

**"Siste istids maksimum og deglasiasjon av
nordøstlige deler av Nordsjøen; glasi-
ale
prosesser og landskapsformer"**

Av

Cathrina Schäuble

Masteroppgave i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

November 2012

FORORD

Arbeidet med denne oppgaven har vært svært lærerikt, samtidig som det også har vært en utfordrende prosess. Jeg vil derfor gjerne rette en stor takk til mine veiledere Hans Petter Sejrup, Berit Oline Hjelstuen og Haflidi Haflidason for fantastisk oppfølging og kritisk gjennomlesning av oppgaven. Spesielt vil jeg få takke Berit for all hjelp til prosessering av data, samt med tekniske problemer som har oppstått underveis, og ikke minst kritisk gjennomlesning i siste liten.

Gjennom arbeidet med denne oppgaven har jeg jobbet med spennende datasett som har gitt meg muligheten til å lære mye om innsamling, behandling og tolkning av akustisk data, og ikke minst om isstrømmer og deres dynamikk. Jeg vil derfor rette en takk til Olex AS for fri tilgang til Olex databasen, samt Rolf Birger Pedersen for innsamling av TOPAS profiler i Norskerenna (2011 og 2012).

I tillegg vil jeg få takke alle mine medstudenter for fem utrolig flotte år ved Universitetet i Bergen! Dere har gjort studietiden til en fantastisk tid, med mange flotte minner og uforglemmelige feltturer. En spesiell takk vil jeg også gi til min fantastiske venninne, og medstudent, Siv Grind, som i tillegg til kritisk gjennomlesning av oppgaven, har gitt meg mange gode minner, mye latter og gjort hverdagen til en fest!

Til slutt vil jeg få takke mine foreldre og søsken for moralsk støtte og mye oppmuntring. En spesiell takk går til mamma og pappa for all økonomisk støtte, gjennom hele studietiden. Sist men ikke minst vil jeg rette en stor takk til min kjæreste, Torbjørn Helgheim, som har holdt ut med meg, støttet meg og motivert meg hele veien. Tusen takk!

Bergen, 20.11.2012

Cathrina Schäuble

SAMMENDRAG

Hovedformålet med denne oppgaven har vært å kartlegge glasiale erosjons- og avsetningsformer i nordlige deler av Norskerenna, for å fremskaffe et mer detaljert bilde av Norskerennaisstrømmens tilbaketrekningsmønster, isstrømdynamikk og avsetningsprosesser i tidsperioden fra da ismarginen var lokalisert ved eggakanten til Norskerenna ble isfri etter siste isstrømfase (20-19 000 år før nåtid). Studien er basert på tolkning av batymetriske data og grunnseismiske TOPAS profiler. I tillegg har tidligere publiserte kjernedata blitt benyttet til å etablere et kronologisk rammeverk, samt å bestemme litologien, til de identifiserte seismostratigrafiske enheter og formelementer i studieområdet.

Det er identifisert tre seismostratigrafiske enheter i studieområdet, Nc1-Nc3. Enhet Nc1 er tolket å bestå av morenemateriale, og en markant intern sekvensgrense i denne enheten, R1_i, er tolket å representere nedre grense av en utbredt deformasjonsmorene i studieområdet. Enhet Nc2 er tolket å bestå av glasimarint materiale avsatt under siste deglasiasjonsfase i Norskerenna, mens Enhet Nc3 er antatt å bestå av marine sedimenter avsatt i Holocen.

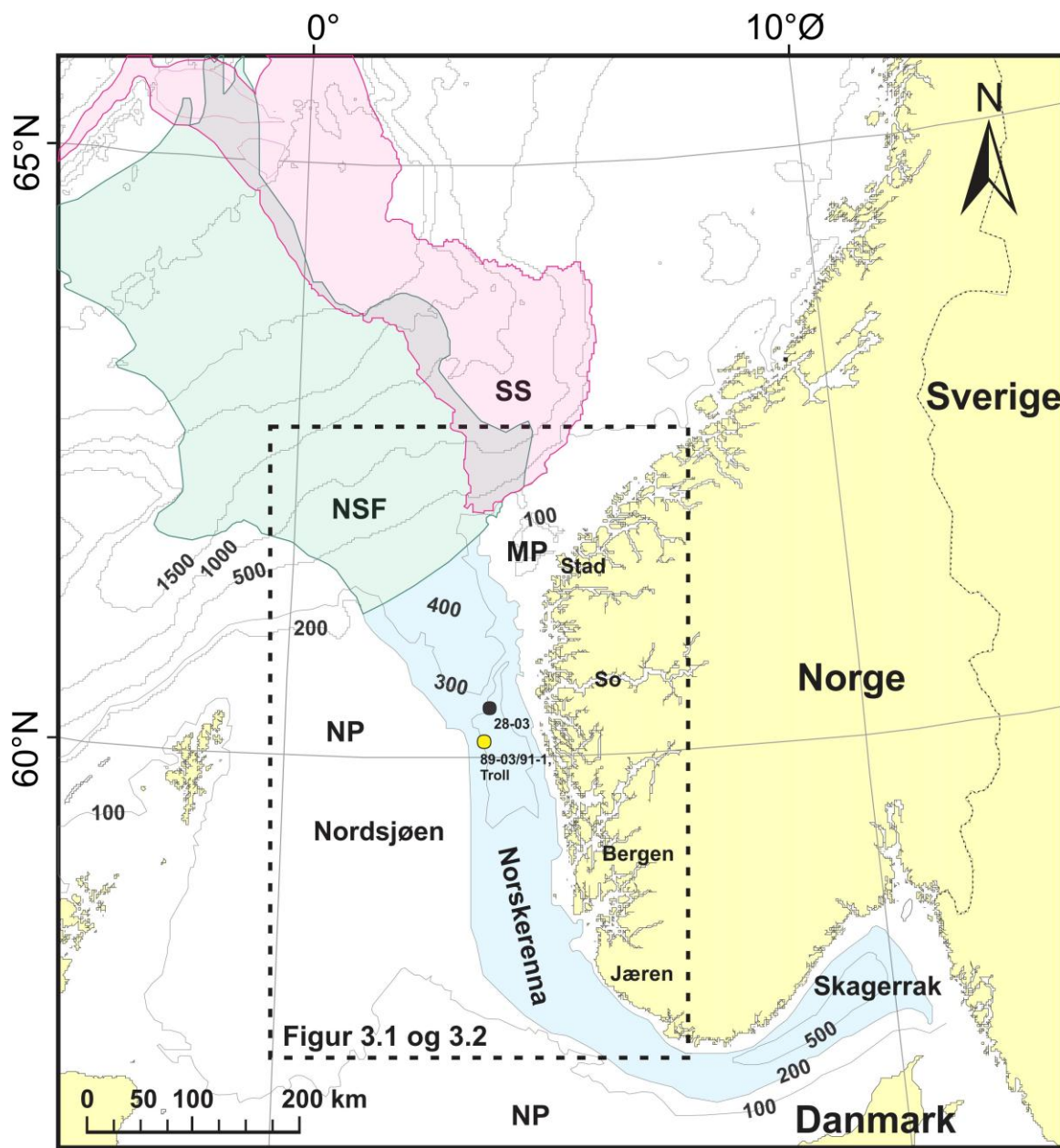
Seks ulike formelementer er kartlagt i studieområdet - megaskala glasiale lineasjoner (MSGLE-er), grunningsonekiler, transverse havbunnsrygger, midtmorener, transitte morenerygger og regionale glasiale lineasjoner. Formelementene har blitt identifisert og klassifisert ut fra morfologisk utforming og utbredelse på havbunnen, samt ut fra elementenes seismiske struktur og geometri under havbunnen. MSGLE-er, transitte morenerygger og midtmorener er kartlagt ved overgangen til krystallin berggrunn i et område fra eggakanten til Bergen i sør. Disse formelementene er orientert i en nordvest-sørøst retning og indikerer at tilførsel av is til Norskerenna delvis har forekommet gjennom de vestnorske fjordene og delvis ved transportert fra en mer sentral del av isdekket, gjennom Skagerrak. En grunningsonekile, karakterisert av en konveks og asymmetrisk geometri, er kartlagt ved eggakanten. Denne kilen definerer Norskerennaisstrømmens maksimale utbredelse under siste isstrømfase. Deformasjonsmorene kartlagt internt i Enhet Nc1 er karakterisert av MSGLE-er langs overflaten. Deformasjonsmorene, samt MSGLE-er, er antatt å ha blitt dannet i forbindelse med isstrømning under siste isstrømfase i Norskerenna. En skjærmarginal morenerygg, kartlagt ved Norskerennas utløp, er antatt å indikere den vestre marginen for isstrømning i denne tidsperioden. Nær eggakanten er også transverse morenerygger kartlagt. Disse ryggene er karakteriserte av en konveks og symmetrisk geometri. Ryggene indikerer trolig midlertidige stagnasjoner av isstrømmarginens tilbaketrekning, ved starten av den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna. Grunningsonekilene kartlagt sør av de transverse moreneryggene er antatt å gjenspeile en annen dynamikk og kan ha blitt dannet ved et senere stadium av tilbaketrekningsfasen. Dannelsen av disse kilene har trolig skjedd i forbindelse med en midlertidig stabilisering av ismarginen, som har inkludert subglasial transport av deformasjonsmorene til ismarginen.

INNHALDSFORTEGNELSE

1. INTRODUKSJON	1
2. BAKGRUNN	
2.1 TEKTONISK UTVIKLING.....	6
2.2 GLASIASJONSHISTORIE.....	9
2.3 KVARTÆR STRATIGRAFI OG KRONOLOGI.....	16
2.4 ISSTRØMMER.....	21
2.4.1 BAKGRUNN.....	21
2.4.2 STRØMNINGSDYNAMIKK.....	22
2.4.3 GEOMORFOLOGI SOM INDIKERER PALEO-ISSTRØMLOKALITETER.....	24
3. DATA OG METODER	30
3.1 DATAGRUNNLAG.....	31
3.1.1 TOPAS PROFILER.....	31
3.1.2 OLEX DATA.....	32
3.1.3 BATYMETRISKE DATA.....	35
3.2 TOLKING AV AKUSTISK DATA.....	35
3.2.1 HAVBUNNSMORFOLOGISK TOLKNING.....	35
3.2.2 SEISMISKE PRINSIPPER OG TOLKING AV SEISMISK DATA.....	38
3.3 KVANTIFISERING AV FORMELEMENTER.....	40
3.4 KJERNE- OG BOREKJERNEDATA.....	45
3.5 PROGRAMVARE.....	46
4. RESULTATER	49
4.1 SEKVENSGRENSER, ENHETER OG SEDIMENTFORDELING.....	49
4.1.1 ENHET Nc1.....	50
4.1.2 ENHET Nc2.....	57
4.1.3 ENHET Nc3.....	63
4.2 GEOMORFOLOGI.....	70
4.2.1 TOPOGRAFISK POSITIVE FORMELEMENTER.....	72
4.2.2 TOPOGRAFISK NEGATIVE FORMELEMENTER.....	82
4.2.3 GEOMORFOLOGISK OPPSUMMERING.....	90
5. DISKUSJON	92
5.1 LITO- OG KRONOSTRATIGRAFI.....	92
5.1.1 ENHET Nc1.....	92
5.1.2 ENHET Nc2.....	93
5.1.3 ENHET Nc3.....	97
5.2 POST-GLASIALT AVSETNINGSMILJØ.....	98
5.3 TOLKNING AV FORMELEMENTER.....	100
5.3.1 LINEÆRE OG STORSKALA FURER.....	100
5.3.2 GRUNNINGSSONEKILER.....	103
5.3.3 TRANSVERSE RYGGER.....	106
5.3.4 LATERALE RYGGER.....	107
5.3.5 MEDIALE RYGGER.....	108
5.3.6 REGIONALE LINEÆRE FURER.....	110
5.4 DEFORMASJONSMORENE I NORSKERENNA.....	110
5.5 FREMSTILLING AV NORSKERENNAISSTRØMMENS TILBAKETREKNING.....	112
6. KONKLUSJON	122
REFERANSER	125
APPENDIKS	132

1. INTRODUKSJON

Norskerenna er et av de mest fremtredende formelementene i Nordsjøen (Figur 1.1), og utgjør et av mange dype trau og renner som strekker seg på tvers av den norske kontinentalsokkelen. Rennene er i hovedsak gravd ut av isstrømmer i forbindelse med gjentatte glasieringer på den nordlige halvkule de siste 2.5 millioner årene (Ottesen et al., 2005a; Sejrup et al., 2003). Av disse er Norskerenna en av de best undersøkte (f.eks. Sejrup et al., 2003).



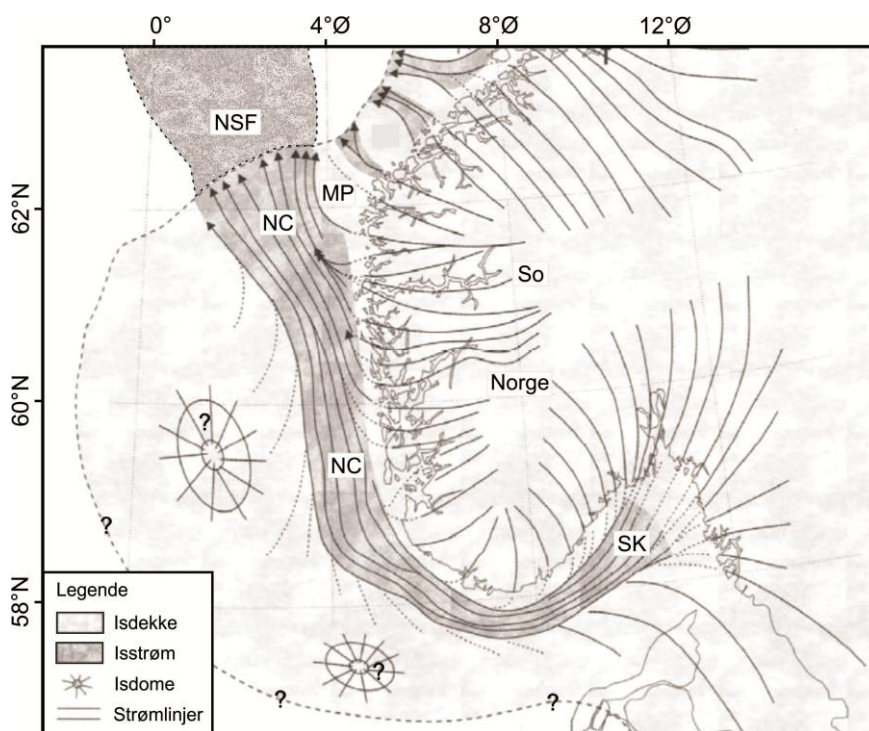
Figur 1.1. Oversiktskart over Nordsjøområdet som viser studieområdets geografiske beliggenhet. Studieområdet er markert av svart boks med stiplet linje. SS - Storeggaskredet; NSF - Nordsjøviften; MP - Måløyplatået; NP - Nordsjøplatået; So - Sognefjorden.

Norskerenna strekker seg ca. 850 km langs sørvestkysten av Norge, fra Skagerrak og ut til eggakanten (Figur 1.1). I Skagerrak når rennen sitt dypeste punkt, med et vanddyp på ca. 700 m. Utenfor Sør-Norge, i sentrale deler av renna, blir havbunnen gradvis grunnere (0.08° helning), og et vanddyp på ca. 250 m nås vest av Jæren (Figur 1.1). Videre, i nordgående retning, blir havbunnen igjen dypere (0.02° helning). I den sentrale delen, vest av Stad (Figur 1.1), er det registrert et vanddyp på ca. 400 m (Hjelstuen et al., 2012a). Ved eggakanten er Norskerenna på sitt bredeste, ca. 150 km. I denne studien vil begrepet Norskerenna benyttes om hele renna, fra indre Skagerrak og ut til eggakanten.

Allerede på slutten av 1800-tallet introduserte Helland (1885) teorien om at et enormt Skagerrak isdekke hadde strømmet langs norskekysten, utenfor Sørvest-Norge. Denne teorien ble senere avvist av geologer på 1960-tallet (Andersen, 1964; Høltedahl, 1993). Basert på flere studier av Norskerenna gjennom de siste tiårene er det i dag, imidlertid, en velakseptert teori at Norskerenna ble dannet som et resultat av repeterende isstrømaktivitet gjennom kvartær tid (Larsen et al., 2000; Longva & Thorsnes, 1997; Rise & Rokoengen, 1984; Sejrup et al., 1996; 2003; Stalsberg et al., 2003). Generelt kan en isstrøm beskrives som en avgrenset sone med rasktstrømmende is, omsluttet av områder med vesentlig lavere ishastigheter (Bentley, 1987; Paterson, 1994; Stokes & Clark, 2001). Under Norskerennaisstrømmens aktive perioder skal den ha erodert og transportert store mengder sedimenter, både fra fastlandet og selve renna, som til slutt har blitt avsatt som glasigene debrisstrømmer (GDF-er) på Nordsjøviften (Figur 1.2) (King et al., 1996; Nygård et al., 2005; Rise et al., 2004; Sejrup et al., 2003). Kjernedata fra Norskerenna indikerer at isstrømmen har bygd seg ut til eggakanten minst fem ganger de siste 1.1 millioner årene, under maksimale glasiasjonsfaser (f.eks. Sejrup et al., 1996; 2003). I disse periodene har det dype Skagerraktrauet fungert som en konfluenssone for isbevegelse fra Sørøst-Norge og Sør-Sverige, der Norskerenna skal ha bidratt til å drenere store deler av det Fennoskandiske isdekket (Figur 1.2) (f.eks. Sejrup et al., 2000a; 2003).

