

# **Prosesser og avsetningsmiljø knyttet til siste deglasiasjon av Norskerenna**

Av

Marianne Vandeskog Borge

**Masteroppgave i geovitenskap**



**Institutt for geovitenskap**

**Universitetet i Bergen**

**Juni 2014**



---

## FORORD

Arbeidet med denne oppgaven har vært en utfordrende og spennende prosess, samtidig som det har vært lærerikt. Jeg vil gjerne takke mine veiledere Hans Petter Sejrup, Haflidi Haflidason og Berit Oline Hjelstuen fra Universitetet i Bergen ved Institutt for geovitenskap, for god hjelp og veiledning gjennom arbeidet med oppgaven. Spesielt vil jeg takke Hans Petter Sejrup for god oppfølging og kritisk gjennomlesning av oppgaven. Jeg vil også rette en stor takk til Haflidi Haflidason for hjelp til skanning av kjernemateriale og for kritisk gjennomlesning av oppgaven.

Gjennom arbeidet med denne oppgaven har jeg hatt tilgang til flere sedimentkjerner og ulike TOPAS- datasett som har lært meg mye om behandling og tolkning av kjernemateriale, samt akustisk data. En stor takk rettes derfor til GLANAM (Glaciated North Atlantic Margins) – prosjektet for tilgang til datagrunnlaget i denne studien, samt finansiering av radiokarbondateringene utført i sedimentkjernene.

Jeg vil også takke Daniel Hesjedal Wiberg for god hjelp med både prosessering av TOPAS-data, samt tekniske problemer som har oppstått underveis. Vigdis I. C. Hope har også vært til stor hjelp ved behandling av kjernemateriale og laboratoriarbeid. I tillegg vil jeg rette en stor takk til kaketorsdag- gjengen for en flott og uforglemmelig tid på Universitetet i Bergen. En ekstra takk til min medstudent, Randi Nåmland, for alle de gode minnene vi har hatt sammen de siste 5 årene.

Til slutt vil jeg takke min fine familie for god støtte og motivasjon gjennom studietiden. Jeg har også fått fantastisk god oppmuntring og støtte fra gode venner og samboere. Sist, men ikke minst vil jeg takke Anders Hausberg Kjeilen som har motivert meg, støttet meg og holdt ut med meg gjennom hele studietiden. Tusen takk!

Bergen, 2. Juni 2014

Marianne Vandeskog Borge



---

## SAMMENDRAG

Hovedformålet med denne oppgaven har vært å få bedre kunnskap om tilbaketrekningen av Norskerennaisstrømmen gjennom siste deglasiasjonsfase, samt ulike sedimentasjonsmiljø og prosesser knyttet til dette. Studien er basert på tolkning av kjernemateriale og grunnseismiske TOPAS- profil fra Norskerenna, fra Lista i sør, til sørvest for Bergen. Litosoner fra sedimentkjernene er korrelert med tre seismostratigrafiske enheter, Enhet Nc1- Enhet Nc3, som tidligere er etablert i nordlige og sentrale deler av Norskerenna av Schäuble (2012). Enhet Nc1 er tolket til å bestå av morenemateriale antatt å være avsatt gjennom siste isstrømfase, Enhet Nc2 er tolket til å bestå av glasimarine sedimenter avsatt gjennom siste deglasiasjonsfase og Enhet Nc3 er tolket til å bestå av marine sedimenter avsatt i holocen. Det er opprettet et kronologisk rammeverk for de glasimarine sedimentene som representerer de klimastratigrafiske periodene eldre dryas, bølling- allerød og yngre dryas.

Basert på fysiske egenskaper og akustiske karaktertrekk er den nederste enheten i kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC, samt hele kjerne GS12-172-07GC og GS12-172-06G tolket til å bestå av en deformasjonsmorene.

I kjerne GS12-172-04PC er det utført 8 radiokarbondateringer på glasimarine sedimenter over morenematerialet. Den nederste dateringen indikerer at Norskerenna sør for Lista var isfri for 16 580 år siden. Deglasiasjonen i boring 89-03 fra Troll- feltet i nordlige Norskerenna skjedde for 18 400 år siden, noe som videre indikerer at Norskerennaisstrømmen brukte om lag 1 850 år på tilbaketrekningen fra Troll- feltet i nord til Lista i sør.

Både i de akustiske dataene og i kjernematerialet er det registrert indikasjoner på isbergpløying. Ut ifra observasjonene på TOPAS- profilene har trolig isbergpløying foregått fra ismarginen startet å trekke seg tilbake fra eggakanten og frem til kalvingsbukten i Oslofjorden ble isfri i tidlig holocen. Basert på antagelser om vanddypet i Norskerenna, isbergtykkelse og intensitet av isbergpløying har trolig isbergene som har nådd havbunnen hatt en maksimal størrelse på mellom 250 og 600 m.



---

# INNHALDSFORTEGNELSE

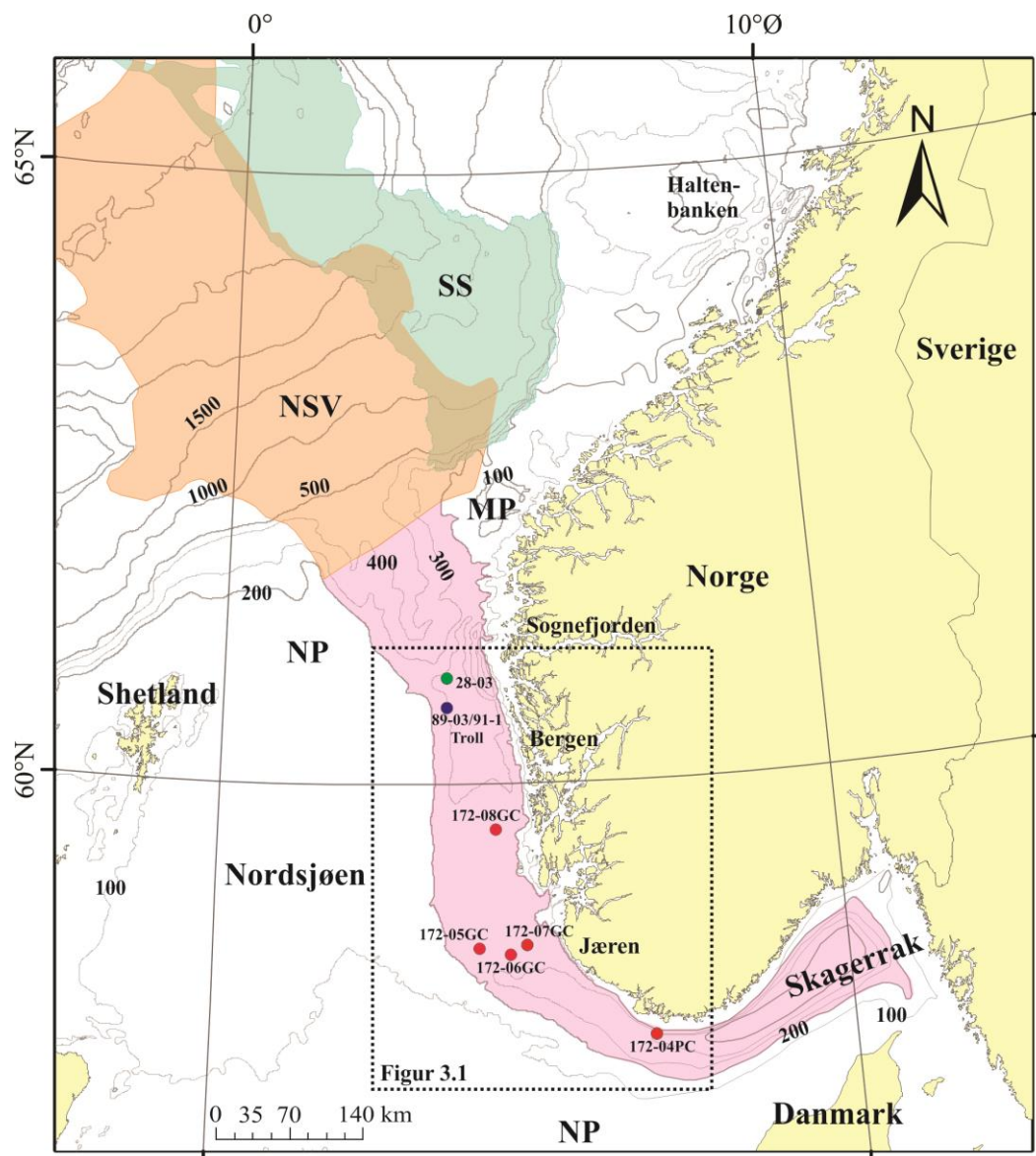
<b>1. INTRODUKSJON .....</b>	<b>1</b>
<b>2. BAKGRUNN .....</b>	<b>4</b>
2.1 GLASIASJONSHISTORIE .....	4
2.1.1 Tidlig- midt weichsel .....	5
2.1.2 Sen weichsel .....	6
2.1.3 Deglasiasjonen .....	7
2.2 POSTGLASIALE- OG DAGENS SEDIMENTASJONSFORHOLD .....	10
2.3 STRATIGRAFI OG KRONOLOGI .....	11
2.3.1 Nordlige deler av Norskerenna .....	11
2.3.2 Sørilige deler av Norskerenna .....	14
2.4 ISSTRØMMER .....	16
2.4.1 Generelt om isstrømmer .....	16
2.4.2 Strømningsdynamikk .....	18
2.4.3 Geomorfologi som indikerer paleo- isstrøm .....	18
2.5 ISBERG OG ISBERGPLØYING .....	22
2.6 GLASI- ISOSTASI OG HAVNIVÅENDRINGER .....	25
<b>3. DATA OG METODE .....</b>	<b>29</b>
3.1 DATAGRUNNLAG .....	30
3.1.1 Akustisk data .....	30
3.1.2 Kjernemateriale .....	32
3.2 SEISMISKE PRINSIPPER OG TOLKNING .....	34
3.2 LABORATORIEMETODER .....	35
3.2.1 Multisensor kjernelogger (MSCL) .....	36
3.2.2 Geokjemiske analyser .....	38
3.2.3 Prøveuttak og skjærstyrkemålinger .....	40
3.2.4 Dateringer .....	41
3.3 PROGRAMVARE .....	43
<b>4. RESULTATER .....</b>	<b>44</b>
4.1 ENHETER OG SEKVENSGRENSER .....	44
4.2 KJERNEMATERIALE .....	59
4.2.1 Kjerne GS12-172-04PC .....	59
4.2.2 Kjerne GS12-172-08GC .....	68
4.2.3 Øvrige kjerner .....	74
4.3 SAMMENSTILLING AV AKUSTISK DATA OG KJERNEDATA .....	79
4.3.1 Linje 21 og kjerne GS12-172-04PC .....	79
4.3.2 Linje 44 og kjerne GS12-172-08GC .....	79
4.3.3 Øvrige kjerner .....	82
<b>5. DISKUSJON .....</b>	<b>86</b>
5.1 LITO- OG KRONOSTRATIGRAFI .....	86
5.1.1 Kjerne GS12-172-04PC .....	86
5.1.2 Kjerne GS12-172-08GC .....	91
5.1.3 Øvrige kjerner .....	93
5.1.4 Kronologisk oppsummering .....	94
5.2 DEFORMASJONSMORENEN I NORSKERENNA .....	95
5.3 POSTGLASIALT AVSETNINGSMILJØ .....	98
5.4 ISBERGPLØYING I NORSKERENNA .....	101
5.5 SISTE DEGLASIASJONSFASE I NORSKERENNA .....	105
<b>6. KONKLUSJON .....</b>	<b>110</b>
<b>REFERANSER .....</b>	<b>113</b>





## 1. INTRODUKSJON

Norskerenna er et resultat av isstrømkativitet i forbindelse med glasieringer de siste 1.1 millioner årene, og strekker seg langs kysten av sørvest- Norge (Sejrup *et al.* 1995; Sejrup *et al.* 2000). På tvers av den norske kontinentalsokkelen er det mange dype traug og renner, hvor Norskerenna er en av de mest fremtredende formelementene og kanskje den best undersøkte (Sejrup *et al.* 2003; Ottesen *et al.* 2005). Den ca. 850 km lange renna strekker seg fra Skagerrak i sørøst til kontinentalmarginen og Nordsjøviften i nordlige Nordsjøen (Figur 1.1).



**Figur 1.1:** Oversiktskart over Nordsjøen samt studieområdets geografiske beliggenhet i stiplet område. Norskerenna er markert med rosa, mens sedimentkjernene fra denne studien er markert med rødt. NP- Nordsjøplataet, NSV- Nordsjøviften, SS- Storeggaskredet, MP- Måløyplataet.

I Skagerrak har Norskerenna et vanddyb på ca. 700 m, mens utenfor Jæren er vanddybet ca. 250 m, og videre ca. 400 m ved munningen. Havbunnen har en helning på ca.  $0.08^\circ$  fra innerste del av renna og opp mot terskelen ved Jæren, og mellom Jæren og eggakanten er helningen ca.  $0.02^\circ$  (Sejrup *et al.* 2003; Hjelstuen *et al.* 2012a). Begrepet Norskerenna vil betegne hele renna i denne studien, fra Skagerrak i sørøst til eggakanten i nord.

Teorien om en stor isstrøm i Skagerrak og Norskerenna ble framsatt allerede på slutten av 1800-tallet Helland (1885), men har senere blitt imøtegått av blant annet Andersen (1960) og Høltedahl (1993). På grunnlag av undersøkelser og studier de siste tiårene er det likevel en generell enighet om isstrømaktivitet i Norskerenna gjennom kvartær tid (Figur 2.1) (Sejrup *et al.* 1996; Longva & Thorsnes 1997; Larsen *et al.* 2000; Sejrup *et al.* 2003). En isstrøm har vært definert som hurtigstrømmende is omringet av sakterestrømmende is, gjerne i en annen retning enn selve isstrømmen (Bentley 1984, 1987; Stokes & Clark 2001; Dowdeswell *et al.* 2004). Isstrømmen i Norskerenna har vært med på å erodere og utforme traufornene til renna, hvor de eroderte sedimentene er transportert og avsatt som glasigene debrisstrømmer (GDS-er) i Nordsjøviften. Identifiseringen av GDS-er, samt sedimentkjernedata fra Norskerenna, indikerer en aktiv isstrøm i Norskerennen minst 5 ganger de siste 1.1 millioner årene, hvor isen ekspanderte ut til eggakanten (Figur 2.1) (f.eks. King *et al.* 1996; Sejrup *et al.* 1996; Sejrup *et al.* 2003; Rise *et al.* 2004; Nygård *et al.* 2005). Isstrømmer er en dynamiske komponent innad i et isdekke, og kunnskap om deres strømningsdynamikk samt stabilitet er viktig for forståelsen av deres oppførsel. Karakteristiske, godt bevarte glasiale formelementer kan gi en indikasjon på underlagets egenskaper, samt strømningsdynamikk og tilbaketrekningsmønster gjennom siste deglasiasjonsfase registret i Norskerenna (Schäuble 2012). Både moderne isstrømmer og paleo- isstrømmer langs Norske- Barentshavmarginen (f.eks. Ottesen *et al.* 2001; Andreassen *et al.* 2004; Nygård *et al.* 2004; Rise *et al.* 2004; Ottesen *et al.* 2005; Andreassen *et al.* 2008; Bradwell *et al.* 2008; Andreassen & Winsborrow 2009; Winsborrow *et al.* 2010) og i Antarktis (f.eks. Canals *et al.* 2000; Ó Cofaigh *et al.* 2002; Ó Cofaigh *et al.* 2005; Evans *et al.* 2006; Mosola & Anderson 2006; Anderson & Fretwell 2008; Dowdeswell *et al.* 2008; Ó Cofaigh *et al.* 2008; Graham *et al.* 2009; King *et al.* 2009) er studert for å få en bedre forståelse for isstrømmers dynamikk og stabilitet i deres påvirkning på isdekker.

## 1.1 Studieområdet

Studieområdet i denne oppgaven omfatter sentrale og sørlige deler av Norskerenna. I sørlige deler er området avgrenset vest for Lista, hvor det videre strekker seg til sørvest av Bergen. I øst avgrenses studieområdet av den norske kystlinjen med tilhørende krystallin berggrunn, mens i vest avgrenses området av Nordsjøplatået (Figur 1.1, 3.1). Nordsjøplatået er relativt grunt (<100 m) i forhold til den traufornede Norskerenna, og gir dermed en markant overgang.

Det er gjort en rekke tidligere undersøkelser i studieområdet som gir et litostratigrafisk og seismostratigrafisk rammeverk for den kvartære sekvensen (Figur 2.7, 2.8) (Rise & Rokoengen 1984; Lehman *et al.* 1991; Sejrup *et al.* 1994; Haflidason *et al.* 1995; Sejrup *et al.* 1995; Sejrup *et al.* 1996; Sejrup *et al.* 2000; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001; Nygård *et al.* 2007; Rise *et al.* 2008). Basert på dette er det funnet at Norskerennaisstrømmen har vært aktiv minst 6 ganger de siste 1.1 millioner årene (Figur 2.1) (f.eks. Sejrup *et al.* 2003). Den siste deglasiasjonsfasen er basert på en rekke  $^{14}\text{C}$ -dateringer og skjedde for om lag 18 500 år siden (15 000  $^{14}\text{C}$  år BP) (Lehman *et al.* 1991; Sejrup *et al.* 1994; King *et al.* 1996). Det er antatt at isstrømmen i Norskerenna var aktiv for siste gang under Tampenfremrykket som skjedde for om lag 21- 19 000 år siden. Dette er basert på glasiale formelementer i og rundt studieområdet som er bevist ved blant annet akustiske data, sidesøkende sonardata og multistråledata. Disse dataene er hentet fra blant annet Nordsjøviften, eggakanten, Skagerrak, Jæren og Måløyplatået (f.eks. King *et al.* 1996; Longva & Thorsnes 1997; Sejrup *et al.* 1998; Larsen *et al.* 2000; Ottesen *et al.* 2001; Nygård *et al.* 2004; Nygård *et al.* 2005; Ottesen *et al.* 2005).

## 1.2 Formålet med oppgaven

Studier i Nordsjøen de siste årene har gitt informasjon om når isen trakk seg tilbake gjennom den siste deglasiasjonen. Til tross for at denne informasjonen har bidratt til økt kunnskap om marinbaserte isdekkers rolle innad i et isdekke, er det fremdeles usikkerheter knyttet til stabilitet og dynamikk innad i en paleo- isstrøm i forhold til deglasiasjon og tilbaketrekning. Kunnskap om paleo- isstrømmer og tilhørende dynamikk og stabilitet i deglasiasjonsfasen er ansett å være viktig for å kunne forutse hvordan moderne isdekker og isstrømmer eventuelt vil reagere på fremtidige klimaendringer. Slik kunnskap er viktig for å kunne gi realistiske estimater vedrørende framtidige havnivåendringer knyttet til et varmere globalt klima.

Formålet med denne oppgaven er å få bedre kunnskap om tilbaketrekningen av isstrømmen i Norskerenna gjennom den siste deglasiasjonsfasen. For å oppnå bedre kunnskap er morenemateriale fra siste glasiøse fase og de påfølgende glasimarine sedimentene i Norskerenna studert. Identifisering og kartlegging av isbergturnerte sedimenter etter at ismarginen trakk seg tilbake i Norskerenna bidrar.

Oppgaven er hovedsakelig basert på undersøkelser av sedimentkjerner samt grunnseismiske data (TOPAS). I tillegg er også informasjon fra batymetriske datasett brukt. De grunnseismiske dataene er brukt til korrelasjon av seismiske enheter med definerte enheter fra kjernestratigrafien. Nye dateringer er satt sammen med tidligere dateringer som følgelig vil gi et bedre kronologisk rammeverk for Norskerennas deglasiasjonshistorie.

Arbeidet er en del av det EU- finansierte GLANAM- (Glaciated North Atlantic Margins) prosjektet, som er koordinert av GEO ved Universitetet i Bergen, og inkluderer flere universiteter fra Norge, Storbritannia og Danmark, samt industripartnere. Målet med prosjektet er å få en bedre forståelse for utviklingen av de tidligere glasierte marginene i Nord Atlanteren.

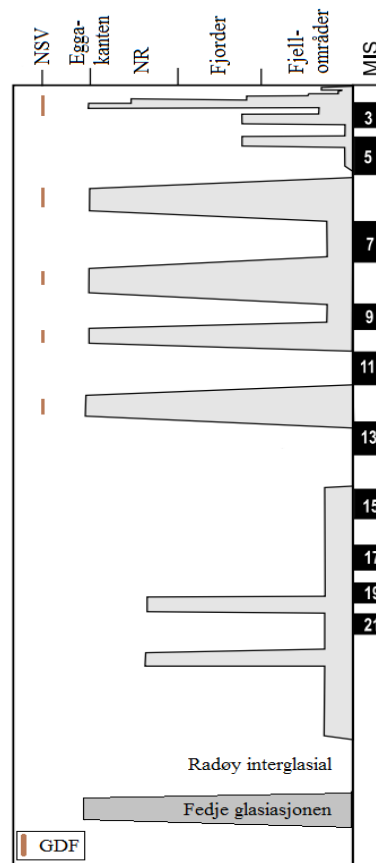
## 2. BAKGRUNN

I dette kapitlet vil glasiationshistorien i sørvest- Norge og østlige deler av Nordsjøen bli gjennomgått, samt stratigrafi og kronologi som er opprettet i nordlige og sørlige Norskerenna. Videre vil det bli gitt en introduksjon av isstrømmer og deres avsetninger og dynamikk, og generelt om isberg samt isberg turbasjon. Til slutt vil det bli gitt en generell introduksjon til glasi- isostasi og havnivåendringer.

### 2.1 Glasiationshistorie

Det er antatt at starten på de store glasiationene i Skandinavia skjedde for om lag 2.8- 2.5 millioner år siden, hvor disse trolig er et resultat av en global nedkjøling i sen- eocen (Mangerud *et al.* 1996; Sejrup *et al.* 2005). I denne perioden er det observert betydelig økning i isdroppet materiale (IRD) fra dyphavskjerner, noe som indikerer kaldere klima med tilstrekkelige mengder isfjell i Norskehavet (Kleiven *et al.* 2002).

I første del av pleistocen, fra 2.7- 1.1 millioner år siden, var klima preget av 41 000 år glasiale sykluser. Etter en overgangsperiode som startet for om lag en million år siden gikk glasiationene over i en 100 000 års syklus hvor isdekkene var betydelig større i glasiationsperiodene (Ruddiman *et al.* 1986; Shackleton *et al.* 1990). Fedjemorenen er den eldste daterte morenen i Norskerenna, og ble avsatt for om lag 1.1 millioner år siden (Sejrup *et al.* 1995; Sejrup *et al.* 2003). Fedjeglasiasjonen er antatt å ha bygget seg helt ut til eggakanten utenfor vest- Norge, noe som blir støttet av identifiserte bunnmorener funnet på Draugenfeltene som ligger på Haltenbanken (Figur 1.1) (Haflidason *et al.* 1991; Sejrup *et al.* 1994; Sejrup *et al.* 1995). I perioden fra Fedjeglasiasjonen og frem til Marin isotoptrinn 12 (ca. 500 000 år siden) er det få beviser som tyder på utbredte glasiasjoner av Nordsjøen. Det er identifisert glasiogene debrisstrøm- pakker i Nordsjøviften som strekker seg tilbake til MIS 12, og som indikerer ekspansjon av isdekket over Norskerenna (Nygård *et al.* 2005). Nordsjøviften har vært hoved- deponeret for glasiale sedimenter fraktet med isstrømmen i Norskerenna fra sørlige Skandinavia, hvor forskjellige glasiogene debrisstrøm- pakker indikerer når Norskerennaisstrømmen var aktiv. De aktive periodene er korrelert med MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Figur 2.1) (King *et al.* 1996; Sejrup *et al.* 2003; Nygård *et al.* 2005). I disse periodene er det antatt at isen ekspanderte ut til eggakanten. For de siste 400 000 årene er det indikasjoner på at Jæren- området skal ha lagt under en isstrøm i Norskerenna flere ganger, basert på geomorfologiske og stratigrafiske observasjoner (f.eks. Sejrup *et al.* 2000).

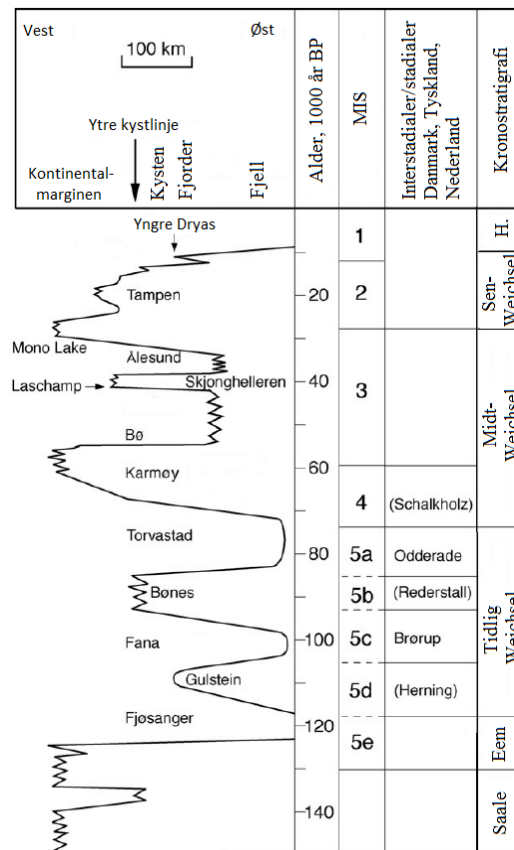


**Figur 2.1:** Glasiationskurve for sørvest- Norge som går tilbake til Fedjeglasiasjonen for 1.1 millioner år siden. NSV- Nordsjøviften, NR- Norskerennen, MIS- Marinisotoptrinn, GDF- glasigene debrisstrømmer. Figuren er modifisert fra Sejrup *et al.* (2005).

### 2.1.1 Tidlig- midt weichsel

Etter eem (MIS 5e), som var den siste mellomistiden, startet klimaet å bli kaldere, og det Fennoskandiske isdekket begynte å vokse frem på land. Gjennom weichsel har det trolig eksistert fire glasiasjoner, med størst utbredelse i de siste glasiasjonene (Figur 2.2). Gjennom tidlig og midt weichsel skal det Fennoskandiske isdekket trolig ha ekspandert østover, over Sverige og Bottenhavet for første gang. På samme tid skal isdekket ha strukket seg over Finland og Finskebukta. Danmark skal også ha blitt dekket delvis av is gjennom MIS 4/tidlig MIS 3 (Svendsen *et al.* 2004; Houmark-Nielsen 2010). I begynnelsen av midt- weichsel, ved Karmøy- stadialen for om lag 90- 70 000 år siden, ekspanderte isen ut til kontinentalmarginen, trolig for første gang i weichsel (Figur 2.2) (Mangerud *et al.* 2011). I slutten av midt- weichsel, ved Ålesund interstadial (38- 34 000 år siden), hadde det Fennoskandiske isdekket begrenset utbredelse langs kysten av vest- Norge. Interstadialen er korrelert med Sandnes interstadial, noe som indikerer at Jæren- området også var isfritt

gjennom overgangen fra MIS 3 til MIS 2 (Mangerud *et al.* 2011). På Jæren er det observert en marin sedimentsekvens på ca. 200 meter som ligger ca. 30 meter over dagens havnivå. Dette er trolig en indikasjon på nedtrykte landområder grunnet gjentatte episoder av overliggende is fra Norskerenna (Sejrup *et al.* 1998; Larsen *et al.* 2000).

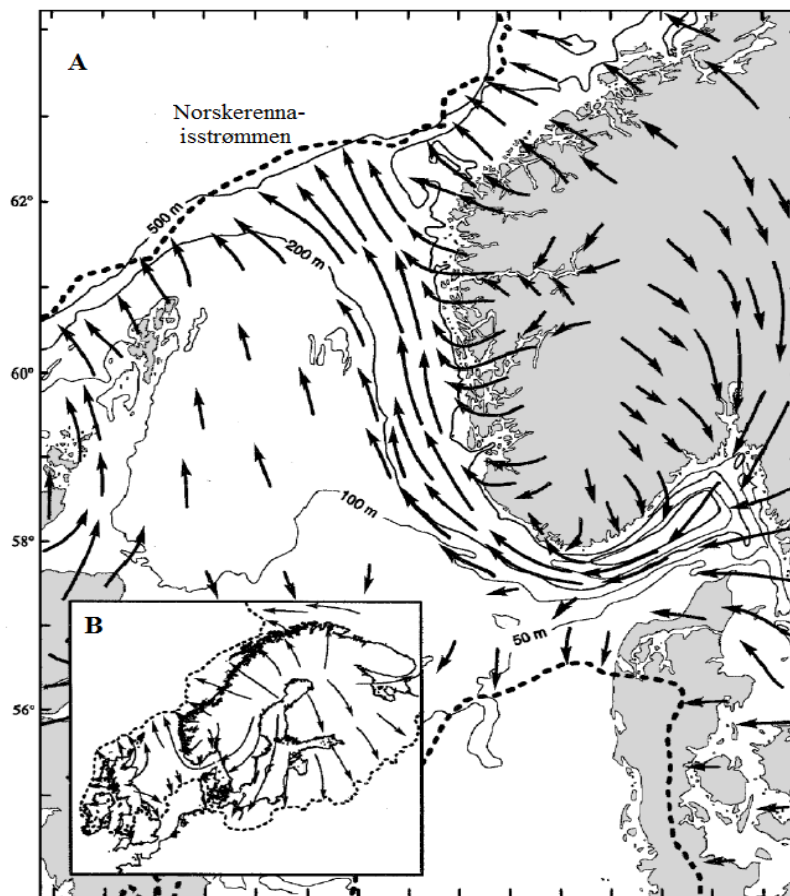


**Figur 2.2:** Glasiasjonssyklus for vest- Norge fra Saale og frem til holocen (H.). Figuren er modifisert fra Mangerud *et al.* (2011).

### 2.1.2 Sen weichsel

MIS 2 og den maksimale isutbredelsen (LGM- siste istids maksimum) dominerte i sen-weichsel (Figur 2.3). Det Fennoskandiske isdekket hadde maksimal utbredelse for ca. 29-25 000 år siden, og i denne perioden er det foreslått en konvergens i sentrale deler av Nordsjøen mellom det britiske og det Fennoskandiske isdekket (Figur 2.3, 2.4) (Sejrup *et al.* 2005; Bradwell *et al.* 2008; Sejrup *et al.* 2009). Ismarginen lå ved eggakanten fra Irland i sør til Svalbard i nord, med unntak av usikkerheten ved Andøya (Figur 2.3, 2.5) (Sejrup *et al.* 2005; Mangerud *et al.* 2011). Isstrømmen i Norskerenna var aktiv gjennom denne perioden, og Skagerrak og deler av Danmark var i tillegg dekket av is (Figur 2.3, 2.5) (Houmark-

Nielsen & Kjær 2003; Sejrup *et al.* 2003; Rise *et al.* 2008). I Danmark er den maksimale isutbredelsen datert til 29- 26 000 år (Houmark-Nielsen & Kjær 2003).



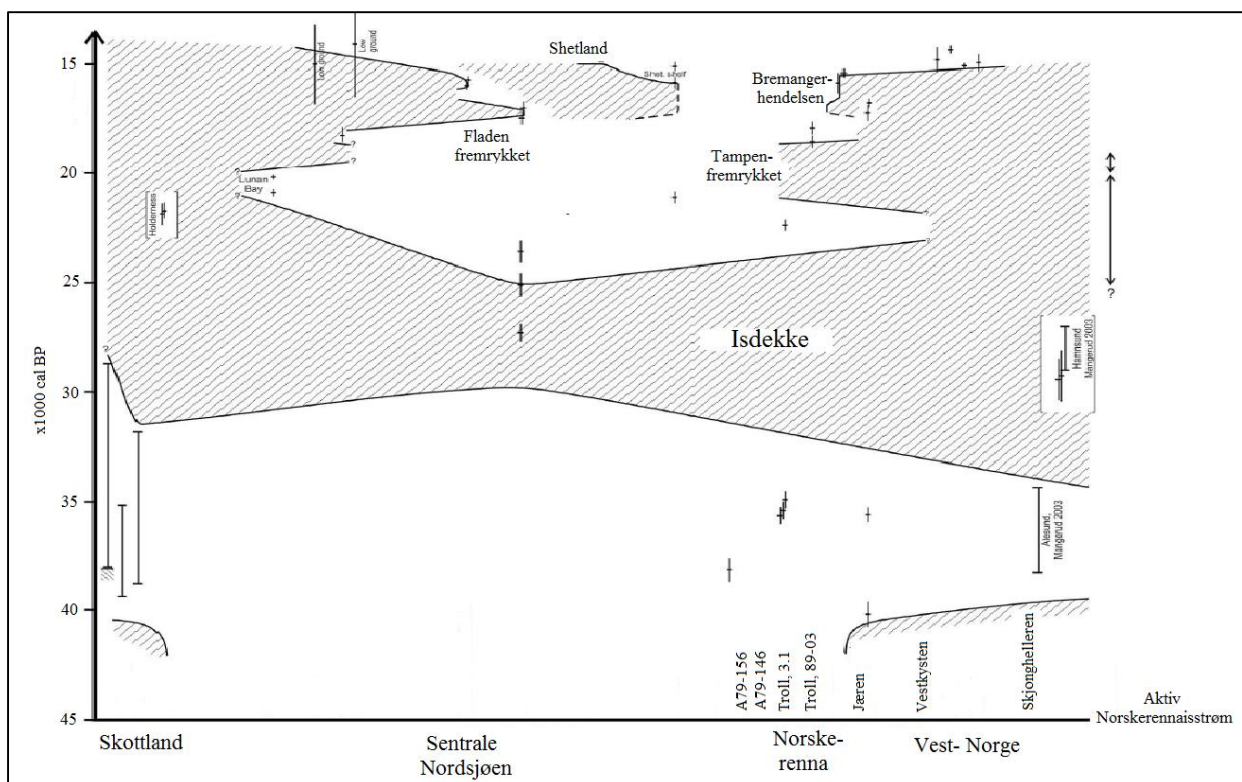
**Figur 2.3:** Figur A) viser isutbredelsen under siste glasiiale maksimum i Nordsjøen og sørlige deler av Norge. Isbevegelsen er indikert av svarte piler hvor hastigheten til isen avhenger av lengden på pilen. B) er et oversiktsbilde over utbredelsen av det Fennoskandiske isdekket under siste glasiiale maksimum. Figuren er modifisert fra Sejrup *et al.* (2003).

### 2.1.3 Deglasiasjonen

Kontakten mellom det britiske og det fennoskandiske isdekket i sentrale deler av Nordsjøen brøt opp for ca. 25 000 år siden (Figur 2.4), da isen desintegreerte trolig grunnet økende havnivå. Nordlige Nordsjøen ble trolig oversvømt av vann etter at isen og den kalvende marginen trakk seg tilbake, og området ble dannet til en marin bukt (Bradwell *et al.* 2008; Sejrup *et al.* 2009). Mellom 22- 19 000 år siden ekspanderte isen fra Norskerenna og vestover til Nordsjøplatået. Tampenfremrykket er linket sammen med den godt definerte Tampenmorenen, og indikerer den marginale posisjonen til isdekket i dette området (Figur 2.4) (Sejrup *et al.* 2009). Nordsjøviften og utløpet av Norskerenna ble deglasiert for ca. 19 000 år siden (King *et al.* 1998; Nygård *et al.* 2007), og i Troll-området ved boring 89-03 er



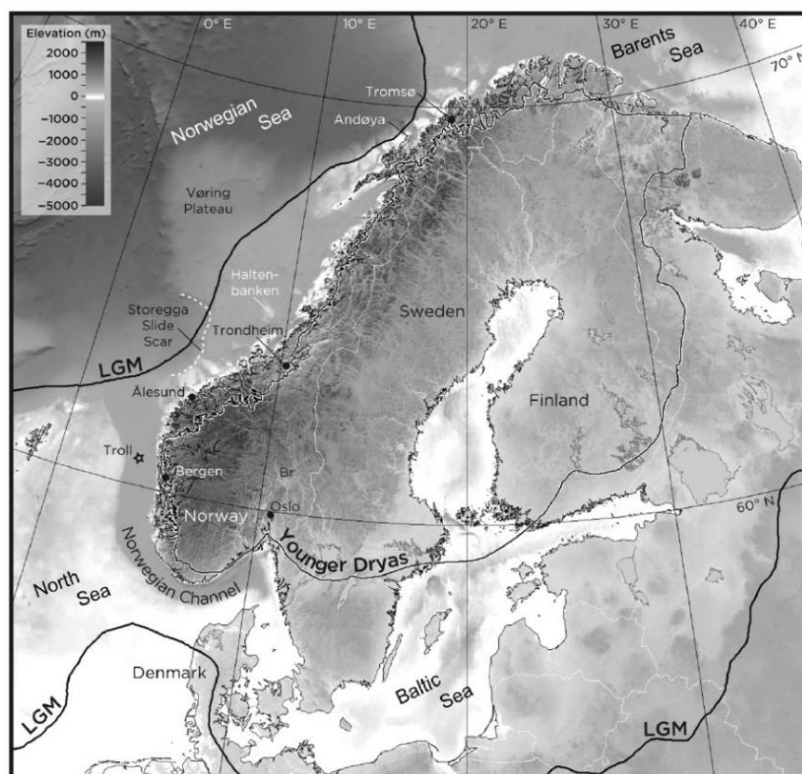
deglasiasjonen datert til ca. 18 400 år (Figur 2.8) (Lehman *et al.* 1991; Sejrup *et al.* 1994). Tilbaketrekkingen av isstrømmen skjedde relativt hurtig med en kalvende ismargin og høyt utslipp av IRD (Haflidason *et al.* 1998). Bremanger hendelsen er et isfremrykk av det fennoskandiske isdekket ut på Måløyplataet som er indikert av Bremanger- morenene (Figur 2.4) (Holtedahl & Bjerkli 1982). Denne hendelsen er datert til 17 500- 15 500 år og er antatt å være et resultat av klimaforholdene gjennom Heinrich- hendelse 1 (Nygård *et al.* 2004). I samme tidsperiode rykket det Britiske isdekket frem over Fladen- området, nord og øst for Shetland (Figur 2.4) (Sejrup *et al.* 2009). Etter Fladen- og Bremanger- hendelsen fortsatte isen å trekke seg tilbake, hvor Bergensområdet i vest- Norge (Figur 1.1) ble deglasiert for 14 500 år siden (12 700  $^{14}\text{C}$  år BP) (Mangerud 1970; Mangerud 1977), mens Jæren, sør for Bergen (Figur 1.1), ble deglasiert for om lag 15 500 år siden (14- 13 000  $^{14}\text{C}$  år BP) (Thomsen 1982; Paus 1989). Lønstrup nord i Danmark og Skåne sørvest i Sverige ble deglasiert for 17 400 år siden (Houmark-Nielsen & Kjær 2003) og styrker observasjonene fra Norskerenna.



**Figur 2.4:** Glasiasjonskurve for nordlige Nordsjøen, modifisert fra Sejrup *et al.* (2009). Kjerne-lokalitet 89-03 og 3.1 fra Troll- feltet, og A79-146 og A79-156 fra Nordsjøplataet er indikert på figuren, samt Fladen- fremrykket, Bremanger- hendelsen og Tampen- fremrykket.

For om lag 15- 13 000  $^{14}\text{C}$  år BP inntraff den klima-stratigrafiske perioden eldre dryas (Mangerud *et al.* 1974). Eldre dryas er i hovedsak en kaldere periode med sporadisk isdroppet

materiale, hvor polare vannmasser dominerte ved et stabilt lavt havnivå. Det er også foreslått at sedimentasjonen ble dominert av havstrømmer som dannet en jevn og ensartet sekvens på tvers av norskemarginen (Haflidason *et al.* 1998). Eldre dryas er etterfulgt av den klimastratigrafiske perioden bølling- allerød, som varte fra om lag 13- 11 000  $^{14}\text{C}$  år siden (Mangerud *et al.* 1974), og er antatt å være en varmere periode. I denne perioden var det en betydelig økning i havnivå, hvor overflatestrømmer trolig har hatt stor påvirkning (Fairbanks 1989). Stigende havnivå og økt bølgeerosjon resulterte også i økt sedimenttilførsel fra eksponerte landområder. Innstrømming av varme atlantiske vannmasser og avsetning av finkornet materiale er karakteristisk for bølling- allerød, hvor det også er observert sporadisk IRD (Haflidason *et al.* 1998).



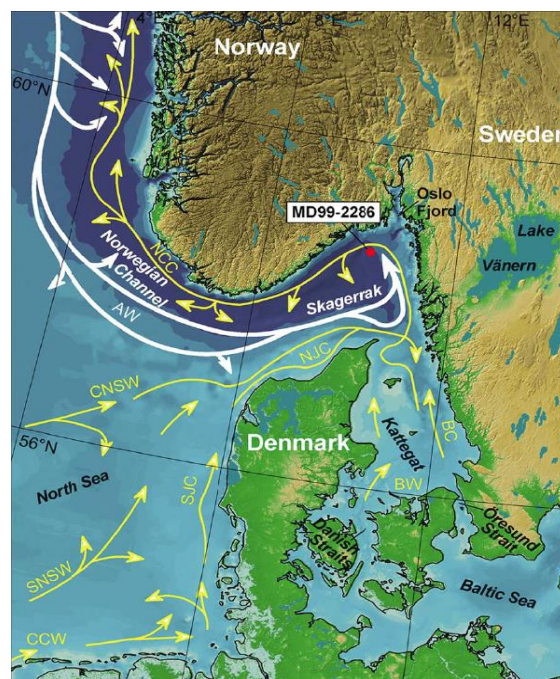
**Figur 2.5:** Oversiktskart over den Fennoskandiske isutbredelsen gjennom Yngre Dryas. Siste maksimale isutbredelse er også merket på kartet med den tykkeste svarte streken (Mangerud *et al.* 2011).

Ismarginen til det fennoskandiske isdekket lå innenfor kystområdene da den kalde klimastratigrafiske yngre dryas- perioden inntraff (Figur 2.2, 2.5). Ismarginen stagnerte i tilbaketrekkningen, og noen steder rykket isen også fremover (Mangerud *et al.* 2011). Yngre dryas skjedde for om lag 11 600- 12 800 år siden (Andersen *et al.* 1995a; Lohne *et al.* 2012), og er indikert ved et godt bevart morenebelte. Morenebeltet strekker seg langs kysten og indre

delar av kystområdene i Norge, over til sørlige deler av Sverige, og opp gjennom Finland (Figur 2.5) (Mangerud 1980; Gyllencreutz *et al.* 2007; Mangerud *et al.* 2011). For 11 500 år trakk ismarginen seg hurtig tilbake i de vestnorske fjordene, da den endelige deglasiasjonen skal ha skjedd. Isdekket ble tilslutt delt opp i mindre isdomer og fjellbreer langs fjellkjeden i Norge og Sverige (Nesje & Dahl 1993).

## 2.2 Postglasiale- og dagens sedimentasjonsforhold

Sedimentasjonsmiljøet utenfor kysten av vest- Norge var preget av høy sedimentasjonsrate og avsetning av terrigent materiale rett etter at ismarginen hadde trukket seg tilbake. Det postglasiale miljøet hadde en betydelig lavere sedimentasjonsrate med mer biogen sedimentasjon (f.eks. Andersen *et al.* 1995a). Dagens sedimentasjon i Norskerennen er hovedsakelig styrt av den Nordatlantiske havstrømmen (Figur 2.6). Vannmassene strømmer inn i Nordsjøen mellom Skottland og Norge, via den Engelske kanal i sørvest. I Skagerrak blir vannmassene blandet med mindre saline vannmasser fra det baltiske hav, som videre strømmer sammen langs den norske kysten og ut av Norskerenna (Figur 2.6). Dette utgjør den norske kyststrømmen (NCC), og sammen med den Nordatlantiske strømmen utgjør de en antiklokkveis sirkulasjon i Nordsjøen (Figur 2.6) (f.eks. Gyllencreutz *et al.* 2005; Gyllencreutz *et al.* 2006).



**Figur 2.6:** Havsirkulasjon i dagens nordøstlige Nordsjøen (Gyllencreutz *et al.* 2006). Hvite piler indikerer vannmasser mer eller mindre direkte fra Atlanterhavet, mens gule piler indikerer vannmasser transportert via det Baltiske hav eller Nordsjøen. Bredden på pilene viser den relative størrelsen på volumtransporten.

## 2.3 Stratigrafi og kronologi

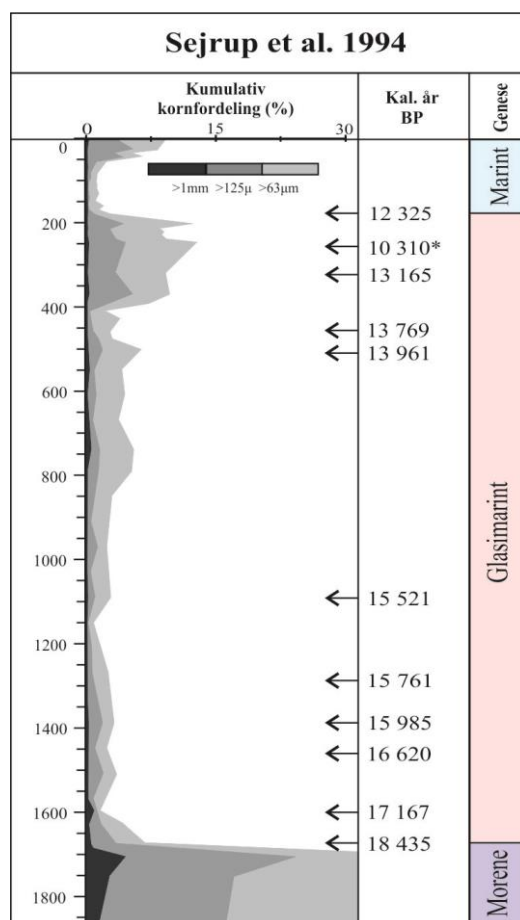
Stratigrafi og kronologi i nordlige deler av Norskerenna er blant annet basert på borekjerne 89-03 (Sejrup *et al.* 1994; Sejrup *et al.* 1995) og kjerne 91-1 (Sejrup *et al.* 1994; Haflidason *et al.* 1995), hvor det er definert seks ulike litosoner som spenner over de siste 1.1 millioner årene (Figur 2.8). Litosonene er korrelert med fire seismostratigrafiske enheter, Enhet A-D (Figur 2.8). I sørlige deler av Norskerenna, fra Egersund til Skagerrak, har Rise *et al.* (2008) kartlagt fem seismiske enheter basert på seismiske profil (Figur 2.10), batymetri og sedimentkjerner, som spenner over de siste ca. 18 000 årene.

### 2.3.1 Nordlige deler av Norskerenna

#### *Kjernestratigrafi*

Boring 89-03 og kjerne 91-1, på henholdsvis 219 m og 3 m, og er lokalisert ved Troll- feltet i nordlige deler av Norskerenna. Kjerne 28-03 (Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001) er ca. 4,5 m lang og lokalisert ca. 25 km nord for boring 89-03, og sammen med boring 89-03 og kjerne 91-1 er de korrelert med hverandre basert på flere AMS  $^{14}\text{C}$ - dateringer og askelag. Totalt utgjør de en lengde på 21 m som spenner over de siste 18 400 årene (Figur 2.7) (Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001). Kjernestratigrafien i 89-03 er delt inn i ulike litosoner som går fra L1- L6 (Figur 2.8). I de øverste 20 meterne er det studert biostratigrafi, litostratigrafi og fysiske og kjemiske sedimentologiske parameter i detalj, samt opprettet en  $^{14}\text{C}$ - kronologi for den siste deglasiasjonsfasen hvor det er benyttet en reservoaralder på 440 år (Sejrup *et al.* 1994; Haflidason *et al.* 1995). Påfølgende beskrivelse av kjernestratigrafi og seismotratigrafi er basert på Sejrup *et al.* (1994) og Haflidason *et al.* (1995).

Litosone L1- L6 representerer de litologiske egenskapene til sedimentene i boring 89-03 (Figur 2.8). Litosone 6 ligger stratigrafisk nederst og er beskrevet som matriksbåren diamikton adskilt av tynne lag med sortert sand, og på grunnlag av dette tolket til å bestå av morenemateriale (Fedje diamikton) (Figur 2.8). Litosone 5 ligger stratigrafisk over L6 og består av godt sortert finkornede sedimenter. Den er tolket til være avsatt under normale marine forhold, hvor det marine miljøet likevel er antatt å ha variert over tid (Figur 2.8). Litosone 4 består av massiv matriksbåren diamikton med liten variasjon i kornstørrelsefordelingen, og har noen av de samme likhetstrekkene som L6 og L2. L4 er ut ifra observasjonene tolket til å være morenemateriale (Figur 2.8).



