske avsetninger for å rekonstruere paleoisodynamikken til BSIS isstrømmen. Deretter visualiseres, og sammenlignes de mikrobielle samfunnene fra ulike dyp i sedimentene. Porevannkonsentrasjoner plottes mot dyp for å identifisere geokjemiske endringer i porevannprofilen til sedimentene.

### 4.1 Litostratigrafi

Sedimentkjernene er blitt delt inn i litostratigrafiske enheter: Enhetene U1-U5 for GC25, og Enhetene V1-V6 for GC05. Denne inndelingen er basert på variasjoner i tekstur, farge, kornstørrelsesfordeling, kjemiske-, og fysiske forskjeller. Inndelingene er gjort med bakgrunn i inndeling av facies fra Brendryen et al. (2015) og Jennings et al. (2022). En oversikt over de ulike faciesene gis i *Tabell 4.1*, mens visuelle beskrivelser av sedimentkjernene er presentert i figurene; *4.1 & 4.9*.

Tabell 4.1: Oversikt over de ulike enhetene i sedimentkjernene, samt tilhørende facies. Dmm- massiv matriksbåret diamikton; Dmm(r)- Omarbeidet massiv matriksbåret diamikton; Dml- laminert matriksbåret diamikton; S-(c)- Massic strømsortert sand; Fm- massivt slam; Dms: stratifisert matriksbåret diamikton

Enhet	Facies	Farge	Tekstur	Struktur	Tolkning
<b>U5</b>	Dmm	Grålig brun (2,5Y 5/2)	Sandig silt	Massiv matriks Bioturbert Inneholder større sandklaster	Hemipelagisk glasimarint IRD
<b>U4 &amp; U2</b>	Dmm-(r)	Grå (2.5Y 5/1)	Sandig silt Med større klaster	Dårlig sortert Store klaster med deformerte sedimenter rundt	Glasigen debrisstrøm
<b>U3</b>	Dml/Dms	Mørkgrå (2,5Y 4/1)	Sandig silt	Laminert Inneholder få store klaster	Sedimenter avsatt fra Plumitter og Basal smelting
<b>U1</b>	S-(c)	Olivenbrun (2,5Y 4/3)	Godt sortert sand.	Massiv matriks struktureløs	Konturitt
<b>V6, V5, V3, V2</b>	Dms (Facies I)	Lys olivenbrun (2,5Y 5/3)	Sandig silt	Stratifisert Inneholder få store klaster	Hemipelagiske avsetninger fra isfjell i perioder med relativt lite flytende is
<b>V6, V4, V1</b>	Dms (Facies II)	Grå (2.5Y 5/1)	Sandig silt	Stratifisert Inneholder flere store klaster	Glasimarine avsetninger fra isfjell i perioder med relativt mye flytende is

#### 4.1.1 Litostratigrafi - GS19-108-GC25

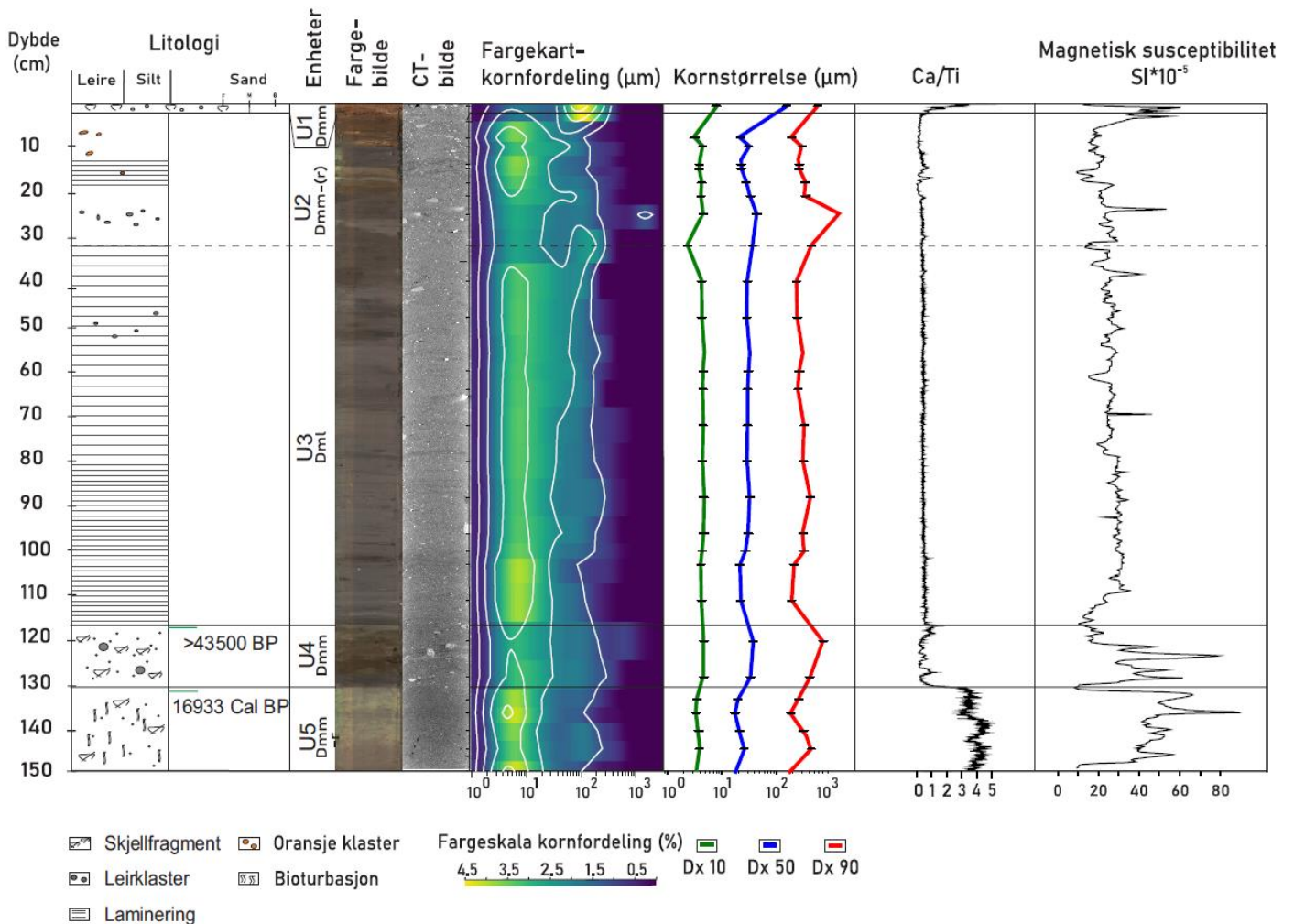


Fig. 4.1: Sedimentkjerne GC25 er delt inn i fem litologiske enheter basert på sedimentfaciesene oppsummert i Tabell 4.1. Sedimentfaciesene er blitt delt inn i de litologiske enhetene basert på fargebilder, CT-bilder, kornstørrelsesfordelinger i-, fargekart og prosentiler, Ca/Ti innhold og magnetisk susceptibilitet som vises i denne figuren. Små hakk i y-aksen ved fargekartet viser hvor kornstørrelsen er blitt målt i sedimentene. Kornstørrelsesprosentilene viser finere-, (Dx10), median- (Dx50), og grovere (Dx90) kornstørrelser i sedimentkjernen. Grønne linjer i viser hvor radiokarbondateringer er hentet ifra.

## Enhet U5

Enhet U5 (Dmm) representerer bunnen av GC25 (131-150 cm) (Fig. 4.1). Enheten er grålig brun (2,5Y 5/2) og består av homogen massiv sandig silt. Sedimentene i enheten skiller seg ut fra de overliggende sedimentene (enheter; U1-U4) på grunn av deres relativt lyse farge, spor av bioturbasjon, massive struktur, og lave innhold av større klaster (Fig. 4.2).

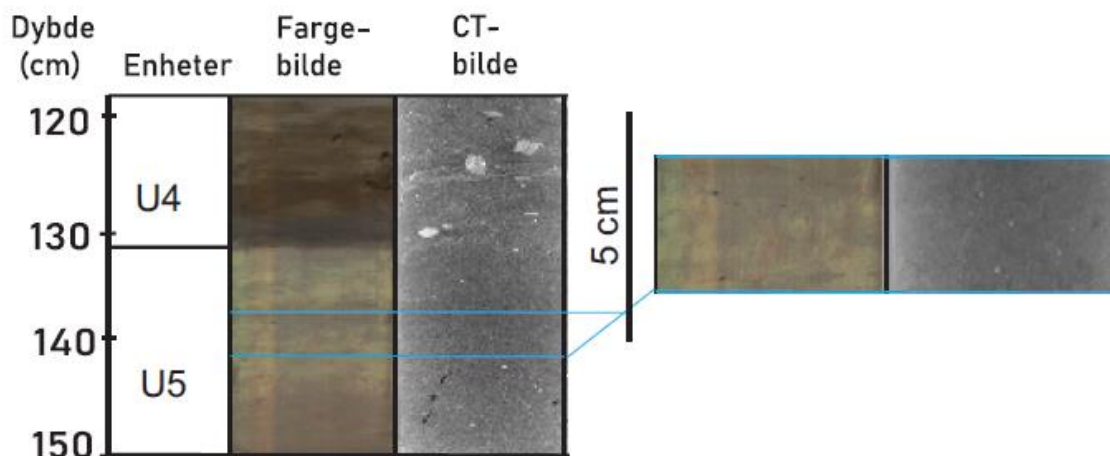


Fig. 4.2: Farge-, og CT-bilder viser bioturbasjon (mørke flekker i både farge-, og CT-bilder). Noen få, større klaster vises i CT-bildene. Klastenes hvitfarge indikerer at de har høy tetthet relativ til matriksen. Grensen mellom enhetene vises ved endring i farge, tekstur og struktur.

Sedimentene i enhet U5 har høy magnetisk susceptibilitet og høyt Ca/Ti-innhold (Fig 4.1). Dette indikerer avsetning i glasimarine avsetningsmiljø preget av intrusjoner av atlantisk havvann (Seksjon: 2.3) og relativt mye primærproduksjon (Seksjon: 2.4.2). Både Ca/Ti og Magnetisk susceptibilitet minker mot toppen av enheten, fra ~3.8-4.0 til ~3.1-3.5 og ~60 til  $10 \text{ SI} \times 10^{-5}$  respektivt. Endringene i Ca/Ti og magnetisk susceptibilitet indikerer endringer i avsetningsmiljøet.

Kornstørrelsene for denne enheten, vises i de ulike kornstørrelsesprosentilene i (Fig. 4.1). Dx10 varierer mellom 2-3,2  $\mu\text{m}$  (fin silt). Dx50 varierer mellom 7-19  $\mu\text{m}$  (medium-grov silt), og Dx90 varierer mellom 190-480  $\mu\text{m}$  (fin-medium sand). Kornstørrelsesdistribusjonen (Fig. 4.3) viser at sedimentene i enheten er diamiktiske og dårlig sortert. Fin-medium sand er trolig IRD som har smeltet ut av isfjell (Seksjon: 2.7.1)

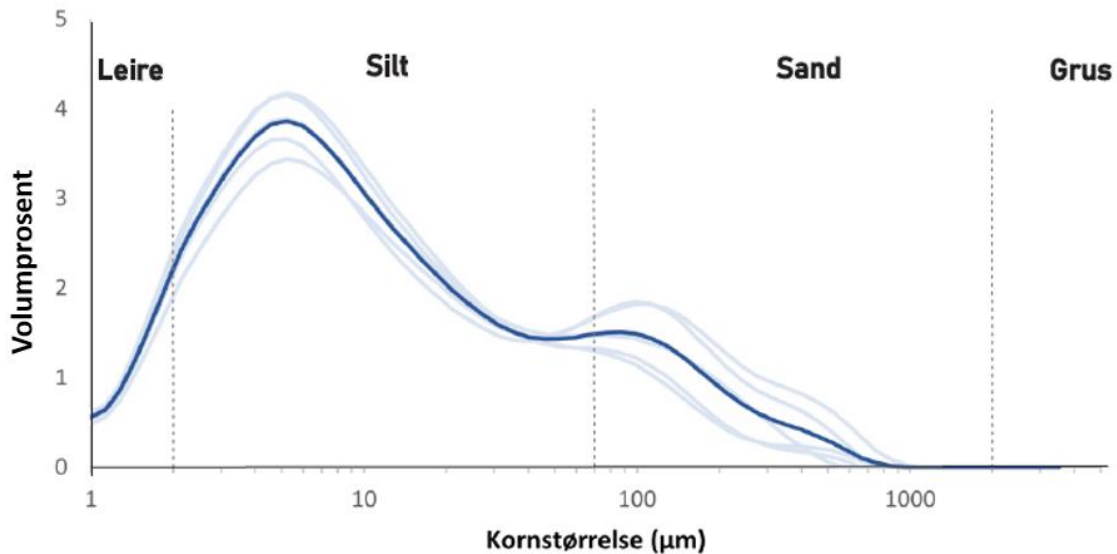


Fig. 4.3: Kornstørrelses distribusjoner i enhet U5. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer fem enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene.



## Enhet U4

Enhet U4 (Dmm-(r)) finnes ved 117-130 cm (Fig. 4.1). Sedimentene er grå (2.5Y 5/1) og består av massiv, sandig silt. Enheten inneholder større klaster med deformerte sedimenter rundt (Fig. 4.4) indikativ for at sedimentene kan ha blitt avsatt av en massestrøm der rotasjon av større klaster har påvirket de sedimentære strukturene.

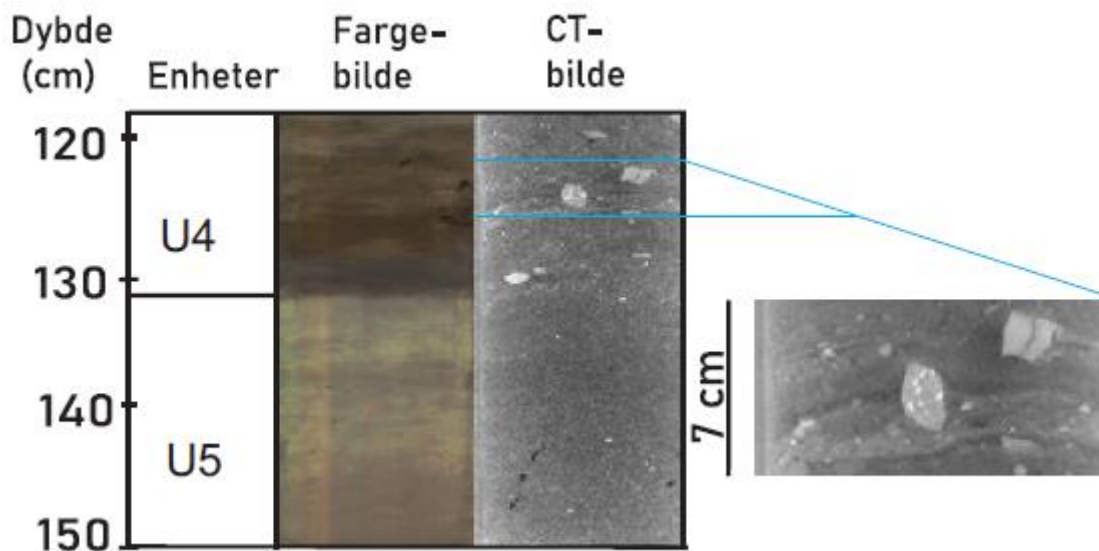


Fig. 4.4: CT-bilde viser finkornet materiale (mørke seksjoner i sedimentene) rundt større klaster med høy tetthet relativ til omsluttende matriks. Klastenes relativt høye tetthet vises i klastenes lyse farge.

U4 er videre karakterisert av høy magnetisk susceptibilitet og lav Ca/Ti. Sedimentene i enheten er grovere enn i den underliggende enheten, noe som vises av kornstørrelsesprosentilene i (Fig. 4.1). Det fineste materialet i enheten (Dx10) varierer mellom 4-5  $\mu\text{m}$  (fin silt). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) viser en variasjon mellom 22-41  $\mu\text{m}$  (grov silt), og det groveste materialet (Dx90) varierer mellom 300-750  $\mu\text{m}$  (medium sand). Enhet U4 er dårlig sortert, noe som illustreres i kornstørrelsesdistribusjonen (Fig. 4.5).

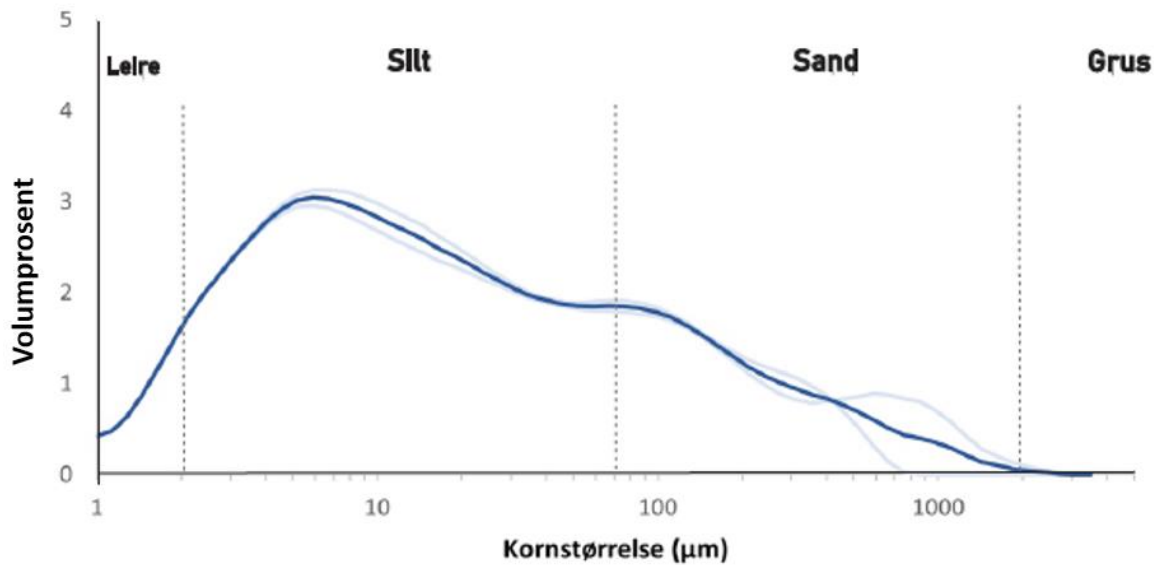


Fig. 4.5: Kornstørrelsesdistribusjon i enhet U4. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer to enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene.

### Enhet U3

Enhet U3 (Dml/Dms) finnes ved 32-117 cm (Fig. 4.1). Sedimentene er mørk grå (2,5Y 4/1) og består av sandig silt. Enhet U3 er den lengste enheten i sedimentkjernen, som inneholder gradvise endringer mot toppen (Fig. 4.6). Den nederste delen av enheten (80-117 cm) er laminert og klassifiseres som Dml (Fig. 4.6A), mens den øverste delen av enheten (32-80 cm) er stratifisert og klassifiseres som Dms (Fig. 4.6B).