Isstrømmer er uten tvil den mest dynamiske komponenten innen et isdekke. Av den grunn er forståelsen for deres strømningsdynamikk svært avgjørende med hensyn på rekonstruering av paleo-isdekkers strømningsmønster, samt forstå hvordan isdekker oppfører seg gjennom en glacial syklus med hensyn på konfigurasjon og stabilitet (Stokes & Clark, 2001). Isstrømmer er også observert å etterlate seg karakteristiske avtrykk, i form av glasiiale formelementer. Godt bevarte formelementer kan i stor grad benyttes til å si noe om isstrømmenes og underlagets egenskaper, samt gi en indikasjon på strømningshastighet (Stokes & Clark, 1999; 2001). En rekke

geomorfologiske undersøkelser av paleo-isstrømlokaliteter og moderne isstrømmer har blant annet blitt utført langs Norske-Barentshavmarginen (f.eks. Andreassen et al., 2004; 2008; *under utarbeidelse*; Bradwell et al., 2008; Graham et al., 2007; Nygård et al., 2004; Ottesen et al., 2001; 2005a; 2008; Rafaelsen et al., 2002; Rise et al., 2004; Winsborrow et al., 2010a) og i Antarktis (f.eks. Anderson & Fretwell, 2008; Canals et al., 2000; Dowdeswell et al., 2006a; 2006b; 2008; Graham et al., 2009; King et al., 2009; Ó Cofaigh et al., 2002; 2005a; 2005b; 2008). Basert på disse studiene har en oppnådd bedre forståelse for isstrømmers innflytelse på isdekkers stabilitet over tid.



Figur 1.2. Isstrømmodell som viser antatt isutbredelse og -strømning under siste glasiiale maksimum. NSF - Norsjøviften; MP - Måløyplataet; NC - Norskerenna; SK - Skagerrak; So - Sognefjorden (modifiser fra Ottesen et al., 2001).

1.1 Studieområdet

Studieområdet i denne oppgaven omfatter den nordlige delen av Norskerenna og tilsvarer et areal på omtrent 57 000 km². Fra studieområdets nordligste punkt, rett sør av eggakanten, strekker det seg ca. 500 km sørover til dets sørligste punkt, vest av Jæren (Figur 1.1). I vest avgrenses studieområdet av det relativt grunne Nordsjøplataet (<100 m), mens studieområdet i øst avgrenses av Måløyplataet og den krystalline berggrunnen langs kysten av Sørvest-Norge (Figur 1.1).

En rekke undersøkelser har tidligere fokusert på de glasiiale avsetninger i studieområdet. Et seismostratigrafisk og litostratigrafisk rammeverk, for den totale kvartære sekvensen, har blant

annet blitt utarbeidet basert på studier av akustiske og sedimentologiske data (Rise & Rokoengen, 1984; f.eks. Rise et al., 2004; Sejrup et al., 1995; 1996; 2000b; Sellevoll & Sundvor, 1974). En mer detaljert studie har blitt gjort av de post-glasiale avsetningene i studieområdet, med hensyn på litostratigrafi, biostratigrafi og kronologi (Haflidason et al., 1995; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Lehman et al., 1991; Nygård et al., 2007; Rise et al., 1984; Sejrup et al., 1994; Van Weering, 1983). Basert på en rekke ^{14}C -dateringer fra både Nordsjøviften og Norskerenna (King et al., 1996; Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994) har den siste deglasiasjonen av studieområdet blitt datert til ca. 15 000 ^{14}C år BP (ca. 18 000 år).

Basert på kartlegging av glisiale formelementer i studieområdet, samt omkringliggende områder, er det antatt at Norskerennaisstrømmen var aktiv for siste gang under Tampenfremrykket (f.eks. Sejrup et al., 2009). Beviser for dette kommer blant annet fra studier av akustiske data og sidesøknede sonardata fra eggakanten og Nordsjøviften (f.eks. King et al., 1996; Nygård et al., 2005), samt multistråledata fra Skagerrakområdet (f.eks. Longva & Thorsnes, 1997; Ottesen et al., 2000) og en rekke studier av glasial morfologi på Jæren (Larsen et al., 2000; Sejrup et al., 1998; 2000b; Stalsberg et al., 2003) og Måløyplatået (Nygård et al., 2004; Ottesen et al., 2001; 2005a).

1.2 Formål med oppgaven

I de senere årene har en ut i fra studier av sedimentkjerner og akustiske data fått ny informasjon om når Nordsjøen ble isfri etter siste istid. Informasjonen har bidratt til en bedre forståelse for marinbasert isdekkers rolle med hensyn på smeltevannstilførsel til Nord-Atlanteren. På tross av dette er det fremdeles en usikkerhet tilknyttet paleo-isdekkets stabilitet i forbindelse med isstrømmer, endring i havnivå og klima. En forståelse for dette samspillet anses å være viktig for å kunne forutse responsen til moderne isdekker ved eventuelle fremtidige klimaendringer.

Formålet med denne oppgaven vil derfor være å etablere et detaljert bilde av Norskerennaisstrømmens tilbaketrekningsmønster, fra ismarginen lå ved eggakanten til Norskerenna ble isfri etter siste isstrømfase. Dette for å oppnå en bedre forståelse for isstrømmens dynamikk, samt avsetningsprosesser relatert til isstrømmens tilbaketrekning.

Studien er hovedsakelig basert på detaljert undersøkelse av batymetriske data, der hovedmålet er å kartlegge glisiale erosjons- og avsetningsformer på havbunnen i studieområdet (Figur 1.1). I tillegg vil grunnseismiske (TOPAS) data benyttes som et supplement til å studere formelementene i detalj, samt etablere et seismostratigrafisk rammeverk for de glisiale og post-glasiale avsetningene i studieområdet. Resultatene settes deretter inn i et kronologisk rammeverk ved hjelp

av tidligere publiserte kjernedata, som også vil bli benyttet som et hjelpemiddel til å bestemme studieområdets litologi. Til slutt presenteres en fremstilling av Norskerennaisstrømmen tilbaketrekning, basert på kartlagte formelementer.

Olex datasettet har blitt gjort tilgjengelig for denne oppgaven av Olex AS, mens det sekundære batymetriske datasettet opprinnelig ble samlet inn av Statens sjøkartverk i tidsperioden 1965 – 1985. Dette datasettet har tidligere blitt publisert av Ottesen et al. (2001) og Nygård et al. (2004). De undersøkte TOPAS dataene har blitt samlet inn under en rekke forskningstokt med R/V G.O. Sars, i tidsperioden 2006-2012.

2. BAKGRUNN

I dette kapittelet introduseres først den tektoniske utviklingen for den midtnorske marginen, før glasiashistorien for Sørvest-Norge og nordøstlige deler av Nordsjøen oppsummeres. Videre presenteres kvartærstratigrafien i studieområdet, mens kapittelet avsluttes med en generell introduksjon av isstrømmer, inkludert strømningsdynamikk og de karakteristiske avtrykkene de etterlater seg.

2.1 Tektonisk utvikling

Det er i dag generelt akseptert at dagens havbunnsskorpe, i den nordlige delen av Nordsjøen (Figur 2.1), er et resultat av perioder med ekstensjon under Perm – tidlig Trias (ca. 250 millioner år siden) og under midt-Jura – tidlig Kritt (ca. 150 millioner år siden). Disse ekstensjonsperiodene skal ha vært adskilt av en periode med termal innsynkning (f.eks. Færseth et al., 1995; Odinsen et al., 2000; Roberts et al., 1995). I tillegg er antatt at senere ekstensjon, samt rekonfigurering av skorpen, også ble påvirket av prekambriske og kaledonske strukturer, samt ekstensjonskollaps av den kaledonske fjellkjeden (f.eks. Færseth et al., 1995; Odinsen et al., 2000).

Hovedsakelig består den midtnorske kontinentalmarginen av tre hovedsegmenter, adskilt av den østlige Jan Mayen bruddsonen (EJMFZ) og Bivrost Lineamentet (BL); Møre-, Vøring- og Lofoten-Vesterålen marginen (Figur 2.1). Marginen er beskrevet å ha blitt dannet ved kontinental oppsprekking under tidlig Kenozoikum (<65 millioner år siden) (f.eks. Faleide et al., 2008). Frem til slutten på den kontinentale oppsprekking i området forekom det en rekke serier med post-kaledonsk oppsprekkingsepisoder. Dette skal ha resultert i utviklingen av sedimentære bassenger, som for eksempel Møre- og Vøringbassenget (Figur 2.1). Disse sedimentære bassengene er i dag lokalisert utenfor Norskemarginen (f.eks. Brekke, 2000; Faleide et al., 2008; Skogseid et al., 2000). Vider vil det fokuseres på Møremarginen og Mørebassenget, som er mest aktuelt for denne studien.

Før åpningen av Nord-Atlanteren, under sen Jura - tidlig Kritt tid, ble den midtnorske marginens strukturelle rammeverk påvirket av en riftepisode som fant sted i det nordøstlige Atlanter-Arktis området. Dette er beskrevet som starten på utviklingen av Møre- og Vøringbassenget fra Kritt tid (Faleide et al., 2008). Under midt-Kritt (ca. 100 millioner år siden) skal store deler av Mørebassengets strukturelle relieff ha blitt fylt opp med sedimenter av øvre-Kritt opprinnelse (Faleide et al., 2008).

Ytterligere rifting fortsatte før den endelige oppsprekningen av Nord-Atlanteren under sen Kritt-Paleosen tid. Rifteperioden er antatt å ha startet for omtrent 81 millioner år siden (Ren et al., 2003). Langs Møremarginen er store deler av deformasjonen fra siste riftfase dekket av lavastrømmer, likevel ser strukturene ut til å fortsette ut i Norskebassenget (Figur 2.1) (Faleide et al., 2008).

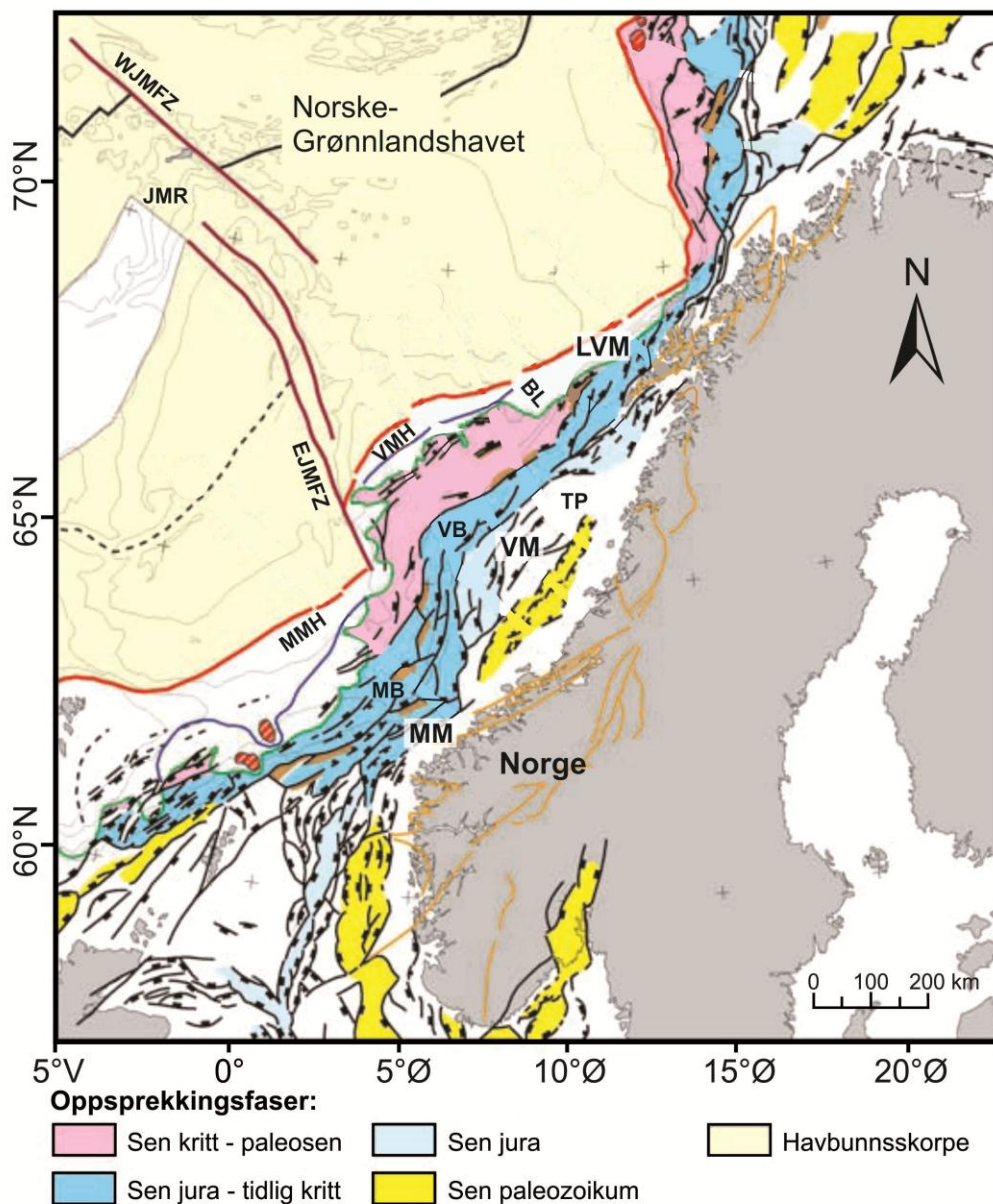
Under Paleosen skal Møremarginen ha vært karakterisert av relativt dype vannforhold. Dette skal ha resultert i høy tilførsel av erosjonsprodukter fra riftsonen i vest, som skal ha vært utsatt for betydelig landheving (Faleide et al., 2008; Hjelstuen et al., 1999). Store deler erosjonsprodukter skal også ha blitt avsatt i den nordøstlige Nordsjøen og den sørøstlige delen av Mørebasenget. Dette skal ha vært et resultat av landheving og erosjon av den nordvestlige delen av Sør-Norge (Faleide et al., 2002; 2008; Martinsen et al., 1999).

Den endelige oppsprekking av norskemarginen fant sted ved overgangen fra Paleosen - Eosen (ca. 55-54 millioner år siden). Oppsprekkingen skal ha terminert under en 3-6 millioner år lang periode med massiv magmatisk aktivitet, som også skal ha vært startfasen på havbunnsbredningen (Faleide et al., 2008). Etter oppsprekkingen, fra midt-Eosen tid (ca. 40 millioner år siden), opplevde den midtnorske marginen en regional innsynkning, samt moderat sedimentasjon. Videre skal den midtnorske marginen ha utviklet seg til en passiv rift-margin, med grense til Norge-Grønlandshavet (Figur 2.1) (Faleide et al., 2008)

Miosen tid (<23 millioner år siden) skal ha vært karakterisert av dype vannforhold, indikert av en økning av konturittavsetninger i dyphavet (Eiken & Hinz, 1993; Faleide et al., 2008; Laberg et al., 2005; Stoker et al., 2005). Perioden skal også ha vært karakterisert av åpningen av Framstredet, som resulterte i utviklingen av den nord-Atlantiske -Arktiske passasjen (10-20 millioner år siden) (Engen et al., 2008). Hendelsen er antatt å ha hatt en stor innflytelse på den regionale havsirkulasjonen (Faleide et al., 2008). Utvekslingen av dyphavsvann skal også ha forgått gjennom sørlige passasjer, som et resultat av innsynkningen av Grønland-Skottlanddryggen (Faleide et al., 2008; Stoker et al., 2005). Samtidig er det dokumentert en moderat regional landheving av Fennoskandia i denne perioden (Eidvin et al., 2007; Faleide et al., 2008).

Langs den midtnorske kontinentalsokkelen markerer en tydelig inkonformitet overgangen til avsetning av glasial sediment, som er antatt å indikere starten på Pleistosen glasiasjonen (ca. 2.6 millioner år siden) (f.eks. Faleide et al., 2008). De glasiære sedimentene utgjør mer enn halvparten av det totale sedimentvolumet som har blitt avsatt på den midtnorske marginen etter den kontinentale oppsprekkingen (f.eks. Faleide et al., 2008).

I dag er det dokumentert opp til 1000 m med Kvartær avsetninger i den sentrale delen av Nordsjøen (Caston, 1977; Van Weering, 1983). I den nordlige delen av Norskerennarena (Figur 1.1) ligger det opp til 200 m med kvartære avsetninger på toppen av Pliosen-Jura bergarter (Rise et al., 2004).

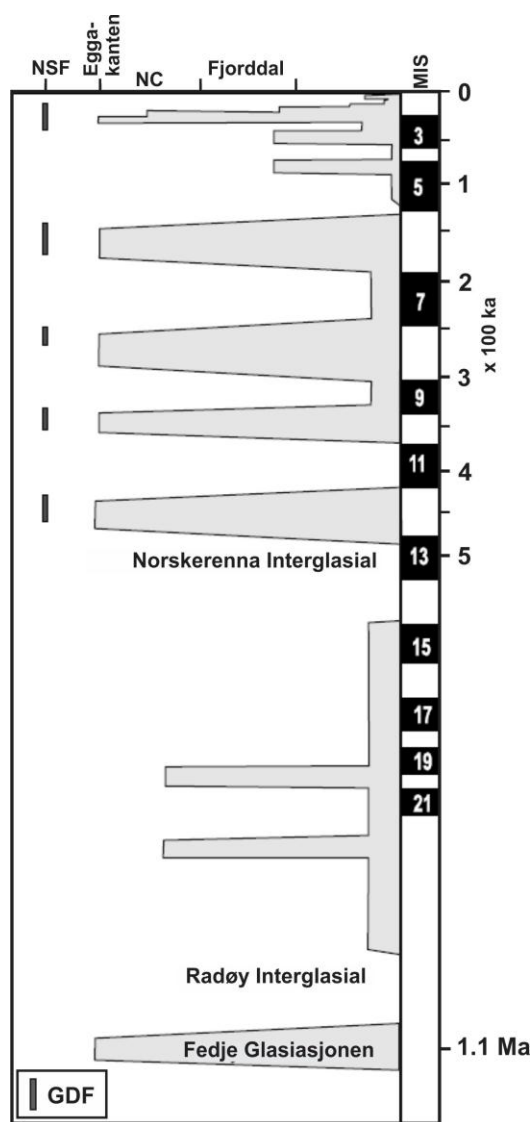


Figur 2.1. Et struktur-geologisk kart som viser elementer relatert til ulike oppsprekingsfaser som har hatt innvirkning på nordøstlige deler av Atlanteren (Grinde, 2012 (modifisert fra Faleide et al., 2008)). MM – Møremarginen; VM- Vøringmarginen; MB - Møre Bassenget; VB - Vøringbassenget; LVM - Lofoten-Vesterålenmarginen; EJMFZ - østlige Jan Mayen-bruddsone; WJMFZ - vestlige Jan Mayen-bruddsone; JMR - Jan Mayen-ryggen; BL - Bivrostlineamentet; MMH - Mørerandhøyden; VMH; Vøringrandhøyden; TP - Trøndelagsplatået; JMR - Jan Mayen-ryggen.