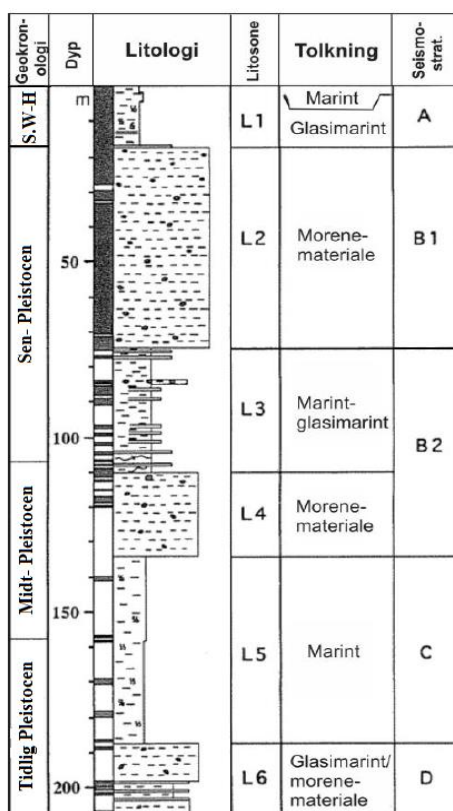
**Figur 2.7:** Oversikt over kumulativ kornfordeling, kalender år og genese i de øverste 20 meterne av boring 89-03. Kjerne-lokalitet er vist på Figur 1.1 og 3.1. Dateringene er gitt i kalenderår BP (se tabell 3.6 for konvensjonell alder hentet fra Klitgaard-Kristensen *et al.* (2001)). Marint og glasimarint materiale tilsvarer L1, mens morenematerialet tilsvarer L2.

Litosone 3 består av store miljøvariasjoner hvor massiv diamikton er avgrenset av delvis laminerte sedimenter. Litosonen er tolket til å være avsatt under normal- marine forhold til sterkt glasialt miljø (Figur 2.8). Litosone 2 er en svært homogen, massiv diamikton med lite variasjon i avsetningsmiljøet. Parameterne i denne litosonen foreslår at det kan ha vært to eller tre forskjellige episoder av avsetning. Enheten viser også likhetstrekk med L4 og L6, og er tolket til å være morenemateriale (Figur 2.7, 2.8). Litosone 1 består av ukonsoliderte, finkornede sedimenter i den nederste delen, og mer grovere sedimenter i et intervall fra 7.5-1.8 m. L1 er tolket til å være avsatt i et delvis glasimarint til marint miljø, som representerer henholdsvis den siste deglasiasjonen og holocen (Figur 2.7, 2.8).

### *Seismisk stratigrafi*

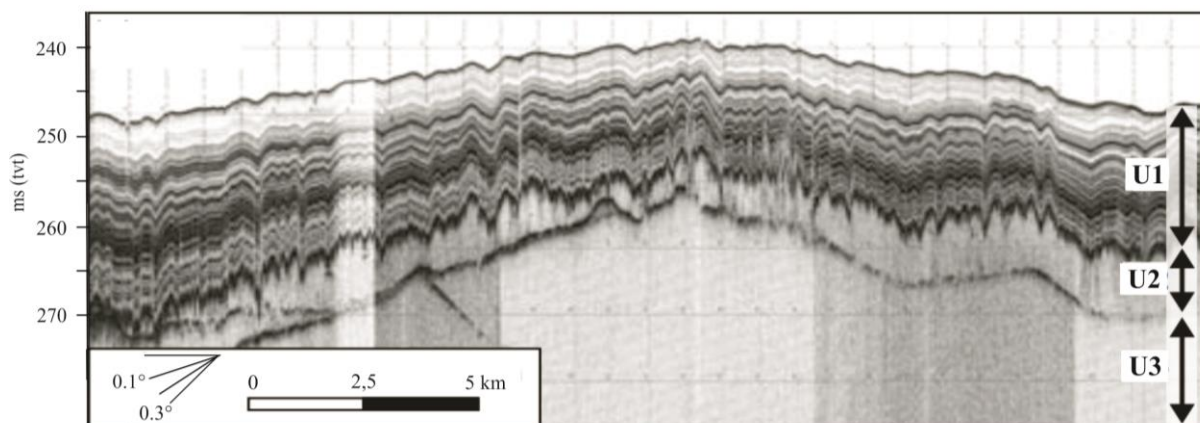
Sejrup et al. (1995) har delt inn den seismiske sekvensen over den kvartære inkonfirmiteten i fire enheter. Enhet D ligger stratigrafisk nederst og har en seismisk homogen

refleksjonskarakteristisk. Den er ca. 0- 30 ms tykk i øst- vest retning, men kiler ut i den vestlige delen av Norskerenna. Denne enheten er korrelert sammen med L6 som er tolket til å være morenemateriale (Figur 2.8). Enhet C har en sterk akustisk laminert refleksjonskarakteristikk og har en mektighet på ca. 50- 70 m i nord-sør retning. Fortsettelsen av denne enheten lengre sør i Norskerenna er ikke klart, og en tykk, akustisk laminert sekvens utenfor Jæren kan være denne enheten C. Enhet C er korrelert med L5 som ble avsatt gjennom normalmarine forhold (Figur 2.8). Enhet B er delt inn i 2 underenheter, henholdsvis Enhet B1 og Enhet B2, hvor en relativt sterk internreflektor skiller de. Denne sterke internreflektoren indikerer ofte gass. B2 ligger stratigrafisk nederst og er karakterisert ved størst mektighet i østlige deler av Norskerenna, mens B1 har størst mektighet i vestlige deler. Enhet B2 kan trolig korreleres med L4- L3, mens Enhet B1 korreleres med L2 (Figur 2.8). Enhet A ligger stratigrafisk øverst og har en sterk akustisk laminert refleksjonskarakteristikk. Den har en mektighet på opptil 70 ms og draperer over Enhet B. Langs kystområdene begrenser de sterke havstrømmene sedimentasjon, og Enhet A er ikke synlig i disse områdene. Enhet A korreleres med L1 og representerer holocene- og deglasiasjonssedimenter (Figur 2.8).



**Figur 2.8:** Geokronologi, litostratigrafi, seismisk stratigrafi med tilhørende tolkning fra boring 89-03 fra nordlige Norskerennen (se figur 1.1 og 3.1 for kjernelokalitet). S.W-H – Senweichsel- holocen. Figuren er modifisert fra Sejrup *et al.* (1995).

I tillegg til seismostratigrafien presentert av Sejrup *et al.* (1995), har Nygård *et al.* (2007) identifisert tre seismiske enheter på grunnlag av et høyoppløselig TOPAS- profil nord for boring 89-03 (Figur 2.9). Enhet U3 ligger stratigrafisk nederst, og i likhet med den overliggende Enhet U2 er de karakterisert ved en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk. Enhet U3 består trolig av overkonsolidert morenemateriale, mens Enhet U2 trolig består av svakt overkonsolidert morenemateriale med relativt lav skjærstyrke. Enhet U2 er også beskrevet med en flat nedre grense og en irregulær øvre grense, hvor øvre grense er antatt å være påvirket av megaskala glasiale lineasjoner (MSGLE-er). Enheten har akustiske likhetstrekk med avsetninger fra Marguerite Trough i Antarktis, tolket som deformasjonsmorene med lav skjærstyrke dannet under en paleo- isstrøm. Enhet U1 ligger stratigrafisk øverst og har en akustisk laminert til transparent refleksjonskarakteristikk tolket som hemipelagiske og glasimarine sedimenter. Sedimentene ble avsatt gjennom siste deglasiasjonsfase og holocen. Enhet U1 er antatt å tilsvarer Enhet A og Litosone 1, mens Enhet U3 og Enhet U2 tilsvarer Enhet B1 og Litosone 2 fra Sejrup *et al.* (1995).

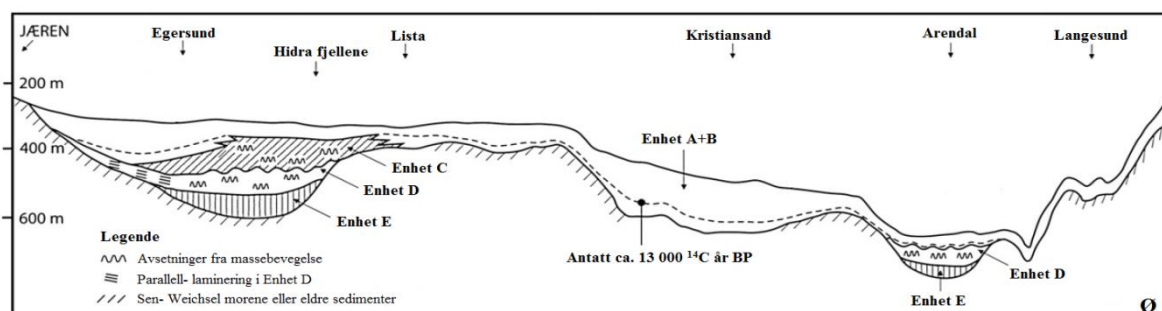


**Figur 2.9:** TOPAS- profil fra nordlige Norskerenna, hvor Enhet U3 tilsvarer overkonsolidert morenemateriale, Enhet U2 tilsvarer svakt overkonsolidert morenemateriale og Enhet U1 tilsvarer glasimarine og marine sedimenter (modifisert fra Nygård *et al.* (2007)).

### 2.3.2 Sørliche deler av Norskerenna

Rise *et al.* (2008) har kartlagt sørlige deler av Norskerenna, som strekker seg fra østlige Skagerrak til vest av Jæren. Fem ulike seismiske enheter er kartlagt, hvor det også er hentet opp sedimentkjerner sør for Egersund (Figur 2.10), samt øverste del av sørlige Skagerrak-skråningen. Beskrivelser av sedimentkjernene gir en indikasjon på hva de ulike seismiske enhetene består av. Det er i tillegg utført flere dateringer på skjell fra kjernene som er med på

å gi et kronologisk rammeverk for de seismiske enhetene, hvor det er benyttet en reservoaralder på 440 år (Rise *et al.* 2008).



**Figur 2.10:** Skjematisk profil langs Norskerenna, fra Jæren til Langesund, som viser de postglasiale enhetene over morenemateriale eller sedimentær berggrunn kartlagt av Rise *et al.* (2008) (modifisert fra Rise *et al.* (2008)).

### Seismisk stratigrafi

Enhet E ligger stratigrafisk nederst, og har en akustisk strukturløs facies, hvor en til dels horisontal og irregulær reflektor skiller Enhet E fra Enhet D (Figur 2.10). Enheten er avsatt i de dypeste delene sør for Egersund, samt i overfordypningen i Skagerrak. Rett etter at isen i Norskerenna ble flytende er det antatt at Enhet E ble avsatt, og representerer dermed den eldste enheten. Enhet D har en akustisk strukturløs facies, hvor det forekommer svake og diskontinuerlige reflektorer (Figur 2.10). Sør for Egersund har enheten en laminert karakter med lokale forstyrrelser. Sedimentene består trolig av avsetninger fra massebevegelse, og er kun observert sør for Egersund og Lista, samt sør for Arendal. Enhet C har en karakteristisk seismisk signatur, med sub- parallelle reflektorer med høy amplitude. Det er også observert områder i enheten hvor reflektorene har en bølgeformet karakter. Disse opptrer hvor underliggende Enhet D har en «hummocky» overflate (Figur 2.10). Enhet C er kun observert mellom Lista og Egersund med en mektighet på over 80 m. Enheten er avsatt mellom 14,5-13 000 <sup>14</sup>C år BP, og er tolket til å bestå av avsetninger fra paleo- elver, som f.eks. Elben. I dette tidsintervallet er det antatt en begrenset innstrømning av Atlantiske vannmasser. For 13 000 <sup>14</sup>C år siden BP endret avsetningsmiljøet seg grunnet økende innstrømning av salint havvann, hvor det også ble en mer åpen sirkulasjon i vannmassene. Dette representerer starten på avsetningen av Enhet B som består av en akustisk laminert facies, hvor de parallelle reflektorene kan følges over lengre avstander. Sedimentene har størst utbredelse og mektighet i vestlige Skagerrak, samt sør for Egersund, og består av hemipelagisk, glasimarine sedimenter (Figur 2.10). Enhet A ligger stratigrafisk øverst og er observert med svake,



parallele reflektorer avsatt i holocen (10 000  $^{14}\text{C}$  år BP og frem til i dag) (Figur 2.10). Enheten har en observert mektighet på mellom 0- 100 m i sørlige deler av Norskerenna og i Skagerrak, og har likhetstrekk med avsetningsmønsteret i Enhet B.

### ***Kjernestratigrafi***

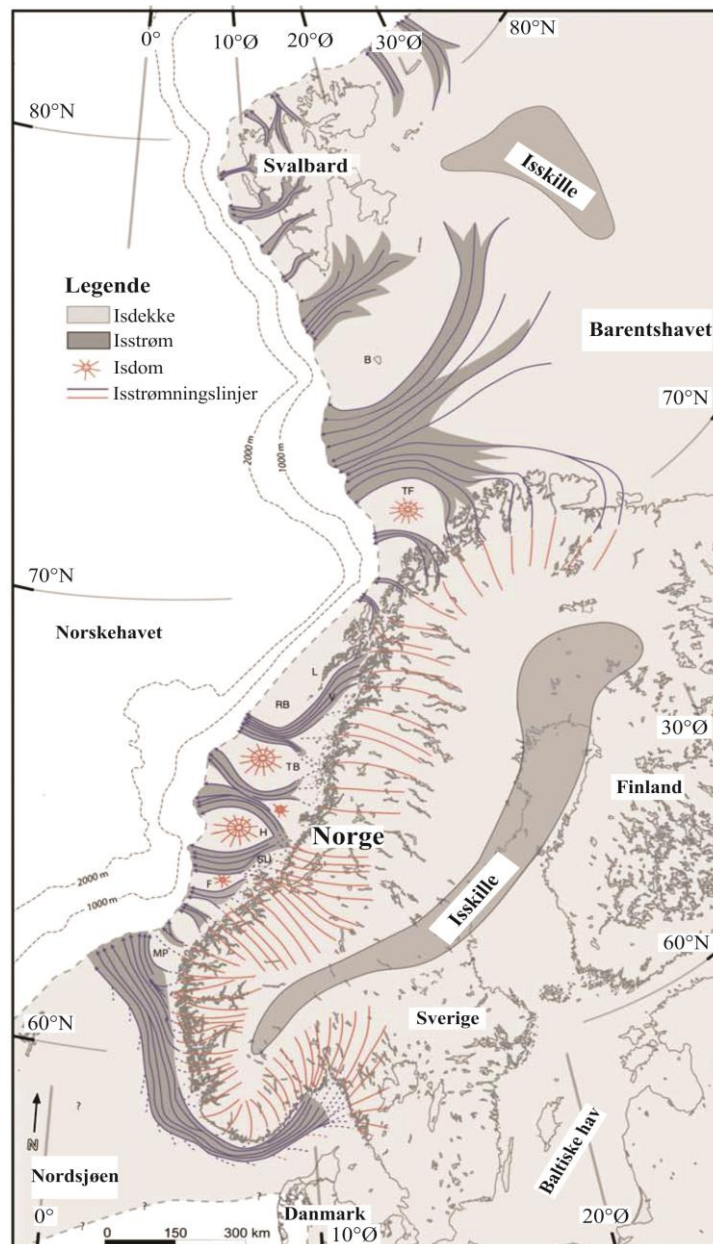
Fire fallkjerneprøver på 2,5- 3,4 m er lokalisert på den nordlige marginen av renna, sør for Egersund (Figur 2.10). I dette området er Enhet A, B og C observert til å kile ut nær havbunnen. Enhet A er hovedsakelig beskrevet som laminert til massiv leire, med lav skjærstyrke (3-7 kPa) og sandinnhold mindre enn 2,5%. Enhet B er hovedsakelig beskrevet med en høyere skjærstyrke enn Enhet A, samt massiv til laminert siltig, sandig leire med varierende isdroppet materiale opptil 10% (>1mm). Enhet C er hovedsakelig beskrevet med intervaller av massive og laminerte sedimenter av siltig leire, med lavt sand- og IRD- innhold (Rise *et al.* 2008).

## **2.4 Isstrømmer**

### **2.4.1 Generelt om isstrømmer**

Isstrømmer er soner med relativt rasktstrømmende is som gjerne strømmer i en annen retning enn den omkringliggende, sakterestrømmende isen i isdekket (Figur 2.11) (Bentley 1984, 1987; Stokes & Clark 2001; Dowdeswell *et al.* 2004). De kan bli flere hundre kilometer lange, og flere titalls kilometer brede (Bennett 2003). Den store isfluksen som er registrert i sonene med hurtigstrømmende is har stor effekt på isdekkers stabilitet og konfigurasjon. Det er antatt at isstrømmer på Antarktisk utgjør omtrent 10% av det totale isvolumet, hvor de samtidig står for ca. 90% av den totale transporten av sedimenter, is og smeltevann ut i dyphavet (f.eks. Bennett 2003; Clark *et al.* 2003a). Den hurtige dreneringen av isdekker kan også ha implikasjoner for oseanografiske og klimatiske endringer (Stokes & Clark 2001; Clark *et al.* 2004). Moderne isstrømmer har blitt observert med betydelige variasjoner, som inkluderer stagnasjon av ismarginen, deakslerasjon, lateral migrasjon, akselerasjon og tynning (f.eks. Anandkrishnan & Alley 1997; Shepherd *et al.* 2004). Variasjonene har skjedd i løpet av relativt kort tid, hvor mekanismene som påvirker isstrømmen er antatt å være kompleks. Havnivåendringer, havtemperatur, atmosfærisk temperatur, dannelse av grunningssonekiler, dreneringsbassengets størrelse og utbredelse, samt kanalisering av smeltevann under bresålen er faktorer og drivkrefter som har blitt foreslått til å påvirke isstrømmer og deres hurtige og varierende strømning (f.eks. Anandkrishnan & Alley 1997; Shepherd *et al.* 2004; Alley *et al.* 2007; Howat *et al.* 2007; Vaughan & Arthern 2007; Ó Cofaigh *et al.* 2008). Det er likevel

usikkert hvor mye de ulike faktorene påvirker isstrømmer, og det er derfor også vanskelig å forutse fremtidens isstrømdynamikk og stabilitet (f.eks. Solomon *et al.* 2007).



**Figur 2.11:** Rekonstruksjon av strømningsregimet, samt hurtige isstrømmer, til det Eurasiske isdekket og Barents/Svalbard isdekket i sen weichsel (modifisert fra Ottesen *et al.* (2005)).

Paleo- isstrømmer på høyere breddegrader har blitt studert med hensyn på underlagets geologi og karakteristiske avtrykk (formelementer) for å kunne rekonstruere tidligere strømningsmønstre, og dermed vurdere fremtidige endringer i moderne isstrømmer. Kunnskap om paleo- isstrømmer ansees derfor som viktig for å forstå isstrømmers fremtidige respons og dynamikk i forhold til klimaendringer.

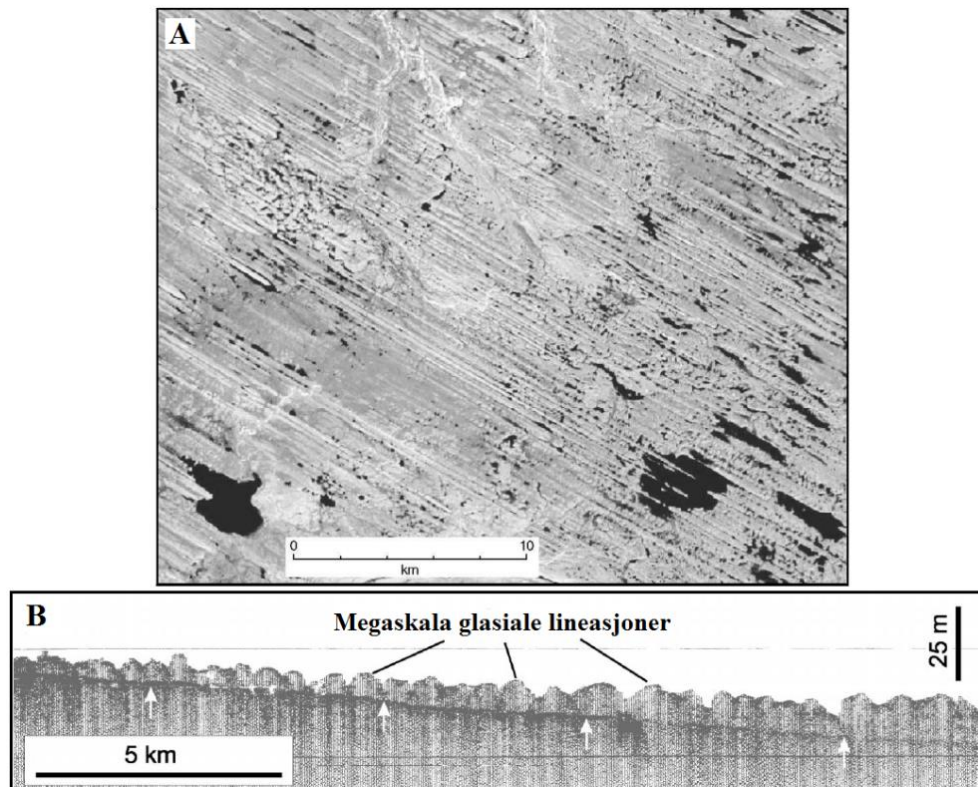
### 2.4.2 Strømningsdynamikk

Isstrømmer kan bevege seg opptil hundre til tusenvis av meter pr år (f.eks. Bennett 2003; Ottesen *et al.* 2005), hvor den raske hastighet trolig er et samspill mellom både intern deformasjon og underlagets geologi og egenskaper. Deformasjon av subglasialt, ukonsolidert og porøst materiale, samt deformasjon av subglasialt morenemateriale er også foreslått som en mekanisme for hurtigstrømmende is (f.eks. Alley *et al.* 1986; Dowdeswell *et al.* 2004). Mekanismene som forårsaker den hurtige bevegelsen i isstrømmer er enda ikke fullt forstått. Det er likevel antatt et koblet system mellom isstrømmen og det deformerte underlaget, hvor samspillet mellom disse er viktige i genereringen av hurtig isstrømning. Det subglasiale systemets mekaniske oppførsel avhenger ikke bare av egenskapene til morenedekket, men også det subglasiale vanntrykket, som i tillegg er avhengig av subglasiale dreneringsforhold. Morenelagets hastighet og deformasjonsevne er også avhengig av det subglasiale vanntrykket i sedimentene (Boulton *et al.* 2001).

Det er fremdeles diskutert hvordan og hvor isstrømmer oppstår. Winsborrow *et al.* (2010b) har foreslått og diskutert flere faktorer som kan være med på å styre lokasjonen til isstrømmer. Fjorder og dype traue, samt en kalvende ismargin, er noen av faktorene som trolig er viktige. I fjorder og traue vil det akkumuleres mer is som fører til økt friksjon, og dermed økt basalsmelting. Smeltevannet trenger ned i sedimentene under isen, hvor det vannmettede deformasjonslaget vil generere bevegelse i isdekket og i den tilhørende isstrømmen. De fleste isstrømmer er assosiert med deformasjonsmorene, men det er fremdeles usikkert hvor stor del av isbevegelsen som blir påvirket av basal gliding, og hvor mye som skyldes sedimentdeformasjon (f.eks. Ó Cofaigh *et al.* 2005).

### 2.4.3 Geomorfologi som indikerer paleo- isstrøm

Det er flere ulike karakteristiske avsetninger eller avtrykk gitt av isstrømmer som er med på å indikere hurtig isstrømning. Disse geomorfologiske formentene kan observeres på havbunnen og gjerne langs marginer av paleo- isstrømmer. Typiske formenter antatt avsatt av isstrømmer er megaskala glasiiale lineasjoner (MSGGL), grunningssoner (GSK), storskala furer og transverse-, skjærmarginale- og mediale morenerygger (f.eks. Eyles & Rogerson 1978; Stokes & Clark 1999; Wellner *et al.* 2001; Ottesen *et al.* 2005).

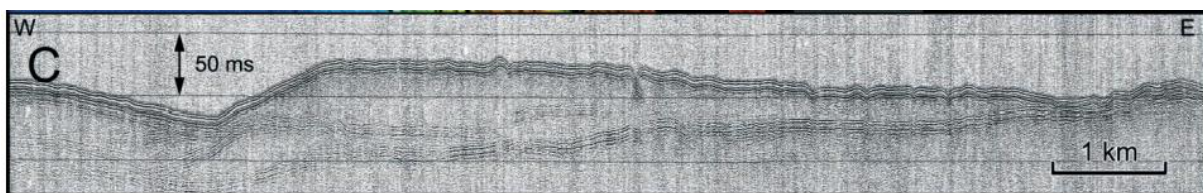


**Figur 2.12:** A) MSGL-er sett ovenfra (Clark *et al.* 2003b). B) Profil av MSGL-er, modifisert fra Dowdeswell *et al.* (2004).

Megaskala glasiiale lineasjoner (MSGL-er) regnes som de viktigste av de øvrige formentene for identifisering av tidligere hurtig isstrømning (Dowdeswell *et al.* 2008). De opptrer i strømlinjeformede rygger og traue ofte dannet i et deformert morenemateriale med lav skjærstyrke, hvor strukturene er orientert parallelt med isstrømmens bevegelsesretning (Dowdeswell *et al.* 2004). MSGL-er varierer fra flere hundre meter til flere titalls km i lengde (Figur 2.12, 2.14, 2.15, 2.17) (Ottesen *et al.* 2005). Bredden varierer fra et par titalls meter og opp til flere hundre meter, i tillegg til en amplitude på noen få meter. For at lineasjonene skal kunne klassifiseres som MSGL, samt konkludere med rask isstrømning, må de ha et bredde:lengdeforhold på  $>1:10$  (Clark 1993; Stokes & Clark 1999). Det er likevel ikke alltid det blir produsert MSGL ved hurtig strømning (Stokes & Clark 2002).

Megaskala glasiiale lineasjoner har blitt identifisert i en rekke undersøkelser både i Antarktis (f.eks. Wellner *et al.* 2001; Ó Cofaigh *et al.* 2002; Dowdeswell *et al.* 2004; Mosola & Anderson 2006) og langs den Norske-Barentshavsmarginen (f.eks. Ottesen *et al.* 2005; Andreassen *et al.* 2008), og ut ifra deres distribusjon har en rekke paleo-isstrømmer blitt rekonstruert. Det er likevel usikkerhet knyttet til dannelsesprosessen av lineasjonene, hvor det

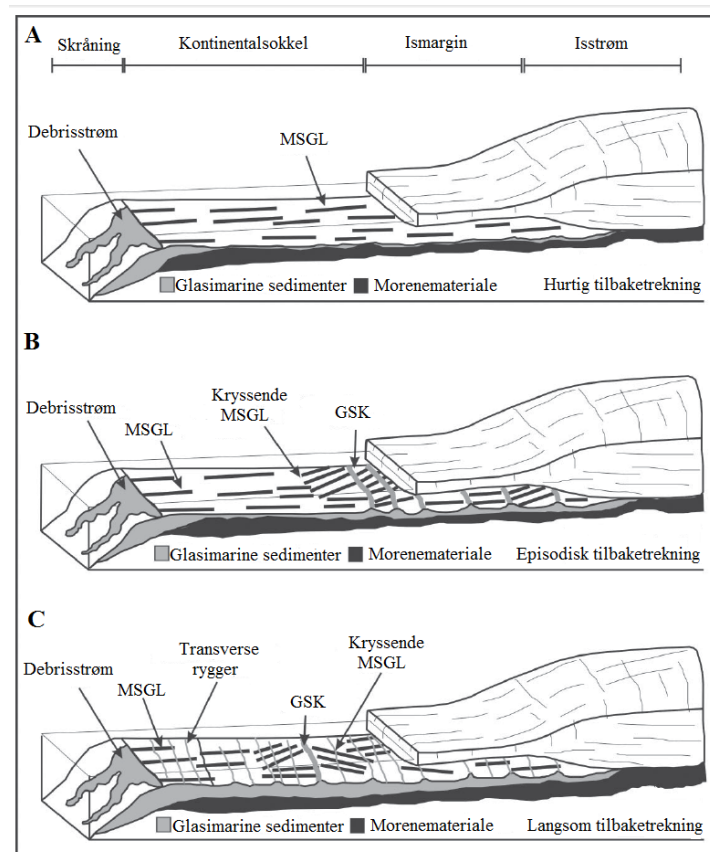
har vært diskutert om de er dannet ved avsetning (Clark 1993) eller erosjon (Clark *et al.* 2003b). Dannelse ved erosjon er basert på pløye- teorien («Groove-plouging theory») hvor storskala uregelmessigheter i bresålen pløyer avlange spor i det ukonsoliderte underlaget. Uregelmessighetene i bresålen er antatt å oppstå når isen passerer over grunnfjell og konfluenssoner, grunnet isens lavere styrke og deformasjonskapasitet i forhold til det harde underlaget. Etter hvert som isen beveger seg over et mykt underlag, med lavere styrke og deformasjonshastighet enn isen, vil underlaget få samme form som bresålen. Bresålens uregelmessigheter kan fraktes over store distanser og danne megaskala glasiale lineasjoner (Clark *et al.* 2003b).



**Figur 2.13:** Profil av en grunningsonekile (Ottesen *et al.* 2007).

Grunningsonekiler, også referert som «till tongues» (King *et al.* 1991) og «till delta» (Alley *et al.* 1989), ligger som oftest stratigrafisk over og vinkelrett på MSGL (Figur 2.14). De varierer i størrelse, men kan nå en utstrekning på opptil flere titalls km og flere titalls meter i høyden (Figur 2.13). Formelementene er karakterisert som havbunnsramper med en svakt hellende proksimalside, samt en kileformet utforming (Figur 2.13) (f.eks. Alley *et al.* 1989; Howat & Domack 2003; Ó Cofaigh *et al.* 2005; Anandakrishnan *et al.* 2007; Ó Cofaigh *et al.* 2008; Graham *et al.* 2009). Slike sedimentdeposentre har antagelig en stabiliserende effekt på ismarginen, spesielt i forbindelse med havnivåendringer (Alley *et al.* 2007; Anandakrishnan *et al.* 2007).

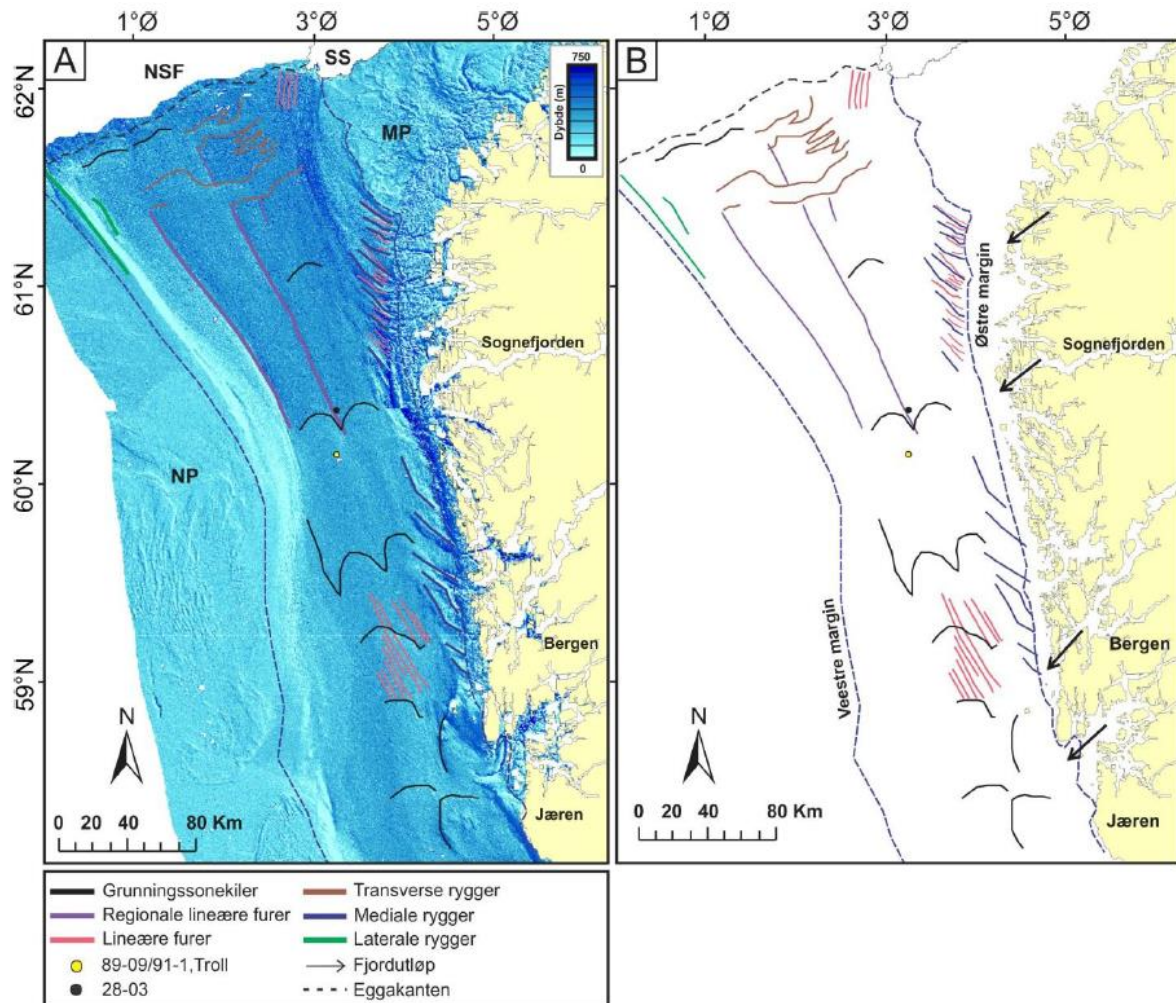
Grunningsonekiler er hovedsakelig antatt å bli ha blitt dannet ved subglasial transport av deformasjonsmorene ved grunningslinjen (ismarginen) under stillstand av ismarginen (Alley *et al.* 1989; Dowdeswell *et al.* 2008). Christoffersen *et al.* (2010) har foreslått en annen hypotese, hvor sedimentakkumulasjon foregår ved basal nedfrysing internt i isen ved stillstand i ismarginen. Ved aktiv isstrømning vil materialet smelte og bli transportert frem til ismarginen hvor det blir dannet GSK-er. Mekanismene bak dannelsen av GSK-er ved tilbaketrekning av ismarginen er fremdeles mer usikkert (Howat & Domack 2003).



**Figur 2.14:** Figuren viser ulike tilbaketrekningsmønstre for paleo- isstrømmer samt tilhørende formelementer. A) Hurtig tilbaketrekning er indikert ved godt bevarte megaskala glisiale lineasjoner (MSGSL-er). B) Episodisk tilbaketrekning karakterisert ved MSGSL-er, transverse rygger og grunningsonekiler (GSK-er). GSK-er og de transverse ryggene ligger stratigrafisk over MSGSL-er. C) Langsom tilbaketrekning av ismarginen er assosiert med en relativt mektig sekvens av glasi-marine sedimenter, samt kryssende MSGSL-er og hyppige transverse rygger. Figuren er modifisert fra Ó Cofaigh *et al.* (2008).

Basert på geomorfologiske og sedimentære bevis fra paleo- isstrømlokaliteter i Antarktis har Ó Cofaigh *et al.* (2008) utarbeidet ulike modeller i forbindelse med tilbaketrekningsmønsteret til isstrømmer (langsom, episodisk og hurtig tilbaketrekning) (Figur 2.14). Ved hurtig tilbaketrekning av ismarginen er kontinuerlige og godt bevarte MSGSL-er de eneste formelementene tilstede (Figur 2.14a). Ved episodisk tilbaketrekning vil det være perioder med stillstand i tilbaketrekningen hvor det blir avsatt GSK-er og transverse rygger. MSGSL-er vil i dette tilfellet ligge stratigrafisk under GSK-er og de transverse ryggene. Ved munningen av trauet vil MSGSL likevel opptre uforstyrret og i større intervaller enn lengre inne på sokkelen (Figur 2.14b). Ved en langsom tilbaketrekning vil det være mye hyppigere forekomster av transverse rygger, GSK-er og kryssende MSGSL-er helt fra munningen av trauet og innover sokkelen. De transverse ryggene kan gjerne være avsatt årlig og er avsatt

foran og bak GSK-er. Ismarginen har ekspandert over GSK-er hvor MSGL-er er observert på tvers av kilene (Figur 2.14c).



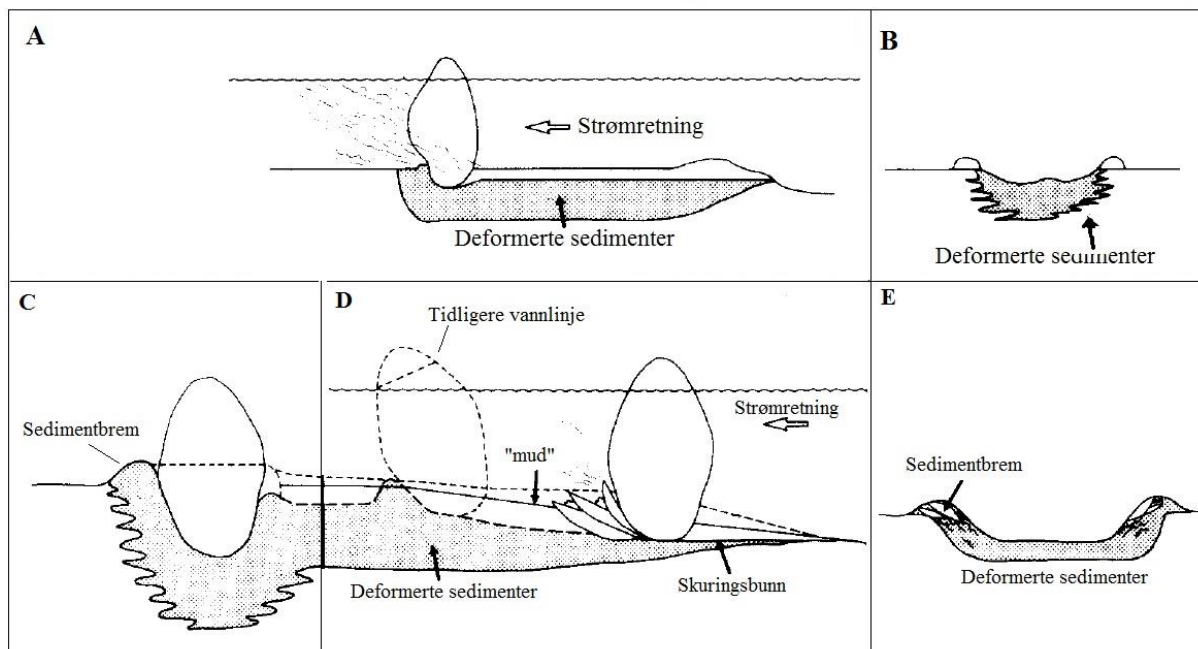
**Figur 2.15:** Formelementer kartlagt i nordlige og sentrale deler av Norskerennen (Schäuble 2012). A) viser kartlagte formelementer med OLEX bakgrunnsdata, mens figur B er vist uten. NSF- Nordsjøviften, MP- Måløyplatået, NP- Nordsjøplatået.

Formelementer avsatt i nordlige og sentrale deler av Norskerennen i forbindelse med paleoisstrømmer er kartlagt av blant annet Schäuble (2012) (Figur 2.15). Det er observert MSGL-er, GSK-er, regionallineære- og lineære furer, transverse-, skjærmarginale- og mediale morenerygger (Figur 2.15). I denne oppgaven vil det bli lagt mest vekt på megaskala glasiale lineasjoner og grunningssonekiler.

## 2.5 Isberg og isbergpløyning

Ved marinbaserte isdekker, eller ismarginer som ender i innsjøer eller i havet vil det normalt være en kalvende margin som produserer isberg. Isberg slipper ut isdroppet materiale (IRD),

noe som kan fortelle om klimatiske og geologiske forhold bakover i tid. De største isbergene vil også kunne erodere spor på havbunnen, avhengig av hvor stort vandypet er og hvor stor isbergene er (Lien *et al.* 1989). I tilfeller hvor isberg kommer i kontakt med havbunnen vil den påvirke både underliggende sedimenter og morfologien på havbunnen (Figur 2.16, 2.17, 2.18) (f.eks. Reimnitz *et al.* 1972; Lien *et al.* 1989; Vorren *et al.* 1989; Dowdeswell & Bamber 2007; MacLean *et al.* 2010). Ispløyemerker på havbunnen har ofte et tilfeldig mønster, avhengig av strømninger i havet (Figur 2.17). Slike pløyemerker kan bli opptil 5 meter dype, normalt mellom 30- 70 meter brede og lengden varierer fra flere titalls meter til flere kilometer (Figur 2.17) (f.eks. Belderson *et al.* 1973; Woodworth-Lynas *et al.* 1985; Lien *et al.* 1989; Longva & Bakkejord 1990; Woodworth-Lynas *et al.* 1991)

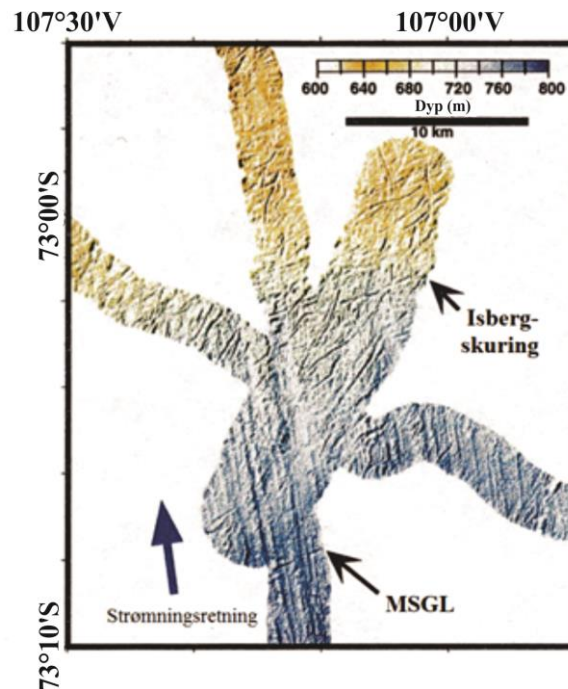


**Figur 2.16:** A) Isberg som grunner på havbunnen og deformerer underliggende sedimenter, hvor B) er tverprofil av A). C) viser hvordan underliggende sedimenter blir deformert og tilhørende sedimentbrem blir dannet dersom isberget grunner på havbunnen. D) viser hvordan et isberg kan forflytte seg bortover havbunnen, hvor havstrømmene bestemmer bevegelsesretningen til isberget. E) er tverprofil av C) og D). Figuren er modifisert fra Longva and Bakkejord (1990).

Tykkelsen på isberg blir kontrollert av hvor tykk isen er ved grunningslinjen, basal smelting og hvor mye isberget smelter eller fryser etter hvert som det driver vekk fra den kalvende marginen (Dowdeswell & Bamber 2007). Ved undersøkelser fra Antarktis er isbergtykkelsen delt inn i 3 ulike kategorier avhengig av isdekkets dynamikk (Dowdeswell & Bamber 2007). Isberg assosiert med mindre isdekker er 140- 200 meter tykke, mens 250- 300 meter tykke



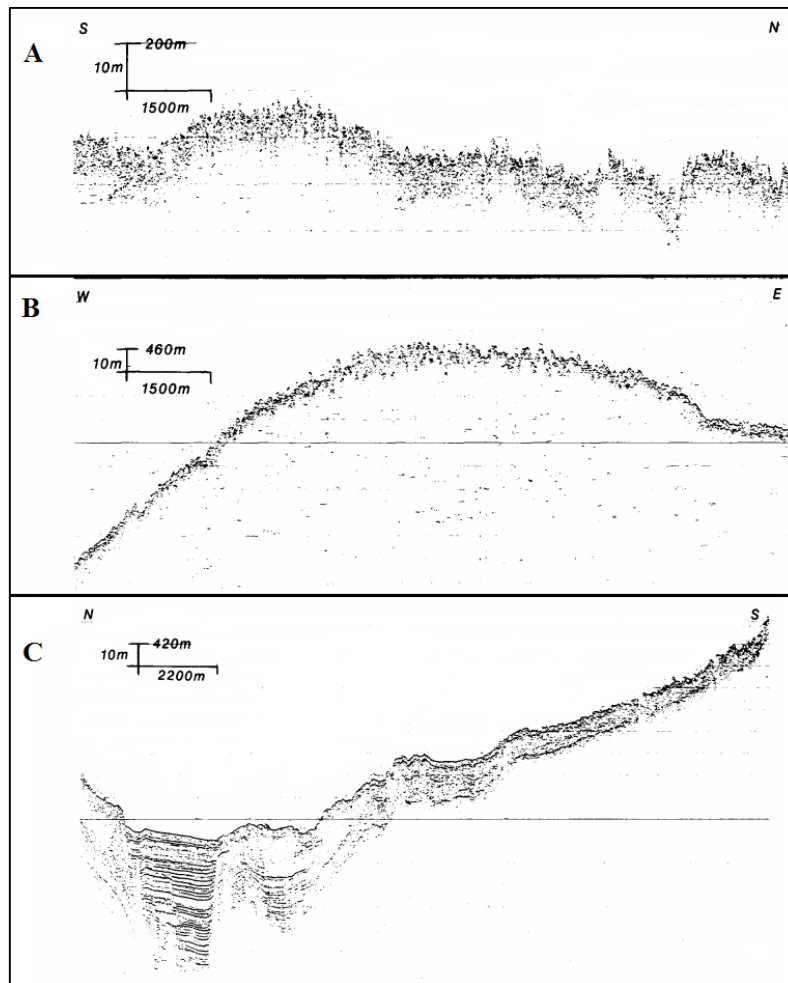
isberg trolig er knyttet til store isdekker. Isberg med en tykkelse på 500- 600 meter er assosiert med hurtigstrømmende ismarginer, men isberg på denne størrelsen er heller sjelden. I Antarktis er det antatt at dagens isberg ikke overkommer en størrelse på 350 meter. Dersom det blir funnet isbergskuring på vanddyb større enn 500 meter er det trolig enten hurtigstrømmende paleo- isdekker som har nådd så langt, store mengder isberg sluppet ut grunnet hurtig deglasiasjon eller kollaps av isdekker, eller hvor basaltynning ved smelting er mindre effektiv (Dowdeswell & Bamber 2007).



**Figur 2.17:** Oversiktsbildet viser isbergskurings-mønstre på havbunnen utenfor Antarktis. Figuren viser også forskjellen på megaskala glasielle lineasjoner og isbergskuring på havbunnen (modifisert fra Wellner *et al.* (2001)).

Intensiteten til isbergpløying har mye å si for hvordan havbunnen ser ut, hvor havnivå også spiller en viktig rolle. Dowdeswell *et al.* (1993) har delt inn isbergpløying i høy, middels og lav intensitet (Figur 2.18). Ved høy intensitet av isbergpløying er vanddypet normalt mindre enn 300- 400 meter, og havbunnsreflektoren er vanskelig å definere ut ifra grunnseismiske data. I et slikt tilfelle vil havbunnsreflektoren være uregelmessig med underliggende signaler som er diffuse grunnet høy deformasjon. Havbunnsreflektoren er også diskontinuerlig med brå endringer i morfologien som er vanskelig å registrere. Områder som er uforstyrret er fraværende, og det er serier av isbergpløying som krysser hverandre på varierende dyp (Figur 2.18a) (Dowdeswell *et al.* 1993). Middels isbergpløying skjer ved dypere vanddyb enn ved høy intensitet. Havbunnsreflektoren vil i et slikt tilfelle være sterk, men det er likevel spor

etter isbergpløying. Pløyesporene er mer individuelle og avrundet, men fremdeles er store deler av området påvirket (Figur 2.18b) (Dowdeswell *et al.* 1993). Den lave intensiteten av isbergpløying finnes på enda dypere vanddyb enn ved middels intensitet, og går så lang ned som isbergene har muligheten til å nå. Havbunnsreflektoren er tydeligere definert med økende dyp, og underliggende diffuse signaler minker og vil etter hvert forsvinner. Pløyemerkene er individuelle og separert av områder med uforstyrret havbunnsoverflate (Figur 2.18c). Under ca. 550 meters dyp er isbergpløying helt fraværende (Dowdeswell *et al.* 1993).



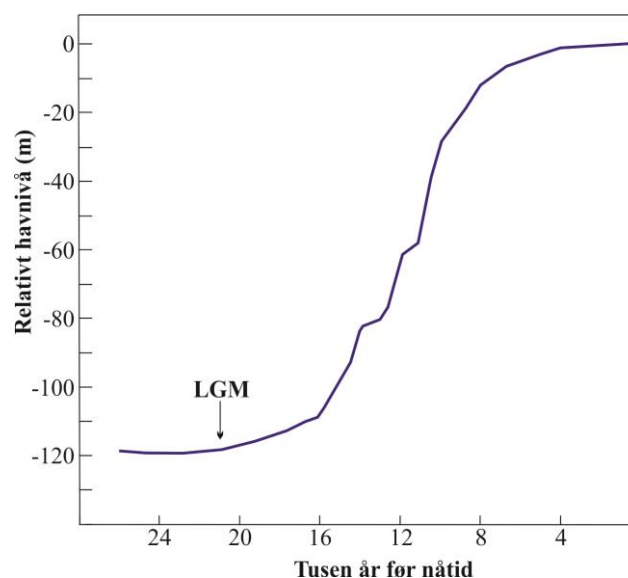
**Figur 2.18:** Isbergpløye- intensitet fra Scoresby Sund fjordsystem fra Grønlands østkyst. A) viser høy intensitet av isbergpløying, B) middels intensitet av isbergpløying og C) lav intensitet av isbergpløying. Figuren er modifisert fra Dowdeswell *et al.* (1993).