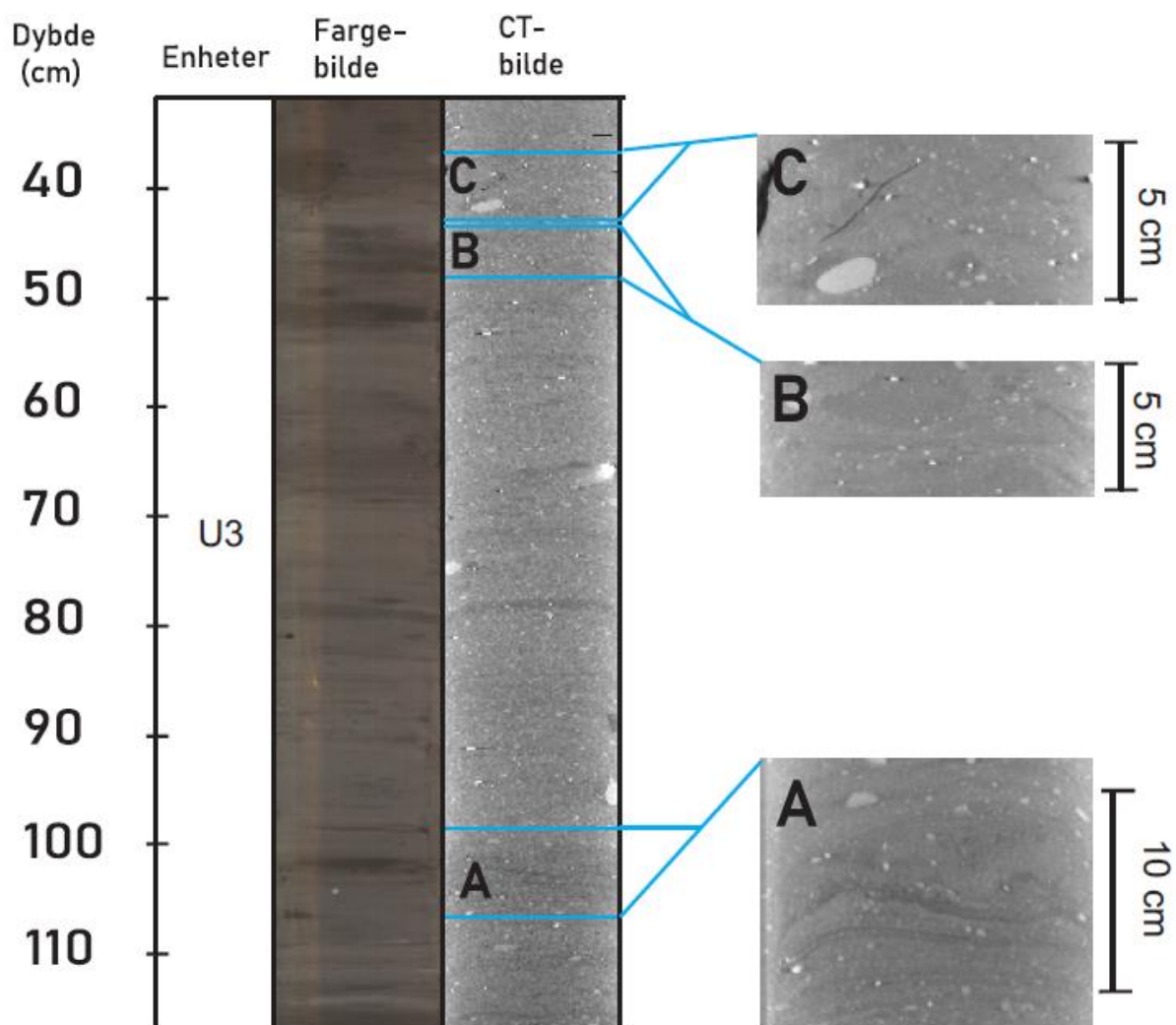
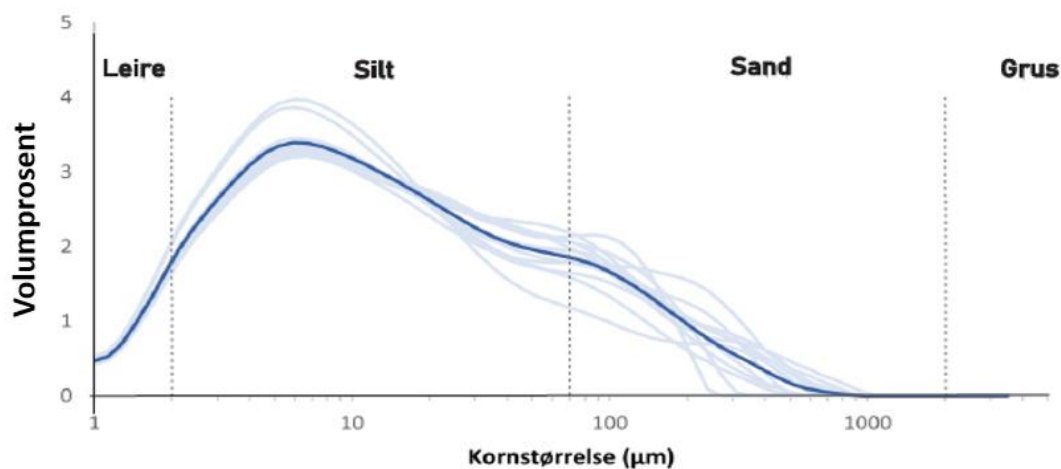


Fig. 4.6: Farge-, og CT-bilder som viser ulike teksturer og strukturer i enhet U2. A) Laminerte sedimenter som inneholder få, større klaster. B) Stratifiserte sedimenter. C) Sedimentene inneholder større klaster.

Enheter har høyere tetthet enn underliggende enhet U4. Tetthetsforskjellen mellom de to ulike enhetene illustreres i Fig. 4.1 der CT-bildet viser at sedimentene i enhet U3 er lysere enn sedimentene i enhet U4. Enheter har generelt lav Ca/Ti ( $\sim 1$ ) og lav magnetisk susceptibilitet ( $\sim 30 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ ).

Lamineringene og stratifiseringene indikerer at sedimentene i enhet U3 er avsatt glasiprosimant (Brendryen et al., 2015; Jennings et al., 2022). Sedimentenes lave magnetiske susceptibilitet og Ca/Ti indikerer for at det har vært få intrusjoner av atlantisk havvann og lite primærproduktivitet i avsetningsmiljøet når sedimentene ble avsatt (Seksjoner; 2.3 & 2.4.2). Sedimentenes lave magnetiske susceptibilitet og Ca/Ti indikerer derfor at sedimentene ble avsatt glasiprosimant, trolig av smeltevannsplumer

Dx10-kornstørrelsen varierer mellom 4-5  $\mu\text{m}$  (fin silt). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) varierer mellom 20-41  $\mu\text{m}$  (grov silt), og det groveste materialet (Dx90) varierer mellom 190-750  $\mu\text{m}$  (fin-medium sand). Enhet U3 er dårlig sortert, som illustreres i *Figurene*; 4.6C & 4.7.



*Fig. 4.7:* Kornstørrelses distribusjoner i enhet U3. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer tolv enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene.

### Enhet U2:

Enhet U2 (Dmm) finnes ved 3-32 cm (*Fig. 4.1*). Sedimentene er mørk grå (2,5Y 4/1) og består av homogen massiv sandig silt. Enheten inneholder større klaster med deformerte sedimenter rundt (*Fig. 4.8A*). Dette indikerer at sedimentene har blitt avsatt av en massestrøm der rotasjon av større klaster har påvirket de sedimentære strukturene. Glasigene debrisstrømmer kan dannes som følge av rask avsetning av grovkornet materiale nært grunningssonen til en isstrøm (Jennings et al., 2022). Overliggende, finnes et finkornet, laminert lag med siltig sand fra 14-19 cm (*Fig. 4.8B*). Den øverste delen av enheten representerer en finkornet matriks som inneholder store mengder med større klaster (*Fig. 4.8C*).

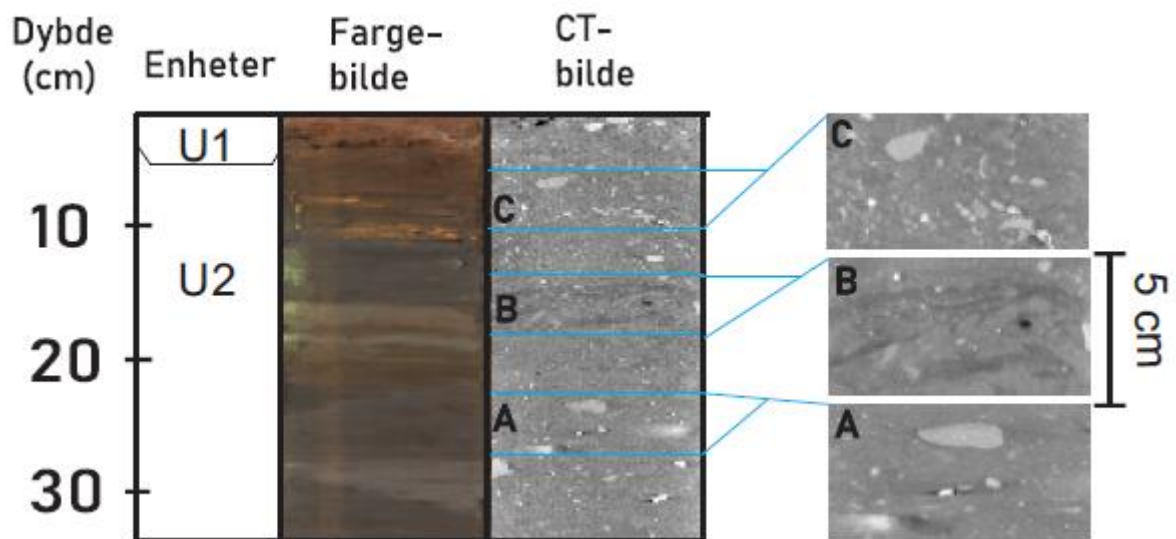


Fig. 4.8: A) Større klaster med deformerte sedimenter rundt. B) Finkornede, laminerte sedimenter med lav tetthet, og noe som vises i sedimentenes mørke farge. C) Større klaster i sedimentene.

Sedimentene ved 14-32 cm (*Figurene; 4.8A & 4.8B*) tolkes til å representere sedimenter som er blitt avsatt av en glasigen massestrøm. De grovkornede sedimentene har i *Fig. 4.8A* blitt avsatt først. De finkornede sedimentene i *Fig. 4.8B* har lavere tetthet, og avsettes derfor senere enn det grovkornede materialet (Iverson, 1997). De grovkornede klastene øverst i sedimentene (*Fig 4.8C*) tolkes til å ha blitt avsatt av en ny glasigen massestrøm. Sedimentene i enhetene; U2 & U3 har omtrent lik magnetisk susceptibilitet og Ca/Ti-verdier.

### Enhet U1:

Enhet U1 (S-(c)) representerer de øverste 3 cm i GC25. Sedimentene er olivenbrune (2,5Y 4/3) og består av massiv, godt sortert sand (*Fig.4.1*). Bunnstrømmer knyttet til NwAC har vært sterk i varmere intervaller og erodert de finkornede sedimentene (*Seksjon 2.3*). Enhet U1 tolkes til å bestå av kontouritter avsatt i varmere intervall der isstrømmen har trukket seg tilbake, og det har vært sterke intrusjoner av NwAC. Den magnetiske susceptibiliteten til sedimentene er for det meste høy, men reduseres kraftig mot toppen av sedimentene, mens Ca/Ti-verdiene er høy.

### 4.2.3 Litostratigrafi - GS19-108-GC05

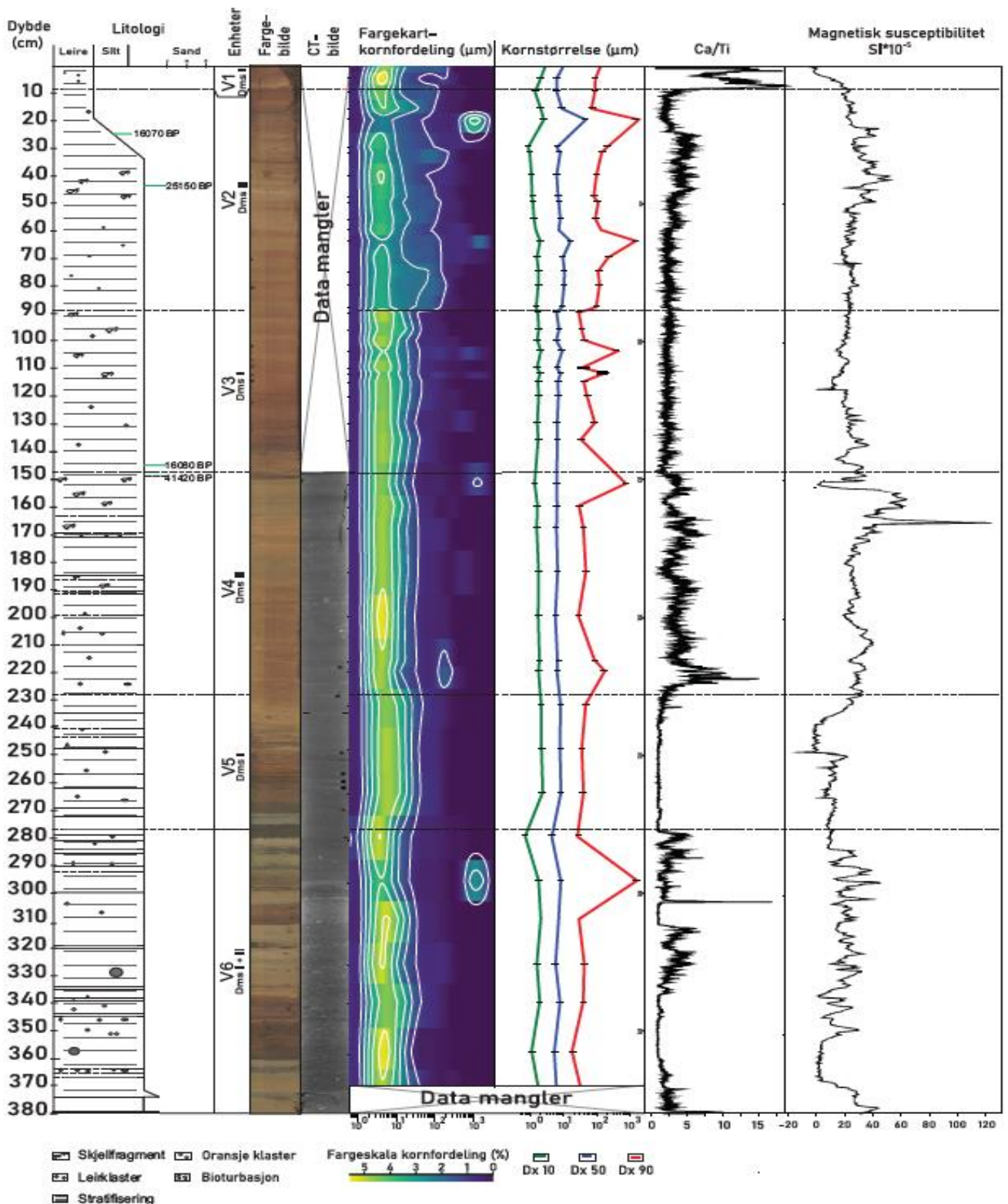


Fig. 4.9: Sedimentkjerne GC05 er delt inn i seks litologiske enheter basert på sedimentfaciesene oppsummert i Tabell 4.1 Sedimentfaciesene er blitt delt inn i de litologiske enhetene basert på fargebilder, CT-bilder, kornstørrelsesfordelinger i-, fargeskala og prosentiler, Ca/Ti innhold og magnetisk susceptibilitet som vises i denne figuren. Små hakk i y-aksen ved fargeskaltet viser hvor kornstørrelsen er blitt målt i sedimentene. Kornstørrelsesprosentilene viser finere-, (Dx10), median-, (Dx50), og grovere (Dx90) kornstørrelser i sedimentkjernen. Grønne linjer viser hvor radiokarbondateringer er hentet ifra.

## Enhet V6

Enhet V6 (Dms) representerer bunnen av GC05 (277-380 cm) (Fig. 4.9). Enheten kjennetegnes av vekslinger mellom to ulike sedimentfacies, Facies I og II som varierer i; farge, tetthet, kornstørrelse, geokjemi og geofysikk.

Facies I består av lys olivenbrune (2,5Y 5/3) laminerte sedimenter med relativt lav tetthet og noen få store klaster (Figurene; 4.9A & 4.9B). Facies II kjennetegnes av mørk grå (2.5Y 5/1) sedimenter med relativt høy tetthet og flere større klaster. I Facies II forekommer det to 0.5-2 cm tykke laminerte lag bestående av sortert sand med en oppfiningssekvens (Fig. 4.14C). De laminerte lagene tolkes til å være turbiditter og representerer boumasekvens  $T_A$  og  $T_B$  (Seksjon: 2.7.2). Det er uklart om turbidittene er blitt avsatt av vannmasser med høy tetthet, eller av andre prosesser.

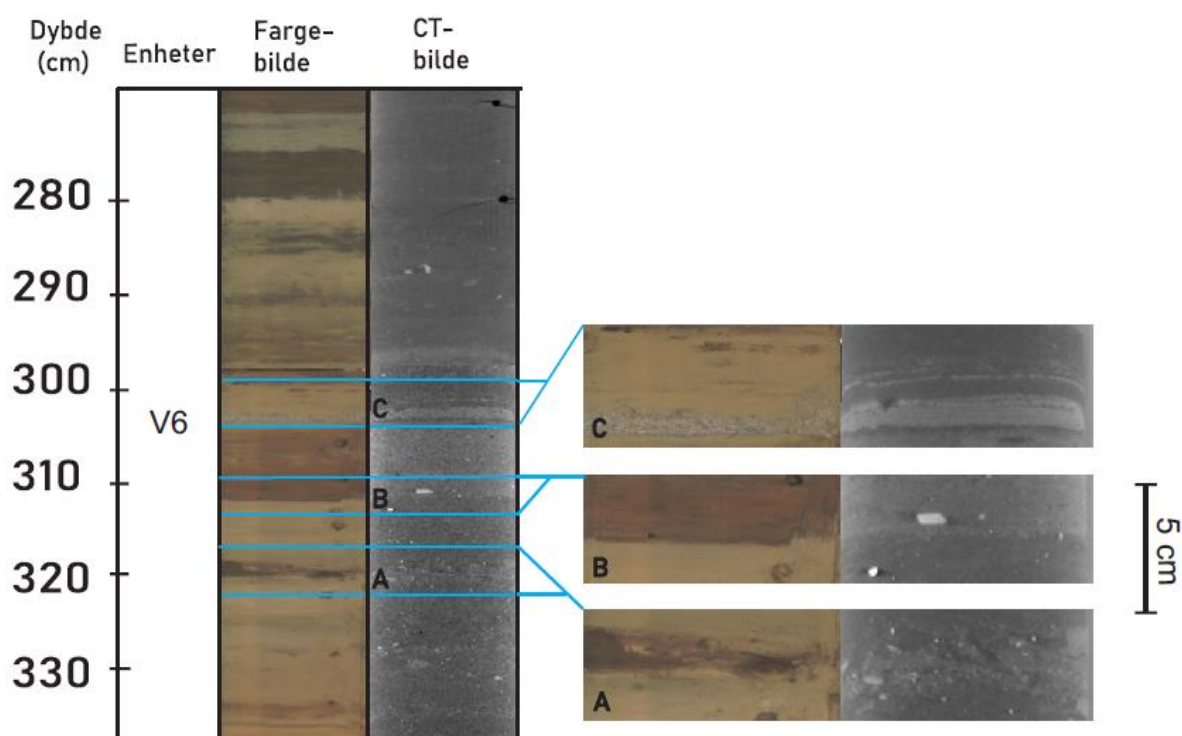


Fig. 4.9. A & B) Fargebildene viser overgang fra lys olivenbrune til mørk gråbrune sedimenter. CT-bildene viser at sedimenter fra facies I har relativt lav tetthet, og inneholder færre klaster relativ til sedimenter fra facies II. C) Fargebildet viser en turbiditt. CT-bildet viser at de grovkornede sedimentene i turbidittene har høy tetthet, mens de finkornede sedimentene har lav tetthet.