2.2 Glasiasjonshistorie

De mest omfattende glasiasjonene i Skandinavia er antatt å ha forekommet for omlag 2.8-2.5 millioner år siden og skal trolig ha vært et resultat av en langvarig global nedkjøling i sen Eocen tid (Mangerud et al., 1996; Sejrup et al., 2005). Basert på undersøkelser av dyphavskjerner er det dokumentert en betydelig økning av isdroppet materiale (IRD) i denne perioden, noe som er en sterk indikasjon på at klimaet var kjøligere og at det må ha vært tilstrekkelig med isfjell i Norskehavet (Kleiven et al., 2002). I tillegg til IRD indikerer også stabile $\delta^{18}\text{O}$ -isotopkurver fra dyphavskjerner utvikling av isdekker på den nordlige halvkule, samt et kjøligere klima, under Plio-Pleistosen tid (Mangerud et al., 1996).

I tidsperioden mellom ca. 2.0-1.2 millioner år skal isdekkene over Skandinavia hovedsakelig hatt en begrenset utbredelse (Jansen et al., 1988). Dette er dokumentert av medium IRD-pulser og relativt lave $\delta^{18}\text{O}$ -amplituder, samt redusert sedimentasjon langs norskemarginen. Etableringen av mer omfattende isdekker er antatt å ha forkommet for ca. 1.2-0.6 millioner år siden (Figur 2.2). I denne tidsperioden er det også dokumentert varmere og lengere interglasiale faser, som trolig kan ha vært tilknyttet innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser (Jansen et al., 1988). Fedjeglasiasjonen anses som den første omfattende utbyggingen av det Fennoskandiske isdekket (FIS) for Sørvest-Norges og skal ha funnet sted for ca. 1.1 millioner år siden (Figur 2.2) (f.eks. Sejrup et al., 1995; 2003). Under Fedjeglasiasjonen er det antatt at isdekket ekspanderte ut til eggakanten, utenfor Vest-Norge, hvor bunnmorener av omtrent samme alder er identifisert på Draugenfeltene (Haflidason et al., 1991), samt i boring 89-03 fra Norskerenna (Sejrup et al., 1994; 1995). Ut i fra observasjonene i boring 89-03 er det foreslått at Norskerennaisstrømmen (NCIS), under Fedje glasiasjonen, ble aktivisert for første gang (Figur 2.2) (Sejrup et al., 1995; 1996; 2000). Det også foreslått at isstrømmen kun skal ha ekspandert ut til eggakanten under maksimale glasiasjonsforhold (f.eks. Sejrup et al., 2000). Glasigene debrisstrømmer (GDF-er) kartlagt på Nordsjøviften (Figur 2.2) antyder at NCIS, under maksimale glasiasjonsfaser, skal ha vært en viktig transportagent for erosjonsmateriale fra Fennoskandia til kontinentalskråningen og dyphavet (f.eks. Figur 2.4) (King et al., 1996; 1998; Sejrup et al., 1996).



Figur 2.2. Glasiationskurve for Sørvest-Norge (modifisert fra Sejrup et al., 2005). NSF - Nordsjøviften; NC - Norskerenna; MIS - marint isotoptrinn; GDF - glasigene debrisstrømmer; Ma - millioner år siden; ka - tusen år siden.

I tidsperioden mellom ca. 1.1-0.5 millioner år (rundt marint isotoptrinn 12/13) skal Sørvest-Norge ha vært karakterisert av mindre ekstensive glasiasjoner, som trolig var begrenset til kystlinjen (Sejrup et al., 2000; 2005) (Figur 2.2). Mere omfattende glasiasjoner skal igjen ha blitt etablert etter ca. 0.5 millioner år, fra og med marint isotoptrinn (MIS)12 (Figur 2.2). Ut i fra identifiserte GDF-er på kontinentalskråningen er det foreslått at NCIS var aktiv under MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Figur 2.2) (King et al., 1996; Nygård et al., 2005; Sejrup et al., 2003). Blant annet er det antatt, basert på geomorfologiske og stratigrafiske observasjoner fra Jærenlavlandet (dvs. grensesonen til Norskerenna), at dette området skal ha vært innundret av Norskerennaisstrømmen minst seks ganger de siste 400 tusen årene (Larsen et al., 2000; Sejrup et al., 2000). Etter MIS 4 er det dokumentert at isstrømmen bygde seg ut til eggakanten under Karmøy stadial (MIS4/3),

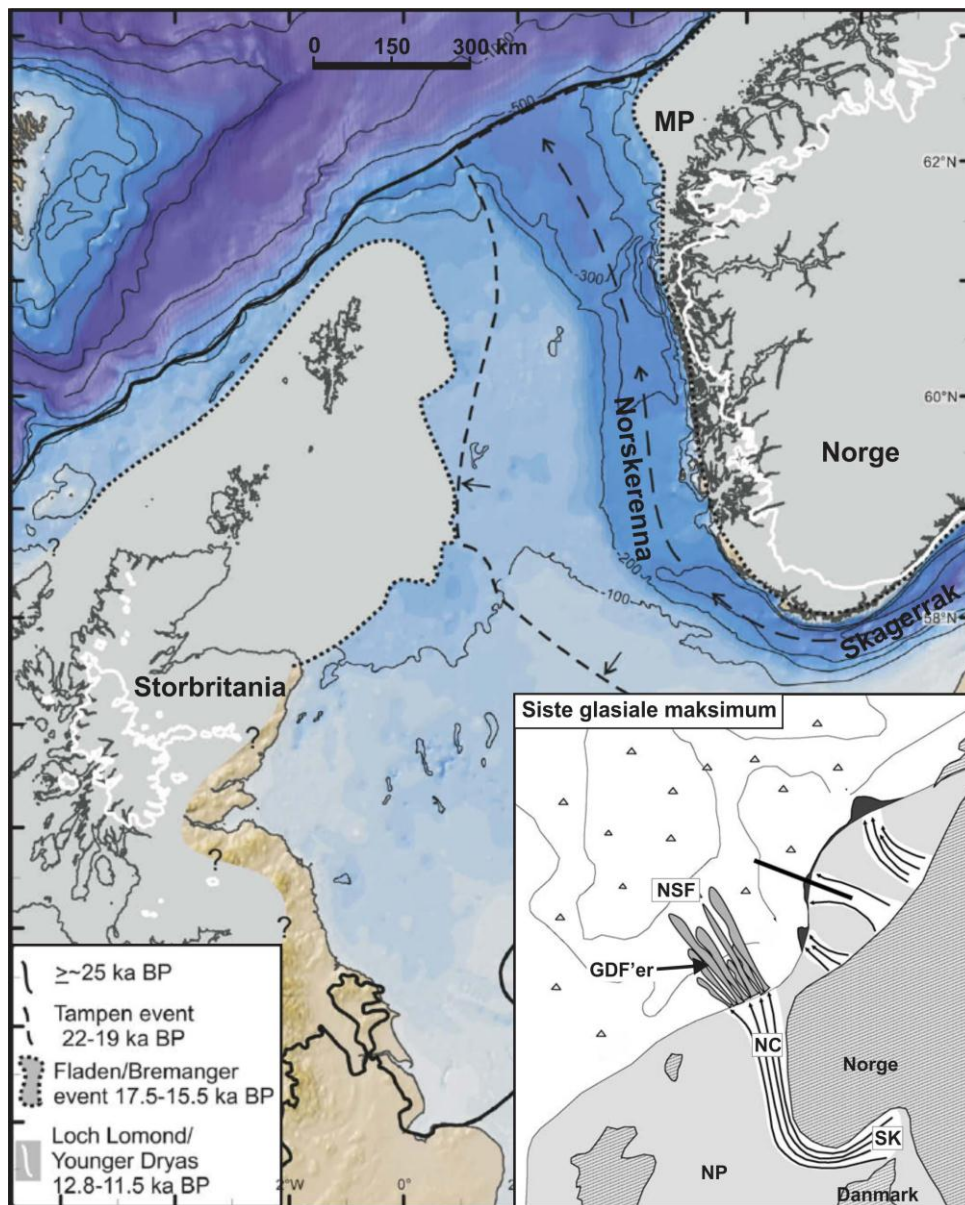
I tidsrommet mellom ca. 90-70 000 år (MIS4/3), under Karmøy stadial (Figur 2.3), skal et større isdekke ha bygd seg utover Skandinavia og Sørvest-Norge. Det er antatt at denne glasieringen skal ha vært den mest omfattende under tidlig-midt Weichsel og skal trolig ha ekspandert ut på kontinentalhyllene (Figur 2.3) (Mangerud et al., 2011). Karmøy stadial er korrelert med Sundsøre fremstøtet (65-60 000 år) i Danmark, hvor det er funnet morenemateriale av fennoskandisk opprinnelse (f.eks. Houmark-Nielsen, 2010). Blant annet har Graham et al. (2011) foreslått at det Fennoskandiske isdekket og det Baltiske isdekket skal ha okkuperte store deler av Danmark under denne perioden. Det er også foreslått at det Fennoskandiske isdekket og det Britiske isdekket (BIS) skal ha konvergert i sentrale deler av Nordsjøen (Carr et al., 2006). Trolig var FIS like, eller nesten like, ekstensivt i øst og vest i Norge som under MIS2 (dvs. LGM; siste glasiere maksimum) (Mangerud et al., 2011).

Etter Karmøy stadial fulgte Skjonghelleren stadial, ca. 42-38 000 år (MIS3), og Sandnes/Ålesund interstadial (ca. 38-34 000 år) (Figur 2.3). Der sistnevnte inkluderte begrenset utbredelse av FIS (f.eks. Mangerud et al., 2011). Dokumentasjon for Sandnes interstadialet kommer blant annet fra Jæren, i form av en 200 m tykk sedimentsekvens av marin opprinnelse (Larsen et al., 2000). Sekvensen ligger opp til 30 m over dagens havnivå, noe som er antatt å skyldes isostatisk nedpressing av landområdet gjennom gjentatte episoder med isstrømning i Norskerenna (Larsen et al., 2000; Sejrup et al., 1998).

I følge Svendsen et al. (2004) skal FIS for første gang ha ekspandert mot øst, over Sverige og Bottenhavet, under tidlig-midt Weichsel (MIS 5b). Deretter skal isdekket ha bygd seg ut over Finland og Finskebukta, samt deler av Danmark i sør (MIS4/tidlig MIS3) (Svendsen et al., 2004).

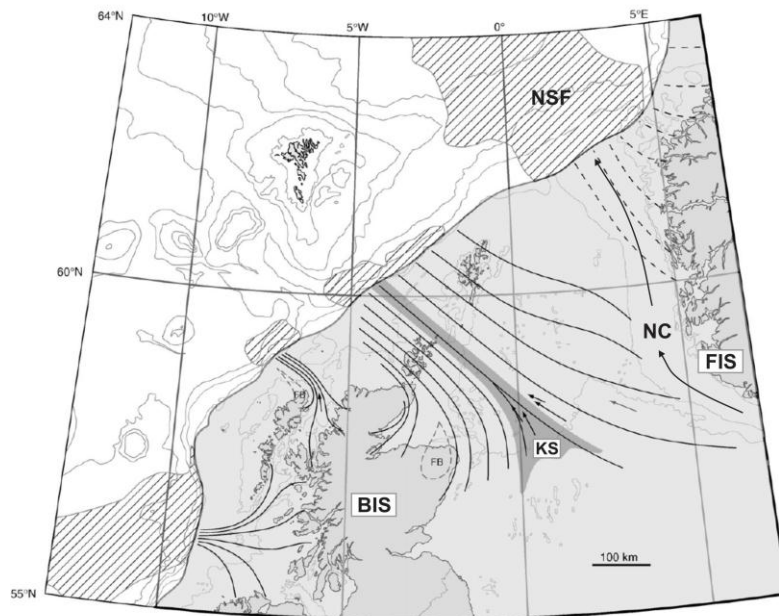
Sen Weichsel – maksimal isutbredelse

Etter Ålesund/Sandnes interstadial, fulgte en gradvis oppbygningen av LGM-isdekket, hvor det er antatt at Nordsjøen skal ha opplevd maksimal isutbredelse mellom ca. 29 - 25 000 år (Figur 2.4) (f.eks. Sejrup et al., 2009). I denne perioden skal ismarginen ha vært lokalisert langs eggkanten fra Spitsbergen til Irland (Sejrup et al., 2005). Det er også foreslått at FIS og BIS skal ha konvergert i sentrale deler av Nordsjøen under denne tidsperioden (Figur 2.4; 2.5) (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009).



Figur 2.4. Kart som viser isutbredelse ved siste glasiiale maksimum (LGM), Tampenfremrykket, Fladen/Bremanger hendelsen og Yngre Dryas (modifisert fra Sejrup et al., 2009). Utsnittet nederst til høyre viser en skjematisk modell av Norskerennastrømmen under siste glasiiale maksimum (LGM), som fungerte som en aktiv transportrute for erosjonsmateriale til Nordsjøviften (modifisert fra Hjelstuen et al., 2004). NSF - Nordsjøviften; GDF - glasiigene debrisstrømmer; NP - Nordsjøplatået; SK - Skagerrak; NC - Norskerenna.

I sørøstlige deler av Nordsjøen skal isdekket ha bygd seg utover Norskerenna og Skagerrak (f.eks. Rise et al., 2008; Sejrup et al., 2003), samt deler av Danmark, hvor isdekkets maksimale posisjon er datert til ca. 29-26 000 år (f.eks. Houmark-Nielsen & Kjær, 2003). Fra nord skal ismarginen ha utviklet seg til Kattegatisstrømmen, som videre skal ha ekspandert over det nordlige Danmark, Kattegat og kysten av Sverige. Megaskala glasiiale lineasjoner (MSGLE-er) orientert i en nord-sør retning langs Arendalterrassen kan trolig dokumentere dette, i følge Longva & Thorsnes (1997).



Figur 2.5. Under siste maksimale isutbredelse er det antatt at det Fennoskandiske isdekket (FIS) og det Britiske isdekket (BIS) konvergerert i sentrale deler av Nordsjøen. Isdekkets strømretning er indikert av sorte piler og linesjoner (modifisert fra Bradwell et al., 2008). KS - Konvergeringssone; NC - Norskerenna; NSF - Nordsjøviften.

For ca. 25 000 år siden brøt trolig kontakten mellom BIS og FIS (Sejrup et al., 2009), noe som er antatt å ha vært tilknyttet en økning i havnivå, etterfulgt av en kalvende ismargin og dannelsen av en marin bukt i nordlige Nordsjøen (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009). Påfølgende skal et mindre omfattende isfremstøt, Tampenfremrykket, ha funnet sted i tidsrommet mellom ca. 21-19 000 år (Figur 2.3; 2.4) (Sejrup et al., 2009). Samtidig som FIS ekspanderte vestover gjennom Norskerenna og ut på Nordsjøplataet, trolig for siste gang, er det antatt at marin sedimentasjon foregikk i Nordsjøbassenget (f.eks. Sejrup et al., 2009). Tilsvarende skal ha forekommet i den vestlige delen av Nordsjøen, hvor BIS skal ha ekspanderte østover under Fladenfremrykket (Figur 2.4). Sentrale deler av Nordsjøen er antatt å ha vært isfri de siste ca. 22 000 årene (Sejrup et al., 1994; 2009) og i følge Graham et al. (2011) skal Nordsjøen ha eksistert som et fullstendig isfritt basseng de siste 6000 årene.

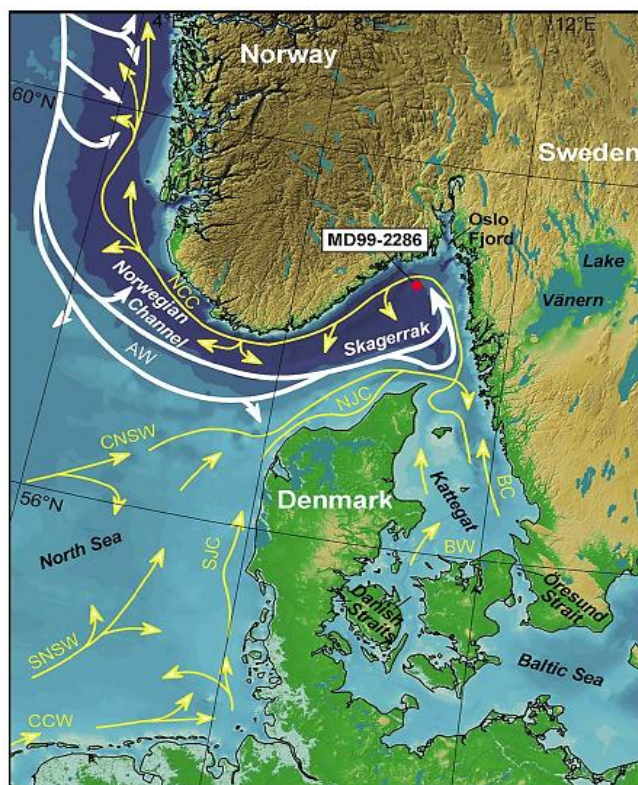
Den siste deglasiasjonen av Norskerenna skal ha startet for omlag 18 500 år siden (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994) og skal ha vært dominert av en kalvende ismargin og høy utslipp av IRD (f.eks. Haflidason et al., 1998; Sejrup et al., 1994). Alderen er basert på basale ^{14}C -dateringer fra boring 89-03 i Norskerenna (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994), samt studie av glasimarine avsetninger stratigrafisk over GDF-er på Nordsjøviften (King et al., 1996; 1998; Nygård et al., 2005). Ismarginen til Norskerennaisstrømmen skal trolig ha vært lokalisert inne i Skagerrakområdet (se Figur 1.1) ca. 500-1500 år etter at nedbrytingen startet ved eggakanten

(f.eks. Rise et al., 2008). Samtidig skal Norskerenna ha utviklet seg til et fjordlignende basseng, omringet av et grunnet isdekke inne i Skagerrak, langs den nordlige og sørlige skråningen (Rise et al., 2008).