## 2.6 Glasi- isostasi og havnivåendringer

Isbergpløying i Norskerenna er antatt å ha funnet sted etter at ismarginen begynte å trekke seg tilbake fra eggakanten for ca. 19 000 år siden. Isbergpløying er avhengig av isbergtykkelsen, samt vanddyb, og havnivåendringene gjennom siste deglasiasjonsfase har dermed vært med

på å påvirke isbergpløyning i Norskerenna. For ca. 19 000 år siden var det eustatiske havnivået om lag 120 m lavere enn dagens havnivå (Figur 2.19) (Clark & Mix 2002; Peltier & Fairbanks 2006). Vanddypet i Norskerenna har blant annet vært avhengig av overliggende is både i Nordsjøen og Norskerenna, men også over Skandinavia, som har vært med på å presse landet og havbunnen ned. Den glasi- isostatiske nedsenkningen av landmasser er avhengig av hvor tykk overliggende is har vært. Grunnet manglende målepunkt og kunnskap om istykkelse i Nordsjøen og Norskerenna er det vanskelig å estimere hvor mye landmassene har vært presset ned. Langs kysten av Norge kan derimot det høyeste relative havnivået etter siste istid måles, noe som indikerer hvor mye havnivå har endret seg, samt hvor mye landet har hevet seg. Den isostatiske hevingen har hovedsakelig vært hurtigere enn den eustatiske havnivåstigningen i Norge, og på sør- og vestkysten av Norge har det dermed vært et fall i havnivå (Svendsen & Mangerud 1987).

På Jæren, i sør- Norge, er det likevel funnet marine sedimenter 200 meter over dagens havnivå, som er datert til 32 000  $^{14}\text{C}$  år BP (Sejrup *et al.* 1998). Dette har vært antatt å reflektere den glacialisostatiske effekten av en isstrøm i Norskerenna umiddelbart før avsetning av sedimentene (Sejrup *et al.* 1998; Sejrup *et al.* 2003). Det er ikke funnet så høye marine grenser langs kysten av vest- Norge etter siste deglasiasjon grunnet begrenset nedsenkning av landmassene, samt hurtigere heving av landet i forhold til stigning i det eustatiske havnivået.

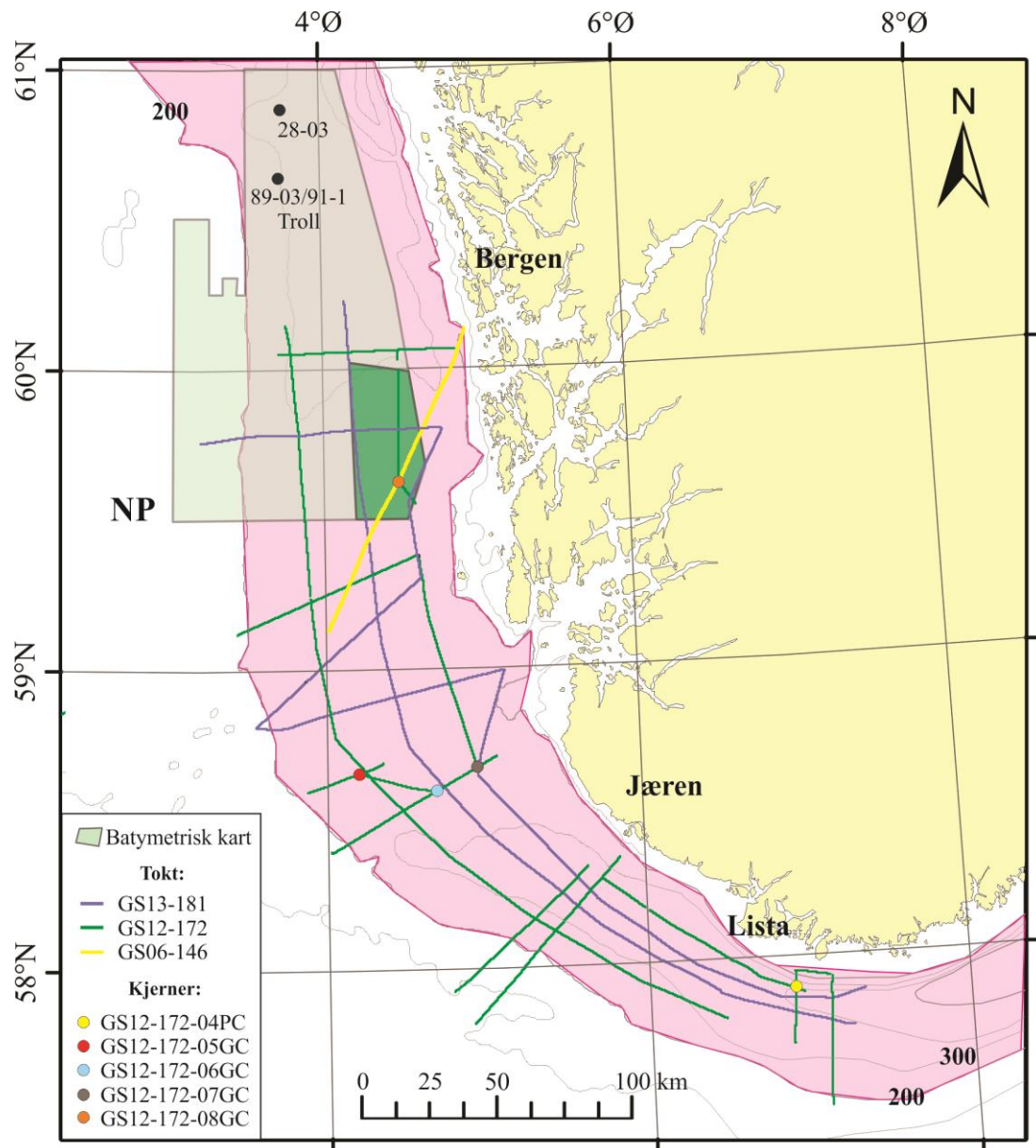


**Figur 2.19:** Global havnivåkurve fra siste istids maksimum (LGM) og frem til i dag, som viser at det globale havnivået har steget siden LGM. Den globale havnivåkurven er basert på Peltier and Fairbanks (2006) og Fleming *et al.* (1998).

På grunnlag av den globale havnivåkurven, den glasi- isostatiske effekten av det Fennoskandiske isdekket, samt de marine sedimentene fra Jæren, er det antatt at havnivået i Norskerenna var mellom 320 m og 120 m lavere enn dagens havnivå, da deglasiasjonen startet for om lag 19 000 år siden. Da Troll- feltet ble deglasiert for om lag 18 400 år siden (Sejrup *et al.* 1994) var det globale havnivået ca. 115 m lavere enn dagens havnivå, og da Lista ble deglasiert for minimum 13 500 <sup>14</sup>C år siden BP (Andersen 1979) var det globale havnivået mellom 80- 100 m lavere enn dagens havnivå (Figur 2.19) (f.eks. Fleming *et al.* 1998).

### 3. DATA OG METODE

I dette kapittelet blir det gjennomgått metodikk og utstyr som er brukt i forbindelse innsamling og tolkning av akustisk data (TOPAS), samt innsamling, beskrivelse og undersøkelser av sedimentkjernedata. Til slutt vil det bli gitt en generell gjennomgang av programvarene anvendt i studiet.



**Figur 3.1:** Oversiktskart over studieområdet i sentrale og sørlige deler av Norskerennen med TOPAS datasett, sedimentkjernelokaliteter og det høyoppløselige bathymetriske datasettet. Lys grønn farge viser hele det høyoppløselige bathymetriske datasettet, mørkere grønn farge viser datasettet brukt i denne studien (Figur 3.2). Borekjerne 89-03 og kjerne 28-03 ligger nord for studieområdet, men blir brukt som korrelasjon med studiets sedimentkjerner.

### 3.1 Datagrunnlag

Datagrunnlaget i denne studien dekker deler av sentrale og sørlige Norskerenna, hvor det er hentet inn 5 sedimentkjerner samt høyoppløselige seismiske profil med forskningsfartøyet R/V G.O. Sars (Figur 3.1) (Hjelstuen *et al.* 2012b). Lokalisasjonene til sedimentkjernene er bestemt ut ifra seismisk data innhentet underveis i forskningstoktet. Det er i tillegg brukt batymetriske data for bedre forståelse av havbunnsverflaten i Norskerenna (Figur 3.1).

#### 3.1.1 Akustisk data

##### *TOPAS- profil*

TOPAS datasett undersøkt i denne studien er hentet med R/V G.O. Sars, hovedsakelig fra forskningstoktet GS12-172 i juni 2012 (Hjelstuen *et al.* 2012b). I tillegg har også TOPAS-data samlet inn på forskningstoktene GS06-146 og GS13-181 vært benyttet (Tabell 3.1) (Nygård *et al.* 2006; Hjelstuen *et al.* 2013). Datasettene er samlet inn med TOPAS parametric sub- bottom profiler systemet (TOPAS PS-18), som gir høyoppløselige seismiske data.

**Tabell 3.1:** Oversikt over TOPAS datasett brukt i denne studien.

Tokt/datasett	År	Total lengde (km)
GS-13-181	2013	Ca. 995 km
GS-12-172	2012	Ca. 1050 km
GS-06-146	2006	Ca. 85 km

TOPAS datasettene er totalt ca. 2130 km langt, hvor avstanden mellom hvert profil varierer og gir dermed kun en grov dekning av studieområdet (Figur 3.1). Kvaliteten på TOPAS-profilene er stort sett gode som følge av gode værforhold.

TOPAS PS-18 profilersystemet blir brukt til å samle inn høyoppløselig seismiske profil, og er et parametrisk ekkoloddsystem. Systemet har et oppløsningsområde på om lag 0,3 m, og en penetreringsevne ned i sedimentene på opptil 130 m. Profilersystemet blir dermed brukt til å registrere og kartlegge den øverste stratigrafien under havbunnen. Systemet utnytter vannets ikke- lineære forplantningskarakteristikk som gjør at det blir dannet lavfrekvent akustikk. TOPAS PS-18 sender ut enkeltstråler hvor både kilde og mottaker er en transduser. Signalene som blir generert er enten korte, høyfrekvente signaler, eller modulasjon av to høyfrekvente signaler, som sendes mot havbunnen. Ekkosignalet fra havbunnen og underliggende sedimenter blir mottatt av transduseren, deretter forsterket, prosessert og digitalisert.

Signalene blir også stabilisert elektronisk i forhold til hvordan båten beveger seg horisontalt og vertikalt (Kongsberg 2010).

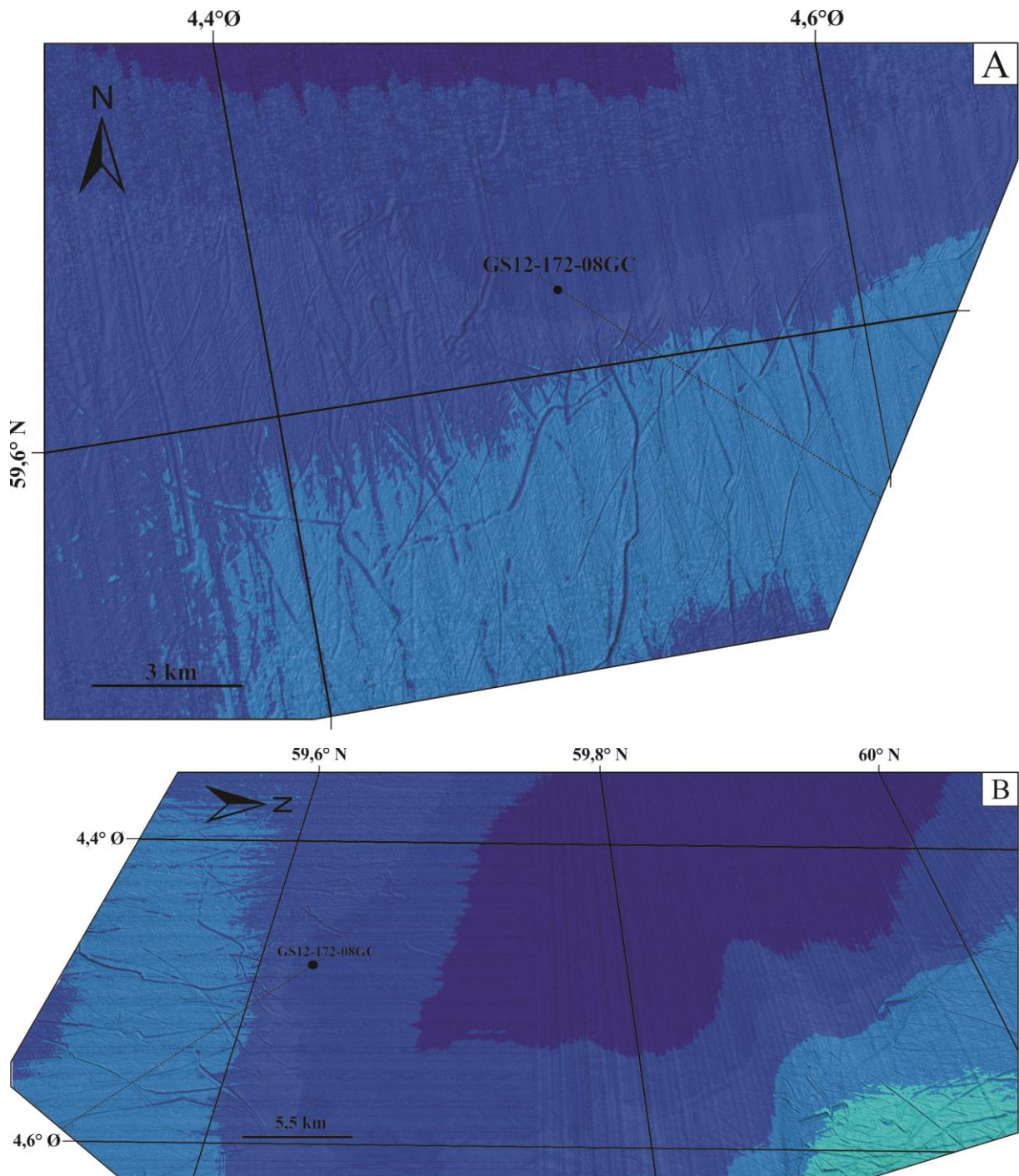
Det kan benyttes ulike typer utsendte pulser avhengig av vanddyb og ønsket sedimentpenetrering. En smal puls blir gitt av en høyfrekvenssender og gir høyoppløselig informasjon om vanddyb og topografi på havbunnen. En slik puls gir derimot kort penetrering ned i sedimentene. Lav frekvenssendere vil gi lengst registrering av sedimentene under havbunnen. Sendere med lav frekvens vil ha en bredere puls og kan ikke retningsbestemmes i samme grad som ved en høyere frekvens. Dette kan føre til sideekko som vil registreres som støy. Likevel er det den lave frekvenssenderen som gir den beste penetrasjonen av sedimentene (Kongsberg 2010).

Det er brukt to forskjellige høyfrekvente bølgeformer for å oppnå best mulig resultat. Ricker pulsen er en høyoppløselig puls som gir detaljert informasjon av de 5- 10 øverste meterne av sedimentene. Ricker pulsen har en frekvens på ca. 3- 3,5 kHz. Chirp (LFM) lydkilde er et penetrasjonsekkolodd, og en del av TOPAS PS-18. Den gir en enkel puls normalt rundt 4,5 Hz. Denne lydkilden blir brukt for å øke den totale overførte energien, som fører til økt signal- støy forhold og korresponderende penetrasjon ned i sedimentene (Kongsberg 2010; Hjelstuen *et al.* 2012b).

Det er benyttet uprosesserte, rå data til tolkningsprosessen, hvor tolkning av TOPAS-profilene ble gjort i programvaren Petrel v.2013. Før den seismiske tolkningen ble utført i Petrel, ble TOPAS- profilenes kvalitet forbedret ved å konvertere de opprinnelige filene til SEG-Y- format. For å konvertere filene til dette formatet ble programvarene Notepad++ og Cygwin Terminal benyttet. SEG-Y- filene ble deretter importert til Petrel v.2013.

### ***Batymetriske data***

Det batymetriske datasettet benyttet i denne studien er et supplement til TOPAS- dataene, og er opprinnelig samlet inn av Statens sjøkartverk. Datasettet dekker et område på 11 700 km<sup>2</sup> utenfor Hordaland, i Norskerenna, og har varierende oppløsning på mellom 3- 10 m. Det er kun benyttet et mindre utsnitt i denne studien, hovedsakelig i området hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert (Figur 3.1, 3.2). Datasettet er brukt til å kartlegge storskala havbunns morfologi, hovedsakelig furer med et tilfeldig mønster og negativt relieff på havbunnen.



**Figur 3.2:** Høyoppløselige batymetriske kart fra Statens sjøkartverk, for lokalisering se figur 3.1. Kjerne GS12-172-08GC er lokalisert på 275 m dyp, hvor fargeendringene på kartet varierer med 5 m. Den stiplede linjen representerer TOPAS linje 44 (Figur 4.10, 4.24).

### 3.1.2 Kjernemateriale

Sedimentkjernene undersøkt i studien er tatt i sentrale og sørlige deler av Norskerenna (Figur 3.1) ved hjelp av fallprøvetaker og Calypso- kjernetaker (Tabell 3.2). Sedimentkjernene er nødvendige i etableringen av et bedre kronologisk rammeverk for deglasiasjonen av



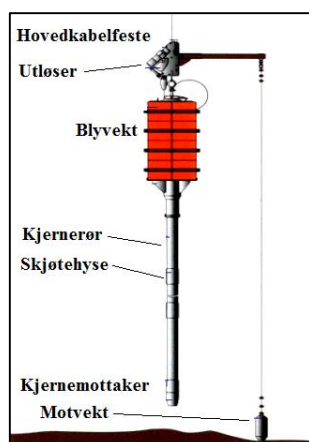
Norskerenna, samt en bedre forståelse for de sedimentære prosessene og tilbaketrekningsmønsteret til isstrømmen i Norskerenna. Kjernene varierer i lengde, hvor den lengste kjernen, tatt med Calypso- kjernetaker, er 18,6 m lang og den korteste kjernen er i underkant av 2 m (Tabell 3.2). Samtlige sedimentkjerner har en indre diameter på 10 cm.

**Tabell 3.2:** Oversikt over sedimentkjerner som er benyttet ved denne studien, lengde, vanddypt de er hentet opp fra, kjerneprøvetaker og lokalitet.

Kjerne	Lengde (m)	Vanddyp (m)	Kjernetype	Lokalitet
GS12-172-04PC	18,6	406	Calypso-kjernetaker	57°53.723' N 6°54.346' E
GS12-172-05GC	3,5	283	Fallprøvetaker	58°39.416' N 4°11.873' E
GS12-172-06GC	3,5	268	Fallprøvetaker	58°35.777' N 4°41.135' E
GS12-172-07GC	1,95	22	Fallprøvetaker	58°40.395' N 4°57.187' E
GS12-172-08GC	3,73	275	Fallprøvetaker	59°37.568' N 4°29.598' E

Fallprøvetakeren på R/V G.O. Sars kan under svært gunstige forhold ta opptil 5- 6 m lange sedimentkjerner. Tilført vekt og tyngdekraften er med på å presse prøvetakeren ned i sedimentene, hvor sedimentene blir holdt på plass i prøvetakerrøret av en fjærlaget sandfanger.

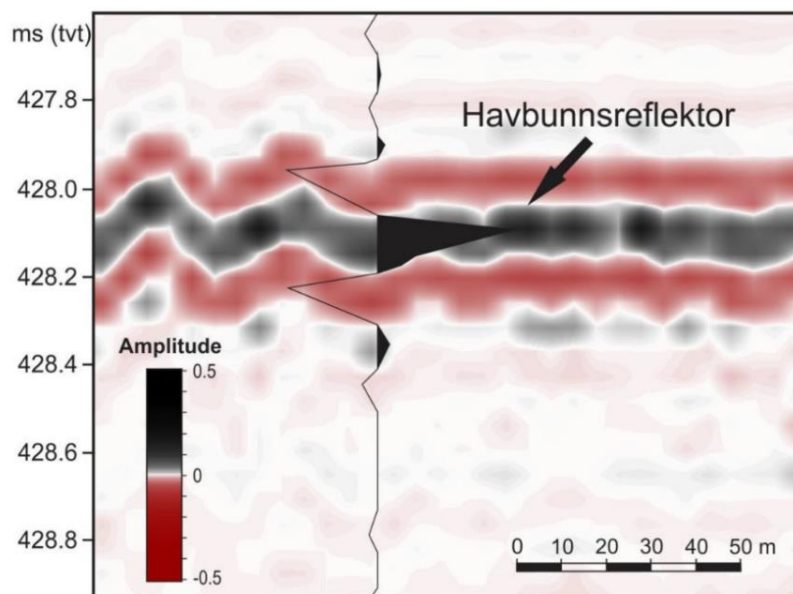
Kley France har utviklet Calypsokjernetaker-systemet på R/V G.O. Sars, hvor kjernetakeren kan ta kjerneprøver av myke sedimenter på opptil 22 meter. Grunnet det komplekse systemet er det nødvendig med gode værforhold for vellykket sedimentprøvetaking (Figur 3.3) (Kley France Calypso Corer System).



**Figur 3.3:** Oversiktsbilde av Calypso- kjernetaker anvendt på G.O. Sars. Bildet er modifisert fra Kley France Corer System.

### 3.2 Seismiske prinsipper og tolkning

Seismikk er basert på hvordan trykkbølger beveger seg gjennom et materiale. Seismiske reflektorer oppstår når en puls fra kilden reflekteres ved en grense med endring i tetthet og lydshastighet i materialet. Den seismiske reflektoren defineres som akustisk impedans ( $I$ ) og er et produkt av materialets lydshastighet ( $v$ ) og tetthet ( $\rho$ ):  $I = v \cdot \rho$ . Ved forskjell i den akustiske impedans vil deler av den innkommende bølgen bli reflektert, mens resterende deler av bølgen vil bli refraktert (avbøyd) og fortsette nedover i dypet til neste grenseflate. En laggrense defineres dersom tetthetsforskjellen i seismikken er kontinuerlig og observert i et større område. Variasjoner i materialets fysiske egenskaper kan forkorte eller forlenge bølgepulsens reisetid, noe som dermed kan endrer den tilsynelatende mektigheten til seismiske enheter. Dette fører til at mektigheten til de seismiske enhetene er relativ i forhold til korrelering med en eventuell kjernestratigrafi, og gjør at de korrelerte enhetene kan ha en tilsynelatende forskjell i mektighet.



**Figur 3.4:** Seismisk signal som viser havbunnsreflektoren (Schäuble 2012). Positiv amplitude (topp) er representert ved den svarte reflektoren, mens negativ amplitude (trau) er representert ved rød reflektor.

Den seismiske tolkningen er basert på seismiske facies (seismisk karakter) (Figur 4.1), samt kontraster i den akustiske impedans. I denne studien er de seismiske reflektorer tolket ved å følge enten positive amplituder som opptrer som topper, eller negative amplituder som opptrer som trau, avhengig av hvilken fase som er mest kontinuerlig (Figur 3.4). Sekvensgrensene definerer enheter av en bestemt seismisk facies, hvor det er definert tre ulike facies: akustisk

struktureløse, akustisk laminerte og akustisk kaotiske. De ulike seismiske facies og sekvensgrenser vil bli beskrevet nærmere i kapittel 4.1.

### 3.2 Laboratoriemetoder

Laboratoriumsarbeidet er utført ved sedimentlaboratoriet, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. Sedimentkjernene ble delt i seksjoner, hovedsakelig i deler på 1-1,5 meter, under forskningstoktet på R/V G.O. Sars, med tilhørende seksjonsnavn. Ved sedimentlaboratoriet er kjernene videre delt horisontalt, hvor en del er lagret som arkivdel og en som arbeidsdel. Alle kjerneseksjonene er logget av GEOTEK Ltd. MultiSensor kjerneloggersystemet (MSCL) (Figur 3.5) som gir informasjon om fysiske egenskaper i sedimentene. Noen av kjerneseksjonene ble logget før de ble splittet horisontalt. Et utvalg av kjerneseksjonene er logget av ITRAX XRF- kjerneskaner (Figur 3.6), som gir informasjon om kjernes kjemiske sammensetning, samt strukturer ved hjelp av røntgenavbildning (Tabell 3.3). Det er også utført visuell beskrivelse i forhold til strukturer, teksturer, sedimentenes farge, mikrofossiler og skjellfragmenter, samt skjærstyrke på et utvalg av kjerneseksjonene (Tabell 3.3). Ved fargebestemmelse, samt fargekode av sedimentene er Munsell fargekart brukt. Et utvalg av prøver er tatt for å gi grunnlag for kornfordelingsanalyse samt radiokarbondateringer av 8 prøver (Tabell 3.3, 3.4).

**Tabell 3.3:** Oversikt over hvilke kjerneseksjoner som har gjennomgått horisontal deling, XRF- analyser, MSCL- analyser, skjærstyrkemålinger, prøveuttak og visuell beskrivelse.

Kjerne	Seksjon	Splittet	XRF-analyser	MSCL-analyser	Skjærstyrke-måling	Prøve-uttak	Visuell beskrivelse
GS12-172-04PC	a-h	X	X	X	X	X	X
GS12-172-04PC	i-m			X			
GS12-172-05GC	A-C	X	X	X	X		X
GS12-172-06GC	A	X		X	X	X	X
GS12-172-06GC	B-C	X		X			
GS12-172-07GC	A	X		X	X	X	X
GS12-172-07GC	B	X		X			
GS12-172-08GC	A-C	X	X	X	X	X	X

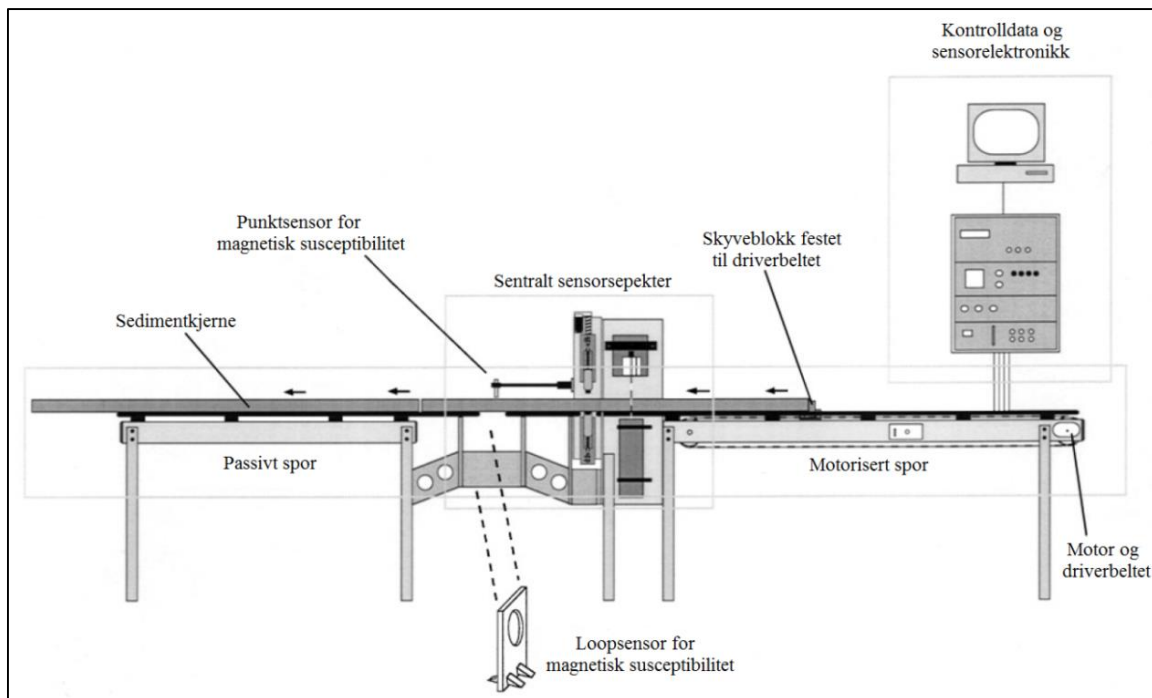
### 3.2.1 Multisensor kjernelogger (MSCL)

De geofysiske egenskapene til samtlige sedimentkjerner (Tabell 3.3, 3.4) er målt ved en GEOTEK Ltd. Multisensor Kjerneogger (Figur 3.5), plassert på Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. Kjerneoggeren gir høyoppløselig informasjon om geofysiske egenskaper fra vannmettede sedimenter.

Multisensor kjernelogger er et automatisk, ikke-destruktivt system som logger enten hele eller delte kjernehalvdeler. Kjerneoggeren har kapasitet til å logge kjerner opptil 1,5 m, og kan logge sedimentkjerner i tillegg til bergartskjerner. Loggeren er koblet sammen med en data hvor lengden på kjernen blir registrert, og med en skyveblokk som har en nøyaktighet ned til 0,5 mm, gir MSCL relativt presise datainnsamlinger. Skyveblokken forflytter kjernen gjennom en rekke av forskjellige sensorer (Figur 3.5). Den maksimale oppløsningen er intervaller på 2 mm, som også er brukt i denne studien (GEOTEK MSCL Manual, 2012). Kjerneoggeren måler de geofysiske egenskapene gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, fraksjonsporøsitet og p-bølgehastigheter i sedimentene (Weber *et al.* 1997). I denne oppgaven er det lagt størst vekt på gammatetthet og magnetisk susceptibilitet (Tabell 3.4). Dataene registrert fra MSCL har også gjennomgått en prosessering for å fjerne støy og bedre resultatet.

**Tabell 3.4:** Tabellen viser hvilke kjerneseksjoner som har registrert gammatetthet og magnetisk susceptibilitet ved MSCL- skanning.

Kjerne	Seksjon	Gammatetthet	Magnetisk susceptibilitet
GS12-172-04PC	a-h	X	X
GS12-172-04PC	i-m	X	
GS12-172-05GC	A-C	X	X
GS12-172-06GC	A-C	X	
GS12-172-07GC	A-B	X	
GS12-172-08GC	A-C	X	X



**Figur 3.5:** Oversikt over Multisensor kjernelogger-systemet. Kjerneseksjon legges på det motoriserte sporet til høyre, deretter driver skyveblokken kjernen gjennom det sentrale sensorspekteret hvor det blir logget gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Figuren er modifisert fra Gunn & Best (1998).

### Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er hovedsakelig et mål på hvor magnetisk et materiale er, altså hvor stor mengde mineraler eller krystaller som er magnetiske i materialet. Ved å benytte magnetisk susceptibilitet kan kildeområde, dannelsesprosesser eller transportprosesser identifiseres, samt korrelere kjerner fra ulike områder (Dearing 1994). Bartington loopsensor (MS2C) blir benyttet ved målinger av magnetisk susceptibilitet av en helkjerne, mens en Bartington punktsensor (MS2E) blir benyttet for delte kjerner (Figur 3.5). Ved måling av helkjerner blir kjernen ført gjennom en spole som registrerer de magnetiske egenskapene. Ved delte kjerner blir det anvendt en punktsensor som er montert på en bevegelig arm. For hver måling (hver 2 mm) plasseres sensorarmen på kjerneoverflaten hvor registreringen av magnetiske egenskaper skjer. Punktsensoren har en lavere sensitivitet, men høyere oppløsning enn loopsensoren (Dearing 1994) (GEOTEK MSCL Manual, 2012). I denne studien er både MS2C og MS2E benyttet ved måling av magnetisk susceptibilitet.

### Gammatetthet

Gammatetthet blir brukt for å utlede sedimentets bulk tetthet på en ikke-destruktiv måte (Gunn & Best 1998). Tettheten ( $\rho$ ) til et materiale er et mål på hvor tett massen er satt sammen, og er

gitt ved forholdet mellom masse og volum med enheten  $\text{g/cm}^3$  (g/cc) (GEOTEK MSCL manual 2012). Bulk tettheten til sedimenter kan være en indikator på forandring i porøsitet og litologi. Gammatettheten blir målt ved å registrere antall utslippet gammafotoner som går gjennom sedimentkjernen, og er gitt ved formelen:

$$\rho = 1/\mu d * \ln(I_0/I)$$

Hvor  $\rho$  er bulk tettheten ( $\text{g/cm}^3$ ),  $\mu$  er Compton massereduksjonskoeffisient ( $\text{cm}^2/\text{g}$ ) og  $d$  er tykkelsen av sedimentene i cm.  $I$  (cps) representerer den målte intensiteten av gammastrålen gjennom prøven, og  $I_0$  (cps) er gammastrålens intensitet etter passering gjennom luftåpning og røret til kjernen (Evans 1965; Weber *et al.* 1997; Gunn & Best 1998).

Ved skanning av gammatettheten ble det ikke registrert verdier i de nederste delene på seksjon j, f og a. Verdiene nederst i seksjon f er estimert ut ifra overliggende sedimenter, noe som gjør disse verdiene mindre pålitelige enn de målte verdiene. Ved seksjon j og a er det ikke estimert verdier. Nederst i seksjon a er det trolig endring i sedimentasjonsmiljø, noe som kan føre til for stort avvik i estimerte og virkelige gammatetthetsverdier.

### 3.2.2 Geokjemiske analyser

De geokjemiske egenskapene til sedimentkjernene ble målt på en Cox ITRAX XRF-kjerneskaner ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (Figur 3.5).

#### ITRAX XRF kjerneskaner

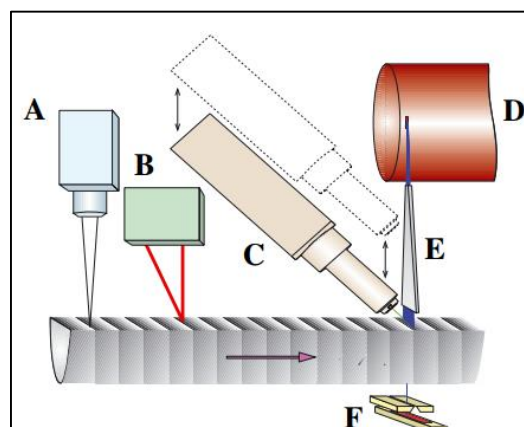
ITRAX XRF kjerneskaner er et multifunksjonelt kjerneskanings-instrument som gir informasjon om de geokjemiske egenskapene ved å registrere elementvariasjonene i sedimentene (Figur 3.6). Kjerneskaneren tar i tillegg mikroradiografiske og optiske røntgenbilder, samt oppløsning på opp til  $200\mu\text{m}$  (Croudace *et al.* 2006). ITRAX XRF kjerneskaneren er utstyrt med et optisk kamera, et røntgenkamera, laseroptisk skanner i tillegg til et tellesystem for XRF-elementer (Figur 3.7). De ulike sensorene kan byttes ut etter ønske.

Ved skanning av en sedimentkjerne må lengden registreres, samt bestemmelse av elektronisk spenning og strømstyrke på røntgenrøret. I denne studien ble det brukt Molybden (MO)-rør på samtlige kjerner. Den elektroniske spenningen og strømstyrken på røntgenrøret ble satt til 30/45 kV/Amp eller 30/47 kV/Amp. Samtlige kjerner ble skannet med en oppløsning på  $1000\mu\text{m}$ . Skanningsprosessen styres fra en datamaskin i tilknytning til kjerneskaneren, hvor prosessering av de registrerte dataene også ble utført.



**Figur 3.6:** ITRAX XRF- kjernelogger, lik den ved Universitetet i Bergen. Kjerneloggeren er vist forfra og har åpen hetter. Delte kjerner blir lagt til venstre og ført gjennom kjerneskanter-systemet som befinner seg i midten av skanneren (Figur 3.7) (Croudace *et al.* 2006).

De geokjemiske analysene gir ulike parametere, hvor det i denne studien hovedsakelig er brukt målinger fra Ca og Fe, hvor de er presentert som Ca/Fe- forhold for å redusere støy knyttet til variasjon i vanninnhold eller kornstørrelse i kjernen. Ca/Fe- forholdet kan indikere tidligere miljø gjennom informasjon om karbonatvariabilitet. Dersom forholdet er høyt indikerer dette mye biogent karbon, og er en god indikator på miljøforhold ved avsetningsprosessen. I tillegg kan Ca/Fe- forholdet være en god indikator for bedømming av kildeforhold, korrelering av sedimentære enheter, samt sedimentgradering i definerte enheter (Croudace *et al.* 2006).



**Figur 3.7:** Skjematisk fremstilling av ITRAX XRF kjerneskanter- systemet. A) Optisk kamera, B) triangulært lasersystem som måler nødvendige avstander, C) bevegelig XRF-sensor, D) røntgenrør, E) røntgenstråleførere, F) røntgen- og radiografisk kamera (Croudace *et al.* 2006).

### 3.2.3 Prøveuttak og skjærstyrkemålinger

Det er tatt prøveuttak fra kjernene GS12-172-04PC, GS12-172-06GC, GS12-172-07GC og GS12-172-08GC for kornfordelingsanalyse og valg av materiale for datering. Kornfordelingsanalysen sier noe om kornstørrelsen i sedimentene (Tabell 3.5), hvor de ulike fraksjonene blir plottet i en kumulativ kornfordelingskurve. Prøveuttakene varierer i avstand, avhengig av analyser fra MSCL kjerneloggeren og XRF kjerneskanteren. De fleste prøvene ble tatt ut med sprøyte med maksimalt kapasitet på 10 ml sediment, hvor minimumsmengden ble satt til 6 ml sediment for best mulig resultat. Et utvalg av prøvene ble tatt med dobbel sprøyteprøve, og noen få prøver ble skjært ut i kvadrat på 5- 6 cm lengde, 4 cm bredde og 1 cm dybde. Dobbeltprøvene og de utskjærte sedimentprøvene ble benyttet for ønsket mengde materiale for eventuell datering.

Prøvene ble veid og deretter tørket i 1- 2 dager i tørkeskap som holdt 50 °C. Tørrvekten til prøvene ble målt, og deretter tilsatt små mengder 5 % hydrogenperoksid (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) og vann før de ble satt på rullebrett i 2- 3 dager. Hydrogenperoksid ble tilsatt for å løse opp organiske bindinger i sedimentene. Videre ble sedimentprøvene siktet med størrelsene >1 mm, >125 µm og >63 µm, og deretter satt til tørking i ca. én dag. Prøvene ble igjen veid i de forskjellige størrelsene, merket og oppbevart i små glass.

**Tabell 3.5:** Definisjon på ulike kornstørrelser, fra <0,002- 2mm (Folk 1954).

Kornstørrelse	Definisjon (mm)
Veldig grov sand	1- 2
Grov sand	0,5- 1
Medium sand	0,25- 0,5
Fin sand	0,125- 0,25
Veldig fin sand	0,063- 0,125
Silt	0,002- 0,063
Leire	<0,002

### Skjærstyrke

Skjærstyrken er et mål på hvor mye sedimentene er presset sammen, og dermed også redusert innhold av vann. Høy skjærstyrke indikere mer sammensatte og kompakte sedimenter enn ved lavere skjærstyrke. Ved måling av skjærstyrken ble det benyttet et Swedich konusapparat. En konus (lodd) med en bestemt vekt utløses over sedimentene og trenger ned i sedimentene. Nedsynkningen blir lest av, og deretter blir en kalibreringstabell brukt for å kalibrere skjærfastheten i t/m<sup>2</sup>. Gravitasjonskonstanten blir multiplisert med verdien funnet i



kalibreringstabellen for å finne skjærstyrken gitt i kPa (Hansbo 1957). Skjærstyrkemålingene ble utført med ca. 10 cm mellomrom i denne studien.

### 3.2.4 Dateringer

Samtlige prøver sendt til datering er analysert ved laboratoriet Beta Analytic Inc, Miami, hvor det er målt konvensjonell AMS  $^{14}\text{C}$ - alder BP. Den konvensjonelle alderen er ukorrigert, hvor de marine karbonatprøvene ikke er korrigeret for den marine reservoareffekten. Det er benyttet en kalibreringskurve, Calib 7.0, på samtlige dateringer for å kalibrere den konvensjonelle  $^{14}\text{C}$  alderen BP til kalenderår BP. Ved kalibrering er det benyttet en integrert marin reservoar-korrigeringskurve, samt  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ - korreksjon fra Marin13- innstillingen (Reimer *et al.* 2013). Ingen endringer i  $\Delta R$  (reservoaralder) ble lagt til. Videre i studien vil det hovedsakelig bli oppgitt kalibrert alder før nåtid (BP), dersom ikke annet er oppgitt. Dersom  $^{14}\text{C}$ - alder BP blir oppgitt, er dette den konvensjonelle alderen som ikke er korrigeret for den marine reservoareffekten.

**Tabell 3.6:** Oversikt over dateringene utført fra boring 89-03, hvor den konvensjonelle AMS  $^{14}\text{C}$  alderen BP er hentet fra Klitgaard-Kristensen *et al.* (2001). Kalibreringskurven i Calib 7.0, hvor det er en integrert korrigeringskurve for den marine reservoaralderen, er benyttet for å kalibrere dateringene.

<sup>a</sup> Konvensjonell alder er AMS  $^{14}\text{C}$  år BP uten korreksjon for marin reservoareffekt.

<sup>b</sup> Datering av askelag er hentet fra Birks *et al.* (1996).

Kjerne	Dyp, m	Lab. Nr.	Konvensjonell	Kalibrert alder, BP
			AMS $^{14}\text{C}$ alder BP <sup>a</sup>	Calib 7.0
Troll 91-1	0.58		9000 ± 60 <sup>b</sup>	
Troll 91-1	0.70	TUa-387	9 905 ± 115	10 865 ± 155
Troll 91-1	1.77	TUa-349	10 835 ± 115	12 325 ± 187
Troll 91-1	2.66	TUa-771	11 100 ± 110	12 625 ± 91
Troll 91-1	2.66		10 310 ± 50 <sup>b</sup>	
Troll 89-03	3.20	TUa-753	11 665 ± 75	13 165 ± 87
Troll 89-03	3.90	TUa-385	11 785 ± 130	13 257 ± 124
Troll 89-03	4.60	TUa-754	12 305 ± 145	13 769 ± 153
Troll 89-03	5.10	TUa-148	12 480 ± 145	13 961 ± 177
Troll 89-03	10.90	TUa-283	13 390 ± 85	15 521 ± 157
Troll 89-03	12.90	TUa-755	13 530 ± 75	15 761 ± 138
Troll 89-03	13.90	TUa-460	13 700 ± 140	15 985 ± 198
Troll 89-03	14.60	TUa-756	14 160 ± 95	16 620 ± 182
Troll 89-03	15.98	TUa-147	14 505 ± 170	17 167 ± 258
Troll 89-03	16.80	TUa-146	15 585 ± 205	18 435 ± 231

Kalibreringskurven i Calib 7.0 er også benyttet på de konvensjonelle  $^{14}\text{C}$ -dateringene fra Troll- feltet i boring 89-03 og kjerne 91-1 (Tabell 3.6). Dateringene fra Troll- feltet vil i kapittel 5 bli korrelert med dateringer gjort i denne studien, hvor det da er en fordel at dateringene har blitt kalibrert ved samme kalibreringskurve for et mest mulig likt utgangspunkt.

I denne studien ble godt bevarte mollusker funnet i 6 av sedimentprøvene, hvor samtlige var >1 mm, og hvor alle ble datert (Tabell 3.7). I 3 av sedimentprøvene ble det håndplukket bentiske foraminiferer i størrelsen >125  $\mu\text{m}$ , hvor prøvene først ble tyngdeseparert. Ved tyngdeseparering av sedimentprøver ble det brukt tetrakloretylen ( $\text{C}_2\text{Cl}_4$ ) for å skille foraminiferene fra det minerogene materialet. Foraminiferene er lettere enn det minerogene materialet og vil dermed flyte opp ved tilsetning av tetrakloretylen. Øvrig utstyr som ble brukt var hvitt filterpapir i størrelsen 20 $\mu\text{m}$ , trakt og en skål. Tyngdesepareringen i denne studien ble utført på sedimentprøver i størrelsen >125  $\mu\text{m}$ , hovedsakelig på et fåtall prøver fra kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC, som senere er benyttet til datering (Tabell 3.7).

Dateringene basert på foraminiferer gjelder hovedsakelig artene *Elphidium excavata f. clavata*, *Nonion labradoricum* og *Elphidium asklundi/incertum*, med noen *Cassidulina crassa*, *Cassidulina reniforme* og *Islandiella teretis* (Tabell 3.7).

**Tabell 3.7:** Oversikt over radiokarbondateringer med tilhørende materiale og art fra denne studien.

\*Prøvene er skjært ut med lengde 6 cm, bredde 4 cm og dybde 1 cm. Oppgitt dyp (cm) er middelverdien til lengden.

Kjerne	Dyp (cm)	Materiale	Vekt (mg)	Arter
GS12-172-04PC	1012,5	Mollusk	13	<i>Yoldiella lenticula</i>
GS12-172-04PC	1511	Mollusk	26	<i>Portlandi arctica</i>
GS12-172-04PC	1544,5	Gastropod	52	Siphokanal av en gastropode
GS12-172-04PC	1550,5	Mollusk	2/10	<i>Yoldiella lenticula</i> og <i>Nuculana pernula</i>
GS12-172-04PC	1669,5	Mollusk	16	<i>Thyasira sp.</i>
GS12-172-04PC	1715,5	Mollusk	11	2 halvdelar av <i>Yoldiella lenticula</i>
GS12-172-04PC	1770,5*	Foraminifera	6,5	<i>Elphidium excavata F. Clavata</i> , <i>Islandiella teretis</i> , <i>Nonion Labradoricum</i> , <i>Cassidulina crassa</i>
GS12-172-04PC	1795,5*	Foraminifera	10	<i>Elphidium excavata F. clavata</i> , <i>elphidium asklundi/incertum</i> , <i>Nonion labradoricum</i>
GS12-172-08GC	90	Foraminifera	5	<i>Nonion labradoricum</i> , <i>Elphidium excavata F. clavata</i> , <i>Cassidulina reniforme</i>

### 3.3 Programvare

Til å bearbeide kjernedata, samt tolkning av TOPAS data og batymetriske data har følgende programmer blitt benyttet for å lage figurer og kart: Microsoft Excel, CorelDraw Graphics Suiter X5, Petrel v. 2013 og ArcMap 10.1.

#### **Petrel v.2013**

Petrel v.2013 har blitt brukt til å tolke TOPAS- profil med tilhørende sekvensgrenser. Funksjonene «Manual interpretation» har blitt benyttet på diskontinuerlige og middels til lav-amplitudereflektorer, mens funksjonen «2D auto-tracking» har blitt benyttet på kontinuerlige og høy- amplitudereflektorer. «2D auto-tracking» følger automatisk den utvalgte reflektoren, og gjør dermed tolkning av reflektorer mindre tidkrevende. «Manual interpretation» gjør tolkningsarbeidet mer tidkrevende, og kan også føre til mer unøyaktig tolkning av de utvalgte reflektorene.

Notepad+++ og Cygwin Terminal er benyttet for å konvertere TOPAS- profilene til SEG-Y-format, slik at profilene kunne bli importert til Petrel v.2013.

#### **CorelDraw Graphics Suiter X5**

Corel Draw Graphics Suite X5 er brukt til å konstruere figurer, samt modifisere figurer fra tidligere publiserte artikler.

#### **ArcMap v.10.1**

ArcMap v.10.1 er et kartprogram utviklet av ESRI, hvor Geographic Information System (GIS) er en del av programvaren. ArcMap kan benyttes til å samle geografiske data, generere kart samt analysere kartlagt informasjon. I denne oppgaven er programvaren hovedsakelig benyttet til å lage oversiktskart over studieområdet som inkluderer koordinatsystem, målestokk og orientering. Programvaren har i tillegg funksjoner som gjør det mulig å finne geografiske posisjoner, samt måle nøyaktige avstander og areal.

#### **Microsoft Excel**

Microsoft Excel går under Microsoft Office-pakken, og er i denne oppgaven brukt til å bearbeide rådata fra blant annet Multisensor kjernelogger og ITRAX XRF kjerneskaner, samt fremstille dette i grafer.

## 4. RESULTATER

I første del av kapitlet vil sekvensgrenser og seismiske enheter identifisert i studieområdet bli presentert. Dette bygger videre på seismostratigrafien til de yngste enhetene i nordlige deler av Norskerenna etablert av Schäuble (2012). Videre vil kjernematerialet, med hovedvekt på to av kjernene, GS12-172-04PC og GS12-172-08GC bli gjennomgått. Til slutt vil det bli presentert en sammenstilling av akustisk data og kjernedata.

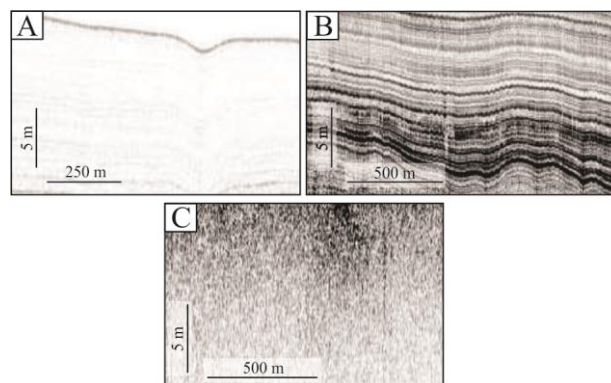
### 4.1 Enheter og sekvensgrenser

I studieområdet er det identifisert totalt 3 seismiske hovedenheter, Nc1- Nc3, og 3 internenheter, E2i- E2iii. Sekvensgrensene R2- R4 avgrensner hovedenhetene, hvor R2 er den eldste sekvensgrensen, mens R4 representerer havbunnen. Internenhetene er avgrenset av internsekvensgrensene R1<sub>i</sub>, R2<sub>i</sub> og R2<sub>ii</sub>. Denne inndelingen er lik den som ble etablert av Schäuble (2012) i nordlige deler av Norskrennen. De identifiserte enhetene er basert på endring i den seismiske karakteren (seismiske facies) (Figur), og kan indikere forandringer i avsetningsmiljø. Det er identifisert tre ulike seismiske facies i studieområdet:

*Facies 1: Akustisk strukturløs facies* er karakterisert ved homogen, strukturløs og transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a).