Sedimentene i Facies I har relativt høy magnetisk susceptibilitet og Ca/Ti innhold sammenlignet med sedimentene i Facies II (Fig. 4.10). Facies I tolkes derfor til å ha

blitt avsatt i varmere intervaller der avsetningsmiljøet har hatt intrusjoner av NwAC og mye primærproduksjon. Facies II tolkes derimot til å ha blitt avsatt ved kaldere intervaller der det har vært mindre innstrømming av NwAC, og økte mengder med sjøis som har begrenset primærproduksjon.

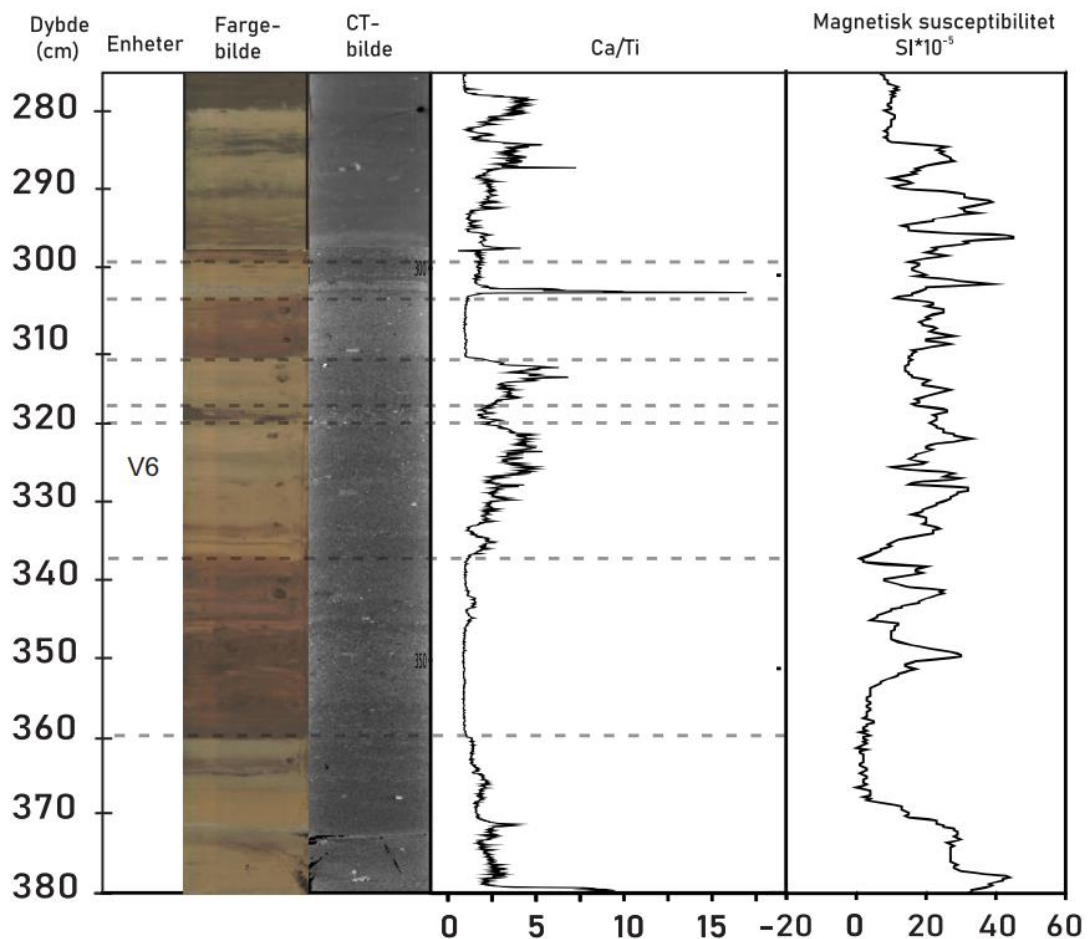


Fig. 4.10: Figuren illustrerer forskjellen mellom olivenbrune (2,5Y 5/3) og gråbrune (2,5Y 5/1) sedimenter i sammenheng med Ca/Ti.



## Enhet V5

Enhet V5 (Dms) finnes ved 228-276 cm (Fig. 4.9). Enheten kjennetegnes av en fargeendring fra mørkgrå (2.5Y 4/1) ved bunnen (248-276 cm), til olivenbrun (2.5Y 4/3) ved toppen av enheten (228-248 cm) (Fig. 4.9). Fargeendringen markerer en overgang i magnetisk susceptibilitet fra 20 til 0  $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ , og Ca/Ti-verdier fra 5 til 0. Sedimentene består av massiv leirete silt, og inneholder få variasjoner i farge, tetthet og kornstørrelse relativ til sedimentene i enhet V6. Dette indikerer lite innstrømming fra NwAC og primær produktivitet, og derfor avsetning i en kaldere periode.

Det fineste materialet i enheten (Dx10) varierer mellom 2-2.8  $\mu\text{m}$  (fin silt). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) viser en variasjon mellom ~7  $\mu\text{m}$  (medium silt), og det groveste materialet (Dx90) varierer mellom 21-39  $\mu\text{m}$  (grov silt). Kornstørrelses distribusjonen vises i (Fig. 4.11)

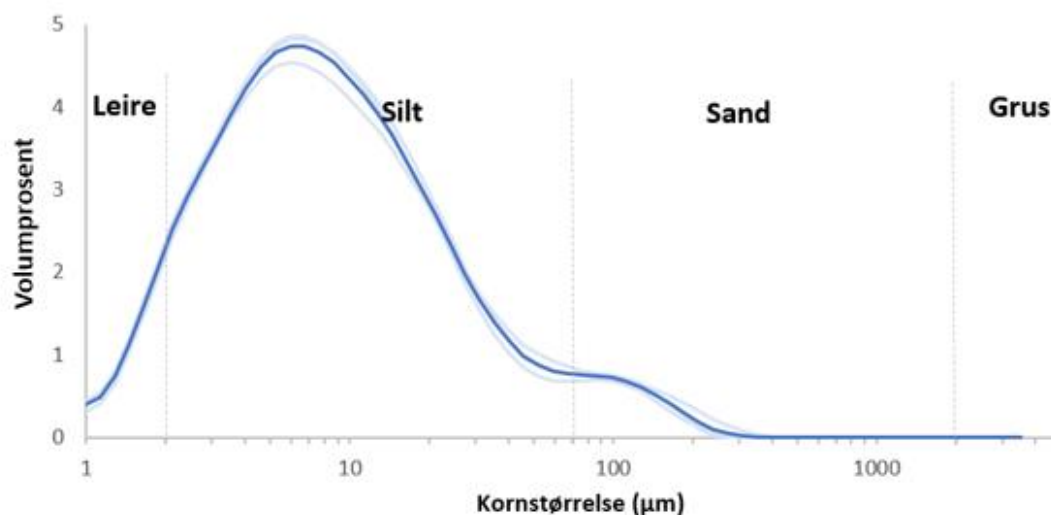


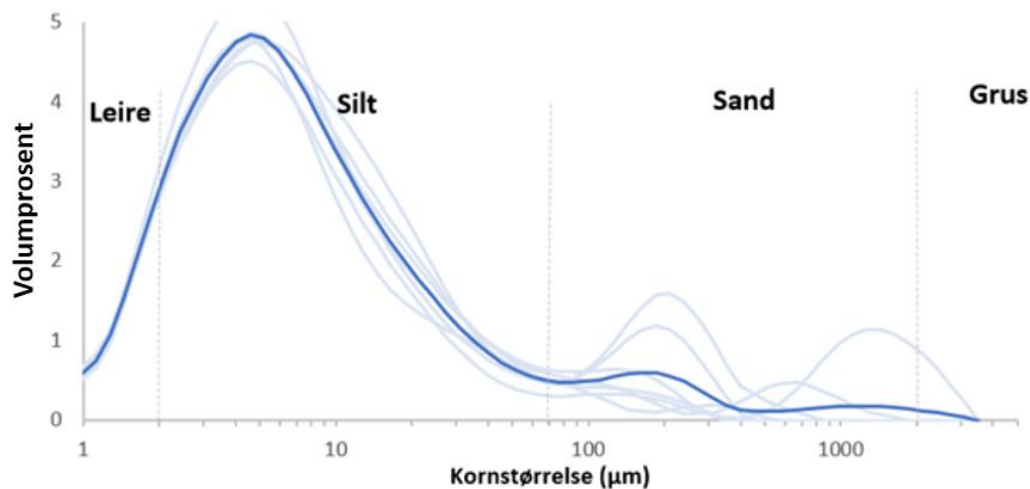
Fig. 4.11: Kornstørrelses distribusjoner i enhet V5. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer to enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene

## Enhet V4

Enhet V4 (Dms) finnes ved 150-228 cm (*Fig. 4.9*) og består av olivenbrun (2,5Y 4/1) leirete sandig silt. Sedimentene inneholder få variasjoner i farge, tetthet og kornstørrelse, med unntak av noen få større klaster som tolkes til å være IRD.

Sedimentene i Enhet V4 har høy magnetisk susceptibilitet og Ca/Ti sammenlignet med underliggende enhet V5 (*Fig. 4.9*), indikerer at sedimentene har vært avsatt i et varmere intervall med mer primærproduksjon og innstrømming av NwAC.

Sedimentene i enheten er dårlig sortert, noe som illustreres av kornstørrelsesprosentilene (*Fig. 4.9*), og kornstørrelsesdistribusjonen (*Fig. 4.12*). Det fineste materialet i enheten (Dx10) varierer mellom 0.08-1.8  $\mu\text{m}$  (leire). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) varierer mellom 5-7  $\mu\text{m}$  (fin-, medium silt), og det groveste materialet (Dx90) varierer mellom 28-3080  $\mu\text{m}$  (grov silt-grov sand).

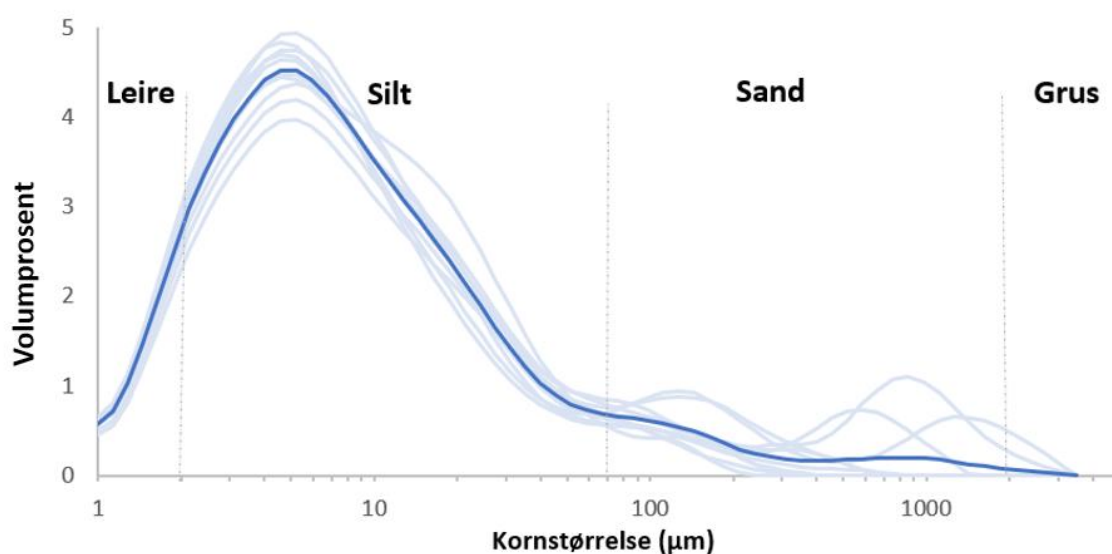


*Figur 4.12:* Kornstørrelses distribusjoner i enhet V4. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer seks enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene

### Enhet V3

Enhet V3 (Dms) finnes mellom 89-148 cm (*Fig. 4.9*). Sedimentene er hovedsakelig mørkgrå (2.5Y 4/1) og består av stratifisert, leirholdig, sandig silt. Det groveste materialet i enheten finnes mot toppen, noe som vises i kornstørrelsesprosentilene i *Fig. 4.9*. Det grove materialet tolkes å være IRD. Enheten kjennetegnes av lavere magnetisk susceptibilitet og Ca/Ti relativ til underliggende enhet V4, noe som indikerer at sedimentene er avsatt i kaldere intervaller.

Enkeltmålinger av kornstørrelses distribusjonen viser at det groveste materialet (Dx90) varierer veldig (*Fig. 4.9*). Dx90-kornstørrelse varierer mellom 28-3080  $\mu\text{m}$  (grov silt-grov sand). Dx10-kornstørrelsen varierer mellom 0.2-2  $\mu\text{m}$  (leire). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) varierer mellom 4.2-9  $\mu\text{m}$  (fin-, medium silt). Enhet U3 er dårlig sortert, som illustreres i kornstørrelsesdistribusjonen (*Fig. 4.13*).

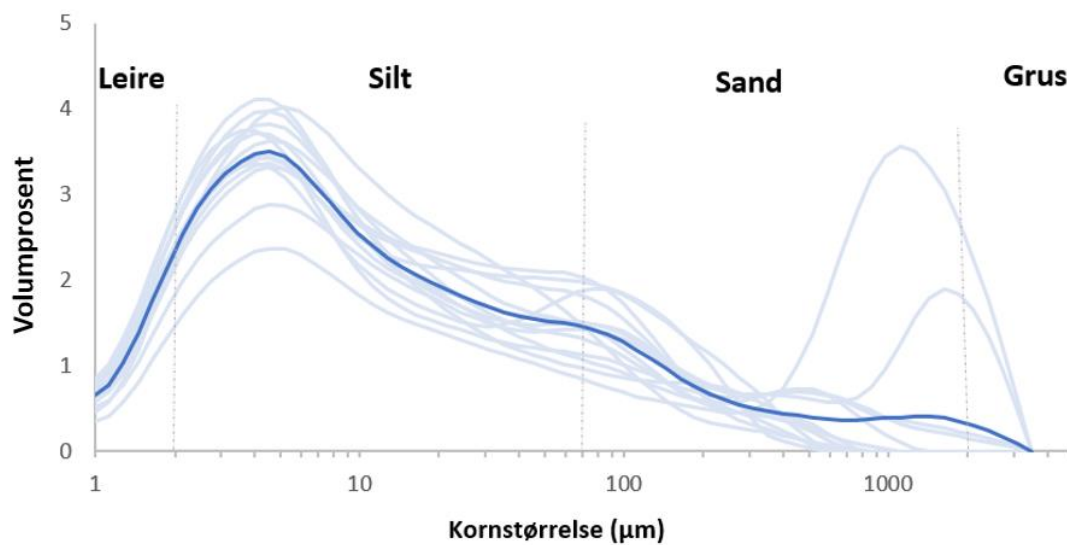


*Fig. 4.13:* Kornstørrelses distribusjoner i enhet V3. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer åtte enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene.

## Enhet V2

Enhet V2 (Dms) finnes ved 11-89 cm (*Fig. 4.9*). Sedimentene er mørkgrå (2.5Y 4/1) og består av massiv, leirete sandig silt. Enheten inneholder de mest usorterte og grove sedimentene i hele sedimentkjernen, noe som kommer tydelig frem i *Fig. 4.9*. Sedimentene tolkes til å ha blitt avsatt av i et tidsintervall der mange isfjell har avsatt IRD ved Mohn-Knipovich ryggen. Sedimentene i enhet V2 har høy magnetisk susceptibilitet og Ca/Ti sammenlignet med enhet V3 og tolkes derfor til å ha blitt avsatt i et varmere intervall enn enhet V3.

I enhet V2 varierer Dx10-kornstørrelsene mellom 0.1-2.8  $\mu\text{m}$  (leire-fin silt). Kornstørrelsesmedianen (Dx50) varierer mellom 4.9-50  $\mu\text{m}$  (fin-, grov silt). Dx90 varierer mellom 60-3080  $\mu\text{m}$ . Enheten er dårlig sortert, som illustreres av kornstørrelsesdistribusjonen (*Fig. 4.14*).



*Fig. 4.14:* Kornstørrelses distribusjoner i enhet V2. Figuren er basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000. Lyseblå kurver illustrerer tolv enkeltmålinger, mens mørk kurve illustrerer gjennomsnittsverdien til enkeltmålingene

## Enhet V1

Enhet V1 (Dms) representerer de øverste 11 cm i GC05 (*Fig. 4.9*). Sedimentene er olivenbrune (2,5Y 4/3) og har de høyeste Ca/Ti-verdiene samtidig som den laveste magnetiske susceptibiliteten. Den magnetiske susceptibiliteten er trolig lav som følge av store mengder diamagnetisk CaCO<sub>3</sub> fra primærproduksjon som har «utvannet» den magnetiske susceptibiliteten til paramagnetiske mineraler som transporteres med NwAC (Brendryen et al., 2010).

### 4.3 Kronologi

Det ble tatt ut to dateringsprøver fra sedimentkjerne GC25 og fire dateringsprøver fra GC05 (*Tabeller; 3.2 & 4.2*). Radiokarbondateringene fra sedimentkjerne GC25 kombineres med <sup>14</sup>C dateringer fra Laberg & Vorren (1995), Winsborrow et al. (2010), Rütther et al. (2011), Brendryen et al. (2015), Knies et al. (2018) og Steinsland (2019) (*Tabell 4.2*) for å rekonstruere paleoisodynamikken til BSIS isstrømmen ved eggakanten sør for Bjørnøya. <sup>14</sup>C dateringer fra GC05 korreleres med kronologien til GC25 for å gi sammenlignbare sedimentasjonsrater innenfor samme tidsintervall.

<sup>14</sup>C fra 116 cm i GC25 gav uendelig alder (> 43.5 ka (ukalibrert, *Tabell 4.1*), og brukes ikke videre i denne studien. <sup>14</sup>C fra 145 cm fra GC05 gav alderen 16.1 ka Cal BP. Dateringen neglisjeres i denne studien da dateringen tilsynelatende er for ung i sammenheng med de andre dateringene fra sedimentkjernen (*Fig 4.9 & Tabell 4.2*).

Tabell 4.2: Oversikt over de ulike radiokarbondateringene brukt i denne studien. Alle dateringer er blitt kalibrert med Normarine18 (Seksjon: 3.2.5).