Like etter nedbrytingen av NCIS startet skal FIS ha ekspandert ut på Måløyplatået, kjent som Bremanger hendelsen (Figur 2.4) (Nygård et al., 2004). Fremrykket skal trolig ha funnet sted mellom ca. 17 500 - 15 500 år (15 - 13 300 ^{14}C år BP; *before present*) (Holtedahl & Bjerkli, 1982; Nygård et al., 2004). På Jæren, rett sør for Måløyplatået (se Figur 1.1), skal ismarginen ha vært lokalisert innenfor kystlinjen. Her er deglasiasjonen datert til ca. 15 500 år (13 000 ^{14}C år BP) (Andersen, 1960). I Bergensområdet, nord for Jæren (se Figur 1.1), er deglasiasjonen datert til ca. 14 500 år (12 700 ^{14}C år BP) (Mangerud, 1970; 1977).

Etter at marginen til FIS hadde trukket seg innlands, gjennom de vestnorske fjordene, oppstod en midlertidig stagnasjon og/eller fremrykk under Yngre Dryas (ca. 12 700 - 11 500 år) (Figur 2.3; 2.4) (f.eks. Lohne et al., 2007). Denne perioden skal ha vært dominert av et merkbart kjøligere klima (Mangerud et al., 2011). Enkelte områder, som for eksempel Bergensområdet, opplevde et nytt isfremstøt, mens i andre områder langs norskekysten sto ismarginen stille (Mangerud et al., 2011). I Trondheimsområdet er det blant annet dokumentert at ismarginen gikk seg tilbake under Yngre Dryas (Reite, 1994). Den endelige deglasiasjonen skal ha skjedd etter ca. 11 500 år, hvor rask nedsmelting og kalving fortsatte inn i de vestnorske fjordene (f.eks. Mangerud et al., 2011). Etter dette skal isdekket ha brutt opp i separate isdomer, hovedsakelig fokusert i de norske fjellområdene (Nesje & Dahl, 1993).

Overgangen fra senglasialt til post-glasialt miljø i Norskerenna, er beskrevet å ha vært karakterisert av en drastisk nedgang i sedimentasjonsrater, fra terrigen til biogen sedimentasjon. Hele den post-glasiale perioden er antatt å ha vært preget av en generelt lav sedimentasjonshastighet (f.eks. Andersen et al., 1995). Dagens sedimentasjon i Norskerenna er hovedsakelig påvirket av innstrømning av nordatlantiske vannmasser (Figur 2.6). Vannmassene strømmer inn mellom Skottland og Norge og danner en antiklokkveis sirkulasjon i Nordsjøen. Deler av de Atlantiske vannmassene følger Norskerennas vestlige margin og strømmer sørover i retning Skagerrak (Figur 2.6). Innerst i Skagerrak møter de Atlantiske vannmassene vannmasser som strømmer inn fra sentrale og sørlige deler av Nordsjøen (Figur 2.6). I Skagerrak blandes vannmassene med mindre saline vannmasser fra det baltiske hav. I sammen strømmer disse vannmassene ut av Norskerenna igjen, som den norske kyststrømmen (NCC) (Figur 2.6) (f.eks. Gyllencreutz et al., 2005; 2006).



Figur 2.6. Dagens havsirkulasjon i den nordøstlige deler av Nordsjøen (Gyllencreutz et al., 2006). Pilenes bredde indikerer den relative størrelsen på volumtransporten. Hvite piler indikerer vannmasser som strømmer inn i Norskerenna, direkte fra Atlanterhavet, mens gule piler indikerer transport via det Baltiske hav eller Nordsjøen.

2.3 Kvartærstratigrafi og kronologi

Den totale kvartærstratigrafien i Norskerenna har blant annet blitt presentert av Sejrup et al. (1995), hovedsakelig basert på den 219 m lange borekjernen 89-03 (se Figur 1.1), samt seismiske data fra den nordlige delen av Norskerenna (Figur 1.1). Kjernerstratigrafien har blitt delt inn i seks litosoner, L1-L6, som er korrelert med fem seismostratigrafiske enheter, Enhet A-D (Figur 2.7). De øverste 20 m av boring 89-03 har blitt studert i detalj (Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1994), blant annet med hensyn på ^{14}C -kronologi, biostratigrafi og litostratigrafi, samt andre sedimentologiske paramenter (f.eks. skjærstyrke, vanninnhold osv.) (Figur 2.9). I tillegg har en 3 m lang sedimentkjerne (91-1) (se Figur 1.1), fra samme lokasjon, blitt korrelert med de øverste meterne av borekjernen. Den påfølgende beskrivelsen, med hensyn på litostratigrafi og seismostratigrafi i Norskerenna, er basert på Sejrup et al. (1995) og Sejrup et al. (1994).

Kjerne stratigrafi – boring 8903 (Troll)

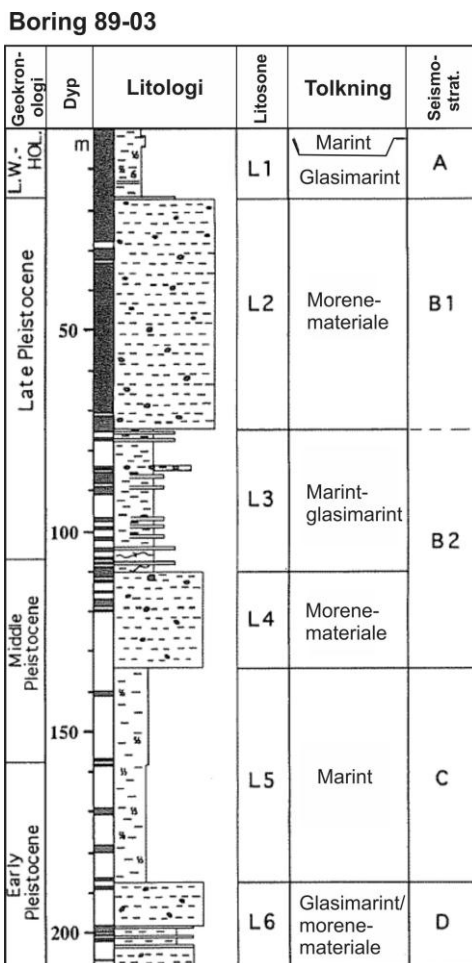
Litosone L6 (Fedje diamikton) (Figur 4.7) er tolket som morenemateriale og er beskrevet å bestå av matriksbåren diamikton, adskilt av mørke tynne lag med sand. *Litosone L5* (Figur 4.7) er tolket

å ha blitt avsatt under normal-marine forhold, hvor det er antatt at det marine miljøet skal ha variert over tid. Sedimentene er beskrevet å bestå av godt sorterte og finkornede sedimenter. *Litosone L4* (Figur 4.7) har ingen veldefinert nedre grense, men viser likevel likhetstrekk med litosone L6 og L2. Litosonen består av et massivt matriksbåret diamikton, med liten variasjon i kornstørrelsefordeling. Basert på observasjonene har *Litosone L4* blitt tolket som morenemateriale. *Litosone L3* (Figur 4.7) indikerer store miljøvariasjoner, og er tolket til å ha blitt avsatt under et glasialt til normal-marint miljø. Litosonen er beskrevet til å bestå av massiv diamikton, med sett av delvis laminerte sedimenter (dvs. velsortert sand og grus). *Litosone L2* (Figur 4.7; 4.9) er tolket til å utgjøre bunnavsetning på en morene og representer muligens to til tre avsetningsepisoder. Litosonen er beskrevet til å bestå av sortert sand til massiv diamikton. Ellers viser enheten mange likhetstrekk med litosone L4 og L6. *Litosone L1* (Figur 4.7; 4.9) er tolket til å ha blitt avsatt i et marint til delvis glasimarint miljø, under siste deglasiasjon og Holocen. Litosonen består av ukonsoliderte og veldig finkornede sedimenter, med unntak av et intervall mellom 7.5-1.8 m, som består av grovere sedimenter (Figur 4.9).

Seismisk stratigrafi

Enhet D (Figur 4.7) er karakterisert av en akustisk homogen refleksjonskarakteristikk. Den er også observert med en mektighet på opp til 20 m i øst-vest retning, samt at den er observert å kile ut i vestlige deler av renna. Fra nord-sør er enheten observert med en mektighet på <45 m og er i tillegg observert å kile ut i sørlige deler av renna. Enhet D har blitt korrelert med *Litosone L6* (Figur 2.7). *Enhet C* (Figur 2.7) er karakterisert av en akustisk laminert refleksjonskarakteristikk, samt en mektighet på opp til 50 - 60 m, fra øst til vest i renna. Akustisk laminerte sedimenter har også blitt observert vest av Jæren og er antatt å representere Enhet C. Enhet C har blitt korrelert med *Litosone L5* (Figur 2.7). *Enhet B* er delt i to internenheter, B1 og B2 (Figur 2.7), basert på en relativt sterk internreflektor. Enhet B2 er observert med størst mektighet i østlige deler av renna, mens Enhet B1 viser størst mektighet i vestlige deler av renna (ca. 55 m). I området rundt boring 89-03 (se Figur 1.1) er Enhet B2 karakterisert av en linse-formet sekvens, som er antatt å representere *Litosone L3*. Lengst sør i renna er Enhet B1 observert å kile ut på havbunnen, samtidig som den er observert å kile ut ved kysten nær boring 89-03. På grunn av et karakteristisk hummocky mønster skiller imidlertid grensereflektor B/A seg fra de resterende reflektorene i renna. Nær kysten, hvor Enhet B kiler ut på havbunnen, er det observert «rygger» som er antatt å representere isberg-skuremerker eller morene avsetninger. Enhet B2 er antatt å representere *Litosone L4-L3*, mens Enhet B1 er antatt å representere *Litosone L2* (Figur 2.7; 2.9). *Enhet A* (Figur 2.7) er karakterisert av en akustisk laminert refleksjonskarakteristikk og er observert å

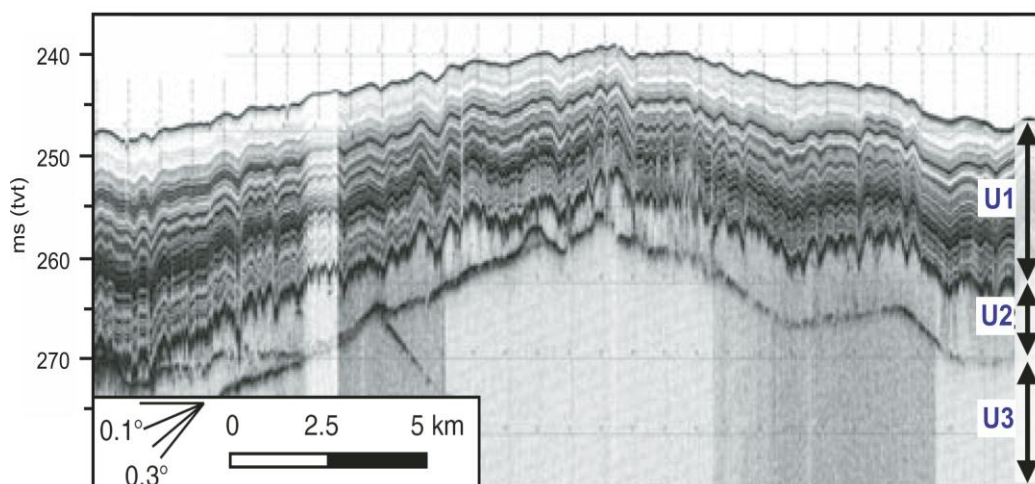
drapere over Enhet B. Nær kystområdet hvor sterke havstrømmer har begrenset sedimentasjon, er Enhet A for tynn til å bli registrert. Enhet A er korrelert med Litosone L1 (Figur 2.7; 2.9).



Figur 2.7. Geokronologi, litostratigrafi og seismostratigrafi fra den nordlige delen av Norskerenna (modifisert fra Sejrup et al., 1995). For borekjernelokalitet, se Figur 1.1.

I tillegg til den øvrige seismostratigrafien (Figur 2.7), har Nygård et al. (2007) publisert et høyt oppløselig TOPAS profil fra Norskerenna (Figur 4.8). Profilet er lokalisert nord for boring 89-03 (se Figur 1.1). Enhet U3 og U2 fra Nygård et al. (2007) (Figur 2.8) er begge karakterisert av en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk. Den stratigrafisk nederste enhetene, U3, er beskrevet som overkonsolidert morenemateriale, mens Enhet U2 er beskrevet som svakt overkonsolidert morenemateriale, karakterisert av relativ lav skjærstyrke, en flat nedre grense og en irregulær øvre grense. Den irregulære øvre grensen er antatt å utgjøre megaskala glisiale lineasjoner (MSGLE-er) (Figur 2.8). Nygård et al. (2007) har sammenlignet Enhet U2 med tilsvarende enhet fra Marguerite Trough, Antarktis (Dowdeswell et al., 2004), tolket som subglasialt deformert morenemateriale, med lav skjærstyrke. Den øverste enheten, U1, er tolket

som stratifiserte hemipelagiske sedimenter, avsatt under den siste deglasiasjonen og Holocen (<18 500 år (Nygård et al., 2007). Enhet U3 og U2 er antatt å tilsvare Enhet B1 og Litosone L2, mens Enhet U1 tilsvare Enhet A og Litosone L1 fra (Sejrup et al., 1995) (Figur 2.7).



Figur 4.8. Høytoppløselig TOPAS profil fra Norskerenna, lokalisert nord for boring 89-03 (Figur 1.1). Enhet U1 tilsvare overkonsolidert morenemateriale, Enhet U2 tilsvare svakt overkonsolidert morenemateriale og Enhet U3 er tolket som hemipelagisk/glasimarint materiale (modifisert fra Nygård et al., 2007).

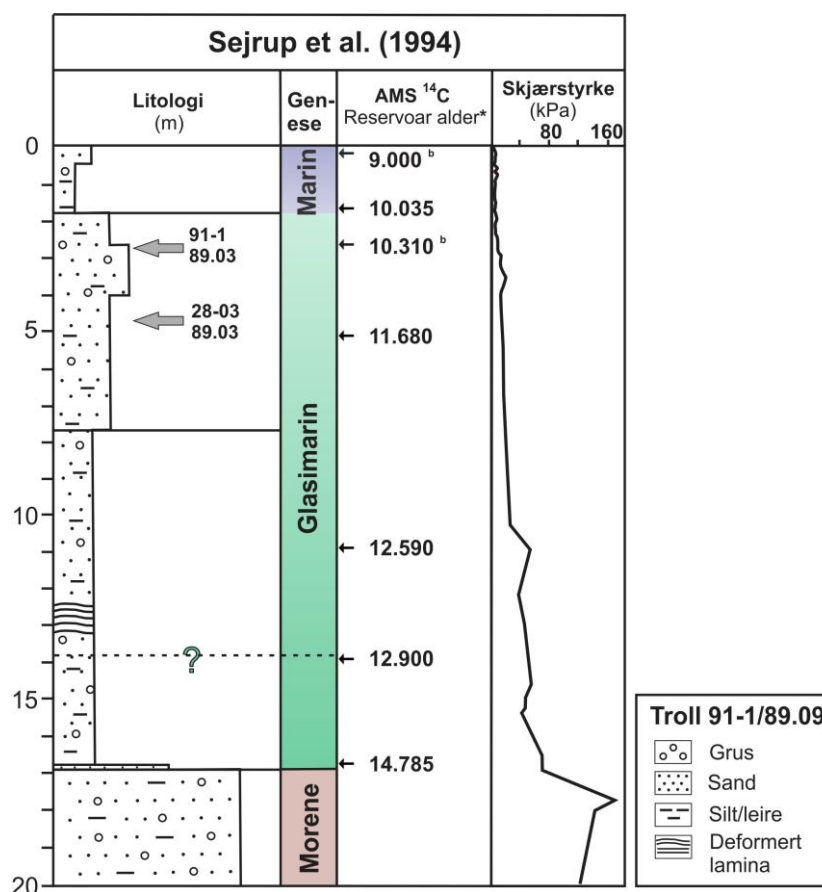
Kronologi

Det kronologiske rammeverket etablert for den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna er hovedsakelig basert AMS ^{14}C -dateringer fra de øverste ca. 20 meteren av boring 89-03, samt dateringer fra sedimentkjerne 91-1, 28-03 (Figur 1.1; 2.9; 2.10) (Haflidason et al., 1995; Klitgaard-Kristensen et al., 2001; Sejrup et al., 1994) og boring 3.1 fra Troll (Figur 2.10) (Lehman et al., 1991). I tillegg eksisterer det dateringer fra Nordsjøviften (King et al., 1998; Nygård et al., 2007) og Nordsjøplataet (Rise & Rokoengen, 1984; Rokoengen et al., 1993; Sejrup et al., 1994), som samsvarer med deglasiasjonen av Norskerenna, antatt å ha forekommet for ca. 18 500 år siden (Sejrup et al., 1994).