*Facies 2: Akustisk laminerte facies* er karakterisert ved kontinuerlig og parallelle reflektorer av lav til høy amplitude (Figur 4.1c).

*Facies 3: Akustisk kaotisk facies* er karakterisert ved en kaotisk refleksjonskarakteristikk med svak til medium amplitude (Figur 4.1b).



**Figur 4.1:** Eksempler på forskjellige seismiske facies. A) viser akustisk transparent facies, B) akustisk laminert facies og C) akustisk kaotisk facies.



**Figur 4.2:** TOPAS- profil, linje 58, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart ved rød strek. Øverste profil er gitt uten tolkning, hvor de ulike seismiske facies fra figur 4.1 er indikert. Nederste profil er tolket, hvor enheter og interenheter er gitt. Helt øst i profilet er det observert storskala furer, hvor Enhet Nc1 er eksponert på havbunnen. Sekvensgrense R2 har en irregulær og diskontinuerlig refleksor i midten av profilet, hvor overliggende Internenhet E2<sub>i</sub> er eksponert til lengre øst og vest på profilet. Internsekvensgrense R1<sub>i</sub> er observert med en flat og jevn horisont i store deler av profilet.

### Enhet Nc1

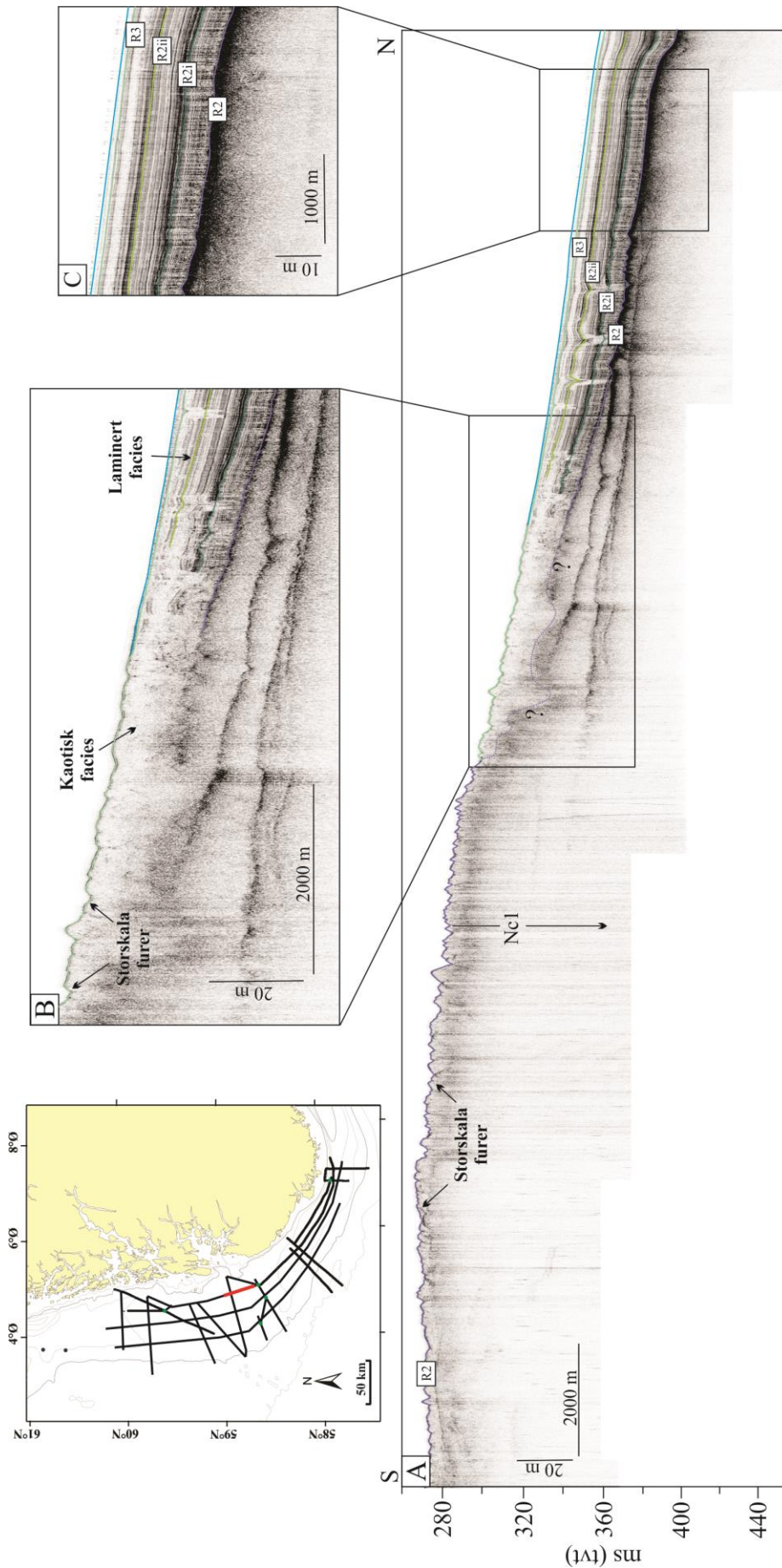
Nedre grense til Enhet Nc1 er ikke registrert langs TOPAS- profilene i studieområdet. Øvre grense er definert ved sekvensgrense R2, som hovedsakelig grenser til overliggende Enhet Nc2, og som har en varierende karakteristikk i studieområdet (f.eks. figur 4.2, 4.6, 4.8).

Enhet Nc1 er hovedsakelig karakterisert ved akustisk strukturløs facies med en transparent refleksjonskarakteristikk. I øverste del av enheten, nær sekvensgrense R2, er det ofte observert en kaotisk refleksjonskarakteristikk. Nedover i enheten endres den seismiske karakteren, hvor den blir mer strukturløs og transparent, noe som trolig skyldes tap av energi i overliggende sedimenter (f.eks. figur 4.3, 4.5, 4.10). Enhet Nc1 er hovedsakelig overlagt av en akustisk laminert til transparent sekvens som representerer henholdsvis Enhet Nc2 og Nc3 (f.eks. figur 4.2, 4.4, 4.9, 4.12). Flere steder i studieområdet kiler disse sekvensene ut og Enhet Nc1 blir dermed eksponert på havbunnen (f.eks. figur 4.3, 4.10, 4.11).

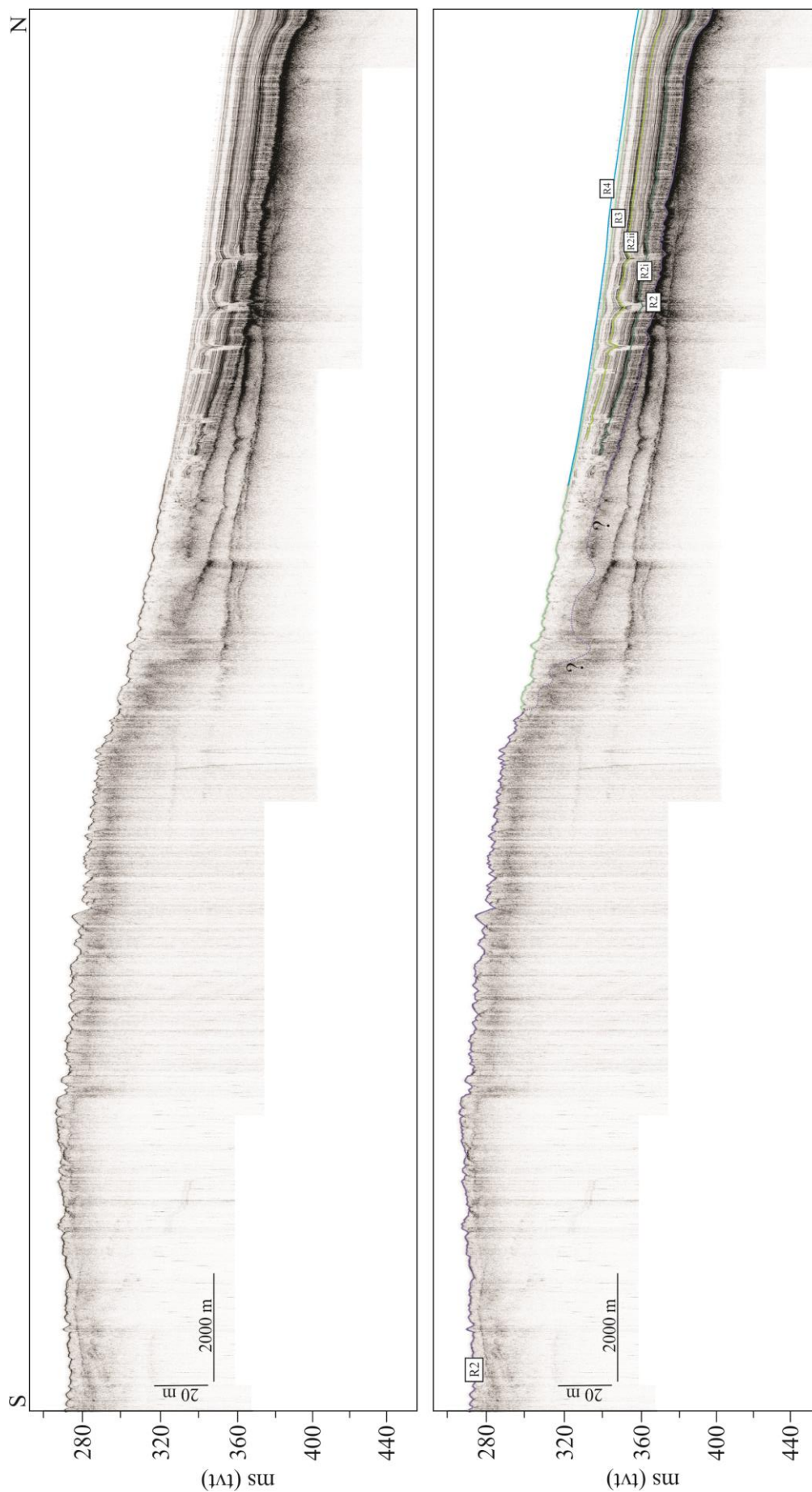
Sekvensgrense R2 har en varierende karakteristikk i studieområdet, og varierer fra en markant, sterk og jevn reflektor, til en svakere, irregulær og mindre markant reflektor (Figur 4.2, 4.6, 4.8). Sekvensgrensen med en tydelig og markant karakter er observert både på større og mindre dyp enn den irregulære og mindre markante sekvensgrense R2 (Figur 4.2). Sekvensgrense R2 med en slik karakteristikk er observert med begrenset utbredelse, og er kun identifisert enkelte steder i studieområdet (Figur 4.4, 4.6, 4.8).

Studieområdet er hovedsakelig dominert av sekvensgrense R2 med en varierende irregulær, svak til medium reflektor som til tider kan være vanskelig å definere (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7, 4.12). Sekvensgrensen er observert eksponert på havbunnen med medium amplitude, samt irregulær geometri med topper og traue, identifisert som furer. Disse furene har en varierende bredde og dybde, og er observert både i områder hvor Enhet Nc1 eller Internenhet E1<sub>i</sub> er eksponert på havbunnen, samt i områder hvor furene er dekket av akustisk laminerte til akustisk transparente sekvenser (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7, 4.12). Det er også observert områder hvor furene opptrer mer sporadisk, med større avstand mellom hver fure. Ved slike tilfeller er det observert sedimentbremmer på sidene av furen (Figur 4.10, 4.24).

Det er også observert en irregulær og kaotisk sekvensgrense R2 med svak amplitude som gjøre den vanskelig å definere. Denne karakteristikken er både eksponert på havbunnen, men også med overliggende sedimenter (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7, 4.12). De overliggende sedimentene er til tider observert med en kaotisk til transparent seismisk karakter (f.eks. figur 4.7, 4.8).

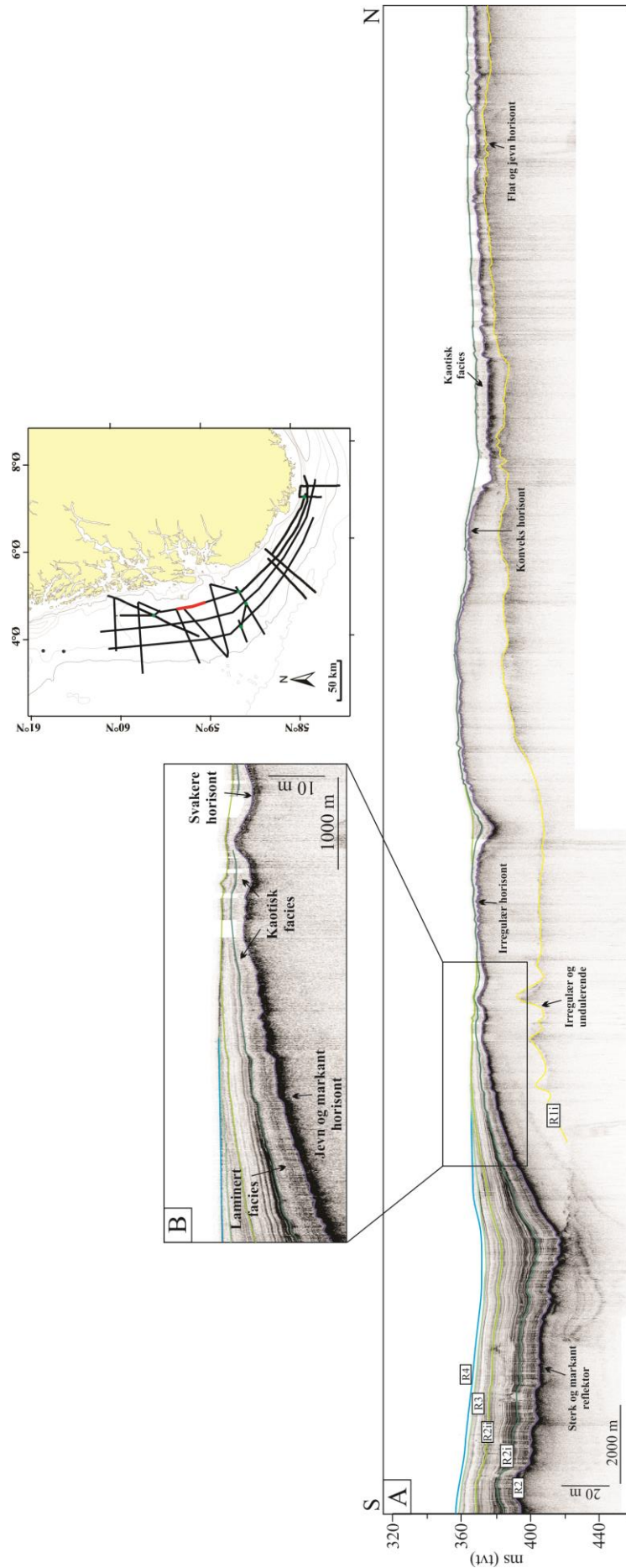


**Figur 4.3:** TOPAS- profil, sørlige del av linje 38, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.4. A) Sør på profilet er Enhet Nc1 eksponert på havbunnen, hvor storskala furer er observert. Nord på profilet er den glasmarine og marine sekvensen observert, med en sterk og markant sekvensgrense R2. B) Den laminerte sekvensen endres fra en laminert facies med tydelige, kontinuerlige reflektorer, til en kaotisk facies hvor storskala furer er observert på havbunnen. C) Sekvensgrense R2 med en sterk og markant refleksor, Enhet Nc2 med interenhet E2<sub>i</sub>-E2<sub>iii</sub>, samt Enhet Nc3 er identifisert.

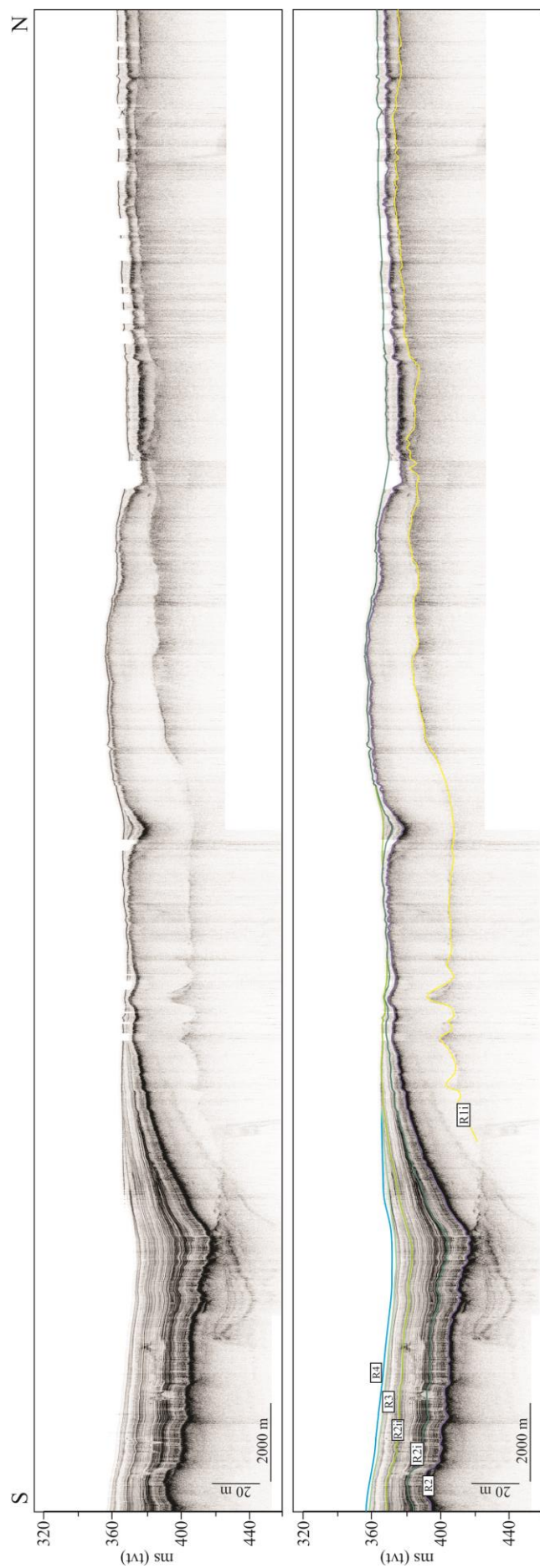


**Figur 4.4:** TOPAS- profil, sørlige del av linje 38, hvor profilets lokasjon er vist på figur 4.3. Øverste profil er gitt uten tolkning. Nederste profil er tolket hvor sekvensgrensene er indikert.

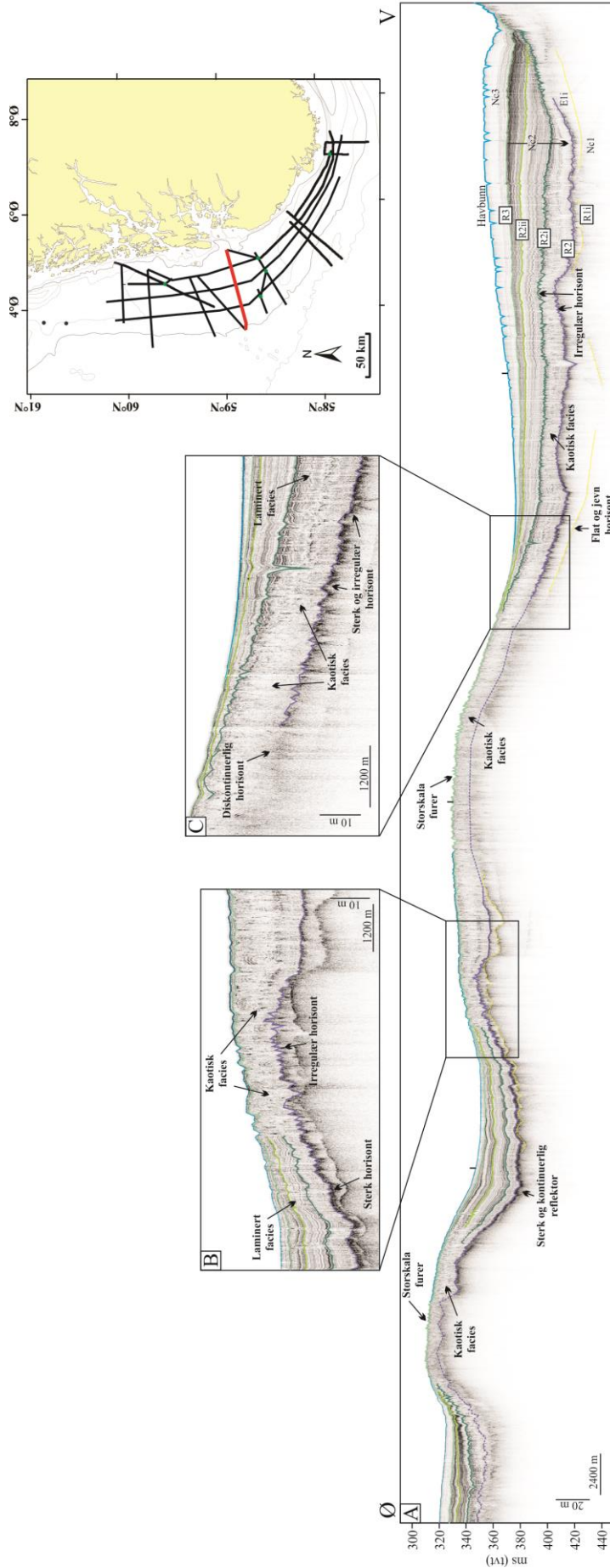




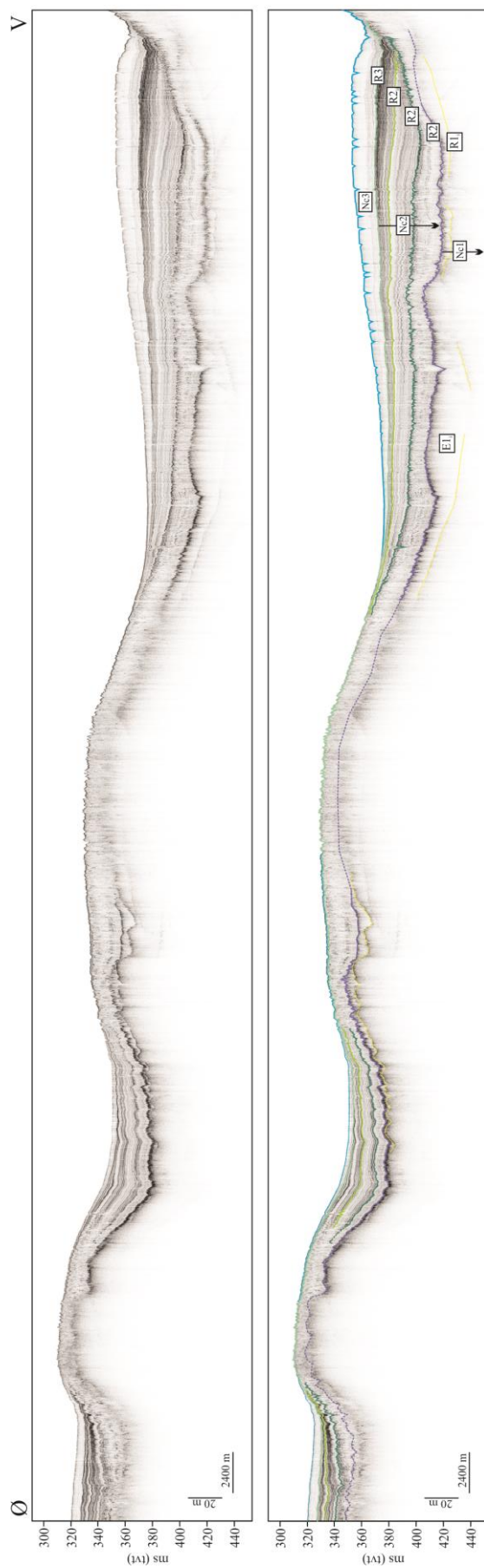
**Figur 4.5:** TOPAS- profil, nordlige del av linje 38, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.6. A) Sør på profilet er sekvensgrense R2 observert med en sterk og markant refleksor. Overliggende Enhet Nc2, samt internenhet E2<sub>i</sub>- E2<sub>iii</sub> har en laminert facies. Nordover kiler store deler av Enhet Nc2 ut, hvor internenhet E2<sub>i</sub> er den eneste observerte internenheten. I midten og nord i profilet har internenheten er kaotisk facies, hvor sekvensgrense R2 har en svakere amplitude, som til tider er irregulær. I midten av profilet er internsekvensgrense R1<sub>i</sub> observert med en jevn og flat horisont, hvor R2 har en konveks geometri. B) Enhet Nc2 kiler ut, hvor sekvensgrense R2 endrer karakter fra en sterk og markant refleksor til en svakere refleksor. Internenhet E2<sub>i</sub> endres fra en laminert facies til en kaotisk facies.



**Figur 4.6:** TOPAS- profil, nordlige del av linje 38, hvor profilets lokasjon er vist på figur 4.5. Øverste profil er gitt uten tolkning. Nederste profil er tolket hvor sekvensgrensene er indikert.



**Figur 4.7:** TOPAS- profil, linje 54, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.8. A) Profilet er karakterisert ved to områder hvor sekvensgrense R2 får en konveks geometri. I disse to områdene endres den relativt sterke sekvensgrense R2 til en irregulær, svak og diskontinuerlig refleksor. Overliggende glasimarine sedimentter endres fra en laminert karakter til en kaotisk karakter. På toppen av de eksponerte, kaotiske glasimarine sedimentene er det observert storskala furer. Vest i profilet har intermetenhet E2<sub>i</sub> en kaotisk karakter med tilhørende irregulær sekvensgrense R2 og internsekvensgrense R2<sub>i</sub>. B) Sekvensgrense R2 har en konveks geometri, med en sterk og markant karakter i øst, som endres til en svakere, irregulær horisont i vest. Den laminerte Enhet Nc2 endres samtidig fra en laminert facies til en kaotisk facies. C) Sekvensgrense R2 har en sterk og markant refleksor vest i utsnittet, men forsvinner nesten helt i øst. Intermetenhet E2<sub>iii</sub> endres fra en laminert til en kaotisk facies, mens intermetenhet E2<sub>iii</sub> blir eksponert på havbunnen i øst.



**Figur 4.8:** TOPAS- profil, linje 54, hvor profilets lokasjon er vist på figur 4.7. Øverste profil er gitt uten tolkning. Nederste profil er tolket hvor sekvensgrensene er indikert.

***Internenhet E1<sub>i</sub>***

Internenhet E1<sub>i</sub> er avgrenset av den irregulære sekvensgrense R2 og internsekvensgrense R1<sub>i</sub>, og er identifisert internt i Enhet Nc1 (f.eks. figur 4.2, 4.6, 4.8, 4.10, 4.11). Internenheten har en tilsvarende transparent til kaotisk refleksjonskarakteristikk som beskrevet over for Enhet Nc1. Sekvensgrense R2 har en lik karakteristikk som beskrevet over, mens internsekvensgrense R1<sub>i</sub> har en diskontinuerlig karakter med svak til medium amplitude, hvor den har en begrenset utbredelse i studieområdet. Den opptrer med en irregulær horisont og undulerende geometri, men også med en tilnærmet flat og jevn horisont (f.eks. figur 4.2, 4.6, 4.8). I områder hvor internenhet E1<sub>i</sub> opptrer som en kileformet enhet har den øvre sekvensgrense R2 en konveks geometri, mens internsekvensgrense R1<sub>i</sub> har en tilnærmet flat og jevn horisont (Figur 4.5, 4.10). Internenheten er i noen områder eksponert på havbunnen, og er da assosiert med negative relieff på havbunnen slik som beskrevet over (f.eks. figur 4.10, 4.11).

**Enhet Nc2**

Enhet Nc2 ligger stratigrafisk over Nc1, og er avgrenset av sekvensgrense R3 og sekvensgrense R2 (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7, 4.9). Sekvensgrense R3 markerer overgangen mellom Enhet Nc2 og Nc3, og er karakterisert ved en relativt sterk amplitude langs TOPAS-profilene i studieområdet (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9). Enhet Nc2 er karakterisert ved akustisk laminerte facies med svak til sterk amplitude som endres internt i enheten, hvor reflektorene i enheten kan følges over store avstander. Enheten er delt inn i tre internenheter, E2<sub>i</sub>- E2<sub>iii</sub>, hvor internenhetene er avgrenset av internsekvensgrensene R2<sub>i</sub> og R2<sub>ii</sub>, og vil bli beskrevet under. I noen områder er Enhet Nc2 observert med en overgang fra laminerte, kontinuerlige reflektorer, til en kaotisk karakter (Figur 4.2, 4.3, 4.5, 4.7). I slike tilfeller har gjerne sekvensgrense R2 en svak til middels amplitude, samt en diskontinuerlig, kaotisk karakter (f.eks. figur 4.2, 4.5, 4.7).

***Internenhet E2<sub>i</sub>***

Internenhet E2<sub>i</sub> ligger stratigrafisk nederst i forhold til de to andre internenhetene, og er avgrenset av internsekvensgrense R2<sub>i</sub> og den irregulære sekvensgrensen R2 (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9, 4.12). Internsekvensgrense R2<sub>i</sub> tilsvarer den nedre grensen til internenhet E2<sub>ii</sub>, og er karakterisert ved en medium til sterk amplitude. Internenhet E2<sub>i</sub> er hovedsakelig karakterisert av en akustisk laminert facies, med en lav til medium amplitude (f.eks. figur 4.3, 4.9). Enkelte steder har internenheten også en laminert til kaotisk facies. Denne karakteristikken er observert hvor sekvensgrense R2 har en medium amplitude med en irregulær og kaotisk

horisont (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.12). Internenheten er også observert med en kaotisk facies, hvor det ikke er observert parallelle laminerte reflektorer (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.10).

#### ***Internenhet E2<sub>ii</sub>***

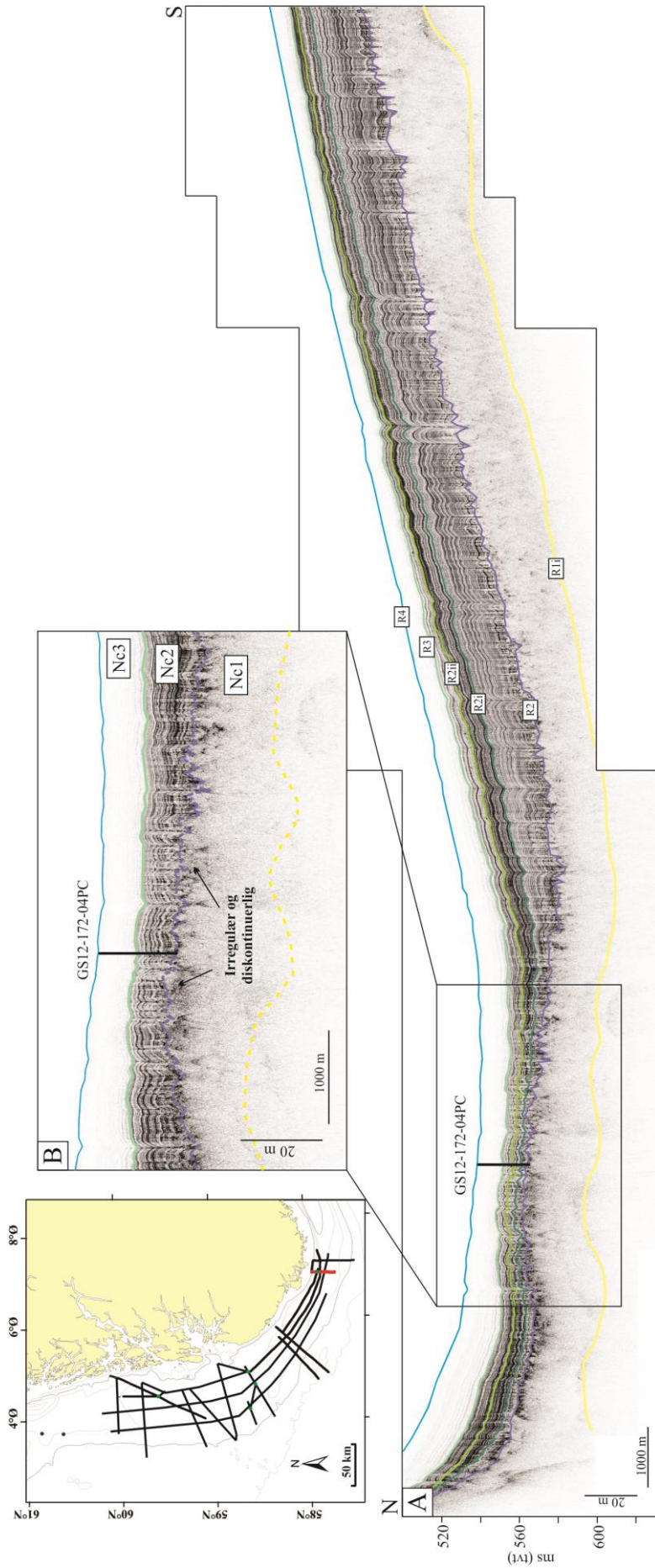
Internenhet E2<sub>ii</sub> ligger stratigrafisk over internenhet E2<sub>i</sub>, og er hovedsakelig avgrenset av internsekvensgrensene R2<sub>ii</sub> og R2<sub>i</sub> (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9, 4.12). Internsekvensgrense R2<sub>ii</sub> er karakterisert ved en medium til høy amplitude i studieområdet, og utgjør også nedre grense til internenhet E2<sub>iii</sub>. Internenhet E2<sub>ii</sub> er hovedsakelig karakterisert av en akustisk laminert facies med medium til høy amplitude (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7).

#### ***Internenhet E2<sub>iii</sub>***

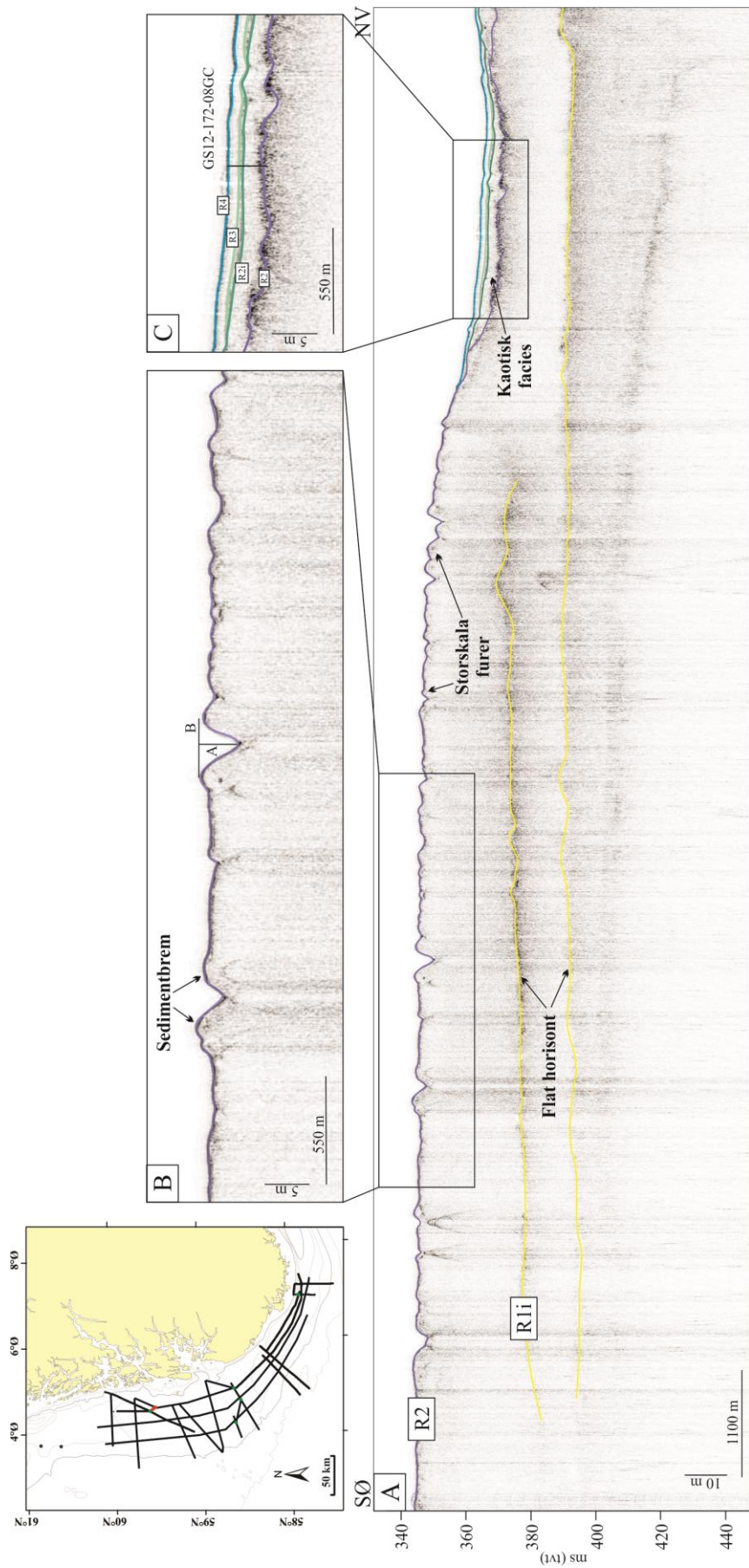
Internenhet E2<sub>iii</sub> ligger stratigrafisk øverst i Enhet Nc2, og er avgrenset av sekvensgrense R3 og internsekvensgrense R2<sub>ii</sub>. Sekvensgrense R3 er hovedsakelig karakterisert ved en medium til høy amplitude, og opptrer som en jevn og kontinuerlig reflektor (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9, 4.12). Internenhet E2<sub>iii</sub> er hovedsakelig karakterisert ved en lav til medium amplitude, med akustisk laminert facies (f.eks. figur 4.2, 4.3, 4.7).

#### **Enhet Nc3**

Enhet Nc3 ligger stratigrafisk øverst, og draperer over Enhet Nc2. Enheten er avgrenset av den veldefinerte sekvensgrensen R3 og havbunnsreflektoren (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9). Sekvensgrense R3 er som nevnt hovedsakelig karakterisert ved en medium til høy amplitude. Enhet Nc3 er karakterisert ved akustisk transparent refleksjonskarakteristikk (f.eks. figur 4.2, 4.7, 4.9). Enheten ligger stratigrafisk over den laminerte Enhet Nc2, hvor det er observert tilfeller hvor enheten kiler ut over Enhet Nc1 (Figur 4.3, 4.5, 4.7, 4.10, 4.12).

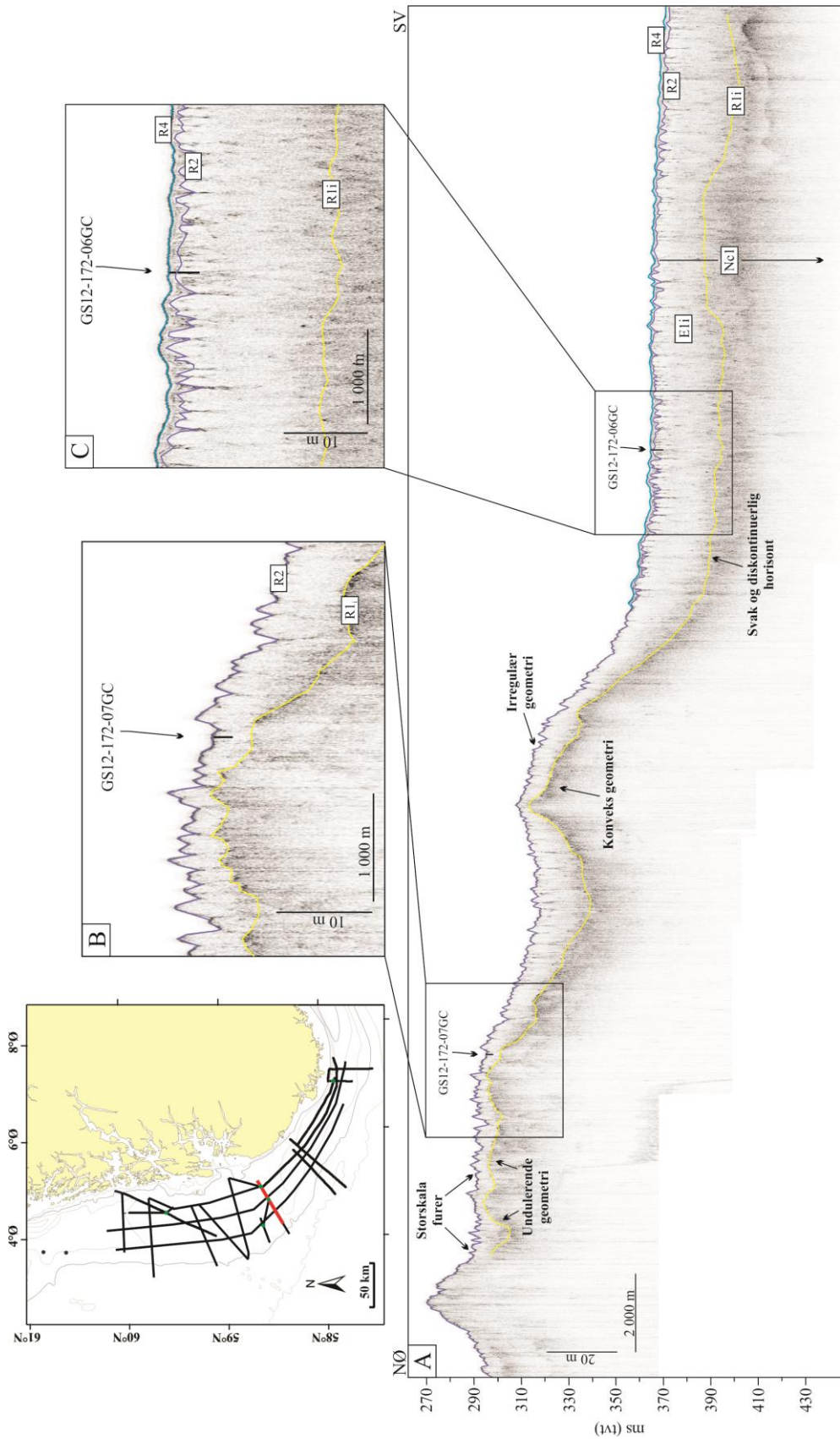


**Figur 4.9:** TOPAS- profil, linje 21, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.23. A) Internsekvensgrense R1<sub>i</sub> har en svak reflektor mens sekvensgrense R2 har en irregulær og svak reflektor. Enhet Nc2 med internenhet E2<sub>r</sub>- E2<sub>iii</sub> har en laminert karakter med minkende mektighet mot kjernelokaliteten til GSI2-172-05PC. Enhet Nc3 har en transparent facies. B) Kjerne GSI2-172-04PC er indikert ved svart strek som viser at kjernen penetrerer gjennom Enhet Nc3, Enhet Nc2 og helt øverst i Enhet Nc1 og internenhet E1<sub>i</sub>. Ved kjernelokaliteten er internenhet E2<sub>i</sub> og til dels internenhet E2<sub>ii</sub> påvirket av den irregulære overflaten til internenhet E1<sub>i</sub>.

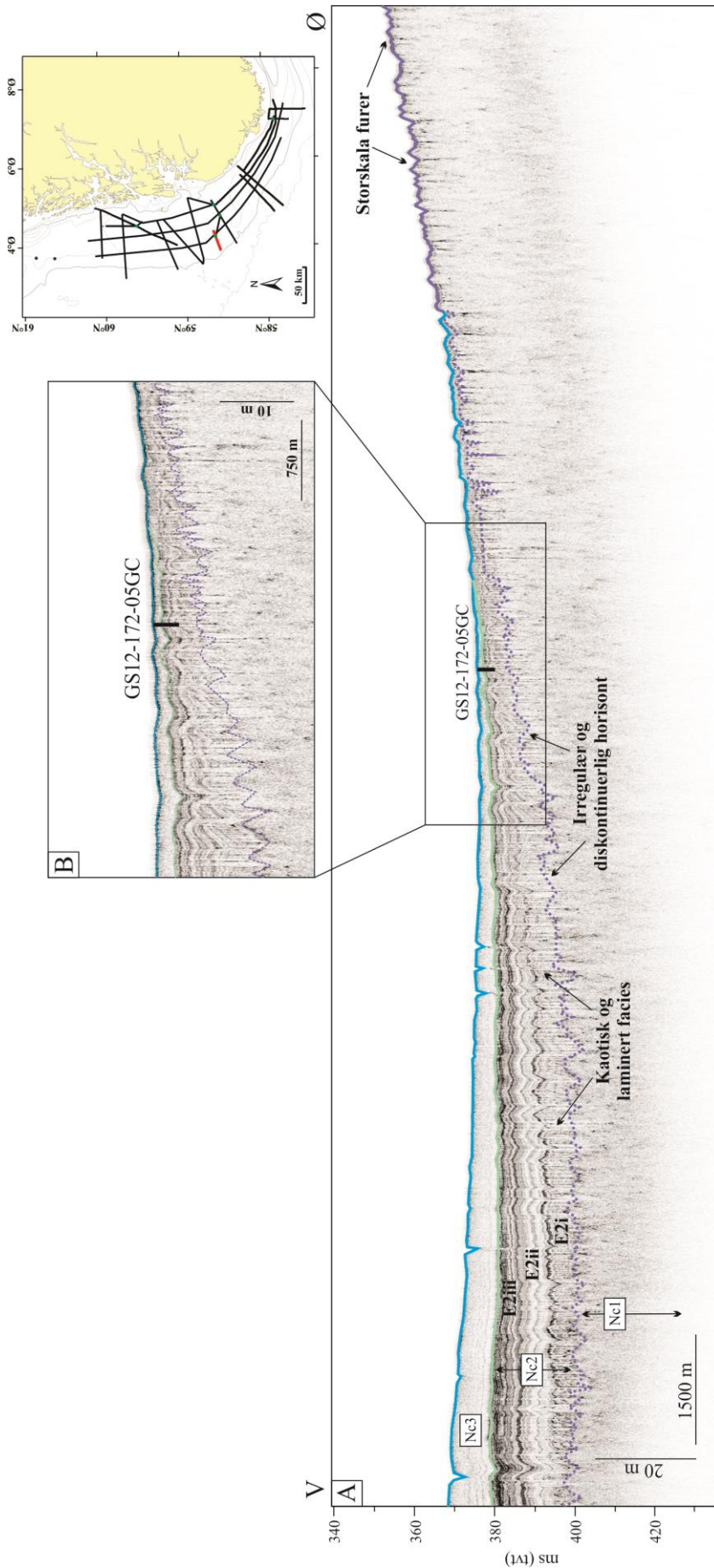


**Figur 4.10:** TOPAS- profil, linje 44, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.24. A) Internsekvensgrense R1; er observert med en flat og jevn horisont. I store deler av profilet er sekvensgrense R2 eksponert på havbunnen med storskala furer. Nordvest i profilet er kjerne GS12-172-08GC lokalisert. B) Storskala furer eksponert på havbunnen, hvor A indikerer dybden og B indikerer bredden på furene. Sedimentbrenner på sidene av furene er også observert. C) Kjerne GS12-172-08GC er indikert ved svart strek. Sekvensgrense R2 har en irregulær, medium reflektor, mens internenhet E2; har en kaotisk facies.





**Figur 4.11:** TOPAS- profil, linje 30, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.25. A) Nordøst i profilet er Enhet Nc1 og Internenhet E1, eksponert på havbunnen. Sørvest i profilet har Enhet Nc1 og Internenhet E1, et tynt overliggende sedimentlag. B) Kjerne GS12-172-07GC er indikert ved svart strek. Havbunnen er karakterisert ved storskala furer, mens internsekvensgrense R1, har en irregulær og konvekts horisont. C) Kjerne GS12-172-06GC er indikert ved svart strek. Den irregulære sekvensgrense R2 er overlagt av Enhet Nc3. Internsekvensgrense R1, har en svak og diskontinuerlig reflektor.



**Figur 4.12:** TOPAS- profil, linje 36, hvor profilets lokasjon er indikert på oversiktskart gitt ved rød strek. Profil uten tolkning, se figur 4.26. A) Vest i profilet er den transparente Enhet Nc3 observert, samt den laminerte Enhet Nc2 og internhetene E2<sub>i</sub>- E2<sub>iii</sub>. Internheten E2<sub>i</sub> har hovedsakelig en kaotisk facies med laminerte, diskontinuerlige reflektorer innimellom. Enhetene kiler ut mot øst, hvor sekvensgrense R2 blir eksponert på havbunnen. Havbunnen i øst er karakterisert ved storskala furer. Sekvensgrense R2 er karakterisert ved en irregulær, diskontinuerlig horisont, som er vanskelig å definere, og er dermed markert med stiplet linje. B) Kjerne GSI12-172-05GC er indikert ved svart strek og viser at kjernen penetrerer ned i Enhet Nc3 og øverste del av Enhet Nc2.

## 4.2 Kjernemateriale

I dette delkapittelet vil ulike typer data fra fem sedimentkjerner bli presentert. Basert på lokalisering og informasjon fra TOPAS- profilene ble kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC undersøkt i størst detalj. For kjerne GS12-172-05GC, GS12-172-06GC og GS12-172-07GC vil stort sett logg- og kornfordelingsdata bli presentert.