Lab ID	Referanse	Materiale	<sup>14</sup> C år (BP)	Cal BP
AA-420	(Thomsen & Vorren, 1986)	<i>Y. intermedia</i>	14 170 +/- 400	15 252 +/- 448
Tua-820	(Laberg & Vorren, 1995)	<i>N. pachyderma</i>	17 900 +/-145	19 978 +/- 345
TRa-261	(Rüther et al., 2011)	Bentiske foraminiferer	14 320 +/- 80	15 193 +/- 224
BETA-338446	(Brendryen et al., 2015)	Planktoniske foraminiferer	15 560 +/- 60	17 024 +/- 240
Modellert alder	(Steinsland, 2019)		-	16 840 +/- 60
BETA-638595	GC25 – 116 cm	Planktoniske foraminiferer	> 43500	∞
BETA-638596	GC25 – 131 cm	Planktoniske foraminiferer	15470 +/- 50	16 933 +/- 256
BETA-638591	GC05 – 25 cm	Planktoniske foraminiferer	16070 +/- 50	17 469 +/- 139
BETA-638592	GC05 – 44 cm	Planktoniske foraminiferer	25150 +/- 100	28 517 +/- 157
BETA-638593	GC05 – 145 cm	Planktoniske foraminiferer	16080 +/- 50	17 479 +/- 139
BETA-638594	GC05 – 149 cm	Planktoniske foraminiferer	41420 +/- 590	43 593 +/- 465

#### 4.4 Agarose Gelelektroforese

Agarose gelelektroforese brukes for å kontrollere kvaliteten til DNA amplifisering ved å sammenligne PCR-prøvene med en blank, en negativ og en positiv kontrollprøve (Fig. 4.15). Gelelektroforese kontrollerer PCR-prøvenes innhold av inhibitorer, kontaminanter, og feil i masterblandingen (Hageman, 2022).

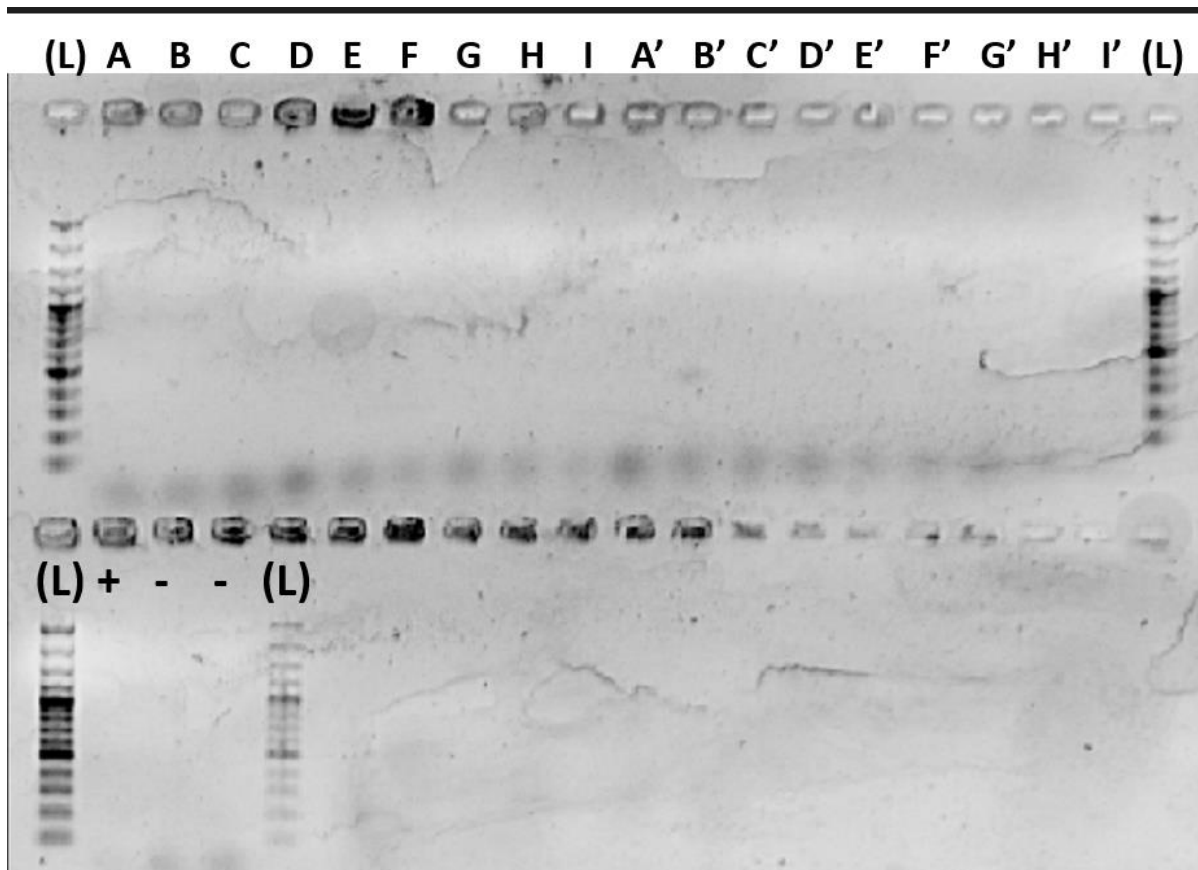


Fig. 4.15: Gelelektroforesen fra GC25. (L) = 100 bp+ referansestige, (X)' = utvannede prøver (Blandingsforhold: 10:1 (vann:prøve)), + = Positiv kontrollprøve, - = Negativ kontrollprøve.

Resultatene fra gelelektroforesen viser ingen tydelige, mørke streker fra DNA-prøvene langs referansestigen, noe som indikerer feil i PCR reaksjonen. En mulig feilkilde er at stegene for å lage masterblandingen ikke er blitt utført på riktig måte. Dette vises av den positive kontrollprøven (+) som ikke kommer til uttrykk (Fig 4.15). Det er også mulig at PCR reaksjonene har blitt hemmet av organiske molekyler i sedimentene (Kachiprath et al., 2018). De svake linjene mot bunnen av stigen tolkes til å være primere og andre PCR produkter.

## 4.5 Geomikrobiologi

De mikrobielle samfunnssammensetningene er blitt visualisert på klassenivå i Fig. 4.16. De største forskjellene mellom samfunnssammensetningene vises i 1. prinsipalkomponent (horisontal akse), mens de nest største forskjellene vises i 2. prinsipalkomponent akse 2 (vertikal akse). Det mikrobielle samfunnet deles, etter PCA plottet, inn i tre cluster; en for GC25 (Cluster 1) og to for GC05 (Cluster 2 & 3) (Fig. 4.16).

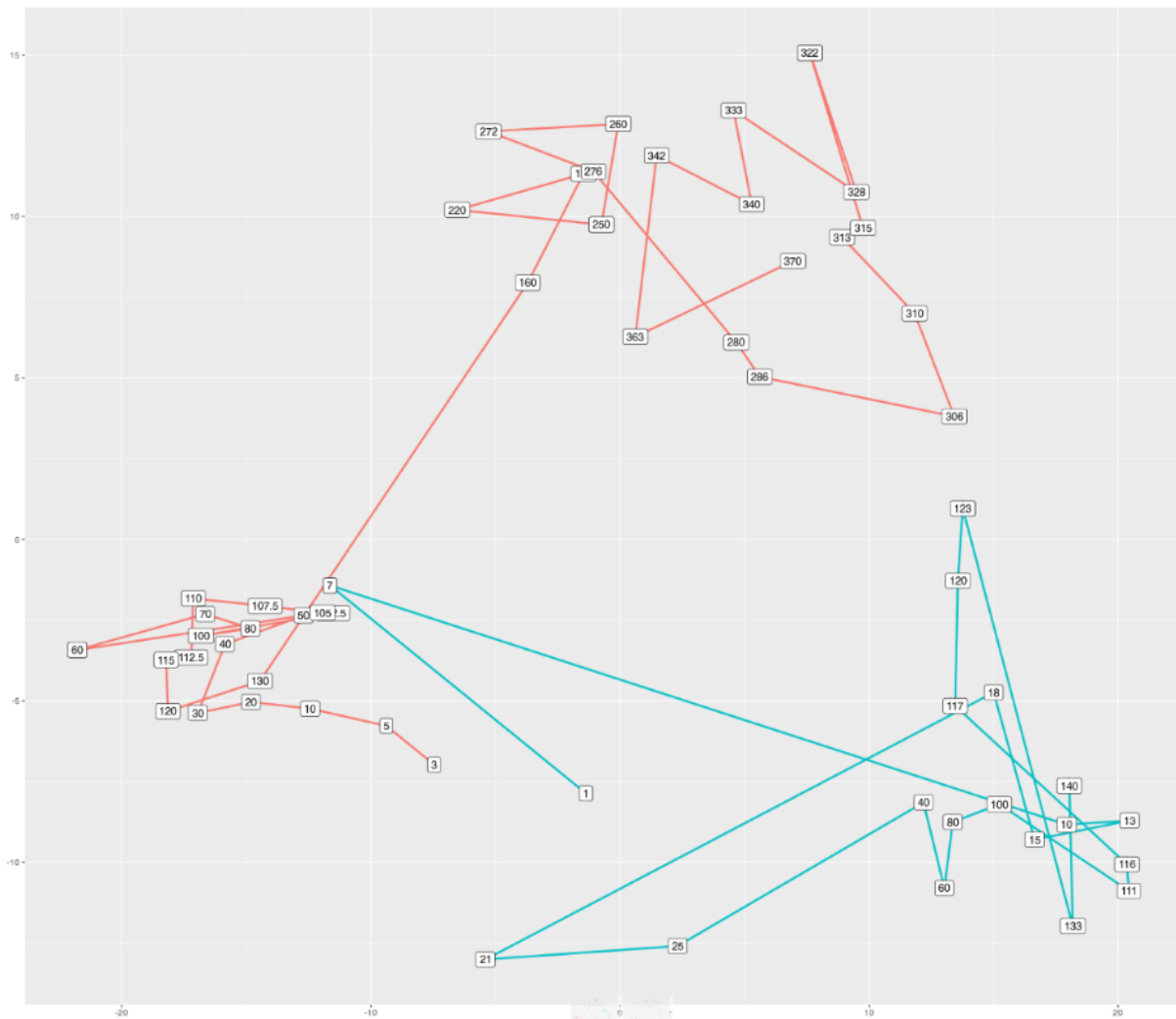


Fig. 4.16: Variasjoner i de mikrobielle samfunnene knyttet til sedimentdyp. Tallene indikerer hvilket dyp sediment-prøvene er hentet ifra. Blå linjer viser resultater fra GC25, mens røde linjer viser resultater fra GC05.



**Cluster 1:** Representerer det mikrobielle samfunnet i GC25, og finnes nederst til høyre i PCA plottet (*Fig. 4.24*). Clusteren befinner seg langt vekk fra de to andre clusterne (Cluster; 2 & 3) langs både 1.-, og 2. prinsipalkomponent (*Fig. 4.16*). Det er likevel kortere avstand mellom Cluster 1 og Cluster 3 sammenlignet med Cluster 1 og Cluster 2 langs 1. prinsipalkomponent. Dette indikerer at det mikrobielle samfunnet i Cluster 1 er mer likt det mikrobielle samfunnet i Cluster 3 sammenlignet med Cluster 2. Det finnes et unntak der i de øverste få cm fra Cluster 1 som overlapper med de øverste få cm i Cluster 2.

**Cluster 2:** Representerer det mikrobielle samfunnet i de øverste 130 cm av GC05, og finnes nederst til venstre i PCA plottet (*Fig. 4.16*). Det er kort avstand mellom Cluster 2 og Cluster 3 langs 1. prinsipalkomponent, sammenlignet med Cluster 2 og Cluster 1. Dette indikerer at det mikrobielle samfunnet i Cluster 2 er mer likt det mikrobielle samfunnet i Cluster 3 sammenlignet med Cluster 1.

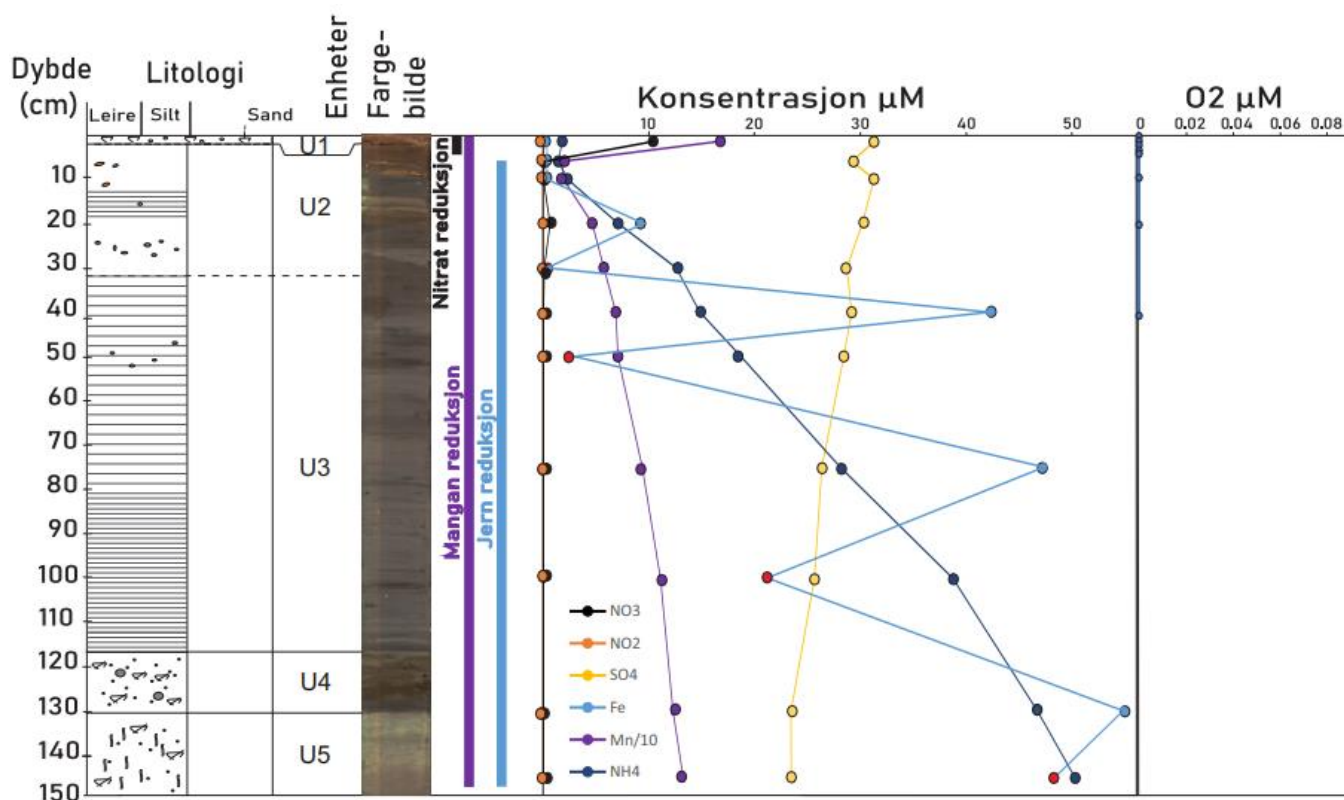
**Cluster 3:** Representerer det mikrobielle samfunnet fra 160-370 cm i GC05, og befinner seg øverst, mot midten av PCA plottet (*Fig. 4.16*). Det er stor avstand mellom Cluster 3 og Clusterne; 1 & 2 langs 2. prinsipalkomponent, men relativt kort avstand mellom Clusterne; 3 og 1 langs 1. prinsipalkomponent. Dette indikerer at det mikrobielle samfunnet i Cluster 3 er mer likt det mikrobielle samfunnet i Cluster 1 sammenlignet med Cluster 3 og Cluster 2.

Dataene brukt for å lage PCA plottet, viser at de ammoniumoksidende mikrobene, Nitrosococcales og Nitrososphaeria ikke finnes i GC25. De ammoniumoksidende mikrobene finnes likevel i relativt store mengder fra overflaten ned til omtrent 120 cm i sedimentene i GC05. De sulfatreduserende bakteriene, Desulfobacteriota finnes i alle sedimentdyp i GC25, men ikke i GC05.

## 4.4 Porevannkjemi

Redoksreaksjoner knyttet til nedbrytning av organisk karbon påvirker porevannkemien i sedimentene (Froelich et al., 1979; Jørgensen, 2006; Parkes et al., 2014). Konsentrasjonen av elektronakseptorer, produkter og elektrondonorer i porevannet brukes til å tildele sedimentene diagenetiske soner (Fig. 4.17). De diagenetiske sonene er karakteristisk for hvilke elektronakseptorer som reduseres for å bryte ned organisk karbon (Seksjon 2.5).

### 4.4.1 Porevannkjemi - GS19-108-GC25



- ☒ Skjellfragment    ☒ Oransje klaster
- ☒ Leirklaster      ☒ Bioturbasjon

Fig. 4.17: Litologi, enhetsgrenser, fargebilder, diagenetiske soner og porevannkjemi i GC25.

Oksygenkonsentrasjonen er under deteksjonsgrensen ( $3 \mu\text{M}$ ) gjennom hele kjernen (*Fig. 4.17*), og det er derfor ikke mulig å identifisere oksygenionen i GC25. Nitratkonsentrasjonen minker allerede mellom 0-6 cm i sedimentene, og er under deteksjonsgrensen nedover i kjernen (*Fig. 4.17*). Det finnes et unntak der nitratkonsentrasjonen øker til  $0.62 \mu\text{M}$  ved 30 cm, men dette er trolig under deteksjonsgrensen og brukes derfor ikke videre i studien. Konsentrasjonen av oppløst mangan minker raskt i de to første porevannmålingene, men øker fra 10 cm, og nedover i kjernen. Allerede høye konsentrasjoner av mangan i de øverste få cm i sedimentene indikerer at mangan reduseres gjennom hele sedimentkjernen. Konsentrasjonen av oppløst jern øker i porevannet fra 20 cm og nedover i kjernen. Det er store svingninger i jernkonsentrasjonen mellom de ulike målingene (*Fig. 4.17*). Variasjonene tolkes til å skyldes ventilasjon av sedimentene ved prøvetaking som fører til at jernet blir oksidert. Det antas at de høye målingene (lysblå sirkler i *Fig. 4.17*) viser ukontaminerte målinger, mens de lave verdiene (oransje sirkler i *Fig. 4.17*), viser kontaminerte målinger. Jernkonsentrasjonen antas derfor å øke nedover i kjernen. Sulfat konsentrasjonen minker sakte fra 10 cm, og nedover i kjernen. Ammonium konsentrasjonene øker i porevannet fra 6 cm og nedover i kjernen, mens nitritt konsentrasjonene er under deteksjonsgrensen i sedimentkjernen.

Basert på de overnevnte resultatene tolkes det at sedimentene inneholder følgende diagenetiske soner; nitratsone ved 0-6 cm, mangansone ved 0-150 cm og, jern-, og sulfid sone ved 10-150 cm. Den økende konsentrasjonen av ammonium fra 6 cm indikerer at mesteparten av sedimentene er helt fri for oksygen. Nitrittkonsentrasjonen er under deteksjonsgrensen i sedimentene.