De to kjernene A79-146 og A79-156 (Figur 2.10) er begge lokalisert på Nordsjøplataet (se Figur 1.1). Dateringer fra A79-146 er basert på skjellfragmenter identifisert i morenematerialet og indikerer at Norskerennaisstrømmen ekspanderte over denne delen av Nordsjøplataet etter ca. 22 400 år (ca. 18 800 ^{14}C år BP), under Tampenfremrykket (Figur 2.10) (Rise & Rokoengen, 1984; Sejrup et al., 1994). Dateringer fra A79-156 er basert på foraminifere og mollusker identifisert i marint materiale, stratigrafisk under glasialt diamikton. Dateringene indikerer at denne delen av Nordsjøen var isfri for ca. 35 000 år siden. Den antatte isfrie perioden har blitt korrelert med Ålesund/Sandnes interstadial (Figur 2.10) (Rokoengen et al., 1993; Sejrup et al.,

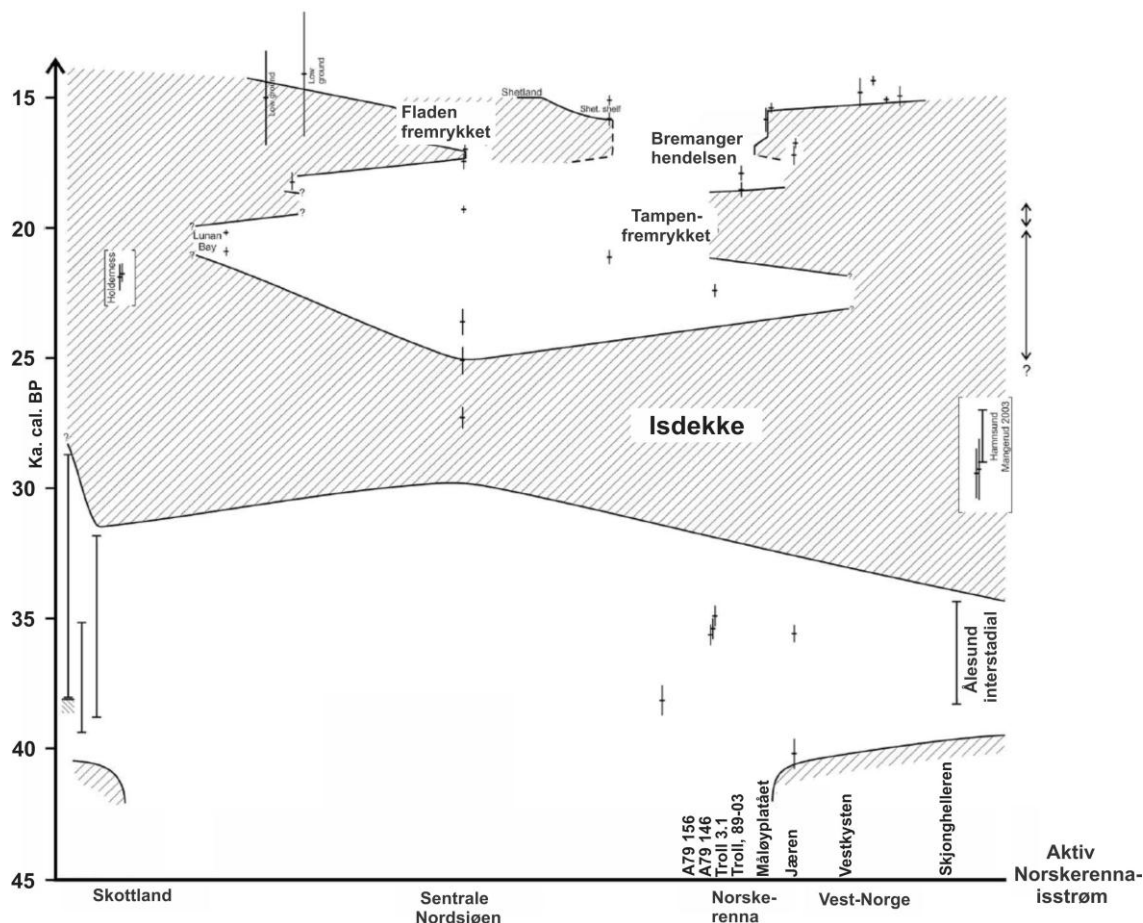
1994), som skal ha funnet sted før Nordsjøen opplevde maksimal isutbredelse i tidsrommet mellom ca. 29-25 000 år (Figur 2.10) (Sejrup et al., 1994; 2009).

Etter Tampenfremrykket (ca. 22-19 000 år) (Sejrup et al., 2009) har deglasiasjonen av Norskerenna blitt datert til ca. 18 500 år (ca. 15 000 ^{14}C år BP) i boring 89-03 og 3.1 (Sejrup et al., 1994; Lehman et al., 1991), ved Troll-feltet i Norskerenna (Figur 1.1; 2.9; 2.10). De stratigrafisk øverste GDF-ene på Nordsjøviften er i tillegg antatt å ha blitt avsatt for ca. 19 000 år siden (16 000 ^{14}C år BP) (King et al., 1998). Siden har både glasimarin og marine sedimentasjon pågått i Norskerenna og på Nordsjøviften (f.eks. Figur 2.9). Etter ca. 17 500 - 17 000 år (14.5-13 000 ^{14}C år BP) er det antatt at marginen til Norskerennaisstrømmen skal ha vært lokalisert innerst i Skagerrak (se Figur 1.1) (f.eks. Rise et al., 2008). Dateringer fra Lønstrup, Nord-Jylland, styrker observasjonene fra Norskerenna, hvor deglasiasjonen er datert til ca. 17 500 år (ca. 14 5 000 ^{14}C år BP) (Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Richardt, 1996).



Figur 2.9. Litologi, tolkning (genese), ^{14}C -kronologi og skjærstyrke fra de øverste 20 m av boring 89-03 i Norskerenna. Sedimentkjerne 91-1 og 28-03 har blitt korrelert med de øverste meterne av borekjerne, indikert av grå piler (modifisert fra Sejrup et al., 1994). ^{14}C -dateringer er hentet fra Klitgaard-Kristensen et al. (2001). Morenematerialet tilsvarer litosone L2 og Enhet B1, mens glasimarin/marint materiale tilsvarer Litosone L1 og Enhet A i Figur 2.7. For kjernelokalitet, se Figur 1.1.

Måløyplatået, som grenser til Norskerenna i nordøst (se Figur 1.1), er antatt å ha opplevde et lokalt isfremrykk i tidsrommet mellom ca. 17 500 - 15 500 år (15 - 13 300 ^{14}C år BP) (Figur 2.10; Bremanger hendelsen), hvor daterte mollusker, identifisert i glasimarine sedimenter på platået, indikerer en alder på 15 500-15 800 år (Holtedahl & Bjerkli, 1982; Nygård et al., 2004). Som nevnt over skal Jæren ha vært isfri etter ca. 15 500 år (13 000 ^{14}C år BP) (Andersen, 1960), mens Bergensområdet skal ha vært isfritt etter ca. 14 500 år (12 700 ^{14}C år) (Mangerud, 1970).



Figur 2.10. Glasiassjonskurve for den nordlige Nordsjøen, mellom Skottland og Norge (modifisert fra Sejrup et al., 2009). Kjernelokalitet 8903/91-1, 3.1, A79-146 og A79-156 er indikert på figuren.

2.4 Isstrømmer

2.4.1 Bakgrunn

Isstrømmer er beskrevet som soner med rasktstrømmende is (hundre til tusenvis av meter hvert år), begrenset av vesentlig sakterestrømmende is (Figur 4.11) (Dowdeswell et al., 2004; Stokes & Clark, 2001). De er observert å bli opp til flere titalls km brede og flere hundretalls km lange (Bennett, 2003). Den høye isfluksen som er registrert innenfor de rasktstrømmende sonene har

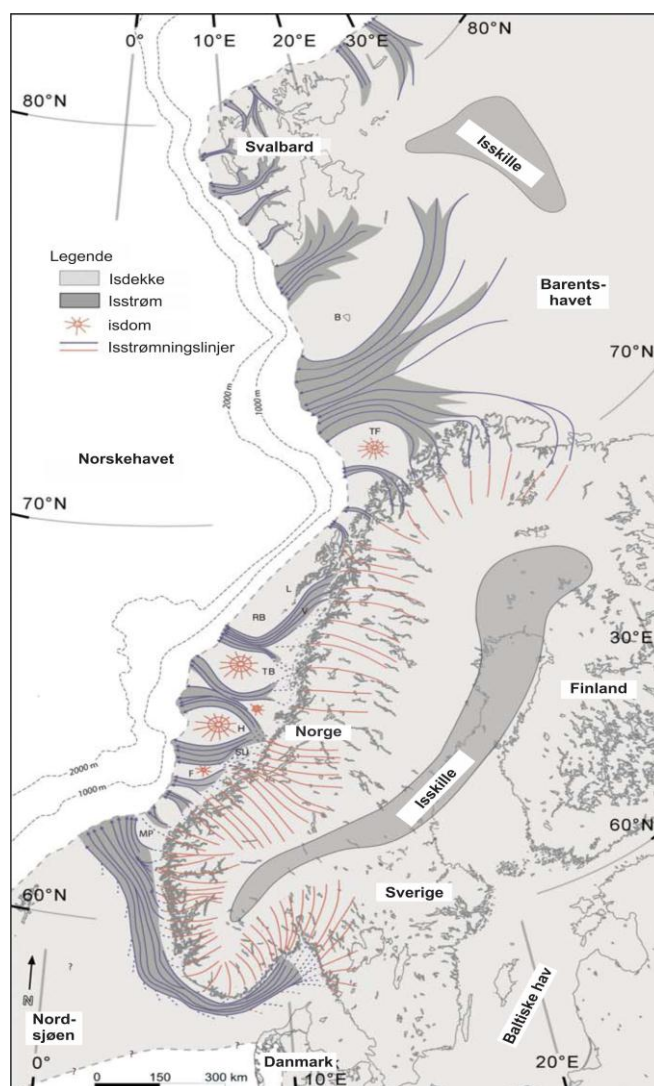
vist seg å ha stor effekt på isdekkers konfigurasjon og stabilitet. I Antarktis utgjør isstrømmene tilnærmet 10% av det totale isvolumet, samtidig som de står for omtrent 90% av den totale massetransporten til ismarginen (f.eks. Bennett, 2003). Isstrømmers evne til raskt drenere isdekker, inkludert utslipp av store mengder is, smeltevann og sedimenter, spiller derfor en kritisk rolle med hensyn på raske oseanografiske og klimatiske endringer (Andreassen et al., 2004; Bond & Lotti, 1990). Observasjoner fra moderne isstrømmer i Antarktis og på Grønland har nylig vist at isstrømmer kan varierer betydelig, både romlig og tidsmessig, i løpet av en relativt kort tidsskala (dvs. sub-dekadal). Variasjonen inkluderer akselerasjon og tynning, deakselerasjon, lateral migrasjon og stagnasjon av isstrømmarginen (f.eks. Anandakrishnan & Alley, 1997; Shepherd et al., 2004). Mekanismene som kontrollerer isstrømmers hurtig og varierende strømming, samt fremrykk og tilbaketrekning fra grunningslinjen, er antatt å være kompleks (Vaughan & Arthern, 2007) og en rekke faktorer og pådrivningskrefter har blitt foreslått: havtemperatur (f.eks. Shepherd et al., 2004), havnivåendringer (f.eks. Hollin, 1962), atmosfære temperatur (f.eks. Howat et al., 2007), dannelsen av grounding zone wedges (Alley et al., 2007), kanalisering av smeltevann under issålen (f.eks. Anandakrishnan & Alley, 1997) og dreneringsbassengets dimensjon (Ó Cofaigh et al., 2008). Det er fortsatt usikkert hvordan de ulike faktorene/pådrivningskreftene påvirker isstrømmer. Av denne grunn er det også vanskelig å forutse fremtidens ismassebalanse (f.eks. IPCC, 2007).

Til å vurdere moderne isstrømmers fremtidige endringer har en rekke paleo-isstrømmer på høyere breddegrad (f.eks. Figur 2.11) blitt studert med hensyn på deres inventar, som inkluderer karakteristiske avtrykk (dvs. formelementer) og underlagets geologi (dvs. hard berggrunn-ukonsoliderte underlag). Basert på godt bevarte formelementer, samt geologi, kan paleo-isstrømmers tidligere strømningsmønster rekonstrueres.

2.4.2 Strømningsdynamikk

Trolig er ikke isstrømmers interne deformasjon nok til å forklare deres høye strømningshastighet. Det er foreslått at også en reduksjon i den basale friksjonen, mellom issålen og underlaget, er nødvendig for å kunne forklare deres strømningshastighet på opp til flere hundre til tusen meter per år (f.eks. Ottesen et al., 2005a). Undersøkelser fra Antarktis har de senere årene dokumentert at isstrømmer er underlagt av et ukonsolidert, deformerbart sedimentlag, med relativt høy porøsitet (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2007). Der er også foreslått at en stor del av den raske strømmingen skyldes viskøs deformasjon av det subglasiale materialet (f.eks. Alley et al., 1986). Til sammen er det antatt at isstrømmen og det deformerbare underlaget danner

et koblet system, hvor samspillet mellom deformasjon og isstrømning utgjør en viktig komponent med hensyn på generering av rask isstrømning (Boulton et al., 2001).



Figur 2.11. Rekonstruksjon av strømningsregimet i det Eurasiske isdekket og Barents/Svalbard isdekket fra sen Weichselian (modifisert fra Ottesen et al., 2005a).

Boulton et al. (2001) har foreslått at den mekaniske oppførselen til det subglasiale systemet ikke kun kontrolleres av materialets egenskaper, men også av et subglasialt vanntrykk. Det subglasiale vanntrykket er igjen bestemt av et subglasialt dreneringsforhold, som viser seg å spille en viktig rolle i forbindelse med morenelagets deformasjonsevne og -hastighet (Boulton et al., 2001).

Undersøkelser viser også at isstrømmer favoriserer dype trau og fjorder, gjerne assosiert med en kalvende margin (Winsborrow et al., 2010b). Det skyldes at tykkere is akkumuleres i disse områdene, som igjen genererer mer varme på grunn av økt friksjon. Videre øker den basale

smelting, som promoterer rask isstrømning, ved at smeltevannet trenger ned i sedimentene under isen (Paterson, 1994; Winsborrow et al., 2010b). Dette bidrar til å danne et mykt vannmettet deformasjonslag (Ó Cofaigh et al., 2005a).

Selv om det er klart at en rekke isstrømmer er assosiert med et deformerbart subglasialt morenemateriale, er det fortsatt usikkert hvor stor innflytelse dette laget har med hensyn på hurtig isstrømning (f.eks. Dowdeswell et al., 2004).

2.4.3 Geomorfologi som indikerer paleo-isstrømlokaliteter

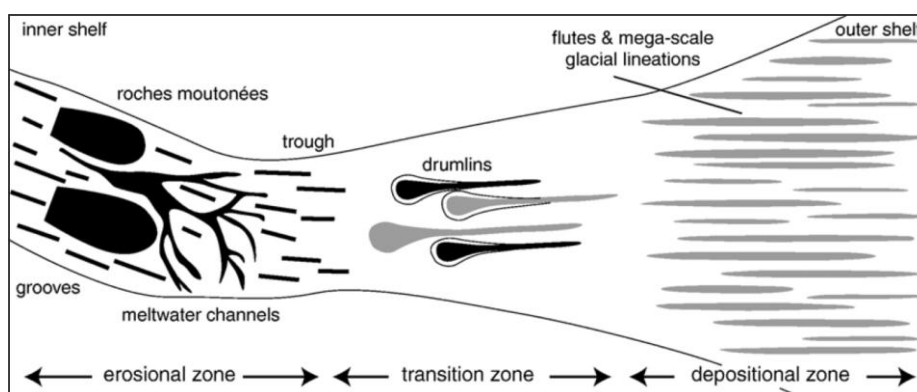
Som nevnt i introduksjonen etterlater isstrømmer seg karakteristiske avtrykk. Basert på moderne isstrømmers karakteristikk har Stokes & Clark (1999) utarbeidet en rekke kriterier for å kunne identifisere områder tidligere utsatt for isstrømning.

Et kriterium inkluderer avlange, subglasialt dannede formelementer. Disse har blitt identifisert i en rekke paleo-isstrømmer på høyere breddegrad, og deres dannelse kan trolig kobles direkte opp mot hurtig isstrømning (f.eks. Graham et al., 2009; Ó Cofaigh et al., 2002; Wellner et al., 2001). Formelementene viser en utvikling nedstrøm, på tvers av kontinentalmarginen. Deres lengde:breddeforhold øker gradvis ettersom formelementene utvikler en mer avlang morfologi i retning eggakanten (Figur 2.12). Denne utviklingen er antatt å være assosiert med en gradvis økning i strømningshastighet, som kan skyldes underlaget endring i geologi, fra krystalline berggrunn (dvs. indre kontinentalmargin) til et ukonsolidert underlag i selve trauret (Ó Cofaigh et al., 2002) (Figur 2.12).

Av de øvrige formelementene regnes *megaskala glasiale lineasjoner (MSGL-er)* som de viktigste indikatorene på tidligere, samt hurtig, isstrømning (Dowdeswell et al., 2008). Ut i fra deres distribusjon har en rekke paleo-isstrømmer blitt rekonstruert i Antarktis (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Mosola & Anderson, 2006; Ó Cofaigh et al., 2002; Wellner et al., 2001) og langs Norske-Barentshavmarginen (f.eks. Andreassen et al., 2008; Ottesen et al., 2005a; Rütther et al., 2011). MSGL-er opptrer i sett med strømlinjeformede rygger og traue, ofte i et deformert morenemateriale med lav skjærstyrke (Dowdeswell et al., 2004). De kan ha en utstrekning på flere titalls til hundretalls kilometer, samt en amplitude på noen få meter og en bølgelengde som varierer mellom et titalls meter og opp til flere hundre meter. Felles for lineasjonene er at de har et lengde:breddeforhold på $>1:10$ (Clark, 1993; Stokes & Clark, 1999). Dette er et viktig kriterium for å kunne klassifisere de som megaskala glasiale lineasjoner, samt konkludere med at rask

isstrømning har pågått. Selv om formelementene dokumenterer rask isstrømning, er det likevel ikke en selvfølge at isstrømning produserer MSGL-er (Stokes & Clark, 2002b).

Det er også usikkerhet relatert til lineasjonenes dannelsesprosess. Det har vært diskutert om de er dannet ved avsetning (Clark, 1993) eller om de utgjør furer dannet ved erosjon (Clark et al., 2003). Sistnevnte er basert på pløye-teorien («Groove-ploughing theory») som forklarer hvordan megaskala glasielle lineasjoner utvikles ved at uregelmessigheter langs issålen ploger avlange avtrykk i det ukonsoliderte underlaget. Uregelmessighetene er antatt å dannes i det isen passerer over hardt grunnfjell og i konfluenssoner, som et resultat av at isen har lavere styrke og deformasjonskapasitet sammenlignet med det harde underlaget. Etter som isen passerer det harde underlaget, og strømmer ut i den sentrale delen av trauret, vil de myke underlaget ta formen til issålen. Det skyldes at det myke underlaget har lavere styrke og deformasjonskapasitet enn passerende isen (Clark et al., 2003).



Figur 2.12. Subglasielle formelementer som er karakteristiske for paleo-isstrømlokaliteter. Figuren indikerer en utvikling av formelementer på tvers av kontinentalmarginen, der formelementene blir mer avlange og strømlinjeformede nedstrøms, i retning eggakanten (Wellner et al., 2001).

I senere tid har det blitt foreslått at MSGL-er dannes gjennom en kombinasjon av avsetning og erosjon, der sedimentdeformasjon og «pløying» av underlaget kontrolleres av utbredelsen, styrken og tykkelsen til det subglasielle morenematerialet, samt den lokale økning i basal friksjon referert til som «Sticky spots» (Ó Cofaigh et al., 2005b).