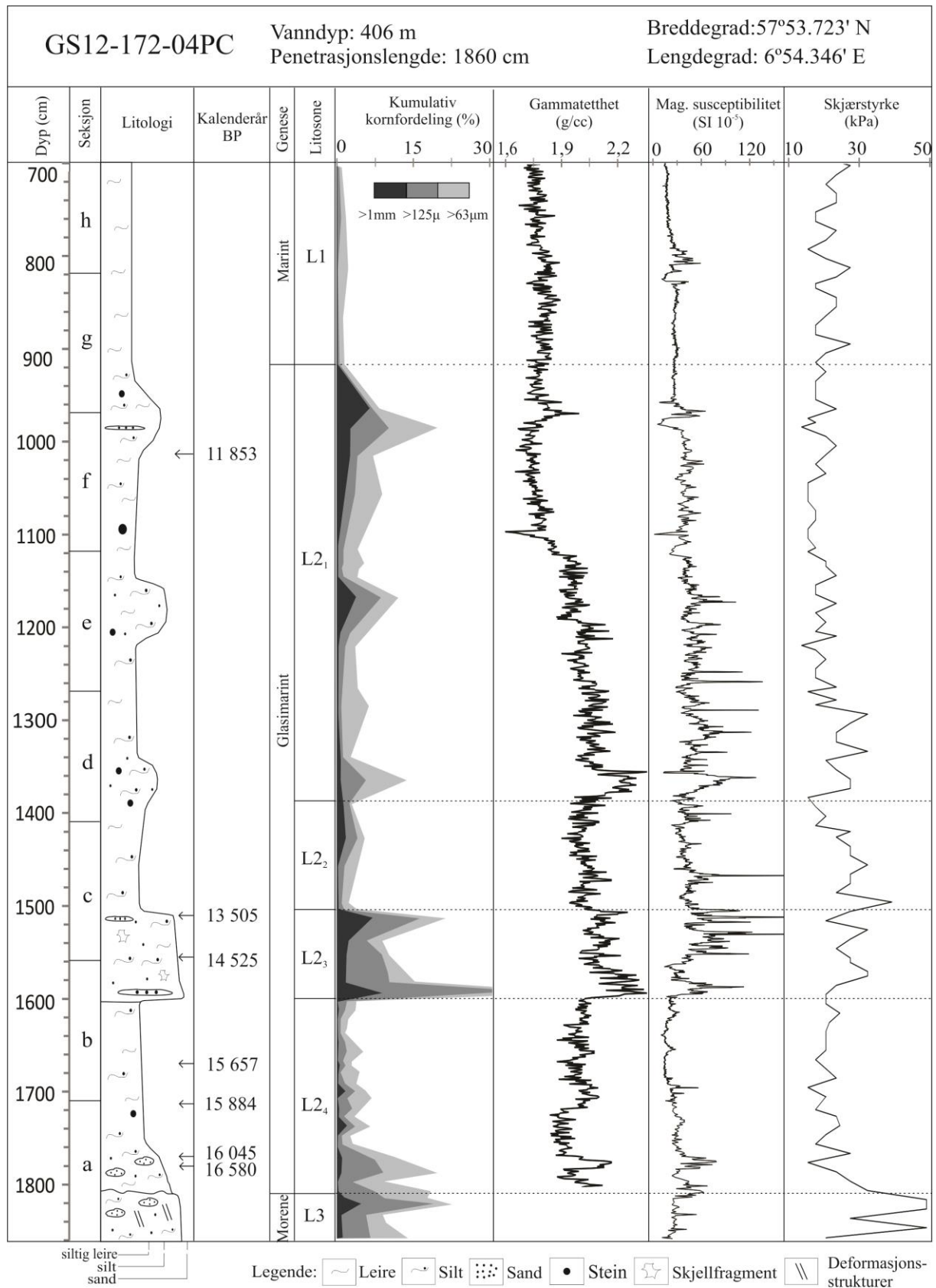
### 4.2.1 Kjerne GS12-172-04PC

Kjerne GS12-172-04PC har en lengde på 1860 cm og ble delt i 13 seksjonsdeler (m- a) om bord på R/V G.O. Sars, hvor de 8 nederste seksjonene (a- h) er brukt i denne studien (Figur 4.13). Kjernen er hentet opp sørøst for Lista, i Norskerenna, på 406 m vanddyb (Figur 1.1, 3.1). Kjernen er delt inn i 3 uformelle litologiske hovedenheter, Litosone 1- 3, og 4 litologiske internenheter, Litosone 2<sub>4</sub>- 2<sub>1</sub> (Figur 4.13). Litosonene er definert ut ifra visuell beskrivelse av struktur, tekstur, fargeanalyse, MSCL- analyser og XRF- analyser. Kjerne GS12-172-04PC er i denne studien studert mest i detalj grunnet den gunstige lokasjonen i sørlige deler av Norskerenna. Lengden på kjernen gir også en bedre oppløsning av sedimentene, samt at kjernen trolig penetrerer ned i morenemateriale. I denne kjernen er det også utført 8 AMS- dateringer på mollusker og foraminifera (Tabell 3.7, 4.1).

#### Litosone 3

Litosone 3 ligger stratigrafisk nederst, og er definert fra 1810 cm og ned til bunnen av kjernen (1860 cm) (Figur 4.13, 4.15). Litosonen består hovedsakelig av siltig leire og har en mørkere grå farge (5Y 4/1). Det er observert deformasjonsstrukturer, hvor strukturene opptrer med ulike hellende vinkler i enheten. I øverste del av litosonen er det observert to linser som består av betydelig grovere materiale enn omkringliggende sedimenter bestående av siltig leire. Disse linsene er ca. 2-3 cm lange og ca. 1 cm brede med en oval form.

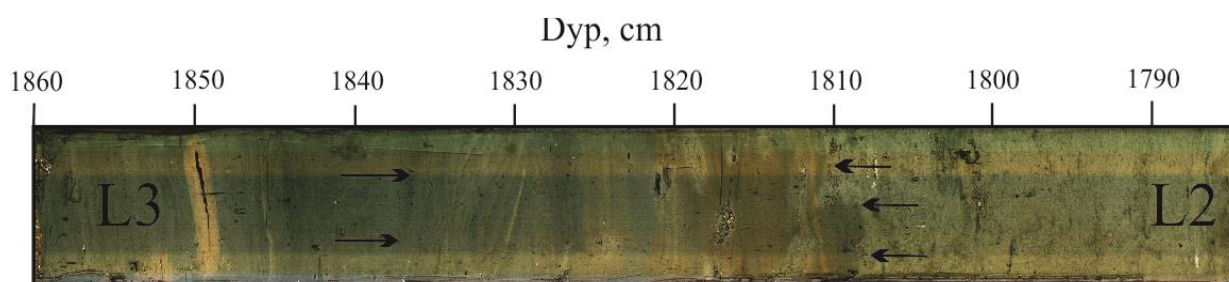
Sandinnholdet, >63  $\mu\text{m}$ , varierer mellom 8- 22% i litosonen, hvor den høyeste verdien er registrert i en av de observerte linsene. Grunnet feil ved innsamling av MSCL- data, er ikke gammatettheten registrert i denne enheten (se kapittel 3.2.1). Magnetisk susceptibilitet har relativt stabile, lave verdier (mellom 20 og  $40 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) i forhold til overliggende sedimenter, med unntak av et positivt utslag øverst i enheten, hvor det er målt verdier opp til  $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ca/Fe- forholdet i Litosone 3 er hovedsakelig karakterisert av verdier tilnærmet 0, og er de laveste registrerte verdiene i kjernen. Øverst i litosonen er det en gradvis økning i verdiene på opptil 0,1. Litosone 3 er den eneste enheten med en registrert skjærstyrke på mellom 20 og 49 kPa (Figur 4.13, 4.15).



**Figur 4.13:** Skjematisert fremstilling av de studerte seksjonene (a-h) i kjerne GS12-172-04PC med litologi, radiokarbondateringer oppgitt i kalenderår BP (Tabell 4.1), genese, litosoner, kumulativ kornfordeling, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke.

Grensen til overliggende litosone 2 har en ujevn flate, men er likevel tydelig grunnet fargeendring og teksturendringer (Figur 4.14). I tillegg til den tydelige overgangen observert ved farge- og teksturendring, er den øvre grensen også definert på grunnlag av markant endring i skjærstyrke (Figur 4.13, 4.15).

Hovedsakelig på grunnlag av den høye skjærstyrken, deformasjonsstrukturer og grovere sedimentlinser er sedimentene i Litosone 3 tolket til å være morenemateriale.



**Figur 4.14:** Detaljbilde av nedre del til kjerne GS12-172-04PC. Den ujevne grenseovergangen mellom Litosone 3 til Litosone 2 er markert ved de tre pilene ved 1810 cm. Mellom ca. 1840- 1825 cm kan det observeres deformasjonsstrukturer indikert ved pilene.

## Litosone 2

Litosone 2 (1810- 913 cm) ligger stratigrafisk over Litosone 3, og består av siltig leire med områder av grovere sedimenter (Figur 4.13, 4.15, 4.16, 4.17). Det er også observert stein- og gruspartikler sporadisk i Litosone 2, hvor den største ligger i øvre del, ved 1094- 1097 cm. Litosone 2 er videre delt inn i 4 internenheter, Litosone 2<sub>4</sub>- 2<sub>1</sub>, på grunnlag av interne endringer i litologi, kornfordeling, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe- forholdet og skjærfasthet (Figur 4.13, 4.15, 4.16, 4.17). Øvre grense til Litosone 2 ved 913 cm er definert på grunnlag av endring i sandinnholdet, hvor grovere partikler nesten forsvinner.

På grunnlag av observasjoner og analyser gjort i Litosonen 2, er litosonen, med tilhørende internenheter, tolket til, for en vesentlig del, å bestå av glasimarine sedimenter med varierende innslag av IRD.

### Litosone 2<sub>4</sub>

Litosone 2<sub>4</sub> (1810- 1600 cm) ligger stratigrafisk over Litosone 3, og består hovedsakelig av massiv siltig leire med en grålig farge (5Y 5/1) (Figur 4.13, 4.15). De nederste 50 cm av litosonen er karakterisert ved siltig leire, med sporadisk linser av grovere sedimenter bestående av siltig leire og fin sand.

Nedre del av litosonen er karakterisert ved et høyere sandinnhold ( $>63\mu\text{m}$ ), som varierer fra 19- 3%, mens i øvrige deler er sandinnholdet lavere og varierer mellom 9% og 1,5%. Gammatettheten har verdier som varierer mellom  $1,85\text{ g/cm}^3$  og  $2,10\text{ g/cm}^3$ , hvor de høyeste verdiene er observert i et positivt utslag i nedre del. Litosonen er karakterisert ved de lavest registrerte verdiene i magnetisk susceptibilitet, med verdier ned til  $10\cdot 10^{-8}\text{ m}^3/\text{kg}$ . Unntaksvis er det registrert et positivt utslag i nedre del som samsvarer med det positive utslaget i gammatettheten, og som trolig representerer de observerte linsene. Skjærstyrken og Ca/Fe-forholdet har relativt stabile verdier i litosonen, med gjennomsnitt på henholdsvis 22 kPa og 0,11 (Figur 4.13, 4.15).

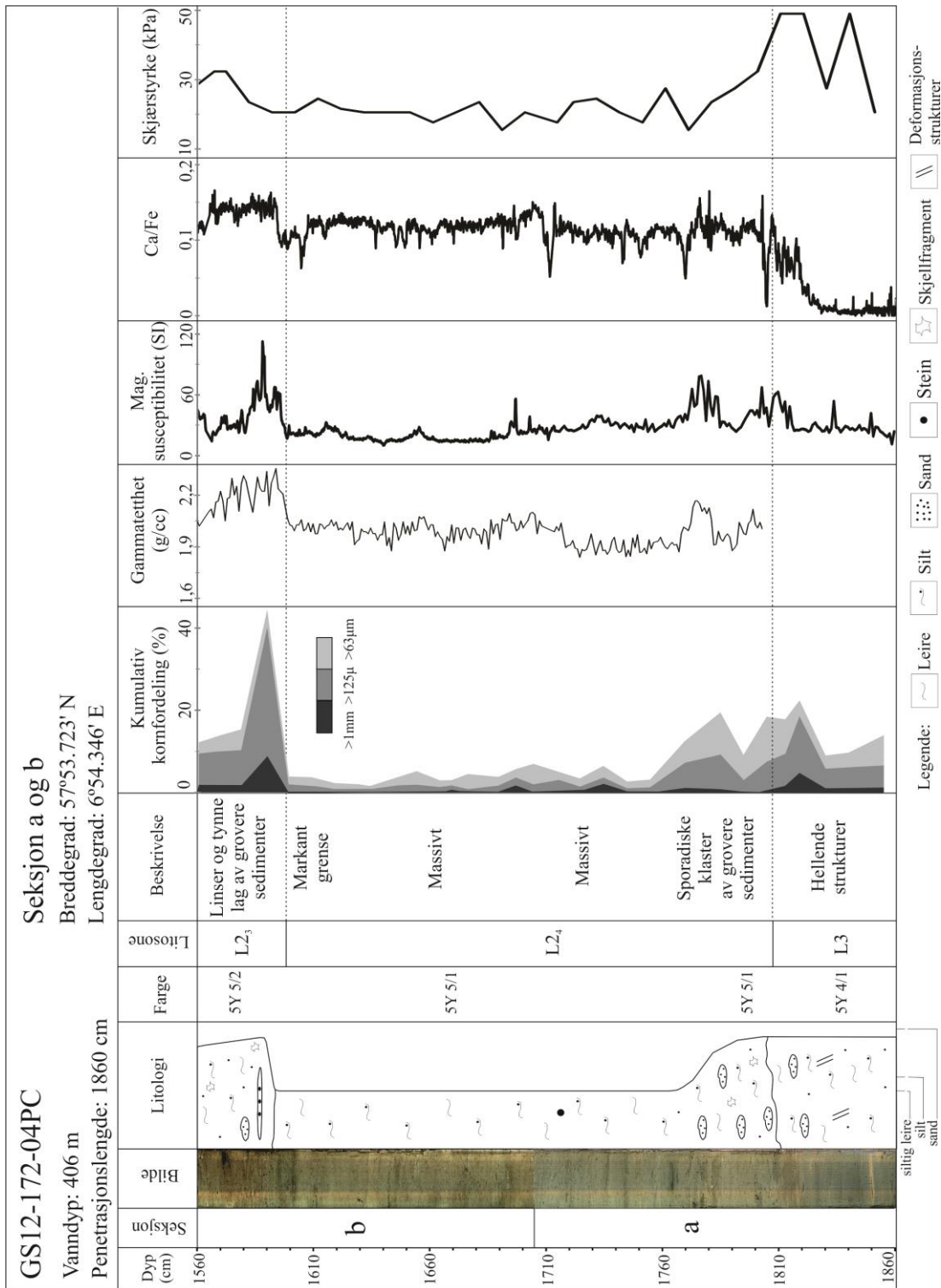
Den øvre grensen, ved 1600 cm, er definert ved overgangen fra massiv, siltig leire med en lys grå farge (5Y 5/1) i Litosone 2<sub>4</sub> til grovere sedimenter med en mørkere grå farge (5Y 5/2) i Litosone 2<sub>3</sub> (Figur 4.15). Ved grensen stiger sandinnholdet fra 3% i Litosone 2<sub>4</sub> til 44% i Litosone 2<sub>3</sub>. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet har også betydelig markante endringer ved grenseovergangen, hvor gammatettheten endres fra ca. 2,0 til ca.  $2,2\text{ g/cm}^3$ , og magnetiske susceptibiliteten endres fra ca. 20 til over  $100\cdot 10^{-8}\text{ m}^3/\text{kg}$  (Figur 4.13, 4.15).

### ***Litosone 2<sub>3</sub>***

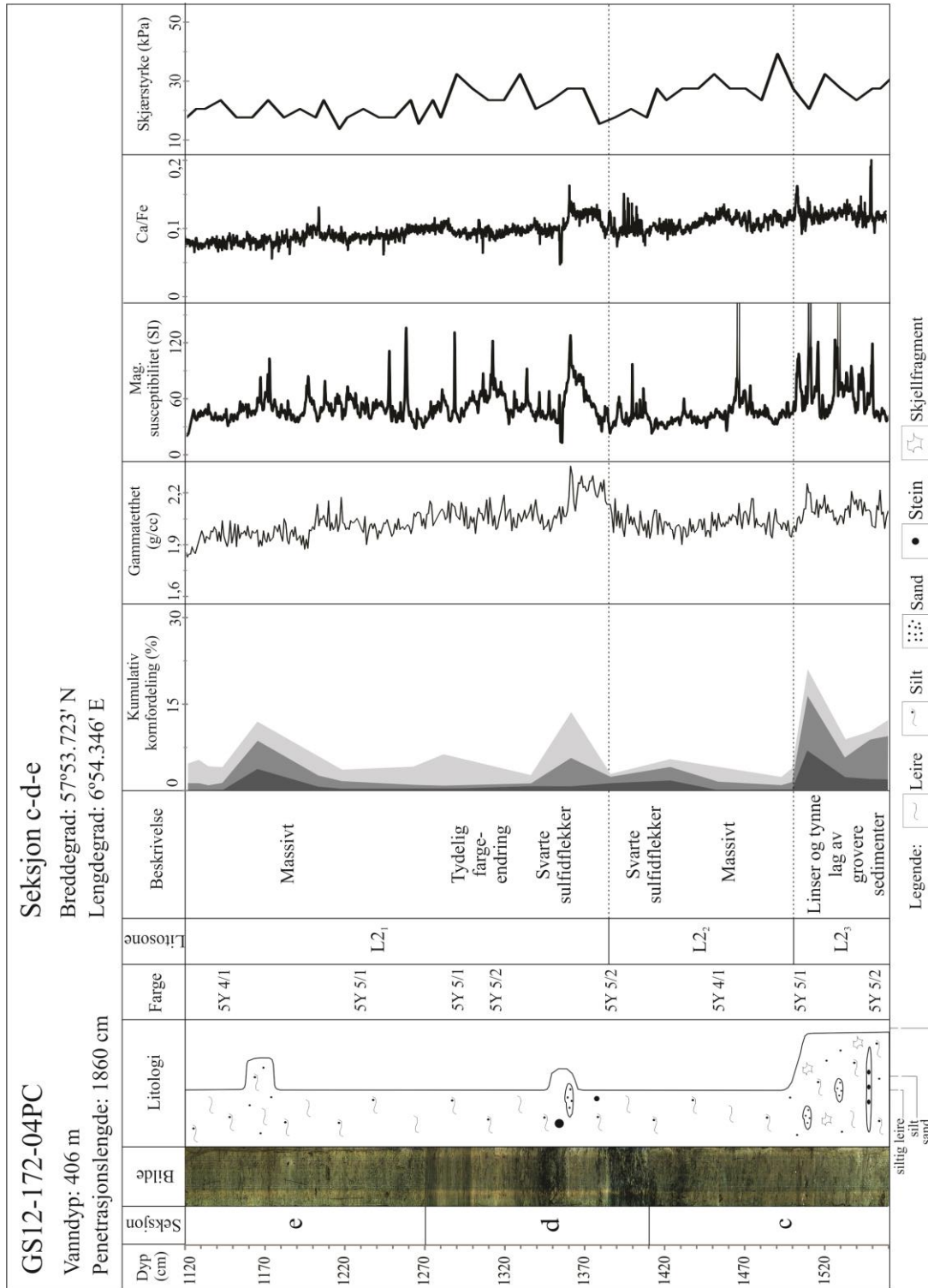
Litosone 2<sub>3</sub> (1600 cm til 1500 cm) ligger stratigrafisk over Litosone 2<sub>4</sub>, og består hovedsakelig av siltig leire og sandig leire, med karakteristiske linser og mindre lag ( $<1\text{ cm}$ ) bestående av grovere sand og silt (Figur 4.13, 4.15, 4.16).

Litosonen er karakterisert ved de høyest registrerte verdiene i kjernen både i kornfordeling, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Sandinnholdet ( $>63\mu\text{m}$ ) varierer mellom 10% og 44%, hvor den høyeste verdien er målt ved nedre grense. Gammatettheten har varierende verdier mellom  $2,35\text{ g/cm}^3$  og  $2,02\text{ g/cm}^3$ , med det høyeste positive utslaget registrert i nedre del. Magnetisk susceptibilitet er hovedsakelig karakterisert ved høye positive utslag og topper på opptil  $120\cdot 10^{-8}\text{ m}^3/\text{kg}$ . Ca/Fe- forholdet har relativt stabile verdier gjennom litosonen med en gjennomsnittlig verdi på 0,12, og skjærstyrken har varierende verdier mellom 23 kPa og 32 kPa (Figur 4.13, 4.15, 4.16).

Øvre grense ved 1500 cm er definert ved en markant nedgang i sandinnhold, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Skjærstyrken er den eneste parameteren med økende verdier i grenseovergangen (Figur 4.13, 4.16).

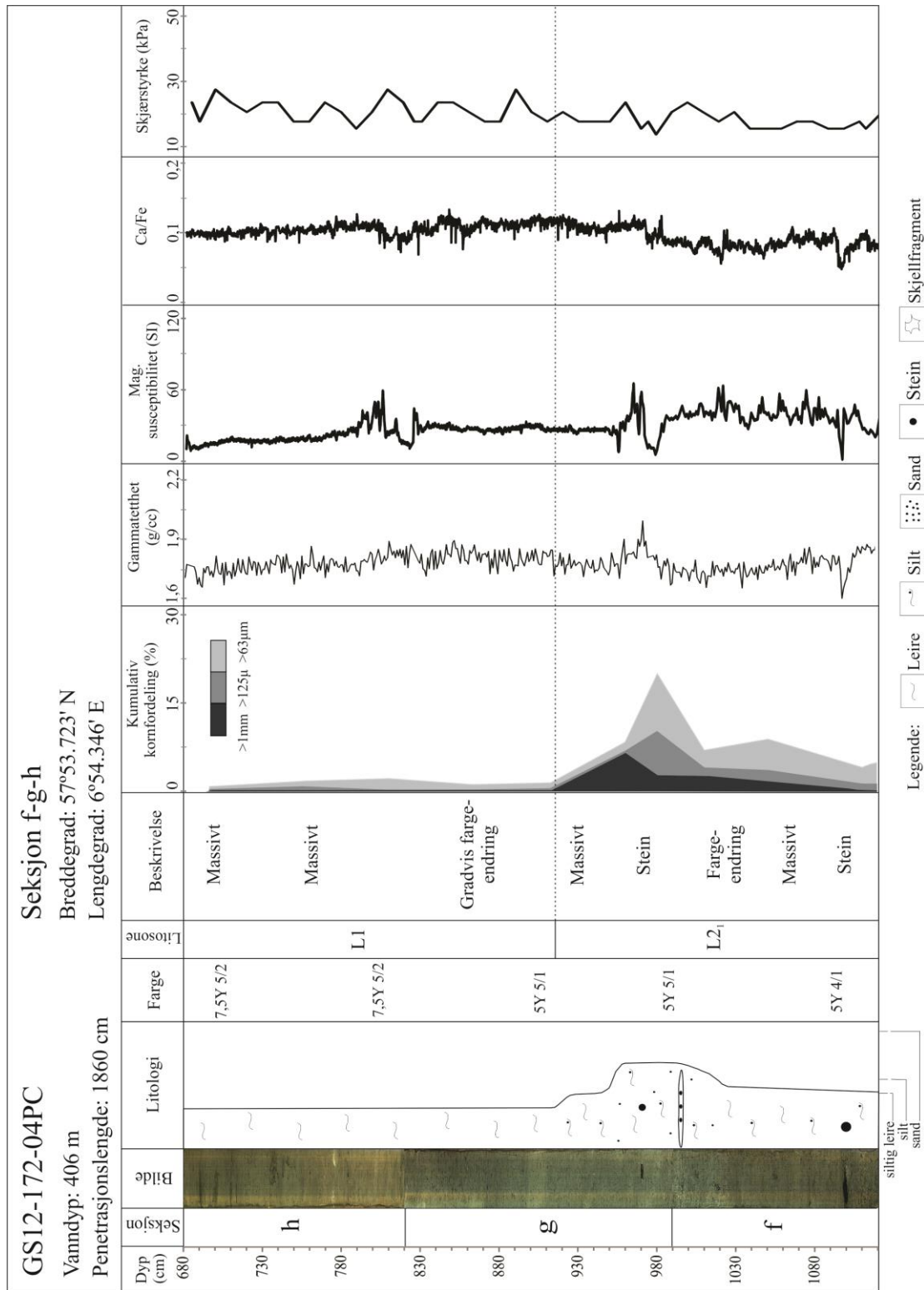


**Figur 4.15:** Oversiktsfigur over seksjon a og b i kjerne GS12-172-04PC, hvor bilde, litologi, fargekoder, litosoner, beskrivelse, kumulativ kornfordeling, gammaltetthet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe- forholdet og skjærstyrken er presentert.



**Figur 4.16:** Oversiktsfigur over seksjon c, d og e i kjerne GS12-172-04PC, hvor bilde, litologi, fargekoder, litosoner, beskrivelse, kumulativ kornfordeling, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe- forholdet og skjærstyrken er presentert.





**Figur 4.17:** Oversiktsfigur over seksjon f, g og h i kjerne GS12-172-04PC, hvor bilde, litologi, fargekoder, litosoner, beskrivelse, kumulativ kornfordeling, gammattetthet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe-forholdet og skjærstyrken er presentert.

### ***Litosone 2<sub>2</sub>***

Litosone 2<sub>2</sub> er definert fra 1500- 1385cm, og er hovedsakelig karakterisert ved massiv siltig leire med en mørkere grålig farge (5Y 4/1). Fra ca. 1455 cm og videre oppover i litosonen er det observert sporadisk svarte sulfidflekker som gradvis blir mer konsentrert (Figur 4.13, 4.16).

Både sandinnholdet, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe- forholdet har relativt stabile verdier i Litosone 2<sub>2</sub>, uten nevneverdige utslag. Skjærstyrken har gradvis minkende verdier oppover i litosonen, fra 39- 15kPa (Figur 4.13, 4.16).

Øvre litologiske grense er karakterisert ved en relativt markant overgang fra de svarte sulfidflekkene til sedimenter med en grålig farge (5Y 5/2). Grensen er i tillegg definert på grunnlag av økning i den kumulative kornfordelingskurven, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrken (Figur 4.13, 4.16). Sandinnholdet øker fra ca. 3% i Litosone 2<sub>2</sub> til 13% i overliggende sedimenter, mens skjærstyrken øker fra 15kPa til 27kPa. Gammatetthet endres fra ca. 2,0- 2,2 g/cm<sup>3</sup>, mens magnetisk susceptibilitet endres fra ca. 20\*10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg og opptil 112\*10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg.

### ***Litosone 2<sub>1</sub>***

Litosone 2<sub>1</sub> (1385- 913 cm) ligger stratigrafisk øverst i Litosone 2, og har hovedsakelig en massiv, strukturløs karakter, med innslag av sedimentklaster og tynne lag (Figur 4.13, 4.16, 4.17). Hovedsakelig består litosonen av siltig leire, med unntak av sandig silt konsentrert i linser og tynne lag. I nedre del av litosonen, mellom 1345- 1360 cm er det observert sporadisk til konsentrerte svarte sulfidflekker, som skiller seg ut fra de ellers grålige (5Y 5/1- 4/1) sedimentene i internheten.

Det er registrert tre ulike utslag i kornfordelingen i litosonen: nederst, i midten og øverst. Ved disse toppene er det registrert sandinnhold på henholdsvis 13%, 11% og 20%. I nedre del av litosonen er gammatettheten registrert med et positivt utslag på opptil 2,2g/cm<sup>3</sup>, som er noen av de høyeste verdiene i sedimentkjernen. Oppover i litosonen har gammatettheten en gradvis minkende verdi. I nedre del av litosonen har magnetisk susceptibilitet utslag som varierer mellom 30\*10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg og 136\*10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg, mens i øvre del er det betydelig mindre utslag. Ca/Fe- forholdet har også i denne litosonen relativt stabile verdier med et gjennomsnitt på 0,09. Skjærstyrken har i nedre del et utslag på mellom 23kPa og 32kPa, hvor det i resterende deler av kjernen er verdier lavere enn 20kPa (Figur 4.13, 4.16, 4.17).

Den øvre grense er definert mellom 913 og 950 cm, og er hovedsakelig basert på endringen i den kumulative kornfordelingskurven (Figur 4.13, 4.17). Mellom 913 og 950 cm er det en betydelig endring i sandinnholdet i sedimentkjernen, hvor det endres fra 8% til 1,4%. Det er ikke foretatt flere målinger mellom kjerneintervallet, og det er dermed vanskelig å definere den eksakte grensen mellom Litosone 2 og Litosone 3. Videre i oppgaven vil grensen mellom de to enhetene være definert ved 913 cm.

### **Litosone 1**

Litosone 1 er definert fra 913 cm, men har ikke en definert øvre grense ettersom seksjonene over 680 cm ikke er studert. Litosone 1 har en massiv karakter uten fremtredende strukturer eller endringer i litologi. Sedimentene har en grålig farge (5Y 5/1) i nedre del som gradvis endrings til en mer brunlig gråfarge (7,5 5/2) i øvre del (Figur 4.13, 4.17). Det er ikke observert stein- eller gruspartikler slik som i samtlige underliggende litosoner.

Litosone 1 har et gjennomsnittlig sandinnhold på 1,4 % ( $>63\mu\text{m}$ ), med et tilnærmet fravær av materiale  $>125\mu\text{m}$ . Gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe- forholdet og skjærstyrken har alle relativt stabile og lave verdier i forhold til underliggende sedimenter, hvor gammatettheten har de lavest registrerte verdiene i Litosone 1 (Figur 4.13, 4.17).

Hovedsakelig grunnet det lave sandinnholdet, samt strukturløse sedimenter og ingen stein- eller gruspartikler, er litosonen tolket til å bestå av sedimenter avsatt i holocen.

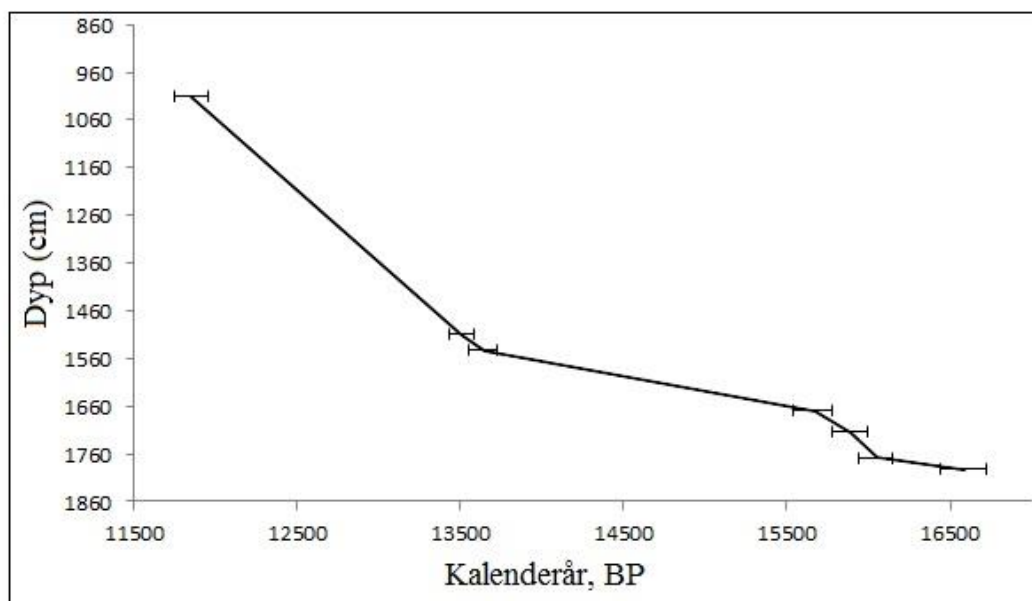
### **Dateringer**

Det er foretatt 8 dateringer i kjerne GS12-172-04PC, hvor 6 prøver er datert på godt bevarte mollusker og en knust gastropod, og de resterende 2 prøvene er datert på foraminifera (Tabell 3.7, 4.1). Samtlige dateringer er, som nevnt i kap. 3.2.4, kalibrer ved en kalibreringskurve i Calib 7.0, hvor det er en integrert korrigeringskurve for den marine reservoaralderen. I tabell 4.1 er det gitt en oversikt over de ulike resultatene fra dateringene, hvor det videre i oppgaven vil bli brukt den kalibrerte alderen BP.

Dateringene er i kronologisk rekkefølge som gir en indikasjon på kontinuerlig marin sedimentasjon med lite eller ingen resedimentasjon av foraminiferer eller mollusker (Figur 4.18). Likevel er det usikkerheter rundt dateringen på 1544,5 cm dyp, hvor prøven besto av en siphokanal av en knust gastropod. Det er usikkert om siphokanalen ble knust etter avsetning eller om den er transportert, og dermed ikke avsatt in situ. Denne dateringen vil dermed ikke bli brukt ved etablering av sedimentasjonskurven (Figur 4.18).

**Tabell 4.1:** Tabellen gir en oversikt over dateringer gjort i studien, hvor både den konvensjonelle  $^{14}\text{C}$ -alderen og den kalibrerte alderen (kalenderår BP) er oppgitt. For mer detaljert beskrivelse av materialet brukt til datering, se tabell 3.7.

Kjerne	Dyp (cm)	Lab. Ref.	Konvensjonell		1 $\sigma$	Materiale
			AMS $^{14}\text{C}$ alder BP	Kalenderår BP		
GS12-172-04PC	1012,5	Beta- 359702	10 560 $\pm$ 40	11 853	105	Mollusk
GS12-172-04PC	1511	Beta- 348067	12 070 $\pm$ 50	13 505	76	Mollusk
GS12-172-04PC	1544,5	Beta- 348064	12 190 $\pm$ 50	13 640	85	Gastropod
GS12-172-04PC	1550,5	Beta- 348068	12 840 $\pm$ 50	14 525	194	Mollusk
GS12-172-04PC	1669,5	Beta- 348065	13 460 $\pm$ 50	15 657	117	Mollusk
GS12-172-04PC	1715,5	Beta- 348066	13 620 $\pm$ 60	15 884	107	Mollusk
GS12-172-04PC	1770,5*	Beta- 359703	13 740 $\pm$ 50	16 045	99	Foraminifera
GS12-172-04PC	1795,5*	Beta- 359704	14 140 $\pm$ 60	16 580	142	Foraminifera
GS12-172-08GC	90	Beta- 359705	11 510 $\pm$ 60	13 120	260	Foraminifera



**Figur 4.18:** Sedimentasjonskurve som viser sedimentasjonsraten i kjerne GS12-172-04PC. De ulike dateringene er oppgitt i kalenderår BP med tilhørende standardavvik markert ved hver datering.

#### 4.2.2 Kjerne GS12-172-08GC

Kjerne GS12-172-08GC har en lengde på 379 cm, og er delt opp i 3 seksjoner, A-C, hvor alle seksjonsdelene er studert i denne studien (Figur 4.19). Kjernen er lokalisert i Norskerenna, vest for Bømlo, på 275 m vanddyb (Figur 3.1). Kjernen er delt inn i fire uformelle litologiske hovedenheter, Litosone 4-1, og tre litologiske internerheter, Litosone 1<sub>3</sub>- 1<sub>1</sub>. Litosonene er

definert ut ifra visuell beskrivelse av tekstur, struktur, farge, samt MSCL- og XRF- analyser (Figur 4.19). Det er utført én  $^{14}\text{C}$ - datering i denne kjernen (Tabell 3.7, 4.1).

#### **Litosone 4**

Litosone 4 er definert fra 367 cm, og til bunnen av sedimentkjernen (Figur 4.19). Litosonen består hovedsakelig av massiv siltig leire og siltig sand, hvor sedimentene har en grålig farge (2,5Y 4/1).

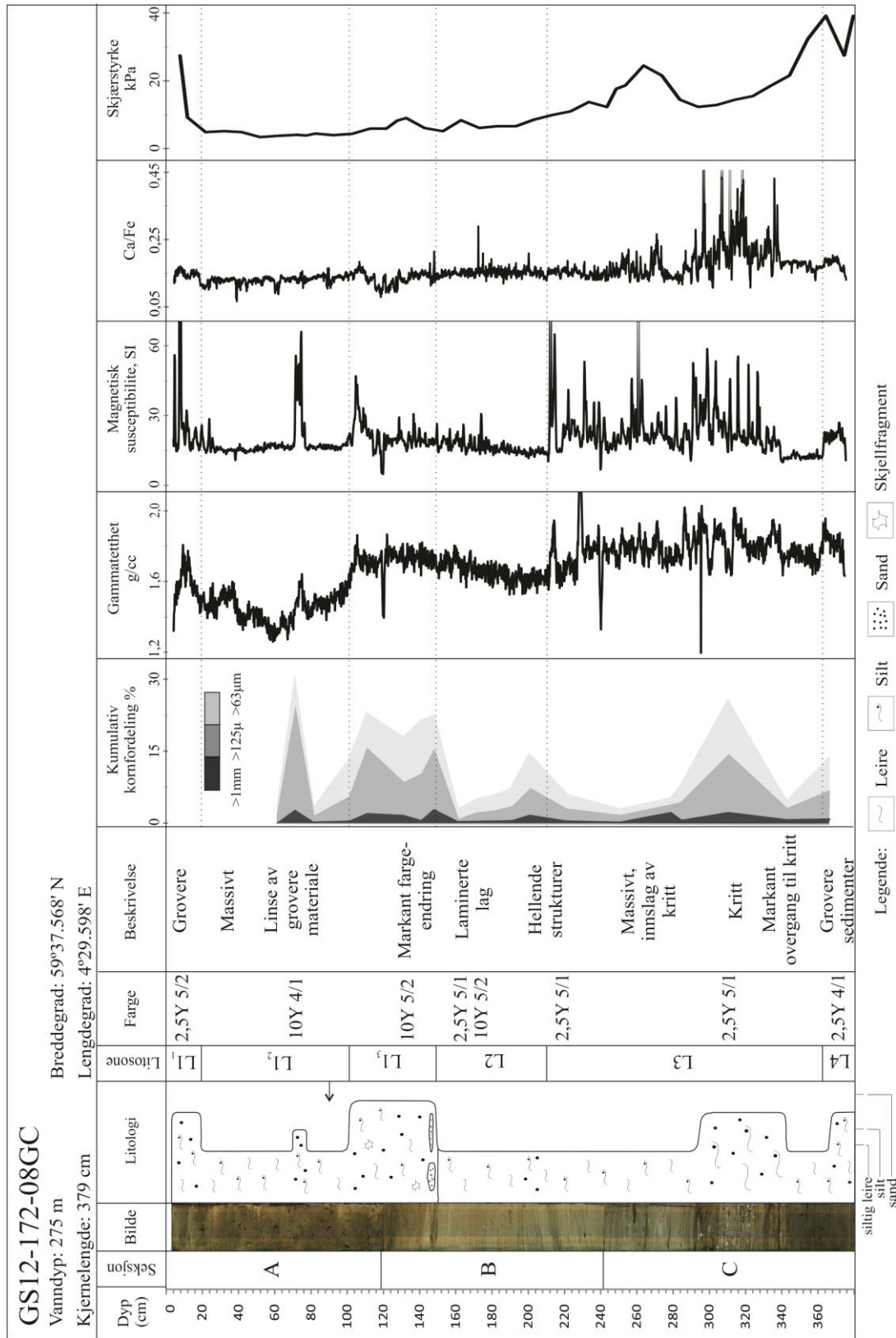
Det er kun foretatt en måling i Litosone 4 i forbindelse med den kumulative kornfordelingskurven, hvor sandinnholdet er målt til 13%. Gammatettheten, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe- forholdet har relativt stabile verdier uten nevneverdige utslag. Litosonen er karakterisert ved høy skjærstyrke, som også representerer de høyest målte verdiene i sedimentkjernen, og varierer mellom 30- 40kPa (Figur 4.19).

Øvre grense er definert ved 367 cm, og er hovedsakelig basert på endringer i litologi og skjærstyrke, men også magnetisk susceptibilitet og gammatetthet. Overliggende sedimenter består av mer finkornet materiale av siltig leire, hvor den litologiske grensen mellom Litosone 4 og Litosone 3 er observert som delvis markant, men ujevn. Skjærstyrken endres fra 40kPa i Litosone 4 til 20kPa i nedre del av Litosone 3. Gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten har et markant, men relativt liten endring i øvre grense, hvor gammatettheten variere fra  $1,9 \text{ g/cm}^3$  til  $1,6 \text{ g/cm}^3$ . Den magnetiske susceptibiliteten varierer fra ca.  $23 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  til ca.  $11 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  ved grenseovergangen (Figur 4.19).

På grunnlag av den relativt høye skjærstyrken samt den litologiske teksturen er Litosone 4 tolket til å være morenemateriale.

#### **Litosone 3**

Litosone 3 er definert fra 367 cm til 210 cm, hvor sedimentene har en massiv til mer stratifisert og kaotisk karakter (Figur 4.19). De nederste 27 cm har en mørkere grålig farge (2,5Y 4/1), og er karakterisert ved massiv, siltig leire. Ved 340 cm er det observert en markant overgang til en mer stratifisert og deretter kaotisk struktur. Denne stratifiserte og kaotiske strukturen er observert mellom 340-290 cm, og inneholder fremtredende krittelementer. De fremtredende og til tider hyppige innslagene av krittelementer gir sedimentene en kaotisk struktur. Overgangen fra kjerneintervallet med krittelementer til overliggende sedimenter er gradvis, hvor sedimentene i øvre del av litosonen består av siltig leire med en lysere gråfarge (2,5Y 5/1). I øvre del er det også observert hellende strukturer som er mest synlig helt øverst i enheten (Figur 4.19).



**Figur 4.19:** Skjematisk oversiktsfigur over kjerne GS12-172-08GC, hvor bilde av kjernen, litologi, litosoner, fargekoder, beskrivelse, kumulativ kornfordeling, gammateitet, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe- forhold og skjærstyrke blir presentert. Dateringen i kjernen ved 90 cm dyp er indikert ved svart pil i litologi.

I kjerneintervallet hvor det er observert krittelementer er det også registrert et relativt høyt sandinnhold på 26%, hvor resterende deler av litosonen består av lavere sandinnhold. Både gammatettheten, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe- forholdet er preget av relativt stabile verdier i de nederste 27 cm av internheten. Fra 340 cm og opp til øvre grense varierer gammatettheten mellom  $1,5 \text{ cm}^3$  og  $2,0 \text{ cm}^3$ . Magnetisk susceptibilitet har også undulerende og positivt utslagsgivende verdier mellom 340 cm og 210 cm, hvor verdiene varierer mellom  $13 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  og  $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ca/Fe- forholdet utgjør markant positivt utslag i kjerneintervallet hvor krittelementene er observert, med verdier fra 0,2- 0,45. Gjennom hele Litosone 3 er skjærstyrken minkende fra ca. 25 kPa til ca. 10 kPa, med unntak av et utslag på opptil 25 kPa mellom 280-250 cm (Figur 4.19).

Øvre grense i Litosone 3 er hovedsakelig definert på grunnlag av endring i litologi og magnetisk susceptibilitet, men også endringer i gammatetthet. Overliggende Litosone 2 er karakterisert av laminerte sedimenter, og gjør den litologiske grensen markant. Ved 210 cm endres magnetisk susceptibilitet fra undulerende og positivt utslagsgivende verdier på opptil  $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  til stabile verdier på ca.  $15 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Gammatettheten endres også ved den øvre grensen, hvor verdiene blir mindre undulerende i overliggende sedimenter (Figur 4.19).

Litosone 3 består trolig av glasimarine sedimenter, og på grunnlag av de kaotiske sedimentene samt de hellende strukturene har sedimentene antagelig blitt utsatt for deformasjon enten under eller etter avsetning.

## **Litosone 2**

Litosone 2 er definert fra 210 cm til 150 cm, ved begynnelsen og slutten av laminerte sedimenter av siltig leire, med vekselvis grålig (2,5Y 5/1) og en mer brunlig gråfarge (10Y 5/2) (Figur 4.19). De nederste 5 cm av de laminerte sedimentene draperer over de hellende strukturene i Litosone 3, og de laminerte sedimentene får dermed også en hellende struktur.

Sandinnholdet i litosonen er relativt lavt (5%), med unntak av et utslag i nedre del hvor det er målt opptil 14%. I dette utslaget er det også observert IRD (1,5%) Både gammatettheten, magnetisk susceptibilitet og Ca/fe- forholdet har liten variasjon gjennom litosonen (Figur 4.19).

Øvre litologiske grense ved 150 cm er hovedsakelig definert ved slutten på de laminerte sedimentene, som også fremtrer som en markant grenseovergang. Økende kornfordeling i overliggende sedimenter er også med på å definere den øvre grensen, hvor sandinnholdet endres fra ca. 5% til ca. 20%. Det er i tillegg en betydelig, markant fargeendring ved denne

litologiske grensen, hvor Litosone 2 hovedsakelig er karakterisert ved en grålig farge (2,5Y 5/1) mens nedre del av Litosone 1 er karakterisert ved en brunlig gråfarge (10Y 5/2) (Figur 4.19).

Litosone 2 består trolig av glasimarine sedimenter på grunnlag av innslag av IRD, samt overliggende glasimarine sedimenter.

### **Litosone 1**

Litosone 1 er definert fra 150 cm og til toppen av sedimentkjernen, og består hovedsakelig av massive sedimenter av siltig leire til leire, med innslag av grovere sedimenter i form av tynne lag og linser. Litosonen er delt inn i tre internheter, henholdsvis Litosone 1<sub>3</sub>- 1<sub>1</sub>, på grunnlag av variasjoner i litologi, skjærstyrke, samt MSCL- og XRF- analyser (Figur 4.19).

Litosone 1 består trolig av glasimarine og marine sedimenter på grunnlag av IRD, samt varierende sandinnhold.

#### ***Litosone 1<sub>3</sub>***

Litosone 1<sub>3</sub> er definert fra 150 cm til 100 cm og er karakterisert av en brunlig gråfarge (10Y 5/2) i nedre del, som gradvis endres til en mørkere brunlig gråfarge (10Y 4/1) i øvre del (Figur 4.19). I nedre del er det observert linser og tynne lag (1- 2cm tykke) bestående av silt og sand, mens i øvre del har sedimentene en massiv karakter av sandig leire.

Litosonen utgjør et karakteristisk utslag på den kumulative kornfordelingskurven, hvor sandinnholdet har et gjennomsnitt på henholdsvis 20%. Gammatettheten, magnetisk susceptibilitet, Ca/Fe-forholdet og skjærstyrken har alle relativt stabile verdier i internheten, med unntak av et positivt utslag i magnetisk susceptibilitet øverst i litosonen på opptil  $50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Figur 4.19).

Øvre grense ved 100 cm er definert ved overgangen fra sandig leire til siltig leire, hvor sandinnholdet endres fra 23% til 13%. Ved visuelle observasjoner er det ikke observert en markant grense i sedimentene. Gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er også med på å definere den øvre grensen, hvor det er en markant nedgang i gammatettheten fra ca. 1,7- ca.  $1,5 \text{ g/cm}^3$ . Magnetisk susceptibilitet har et utslag i øvre del av Litosone 1<sub>3</sub>, hvor verdiene går fra opptil  $50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  til  $15 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  i Litosone 1<sub>2</sub> (Figur 4.19).

#### ***Litosone 1<sub>2</sub>***

Litosone 1<sub>2</sub> er definert fra 100 cm til 20 cm og er karakterisert av massive sedimenter av siltig leire med en gråbrun farge (10Y 4/1) (Figur 4.19). Ved ca. 68- 75 cm er det observert en linse,



med en bredde på ca. 1- 3 cm, av grovere sedimenter som strekker seg på langs i sedimentkjernen. Linsen består av sand og siltig leire.

Den kumulative kornfordelingskurven har kun målinger opp til 60 cm dyp, noe som gir manglende informasjon om øvre deler av litosonen. Sandinnholdet i nedre deler er målt til 7%, med unntak av intervallet mellom 68- 75 cm som har sandinnhold på 30%. Gammatettheten har gradvis synkende verdier fra nedre del og opp til ca. 60cm, hvor det er registrert kjernens laveste gammatetthetsverdier. I øvre halvdel øker verdiene igjen. Magnetisk susceptibilitet har hovedsakelig et gjennomsnitt på  $16 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , hvor det er liten variasjon i verdiene, med unntak av utslaget ved 68- 75 cm som har verdier opptil  $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ca/Fe- forholdet har jevne verdier gjennom litosonen, med et gjennomsnitt på 0,13. Skjærstyrken har også jevne verdier på 4 kPa i litosonen, og er de lavest registrerte verdiene i sedimentkjernen (Figur 4.19).

Øvre litologiske grense er definert ved overgangen fra siltig leire til siltig sand, hvor den litologiske grensen er observert som ujevn og til dels uklar. Øvre grense er også definert på grunnlag av markant økende verdier i både magnetisk susceptibilitet og skjærstyrken, men også en mindre økning i gammatettheten (Figur 4.19). Gammatettheten endres fra ca.  $1,5 \text{ g/cm}^3$  i øvre del av Litosone 1<sub>2</sub>, til økende verdier opp til  $1,7 \text{ g/cm}^3$  i nedre del av Litosone 1<sub>1</sub>. Magnetisk susceptibilitet har relativt stabile verdier i Litosone 1<sub>2</sub> som endres til undulerende verdier mellom  $15 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  og over  $100 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  i Litosone 1<sub>1</sub>. Skjærstyrken endres fra 4kPa til 9kPa ved den øvre grensen (Figur 4.19).