### 4.4.2 Porevannkjemi - GS19-108-GC05

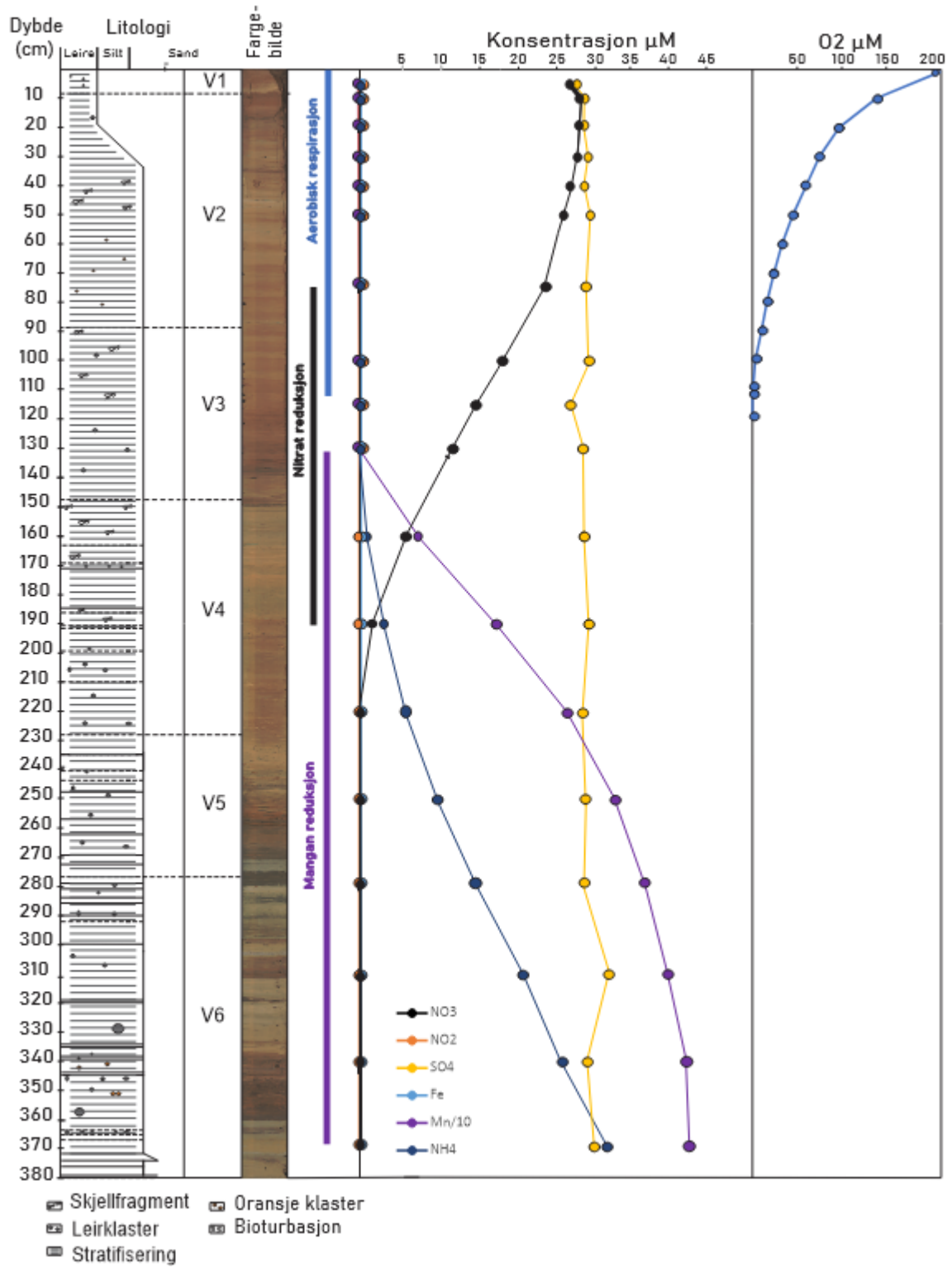


Fig. 4.18: Litologi, enhetsgrenser, fargebilder, diagenetiske soner og porevannkjemi i GC25.

Oksygenkonsentrasjonen måles til 200  $\mu\text{M}$  i toppen av sedimentene, og minker jevnt nedover i kjernen (*Fig. 4.18*). Oksygenkonsentrasjonen er under deteksjonsgrensen ved 112 cm og nedover i sedimentene. Nitrat konsentrasjonen begynner å minke ved 50 cm når oksygenivået i sedimentene er  $<45 \mu\text{M}$ , og fortsetter å minke fram til 230 cm. Konsentrasjonen av oppløst mangan øker i porevannet mellom 130-370 cm. Jern konsentrasjonen er under deteksjonsgrensen og sulfat holder seg stabilt med noen småendringer nedover i sedimentene (*Fig. 4.18*). Ammonium konsentrasjonene øker ved 160 cm og nedover i kjernen. Nitritt konsentrasjonene er under deteksjonsgrensen gjennom hele sedimentkjernen.

Basert på de overnevnte resultatene plasseres de øverste 112 cm i GC05 i oksygenzonen. Heretter følger nitratsonen ved 75-190 cm og manganzonen ved 135 cm og nedover i sedimentene. En kan argumentere for å plassere nitratsonen fra 50 cm, men sedimentene inneholder for høye oksygenkonsentrasjoner til at det kan antas at nitratreduksjon dominerer over aerob respirasjon. Manganzonen finnes mellom 132 cm til 370 cm. Ammoniumoksidasjon skjer kun der oksygen er tilgjengelig. Akkumulasjonen av ammonium i sedimentene indikerer derfor at sedimentene fra 160 cm og nedover ikke inneholder oksygen.

## 5. Diskusjon

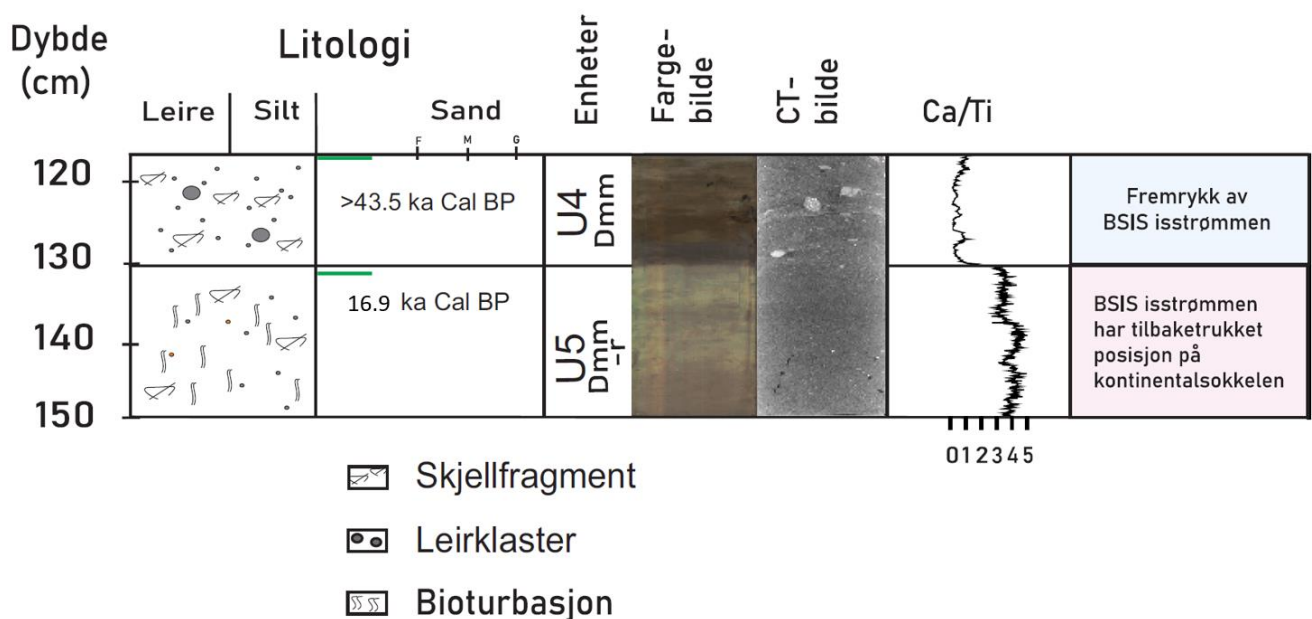
Litologiske enheter fra sedimentkjernene og  $^{14}\text{C}$  AMS dateringer brukes til å rekonstruere paleoisdynamikken til BSIS isstrømmen. Det er viktig å rekonstruere paleoisdynamikken da den videre brukes for å tidfeste sedimenter fra begge sedimentkjernene til et, og samme tidsintervall. Dette gir sammenlignbare sedimentasjonsrater på avsetningsmiljøene. Sedimentasjonsratene brukes videre for å gi et sammenlignbart estimat av sedimentenes innhold av organisk karbon. Sedimentenes innhold av organisk karbon brukes som et sentralt argument for å forklare forskjeller mellom de mikrobielle samfunnsstrukturene og tilhørende diagenetiske soner i GC25 og GC05.

### 5.1. Avsetningshistorie - GC25

BSIS isstrømmen har vokst fram til eggakanten sør for Bjørnøya gjentatte ganger i sen-Weichsel. Isstrømmen har avsatt glasiproksimale, og glasimarine avsetninger på Bjørnøyviften (Laberg & Vorren, 1995; Rütther et al., 2011; Vogt et al., 1993; Winsborrow et al., 2010). Sedimentenes magnetiske susceptibilitet, kalsiuminnhold, farge og kornstørrelse brukes for å skille mellom avsetninger knyttet til tilbaketrekninger og framrykk av BSIS isstrømmen.

Enhet U5 kjennetegnes av sedimenter med høy magnetisk susceptibilitet (*Fig. 4.1*). Den magnetiske susceptibiliteten indikerer at avsetningsmiljøet har hatt intrusjoner av atlantisk havvann som har avsatt ferromagnetiske mineraler i sedimentene (Ballini et al., 2006; Brendryen et al., 2015; Kissel et al., 1999). Sedimentenes høye Ca/Ti-verdier, lyse farge og spor av bioturbasjon (*Fig. 5.1*) indikerer at avsetningsmiljøet har hatt åpne havforhold som har gitt tilgang til sollys for primærproduksjon i vannsøylen i tillegg til næring og oksygen til bioturbierende organismer på havbunnen. Knies et al. (2018) har tidligere analysert biomarkører i en nærtliggende kjerne, GS14-190-01PC (*Fig. 2.1*), og funnet at BSIS sjøisdekket kollapset omtrentlig i en periode etter ~17.5 ka Cal BP. Kollapset av BSIS sjøisdekket etterlot Barentshavmarginen med åpne havforhold i en kort periode, før smeltevannsfluksen fra kollapset svekket NwAC og Barentshavmarginen frøs til et permanent sjøisdekke på nytt (Knies et al., 2018). Ved å kombinere litologien og radiokarbondateringen fra enhet U5 (*Tabell 4.2*) med studiene til Knies et al. (2018), tolkes sedimentene i enhet U5 som glasimarine

sedimenter som ble avsatt da BSIS isstrømmen hadde en tilbaketrukket posisjon på kontinentalmarginen mellom ~17.5 ka, fram til 16.9 ka. Enhet U5 tolkes derfor å representere en tilbaketrekning av BSIS isstrømmen mellom steg 1 og steg 2 fra paleoisodynamikken til BSIS isstrømmen (*Seksjon: 2.2*). De øverste få cm av enheten viser en gradvis minkende trend av Ca/Ti-innhold i sedimentene (*Fig. 5.1*). Den minkende trenden indikerer en endring i avsetningsmiljøet, trolig som følge av at isfronten har rykket utover mot eggakanten fra sin tilbaketrukne posisjon. De grovkornede sedimentene i enheten tolkes til å være IRD avsatt av isfjell.



*Fig. 5.1:* Enhet U5 kjennetegnes av sedimenter med relativt høy Ca/Ti-innhold. Sedimentene er lyse og bioturberte, noe som henholdsvis vises i fargebildet og i litologien. Enhet U4 består av sedimenter som inneholder deformasjonsstrukturer. Sedimentene kjennetegnes av lavere Ca/Ti-innhold.

Enhet U5 avløses av enhet U4 som består av sedimenter med høy magnetisk susceptibilitet (*Fig. 4.1*), deformasjonsstrukturer og lavt Ca/Ti-innhold (*Fig. 5.1*). Deformasjonsstrukturene indikerer at sedimentene er blitt avsatt via en eller flere massestrømmer. Grensen mellom enhetene; U5 og U4 er derfor tolket til å representere overgangen fra varmere-, til kaldere intervall der isstrømmen har rykket fram og transportert sedimenter til eggakanten. Isstrømmen har trolig transportert sedimenter til eggakanten ved å erodere og skyve u-konsoliderte sedimenter fra kontinentalsokkelen (Rüther et al., 2011), eller ved å transportere fastfryste englasiale sedimenter (Jennings et al., 2022). De ustabile sedimentene har så rast ned fra eggakanten som glasigene massestrømmer langs kontinentalskråningen og blitt avsatt på Bjørnøyviften (Laberg & Vorren, 1995; Rüther et al., 2011; Vogt et al., 1993; Winsborrow et al., 2010). Sedimentenes høye magnetiske susceptibilitet kan teoretisk brukes som et motargument ved at sedimentene er blitt avsatt i varmere intervall da denne studien assosierer høy magnetisk susceptibilitet med intrusjoner av atlantisk havvann til Norskehavet i varmere intervaller. Sedimentenes deformasjonsstrukturer og lave Ca-Ti verdier viser likevel at avsetningsmiljøet har vært preget av glasiproksimale avsetningsprosesser. Den høye magnetiske susceptibiliteten forklares ved at kildematerialet til sedimentene i enhet U4 var avsatt på kontinentalsokkelen mens innstrømmingen av NwAC var høy. BSIS isstrømmen har i ettertid erodert og transportert sedimentene fra kontinentalsokkelen fram til eggakanten.

Sedimentene i enhet U4 tolkes å ha blitt avsatt kort tid etter 16.9 ka Cal BP (*Fig. 4.1*; *Tabell 4.2*). Sedimentene er avsatt omtrentlig samtidig som avsetninger fra glasigene debrisstrømavsetninger på Vesterålmarginen, datert av Steinsland (2019) og Brendryen et al. (2015) (*Tabell 4.2*). Den relativt like kronologien mellom debrisstrøm avsetningene på Bjørnøyviften og Vesterålenmarginen gjør at sedimentene kan korreleres mot hverandre. Debrisstrømavsetningene på Vesterålmarginen er avsatt av et framrykk av det Fennoskandiske isdekket fram til eggakanten (Steinsland, 2019; Brendryen et al., 2015).



Enhet U3 består av sedimenter med lav magnetisk susceptibilitet, lave Ca/Ti-verdier og ingen bioturbasjon (*Fig. 4.1*). Den lave magnetiske susceptibiliteten indikerer at avsetningsområdet var fritt for intrusjoner av atlantisk havvann når sedimentene ble avsatt. Enhet U3 tolkes å representere det samme framrykket som enhet U4 der BSIS isstrømmen vokste videre ut som en flytende ishyll som begrenset solinnstråling, ventilasjon, næring i vannsøylen og havbunnen. Dette begrenset primærproduksjon i vannsøylen og biologen aktivitet på havbunnen. Tolkningen gjøres da den magnetiske susceptibiliteten og Ca/Ti verdiene forblir lav i sedimentene, noe som viser at isstrømmen ikke har trukket seg tilbake. Lamineringene og stratifiseringene (*Fig. 4.6*) indikerer at sedimentene er blitt avsatt glasiproksimalt av sedimentholdig smeltevann. Det grovkornede materialet i sedimentene er trolig blitt avsatt på havbunnen fra basal smelting av den flytende ishyllen som mulig har skjermet kontinentalskråningen for avsetning av IRD fra andre kilder (Jennings et al., 2022).

Enhet U2 representerer avsetninger fra glasigene debrisstrømmer. Dette vises i sedimentenes deformasjonsstrukturer og innhold av relativt grovkornede sedimenter (*Fig. 4.7*). Det er mulig sedimentene i enhet U2 har blitt avsatt som følge av en tilbaketrekning-, og fremrykk av BSIS isstrømmen. Framrykk og tilbaketrekninger kan imidlertid ikke bevises ved å undersøke sedimentenes magnetiske susceptibilitet og Ca/Ti-verdier, da de to sistnevnte egenskapene er lik enhet som i enhet U3 (*Fig. 4.1*). Sedimentenes egenskaper indikerer derfor ikke endringer i miljø eller klima. En alternativ forklaring er at de glasigene debrisstrømmene har blitt dannet som følge av basal utsmelting av BSIS isstrømmen ved grunningsone kilen som har avsatt grovkornede sedimenter på eggakanten (Jennings et al., 2022). Sedimentene har deretter rast ut nedover kontinentalskråningen som glasigene debrisstrømmer. Enhet U2 tolkes derfor til å representere det samme framrykket som enhetene; U4 og U3 i Steg av paleoisodynamikken til BSIS isstrømmen (*Seksjon: 2.2*).

Enhet U1 representerer et varmere intervall, noe som vises i sedimentenes tekstur og Ca/Ti-verdier (Fig 5.2). Sedimentene består av godt sortert sand da finkornet materiale har blitt erodert av sterke bunnstrømmer knyttet til NwAC (Brendryen et al., 2015). Det er de sterke bunnstrømmene som har skapt en hiatus mellom enhetene; U2 og U1. Sedimentenes høye Ca/Ti-verdier og innhold av skjellrester (Fig. 5.2) viser at det har vært mye biologisk aktivitet på havbunnen når sedimentene i enheten ble avsatt og indikerer derfor at avsetningsmiljøet representerer åpne hav uten permanent isdekke. Sedimentene har lav magnetisk susceptibilitet (Fig 5.2) til tross for å ha blitt avsatt i et varmere intervall mens innstrømmingen av NwAC har vært sterk. Den lave magnetiske susceptibiliteten forklares ved at kraftige bunnstrømmer i holocen har vært erosive, og at det derfor ikke har blitt avsatt paramagnetiske mineraler på Bjørnøyviften (Brendryen et al., 2010). De øverste sedimentene i enhet U1 tolkes til å ha blitt avsatt ved omtrent 11.5 ka og representerer holocene avsetninger.

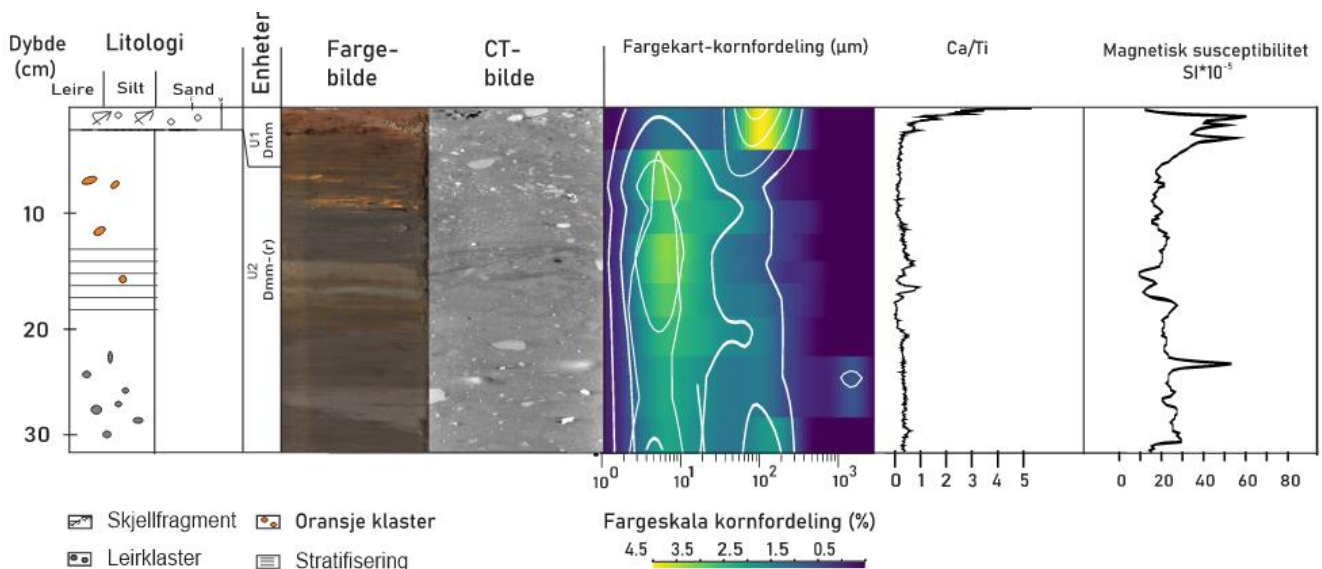


Fig. 5.2: Enhet U1 består av godt sorterte sedimenter. Sedimentene kjennetegnes av lav magnetisk susceptibilitet og høye Ca/Ti-verdier og lav magnetisk susceptibilitet. Sedimentene inneholder skjellfragmenter.