Submarin akkumulasjon av sedimenter er i følge Stokes & Clark (1999) et annet kriterium benyttet til å gjenkjenne paleo-isstrømlokaliteter, og inkluderer traumunningsvifter (TMF) (Vorren & Laberg, 1997) og till delta (Alley et al., 1989). Sistnevnte er også referert til som grounding zone wedge (f.eks. Howat & Domack, 2003) og till tongues (King et al., 1991). Videre

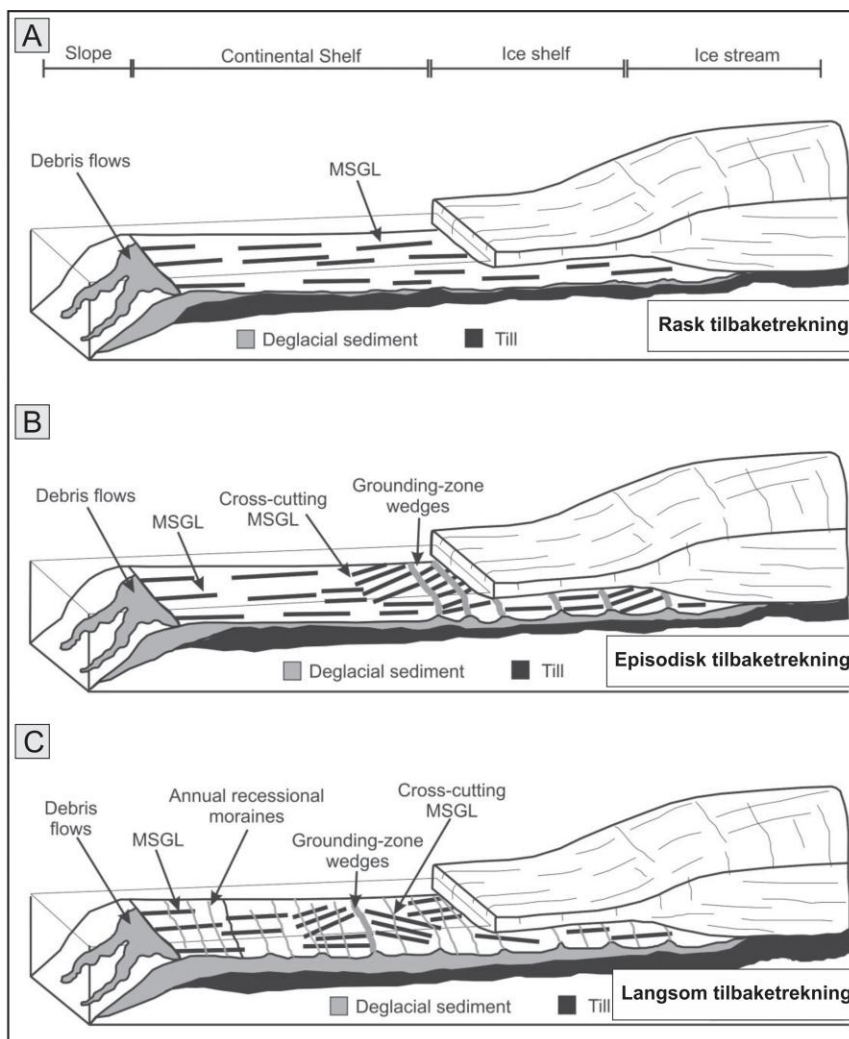
beskrives kun grounding zone wedge (GZW), da disse formelementene er mest relevant for denne studien.

Grounding zone wedges (GZW) er beskrevet å være karakterisert av en distale havbunnsrampe og en svakt hellende proksimalside. Formelementene er observert hyppig i paleo-trau langs den Antarktiske kontinentalmarginen (f.eks. Graham et al., 2009; Howat & Domack, 2003; Mosola & Anderson, 2006; Ó Cofaigh et al., 2005b; 2008), samt langs Norske-Barentshavmarginen (Andreassen et al., 2008; f.eks. Ottesen et al., 2005b; 2008). Ofte er GZW-ene observert med en utstrekning på flere titalls kilometer og en høyde på flere titalls meter. En utvikling av slike sedimentdeposentre er antatt å ha en stabiliserende effekt for ismarginen, med hensyn på endringer i havnivå (Alley et al., 2007; Anandakrishnan et al., 2007).

Hovedsakelig er det antatt at GZW-er dannes gjennom subglasial transport og avsetning av deformasjonsmorene ved isstrømmens grunningslinje (dvs. ismargin), under stillestående perioder (Alley et al., 1989; Dowdeswell et al., 2008). En alternativ hypotese er foreslått av Christoffersen et al. (2010). Han har foreslått at sedimentakkumulasjon hovedsakelig forgår gjennom basal nedfrysing, internt i isen, under stillestående perioder. Videre utvikles GZW-ene under aktiv isstrømning, hvor sedimentene transporteres til grunningslinjen ved utsmelting av materiale. Begge hypotesene er antatt å være viktige med hensyn på å forstå underlagets egenskaper, samt mengden sedimenter som transporteres til grunningslinjen.

GZW-er assosiert med utbygging av grunningslinjen har fått mest oppmerksomhet de siste årene (f.eks. Alley et al., 1989; Powell & Domack, 1995), mens mekanismen bak dannelsen av GZW-er ved tilbaketrekning av ismarginen er mindre forstått (Howat & Domack, 2003). En generell modell for dannelse av GZW-er ved utbygging av grunningslinjen har blant annet blitt beskrevet av Domack et al. (1999). I denne modellen er utbyggingen assosiert med en reduksjon i overliggende trykk ved grunningslinjen, der trykkreduksjonen tillater subglasialt transporterte morenemateriale å bygges ut i front av grunningslinjen i form av prograderende forsett og/eller gravitasjonsstrømmer (Alley et al., 1989). Etter som ismarginen beveger seg fremover vil utbygging av GZW-en fortsette. King et al. (1991) har foreslått en avsetningsmodell for dannelse av GZW-er (till tongues) ved tilbaketrekning av ismarginen. Avsetningsmodellen foreslår at en oscillerende ismargin vil danne vekselvis lag med morenemateriale og glasimarint materiale, der de ulike lagene eller «till tongues» representerer enkelt hendelser med stabilisering av grunningslinjen. Det er også antatt at størrelsen på GZW-ene, samt avstanden mellom de individuelle kilene, vil være en funksjon av den laterale transporten til grunningssonen under

stabiliserende perioder, samt at deres volum kan indikere hvor lenge ismarginen har opphold seg i en stabil posisjon (Howat & Domack, 2003).



Figur 2.13. En skjematisk modell som viser ulike tilbaketrekningsmønstre for paleo-isstrømmer, samt formelementer som er assosiert med de ulike tilbaketrekningsmønstrene (modifisert fra Ó Cofaigh et al., 2008). A) Rask tilbaketrekning av ismarginen, assosiert med velbevarte MSGL. B) Episodisk tilbaketrekning av ismarginen, assosiert med grounding zone wedges og transverse rygger stratigrafisk over MSGL-er. C) Langsom tilbaketrekning av ismarginen, assosiert med en hyppig forekomst av transverse rygger og en relativt mektig sekvens med glasimarine sedimenter.

GZW-er assosiert med tilbaketrekning av grunningslinjen, er normalt observert stratigrafisk over MSGL-er. I slike settinger indikerer de en midlertidig stagnasjon av ismarginen (Dowdeswell et al., 2008). Ó Cofaigh et al. (2008) har utarbeidet ulike modeller tilknyttet tilbaketrekningsmønsteret til isstrømmer (dvs. rask, episodisk og langsomt) (Figur 2.13), basert på sedimentære og geomorfologiske bevis lang paleo-isstrømlokaliteter i Antarktis. Her er rask tilbaketrekning av ismarginen (Figur 2.13a) beskrevet å være assosiert med kontinuerlige og godt bevarte MSGL-er, uten tilstedeværelsen av GZW-er (og transverse rygger). Episodisk

tilbaketrekning av ismarginen (Figur 2.13b) er beskrevet å være assosiert med en kombinasjon av GZW-er (og transverse rygger), avsatt stratigrafisk over MSGL-er, samt større intervall langs paleo-trauet der MSGL-er opptrer uforstyrret. Vedvarende isstrømning, under dannelsesfasen av GZW-ene, er antatt å være assosiert med MSGL-er langs GSK-enes proksimalside, mens MSGL-er ofte er fraværende ved rask tilbaketrekning fra grunningslinjen. En langsom tilbaketrekning av ismarginen (Figur 2.13c) er beskrevet å være assosiert med en hyppig forekomst av rette, symmetriske tids-transgressive (muligens årlige) rygger. Gjerne lokalisert foran og bak GZW-ene. Her er ofte MSGL-er observert på tvers av GZW-ene, som indikerer at ismarginen har ekspandert over kilene. En relativt mektig glasimarin sekvens er ofte assosiert med en slik setting.

Transverse morenerygger er normalt orientert parallelt med eggakanten, avsatt vinkelrett på tidligere strømretning (f.eks. Ottesen et al., 2005a). Langs den norske kontinentalmarginen har Ottesen et al. (2005a) identifisert to typer transverse rygger, klassifisert ut i fra deres relative plassering i forhold til eggakanten. Den første typen er observert langs eller nær eggakanten. Disse ryggene er tolket som terminale morener, antatt å markere ismarginens maksimale posisjon. Ryggene observert på den norske kontinentalmarginen er ofte titalls meter høye og mer enn 100 km lange (Ottesen et al., 2005a). I tillegg er slike rygger assosiert med et mindre dynamisk isdekke (f.eks. Landvik et al., 2005). Den andre typen transverse morenerygger er ofte observert som sett med flere rygger, lokalisert lenger inn på kontinentalmarginen (Ottesen et al., 2005a). Slike rygger er antatt å markere stagnasjon og/eller en oscillerende ismargin under tilbaketrekning av ismarginen (f.eks. Nygård et al., 2004). I Antarktis har en hyppig forekomst av transverse rygger blitt observert langs en rekke paleo-isstrømlokaliteter, hvor de er assosiert med en langsom tilbaketrekning av ismarginen (Figur 2.13c) (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2008). Ryggene er observert å strekke seg vinkelrett på tidligere strømretning, som normalt er indikert av MSGL-er (Figur 2.13c) (f.eks. Shipp et al., 2002). De har ofte en amplitude på 2-10 m, en bølgelengde på noen få titalls meter til flere hundretalls meter og er ofte observert i sett på flere titalls til hundretalls rygger (f.eks. Mosola & Anderson, 2006; Ottesen et al., 2007). Det er også antatt at ryggene representerer sesongvariasjoner, der ismarginen danner ryggen ved fremrykk av ismarginen under vintersesonger, mens ismarginen trekker seg tilbake under sommersesonger (f.eks. Dowdeswell et al., 2008; Ottesen & Dowdeswell, 2006)

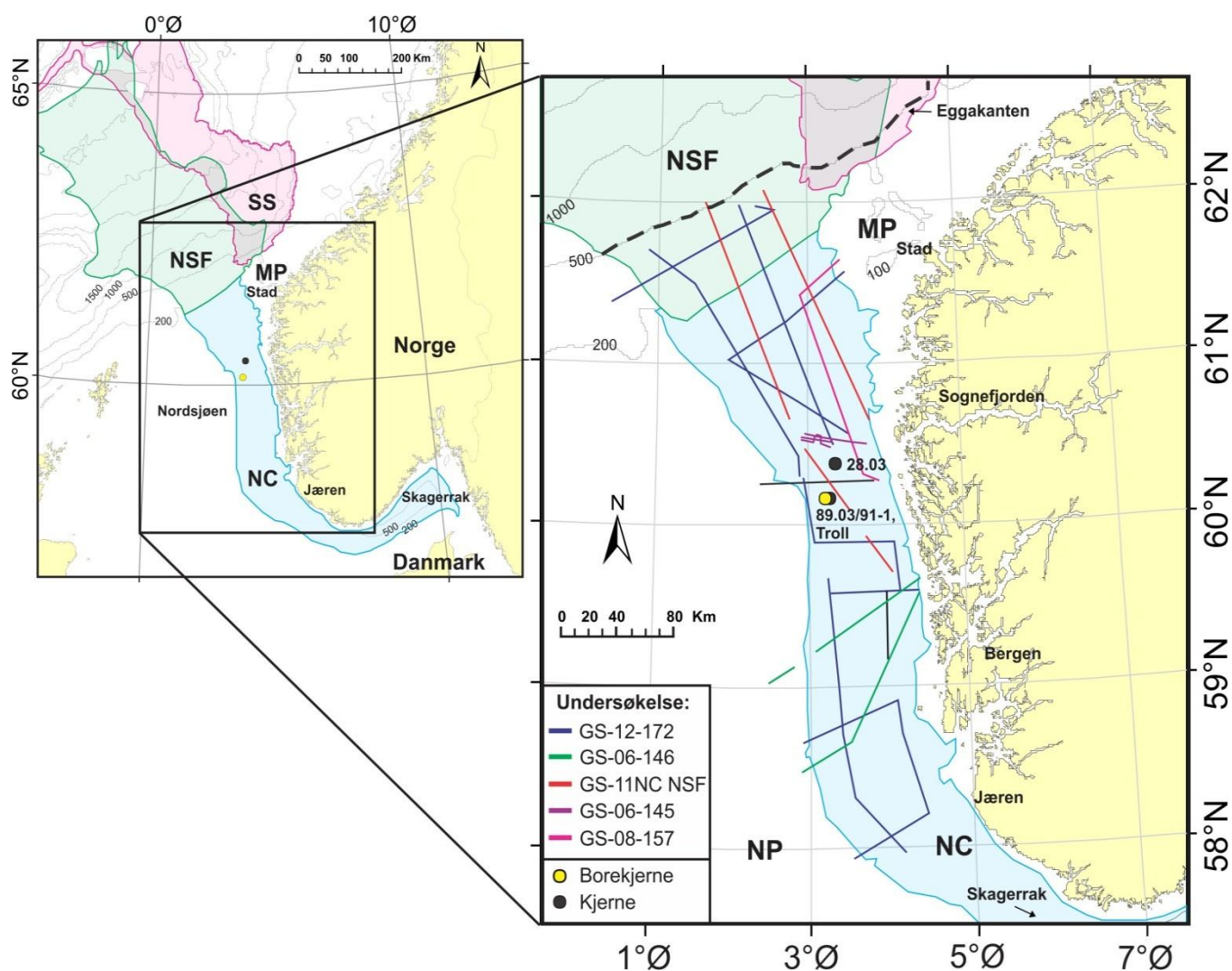
Skjærmarginale morenerygger er observert som individuelle rygger med lengde på flere titalls km og opp til 50 m i relativ høyde, langs en eller begge de laterale marginene til paleo-trauet (Ottesen et al., 2005a). Det er også observert lange og brede rygger i bunnen av ytre deler av Norskerenna,

tilnærmet parallelle med rennas akse. Ryggene i renna er opp til 200 km lange, enkelte over 50 m høye og med 20-30 km avstand mellom hver rygg (Ottesen et al., 2005a). Det er antatt at ryggene utgjør isbredannede morenesystemer, som avgrenser den laterale marginen til tidligere hurtigstrømmende isstrømmer (Ottesen et al., 2005a). Dannelsen av ryggene har sannsynligvis sammenheng med høystressgradienten og skjærsonen mellom langsomt- og hurtigstrømmende is (Bentley, 1987; Ottesen et al., 2005a).

Mediale morener har blitt klassifisert inn i tre grupper (Eyles & Rogerson, 1978): ice-stream interaction moraines, ablation-dominant moraines og Avalanche-type. Vider vil det fokuseres på ice-stream interaction moraines, da det er antatt at disse rygger er mer relevant for denne studien. Moreneryggen har blitt observert mellom konvergerende dalbreer (f.eks. Eyles & Rogerson, 1978) og er antatt å dannes nedstrøm, som et resultat av utsmelting av intern materiale i isen. Ryggenes morfologi er antatt å reflektere den laterale kompresjonen fra konvergerende isdekker, der den høye kompresjonen i tillegg hindre akkumulert materialet i å spres utover. En mer kompleks utforming er antatt å utvikles om konvergerende is har forskjellig strømningshastighet (Eyles & Rogerson, 1978).

3. DATA OG METODER

Dette kapitlet tar for seg utstyr og metodikk benyttet i forbindelse med innsamling og tolkning av TOPAS data, Olex data og batymetriske data. I tillegg vil det bli gitt en kort introduksjon av kjerne- og borekjernedata, benyttet til korrelering mot TOPAS profilene. Kapitlet avsluttes med en gjennomgang av de viktigste programvarene anvendt i denne studien, samt prosedyren for utarbeidelse av mektighetskart.



Figur 3.1. Oversiktskart som viser samtlige TOPAS datasett undersøkt i denne studien, samt kjerne- og borekjerne lokaliteter (kart og batymetri fra ArcMap v.10). NC - Norskerenna; NP - Nordsjøplataet; MP - Måløyplataet, NSF - Nordsjøviften; SS - Storeggskredet.

3.1 Datagrunnlag

3.1.1 TOPAS profiler

TOPAS datasettene undersøkt i denne studien har blitt samlet inn med et TOPAS parametric sub-bottom profiler system (TOPAS PS 18) (Figur 3.1; Tabell 3.1). Datasettene er samlet inn i Norskerenna, samt over deler av Måløyplataet, i forbindelse med fem forskningstokt med R/V G.O. Sars i perioden 2006-2012 (Tabell 3.1) (Haflidason et al., 2006; 2008; Hjelstuen et al., 2012b; Nygård et al., 2006).

Tabell 3.1. Oversikt over samtlige TOPAS datasett undersøkt i denne studien.

Datasett (tokt)		Data type	År	Total lengde (km)
GS-12-172	UiB	TOPAS	2012	1 255
GS-11 NC NSF	GEOBIO/UiB	TOPAS	2011	420
GS-08-157	UiB	TOPAS	2008	270
GS-06-146	UiB	TOPAS	2006	265
GS-06-145	UiB	TOPAS	2006	95

Til sammen består TOPAS datasettene av 28 profiler, med en total lengde på ca. 2300 km. Avstanden mellom TOPAS profilene varierer og de gir kun en grov dekning av studieområdet. Kvaliteten på dataene er gjennomgående gode, men preges av dårlig kvalitet lokalt, som følge av dårlig værforhold.