### ***Litosone 1<sub>1</sub>***

Litosone 1<sub>1</sub> definerer de øverste 20 cm av sedimentkjernen og består hovedsakelig av massiv siltig sand, hvor de groveste sedimentene er observert i øvre del av litosonen (Figur 4.19). Litosonen består av en olivengrålignende farge (5Y 5/2) og en gråbrun farge (10Y 4/1), hvor sistnevnte er observert i midten av litosonen med markant, men ujevn øvre og nedre grense.

Gammatettheten øker gradvis til midten av litosonen med verdier på opptil  $1,8 \text{ g/cm}^3$ , hvor det deretter er observert minkende verdier. Litosonen er karakterisert ved utslag i magnetisk susceptibilitet, hvor de høyeste verdiene er registrert over  $100 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Ca/Fe- forholdet har relativt stabile verdier med et gjennomsnitt på 0,13, mens Skjærstyrken øker fra 9kPa til 29kPa i litosonen (Figur 4.19).

### 4.2.3 Øvrige kjerner

I tillegg til de to hovedkjernene studert i detalj, er det også blitt brukt tre øvrige kjerner, GS12-172-06GC, GS12-172-07GC og GS12-172-05GC. Samtlige av de øvrige kjernene er lokalisert i sentrale deler av studieområdet, vest for nord- Jæren (Figur 1.1, 3.1).

#### *Kjerne GS12-172-06GC*

Kjerne GS12-172-06GC er lokalisert på distalsiden av en grunningsonekile, vest for nord- Jæren (Figur 3.1). Kjernen består av 3 seksjoner, seksjon A-C, og er 373 cm lang, hvor kun den øverste seksjonen (seksjon A) er studert (Figur 4.20). Det er kun foretatt MSCL- analyser (uten magnetisk susceptibilitet) av hele kjernen, mens det er foretatt skjærstyrkemålinger og prøver til kornfordelingsanalyse av seksjon A.

I den studerte kjerneseksjonen til kjerne GS12-172-06GC (Figur 4.20) er det hovedsakelig observert massiv, siltig leire med sporadisk innslag av sand. De øverste 20 cm er karakterisert ved siltig leire uten innslag av sand. I kjerneintervallet mellom 50- 20 cm er det sporadisk innslag av grovere sedimenter, bestående av sand og silt, konsentrert i mindre lag og linser. Det er også observert en mørkere gråfarge (10YR 5/1) i øvre del, med en gradvis endring til en brungrå farge (10YR 6/2) i resten av seksjonen. Fargeendringen skjer gradvis fra ca. 40- 60 cm, hvor det ikke er observert en tydelig grenseovergang (Figur 4.20).

Fra 349- 40 cm har gammatettheten relativt stabile og lite varierende verdier, mens fra 40 cm til toppen av kjernen har gammatettheten gradvis synkende verdier fra 1,9 g/cm<sup>3</sup> til 1,5 g/cm<sup>3</sup>. I kjerneintervallet mellom 120- 75 cm har sedimentene en relativt høy skjærstyrke som varierer mellom 23 og 40 kPa, hvor de øverste 65 cm har vesentlig lavere verdier, og varierer mellom 5- 22 kPa. Fra bunnen av den studerte seksjonen og opp til 40 cm er det et stigende sandinnhold opptil 30%, mens i de øverste 40 cm er det et høyt sandinnhold på mellom 43- 53%. Den største andelen av IRD er registrert i den øverste delen (Figur 4.20).

#### *GS12-172-07GC*

Kjerne GS12-172-07GC er lokalisert på en grunningsonekile vest for nord- Jæren, like i nærheten av kjerne GS12-172-06GC (Figur 3.1). Kjernen består av 2 seksjoner, seksjon A og B, og er 195 cm lang, hvor kun den øverste seksjonen (seksjon A) er studert (Figur 4.21). Det er kun foretatt MSCL- analyser (uten magnetisk susceptibilitet) av hele kjernen, mens det er foretatt skjærstyrkemålinger og prøver til kornfordelingsanalyse av seksjon A.

I den studerte seksjonen i kjerne GS12-172-07GC (Figur 4.21) er det observert en tydelig, markant og hellende grense ved 50- 53 cm, markert ved en fargeendring fra lys grå (2,5Y 6/1-6/2) til en mørkere grå farge (2,5Y 5/2). Fra 100- 50 cm er det hovedsakelig massiv sandig silt, mens de øverste 50 cm er karakterisert ved sandig silt med innslag av linser med grovere sedimenter. Helt øverst i seksjonen, ved 13- 16,5 cm, er det observert en stein som er ca. 3,5 cm bred og lang, og ca. 6 cm høy (Figur 4.21).

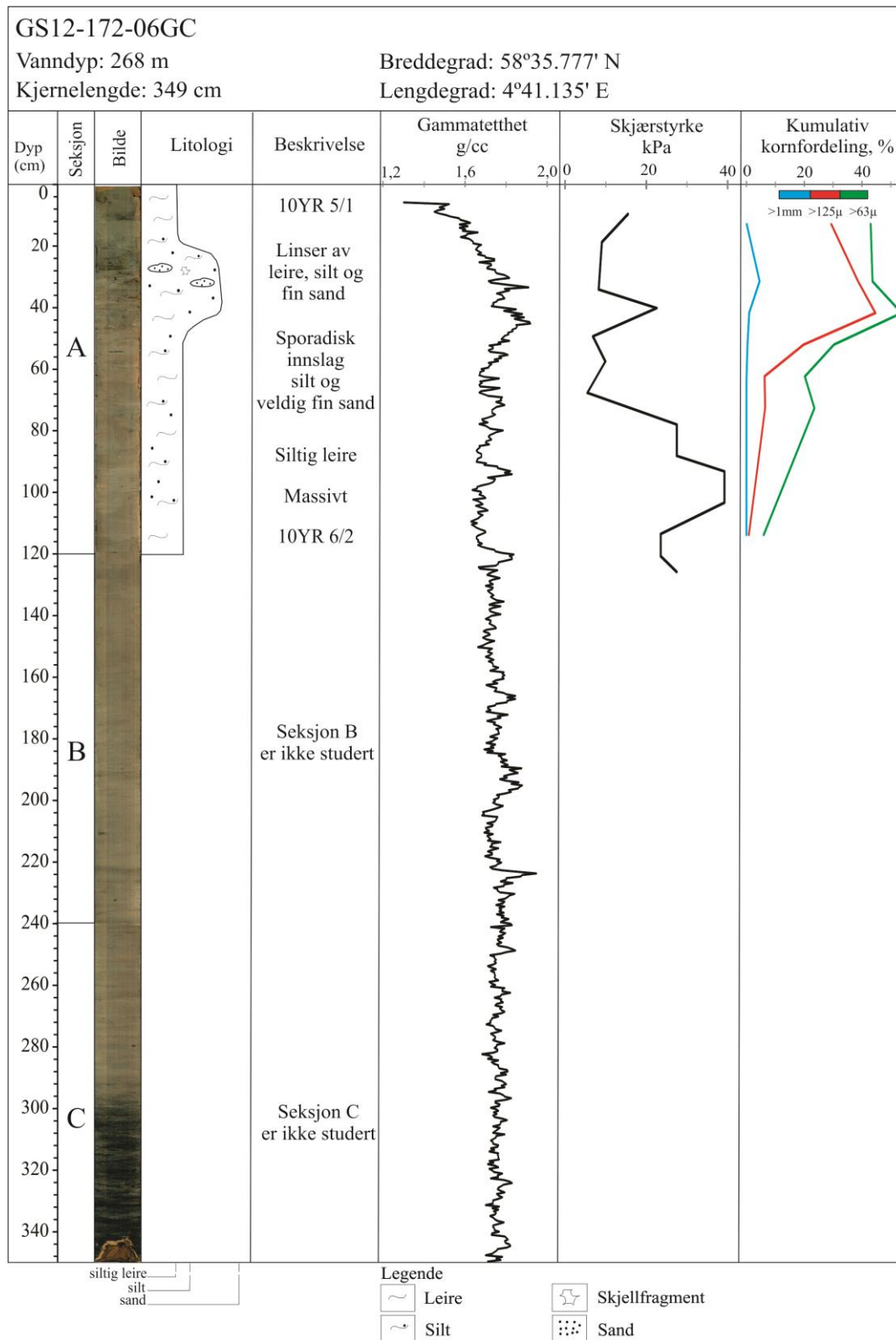
Fra 200- 35 cm har gammatettheten relativt stabile verdier, mens i de øverste 35 cm har gammatettheten mer varierende verdier mellom 1,6 g/cm<sup>3</sup> og 1,9 g/cm<sup>3</sup>. Fra 100- 50 cm er det målt verdier fra 20 kPa og opptil 80 kPa, mens i de øverste 50 cm varierer skjærstyrke mellom 10- 30 kPa. Sandinnholdet i kjernen er relativt høyt, spesielt i de øverste 48 cm hvor det har et gjennomsnitt på 61%. Gjennom den studerte seksjonen er det en jevn andel av IRD, med et gjennomsnitt på 1,5% (Figur 4.21).

### ***GS12-172-05GC***

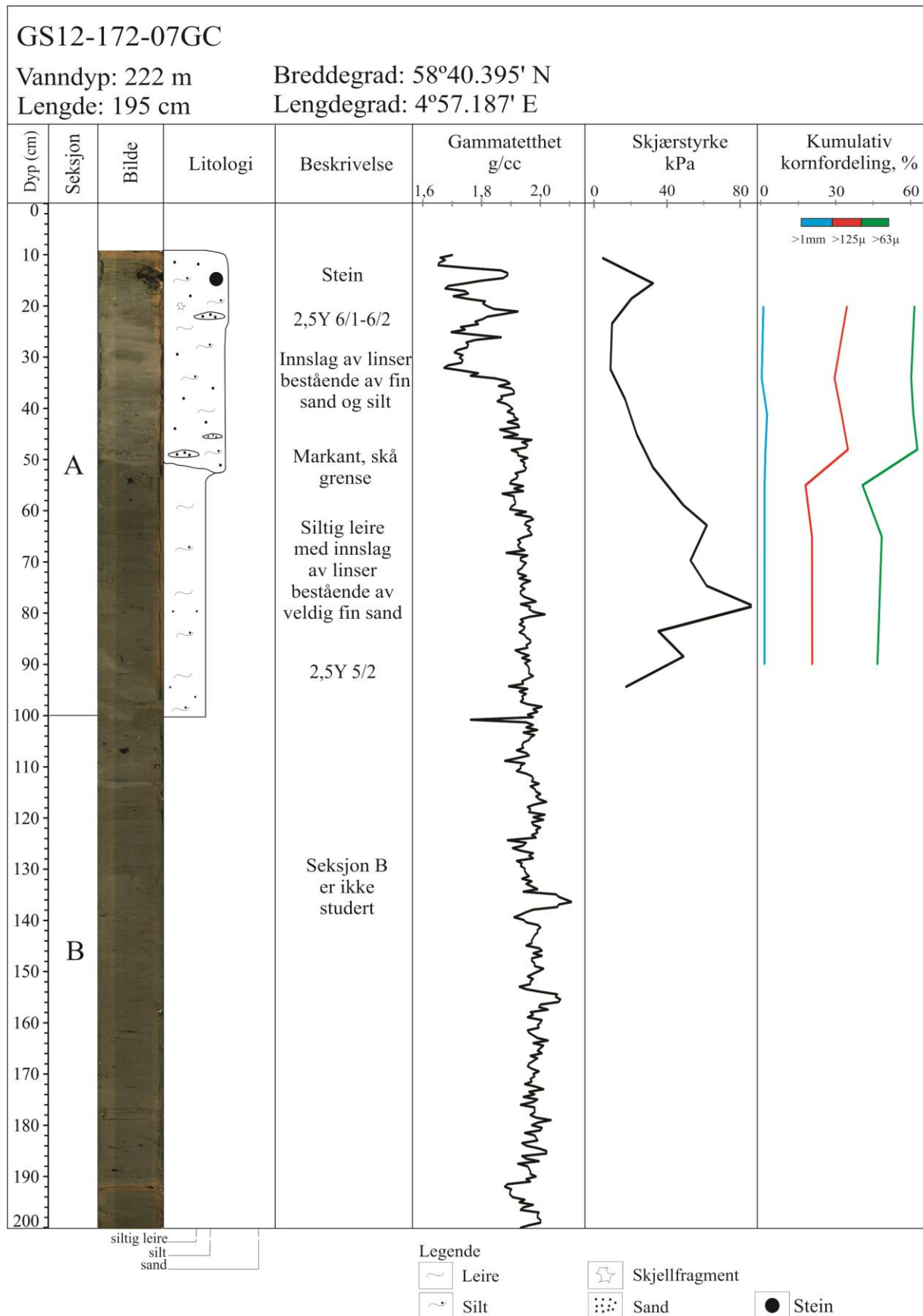
Kjerne GS12-172-05GC er 350 cm lang og delt i tre seksjoner, seksjon A-C (Figur 4.22). Kjernen er tatt nordvest for kjerne GS12-172-06GC og kjerne GS12-172-07GC, og ligger i Norskerenna vest for nord- Jæren (Figur 3.1). Alle seksjonene i kjerne GS12-172-05GC er beskrevet visuelt, målt skjærstyrke, samt utført MSCL- og XRF-analyser (Figur 4.22). Det er ikke tatt sedimentprøver som gir kornfordelingen i kjernen.

Sedimentene i kjerne GS12-172-05GC er hovedsakelig karakterisert ved massiv siltig leire med sporadisk krittpartikler (Figur 4.22). Den nederste delen av kjernen, fra ca. 273 cm og til bunnen av kjernen, er karakterisert av konsentrerte svarte sulfidflekker. Overgangen ved 273 cm er markant grunnet den tydelige fargeendringen. Fra de svarte sulfidflekkene er det en grålig farge (2,5Y 6/1), hvor det gradvis endres til en mørkere grålig farge (2,5Y 5/2) videre oppover i kjernen. Øverst har sedimentene igjen en lys grålig farge (2,5Y 7/1). Ved 60- 61 cm er det knuste skjellfragmenter konsentrert i et område (Figur 4.22).

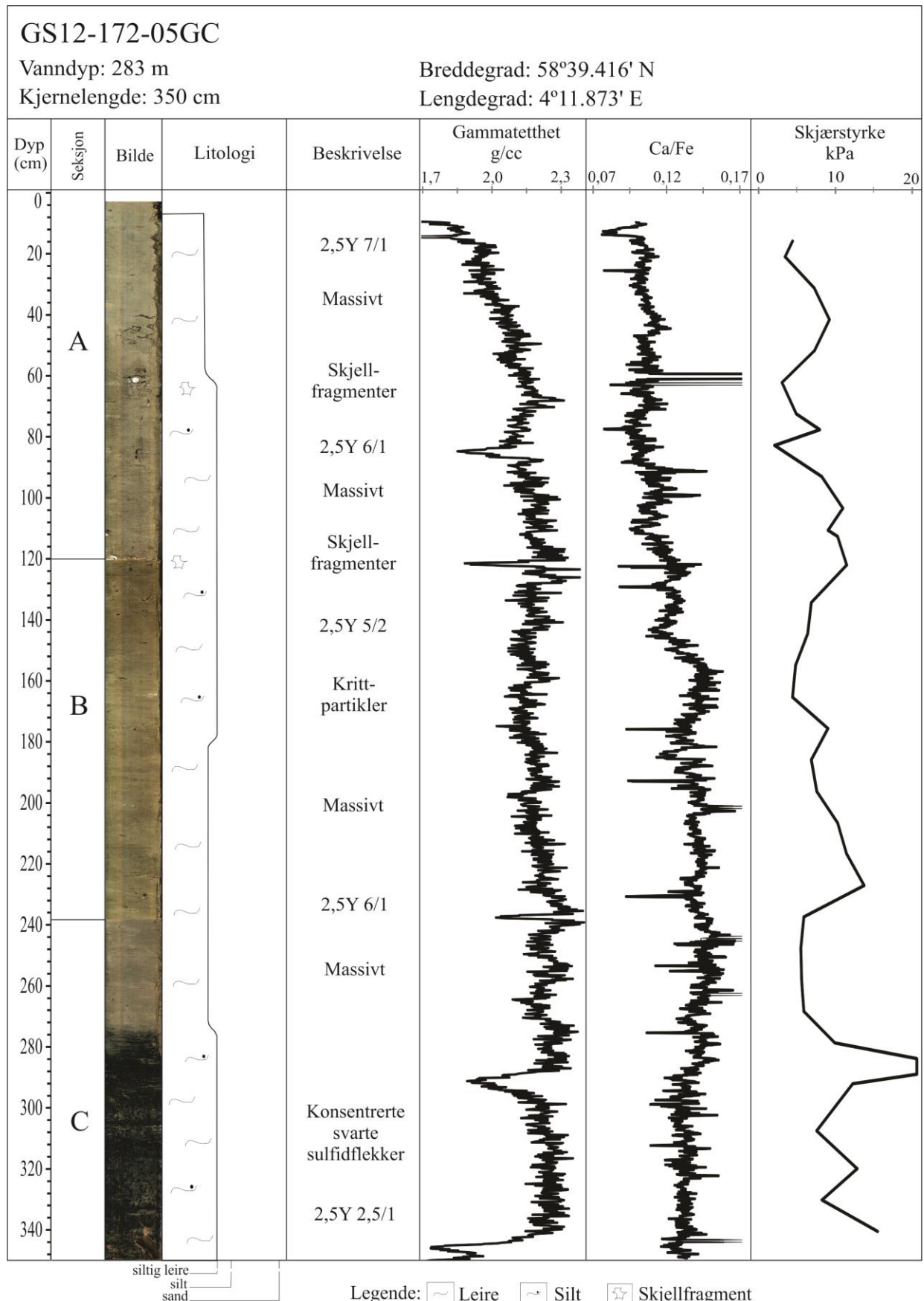
Fra bunnen av sedimentkjernen og opp til ca. 70 cm har gammatettheten relativt stabile verdier, med unntak av et utslag ved ca. 290 cm. Fra ca. 70 cm og opp til toppen av kjernen har gammatettheten gradvis minkende verdi fra ca. 2,18 g/cm<sup>3</sup> til 1,7 g/cm<sup>3</sup>. Hovedsakelig er kjernen karakterisert ved relativt stabile og lave Ca/Fe- verdier, med unntak av området med de konsentrerte skjellfragmentene hvor det er registrert et betydelig høyt, positivt utslag med verdier på opptil 1,1. Ved 275- 280 cm er skjærstyrken målt til 20 kPa, mens resten av kjernen har lav skjærstyrke med et gjennomsnitt på 8 kPa (Figur 4.22).



Figur 4.20: Oversiktsfigur som viser kjerne GS12-172-06GC med tilhørende bilde, litologi, beskrivelse, gammatetthet, skjærstyrke og kumulativ kornfordeling.



**Figur 4.21:** Oversiktsfigur som viser kjerne GS12-172-07GC med tilhørende bilde, litologi, beskrivelse, gammatetthet, skjærstyrke og kumulativ kornfordeling.



**Figur 4.22:** Oversiktsfigur over kjerne GS12-172-05GC med tilhørende bilde, litologi, beskrivelse, gammatetthet, Ca/Fe- forhold og skjærstyrke.

### 4.3 Sammenstilling av akustisk data og kjernedata

I dette delkapittelet vil de seismiske enhetene lokalisert i samme område som kjerne GS12-172-04PC, GS12-172-08GC, GS12-172-06GC, GS12-172-07GC og GS12-172-05GC bli presentert, samt korrelert med de kjernestratigrafiske enhetene.

#### 4.3.1 Linje 21 og kjerne GS12-172-04PC

Kjerne GS12-172-04PC er den best studerte sedimentkjernen i studiet og ligger på TOPAS-linje 21 sørøst for Lista, sør i studieområdet (Figur 4.9, 4.23). Ved kjernelokaliteten er de tre seismiske hovedenhetene Nc1- Nc3 identifisert, samt internenhetene E1<sub>i</sub> og E2<sub>i</sub>- E2<sub>iii</sub>.

Internenhet E1<sub>i</sub> har en lik karakteristikk som beskrevet tidligere, med en kaotisk til transparent facies, mens sekvensgrense R2 har en svært irregulær, diskontinuerlig og svak reflektor som er vanskelig å definere (Figur 4.9, 4.23). Internenhet E1<sub>i</sub> er korrelert med Litosone 3, hvor den irregulære sekvensgrense R2 sammenfaller med den ujevne og utslagsgivende grenseovergangen mellom Litosone 3 og Litosone 2 i kjernestratigrafien (Figur 5.1). De korrelerte enhetene er tolket til å bestå av morenemateriale.

Enhet Nc2 er karakterisert av en akustisk laminert facies, hvor enheten har en minkende mektighet fra sør og mot kjernelokaliteten. Ved kjernelokaliteten er Internenhet E2<sub>i</sub> påvirket av den ujevne og irregulære overflaten til Enhet Nc1, og har dermed en til dels kaotisk refleksjonskarakteristikk med innslag av diskontinuerlige, laminerte reflektorer. Internenhet E2<sub>ii</sub> blir til dels også påvirket av de underliggende, ujevne sekvensene, men de laminerte reflektorene er kontinuerlige. Internenhet E2<sub>iii</sub> er karakterisert ved en akustisk laminert facies med svak til medium amplitude (Figur 4.9, 4.23). Enhet Nc2 med tilhørende internenheter er korrelert med Litosone 2 i kjernestratigrafien, og består trolig av glasimarine sedimenter (Figur 5.1). Enhet Nc3 har en akustisk transparent, homogen refleksjonskarakteristikk som beskrevet i kap. 4.1 (Figur 4.9, 4.23). Karakteristikken til Enhet Nc3 sammenfaller med den massive, strukturløse karakteren til Litosone 1 i kjernestratigrafien, og er tolket til å bestå av marine sedimenter (Figur 5.1).

#### 4.3.2 Linje 44 og kjerne GS12-172-08GC

Kjerne GS12-172-08GC er lokalisert nord i studieområdet, vest for Bømlø, på TOPAS-linje 44 (Figur 4.10, 4.24). Ved kjernelokaliteten er de tre hovedenhetene, Nc1- Nc3 identifisert, men kun internenhetene E2<sub>ii</sub> og E2<sub>iii</sub>. Nordøst for kjernelokaliteten er det fra tidligere studier

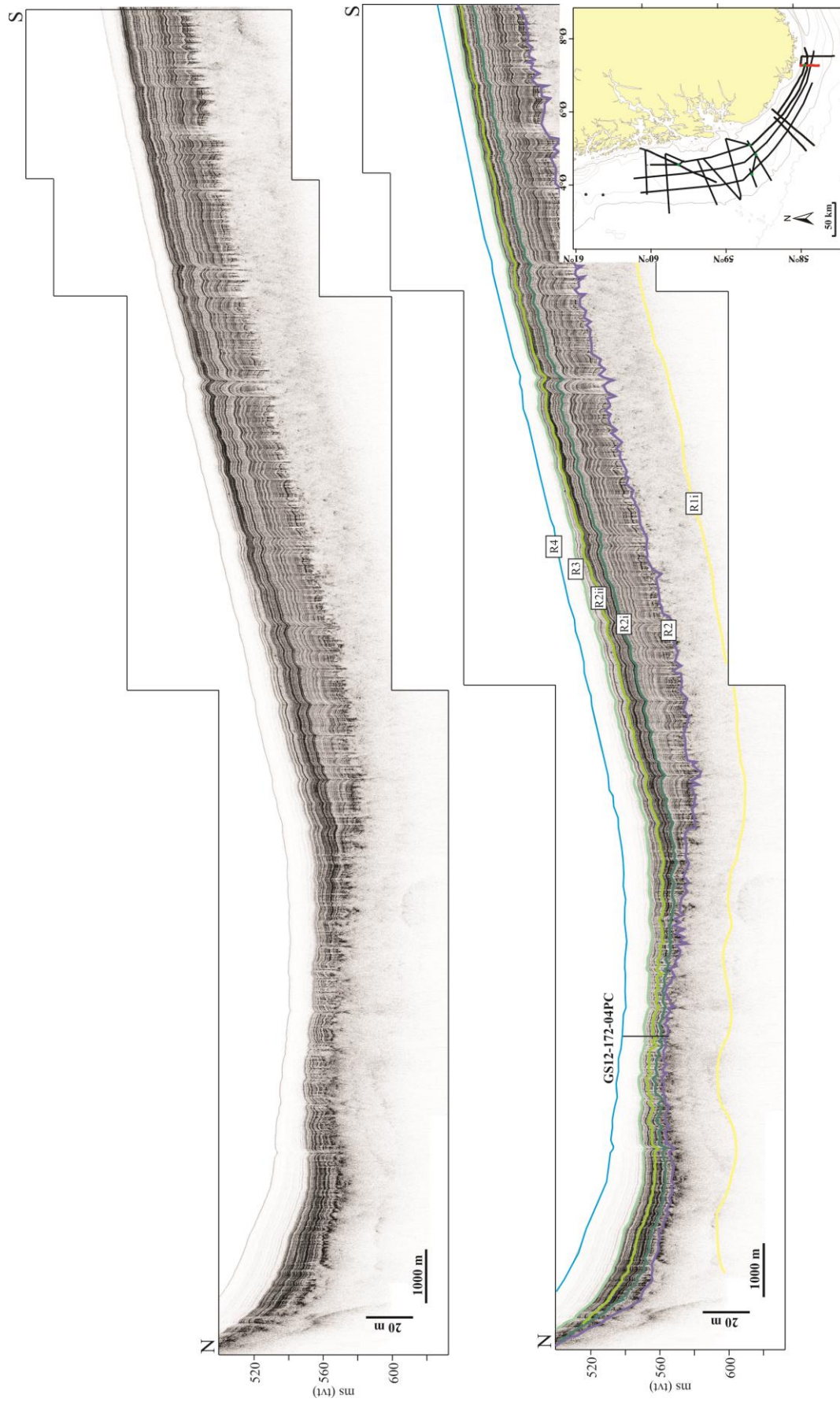
identifisert en grunningsonekile som utgjør store deler av linje 44 (Figur 4.10, 4.24, 2.15) (Schäuble 2012).

Internheten  $E1_i$  har en kaotisk til transparent refleksjonskarakteristikk med en til dels irregulær overflate ved kjernelokaliteten. Den overliggende sekvensgrense  $R2$  har en medium amplitude, men blir svakere nordvest i profilet. De overliggende sekvensene kiler ut i sørøst hvor Internheten  $E1_i$  får en konveks geometri som utgjør grunningsonekilen, og blir eksponert på havbunnen (Figur 4.10, 4.24). Internheten  $E1_i$  korreleres med Litosone 4 i kjernestratigrafien til GS12-172-08GC, hvor sekvensgrense  $R2$  sammenfaller med grensen mellom Litosone 4 og Litosone 3.

Lokalt er Internheten  $E2_i$  fraværende, og internsekvensgrense  $R2_i$  er dermed heller ikke observert. Ved kjernelokaliteten har Internheten  $E2_{ii}$  en akustisk kaotisk til akustisk transparent facies med svak amplitude, noe som står i kontrast til beskrivelsen av internheten i studieområdet. Internheten kiler ut sørøst og tilsynelatende nordvest for kjernelokaliteten (Figur 4.10, 4.24). Internheten  $E2_{iii}$  har svært liten mektighet, noe som gjør det vanskelig å avgjøre den seismiske karakteren. Tilsynelatende har internheten en akustisk laminerte facies med en sterk, avgrensende internsekvensgrense  $R2_{ii}$  og sekvensgrense  $R3$  (Figur 4.10, 4.24). Internheten  $E2_{ii}$  korreleres med Litosone 3, som er tolket til å bestå av deformerte sedimenter. Internheten  $E2_{iii}$  korreleres med Litosone 2, hvor litosonen består av laminerte sedimenter, trolig av glasimarine sedimenter. Enhet  $Nc3$  er karakterisert ved en akustisk transparent, homogen facies, som beskrevet tidligere, og kiler ut mot sørøst (Figur 4.10, 4.24). Enheten er korrelert med Litosone 1, samt tilhørende internheter i kjernestratigrafien, og består trolig av glasimarine og marine sedimenter.

Overflaten til grunningsonekilen sørøst på linje 44 er preget av topper og traui i form av furer med bredde opptil ca. 350 m og dybde opptil ca. 5 m, observert på ca. 260 m dyp (Figur 4.10, 4.24). Furene er antatt å tilsvare de uregelmessige pløyemerkene observert på det høyoppløselige batymetriske datasettet (Figur 3.2). Pløyemerkene på det batymetriske kartet har en overveidende nord- sør retning, men grunnet overliggende sedimenter i området hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert er det vanskelig å identifisere lengden på pløyemerkene. De lengste pløyemerkene har likevel en målt minimumslengde på ca. 11 km, maksimal bredde på ca. 350- 400 m, og maksimal dybde på ca. 5 m (Figur 3.2).





**Figur 4.23:** TOPAS- profil, linje 21, hvor profilets lokasjon er indikert ved rød strek på oversiktskart. Øverste profil er gitt uten tolkning med kjerne GS12-172-04GC indikert ved svart strek. Nederste profil er tolket, hvor de ulike enhetene og internhetene er indikert, samt lokasjonen til kjerne GS12-172-04GC.

### 4.3.3 Øvrige kjerner

#### *Kjerne GS12-172-06GC*

Kjerne GS12-172-06GC er lokalisert på TOPAS- linje 30, vest for nord- Jæren, på distalsiden av en tidligere identifisert grunningsonekile (Figur 2.15, 3.1 4.11, 4.25) (Schäuble 2012). I området ved kjernelokaliteten er Internenhet E1<sub>i</sub>, samt et tynt lag av Enhet Nc3, identifisert. Internenhet E1<sub>i</sub> er observert med en kaotisk til strukturløs karakter, samt en irregulær overflate som representerer sekvensgrense R2. Overliggende sekvens, tolket til å være Enhet Nc3, har en svært liten mektighet, og har trolig en akustisk transparent og strukturløs karakter (Figur 4.11, 4.25). Ved korrelasjon mellom kjernestratigrafi og seismiske enheter, består trolig kjerne GS12-172-06GC hovedsakelig av Internenhet E1<sub>i</sub>, som er tolket til å være morenemateriale. Enhet Nc3 sammenfaller med de øverste 20 cm av kjernestratigrafien, og består trolig av marine sedimenter.

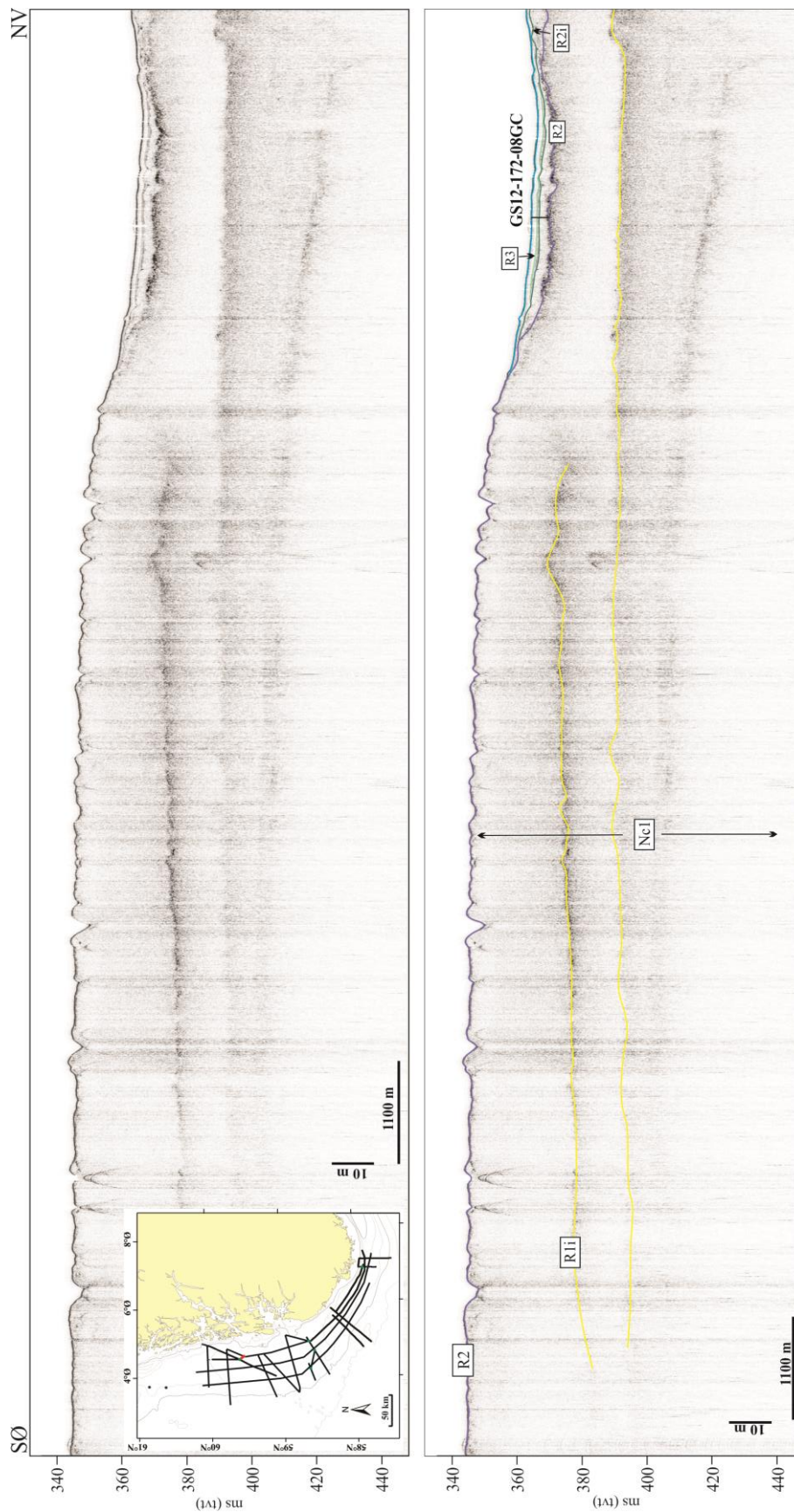
#### *Kjerne GS12-172-07GC*

Kjerne GS12-172-07GC er lokalisert på TOPAS- linje 30 i sentrale deler av studieområdet, vest for nord- Jæren, i relativ nærhet til kjerne GS12-172-06GC (Figur 2.15, 3.1, 4.11, 4.25). Kjernen er lokalisert hvor Internenhet E1<sub>i</sub>, med en akustisk kaotisk facies, er eksponert på havbunnen. Internsekvensgrense R1<sub>i</sub> er irregulær og har en svak til medium amplitude. Kjernen penetrerer ikke gjennom internsekvensgrense R1<sub>i</sub>. På havbunnen er det observert storskala furer i form av irregulære topper og trau (Figur 4.11, 4.25). Sedimentene i kjerne GS12-172-07GC er korrelert med Internenhet E1<sub>i</sub>, og består dermed trolig av morenemateriale.

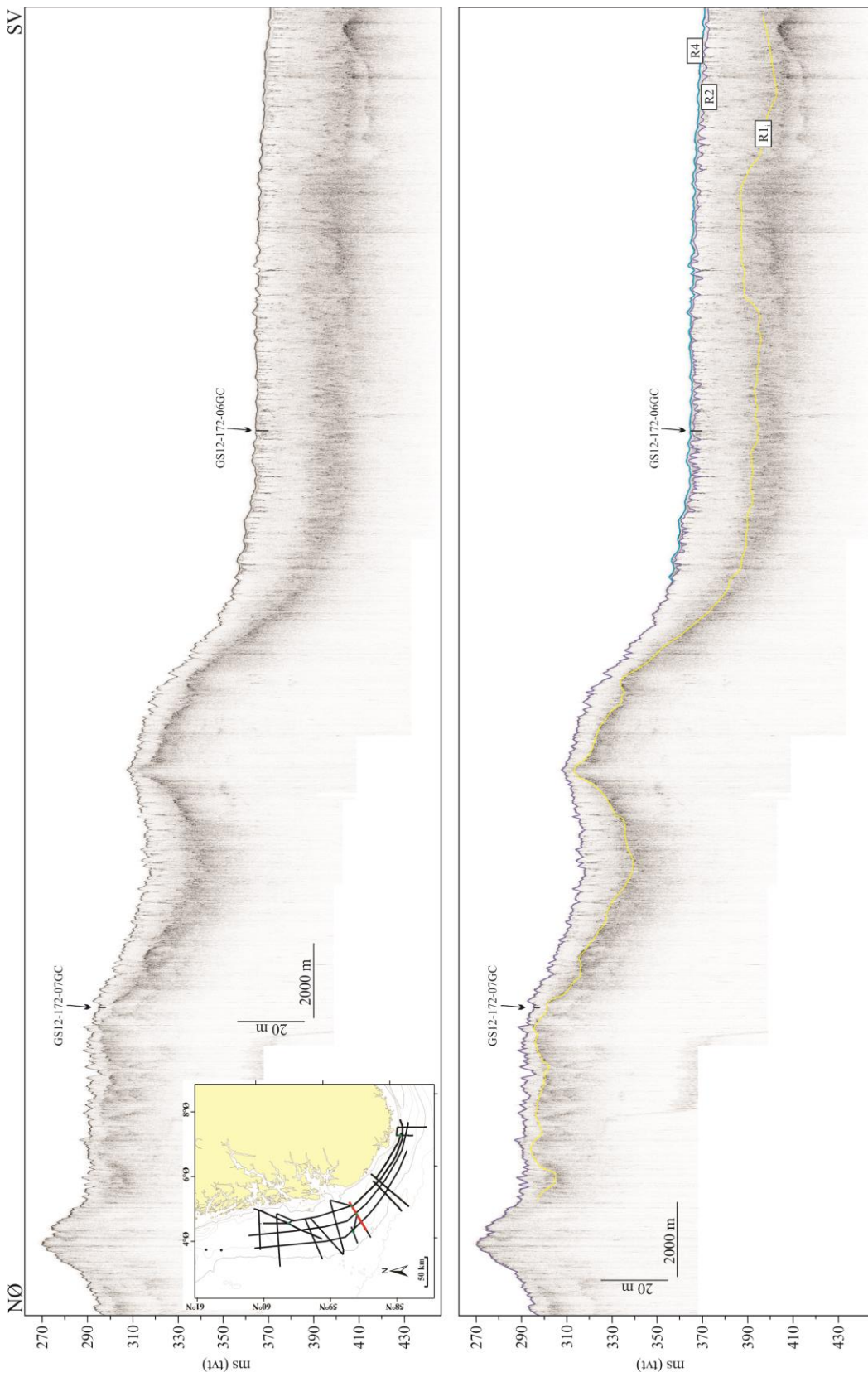
#### *Kjerne GS12-172-05GC*

Kjerne GS12-172-05GC er lokalisert på TOPAS- linje 36 nordvest for GS12-172-06GC og GS12-172-07GC, i sentrale deler av Norskerenna (3.1, 4.12, 4.26). I området er Enhet Nc1- Nc3 identifisert, hvor Enhet Nc2 og Enhet Nc3 kiler ut øst for kjernelokaliteten (Figur 4.12, 4.26). Enhet Nc1 og nedre del av Internenhet E2<sub>i</sub> opptrer med en akustisk kaotisk karakter som gjør det vanskelig å identifisere sekvensgrense R2. Sekvensgrensen er dominert av en svært irregulær og diskontinuerlig karakter med en svak amplitude. Sekvensgrense R2<sub>i</sub> er karakterisert ved en sterk amplitude med til dels irregulær geometri. Overliggende Internenhet E2<sub>ii</sub> og Internenhet E2<sub>iii</sub> har en akustisk laminert facies, assosiert med jevne, parallelle reflektorer. Enhet Nc3 har en akustisk strukturløs og homogen facies i området, slik som beskrevet tidligere fra studieområdet (Figur 4.12, 4.26). Kjerne GS12-172-05GC penetrerer

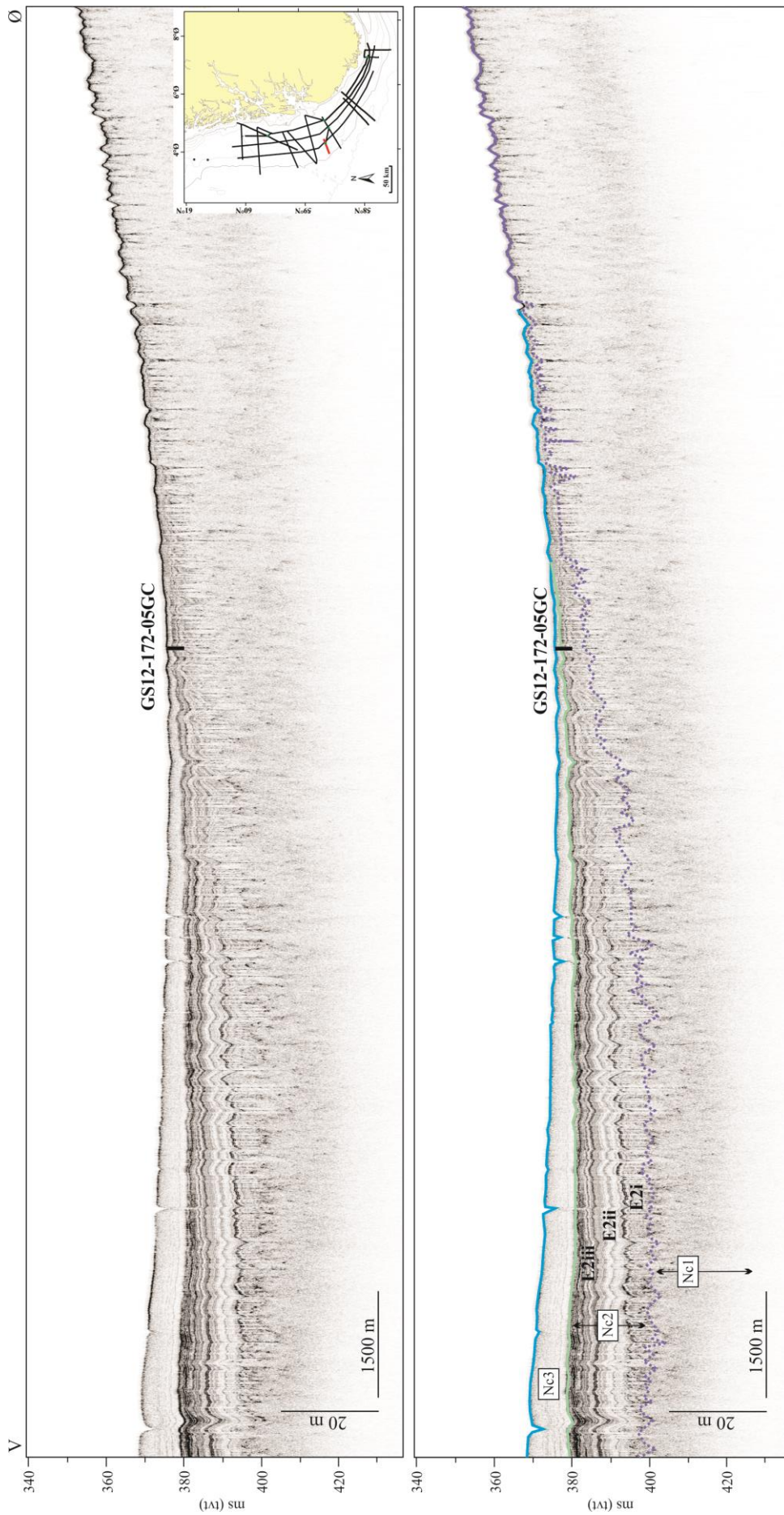
gjennom Enhet Nc3 og i øverste del av Enhet Nc2, og består dermed trolig av glasmarine og marine sedimenter.



**Figur 4.24:** TOPAS- profil, linje 44, hvor profilets lokasjon er indikert ved rød strek på oversiktskart. Øverste profil er gitt uten tolkning med kjerne GS12-172-08GC indikert ved svart strek. Nederste profil er tolket, hvor de ulike enhetene og intermenhetene er indikert, samt lokasjonen til kjerne GS12-172-08GC.



**Figur 4.25:** TOPAS- profil, linje 30, hvor profilets lokasjon er indikert ved rød strek på oversiktskart. Øverste profil er gitt uten tolkning med kjerne GS12-172-07GC og GS12-172-06GC indikert ved svart strek. Nederste profil er tolket, hvor de ulike enhetene og internenhetene er indikert, samt lokasjonene til kjerne GS12-172-07GC og GS12-172-06GC.



**Figur 4.26:** TOPAS- profil, linje 36, hvor profilets lokasjon er indikert ved rød strek på oversiktskart. Øverste profil er gitt uten tolkning med kjerne GS12-172-05GC indikert ved svart strek. Nederste profil er tolket, hvor de ulike enhetene og internenhetene er indikert, samt lokasjonen til kjerne GS12-172-05GC.

## 5. DISKUSJON

I dette kapittelet vil det først bli etablert et kronologisk rammeverk for kjernene som er undersøkt. Videre vil litosoner tolket som deformasjonsmorene bli diskutert. Basert på kjerne GS12-172-04PC og kjerne GS12-172-08GC vil utviklingen av sedimentasjonsmiljøet etter deglasiasjonen i denne delen av Norskerenna bli diskutert. Deretter følger en diskusjon om identifisering og implikasjoner av isbergpløying. Til slutt vil Norskerennaisstrømmens tilbaketrekningens mønster, fra siste isstrømfase bli presentert.

### 5.1 Lito- og kronostratigrafi

#### 5.1.1 Kjerne GS12-172-04PC

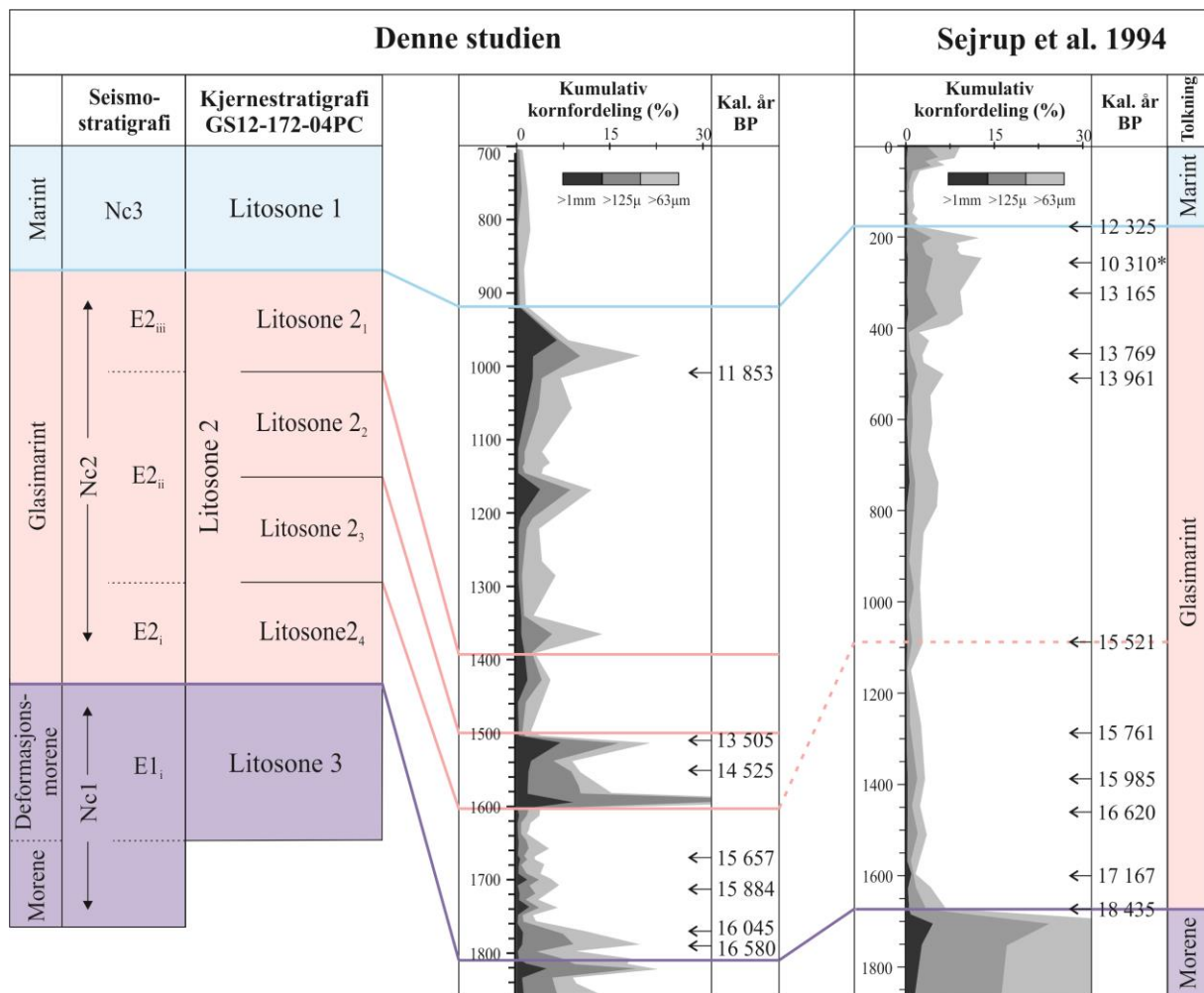
##### *Litosone 3*

Litosone 3 er den stratigrafisk nederste enheten i kjerne GS12-172-04PC og penetrerer ned i øverste del av Internenhet E1<sub>i</sub>, hvor litosonens øvre grense sammenfaller med den irregulære sekvensgrense R2 (Figur 5.1). Sedimentene i Litosone 3 opptrer med høy skjærstyrke (ca. 40 kPa) hvor det er observert karakteristisk hellende strukturer med ulike vinkler, antatt å være deformasjonsstrukturer (Figur 4.14). Litosone 3 har også relativt høyt innhold av sand, samt Ca/Fe-verdier tilnærmet 0, noe som indikerer fravær av biogent karbon. Litosone 3 er i denne studien datert til å være eldre enn 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP) (Tabell 3.7, 4.1, Figur 5.1).