Sedimentasjonsraten i GC25 regnes ut basert på avstanden mellom  $^{14}\text{C}$  datering, BETA-638591, fra 131 cm dybde (*Tabell 4.2*) og toppen av GC25 som tolkes til å være avsatt for omtrent 11.5 ka cal BP.

$$\frac{131 \text{ cm}}{(16\,933 \text{ år} - 11\,500 \text{ år})} = \frac{131 \text{ cm}}{5\,433 \text{ år}} = 24 \text{ cm/ka}$$

Den mulige hiatusen mellom enhetene; U1 og U2 gjør at sedimentasjonsraten regnes ut til å være minst 24 cm/ka. Det er mulig sedimentasjonsraten har vært høyere, men at dette ikke vises da sterke bunnstrømmer kan ha erodert glasiprosimale, og glasimarine sedimenter.

## 5.2 Avsetningshistorie - GC05

Sedimentkjerne GC05 representerer hemipelagiske sedimenter som er blitt avsatt over lengre tid i både stadialer og interstadialer. Sedimentenes farge, magnetiske susceptibilitet og kalsiuminnhold brukes for å skille mellom sedimenter avsatt i stadialer, og interstadialer.

De lyse sedimentene i enhet V6, og enhetene; V4 og V1 har relativt høy magnetisk susceptibilitet (*Fig. 4.9*) og høyt Ca/Ti innhold (*Fig. 5.3*). Den høye magnetiske susceptibiliteten skyldes intrusjoner av den vestlige grenen av NwAC (*Seksjon 2.3*). Sedimentenes høye Ca/Ti indikerer at primærproduksjonen i avsetningsmiljøet periodevist har vært høy. Sedimentene er tolket til å representere varmere intervaller. Enhetene inneholder IRD, noe som vises i sedimentenes innhold av grovkornede sedimenter. De mørke lagene i enhet V6, og enhetene; V5, V3 og V2 representerer kaldere intervaller. Felles for sedimentene avsatt i kaldere intervaller, er deres lave magnetiske susceptibilitet (*Fig. 4.9*) og Ca/Ti-innhold (*Fig. 5.3*), noe som indikerer mindre innstrømming av NwAC og mer isdekke som begrenser primærproduksjon.

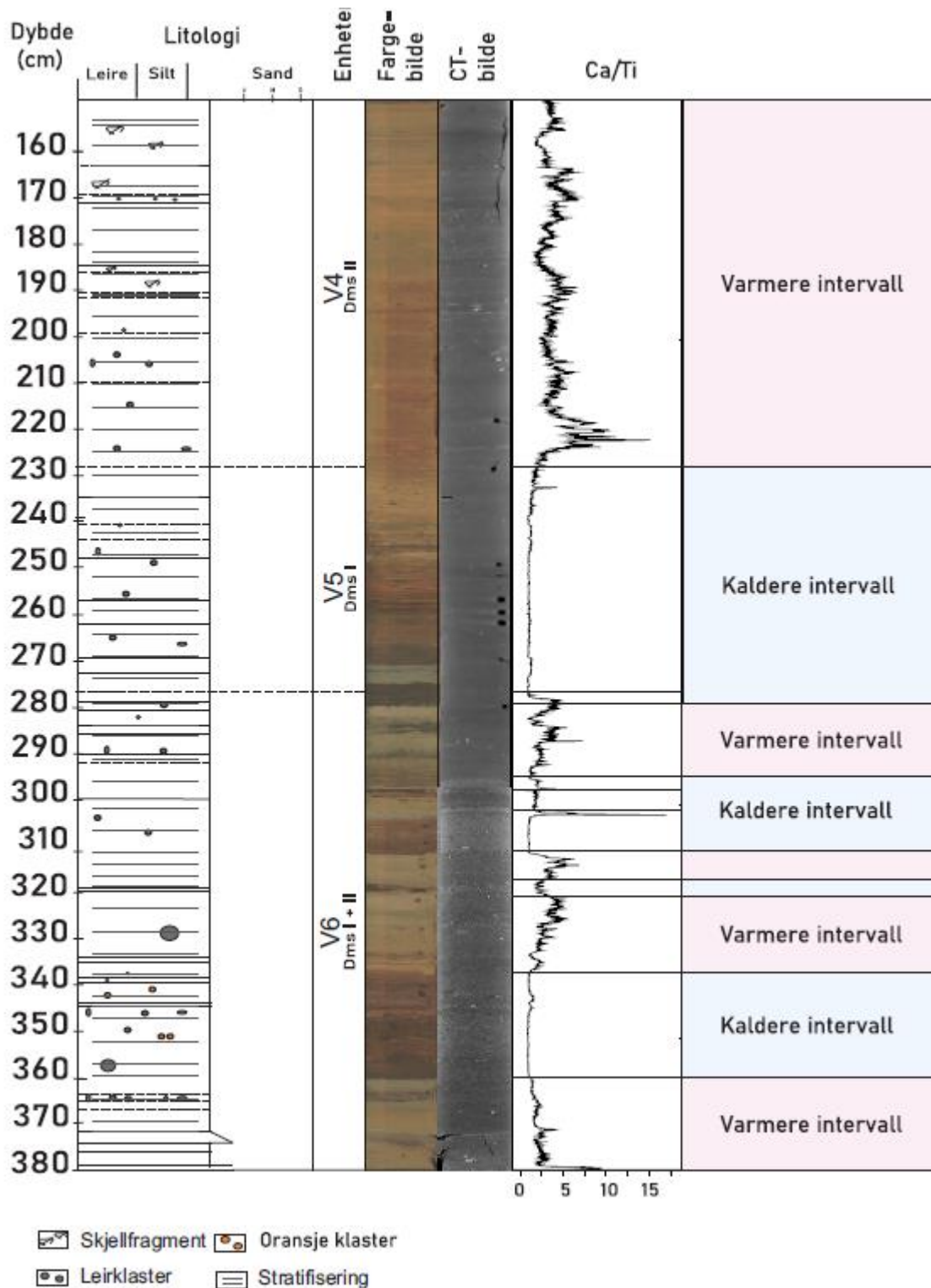


Fig. 5.3: De lyse sedimentene i enhet V6, og enhetene; V4 og V1 har høye Ca/Ti-verdier og tolkes til å ha blitt avsatt i varmere intervaller. De mørke lagene i enhet V6, og enhetene; V5, V3 og V2 har lave Ca/Ti-verdier og tolkes til å ha blitt avsatt i kaldere intervaller.

Den øverste delen av enhet V2 viser en markant nedgang av Ca/Ti-innhold ved 9-25 cm (Fig 5.4). Endringen skjer i samme sedimentdyp som radiokarbondateringen, BETA-638591 (Fig 5.4; Tabell 4.2). Radiokarbondateringen gir alderen 16.1 ka Cal BP. Nedgangen i Ca/Ti innhold og radiokarbondateringen indikerer at sedimentene ved 9-25 cm i GC05 representerer avsetninger fra sen-Weichsel som kan korreleres med enhetene; U2-U5 avsatt mellom ~11.5 ka fram til 16.1 ka (Fig 5.4). Dette betyr at sedimentene ved 9 cm i GC05 trolig er avsatt ved 11.5 ka. Sedimentasjonsraten for avsetninger knyttet BSIS isstrømmen i GC05 regnes derfor ut på følgende måte:

$$\frac{25 \text{ cm} - 9 \text{ cm}}{16.1 \text{ ka} - 11.5 \text{ ka}} = \frac{16 \text{ cm}}{4.6 \text{ ka}} = 3.5 \text{ cm/ka}$$

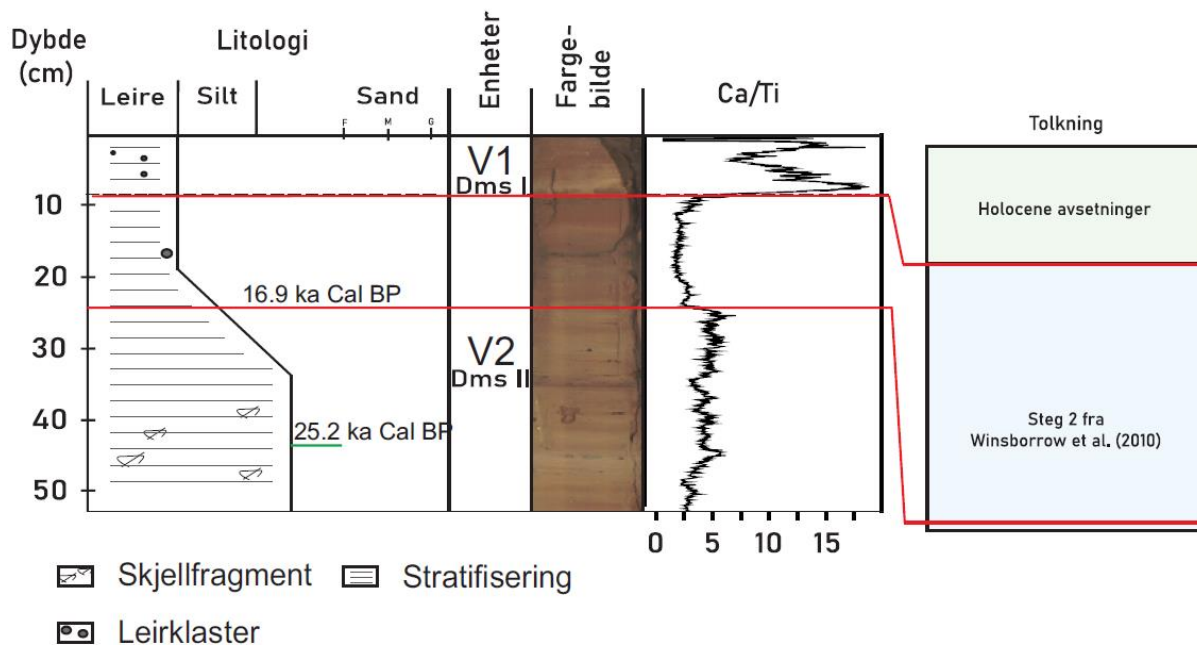


Fig. 5.4: Den røde linjen markerer en markant nedgang i sedimentenes magnetiske susceptibilitet og Ca/Ti-innhold mellom enhetene; V1 & V2. Nedgangen skjer ved 25 cm, som er  $^{14}\text{C}$  datert til 16.1 ka Cal BP.

Sedimentene i enhet V1 har lys farge og høyt Ca/Ti innhold (Fig. 4.9). Dette indikerer at sedimentene er avsatt i et varmt intervall med mye primærproduksjon i vannsøylen. Sedimentene har likevel lav magnetisk susceptibilitet, noe som kan brukes som et motargument for at sedimentene er blitt avsatt i et tidsintervall der NwAC har vært svak (Seksjon: 2.3). Den lave magnetiske susceptibiliteten forklares i dette tilfellet med at primærproduksjonen har produsert store mengder med paramagnetisk  $\text{CaCO}_3$  som «maskerer» magnetisk susceptibilitet fra ferromagnetiske mineraler (Brendryen et al.,

2010). Enhet V1 representerer holocene sedimenter fra ~11.5 ka fram til nåtid. Sedimentasjonsraten for de holocene sedimentene regnes ut på følgende måte:

$$\frac{9 \text{ cm}}{11.5 \text{ ka}} = 0.8 \text{ cm/ka}$$

### 5.3 Felles avsetningshistorie for GC25 og GC05

Sedimentkjerne GC25 består av glasiprosimale-, og glasimarine sedimenter som er blitt avsatt mellom ~11.5-16.6 ka cal BP. Enhetene; U2-U5 korreleres med steg 2 av paleoisdynamikken til BSIS isstrømmen (*Seksjon 2.2*), mens enhet U1 trolig representerer sedimenter som er blitt avsatt ved omtrent i begynnelsen av holocen ved 11.5 ka Cal BP (*Fig. 5.5*). Relativt sterke bunnstrømmer som følge av sterkere intrusjoner av NwAC har mulig skapt en hiatus mellom enhetene; U2 og U1, samt erodert vekk sedimenter som avsettes i senere tid. Sedimentasjonsraten for GC05 regnes ut til å være 24 cm/ka (*Seksjon: 5.1*).

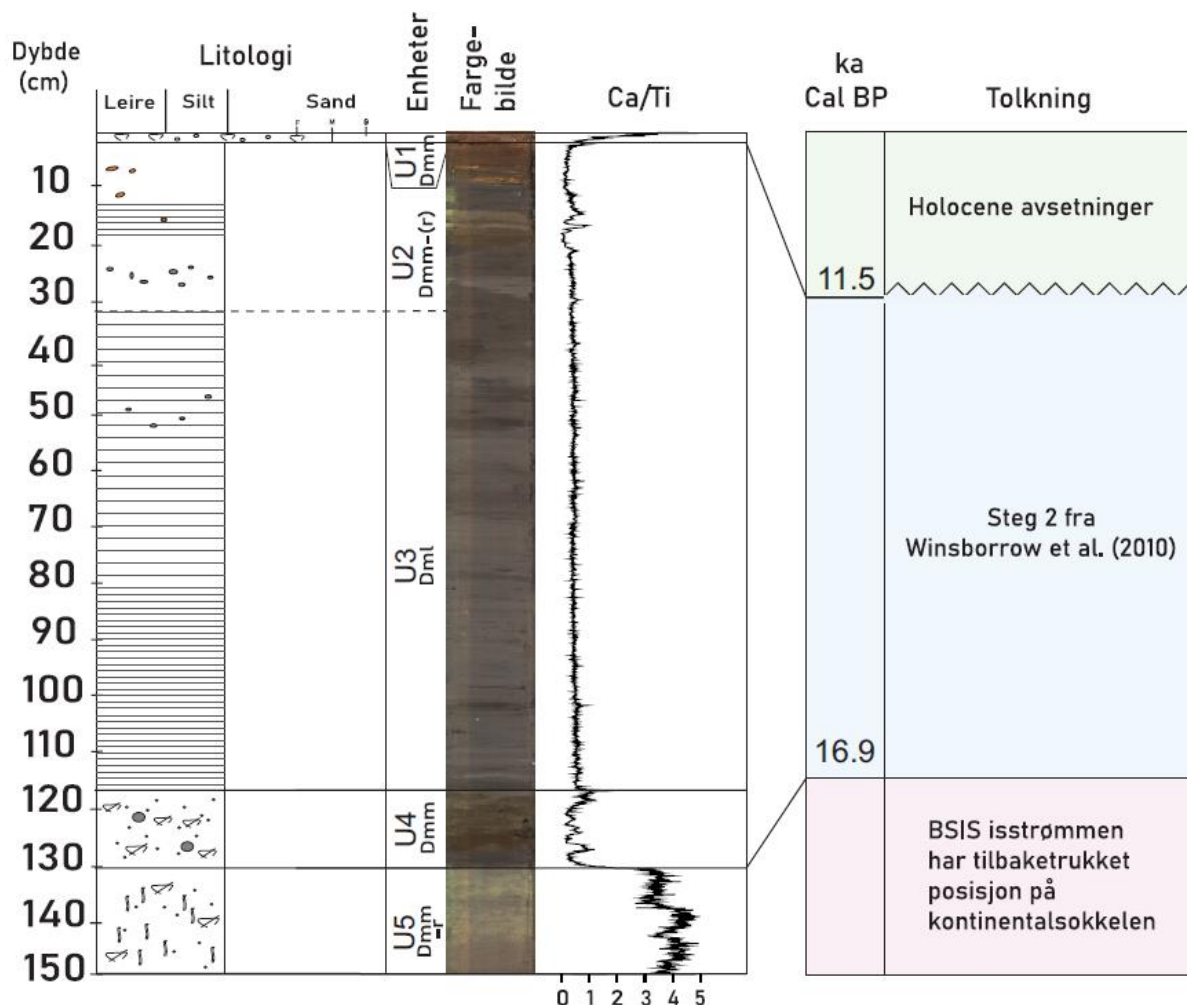


Fig. 5.5: Enheterne i GC25 korreleres med paleoisodynamikken til BSIS isstrømmen, samt holocen.

Mesteparten av C05 representerer sedimenter som er blitt avsatt før BSIS isstrømmen vokste fram til eggkanten i sen-weichsel. Sedimentene ved 9-25 cm korreleres med enhetene; U2-U4 i GC25 basert på Ca/Ti-verdier og radiokarbondateringer fra sedimentene (Fig. 5.6). Sedimentene fra 9 cm og oppover tolkes å ha blitt avsatt i holocen, noe som vises i overgangen til høye Ca/Ti-verdier i sedimentene. Sedimentasjonsraten i GC05 regnes ut til å være høy i sen-weichsel sammenlignet med i holocen.

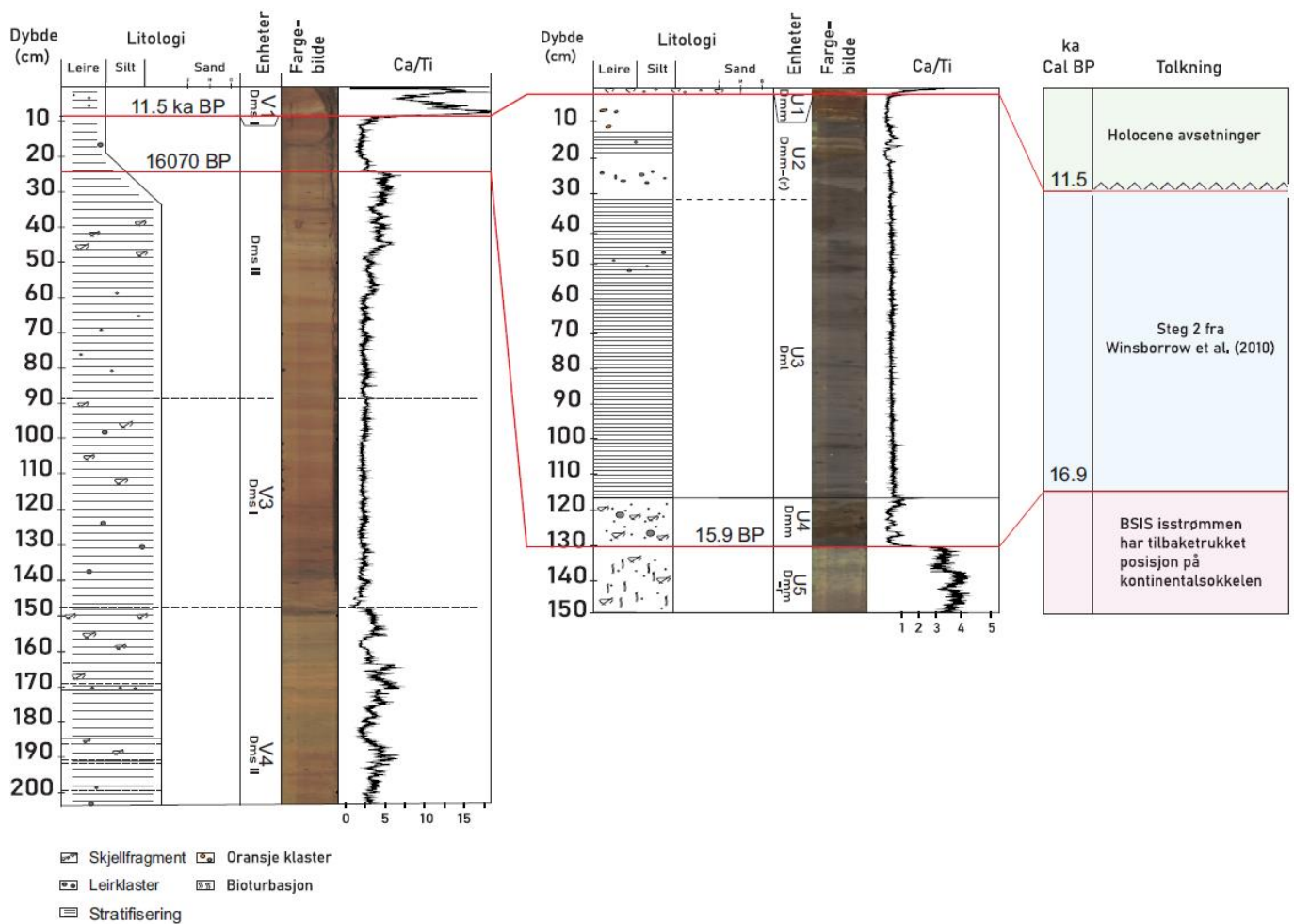


Fig. 5.6: Enhetene i GC25 korreleres med paleodynamikken til BSIS isstrømmen, samt holocen

Sedimentasjonsraten har vært betydelig høy på Bjørnøyviften sammenlignet med på Mohn-Knipovich ryggen i sen-weichsel. Dette endrer seg i holocen, der erosive bunnstrømmer hindrer sedimenter i å avsettes på Bjørnøyviften (Seksjon: 2.3). Sedimenter har blitt avsatt på Mohn-Knipovich ryggen i holocen da avsetningsområdet befinner seg for dypt til at sedimenter eroderes av NwAC havstrømmen. En konseptuell modell av avsetningshistorien til begge sedimentkjernene er gitt i Fig. 5.7.