TOPAS PS 18 profilersystemet baserer seg på utsending av enkeltstråler og er et høyoppløselig system som registrerer grunne sedimenter og strukturer under havbunnen. Både utsending og registrering av signal skjer gjennom en transduser. Transduseren fungerer både som kilde og mottager. Utsendt signal blir elektronisk stabilisert for å unngå påvirkning fra båtens vertikale og horisontale bevegelse. Systemet har en oppløsning på ca. 0.35 m, som normalt gir en penetreringskapasitet på 130 m. TOPAS PS 18 profilersystemet er designet rundt en parametriske antenne som benytter vannets ikke-lineære forplantningskarakteristikk til å generere lavfrekvent akustikk, fra korte, høyfrekvente signaler eller ved intermodulering av to høyfrekvente signaler (Kongsberg, 2010).

Etter at signalet registreres av mottakeren blir det forsterket, digitalisert og prosessert. Prosesserte data lagres slik at de kan undersøkes gjennom dataskjermen og/eller som utskriftsformat (Hjelstuen et al., 2012b). Til tolkningsprosessen ble det benyttet rå, uprosesserte data. Før den seismiske tolkningen ble utført ble dataenes kvalitet forbedret ved å konvertere de opprinnelige

filene til SEG-Y format. Deretter ble dataene importert til Petrel v.2011.1, hvor tolkningen av TOPAS profilene ble utført.

Under selve innsamlingen har to forskjellige bølgeformer blitt benyttet, Chirp (LMF) og Ricker bølgeform. Ricker bølgeformen har en frekvens på ca. 3 kHz (Haflidason et al., 2006), mens Chirp bølgeformens frekvens er gitt som et sveipsignal. Sveipsignalet er definert av en start- og stoppfrekvens (f_{start} og f_{stop}), på henholdsvis 2 og 6 kHz (Kongsberg, 2010). Ved å ta utgangspunkt i Ricker bølgeformens egenskaper, samt at den vertikale oppløsningen er en fjerdedel av bølgelengden, er det mulig å fange opp strukturer ned til ca. 40 cm. Likevel må en ta i betraktning at større frekvenser, samt økt penetreringsdyp, gir redusert oppløsning. Dermed er TOPAS dataene, som nevnt tidligere, normalt begrenset til de øverste ca. 130 m av sedimentkolonnen. I studieområdet oppnår TOPAS dataene et penetrerings dyp på <60 ms (ca. 45 m), i den sentrale delen, rundt boring 89-03 (Figur 3.1). Rett sør for Norsjøviften (Figur 3.1) er det sjeldent mulig å observere mer enn den øverste, sterke havbunnsreflektoren. Dette skyldes mest sannsynlig høy tetthetskontrast mellom overliggende sjøvann og den øverste strukturløse enheten (trolig morenemateriale). Generelt vil grovere sedimenter redusere signalets penetrering, mens finere sedimenter tillater dypere penetrering og mindre tap av energi (Damuth, 1975; Mullins et al., 1979; Whitmore & Belton, 1997).

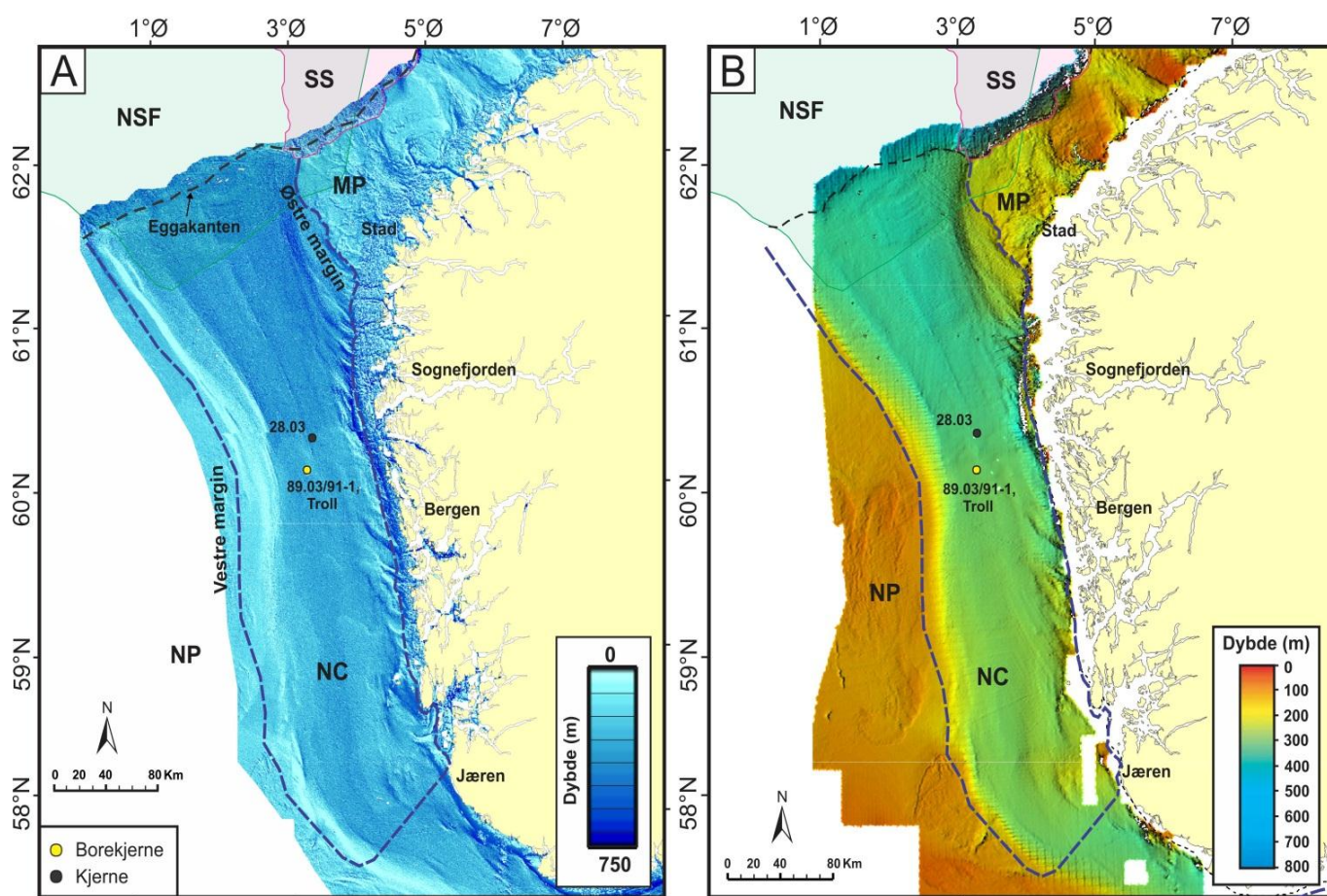
3.1.2 OLEX data

Til kartlegging av havbunns morfologi har den batymetriske databasen Olex 7.31 blitt benyttet (OLEX, 2011). Systemet er basert på ekkolodd data samlet inn av fiskeriflåten. Til tolkningsprosessen er det benyttet et print-screen bilder av bunnkartet i Olex databasen, hovedsakelig fra Norskerenna og Måløy Plataået (Figur 3.2a). Print-screen bildet har blitt eksportert fra databasen som tiff-filer, deretter modifiser i Paint 6.1, før det har blitt importert til ArcMap 10. Her har bunnkartet blitt tilpasset Norgeskartet (Figur 3.2a), som har vært tilgjengelig gjennom ArcMap, ved hjelp av georeferering.

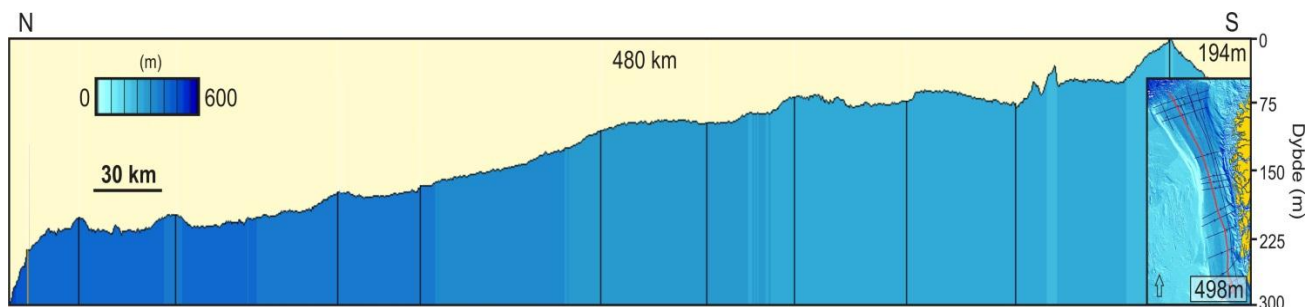
Bunnkartet benyttet til tolkningen kan presenteres på ulike måter, ved hjelp av dybdekoter, bunnzoom og tverr-/lengdesnitt. Kartet vises i blåtoner som går fra lyseblått til mørkeblått, hvor mørkeblått indikerer dypere områder og lyseblått grunnere områder. Den lavest dybdekoten benyttet er 0-50 m, mens den høyeste dybdekoten er 750 m (Figur 3.2a). For å fremheve havbunns morfologien i studieområdet har en rekke lengde- og tverrprofiler blitt generert ved hjelp av funksjonen «Snitt» (Figur 3.3). Profilene viser største og minste dybde, totaldyp for hele dybdesnittet og total lengde av snittet (opprinnelig i nautiske mil). Bunnprofilene, som vises når et

utvalgt snitt har blitt markert langs bunnkartet, viser en fast størrelse, samt at vinduet skaleres etter lengden på snittet. Det betyr at snitt fra samme område kan gi forskjellige profiler avhengig av om snittet er langt eller kort (OLEX, 2011).

Lengde- og tverrprofilene er hovedsakelig benyttet som et supplement til TOPAS profilene og er blant annet brukt til å kvantifisere de ulike formelementene kartlagt i studieområdet (Kapittel 3.3).

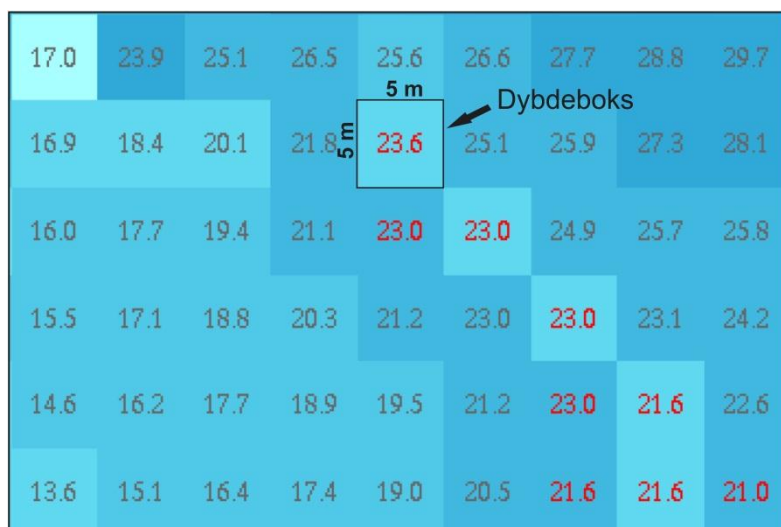


Figur 3.2. Oversiktskart som viser A) Olex datasettets (bunnkart) og B) det batymetriske datasettets utbredelse i studieområdet, samt kjerne- og borekjernelokaliteter (batymetrisk data, kart og geologiske formelementer (SS og NSF) fra ArcMap v.10, Olex bunnkart fra Olex databasen). Dybdeskalaen til det batymetriske datasettet er hentet og modifisert fra Nygård et al. (2004). NC - Norskerenna; MP - Måløyplataet; NSF - Nordsjøviften; SS - Storeggaskredet; NP - Nordsjøplataet. Stiplet polygon indikerer studieområdet.



Figur 3.3. Olex lengdeprofilen som viser havbunns morfologien langs et utvalgt snitt i studieområdet. Største og minste dybde er indikert til høyre på profilet, mens profilets totale lengde er indikert øverst i midten. Rød strek på oversiktskartet indikerer profilets lokasjon i studieområdet (bunndata og lengdeprofil fra Olex kartdatabasen).

OLEX systemet fungerer slik at det leser inn firedimensjonale observasjoner - tidspunkt, dybde, bredde- og lengdegrad- og oppdaterer en database hvor havbunnen er inndelt i firkanter på omtrent 5x5 m (med mindre en annen oppløsning er valgt), kalt dybdebokser (Figur 3.4). Dybdebokser ligger kant i kant over hele jordens overflate og inneholder et dybde som enten er målt, beregnet eller er ukjent. Når ekkoloddet mottar en verdi, plasseres disse i en dybdeboks, og maskinen beregner sannsynlige dybdeverdier innenfor en gitt kalkulasjonsradius omkring denne boksen. Målte verdier er røde og beregnede verdier er mørkegrå (Figur 3.4). Gjentatte målinger gjør at dybdeverdien forbedres (OLEX, 2011). Oppløsningen tilsvarer posisjonsnøyaktigheten til en vanlig GPS og gir en posisjon med 5-6 meters feilradius når anvendt sammen med en dGPS (differensiell GPS) (OLEX, 2011). Den vertikale oppløsningen er 1 m i vanddyp >100 m og 0.1 m ved vanddyp <100 m (Bradwell et al., 2008). I studieområdet varierer vanddypet hovedsakelig mellom ca. 250 - 400 m, det vil si at den vertikale oppløsningen innenfor studieområdet er ≥ 1 m.



Figur 3.4. Havbunnen er delt inn i dybdebokser på 5x5 m. Hver av disse viser en dybdeverdi som enten er målt, beregnet eller ukjent. Røde tall viser målte verdier, mens mørkegrå tall viser beregnede verdier (modifisert fra Olex AS, 2011)

3.1.3 Batymetriske data

Det batymetriske datasettet (Figur 3.2b) er benyttet som et supplement til Olex dataene og har vært tilgjengelige gjennom ArcMAP v.10.0. Datasettet har tidligere blitt publisert av Ottesen et al. (2001) og Nygård et al. (2004).

Det batymetriske datasettet ble opprinnelig samlet inn av Statens sjøkartverk i tidsperioden 1965-1985, ved hjelp av et enkeltstråle-ekkolodd og dekker opprinnelig store deler av den norske kontinentalmarginen sør for 68°N. Griddet har en cellestørrelse på 500 m og datasettet er plottet som et fargekart med konturlinjer som har en avstand på 5 m (Ottesen et al., 2001). Dataene ble samlet inn med et Atlas Penguin ekkolodd som har en frekvens på 100 kHz. En Decca Main Chain ble benyttet som navigasjonssystem og har absolutt nøyaktighet på ca. 100 m. Lokalt forekommer imidlertid en nøyaktighet på kun 500 m (Ottesen et al., 2001). Datasettet har en grovere oppløsning enn Olex datasettet, men egner seg likevel til kartlegging av storskala havbunns morfologi. I store deler av studieområdet overlapper Olex datasettet og det batymetriske datasettet.

3.2 Tolkning av akustiske data

3.2.1 Havbunns morfologisk tolkning

Seks ulike formelementer har blitt kartlagt i studieområdet ved hjelp av Olex datasettet og det batymetriske datasettet (Figur 3.2). Basert på formelementenes topografiske utforming langs havbunnen har de blitt delt inn i to kategorier: topografisk positive og topografisk negative formelementer (Figur 3.5). Disse vil bli beskrevet nærmere i Kapittel 4.2, med hensyn på utbredelse og morfologisk utforming på havbunnen, samt karakteristiske trekk under havbunnen (vha. TOPAS data). Beskrivelse av formelementene basert på TOPAS data har kun vært mulig hvor TOPAS profilene krysser formelementene.

Positive formelementer

Grunningssonekiler (GSK). Formelementene er observert i store deler av studieområdet (Kapittel 4.2). Disse formelementene har blitt kartlagt basert på deres positive relieff og karakteristiske utforming på havbunnen, med en markant bueformet distalside og en konveksgeometri i nordgående retning (Figur 3.5a).

Transverse rygger (Tr). Formelementene er hovedsakelig observert i nordøstlige deler av Norskerenna (Figur 3.5). De er karakterisert av et positivt relieff, med en relativt tydelig distal- og

proksimalside (Figur 3.5b). Tilsynelatende viser ryggene en lineær til kurvlineær utforming, orientert i øst-vest retning.