Basert på stratigrafisk posisjon og litologi er Litosone 3 antatt å tilsvare øverste del av L2 i boring 89-03 (Figur 5.1), samt den akustisk transparente Enhet B fra Troll- feltet. L2 (16,9-74,0 m) er tolket av Sejrup *et al.* (1994) som morenemateriale, og er karakterisert av diamikton med relativt høy skjærstyrke. Den litologiske grensen mellom L2 og L1 (16,8 m dyp) i boring 89-03, er datert til 18 435 år (15 585 <sup>14</sup>C år BP) (Figur 5.1). Litosone 3, med Internenhet E1<sub>i</sub>, er også antatt å tilsvare den akustisk transparente Enhet U2 fra nordlige Norskerenna (Nygård *et al.* 2007). Enhet U2 består av svakt overkonsolidert morenemateriale, og er tolket til å være deformasjonsmorene (Nygård *et al.* 2007).

På grunnlag av karakteristikken til Litosone 3 og den sammenfallende Internenhet E1<sub>i</sub> er sedimentene tolket til å bestå av morenemateriale. Basert på deformasjonsstrukturene, samt geometrien og den seismiske strukturen til Internenhet E1<sub>i</sub>, i tillegg til korrelering med Enhet U2, består trolig Litosone 3 av deformasjonsmorene. Deformasjonsmorenen i Norskerenna vil bli videre diskutert i kapittel 5.2. Morenematerialet er avsatt før 18 400 år siden i boring 89-

03, og før 16 580 år siden sør for Lista i sørlige Norskerenna. Dette representerer sannsynligvis tilbaketrekningen fra den siste isstrømfasen i Norskerenna etter Tampenfremrykket som skjedde for om lag 22- 18 000 år siden (Sejrup *et al.* 1994; Sejrup *et al.* 2009).



**Figur 5.1:** Korrelering av kjerne GS12-172-04PC, samt seismostratigrafiske enheter fra denne studien, med kjernerstratigrafien i de øverste 20 m av boring 89-03 fra Troll-feltet (Sejrup *et al.* 1994). Dateringene i figuren er angitt i kalenderår BP (Tabell 3.7, 4.1). Lokasjonen til kjernen og boringen er indikert i figur 1.1 og 3.1.

### Litosone 2

Litosone 2 ligger stratigrafisk over Litosone 3, og penetrerer gjennom den akustisk laminerte Enhet Nc2. Litosone 2 har relativt tydelig øvre og nedre grense, hvor øvre grense sammenfaller med sekvensgrense R3, og nedre grense sammenfaller med den irregulære sekvensgrense R2 (Figur 5.1). Litosonen er karakterisert ved varierende sand (1,5%- 44%)- og IRD (opptil 8,5%) –innhold, gjerne konsentrert i linser og tynne lag. Sedimentene er også

karakterisert av varierende gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, som følger sedimentkjernens variasjoner i kornfordeling. Det er identifisert fire internenheter, Litosone 2<sub>1</sub>- 2<sub>4</sub>, som er antatt å representere endringer i avsetningsmiljø gjennom den siste deglasiationsfasen i Norskerenna.

Basert på stratigrafisk posisjon og litologi er Litosone 2 antatt å tilsvare kjerneintervall L1 (16,9- 1,77 m) i boring 89-03 (Figur 5.1), samt den akustisk laminerte delen av Enhet A fra Troll- feltet. L1 består av finkornet materiale mellom 16,9- 7,5 m dyp, og mer grovere materiale mellom 7,5- 1,77 m dyp. Dette kjerneintervallet er hovedsakelig tolket til å bestå av glasimarine sedimenter, hvor den øvre litologiske grensen (1,77 m) er datert til ca. 12 325 år (10 835 <sup>14</sup>C år BP) (Figur 5.1) (Sejrup *et al.* 1994). Grensen ved 1,77 m markerer overgangen mellom grovkornede glasimarine sedimenter til finkornede marine sedimenter. Litosone 2, som sammenfaller med Enhet Nc2, er også antatt å tilsvare den seismiske Enhet B beskrevet av Rise *et al.* (2008). Enhet B består av akustisk laminert facies, samt siltig leire med varierende innhold av IRD, og er tolket til å bestå av glasimarine sedimenter avsatt mellom ca. 15- 11 000 år (13- 10 000 <sup>14</sup>C år BP). I tillegg tilsvarer trolig Litosone 2 og Enhet Nc2 den godt stratifiserte og mørke delen av Enhet U1, tolket som glasimarine sedimenter yngre enn ca. 18 500 år av Nygård *et al.* (2007).

Sedimenter avsatt i et isproksimalt miljø kan ofte være deformert og omarbeidet, og kan dermed gi sedimentene en ikke-kronologisk avsetnings- rekkefølge ved datering. De 8 dateringene i kjerne GS12-172-04PC er alle utført i Litosone 2, og kommer i en kronologisk rekkefølge (Figur 4.18). Dette indikerer dermed normale avsetningsforhold uten deformasjon eller resedimentering av sedimentene. Dateringene ble også utført på godt bevarte skjellhalvdeler, en gastropod og foraminifera, noe som indikerer at materiale ikke har blitt transportert, men avsatt in- situ. Den nederste datering i kjernen er utført på foraminifera avsatt i glasimarine sedimenter, rett over sedimentet tolket som deformasjonsmorene. Dette indikerer når det ble isfritt og den glasimarine sedimentasjonen startet i sørlige Norskerenna. Dateringene er utført ved 1795,5 cm dyp og har en alder på 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP). Den øverste datering er utført ved 1011 cm dyp og har en alder på 11 853 år (10 560 <sup>14</sup>C år BP) (Tabell 4.1, Figur 5.1).

På grunnlag av karakteristikken til Litosone 2 og den sammenfallende Enhet Nc2 er sedimentene tolket til å bestå av glasimarine sedimenter med varierende kornstørrelse avsatt i sen- Weichsel. På grunnlag av dateringene utført i denne studien er sedimentene yngre enn



16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP) og hovedsakelig eldre enn 11 853 år (10 560 <sup>14</sup>C år BP), og avsatt gjennom siste deglasiasjonsfase i Norskerenna.

#### ***Litosone 2<sub>4</sub>***

Litosone 2<sub>4</sub> ligger stratigrafisk over Litosone 3, og består hovedsakelig av massiv siltig leire, med relativt lav magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke, samt relativt lite sand og IRD (Figur 5.1). I denne studien er det foretatt fire dateringer i Litosone 2<sub>4</sub>, hvor den nederste dateringen representerer overgangen mellom Litosone 3 og Litosone 2, og har en alder på 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP). Den øverste dateringen er ved 1668 cm dyp, over 50 cm under den øvre litologiske grensen til Litosone 2<sub>4</sub>, og er gitt ved 15 657 år (13 460 <sup>14</sup>C år BP). De resterende dateringene er ved henholdsvis 1714 cm og 1767 cm dyp, og er gitt ved 15 884 år (13 620 <sup>14</sup>C år BP) og 16 045 år (13 740 <sup>14</sup>C år BP) (Tabell 4.1, Figur 5.1).

Litosone 2<sub>4</sub> er korrelert med den seismiske internenheten, E2<sub>i</sub>, hvor øvre grense sammenfaller med internsekvensgrense R2<sub>i</sub>. Dette nivået har ikke blitt korrelert med en bestemt litologisk grense fra boring 89-03. Den øverste dateringen utført i litosonen fra denne studien, med en alder på 15 657 år, tilsvarer derimot kjerneintervallet på 10,9 m i boring 89-03 som har en alder på 15 521 år (13 390 <sup>14</sup>C år BP) (Figur 5.1). Intervallet mellom 16,8 m og 10,9 m er tolket til å bestå av relativt finkornet glasimarine sedimenter, og samsvarer med karakteren til Litosone 2<sub>4</sub>.

Basert på karakteristikken til Litosone 2<sub>4</sub> og Internenhet E2<sub>i</sub> er sedimentene tolket til å bestå av glasimarine sedimenter av finkornet materiale, avsatt i sen- Weichsel. Basert på dateringer fra denne studien er sedimentene avsatt i et minimumsintervall på mellom 16 580 år og 15 657 år sør for Lista. Ved Troll- feltet er det antatt at sedimentene er avsatt mellom 18 400 år og 15 521 år.

#### ***Litosone 2<sub>3</sub>***

Litosone 2<sub>3</sub> ligger stratigrafisk over Litosone 2<sub>4</sub>, og er definert fra 1600- 1500 cm. Litosonen er karakterisert ved innslag av grovere sedimenter konsentrert i tynne lag og linser, med et relativt høyt sandinnhold (opptil 44%) (Figur 5.1), hvor gammatettheten og magnetisk susceptibilitet utgjør karakteristiske utslag og topper. Dateringene utført i Litosone 2<sub>3</sub> er ved henholdsvis 1550,5 cm og 1511 cm dyp og gir en alder på 14 525 år (12 840 <sup>14</sup>C år BP) og 13 505 år (12 070 <sup>14</sup>C år BP) (Tabell, Figur 5.1). Basert på den øverste dateringen i Litosone 2<sub>4</sub> er sedimentene i Litosone 2<sub>3</sub> yngre enn 15 657 år.

Litosone 2<sub>3</sub> er korrelert med nedre halvdel av Internenhet E2<sub>ii</sub>, hvor øvre grense ikke er korrelert med et bestemt nivå i internenheten. Øvre grense i Litosone 2<sub>3</sub> er heller ikke korrelert med en bestemt litologisk grense fra boring 89-03. Basert på karakteristikken og dateringene i Litosone 2<sub>3</sub>, er sedimentene i litosonen tolket til å bestå av relativt grovkornede glasimarine sedimenter, avsatt i sen- Weichsel, hvor sedimentene er yngre enn 15 657 år og eldre enn 13 505 år (Figur 5.1).

### ***Litosone 2<sub>2</sub>***

Litosone 2<sub>2</sub> ligger stratigrafisk over Litosone 2<sub>3</sub>, og er definert fra 1500- 1385 cm (Figur 5.1). Litosonen er hovedsakelig karakterisert ved massive sedimenter av siltig leire, med relativt lite sand- og IRD-innhold, samt stabile gammatetthet- og magnetisk susceptibilitetsverdier. Det er ikke utført dateringer i litosonen, hvor alderen på sedimentene blir definert ut ifra under- og overliggende dateringer. Basert på den øverste dateringen i Litosone 2<sub>3</sub> er sedimentene i Litosone 2<sub>2</sub> yngre enn 13 505 år (12 070 <sup>14</sup>C år BP). Øvre grense i Litosone 2<sub>2</sub> er korrelert med sekvensgrense R2<sub>ii</sub>, og basert på dateringene i kjernen har grensen en alder mellom 13 505 år (12 070 <sup>14</sup>C år BP) og 11 853 år (10 560 <sup>14</sup>C år BP). På grunnlag av disse dateringene er det antatt en alder på ca. 12 000 (ca. 11 000 <sup>14</sup>C år BP). Øvre grense i Litosone 2<sub>2</sub> er ikke korrelert med en bestemt litologisk grense fra boring 89-03. Basert på litologien og den antatte alderen til sedimentene er Litosone 2<sub>2</sub> tolket til å bestå av glasimarine sedimenter avsatt mellom 13 505 år og ca. 12 000 år, under siste deglasiasjonsfase i Norskerenna.

### ***Litosone 2<sub>1</sub>***

Litosone 2<sub>1</sub> ligger stratigrafisk øverst i Litosone 2 og er definert fra 1385- 913 cm (Figur 5.1). Litosonen er karakterisert av massiv siltig leire, med innslag av stein- og gruspartikler, samt sporadisk linser og lag av grovere sedimenter. Øvre grense i Litosone 2<sub>1</sub> representerer også grensen mellom Litosone 2 og Litosone 1, som sammenfaller med den seismiske sekvensgrense R3. Basert på dateringene i Litosone 2<sub>3</sub> er sedimentene i Litosone 2<sub>1</sub> avsatt etter 13 505 år (12 070 <sup>14</sup>C år BP). Det forekommer kun en datering i Litosone 2<sub>1</sub>, ved 1011 cm dyp, som ligger ca. 1 m fra øvre grense. Denne dateringen har en alder på 11 853 år (10 560 <sup>14</sup>C år BP) (Tabell), og er for øvrig det øverste daterte nivået i denne sedimentkjernen.

Basert på karakteristikken til Litosone 2<sub>1</sub> er den tolket til å bestå av glasimarine sedimenter avsatt i sen- Weichsel. På grunnlag av dateringer utført i denne studien er sedimentene yngre

enn 13 505 år, og hovedsakelig eldre enn 11 853 år. Nedre grense av litosonen er antatt å ha en alder på ca. 12 000 år.

### ***Litosone 1***

Litosone 1 er den stratigrafisk øverste og yngste enheten i kjerne GS12-172-04PC, og er definert fra 913 cm (Figur 5.1). Øvre grense i Litosone 1 er ikke definert ettersom de studerte kjerneseksjonene kun går opp til 680 cm. Litosonen sammenfaller med den akustisk transparente enheten, Nc3, og består av massive sedimenter med svært lavt sandinnhold (1,4 %), hvor stein- og gruspartikler er fraværende i motsetning til underliggende enheter og internenheter. Det er også observert relativt lav skjærstyrke (gjennomsnittlig 21 kPa), samt stabile gammatetthet- og magnetisk susceptibilitetsverdier i litosonen.

Basert på stratigrafisk posisjon og litologi er Litosone 1 antatt å tilsvare de øverste 1,77 m i L1 fra boring 89-03 (Figur 5.1), samt øverste del av den akustisk transparente Enhet A fra Troll- feltet. Kjerneintervallet i boring 89-03 består av svært finkornede, marine sedimenter, hvor det er antatt at sedimentene er avsatt i holocen (Sejrup *et al.* 1994). Litosonen og Enhet Nc3 er også antatt å tilsvare den akustisk transparente Enhet A beskrevet av Rise *et al.* (2008). Enhet A består av marine sedimenter med lavt sandinnhold, samt lav skjærstyrke, og er avsatt mellom ca. 11 051 år (10 000 <sup>14</sup>C år BP) og frem til i dag.

Basert på karakteristikken til Litosone 1 og Enhet Nc3 er sedimentene tolket til å bestå av marine sedimenter avsatt etter 11 853 år og frem til i dag (Figur 5.1).

### **5.1.2 Kjerne GS12-172-08GC**

#### ***Litosone 4***

Litosone 4 er den stratigrafisk nederste litosonen i kjerne GS12-172-08GC, og er korrelert med øverste del av Internenhet E1<sub>i</sub>, hvor sekvensgrense R2 sammenfaller med øvre grense til Litosone 4 ved 367 cm dyp. Sedimentene i litosonen har en massiv struktur med relativt høyt sandinnhold, samt høy skjærstyrke (opptil ca. 40kPa).

Basert på stratigrafisk posisjon og litologi er Litosone 4 antatt å tilsvare Litosone 3 fra kjerne GS12-172-04PC og øverste del av L2 fra boring 89-03. Litosone 3 og L2 er tolket som morenemateriale, henholdsvis i denne studien og av Sejrup *et al.* (1994). Basert på korreleringen med Internenhet E1<sub>i</sub> er litosonen også antatt å tilsvare Enhet U2 beskrevet som svakt overkonsolidert morenemateriale, og tolket som deformasjonsmorene av Nygård *et al.* (2007).

Basert på karakteristikken til Litosone 4 er sedimentene tolket til å være morenemateriale, og på grunnlag av korreleringen med Internenhet E1; består trolig Litosone 4 av deformasjonsmorene, som vil bli videre diskutert i kapittel 5.2. Basert på dateringen fra kjerne GS12-172-04PC, er morenematerialet trolig eldre enn 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP) og avsatt i sen- weichsel.

### ***Litosone 3***

Litosone 3 ligger stratigrafisk over litosone 4, og er definert fra 367- 210 cm dyp. Sedimentene i litosonen er hovedsakelig karakterisert ved en kaotisk struktur, samt undulerende verdier i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Denne karakteristikken indikerer deformasjon av sedimentene, noe som samsvarer med den korrelerte Internenhet E2<sub>ii</sub>, som har en akustisk kaotisk facies. Deformasjonen av sedimentene i Litosone 3 er trolig lokalt, og litosonen er dermed ikke korrelert med et bestemt nivå i boring 89-03. Deformasjonen av sedimentene vil bli videre diskutert i kapittel 5.4.

Området hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert ble isfritt for mellom 18 400 år siden og 16 580 år siden, basert på dateringer fra boring 89-03 og fra kjerne GS12-172-04PC, og indikerer starten på avsetningen av Litosone 3. På grunnlag av dateringen utført i kjernen, som ligger på 90 cm dyp og har en alder på 12 996 år (11 046 <sup>14</sup>C år BP), er sedimentene og deformasjonen av sedimentene eldre enn 12 996 år siden. Dette indikerer at sedimentene ble avsatt og deformert gjennom siste deglasiationsfase av Norskerenna.

### ***Litosone 2***

Litosone 2 ligger stratigrafisk over Litosone 3, og er definert fra 210- 150 cm. Den relativt tynne litosonen er karakterisert ved laminerte sedimenter med relativt lavt sandinnhold, samt lav skjærstyrke. Nederst i litosonen er det observert høyere sand- og IRD- innhold. Basert på litologien til Litosone 2 er den tolket til å bestå av glasimarine sedimenter. Litosonen er ikke korrelert med et bestemt nivå i boring 89-03, men basert på dateringen ved 90 cm dyp er sedimentene i litosonen eldre enn 13 000 år (11 046 <sup>14</sup>C år BP) og avsatt gjennom siste deglasiationsfase av Norskerenna.

### ***Litosone 1<sub>3</sub>***

Litosone 1<sub>3</sub> ligger stratigrafisk nederst i Litosone 1, og er definert fra 150- 100 cm. Litosonen er karakterisert av høyt sandinnhold, samt linser av grovere sedimenter som viser likhetstrekk med Litosone 2<sub>3</sub> i kjerne GS12-172-04PC. Det er også en fargeendring i forhold til underliggende sedimenter. Basert på litologien i litosonen er den tolket til å bestå av

glasimarine sedimenter. Dateringen i kjernen (90 cm dyp) er utført rett over øvre grense til litosonen, og indikerer at de glasimarine sedimentene er eldre enn 13 000 år (11 046 <sup>14</sup>C år BP).

### ***Litosone 1<sub>2</sub>***

Litosone 1<sub>2</sub> ligger stratigrafisk over Litosone 1<sub>3</sub>, og er definert fra 100- 20 cm. Litosonen er karakterisert ved massive sedimenter hovedsakelig av siltig leire. En linse med høyt sandinnhold observert midt i litosonen gjør positivt utslag på gammatetthet og magnetisk susceptibilitet trolig grunnet det økende sandinnholdet. Dateringen utført i kjernen ligger i nedre del av Litosone 1<sub>2</sub>, ved 90 cm dyp, og har en alder på 13 000 år (11 046 <sup>14</sup>C år BP). På grunnlag av karakteristikken og dateringen i litosonen er Litosone 1<sub>2</sub> tolket til å bestå av glasimarine sedimenter yngre enn 13 000 år, og avsatt gjennom siste deglasiationsfase i Norskerenna.

### ***Litosone 1<sub>1</sub>***

Litosone 1<sub>1</sub> ligger stratigrafisk øverst, og definerer de øverste 20 cm av sedimentkjernen. Litosonen er hovedsakelig karakterisert av siltig sand, med en massiv struktur. Positivt utslag i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet reflekterer trolig de grovere sedimentene i litosonen. På grunnlag av dateringen ved 90 cm er sedimentene i Litosone 1<sub>1</sub> yngre enn 13 000 år (11 046 <sup>14</sup>C år BP). Basert på den stratigrafiske posisjonen og litologien til litosonen er den antatt å tilsvare de øverste 40- 50 cm av L1 i boring 89-03, som hovedsakelig består av sand og tolket som marine sedimenter av Sejrup *et al.* (1994). På grunnlag av litologien og korreleringen er Litosone 1<sub>1</sub> tolket til å bestå av marine sedimenter avsatt i holocen.

## **5.1.3 Øvrige kjerner**

### ***Kjerne GS12-172-06GC***

Kjerne GS12-172-06GC er lokalisert i et område hvor Internenhet E1<sub>i</sub> er observert med et tynt, overliggende lag av sedimenter, trolig Enhet Nc3. Enhet Nc3 er korrelert med de øverste 20 cm av kjernen, karakterisert av massiv siltig leire. De underliggende sedimentene er korrelert med Internenhet E1<sub>i</sub>, og består av massive sedimenter av siltig leire til siltig sand. Sedimentene er også karakterisert ved en skjærstyrke på opptil 40 kPa, samt linser og tynne lag av grovere sedimenter i de øverste 50- 20 cm.

De øverste 20 cm, som er korrelert med Enhet Nc3, er antatt å tilsvare Litosone 1 fra kjerne GS12-172-04PC og består trolig av marine sedimenter. Basert på litologien til sedimentene fra 20 cm dyp, samt den akustisk kaotiske karakteren til Internenhet E1<sub>i</sub>, er sedimentene tolket

til å være morenemateriale, korrelert med Litosone 3 i kjerne GS12-172-04PC. På grunnlag av korreleringen er sedimentene hovedsakelig antatt å være eldre enn 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP), og består trolig av deformasjonsmorene som vil bli videre diskutert i kapittel 5.2.

#### ***Kjerne GS12-172-07GC***

Kjerne GS12-172-07GC er lokalisert i et område hvor Internenhet E1<sub>i</sub> er eksponert på havbunnen. Sedimentene i kjernen består hovedsakelig av massive sedimenter med høyt sandinnhold (opptil 60%), samt linser og lag i øverste del av kjernen. Det er målt en skjærstyrke opptil 80 kPa.

Basert på litologien til sedimentene, samt den akustisk kaotiske karakteren til Internenhet E1<sub>i</sub>, er hele kjernen tolket til å bestå av morenemateriale, og korrelert med Litosone 3 i kjerne GS12-172-04PC. På grunnlag av korreleringen er sedimentene trolig eldre enn 16 580 år (14 140 <sup>14</sup>C år BP), og er antatt å bestå av deformasjonsmorene som vil bli videre diskutert i kapittel 5.2.

#### ***Kjerne GS12-172-05GC***

Kjerne GS12-172-05GC består hovedsakelig av massiv siltig leire med lav skjærstyrke uten betydelige endringer i gammatetthet og Ca/Fe- forholdet. Kjernen er korrelert med Enhet Nc3 og øverste del av den laminerte Enhet Nc2 (Figur). Basert på litologien i kjernen, samt korrelering med Enhet Nc2 og Enhet Nc3, er kjernen tolket til å bestå av marine og glasimarine sedimenter. Sedimentene er ikke korrelert med et bestemt nivå i kjerne GS12-172-04PC, men er antatt å tilsvare Litosone 1 og øvre del av Litosone 2. Sedimentene er dermed trolig avsatt etter 16 580 år og frem til i dag.

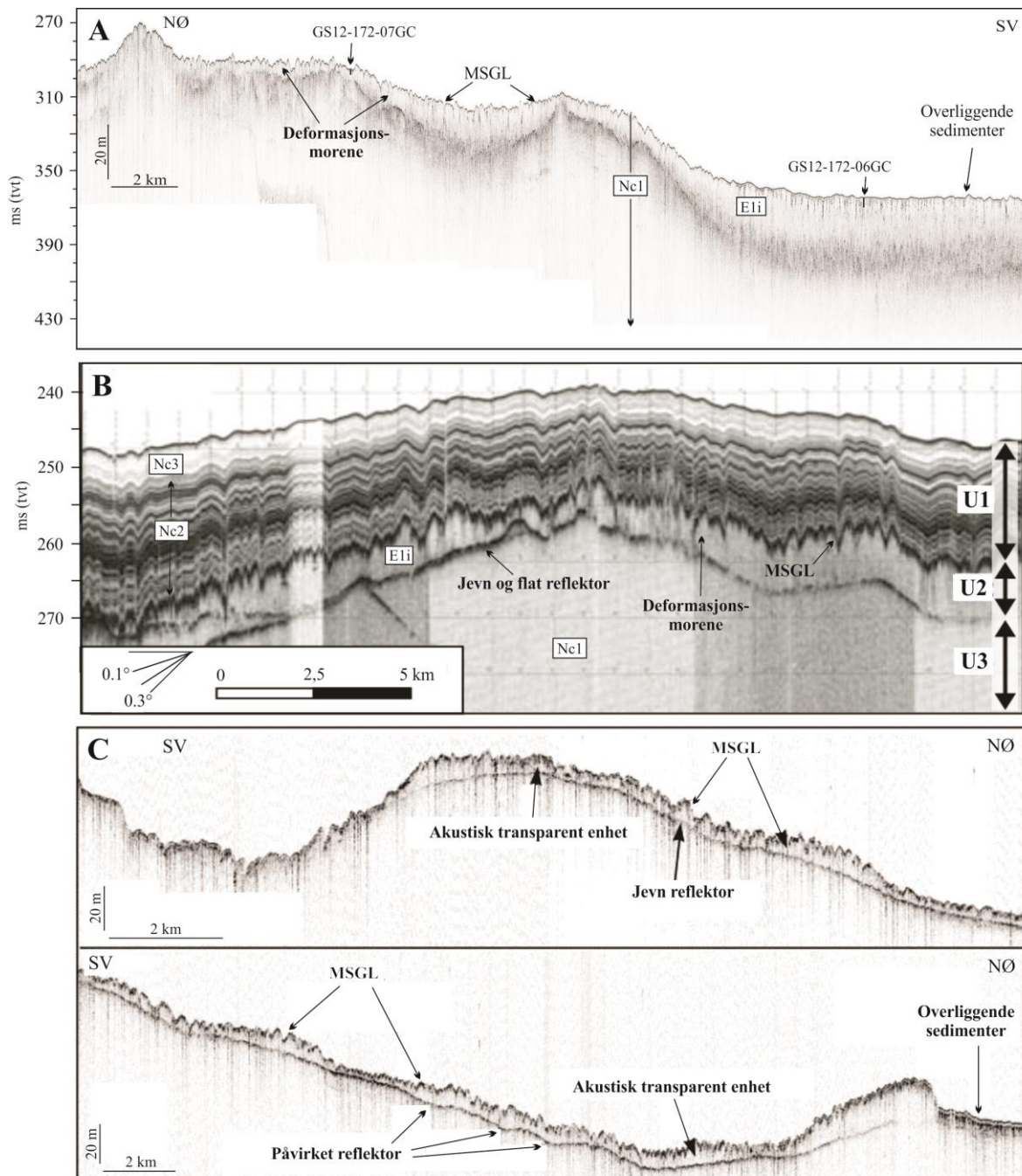
### **5.1.4 Kronologisk oppsummering**

Morenematerialet identifisert i kjerne GS12-172-04PC, GS12-172-08GC, GS12-172-07GC og GS12-172-06GC utgjør de eldste litosonene i denne studien, og basert på dateringen sør for Lista i Norskerenna er sekvensen eldre enn 16 640 år. Morenematerialet ble trolig avsatt under siste isstrømfase i Norskerenna. De glasimarine sedimentene av fin- og grovkornet materiale identifisert i kjerne GS12-172-04PC, GS12-172-08GC, GS12-172-05GC er yngre enn 16 580 år basert på dateringen i kjerne GS12-172-04PC. Den glasimarine sedimentasjonen ser ut til å slutte nær starten på holocen. De holocene sedimentene av hovedsakelig finkornet materiale identifisert i kjerne GS12-172-04PC, GS12-172-08GC, GS12-172-06GC og GS12-172-05GC er trolig avsatt de siste 11 600 årene og frem til i dag.

## 5.2 Deformasjonsmorenen i Norskerenna

Basert på litologien observert i nedre del av kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC, hele kjerne GS12-172-07GC og store deler av kjerne GS12-172-06GC, samt geometrien og den seismiske karakteren til Internenhet E1<sub>i</sub> i Enhet Nc1, er sedimentene tolket til å bestå av morenemateriale. Sedimenter med samme karaktertrekk og samme stratigrafiske posisjon har tidligere vært tolket som morene i nordlige del av Norskerenna. Enhet U2 (Nygård *et al.* 2007) er i dette området karakterisert ved en jevn og flat nedre grense, samt en irregulær øvre grense, og er tolket til å bestå av morenemateriale. Nedre grense skiller Enhet U2 fra det antatt overkonsoliderte morenematerialet i Enhet U3, som tilsvarer Enhet Nc1 i denne studien. Øvre grense har en irregulær utforming og utgjør MSGL-er som trolig har blitt dannet i svakt overkonsolidert morenemateriale (Figur 5.2). Andersen *et al.* (1995b) har ved hjelp av geoteknisk analyse fra Troll- feltet dokumentert endringene i morenematerialets fysiske egenskaper i Enhet U2 og Enhet U3. Basert på karakteristik og observasjoner i Enhet U2, samt sammenligning med observasjoner fra en paleo- isstrøm i Antarktis (Dowdeswell *et al.* 2004), er enheten tolket til å bestå av subglasial deformasjonsmorene (Nygård *et al.* 2007).

I studieområdet har overflaten til Internenhet E1<sub>i</sub> til tider en irregulær og undulerende geometri, med spisse topper og traue, enten internenheten er eksponert på havbunnen eller med overliggende sedimenter. Sekvensgrense R2 varierer da mellom en svak til middels sterk amplitude. I nordlige og sentrale deler av Norskerenna har furene observert på havbunnen et lengde:bredde- forhold >10:1, og gjennomsnittlig amplitude og bølgelengde på henholdsvis 2 m og 200 m. Furene er i tillegg observert tilnærmet parallelt med Norskerenna, som gir de en SØ- NV til N- S orientering (Figur 2.15) (Schäuble 2012). På grunnlag av geometrien og utbredelsen til furene er de tolket som megaskala glasiale lineasjoner (MSGL-er) (Figur 4.11, 4.25). MSGL-er har blitt observert i nordlige deler av Norskerenna (Schäuble 2012), i Skagerrak (Longva & Thorsnes 1997) og i sentrale deler av Norskerenna i denne studien (Figur), og har vært tolket som indikasjon på isstrøm (f.eks. Dowdeswell *et al.* 2004; Ottesen *et al.* 2005). MSGL-er er observert på overflaten av Internenhet E1<sub>i</sub> og indikerer dermed at de er dannet i et svakt overkonsolidert morenemateriale. Uregelmessigheter i bresålen har oppstått da isen passerte grunnfjell og kan ha forårsaket dannelse av denne typen lineasjoner (Dowdeswell *et al.* 2004). Observasjoner fra Antarktisk viser tilsvarende beskrivelser for MSGL-er fra tidligere og moderne isstrømlokaliteter (Figur 5.2) (f.eks. Wellner *et al.* 2001; Dowdeswell *et al.* 2004; Ó Cofaigh *et al.* 2005).



**Figur 5.2:** Sammenligning av seismostratigrafi. A) TOPAS- profil fra denne studien. Lokalisering, samt utolket profil, er gitt i figur 4.11, 4.25. B) TOPAS- profil med orientering Ø- V i nordlige Norskerenna, modifisert fra Nygård *et al.* (2007). Det er antatt at Enhet U3 tilsvare Enhet Nc1, Enhet U2 tilsvare Internenhet Eli og Enhet U1 tilsvare Enhet Nc2 og Nc3. C) TOPAS- profil fra Ó Cofaigh 2005, hvor det er antatt at internreflektoren tilsvare Internsekvensgrense R1<sub>i</sub> fra denne studien.

Internsekvensgrense R1<sub>i</sub>, som er antatt å representere nedre grense til deformasjonsmorenen, varierer mellom en flat og jevn geometri til en mer irregulær utforming langs TOPAS-profilene (f.eks. figur 4.24, 4.25). Den jevne og flate geometrien har trolig blitt dannet ved



sedimentmobilisering og inkorporering, og kan representere dybden som ble deformert i siste fase av isstrømmen (Ó Cofaigh *et al.* 2007). Grunningssoner i nordlige og sentrale deler av studieområdet identifisert av Schäuble (2012) (Figur 2.15), har en flat og jevn internsekvensgrense (Figur 4.10, 4.24). Denne observasjonen, samt den antatte dannelsesprosessen til GSK-ene hvor subglasiale sediment blir transportert til grunningslinjen under perioder med stillestående isfront, antyder at GSK-ene består av deformasjonsmorene.

Kjerne GS12-172-07GC er lokalisert på en tidligere identifisert GSK (Schäuble 2012), hvor Internenhet E1<sub>i</sub> er eksponert på havbunnen, med MSGL-er som representerer den irregulære og undulerende havbunnen (Figur 4.11, 4.25). Kjerne GS12-172-06GC er lokalisert vest for kjerne GS12-172-07GC, hvor internenhet E1<sub>i</sub> er observert med et tynt, overliggende lag av sedimenter. Kjernene består hovedsakelig av massiv siltig- til sandig leire med sedimentlinser av grovere materiale. Observasjoner fra vest- Antarktis viser tilsvarende akustisk karakter til TOPAS- profilet hvor kjerne GS12-172-07GC og GS12-172-06GC er lokalisert (Figur 5.2) (Evans *et al.* 2005; Ó Cofaigh *et al.* 2005). Fra paleo- isstrømlokaliteten i Antarktis er det også hentet opp kjerner fra den akustisk transparente enheten med karakteristiske MSGL-er på havbunnen, som viser tilsvarende karakter til sedimentene i kjerne GS12-172-07GC og kjerne GS12-172-06GC. Kjernene fra Antarktis består hovedsakelig av matriskbåren diamikton, med en siltig matriks. Noen av kjernene penetrerer gjennom reflektoren observert i den akustiske enheten, og er karakterisert av betydelig høyere skjærstyrke enn overliggende sedimenter (Evans *et al.* 2005; Ó Cofaigh *et al.* 2005). Ó Cofaigh *et al.* (2005) har tolket den akustisk transparente enheten til å bestå av morenemateriale, hvor sekvensen avgrenset av internreflektoren og havbunnen er tolket til å bestå av deformasjonsmorene. Den irregulære havbunnen er tolket til å bestå av MSGL-er, hvor lineasjonene er assosiert med deformasjonsmorenen, og indikerer at underlaget ble deformert da isstrømmen lå over. Underliggende sedimenter er tolket til å bestå av morenemateriale som ikke har vært utsatt for deformasjon, og har dermed en betydelig høyere skjærstyrke. På grunnlag av den akustiske karakteristikken, samt karakteren til sedimentkjernene i Antarktis, er kjerne GS12-172-06GC og kjerne GS12-172-07GC med tilhørende seismisk karakter i området korrelert med observasjoner fra Antarktis (Figur 5.2). Dette indikerer at kjerne GS12-172-07GC og hovedsakelig hele kjerne GS12-172-06GC består av deformasjonsmorene.

Analyser fra kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC viser en deformasjonsmorene som hovedsakelig består av siltig til sandig leire med innslag av sedimentklaster, deformasjonsstrukturer og skjærstyrke på opptil 40 kPa.

Denne studien, samt tidligere studier fra nordlige Norskerenna (Nygård *et al.* 2007; Schäuble 2012), viser at akustiske særtrekk typisk for deformasjonsmorene er utbredt i Norskerenna (f.eks. figur 4.24, 4.25, 4.6). Observasjoner langs paleo- isstrømlokaliteter i Antarktisk viser tilsvarende karakter (f.eks. Dowdeswell *et al.* 2004; Evans *et al.* 2005; Ó Cofaigh *et al.* 2005; Ó Cofaigh *et al.* 2007; Graham *et al.* 2009), og støtter tolkningen av internenhet E<sub>1</sub> som deformasjonsmorene (Figur 5.2). Det har ikke vært observert smeltevannskanaler eller andre indikasjoner på subglasial vanntransport i Norskerenna, verken i denne studien eller tidligere studier. Deformasjonsmorenen i Norskerenna kan dermed ha vært viktig ved transport av subglasialt smeltevann gjennom siste isstrømfase (Powell & Domack 1995; Dowdeswell *et al.* 2004). Likevel kan smeltevannskanaler eksistert, men trolig hatt kort levetid grunnet et svært dynamisk miljø.

### 5.3 Postglasialt avsetningsmiljø

I dette kapittelet vil de ulike postglasiale avsetningsmiljøene i kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC bli beskrevet og korrelert med fire klimastratigrafiske perioder etablert for Norskerenna og Nordsjøviften; eldre dryas, bølling- allerød, yngre dryas og holocen (Haflidason *et al.* 1998). Disse periodene ble først definert av Mangerud *et al.* (1974).

#### *Eldre dryas*

Den klimastratigrafiske perioden eldre dryas (15- 13 000 <sup>14</sup>C år BP) var en kaldere periode (Mangerud *et al.* 1974), og startet ved deglasiasjonen av Norskerenna og fortsatte frem til varmeperioden i bølling- allerød. Perioden er karakterisert ved et stabilt, lavt havnivå med innstrømmende polare vannmasser, samt isberg og sesongavhengig sjøis. Havstrømmer dominerte trolig sedimentasjonsmiljøet, og dannet en jevn og ensartet sekvens av finkornede sedimenter med sporadisk innhold av IRD (Haflidason *et al.* 1998; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001). Litosone 2<sub>4</sub> i kjerne GS12-172-04C ligger stratigrafisk over morenemateriale, og er avsatt i et minimumsintervall mellom 16 640- 15 660 år (14 170- 13 460 <sup>14</sup>C år BP) som tilsvare eldre dryas perioden. Beskrivelsene fra eldre dryas passer godt med observasjonene fra Litosone 2<sub>4</sub>, hvor sedimentene består av massiv siltig leire med relativt lavt sand- og IRD-innhold. Nederst i litosonen, rett over den tolkede morenegrensen (Litosone 3), er det observert linsler med grovere sedimenter. Denne delen av litosonen kan trolig indikere en overgangssone fra da isen lå over område, til den hadde trukket seg tilbake. Resterende deler av litosonen er antatt å være avsatt i et sedimentasjonsmiljø styrt av havstrømmene, uten

betydelig påvirkning fra ismarginen. Dersom ismarginen hadde vært nærmere ville det vært rimelig å anta høyere sand- og IRD- innhold i litosonen.

Litosone 2 i kjerne GS12-172-08GC består av laminerte sedimenter og er eldre enn 12 996 år. Basert på de laminerte sedimentene og det relativt finkornede materialet, har det trolig vært et rolig avsetningsmiljø, og kan indikerer at en ismargin ikke har hatt betydelig påvirkning på sedimentasjonen. Til tross for manglende dateringer av øvre og nedre grense i litosonen, kan litologien antyde at sedimentene ble avsatt i eldre dryas perioden.

### ***Bølling- allerød***

Den klimastratigrafiske perioden bølling- allerød (13- 11 000 <sup>14</sup>C år BP) (Mangerud *et al.* 1974) startet trolig ved en betydelig økning i havnivå, som førte til økt bølgeerosjon på nye eksponerte landområder, f.eks. på Nordsjøplatået. Dette førte også til økt sedimenttilførsel til Norskerenna, hvor sedimentene trolig inneholdt lite IRD (Haflidason *et al.* 1998). De ytterste kystområdene var isfri i en kort periode, som er antatt å være et resultat av innstrømmende varme nordatlantiske vannmasser, før isen igjen rykket frem over de ytterste øyene og kalvet ut i Norskerenna. Det er antatt økende sjøisdannelse og isbergtransport da isen rykket frem (Haflidason *et al.* 1998; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001; Mangerud *et al.* 2011). På slutten av bølling- allerød trakk isen seg igjen vekk fra de ytterste kystområdene, men stoppet grunnet den kalde yngre dryas- perioden (Mangerud *et al.* 2011). I den korte perioden da isen trakk seg tilbake er det antatt minkende sedimentasjonsrate, samt lavere sandinnhold (Haflidason *et al.* 1998). Litosone 2<sub>3</sub> og Litosone 2<sub>2</sub> i kjerne GS12-172-04PC er yngre enn 15 657 år (13 460 <sup>14</sup>C år BP), og trolig eldre enn ca. 12 000 år (ca. 11 000 <sup>14</sup>C år BP), hvor tidsintervallet tilsvarer bølling- allerød perioden. Litosone 2<sub>3</sub> består av høyt sand- og IRD- innhold og kan trolig indikere en kalvende ismargin i relativ nærhet. Litosonen tilsvarer trolig midten av bølling- allerød perioden da isen skal ha rykket frem igjen langs kysten av vest- Norge og kalvet ut i Norskerenna. Litologien i Litosone 2<sub>2</sub> indikerer trolig sedimentasjonsforholdene da isen trakk seg tilbake i slutten av bølling- allerød. Sedimentene har en massiv struktur med betydelig lavere sand- og IRD- innhold enn underliggende litosone, og indikerer et sedimentasjonsmiljø uten betydelig påvirkning fra en ismargin.

Litosone 1<sub>3</sub> i kjerne GS12-172-08GC er eldre enn 13 000 år og består av høyt sand- og IRD- innhold, samt linser og lag av grovere materiale. Litosonen viser likhetstrekk med Litosone 2<sub>3</sub>, og indikerer et ispåvirket sedimentasjonsmiljø. Til tross for manglende dateringer av øvre

og nedre grense av litosonen, kan litologien i litosonen antyde å representere da ismarginen rykket frem i midten av bølling- allerød perioden.

### ***Yngre dryas***

Yngre dryas (11- 10 000 <sup>14</sup>C år BP) var en kald periode karakterisert ved polare forhold, hvor ismarginen rykket frem til indre kyststrøk langs vest- Norge (Mangerud 1980; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001; Mangerud *et al.* 2011). Perioden er også karakterisert ved økt transport av isberg, samt en relativt høy sedimentasjonsraten (Haflidason *et al.* 1998; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001). Litosone 2<sub>1</sub> i kjerne GS12-172-04PC ligger stratigrafisk øverst i Litosone 2, og er trolig avsatt mellom ca. 12- 11 853 år (ca. 11- 10 560 <sup>14</sup>C år BP), hvor tidsintervallet tilsvarer yngre dryas. Litosone 2<sub>1</sub> består av varierende sand- og IRD- innhold, hovedsakelig i en massiv struktur. Det er også observert svarte sulfidflekker som kan indikere dårlig tilgang på oksygen grunnet hurtig avsetning av sedimentene. Det varierende sand- og IRD- innholdet, samt de svarte sulfidflekkene, kan indikere pulser av de avsatte sedimentene i et ispåvirket sedimentasjonsmiljø.

Litosone 1<sub>2</sub> er karakterisert av siltig leire med sporadiske linser av grovere materiale, og indikerer et ispåvirket sedimentasjonsmiljø, hvor ismarginen trolig har trukket seg lengre tilbake i forhold til sedimentasjonsmiljøet i Litosone 1<sub>3</sub>. Basert på litologien i litosonen, dateringen fra kjernen, samt likhetstrekk med litologien i Litosone 2<sub>1</sub> i kjerne GS12-172-04PC, sammenfaller trolig litosonen med den klimastratigrafiske perioden yngre dryas.

### ***Holocen***

Litosone 1 ligger stratigrafisk øverst i kjerne GS12-172-04PC, og består hovedsakelig av marine, svært finkornede sedimenter avsatt gjennom holocen (11 600- 0 år). Holocen er dominert av innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser, samt lav sedimentasjonsrate av finkornede sedimenter. Frem til for ca. 9000 år før nåtid var det en betydelig stigning i havnivå, hvor det også er observert en høy sedimentasjonsrate (Haflidason *et al.* 1998; Klitgaard-Kristensen *et al.* 2001).

Litosone 1<sub>1</sub> ligger stratigrafisk øverst i kjerne GS12-172-08GC, og består av marine sedimenter av siltig sand avsatt gjennom holocen.

## 5.4 Isbergpløyning i Norskerenna

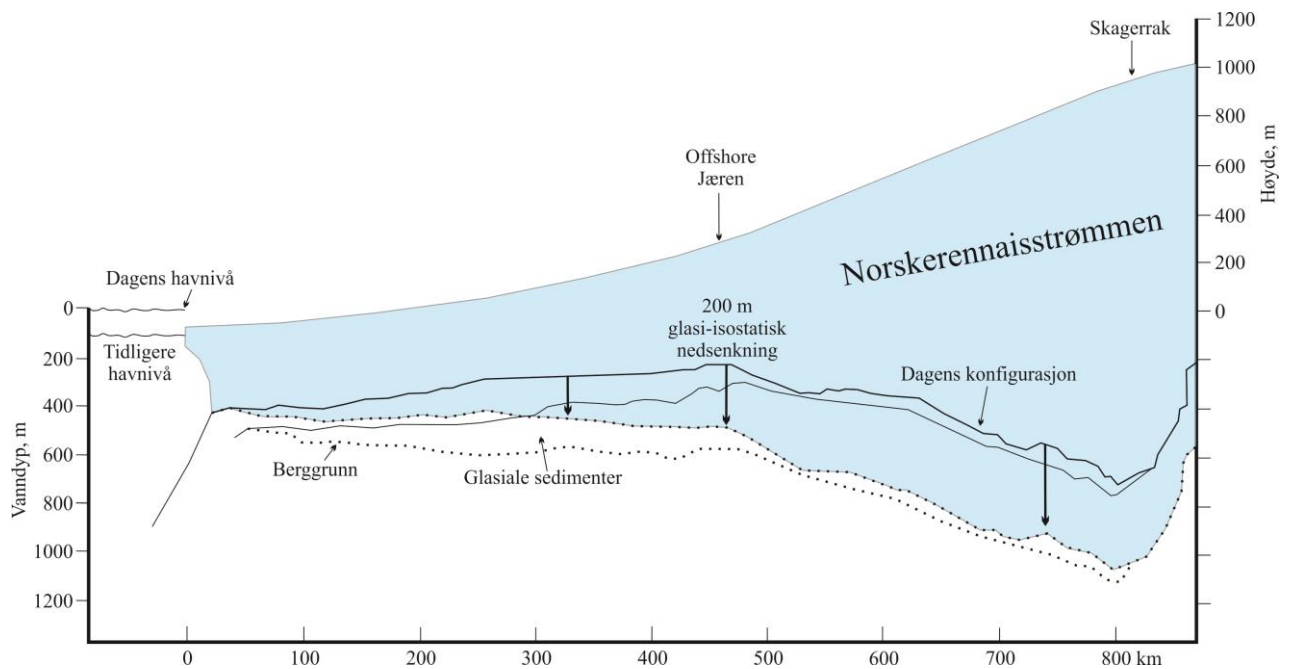
I denne studien, samt tidligere studier fra Norskerenna, er det observert isdroppet materiale i sedimenter avsatt etter at isen trakk seg tilbake, og indikerer isbergtransport i Norskerenna frem til starten på holocen (f.eks. figur 4.13) (Haflidason *et al.* 1998; Gyllencreutz 2005). I studieområdet er denne isfjellaktiviteten også reflektert i observasjoner som viser isbergpløyning. Observasjoner av isbergpløyemerker fra Antarktisk (f.eks. Barnes & Lien 1988; Lien *et al.* 1989; Dowdeswell & Bamber 2007), Grønland (Dowdeswell *et al.* 1993), Canada (Eden & Eyles 2001), den Norske kontinentalmarginen (Lien 1983) og sørøst i Norge (Longva & Bakkejord 1990; Longva & Thoresen 1991) er kurvete furer karakterisert med en varierende bredde på 30- 70 m og en dybde på opptil 5 m. Det har også vært observert isbergturnerte sedimenter, som et resultat av isbergpløyning på havbunnen (f.eks. Barnes & Lien 1988; Eden & Eyles 2001). Isbergpløyemerker kan ha et varierende mønster med en lengde på opptil flere km, hvor havstrømmer er antatt å påvirke bevegelsesmønsteret til isberg (f.eks. Longva & Bakkejord 1990; Woodworth-Lynas *et al.* 1991). Isbergpløyning er avhengig av hvor tykk isberget er, samt hvor stort vanddypet er. Vanddypet i Norskerenna har siden siste deglasiasjonsfase startet vært avhengig av globale havnivåendringer, hevingen av land og havbunn som følge av den glasialisostatiske effekten av overliggende is og innsynkning av deler av Nordsjøbassenget. Presis estimering av havnivåendringer i det undersøkte området er vanskelig da det er lite data på dette. Likevel kan antagelser om både globalt havnivå, den glasialisostatiske effekten, samt sammenligninger med observasjoner fra Antarktis og Grønland antyde hvordan vanddypet og istykkelsen har variert i Norskerenna.

I området vest av Bømlø, hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert, er det observert sporadisk pløyemerker på havbunnen (Figur 3.2, 4.10, 4.24). Pløyemerkene har et tilfeldig mønster med en dybde på opptil ca. 5 m, bredde på opptil ca. 350- 400 m og er observert på ca. 250 m dyp. Det er også observert pløyespør med tilhørende sedimentbremmer (Figur 4.10, 4.24). Lengden på pløyemerkene er vanskelig å definere grunnet overliggende sedimenter i noen områder, men de har en overveiende nord- sør retning (Figur 3.2). Beskrivelsene fra området vest for Bømlø i Norskerenna tilsvarer observasjoner fra Antarktis, på Grønland og langs Norskemarginen (f.eks. Lien 1983; Barnes & Lien 1988; Dowdeswell *et al.* 1993), og på grunnlag av dette er pløyemerkene tolket til å være dannet av isbergpløyning.