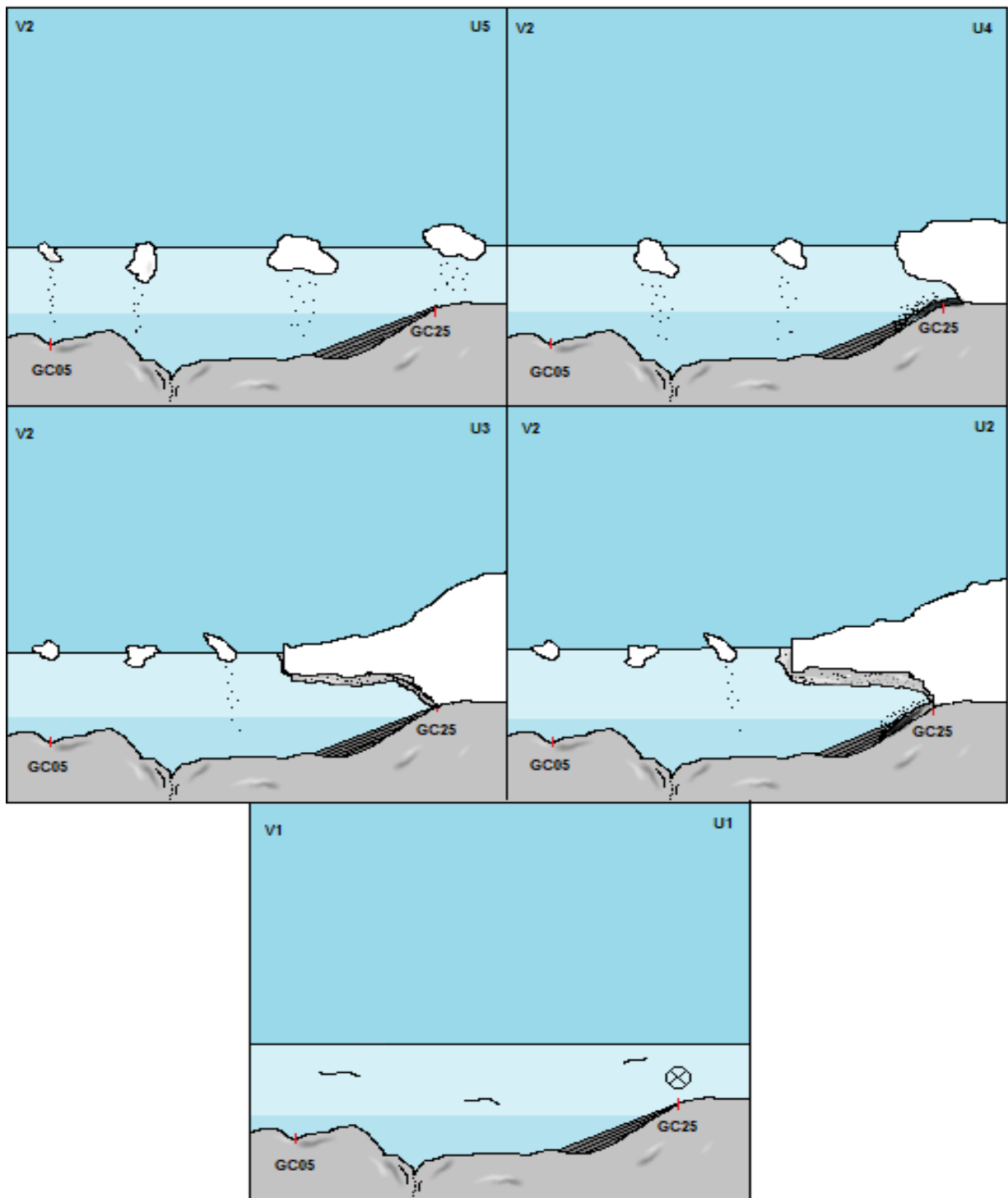


Fig 5.7: Avsetningshistorien til GC25 og GC05 mellom 16.9 ka fram til nåtid. Lys vannmasse representerer NwAC, mens mørk vannmasse representerer saktestrømmende vannmasser på >700m dyp

## 5.4 Mikrobielle samfunn

De mikrobielle samfunnsstrukturene i sedimentene er delt inn tre clustre (Fig. 5.8). Cluster 1 representerer det mikrobielle samfunnet i GC25. Cluster 2 representerer det mikrobielle samfunnet ved 0-130 cm dybde i GC05, mens cluster 3 representerer det mikrobielle samfunnet ved 130-370 cm dybde i GC05.

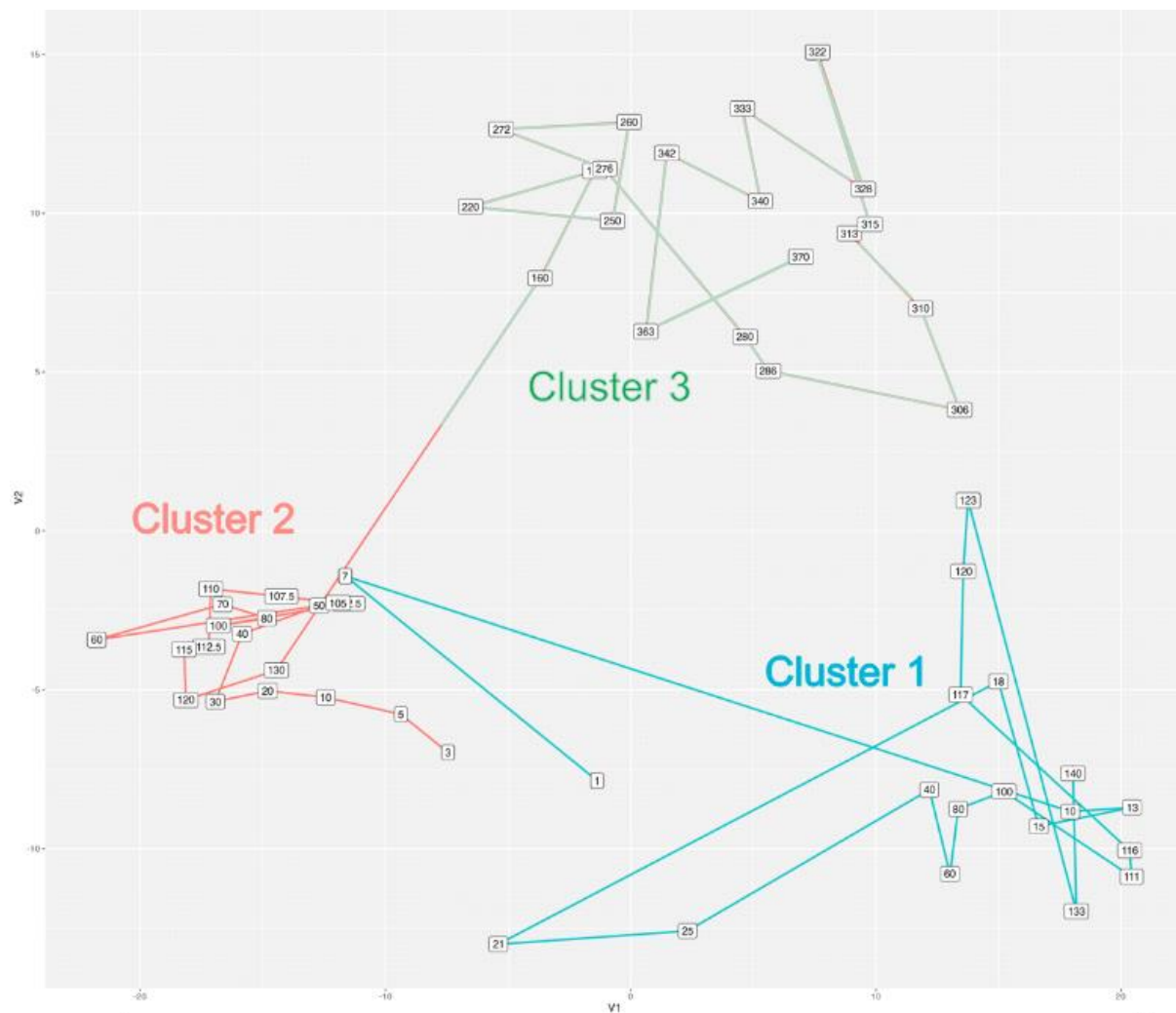


Fig. 5.8: Samfunnsstrukturene i sedimentene. Tallene representerer hvilket dyp DNA-prøvene er hentet ifra. Den horisontale aksen representerer 1. prinsipalkomponent som viser de største variasjonene i den mikrobielle samfunnsstrukturen, mens den vertikale aksen representerer 2. prinsipalkomponent som viser de nest største variasjonene i den mikrobielle samfunnsstrukturen.

**Cluster 1:** Det er kort avstand mellom clusterne; 1 & 3 langs 1. prinsipalkomponent. Dette indikerer at den mikrobielle samfunnsstrukturen i GC25 er lik det mikrobielle samfunnet fra >130 cm og nedover i GC05 (Fig. 5.8). Likheten kan forklares ved at begge clusterne representerer anoksiske sedimenter, noe som vises i oksygenmålingene i Seksjoner; 4.4.1 & 4.4.2. Det finnes likevel et unntak der den mikrobielle samfunnsstrukturen i de øverste få cm av GC25 viser likheter med cluster

2 langs både 1.-, og 2. prinsipalkomponent. Likheten skyldes at de øverste få cm av GC25 sannsynligvis inneholder små mengder oksygen og noe som gir en lignende mikrobiell samfunnsstruktur som i den oksiske sonen i GC05.

**Cluster 2:** Representerer det mikrobielle samfunnet i oksygensonen og den øverste delen av nitratsonen i GC05. Dette vises i porevannkjemien (*Seksjon: 4.4.2*). Det mikrobielle samfunnet i cluster 2 er ulikt de største delene av cluster 1, samt cluster 3 som representerer mikrobielle samfunnsstrukturer knyttet til anoksiske sedimenter.

**Cluster 3:** Representerer det mikrobielle samfunnet i den anoksiske delen av sedimentene, noe som vises i oksygenmålingene i *Seksjon: 4.4.2*. Den relative likheten mellom Cluster 3 og Cluster 1 forklares ved at begge clusterne representerer mikrobielle samfunn i anoksiske sedimenter. Det vises en stor endring mellom 272 og 280 cm i Cluster 3, men det finnes ikke en klar sammenheng mellom den sistnevnte endringen i det mikrobielle samfunnet, og porevannmålinger. Det er mulig XRF-analyser eller videre studier av det mikrobielle samfunnet kan brukes til å forklare endringen.

Fordelingen av de mikrobielle samfunnsstrukturene i sedimentene viser at det er en klar sammenheng mellom mikrobielle samfunn og oksygeninnholdet i porevann.

## 5.5 Porevannkjemi og diagenetiske soner – GC25

Porevannmålinger viser at det ikke finnes målbare konsentrasjoner av oksygen i sedimentene fra i GC25 (*Fig. 4.17*). Mangelen på oksygen vises også i det mikrobielle samfunnet der det ikke finnes ammoniumoksidierende mikrober i sedimentene. Andre elektronakseptorer reduseres derfor høyt oppe i sedimentene ned for å bryte ned organiske karbon (Froelich et al., 1979). Minkingen av oppløst mangan i porevannet i de øverste cm (*Fig. 4.17*) kan forklares ved at bioturbasjon har ventilert de øverste cm i sedimentene, og at oksygen har reagert med det oppløste mangant. Oksygentilførsel ved uthenting av porevann har kontaminert porevannprøvene. Kontamineringen har oksidert jernet i porevannet, mens mangankonsentrasjonen har forblitt stabil. En mulig forklaring på hvorfor mangankonsentrasjonen har forblitt stabil, knyttes til løseligheten til elementene. Jern kan raskere oksideres gjennom abiotiske

prosesser ved nøytral pH (Burdige, 1993; Martin, 2005). Overlapp mellom mangan-, og jernsonen i sedimentene kan forklares ved at det enten er begrenset tilgang til mangan-, og jernoksider i sedimentene, eller at krystallstrukturen til mangan-, og jernoksider på havbunnen begrenser tilgjengeligheten til elektronakseptorene (Burdige, 1993). Dette fører til at manganreduserende mikrober ikke klarer å produsere nok energi til å dominere over jernreduserende mikrober, og at de to sistnevnte diagenetiske sonene overlapper. Dette kan likevel ikke bekreftes uten å sammenligne relativ mengde av mangan-, og jernreduserende mikrober i sedimentene. Desulfobacteriota indikerer at sulfat reduseres allerede i toppen av GC25 (*Fig. 4.17*), men dette vises i liten grad i porevannprofilen. Oppløst sulfid fra sulfatreduksjonen felles sannsynligvis ut som jernsulfider. Konsentrasjonen av sulfid er lav sammenlignet med konsentrasjonen av oppløst jern, og mangan, og det plasseres derfor ikke en sulfatsone i sedimentene (*Fig. 4.17*).

### **5.5 Porevannkjemi og diagenetiske soner – GC05**

Oksygen penetrerer ned til ~110 cm i sedimentene (*Fig. 4.18*), noe som også bekreftes av de ammoniumoksiderende bakteriene, Nitrosococcales og Nitrososphaeria. Mangansonen tolkes til å være den nederste diagenetiske sonen i sedimentene. Det finnes ikke tegn til jernreduksjon i porevannprofilen, eller sulfat reduksjon i porevannprofilen (*Fig. 4.18*), eller i samfunnsstrukturen da det ikke finnes noen desulfobacteriota i sedimentene. Det plasseres derfor ikke en jern-, eller sulfatsone i sedimentene (*Fig. 4.18*). Den jevne økningen av ammonium nedover i kjernen bekrefter at sedimentene er anoksiske fra 130 cm, og nedover.

## 5.6 Organisk materiale, geomikrobiologi og diagenetiske soner

Høyere sedimentasjonsrater av organisk rike sedimenter fra kontinentalmarginen har ført til høyere mikrobielt aktivitetsnivå på Bjørnøyviften sammenlignet med dyphavet vest for Mohn-Knipovich ryggen. Det høye mikrobielle aktivitetsnivået på Bjørnøyviften har raskt redusert elektronakseptorene i sedimentene. Motsatt, har mikrober med begrenset tilgang til organisk karbon ved Mohn-Knipovich ryggen brukt lengre tid på å bryte ned elektronakseptorene. Forskjellen i mikrobiell aktivitet gjenspeiles i de diagenetiske sonene. De diagenetiske sonene finnes langt oppe i sedimenter som inneholder store mengder med organisk karbon, sammenlignet med sedimenter med begrenset tilgang til organisk materiale (*Fig. 5.9*). Forholdet mellom tilgjengeligheten til organisk karbon, mikrobielle samfunn og diagenetiske soner vises i *Fig 5.9*.

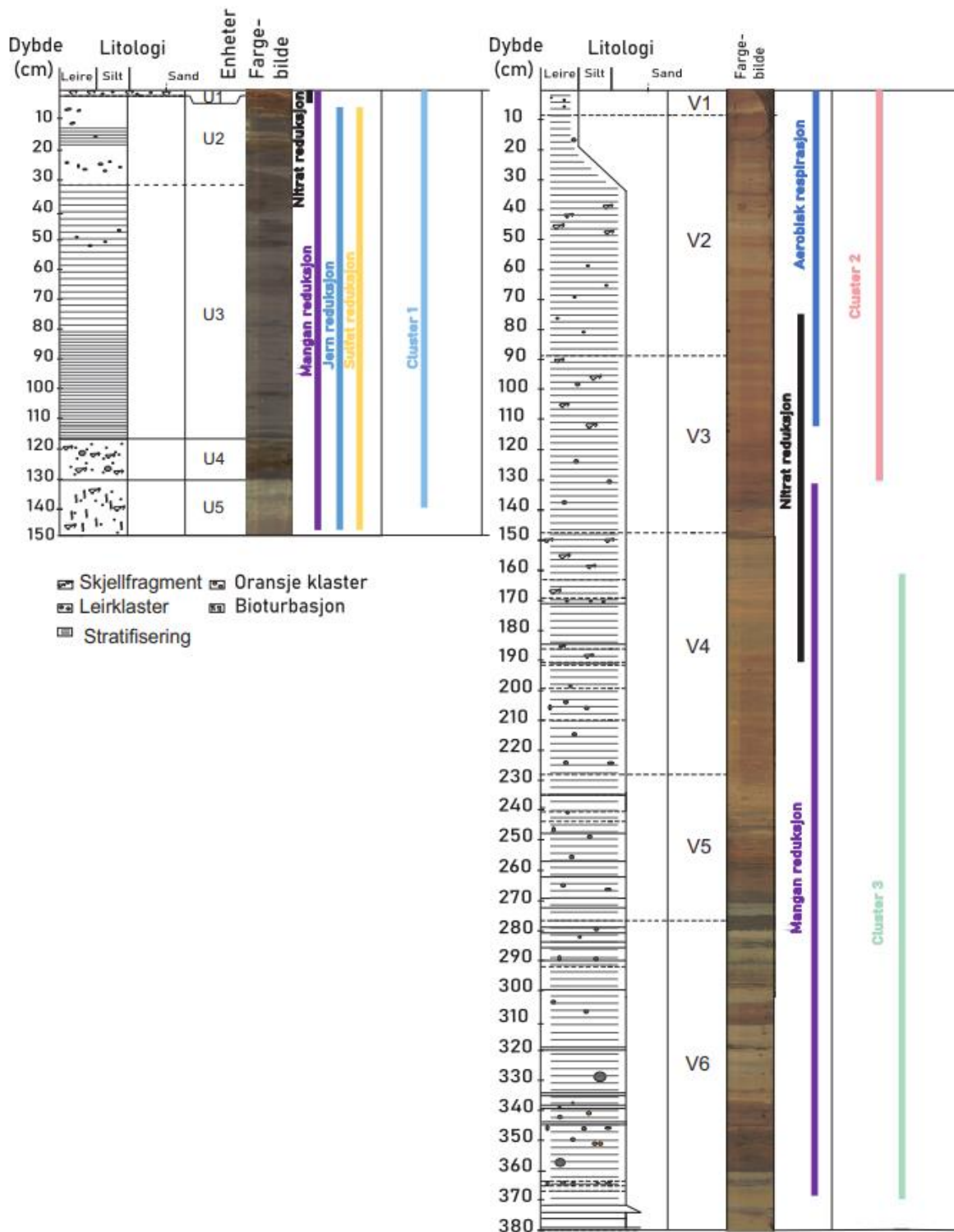


Fig. 5.9: De diagenetiske sonene finnes høyt oppe i GC25 som har fått avsatt store mengder med organisk karbon, sammenlignet med i GC05 som inneholder hemipelagiske sedimenter. Den mikrobielle samfunnsstrukturen følger i store trekk oksygenkonsentrasjonen i sedimentene, noe som kommer klart fram i GC05.

## 6. Konklusjon

- BSIS isstrømmen rykket fram til eggakanten og avsatte organisk rike sedimenter på Bjørnøyviften mellom 16.1-før 11.5 ka Cal BP. Sedimentasjonsraten av de organisk rike sedimentene i den øvre delen av Bjørnøyviften regnes ut til å være >24 cm/ka i sen-weichsel.
- Mohn-Knipovich ryggen representerer et område i dyphavet med høyere sedimentasjonsrater (0.8 cm/ka) enn Bjørnøyviften i holocen. Den mikrobielle aktiviteten er likevel høyere på Bjørnøyviften på grunn av den høye tilførselen av organisk materiale i sen-weichsel.
- Studiene viser at mikrobiell aktivitet avhenger av både sedimentasjonsrate og sedimentkomposisjon. Høye avsetning av organisk rike sedimenter gir høyt mikrobielt aktivitetsnivå i sedimentene. Det høye aktivitetsnivået endrer raskt porevannkjemien i sedimentene. Dette vises i sedimentkjernene der de diagenetiske sonene finnes langt oppe i sedimenter med lett tilgang til organisk karbon (GC25) sammenlignet med sedimenter med begrenset tilgang til organisk karbon (GC05).
- Sammenhengen mellom mikrobielle samfunn og geokjemi vises i GC05, der det mikrobielle samfunnet er todelt og i stor grad retter seg etter oksygenprofilen i porevannet. Dette vises også av de ammoniumoksiderende mikrobene som for det meste kun finnes i den oksiske sonen i GC05, mens de er fraværende i de anoksiske sedimentene i GC25.

**Forslag til videre arbeid:**

Denne studien har kun basert seg på metabolismen til enkelte ammoniumoksiderende, og sulfatreduserende mikrober. Det kan være nyttig å identifisere mikrober som reduserer nitrat, jern og mangan i sedimentene for å nærmere undersøke overlappet mellom mangan-, og jernsonen i GC25,0 og endringen i den mikrobielle samfunnsstrukturen mellom 272 og 280 cm i GC05. Karboninnholdet til sedimentene burde måles for å bekrefte at de glasielle sedimentene på Bjørnøyviften inneholder mer organisk materiale enn dyphavet vest for Mohn-Knipovich ryggen.

Mineralogiske analyser kan brukes for å undersøke krystallstrukturen til mangan-, og jernoksider i sedimentene. Krystallstrukturen til mineraler påvirker tilgjengeligheten til elektronakseptorer i sedimentene, og kan være en mulig forklaring på hvorfor at mangan-, og jernsonen overlapper.



## 7. Referanser

- Abdi, H. & Williams, L. J. (2010). Principal component analysis. *Wiley interdisciplinary reviews: computational statistics*, 2(4), 433-459.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T. & Bentley, C. R. (1989). Sedimentation beneath ice shelves - the view from ice stream B. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90150-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90150-3)
- Ballini, M., Kissel, C., Colin, C. & Richter, T. (2006). Deep-water mass source and dynamic associated with rapid climatic variations during the last glacial stage in the North Atlantic: A multiproxy investigation of the detrital fraction of deep-sea sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005GC001070>
- Bauer, S. L. M. (2020a). Agarose Gel Electrophoresis. I K. G. J. C. F. D. S. Research (Red.), *Laboratory of Geomicrobiology*
- Bauer, S. L. M. (2020b). *Ion Torrent Sequencing*. K.G. Jepsen Centre for Deep Sea Research.
- Bhattacharya, J. P. & MacEachern, J. A. (2009). Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of sedimentary research*, 79(4), 184-209. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.026>
- Braker, G. & Conrad, R. (2011). Chapter 2 - Diversity, Structure, and Size of N<sub>2</sub>O-Producing Microbial Communities in Soils—What Matters for Their Functioning? I A. I. Laskin, S. Sariaslani & G. M. Gadd (Red.), *Advances in Applied Microbiology* (Bd. 75, s. 33-70). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-387046-9.00002-5>
- Brendryen, J., Hafliðason, H., Rise, L., Chand, S., Vanneste, M., Longva, O., L'Heureux, J. S. & Forsberg, C. F. (2015). Ice sheet dynamics on the Lofoten-Vesterålen shelf, north Norway, from Late MIS-3 to Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews*, 119, 136-156. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.015>
- Brendryen, J., Hafliðason, H. & Sejrup, H. P. (2010). Norwegian Sea tephrostratigraphy of marine isotope stages 4 and 5: Prospects and problems for tephrochronology in the North Atlantic region. *Quaternary Science Reviews*, 29(7), 847-864. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.12.004>
- Brendryen, J., Hafliðason, H., Yokoyama, Y., Haaga, K. A. & Hannisdal, B. (2020). Eurasian Ice Sheet collapse was a major source of Meltwater Pulse 1A 14,600 years ago. *Nature Geoscience*, 13(5), 363-368. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0567-4>
- Bruvoll, V., Breivik, A. J., Mjelde, R. & Pedersen, R. B. (2009). Burial of the Mohn-Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy. *Tectonics*, 28(4). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008TC002396>
- Burdige, D. J. (1993). The biogeochemistry of manganese and iron reduction in marine sediments. *Earth-Science Reviews*, 35(3), 249-284. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90040-E](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90040-E)
- Campbell, A. M. & Paradise, C. J. (2016). *Photosynthesis*. Momentum Press. <http://ebookcentral.proquest.com/lib/bergen-ebooks/detail.action?docID=4512184>
- Canfield, D. E. & Thamdrup, B. (2009). Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, 7(4), 385-392. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00214.x>
- Cofaigh, C. (2001). Laminated sediments in glacial marine environments: Diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews - QUATERNARY SCI REV*, 20, 1411-1436. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3)
- Croudace, I., Rindby, A. & Rothwell, R. (2006). ITRAX: Description and Evaluation of a New Multi-Function X-ray Core Scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04>
- Dearing, J. A. (1994). Environmental magnetic susceptibility : using the bartington ms2 system. <https://gmw.com/wp-content/uploads/2019/03/JDearing-Handbook-OM0409.pdf>

- Dokken, T. M. & Jansen, E. (1999). Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature*, 401(6752), 458-461. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/46753>
- Dowdeswell, J. A., Elverhøi, A. & Spielhagen, R. (1998). GLACIMARINE SEDIMENTARY PROCESSES AND FACIES ON THE POLAR NORTH ATLANTIC MARGINS. *Quaternary Science Reviews*, 17(1), 243-272. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00071-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00071-1)
- Elverhøi, A., Liestøl, O. & Nagy, J. (1980). Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 172, 33-58.
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G. P., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. & Maynard, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), 1075-1090. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90095-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90095-4)
- Gebco. (2023). *Gridded Bathymetry data*. <https://download.gebco.net/>
- Geotek. (2016). *Multi-Sensor Core Logger*. <https://www.geotek.co.uk/wp-content/uploads/2016/04/MSCL-manual-1-Nov-16.pdf>
- Hageman, R. L. (2022). *Assessment of a gene-centric approach for modelling microbial dynamics in the sub-seafloor deep biosphere*.
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 245-296. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97RG00426>
- Jennings, A., Andrews, J., Reilly, B., Walczak, M., Jakobsson, M., Mix, A., Stoner, J., Nicholls, K. W. & Cheseby, M. (2020). Modern foraminiferal assemblages in northern Nares Strait, Petermann Fjord, and beneath Petermann ice tongue, NW Greenland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 52(1), 491-511. <https://doi.org/10.1080/15230430.2020.1806986>
- Jennings, A., Reilly, B., Andrews, J., Hogan, K., Walczak, M., Jakobsson, M., Stoner, J., Mix, A., Nicholls, K. W., O'Regan, M., Prins, M. A. & Troelstra, S. R. (2022). Modern and early Holocene ice shelf sediment facies from Petermann Fjord and northern Nares Strait, northwest Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 283, 107460. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107460>
- Jørgensen, B. (2006). Bacteria and Marine Biogeochemistry. I (s. 169-206). [https://doi.org/10.1007/3-540-32144-6\\_5](https://doi.org/10.1007/3-540-32144-6_5)
- Kachiprath, B., Jayanath, G., Solomon, S. & Sarasan, M. (2018). CTAB influenced differential elution of metagenomic DNA from saltpan and marine sediments. *3 Biotech*, 8(1), 44-45. <https://doi.org/10.1007/s13205-017-1078-x>
- Kallmeyer, J., Pockalny, R., Adhikari, R. R., Smith, D. C. & D'Hondt, S. (2012). Global distribution of microbial abundance and biomass in subseafloor sediment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(40), 16213-16216. <https://doi.org/doi:10.1073/pnas.1203849109>
- Khan, S., Sharma, B., Chawla, P. & Bhatia, R. (2021). Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES): a Powerful Analytical Technique for Elemental Analysis. *Food Analytical Methods*, 15. <https://doi.org/10.1007/s12161-021-02148-4>
- Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A. & Blamart, D. (1999). Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 489-502. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00162-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00162-4)
- Knies, J., Köseoglu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., Klug, M., Panieri, G., Jernas, P. E. & Belt, S. T. (2018). Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum. *Nature Communications*, 9(1), 3959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8>
- Konhauser, K. O. & Bertola, G. (2006). *Introduction to Geomicrobiology*. John Wiley & Sons, Incorporated. <http://ebookcentral.proquest.com/lib/bergen-ebooks/detail.action?docID=428033>

- Laberg, J. S. & Vorren, T. O. (1995). Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, 127(1), 45-72. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00055-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00055-4)
- Lowe, D. R. (1982). Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of sedimentary research*, 52, 279-297.
- Lowe, J. J. & Walker, M. (2014). *Reconstructing Quaternary Environments (3. utgave)*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315797496>
- Margui, E. & Van Grieken, R. (2013). *X-Ray Fluorescence Spectrometry and Related Techniques : An Introduction*. Momentum Press. <http://ebookcentral.proquest.com/lib/bergen-ebooks/detail.action?docID=1048456>
- Martin, S. (2005). Precipitation and Dissolution of Iron and Manganese Oxides. *Environmental Catalysis*. <https://doi.org/10.1201/9781420027679.ch3>
- Moernaut, J., Van Daele, M., Strasser, M., Clare, M. A., Heirman, K., Viel, M., Cardenas, J., Kilian, R., Ladrón de Guevara, B., Pino, M., Urrutia, R. & De Batist, M. (2017). Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: A mechanism for continuous and sensitive turbidite paleoseismic records. *Marine Geology*, 384, 159-176. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.009>
- MPBio. (2019). FastDNA (TM) SPIN Kit For Soil.
- Müller, P. J. & Suess, E. (1979). Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(12), 1347-1362. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90003-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90003-7)
- Orvik, K. A. & Niiler, P. (2002). *Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic [2-1-2-4]*. Washington, D.C. :.
- Orvik, K. A., Skagseth, Ø. & Mork, M. (2001). Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995–1999. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(4), 937-957. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00038-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00038-8)
- Panalytical, M. (2021a). Mastersizer 3000 Basic Guide. I.
- Panalytical, M. (2021b). Mastersizer 3000 Smarter particle sizing. I.
- Parker, W. R. & Sills, G. C. (1990). Observation of corer penetration and sample entry during gravity coring. *Marine Geophysical Researches*, 12(1), 101-107. <https://doi.org/10.1007/BF00310566>
- Parkes, R. J., Cragg, B., Roussel, E., Webster, G., Weightman, A. & Sass, H. (2014). A review of prokaryotic populations and processes in sub-seafloor sediments, including biosphere:geosphere interactions. *Marine Geology*, 352, 409-425. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.009>
- Pedersen, R. B., Thorseth, I. H., Nygård, T. E., Lilley, M. D. & Kelley, D. S. (2010). Hydrothermal Activity at the Arctic Mid-Ocean Ridges. I *Diversity Of Hydrothermal Systems On Slow Spreading Ocean Ridges* (s. 67-89). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008GM000783>
- Quast, C., Pruesse, E., Yilmaz, P., Gerken, J., Schweer, T., Yarza, P., Peplies, J. & Glöckner, F. O. (2013). The SILVA ribosomal RNA gene database project: improved data processing and web-based tools. *Nucleic Acids Res*, 41(Database issue), D590-596. <https://doi.org/10.1093/nar/gks1219>
- Rabus, R., Venceslau, S. S., Wöhlbrand, L., Voordouw, G., Wall, J. D. & Pereira, I. A. C. (2015). Chapter Two - A Post-Genomic View of the Ecophysiology, Catabolism and Biotechnological Relevance of Sulphate-Reducing Prokaryotes. I R. K. Poole (Red.), *Advances in Microbial Physiology* (Bd. 66, s. 55-321). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/bs.ampbs.2015.05.002>
- Rebesco, M. (2005). SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites. I R. C. Selley, L. R. M. Cocks & I. R. Plimer (Red.), *Encyclopedia of Geology* (s. 513-527). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00497-4>

- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ricken, W. (1993). *Sedimentation as a Three-Component System: Organic Carbon, Carbonate, Noncarbonate* (Bd. 51). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/BFb0117861>
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. & Frenz, M. (2006). Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society special publication*, 267(1), 79-98. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.06>
- 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(19), 2776-2792. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.06.011>
- Saettem, J., Rise, L. & Westgaard, D. (1991). Composition and properties of Glacigenic sediments in the south-western Barents Sea. *Marine Georesources & Geotechnology - MAR GEORESOUR GEOTECHNOL*, 10, 229-255. <https://doi.org/10.1080/10641199109379893>
- Seiter, K., Hensen, C., Schröter, J. & Zabel, M. (2004). Organic carbon content in surface sediments—defining regional provinces. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(12), 2001-2026. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.06.014>
- Shanmugam, G. (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42(4), 201-229. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(97\)81858-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)81858-2)
- Steinsland, K. (2019). Deglacial isdynamikk på Vesterålenmarginen. I. The University of Bergen.
- Stow, D. A. V., Faugères, J.-C., Howe, J. A., Pudsey, C. J. & Viana, A. R. (2002). Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs*, 22(1), 7-20. <https://doi.org/doi:10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02>
- Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C. & Skei, J. M. (1987). Fjords: Processes and Products. x, 379 pp. Springer-Verlag, 1987. Price DM 195.00. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 68(1), 217-217. <https://doi.org/10.1017/S0025315400050347>
- Tarhan, L. G. (2018). The early Paleozoic development of bioturbation—Evolutionary and geobiological consequences. *Earth-Science Reviews*, 178, 177-207. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.011>
- Thomsen, E. & Vorren, T. O. (1986). Macrofaunal palaeoecology and stratigraphy in late quaternary shelf sediments off Northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56(1), 103-150. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90110-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90110-0)
- Tommasi, P., Avalle, A., Budillon, F., Romeo, R., Caburlotto, A., Conforti, A., Di Martino, G., Pagliaroli, A., Magagnoli, M., Urgeles, R., Llopart, J. & Camerlenghi, A. (2019). Evaluation of disturbance induced on soft offshore sediments by two types of gravity piston coring techniques. *Marine Geology*, 417, 106005. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106005>
- Tronsmo, A. (2016). *Innføring i mikrobiologi* (Bd. 2). Universitetsforlaget.
- Urakawa, H., El Fantroussi, S., Smidt, H., Smoot, J. C., Tribou, E. H., Kelly, J. J., Noble, P. A. & Stahl, D. A. (2003). Optimization of Single-Base-Pair Mismatch Discrimination in Oligonucleotide Microarrays. *Appl Environ Microbiol*, 69(5), 2848-2856. <https://doi.org/10.1128/AEM.69.5.2848-2856.2003>

- Van Grieken, R. (2013). *X-ray fluorescence spectrometry and related techniques: an introduction*. <https://doi.org/10.5643/9781606503935>
- Vogt, P. R., Crane, K. & Sundvor, E. (1993). *Glacigenic mudflows on the Bear Island Submarine Fan* [449-453]. Washington, D.C.
- Vorren, T. & Kristoffersen, Y. (2008). Late Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. *Boreas*, 15, 51-59. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1986.tb00742.x>
- Vorren, T. O., Laberg, J. S., Blaume, F., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H., Mienert, J., Rumohr, J. A. N. & Werner, F. (1998). THE NORWEGIAN–GREENLAND SEA CONTINENTAL MARGINS: MORPHOLOGY AND LATE QUATERNARY SEDIMENTARY PROCESSES AND ENVIRONMENT. *Quaternary Science Reviews*, 17(1), 273-302. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00072-3)
- Washam, P., Nicholls, K. W., MÜNchow, A. & Padman, L. (2019). Summer surface melt thins Petermann Gletscher Ice Shelf by enhancing channelized basal melt. *Journal of Glaciology*, 65(252), 662-674. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.43>
- Wilken, M. & Mienert, J. (2006). Submarine glacigenic debris flows, deep-sea channels and past ice-stream behaviour of the East Greenland continental margin. *Quaternary Science Reviews*, 25(7), 784-810. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.06.004>
- 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), 424-442. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>

## Vedlegg

### Vedlegg 1: Posisjoner for porevann-, og sedimentprøver.

Tabell 1A: Oversikt over hvilke sedimentdyb (cm) porevann og sediment-prøver ifra.

<i>GS19-108-GC25</i>	<i>GS19-108-GC05</i>
1	1
10	5
13	10
15	20
18	30
21	40
25	50
40	60
60	70
80	75
100	80
120	90
133	100
140	110
	112
	115
	120
	130
	160
	190
	220
	250
	280
	310
	340
	370

## Vedlegg 2: Posisjoner for oksygenmålinger.

Tabell 2A: Oversikt over hvilke sedimentdyp (cm) oksygenmålinger er hentet ifra.

<i>GS19-108-GC25</i>	<i>GS19-108-GC05</i>
0.5	1
1	10
2	20
3	30
4	40
5	50
10	60
20	70
40	80
	90
	100
	110
	112
	120

### Vedlegg 3: Posisjoner for kornstørrelsesprøver fra sedimentkjernene

Tabell 3A: Oversikt over hvilke sedimentdyp (cm) kornstørrelsesprøvene fra er hentet ifra.

GS19-108-GC25	GS19-108-GC05
1	1
8	5
10	10
13	16
15	20
18	30
21	32
25	40
32	48
40	50
48	56
56	60
60	64
64	70
72	75
80	80
88	88
96	90
100	96
103	100
111	104
120	110
128	112
133	115
136	120
140	130
144	136
149	152
	160
	168



184
200
216
220
232
248
264
280
296
310
326
340
358
370