Flere steder i studieområdet er sekvensgrense R2 observert som en irregulær og til tider kaotisk og diskontinuerlig reflektor, med en svak til middels amplitude. Overliggende

glasimarine sedimenter har da en helt eller delvis kaotisk karakter, hvor de laminerte reflektorene er diskontinuerlige eller helt fraværende (Figur 4.2, 4.3, 4.7). Det er også observert områder hvor hele eller deler av den glasimarine sekvensen med tilhørende laminerte reflektorer, blir avbrutt av en kaotisk karakteristikk som trolig indikerer deformasjon av sekvensen (Figur 4.3, 4.7). På grunnlag av observasjonene fra TOPAS- profil i studieområdet og batymetrisk kart fra området (Figur 3.2) hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert, samt observasjoner fra blant annet Antarktis, Grønland, Canada og Norge (f.eks. Lien 1983; Barnes & Lien 1988; Lien *et al.* 1989; Longva & Bakkejord 1990; Dowdeswell *et al.* 1993; Dowdeswell & Bamber 2007), er områdene med karakteristikken beskrevet over antatt å ha blitt dannet ved isbergpløying og isbergdeformasjon. Områdene hvor det er observert endring i den glasimarine sekvensen, fra en laminer til en kaotisk karakter, indikerer trolig overgangen fra hvor det ikke har foregått isbergpløying til hvor det har foregått isbergpløying. Områdene hvor hele den glasimarine sekvensen har en kaotisk karakter indikerer trolig isbergpløying og isbergdeformasjon helt frem til overgangen til holocen i Norskerenna. Isbergpløying har trolig foregått på varierende vanddyb, hvor det er observert områder hvor isbergpløying trolig har foregått på større dyp enn områder som ikke er påvirket av isbergpløying (Figur 4.2). Det er derfor vanskelig å angi et generelt dyp for hvor det har foregått isbergpløying og hvor det ikke har foregått isbergpløying.

I sedimentbassenget hvor kjerne GS12-172-08GC er lokalisert (Figur 4.10, 4.24), har Litosone 3, samt den seismiske internenheten, E2<sub>ii</sub>, blitt tolket til å bestå av deformerte sedimenter basert på karakteristikken til sedimentene (Figur 4.19). På grunnlag av karakteristikken til Litosone 3 og Internenhet E2<sub>ii</sub>, samt isbergpløyemerkene observert i området, er det antatt at deformasjonen av sedimentene er dannet av isberg. Internenheten og litosonen består trolig av glasimarine sedimenter, samt sedimenter og materiale transportert av isberg. Det er antatt at isbergturbasjon kan deformere sedimenter ned til flere meters dyp (f.eks. Barnes & Lien 1988; Eden & Eyles 2001), noe som indikerer at Litosone 3 også kan bestå av morenemateriale fra underliggende sedimenter.



**Figur 5.3:** Tverrprofil av Norskerenna fra Nordsjøviften til Skagerrak, hvor den mulige glasi-isostatisk nedsenkningen er indikert ved svarte, tykke piler. Figuren er modifisert fra Sejrup *et al.* (2003).

Marine sedimenter er funnet 200 m over dagens havnivå på Jæren i sør- Norge, og er datert til 32 000  $^{14}\text{C}$  år BP (Sejrup *et al.* 1998). Sedimentene indikerer en glasi-isostatisk nedpressing av landmassene på 200 m, grunnet overliggende is (Figur 5.3). Det er foreslått at Norskerennaisstrømmen har lagt over Jæren, hvor det er estimert en istykkelse på minst 700 m i forhold til den glasi-isostatisk effekten (Figur 5.3) (Sejrup *et al.* 1998). Istykkelsen til Norskerennaisstrømmen har trolig variert, hvor det er antatt en større tykkelse i Skagerrak enn ved ismarginen. Ved å anta en istykkelse større enn 700 m i det undersøkte området vil landmassene være presset ned ca. 200 m. Det globale havnivået var ca. 110 m lavere enn dagens havnivå da deglasiasjonen av Norskerennaisstrømmen startet for om lag 19 000 år siden. Frem til holocen har det vært et stigende globalt havnivå, hvor noen tidsintervall har vært preget av hurtigere stigning enn andre (Figur 2.19) (Fairbanks 1989). Den glasi-isostatisk hevingen i Norge har derimot vært raskere enn det stigende eustatiske havnivået, noe som har ført til fall i havnivået langs kysten av Norge etter deglasiasjonen. På grunnlag av den antatte nedpressingen på Jæren, samt det globale havnivået da deglasiasjonen av Norskerenna startet for 19 000 år siden, er det antatt at havnivået var mellom 320- 120 m lavere enn dagens havnivå for 19 000 år siden.

Isbergtykkelsen i Antarktis har derimot blitt undersøkt med hensyn på isdekkets dynamikk, hvor isbergtykkelsen er delt inn i tre ulike kategorier (Dowdeswell & Bamber 2007). Det Fennoskandiske isdekket er karakterisert som et stort isdekket, og er dermed assosiert med tykke isberg på mellom 250- 300 m, mens hurtig isstrømning er assosiert med isberg på opptil 500- 600 m. Dette kan antyde at isbergene i Norskerenna var mellom 250- 600 m tykke gjennom deglasiasjonen, som videre indikerer et vanddyb på mellom 215- 515 m, grunnet isbergets tetthet. Intensiteten av isbergpløyning er også avhengig av tykkelsen på isberget, samt vanddybet, i tillegg til mengden isberg og transportmønsteret (Dowdeswell *et al.* 1993). Dowdeswell *et al.* (1993) har delt inn i høy, middels og lav isbergpløye- intensitet basert karakteren til havbunnsreflektoren på grunnseismiske data fra Grønland (Figur 2.18). Ved høy intensitet er havbunnsreflektoren svært irregulær og vanskelig å definere, hvor vanddybet normalt er mindre enn 300- 400 m. Middels isbergpløye- intensitet er karakterisert ved en sterk havbunnsreflektor, med individuelle, avrundede pløyespor. Likevel er store deler av havbunnen påvirket av isbergpløyning, hvor vanddybet er større enn ved høy intensitet av isbergpløyning. Lav isbergpløye- intensitet er karakterisert ved en sterk havbunnsreflektor med sporadiske pløyespor, observert i vanddyb ned til ca. 500- 550 m dyp. Basert på observasjoner i denne studien har det trolig foregått både høy- middels og lav intensitet av isbergpløyning i Norskerenna. Basert på antagelsene fra Dowdeswell *et al.* (1993) har trolig vanddybet variert mellom ca. 300- 500 m, og gir isbergtykkelser på mellom ca. 350- 580 m.

Det er antatt at tilførselen av isberg har kommet fra isdekket da det lå ved kystlinjen, gjennom fjordene, men også fra ismarginen til Norskerennaisstrømmen. De største isbergene har trolig kalvet av ismarginen til isstrømmen, som blir støttet av den overveiende nord-sør retningen på isbergpløyemerkene på det batymetriske kartet (Figur 3.2). Mindre isberg har trolig blitt tilført fra fjordene hvor de har passert den relativt grunne fjord- terskelen. På grunnlag av Dowdeswell & Bamber (2007) og Dowdeswell *et al.* (1993) sine undersøkelser fra Antarktis og Grønland har vanddybet i Norskerenna trolig vært mellom 225 og 515 m og isbergene vært mellom 250 og 600 m tykk da isbergene dannet pløyespor på havbunnen. På grunnlag av den globale havnivåkurven samt nedpressingen av landmassene på Jæren, er havnivået antatt å ha vært 320- 120 m lavere enn dagens havnivå ved starten på siste deglasiasjonsfase. Antagelsene om vanddyb, isbergtykkelse og intensitet av isbergpløyning i studieområdet kan antyde varierende vanddyb gjennom deglasiasjonen, men også varierende størrelse på isbergene.

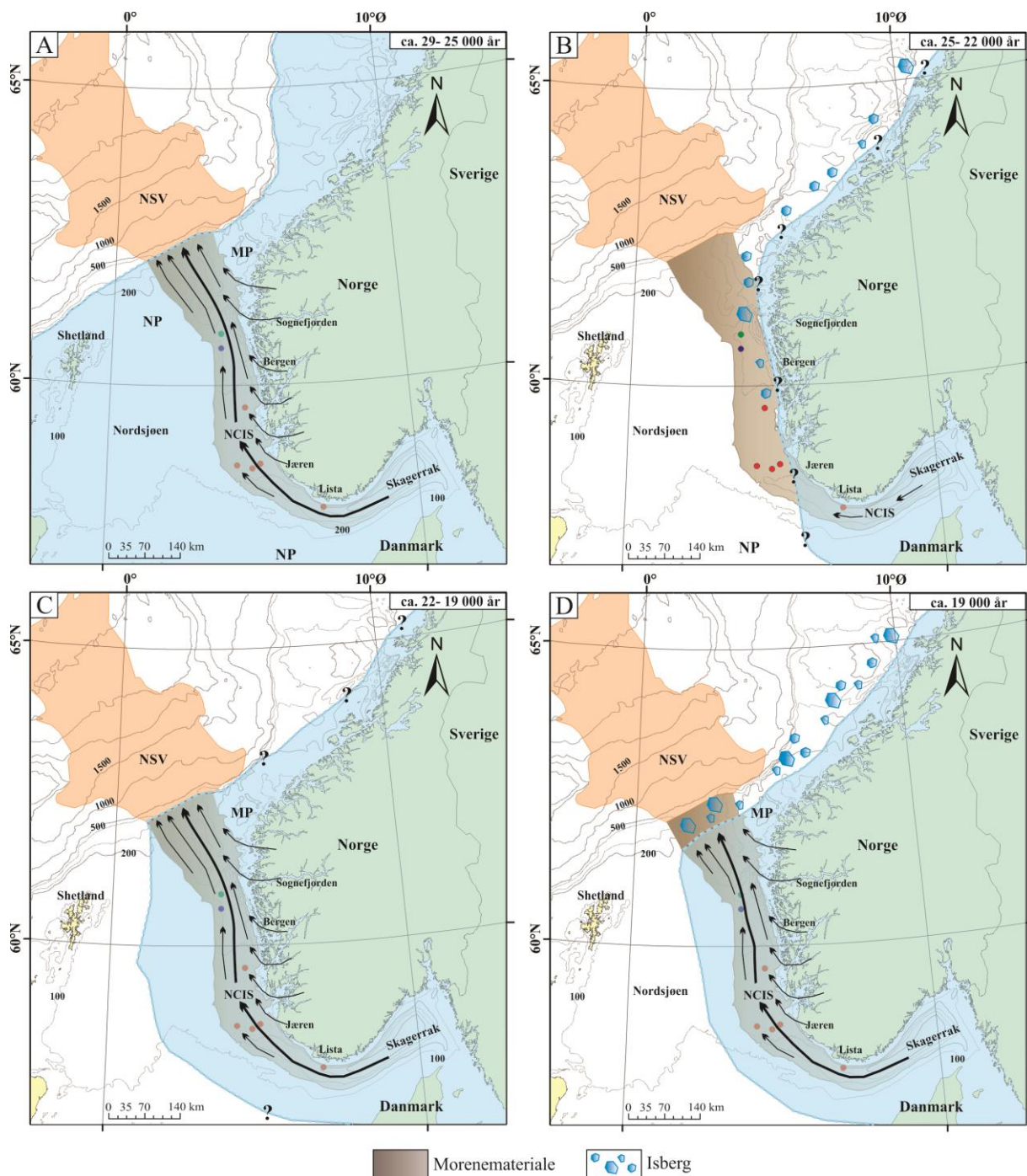


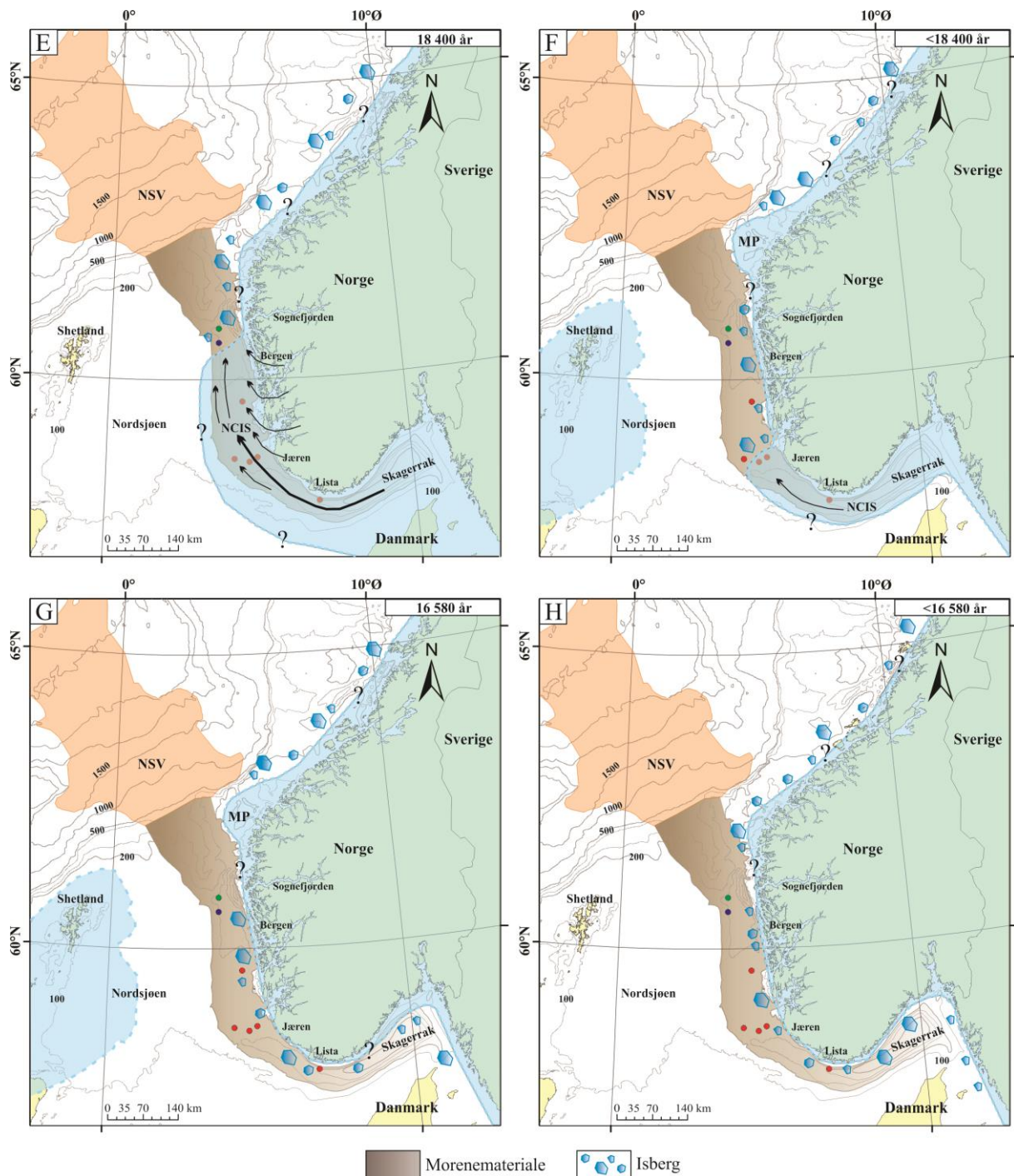
## 5.5 Siste deglasiasjonsfase i Norskerenna

Den maksimale isutbredelsen i Nordsjøen er foreslått å ha skjedd i perioden mellom 29-25 000 år siden, hvor ismarginen til Norskerennaisstrømmen trolig var lokalisert ved eggakanten (Sejrup *et al.* 2009). I denne perioden er det også foreslått at det Fennoskandiske isdekket og det Britiske isdekket konvergente i sentrale deler av Nordsjøen (Figur 5.4a) (Bradwell *et al.* 2008; Sejrup *et al.* 2009). Raskt etter 25 000 år siden er det antatt at isdekkene desintegreerte fra hverandre, og store deler av Nordsjøen, samt Norskerenna, var trolig isfritt kort tid etter oppsplittingen (Figur 5.4b). Tampenfremrykket er foreslått som et mindre omfattende isfremrykk fra vest- Norge og ut på Nordsjøplatået mellom 22- 19 000 år siden (Figur 5.4c) (Rise & Rokoengen 1984; Sejrup *et al.* 1994; Sejrup *et al.* 2009). Videre er det antatt at den siste isstrømfase i Norskerenna skjedde mellom 20- 19 000 år, hvor det er antatt maksimal isstrømning da ismarginen var lokalisert ved eggakanten (Figur 5.4d) (King *et al.* 1996; King *et al.* 1998; Sejrup *et al.* 2000; Nygård *et al.* 2007; Sejrup *et al.* 2009). Det er kartlagt grunningsonekiler og skjærmarginale morenerygger nær utløpet av Norskerenna (Figur 2.15) (Schäuble 2012), samt identifisert glasigene debrisstrømmer øverst i Nordsjøviften som trolig representerer siste maksimale isutbredelse (King *et al.* 1996; King *et al.* 1998; Nygård *et al.* 2005; Grinde 2012). Basert på seismostratigrafi og sedimentkjerner fra denne studien vil Norskerennaisstrømmens deglasiasjon, fra da ismarginen lå ved eggakanten til Norskerenna ble isfri etter siste isstrømfase, bli fremstilt i dette avsluttende kapittelet.

Morenematerialet, observert i sedimentkjerner og på TOPAS-profil, er den stratigrafisk nederste enheten identifisert i denne studien trolig avsatt gjennom siste isstrømfase mellom 20- 19 000 år (Figur 5.4d) (Nygård *et al.* 2007). Tilførselen av is og sedimenter i Norskerenna ble transportert fra sentrale deler av isdekket og gjennom Skagerrak. Midtmorener med en sørøst- nordvest orientering kartlagt av Schäuble (2012) indikerer også tilførsel av materiale gjennom de vestnorske fjordene. På grunnlag av dateringer fra boring 89-03 og fra Nordsjøviften, som indikerer isfrie- eller delvis isfrie forhold for 18 435 år siden i Norskerenna (Figur 5.4e), har det vært antatt at Norskerennaisstrømmen kan ha trukket seg tilbake fra eggakanten og inn i Skagerrak i løpet av relativt kort tid. I denne studien er det foretatt en basaldatering sør for Lista som indikerer deglasiasjon for 16 580 år, noe som betyr at Lista sannsynligvis var isfritt for 16 580 år (Figur 5.4g). Dette indikerer at isstrømmen i Norskerenna har brukt om lag 1 850 år på å trekke seg tilbake fra Troll- feltet i nord til Lista i sør. Det er observert flere GSK-er mellom Troll- feltet og Lista (Schäuble 2012), noe som antyder perioder med stabilisering av ismarginen under deglasiasjonsfasen (Figur 5.4f).

Det er fremdeles usikkerhet knyttet til mekanismene bak den relativt hurtige tilbaketrekingen av Norskerennaisstrømmen, og hvilke faktorer som har vært viktig i desintegreringen av isstrømmen. Nedbrytningen av isstrømmen kan blant annet ha skjedd i forbindelse med et gradvis varmere klima som fører til mindre tilførsel av is, endringer i havnivå eller varmere havvann, eller en kombinasjon av flere faktorer.





**Figur 5.4:** Skjematisk oversikt over utbredelsen og tilbaketrekningsmønsteret til Norskerennaisstrømmen fra siste glasiiale maksimum og frem til Norskerenna var isfri (kart fra ArcMap 10.1). Isdekkets utbredelse er markert med blått og delvis basert på Houmark-Nielsen and Kjær (2003), Nygård *et al.* (2004), Svendsen *et al.* (2004), Lekens *et al.* (2005), Sejrup *et al.* (2009), samt denne studien. A) Det fennoskandiske isdekkets utbredelse under siste istids maksimum, for ca. 29- 25 000 år siden, med en aktiv Norskerennaisstrøm. Konvergens mellom det fennoskandiske og det britiske isdekket i Nordsjøen. B) Oppsplitting av det fennoskandiske og det britiske isdekket, hvor ismarginen trakk seg tilbake og Nordsjøen var helt eller delvis isfri (ca. 25- 22 000 år siden). C) Siste isstrømfase i Norskerenna, samt Tampenfremrykket på Nordsjøplataet mellom 22- 19 000 år siden. D) Starten på siste deglasiasjonsfase i Norskerenna, hvor Nordsjøviften ble isfri for 19 000 år siden. E) Troll- feltet ble isfri for 18 400 år siden, og deglasiasjonen av Norskerenna fortsatte.

F) Ismarginen stabiliserte seg i tilbaketrekningen mellom Troll- feltet og Lista, hvor det ble dannet grunningssoner. Lønstrup nord i Danmark ble isfri for 17 400 år siden. Samtidig rykket isen frem over Fladen- området i Nordsjøen, samt Bremanger- hendelsen på Måløyplataet (17 500- 15 500 år siden). G) Kjernelokaliteten sør for Lista var isfri for 16 580 år siden. Ismarginen lå fremdeles over Fladen- området og Måløyplataet frem til ca. 15 500 år siden. H) Norskerenna er deglasiert og ismarginen er lokalisert nær dagens kystlinje, hvor Oslofjorden var en stor kalvingsbukt. NCIS- Norskerennaisstrømmen, NSV- Nordsjøviften, MP- Måløyplataet.

Etter at nordlige deler av Norskerenna ble deglasiert for 18 400 år siden (Figur 5.4e-h), har isberg dannet pløyespor på havbunnen som er observert i studieområdet. Isbergpløyningen har også ført til deformasjon av underliggende sedimenter. Basert på dateringen fra kjerne GS12-172-08GC har isbergdeformasjon skjedd før 13 000 år siden i området vest for Bømlo i Norskerenna. På grunnlag av antagelser om havnivåendringer og den glasialisostatiske effekten, samt sammenligning med observasjoner fra Antarktis og Grønland (Dowdeswell *et al.* 1993; Dowdeswell & Bamber 2007), har vandypet i Norskerenna trolig variert mellom 250- 580 m gjennom deglasiasjonen, hvor havnivået trolig har vært 320- 120 m lavere enn dagens havnivå ved starten på deglasiasjonen. Dette indikerer isbergtykkelser mellom 250 og 600 m under siste deglasiasjonsfase av Norskerenna.

Den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna er representert av de glasimarine og marine enhetene som ligger stratigrafisk over morenemateriale fra siste isstrømfase (f.eks. figur 5.1). De glasimarine sedimentene er kartlagt i nordlige og sentrale deler av Norskerenna (Schäuble 2012), samt sør og øst i Norskerenna (Rise *et al.* 2008), og har relativt stor mektighet og utbredelse. Rise *et al.* (2008) har beskrevet tre ulike enheter som er avsatt under den glasimarine og marine sekvensen vest av Jæren, samt øst for Arendal. Den eldste enheten ble trolig avsatt rett etter at ismarginen ble flytende, mens den overliggende sekvensen trolig representerer avsetninger fra massebevegelse. Sekvensen tolket til å bestå av avsetninger fra paleo- elver er kun observert vest av Egersund, og ble trolig avsatt da det var begrenset innstrømning av nordatlantiske vannmasser. De glasimarine sedimentene hovedsakelig undersøkt i kjerne GS12-172-04PC i denne studien har blitt korrelert med de klimastratigrafiske periodene eldre dryas (15- 13 000  $^{14}\text{C}$  år BP), bølling- allerød (13- 11 000  $^{14}\text{C}$  år BP) og yngre dryas (10- 11 000  $^{14}\text{C}$  år BP) (Haflidason *et al.* 1998). Sedimentene korrelert med eldre dryas indikerer at ismarginen til Norskerennaisstrømmen og ismarginen fra isdekket på land hadde trukket seg tilbake. Dette ga grunnlag for massive, relativt finkornede sedimenter hovedsakelig avsatt i et sedimentasjonsmiljø trolig styrt av havstrømmer. De grovkornede sedimentene korrelert med bølling- allerød indikerer et

ispåvirket miljø hvor ismarginen trolig rykket frem. Det antatte fremrykket kan samsvare med den korte perioden midt i bølling- allerød da isen trolig skal ha rykket frem over de ytterste øyene langs kysten og kalvet ut i Norskerenna (Mangerud *et al.* 2011). I slutten av perioden trakk isen seg tilbake som trolig la grunnlag for de massive sedimentene observert i Litosone 2<sub>2</sub>. Sedimentene som er antatt å tilsvare yngre dryas perioden indikerer et ispåvirket miljø ved innslag av grovere sedimenter i form av linser og tynne lag, hvor ismarginen var begrenset til kystlinjen langs vest- Norge (Gyllencreutz *et al.* 2007; Mangerud *et al.* 2011).

De marine sedimentene observert i denne studien ligger stratigrafisk over de glasimarine sedimentene, og representerer dermed overgangen fra siste deglasiasjonsfase i Norskerenna til holocen (Figur 5.1). Generelt er det foreslått en rask økning i havnivå i starten av holocen, samt økt innstrømning av varme vannmasser fra Nord- Atlanteren (Haflidason *et al.* 1995; Haflidason *et al.* 1998). Frem til ca. 9000 år før nåtid var holocen også dominert av relativt høy sedimentasjonsrate og ustabile klimaforhold (Nesje *et al.* 1991; Nesje & Dahl 1993), hvor det er foreslått hurtig tilbaketrekning og nedsmelting av is i fjorder og på fastlandet (Haflidason *et al.* 1998). I nordlige deler av Norskerenna har den marine sekvensen relativt lav og jevn mektighet, som trolig kan knyttes til regionale sedimentasjonsprosesser som inkluderer stigende havnivå, samt innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser (Sejrup *et al.* 1994; Haflidason *et al.* 1998). Utenfor vest- Norge er det lokalt observert maksimal mektighet av den marine enheten (Schäuble 2012), noe som indikerer at sedimentasjon i holocen også kan ha skjedd gjennom vestnorske fjorder. Den tykke marine enheten på den nordlige skråningen i Skagerrak er trolig et resultat av isostatisk heving av sørvest- Norge og vestlige deler av Sverige i tidlig holocen. Materiale ble da eksponert for erosjon og transport til Skagerrak. Deposenteret for de marine sedimentene i Skagerrak er lokalisert hvor Atlantiske vannmasser møter den Baltiske strømmen, og danner et sirkulasjonsmønster med trege strømmer og høye avsetningsrater (Bøe *et al.* 1996; Rise *et al.* 1996; Rise *et al.* 2008). Dagens sedimentasjonsrate i Skagerrak er 1-2 mm/år (Bøe *et al.* 1996), og indikerer at sørlige deler av Norskerenna fremdeles er hovedområdet for sedimentasjon av finkornet materiale i Nordsjøen (Rise *et al.* 2008).

## 6. KONKLUSJON

Målet med oppgaven har vært å få bedre kunnskap om tilbaketrekningen av isstrømmen i Norskerenna gjennom siste deglasiasjonsfase, samt ulike sedimentasjonsmiljø og prosesser knyttet til dette. Basert på denne studien kan følgende konklusjon trekkes:

- Basaldateringen i kjerne GS12-172-04PC indikerer at området sør for Lista var isfritt for 16 580 år siden (14 140 <sup>14</sup>C år BP). Deglasiasjonen i boring 89-03 er datert til 18 400 år (15 585 <sup>14</sup>C år BP), noe som betyr at Norskerennaisstrømmen brukte om lag 1 850 år på å trekke seg tilbake fra Troll- feltet i nordlige Norskerenna og ned til Lista i sørlige Norskerenna.
- Analyser fra kjerne GS12-172-04PC og GS12-172-08GC, samt kjerne GS12-172-06GC og GS12-172-07GC viser en deformasjonsmorene som hovedsakelig består av siltig til sandig leire med innslag av sedimentklaster, deformasjonsstrukturer og skjærstyrke på opptil 50 kPa.
- Analyser av de marine sedimentene over morenematerialet i kjerne GS12-172-04PC indikerer et varierende sedimentasjonsmiljø.
  - Mellom 16 580 (14 140 <sup>14</sup>C år BP) og 15 657 (13 460 <sup>14</sup>C år BP) ble det avsatt massiv siltig leire med relativt lavt innhold av IRD.
  - Mellom 15 657 (13 460 <sup>14</sup>C år BP) og 13 505 (12 070 <sup>14</sup>C år BP) ble det avsatt betydelig grovere sedimenter som kan indikere mer tilførsel av isdroppet materiale.
  - Mellom 13 505 (12 070 <sup>14</sup>C år BP) og ca. 12 000 (11 000 <sup>14</sup>C år BP) ble det avsatt massiv siltig leire som igjen indikerer et sedimentasjonsmiljø hvor ismarginen hadde trukket seg tilbake. Disse sedimentene representerer deler av bølling- allerød perioden.
  - Mellom ca. 12 000 (11 000 <sup>14</sup>C år BP) og 11 853 (10 560 <sup>14</sup>C år BP) ble det avsatt sedimenter med økt innslag av sedimentklaster og IRD. Disse sedimentene er korrelert med yngre dryas- perioden, da ismarginen lå innenfor kystlinjen rundt sør- Norge, og Oslofjorden var en stor kalvingsbukt.
  - Etter 11 853 (10 560 <sup>14</sup>C år BP) og gjennom holocen har det vært normal marin sedimentasjon karakterisert ved svært finkornede sedimenter.
- På TOPAS- profil, batymetriske datasett og i kjerne GS12-172-08GC er det observert indikasjoner på isbergpløying. Antagelser om vanddyp, isbergtykkelse og intensitet av

isbergpløying i studieområdet kan antyde varierende vanddyb gjennom deglasiasjonen, men også varierende størrelse på isbergene som trolig har vært mellom 250 og 600 m tykk.

---

### *Videre arbeid*

For å få en bedre forståelse av dannelsesprosessen til den antatte deformasjonsmorenen i Norskerenna, må det utføres flere og mer detaljerte sedimentologiske/geotekniske analyser i form av sedimentkjerner som penetrerer ned i deformasjonsmorenen. Det er også nødvendig med ytterligere innsamling av TOPAS- data for å kartlegge utbredelsen til deformasjonsmorenen, samt utbredelsen til de glasimarine sedimentene i mer detalj. For å få en enda bedre forståelse for tilbaketrekningen av Norskerennaisstrømmen er det nødvendig med flere sedimentkjerner og dateringer mellom Troll- feltet og Lista, som kan si noe om hvor og hvor lenge ismarginen stabiliserte seg i tilbaketrekningen og trolig dannet grunningsonekilene.



## REFERANSER

- Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Dupont, T. K., Parizek, B. R. & Pollard, D. 2007: Effect of sedimentation on ice-sheet grounding-line stability. *Science* 315, 1838-1841.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R. & Rooney, S. T. 1986: Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature* 322, 57-59.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T. & Bentley, C. R. 1989: Sedimentation beneath ice shelves—the view from ice stream B. *Marine Geology* 85, 101-120.
- Anandakrishnan, S. & Alley, R. B. 1997: Tidal forcing of basal seismicity of ice stream C, West Antarctica, observed far inland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 102, 15183-15196.
- Anandakrishnan, S., Catania, G. A., Alley, R. B. & Horgan, H. J. 2007: Discovery of till deposition at the grounding line of Whillans Ice Stream. *Science* 315, 1835-1838.
- Andersen, B. G. 1960: Sørlandet i Sen- og Postglacial tid. *Norge Geologiske Undersøkelser* 210, 144.
- Andersen, B. G. 1979: The deglaciation of Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas* 8, 79-87.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. 1995a: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Andersen, E. S., Østmo, S. R., Forsberg, C. F. & Lehman, S. J. 1995b: Late- and post-glacial depositional environments in the Norwegian Trench, northern North Sea. *Boreas* 24, 47-64.
- Anderson, J. B. & Fretwell, L. O. 2008: Geomorphology of the onset area of a paleo-ice stream, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 503-512.
- Andreassen, K., Laberg, J. S. & Vorren, T. O. 2008: Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology* 97, 157-177.
- Andreassen, K., Nilssen, L. C., Rafaelsen, B. & Kuilman, L. 2004: Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics. *Geology* 32, 729-732.
- Andreassen, K. & Winsborrow, M. 2009: Signature of ice streaming in Bjornoyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics. *Annals of Glaciology* 50, 17-26.
- Barnes, P. W. & Lien, R. 1988: Icebergs rework shelf sediments to 500 m off Antarctica. *Geology* 16, 1130-1133.
- Belderson, R., Kenyon, N. & Wilson, J. 1973: Iceberg plough marks in the northeast Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 13, 215-224.
- Bennett, M. R. 2003: Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309-339.
- Bentley, C. R. 1984: *Some aspects of the cryosphere and its role in climatic change*. pp. American Geophysical Union.
- Bentley, C. R. 1987: Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 92, 8843-8858.
- Birks, H. H., Gulliksen, S., Haflidason, H., Mangerud, J. & Possnert, G. 1996: New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. *Quaternary Research* 45, 119-127.
- Boulton, G. S., Dobbie, K. E. & Zatsepin, S. 2001: Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International* 86, 3-28.

- Bradwell, T., Stoker, M. S., Golledge, N. R., Wilson, C. K., Merritt, J. W., Long, D., Everest, J. D., Hestvik, O. B., Stevenson, A. G. & Hubbard, A. L. 2008: The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews* 88, 207-226.
- Bøe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Haas, H. d., Saether, O. M. & Kunzendorf, H. 1996: Sea-bed sediments and sediment accumulation rates in the Norwegian part of the Skagerrak. *NGU Bull.*, 75-84.
- Canals, M., Urgeles, R. & Calafat, A. M. 2000: Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology* 28, 31-34.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S. & Behar, A. 2010: Basal ice sequences in Antarctic ice stream: Exposure of past hydrologic conditions and a principal mode of sediment transfer. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)* 115.
- Clark, C. D. 1993: Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 1-29.
- Clark, C. D., Evans, D. J. A. & Piotrowski, J. A. 2003a: Palaeo-ice streams: an introduction. *Boreas* 32, 1-3.
- Clark, C. D., Sejrup, H. P., Bigg, G., Stoker, M., Lonergan, L., Raunholm, S. & Haflidason, H. 2004: Did the punctuated demise of glacial ice in the North Sea affect thermohaline circulation of the ocean? *EOS Transactions* 85, 293-293.
- Clark, C. D., Tulaczyk, S. M., Stokes, C. R. & Canals, M. 2003b: A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology* 49, 240-256.
- Clark, P. U. & Mix, A. C. 2002: Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 1-7.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006: ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication- Geological society of London* 267, 51.
- Dearing, J. 1994: Environmental magnetic susceptibility. *Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, Chi Publ.*
- Dowdeswell, J. A. & Bamber, J. L. 2007: Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. *Marine Geology* 243, 120-131.
- Dowdeswell, J. A., Ó Cofaigh, C. & Pudsey, C. J. 2004: Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology* 32, 13-16.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., Evans, J., Ó Cofaigh, C. & Anderson, J. B. 2008: Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology* 36, 819-822.
- Dowdeswell, J. A., Villinger, H., Whittington, R. J. & Marienfeld, P. 1993: Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf. *Marine Geology* 111, 37-53.
- Eden, D. J. & Eyles, N. 2001: Description and numerical model of Pleistocene iceberg scours and ice-keel turbated facies at Toronto, Canada. *Sedimentology* 48, 1079-1102.
- Evans, H. B. 1965: GRAPE\*-A Device for Continuous Determination of Material Density and Porosity. *Dallas, Texas, Transactions* 2, 1-25.
- Evans, J., Dowdeswell, J. A., Ó Cofaigh, C., Benham, T. J. & Anderson, J. B. 2006: Extent and dynamics of the West Antarctic Ice Sheet on the outer continental shelf of Pine Island Bay during the last glaciation. *Marine Geology* 230, 53-72.
- Evans, J., Pudsey, C. J., Ó Cofaigh, C., Morris, P. & Domack, E. 2005: Late Quaternary glacial history, flow dynamics and sedimentation along the eastern margin of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 24, 741-774.

- Eyles, N. & Rogerson, R. 1978: A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology* 20, 99-113.
- Fairbanks, R. G. 1989: A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. 1998: Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327-342.
- Folk, R. L. 1954: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *The Journal of Geology*, 344-359.
- Graham, A. G. C., Larter, R. D., Gohl, K., Hillenbrand, C.-D., Smith, J. A. & Kuhn, G. 2009: Bedform signature of a West Antarctic palaeo-ice stream reveals a multi-temporal record of flow and substrate control. *Quaternary Science Reviews* 28, 2774-2793.
- Grinde, S. 2012: Studie av glasiiale sedimentære prosesser på Nordsjøviften ved hjelp av 3D-seismiske data. *Institutt for geovitenskap*. Universitetet i Bergen.
- Gunn, D. E. & Best, A. I. 1998: A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters* 18, 70-77.
- Gyllencreutz, R. 2005: Late Glacial and Holocene paleoceanography in the Skagerrak from high-resolution grain size records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 344-369.
- Gyllencreutz, R., Backman, J., Jakobsson, M., Kissel, C. & Arnold, E. 2006: Postglacial paleoceanography in the Skagerrak. *The Holocene* 16, 975-985.
- Gyllencreutz, R., Jakobsson, M. & Backman, J. 2005: Holocene sedimentation in the Skagerrak interpreted from chirp sonar and core data. *Journal of Quaternary Science* 20, 21-32.
- Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J. I. & Lohne, Ø. 2007: DATED—a GIS-based reconstruction and dating database of the Eurasian deglaciation. *Applied Quaternary Research in the central part of glaciated terrain, Geological Survey of Finland, Special Paper* 46, 113-120.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J. E., Sejrup, H. P., Løvlie, R. & Reither, E. 1991: Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf. *Marine Geology* 101, 125-146.
- Haflidason, H., King, E. L. & Sejrup, H. P. 1998: Late Weichselian and Holocene sediment fluxes of the northern North Sea Margin. *Marine Geology* 152, 189-215.
- Haflidason, H., Sejrup, H. P., Kristensen, D. K. & Johnsen, S. 1995: Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice cores: Evidence from the northern North Sea. *Geology* 23, 1059-1062.
- Hansbo, S. 1957: *A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test*. pp. Royal Swedish Geotechnical Institute.
- Helland, A. 1885: Om Jæderens løse afleiringer. *Meddelelser fra Den Naturhistoriske Forening i Christiania*, 27-42.
- Hjelstuen, B. O., Nygård, A., Sejrup, H. P. & Haflidason, H. 2012a: Quaternary denudation of southern Fennoscandia—evidence from the marine realm. *Boreas* 41, 379-390.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Schäuble, C., Wiberg, D. H., Aadneram, J., Monsen, S., Lehn-Nilsen, E., Ó Cofaigh, C. & Livingstone, S. 2012b: Marine Geological Cruise Report from the Norwegian Channel. (Report No. 2012108). Department of Earth Science, University of Bergen.

- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Mønsen, S., Bellwald, B., Morén, B., Haaga, K. A., Wiberg, D. H. & Jamieson, S. 2013: Marine Geological Cruise Report from the Norwegian Channel. (Report No. 2013108). Department of Earth Science, University of Bergen.
- Holtedahl, H. 1993: *Marine geology of the Norwegian continental margin*. pp. Norges geologiske undersøkelse.
- Holtedahl, H. & Bjerkli, K. 1982: Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway. *Marine Geology* 45, 179-226.
- Houmark-Nielsen, M. 2010: Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas* 39, 343-359.
- Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K. H. 2003: Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science* 18, 769-786.
- Howat, I. M. & Domack, E. W. 2003: Reconstructions of western Ross Sea palaeo-ice-stream grounding zones from high-resolution acoustic stratigraphy. *Boreas* 32, 56-75.
- Howat, I. M., Joughin, I. & Scambos, T. A. 2007: Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science* 315, 1559-1561.
- King, E. C., Hindmarsh, R. C. A. & Stokes, C. R. 2009: Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience* 2, 585-588.
- King, E. L., Haflidason, H., Sejrup, H. P. & Løvlie, R. 1998: Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology* 152, 217-246.
- King, E. L., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Elverhøi, A. & Aarseth, I. 1996: Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides. *Marine Geology* 130, 293-315.
- King, L. H., Rokoengen, K., Fader, G. B. & Gunleiksrud, T. 1991: Till-tongue stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 103, 637-659.
- Kleiven, H. F., Jansen, E., Fronval, T. & Smith, T. M. 2002: Intensification of Northern Hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5–2.4 Ma)–ice-rafted detritus evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 184, 213-223.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P. & Haflidason, H. 2001: The last 18 kyr fluctuations in Norwegian Sea surface conditions and implications for the magnitude of climatic change: evidence from the North Sea. *Paleoceanography* 16, 455-467.
- Kongsberg 2010: TOPAS PS 18 Parametric Sub-bottom Profiler. *Operator Manual*, 236.
- Larsen, E., Sejrup, H. P., Janocko, J., Landvik, J., Stalsberg, K. & Steinsrud, P. I. 2000: Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice Stream and terrestrial-based ice across southwest Norway. *Boreas* 29, 185-203.
- Lehman, S., Jones, G. A., Keigwin, L. D., Andersen, E. S., Butenkoi, G. & Østmo, S. 1991: Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation. *Nature* 349, 513-516.
- Lekens, W., Sejrup, H., Haflidason, H., Petersen, G., Hjelstuen, B. & Knorr, G. 2005: Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: origin, processes and regional linkage. *Marine Geology* 216, 27-50.
- Lien, R. 1983: Iceberg scouring on the Norwegian continental shelf. *Continental Shelf Institute, Norway, Publication* 109.
- Lien, R., Solheim, A., Elverhøi, A. & Rokoengen, K. 1989: Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea shelf, Antarctica\*. *Polar research* 7, 43-57.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2012: Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science* 27, 81-88.

- Longva, O. & Bakkejord, K. J. 1990: Iceberg deformation and erosion in soft sediments, southeast Norway. *Marine Geology* 92, 87-104.
- Longva, O. & Thoresen, M. 1991: Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway. *Boreas* 20, 47-62.
- Longva, O. & Thorsnes, T. 1997: *Skagerrak in the past and at the present: an integrated study of geology, chemistry, hydrography and microfossil ecology*. pp. Norges Geologiske Undersøkelse.
- MacLean, B., Blasco, S., Bennett, R., England, J., Rainey, W., Hughes-Clarke, J. & Beaudoin, J. 2010: Ice keel seabed features in marine channels of the central Canadian Arctic Archipelago: evidence for former ice streams and iceberg scouring. *Quaternary Science Reviews* 29, 2280-2301.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 57, 23-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP. *Studies in the Late-glacial of North-west Europe* 23, 30.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. B. & Donner, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-126.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I. 2011: Glacial history of Norway.
- Mangerud, J., Jansen, E. & Landvik, J. Y. 1996: Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change* 12, 11-26.
- Mosola, A. B. & Anderson, J. B. 2006: Expansion and rapid retreat of the West Antarctic Ice Sheet in eastern Ross Sea: possible consequence of over-extended ice streams? *Quaternary Science Reviews* 25, 2177-2196.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 1993: Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quaternary Science Reviews* 12, 255-261.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991: Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews* 10, 87-114.
- Nygård, A., Hjelstuen, B. O., Monsen, S., Brendryen, J., Mardal, I., Clark, C. D., Hughes, A. & Levine, R. 2006: Marine Geological Cruise Report North Sea/Fladen area. (Report No. 2005117). Department of Earth Science, University of Bergen.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H. & Bryn, P. 2005: The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 71-84.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M. & Ottesen, D. 2004: Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas* 33, 1-17.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Lekens, W. A. H., Clark, C. D. & Bigg, G. R. 2007: Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology* 35, 395-398.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., Allen, C. S., Hiemstra, J. F., Pudsey, C. J., Evans, J. & JA Evans, D. 2005: Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews* 24, 709-740.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., Evans, J. & Larter, R. D. 2008: Geological constraints on Antarctic palaeo-ice-stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 513-525.

- Ó Cofaigh, C., Evans, J., Dowdeswell, J. A. & Larter, R. D. 2007: Till characteristics, genesis and transport beneath Antarctic paleo-ice streams. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)* 112.
- Ó Cofaigh, C., Pudsey, C. J., Dowdeswell, J. A. & Morris, P. 2002: Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters* 29, 1199.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Landvik, J. Y. & Mienert, J. 2007: Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. *Boreas* 36, 286-306.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A. & Rise, L. 2005: Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57–80 N). *Geological Society of America Bulletin* 117, 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L. & Rokoengen, K. 2001: Glacial processes and large-scale morphology on the mid-Norwegian continental shelf. *Norwegian Petroleum Society Special Publications* 10, 441-449.
- Paus, A. 1989: Late Weichselian vegetation, climate and floral migration at Eigebakken, South Rogaland, southwestern Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 61, 177-203.
- Peltier, W. R. & Fairbanks, R. G. 2006: Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25, 3322-3337.
- Powell, R. D. & Domack, E. 1995: Modern glaciomarine environments. *Glacial environments* 1, 445-486.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. & Friedrich, M. 2013: IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Reimnitz, E., Barnes, P., Forgatsch, T. & Rodeick, C. 1972: Influence of grounding ice on the Arctic shelf of Alaska. *Marine Geology* 13, 323-334.
- Rise, L., Bøe, R., Ottesen, D., Longva, O. & Olsen, H. A. 2008: Postglacial depositional environments and sedimentation rates in the Norwegian Channel off southern Norway. *Marine Geology* 251, 124-138.
- Rise, L., Olesen, O., Rokoengen, K., Ottesen, D. & Riis, F. 2004: Mid-Pleistocene ice drainage pattern in the Norwegian Channel imaged by 3D seismic. *Quaternary Science Reviews* 23, 2323-2335.
- Rise, L., Olsen, H. A., Bøe, R. & Ottesen, D. 1996: Thickness, distribution and depositional environment of Holocene sediments in the Norwegian part of the Skagerrak. *Norge Geologiske Undersøkelser* 430, 5-16.
- Rise, L. & Rokoengen, K. 1984: Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60 30' and 62 N. *Marine Geology* 58, 287-317.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. & McIntyre, A. 1986: Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters* 80, 117-129.
- Schäuble, C. 2012: Siste istids maksimum og deglasiasjon av nordøstlige deler av Nordsjøen; glasielle prosesser og landskapsformer. *Institutt for geovitenskap*. Universitetet i Bergen.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F. & Ellingsen, K. L. 1995: Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Oceanographic Literature Review* 43.

- Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D. & Rokoengen, K. 1994: Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas* 23, 1-13.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S. & Vorren, T. O. 2005: Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 1111-1129.
- Sejrup, H. P., King, E. L., Aarseth, I., Haflidason, H. & Elverhøi, A. 1996: Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. *Geological Society, London, Special Publications* 117, 187-202.
- Sejrup, H. P., Landvik, J. Y., Larsen, E., Janocko, J., Eiriksson, J. & King, E. 1998: The Jaeren area, a border zone of the Norwegian channel ice stream. *Quaternary Science Reviews* 17, 801-812.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Haflidason, H., Berstad, I. M., Hjelstuen, B. O., Jonsdottir, H. E., King, E. L., Landvik, J., Longva, O. & Nygård, A. 2003: Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas* 32, 18-36.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H. & Nesje, A. 2000: Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667-685.
- Sejrup, H. P., Nygård, A., Hall, A. M. & Haflidason, H. 2009: Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews* 28, 370-380.
- Shackleton, N. J., Berger, A. & Peltier, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci* 81, 251-261.
- Shepherd, A., Wingham, D. & Rignot, E. 2004: Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters* 31.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. & Miller, H. L. 2007: IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *SD Solomon (Ed.)*.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. 1999: Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology* 28, 67-74.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. 2001: Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews* 20, 1437-1457.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. 2002: Ice stream shear margin moraines. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 547-558.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. & Houmark-Nielsen, M. 2004: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1987: Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science* 2, 113-132.
- Thomsen, H. 1982: Late Weichselian shore-level displacement on Nord-Jæren, south-west Norway. *GFF* 103, 447-468.
- Vaughan, D. G. & Arthern, R. 2007: Why is it hard to predict the future of ice sheets? *Science(Washington)* 315, 1503-1504.
- Vorren, T. O., Lebesbye, E., Andreassen, K. & Larsen, K. B. 1989: Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology* 85, 251-272.

- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G. & Wiedicke, M. 1997: Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* 136, 151-172.
- Wellner, J. S., Lowe, A. L., Shipp, S. S. & Anderson, J. B. 2001: Distribution of glacial geomorphic features on the Antarctic continental shelf and correlation with substrate: implications for ice behavior. *Journal of Glaciology* 47, 397-411.
- Winsborrow, 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, 424-442.
- Woodworth-Lynas, C. M. T., Josenhans, H. W., Barrie, J. V., Lewis, C. F. M. & Parrott, D. R. 1991: The physical processes of seabed disturbance during iceberg grounding and scouring. *Continental Shelf Research* 11, 939-961.
- Woodworth-Lynas, C. M. T., Simms, A. & Rendell, C. M. 1985: Iceberg grounding and scouring on the Labrador continental shelf. *Cold Regions Science and Technology* 10, 163-186.

### **Internettreferanser:**

GEOTEK MSCL Manual 2012

<http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/MSCLmanual.pdf>

Nedlastet 15.01.2014

Kley France Calypso Corer System:

[https://eurocean.imr.no/euroceandb/instrument\\_view.php?instrument=117](https://eurocean.imr.no/euroceandb/instrument_view.php?instrument=117)

Nedlastet 16.01.2014

Calib 7.0 Manual

<http://calib.qub.ac.uk/calib/manual/>

Nedlastet 21.01.20