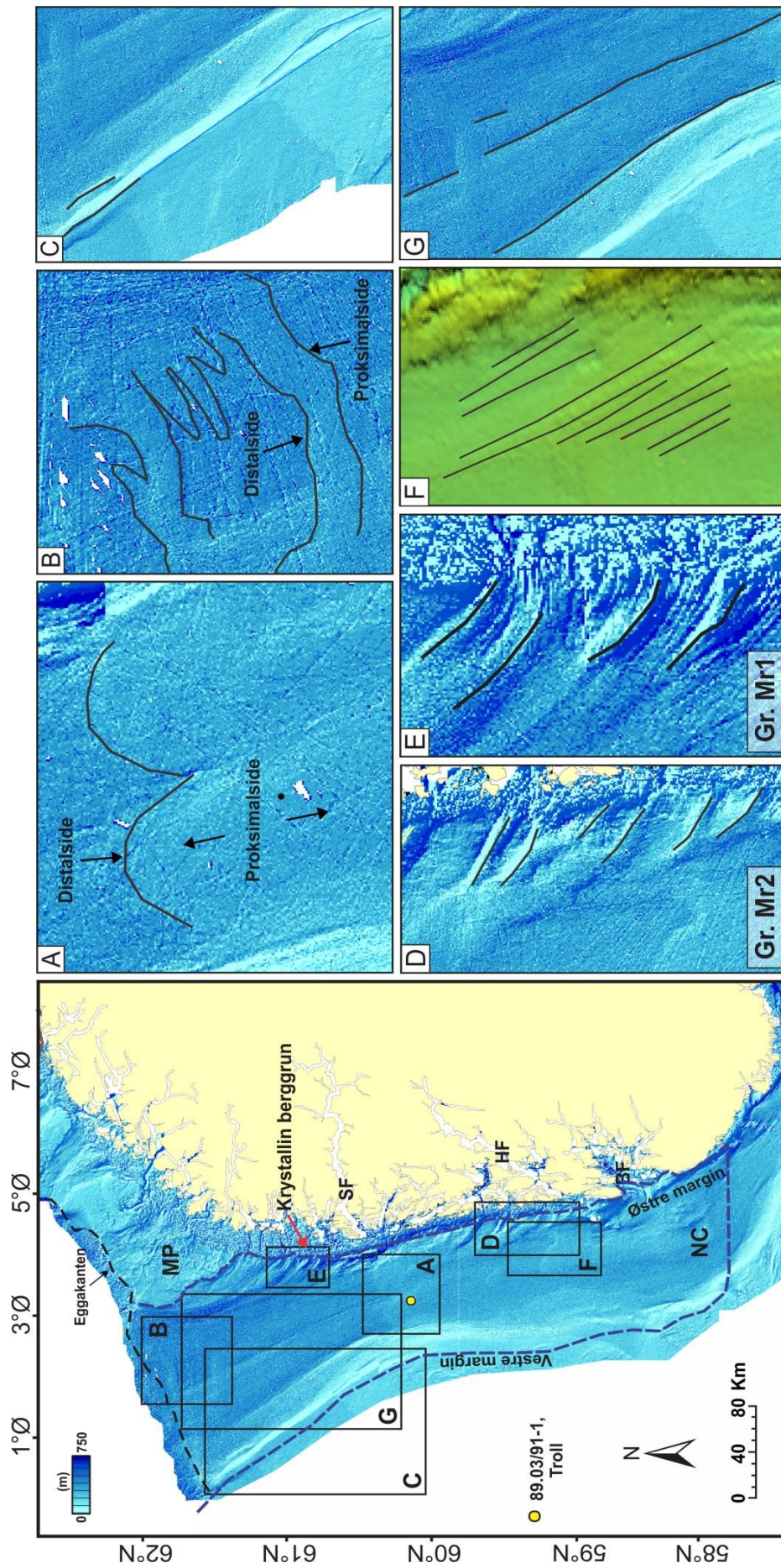
Laterale rygger (Lr). Disse formelementene er observert langs Norskerennas vestre margin (Figur 3.5c), hvor de har blitt kartlagt basert på deres relieff i forholdt til Norskerenna i øst og Nordsjøplataet i vest. I tillegg er de karakterisert av lineær utforming og er orientert i nord-sør retning.

Mediale rygger (Mr). Formelementene er hovedsakelig observert langs Norskerennas østre margin, mellom Måløyplataet og munningen til Boknfjorden (Figur 3.5). De er karakterisert av en lateral utstrekning og en nordvest-sørøstlig orientering, samt et positivt relieff på havbunnen (Figur 3.5d, e). Basert på ryggenes morfologiske forskjeller er de delt inn i to grupper, Mr1 og Mr2 (Figur 3.5d, e). Grunnlaget for inndelingen vil bli beskrevet nærmere i Kapittel 4.2.

Negative formelementer

Lineære furer (LF). Formelementene er kartlagt basert på deres tilsynelatende negative relieff langs havbunnen, karakterisert av langstrakte lineære rygger og forsenkninger (Figur 3.5f). De strekker seg parallelt, side om side, med en tilsynelatende varierende utstrekning (L) og bølgelengde (b). Formelementene har blitt klarlagt ved hjelp Olex data og batymetriske data (Figur 3.8a-c).

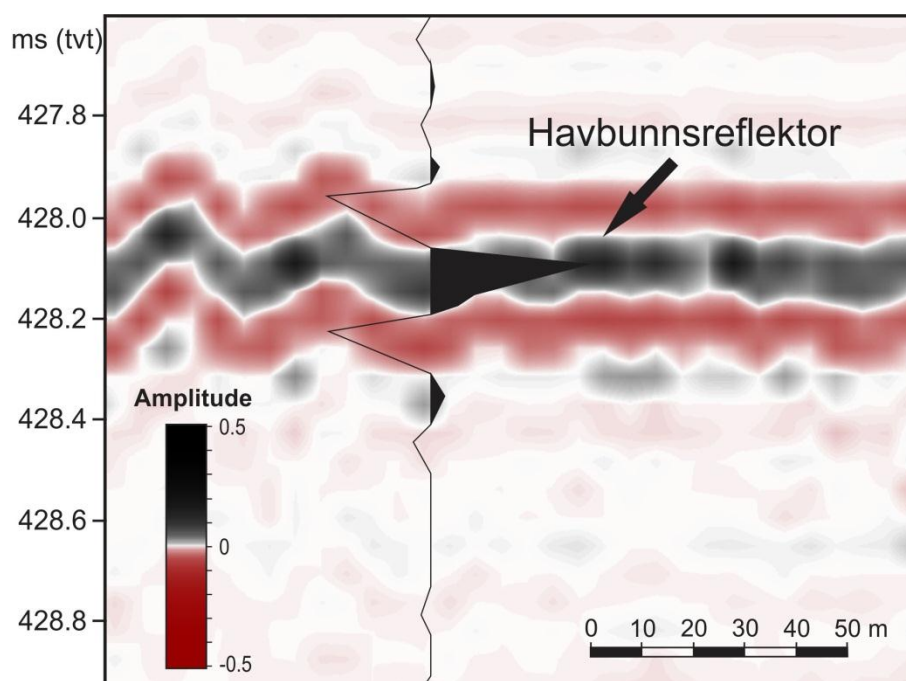
Regionale lineære furer (RLF). Formelementene er i hovedsak observert i sentrale og nordlige deler av studieområdet, nord for boring 89-03 (Figur 3.5). De har blitt kartlagt basert på deres lineære utstrekning og tilsynelatende negative relieff på havbunnen. I tillegg er de karakterisert av en nord-sør orientering, samt en betydelig større utstrekning enn de lineære furene (Figur 3.5g).



Figur 3.5. Seks, tilsynelatende ulike, formelementer har blitt kartlagt i studieområdet. Topografisk positive formelementer utgjør: A) grunningssonekiler B) transverse rygger C) laterale rygger, D) mediale rygger i gruppe Mr2 og E) mediale rygger i gruppe Mr1. Negative formelementer utgjør: F) lineære furer (identifisert ved hjelp av batymetriske data) og G) regionale lineære furer. Formelementenes lokasjon i studieområdet er indikert av sorte bokser på oversiktskartet (kart fra ArcMap v.10 og bumdata fra Olex databasen, Olex AS). NC - Norskerenna; MP - Måløyplataet; SF - Sognefjorden; HF - Hardangerfjorden; BF - Boknfjorden. Stuplet polygon indikerer studieområdet.

3.2.2 Seismiske prinsipper og tolkning av seismisk data

Den seismiske tolkningen er basert på kontraster i akustisk impedans og på seismikkens karaktertrekk (seismisk facies). Den akustiske impedansen er definert av materialets tetthet (ρ) og den seismiske hastigheten (v): $I = \rho \cdot v$. Kontrasten i akustisk impedans fører til at deler av den innkommende energien reflekteres, mens resten av energien refrakteres (dvs. avbøyes) og fortsetter ned i materialet, til neste grenseflate. For at tetthetsforskjellen observert i seismikken skal fremstå som en laggrense må den være tilnærmet kontinuerlig og kunne observeres over et større område.



Figur 3.6. En TOPAS wiggle-trase som viser positiv og sterk amplitude hvor havbunnsreflektoren er tolket

TOPAS dataene følger en SEG-Y standard som innebærer at positive amplituder opptrer som topper, mens negative amplituder opptrer som trau. Sekvensgrenser har blitt tolket ved å følge både positiv og negativ amplitude, avhengig av hvilken fase som er mest kontinuerlig. Figur 3.6 viser hvordan en sterk positiv amplitude oppstår når TOPAS signalet penetrerer havbunnen. Sekvensgrensene tolket i denne studien definerer akustiske enheter av en bestemt seismisk karakter (facies). Basert på den seismiske karakteren til de tolkede enhetene har tre ulike seismiske facies blitt definert: *akustisk strukturløs*, *akustisk transparent* til *akustisk svak laminert* og *akustisk laminert facies*. Nærmere beskrivelse av facies og sekvensgrenser, med hensyn på deres karakteristikk og utbredelse i studieområdet, vil bli gitt i Kapittel 4.1.

Kartlagte enheter/internenheter avgrenset av en nedre og øver sekvensgrense har blitt brukt til å fremstille mektighetskart (isopakkart) i Petrel v.2011. Mektighetskartene viser enhetenes/internenhetenes utbredelse og mektighetsvariasjon i studieområdet (Kapittel 3.5). Et mektighetskart har også blitt utarbeidet for en diskontinuerlig internenhet identifiser langs TOPAS profilen. Grunnet internenhetens diskontinuitet har det imidlertid blitt benyttet en annen prosedyre for generering av dette mektighetskartet. Prosedyren for utarbeidelse av mektighetskartene er beskrevet i Kapittel 3.5.

Tolkede sekvensgrenser har også blitt korrelert med tidligere publiserte kjernedata. Fremgangsmåte for korrelering, samt dybdekonvertering, vil bli beskrevet senere (Kapittel 3.4).

Akustiske formelementer

I tillegg til å studere formelementer på havbunnen, ved hjelp av Olex data og batymetriske data, har TOPAS profiler blitt benyttet som et supplement til å studere formelementenes vertikale og horisontale utbredelse, samt deres akustiske karakter. De akustiske formelementene har i hovedsak blitt identifisert basert på sekvensgrensene og enhetenes geometriske utforming i seismikken. En nærmere beskrivelse av de akustiske formelementene, med hensyn på assosierte formelementene kartlagte på havbunnen vil bli gitt i Kapittel 4.2.

Storskala furer (SF). Denne typen formelementer utgjør irregulær strukturer langs sekvensgrensene og karakteriseres av markante topper og traue, både på og under havbunnen. Tilsynelatende viser furene variasjon i amplitude (a) og bølgelengde (b) (Figur 3.9b; Tabell 3.3).

Asymmetriske rygger. Denne typen formelementer er identifisert hvor sekvensgrensene viser en konveks og asymmetrisk geometri, karakterisert av en svakt hellende proksimalside og en relativt bratt distalside, samt en akustisk strukturløs (transparent) refleksjonskarakteristikk (Figur 3.7a). Den karakteristiske geometrien kommer best frem på TOPAS profiler som er orientert i en tilnærmet nord-sør retning i studieområdet.

Symmetriske rygger. Denne typen formelementer er identifisert hvor sekvensgrensene viser en konveks og tilsynelatende symmetrisk geometri. De er karakterisert av en relativt bratt distal- og proksimalside, samt en akustisk strukturløs (transparent) refleksjonskarakteristikk.

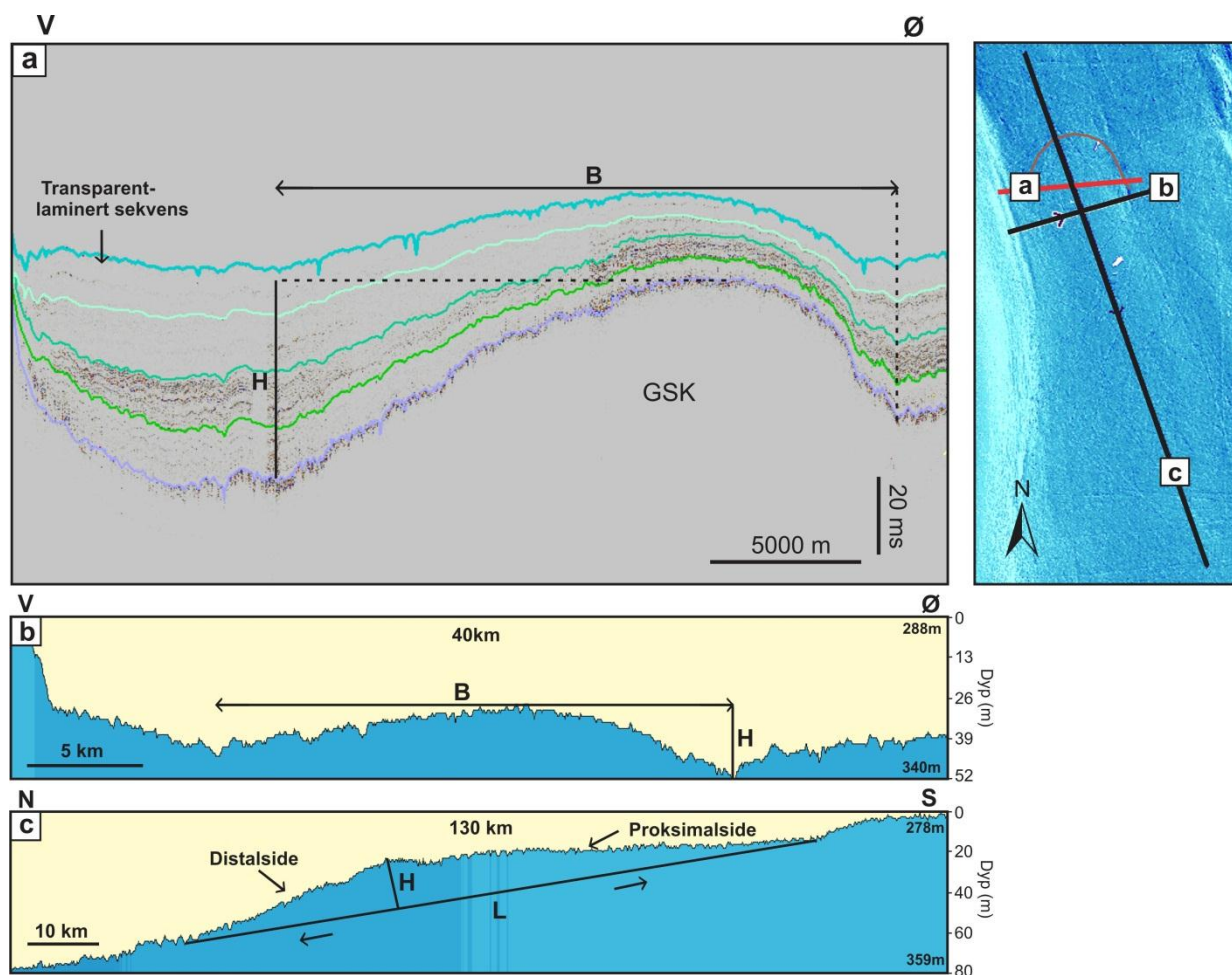
3.3 Kvantifisering av formelementer

Som beskrevet blir en rekke formelementer i denne studien kartlagt ved hjelp av Olex data, batymetriske data og TOPAS data (Figur 3.1; 3.2). En kombinasjon av disse datasettene har gjort det mulig å kvantifisere dimensjonene til de ulike formelementene (Tabell 3.2; Kapittel 4.2). Formelementene har blitt delt inn i fem grupper ut i fra hvilke egenskaper som har vært relevant og/eller mulig å kvantifisere (Tabell 3.2). Lengde (L), bredde (B) og høyde (H) har blitt kvantifisert for både grunningsonekilene og de transverse og laterale ryggene (Figur 3.7; Tabell 3.2). I tillegg har lengde:breddeforholdet til de laterale og transverse ryggene blitt estimert, mens for grunningsonekilene er det forsøkt å estimere et volum (Tabell 3.2). For storskala furer (SF) har amplitude (a), bølgelengde (b) og frekvens blitt kvantifisert (Tabell 3.2; Figur 3.9), mens de lineære furene (LF) har blitt kvantifisert med hensyn på lengde (L), bølgelengde (B) og frekvens (Figur 3.8a-c; Tabell 3.2). De regionale lineære furene (RLF) er kvantifisert med hensyn på lengde (L) og bølgelengde (b) (Figur 3.8d; Tabell 3.2).

Grunningsonekilenes (GSK) lengde, bredde og høyde har blitt målt direkte på Olex lengde- og tverreprofiler (Figur 3.7b, c), samt på TOPAS profiler som krysser formelementene (Figur 3.7a). Dybdeverdiene (høyden (H)) målt langs TOPAS profilene (Figur 3.7a) har blitt konvertert fra millisekunder til meter, ved å benytte en gjennomsnittshastighet på 1500 ms^{-1} (Kapittel 3.4). Lengden til grunningsonekilene har vært vanskelig å kvantifisere da deres proksimale grense langs Olex lengdeprofilene ikke er lett identifiserbare (Figur 3.7c). Et fåtall TOPAS profiler, orientert i en nord-sør retning, krysser grunningsonekilene. Av den grunn har kun lengden til et fåtall grunningsonekiler blitt kvantifisert. Estimering av grunningsonekilenes volum er basert på volumet til en geometrisk kile: $V = \mathbf{l} \cdot \mathbf{b} \cdot \mathbf{h} / 3$, og er hovedsakelig estimert ut i fra verdier målt langs Olex profilene. Estimerte verdier basert på Olex data tar ikke hensyn til den laminerte-transparente sekvensen, som i flere områder er overlatt grunningsonekilene (samt transverse rygger) i studieområdet (Figur 3.7a). Derfor utgjør de estimerte verdiene kun et tilsynelatende volum for grunningsonekilene. En usikkerhet er trolig tilknyttet de estimerte verdiene, på tross av dette de kan imidlertid benyttes til å gi et grovt estimat av formelementenes sedimentvolum (Kapittel 4.2.).

Til å bestemme de transverse og laterale ryggens dimensjon (dvs. Tr, Lr og Mr) er tilnærmet samme fremgangsmåte som for grunningsonekilene benyttet (Figur 3.7). Ryggens estimerte lengde:breddeforhold er basert på målte verdier langs Olex profilene. De transverse ryggene (Tr) krysses kun av ett TOPAS profil i studieområdet, orientert i nord-sør retning (Kapittel 4.2.1).

Dette profilet er benyttet som et supplement til å kvantifisere ryggenes høyde (H) og bredde (B). De mediale og laterale ryggene (Mr og Lr) er kun kvantifisert ved hjelp av Olex profiler. Ryggene er tilsynelatende eksponert på havbunn (dvs. er ikke overlatt av transparent-laminert sekvens), slik at målingene fra de to datasettene gir tilnærmet lik verdier.



Figur 3.7. Eksempel på hvordan grunningsssonekilene (GSK) i studieområdet har blitt målt. Tilnærmet lik fremgangsmåte er benyttet til å bestemme dimensjonen for de laterale og transverse rygger (dvs. Lr, Mr, Tr). a) TOPAS tverrprofil hvor bredde (B) og høyde (H) er indikert. b) Olex tverrprofil som viser tilsynelatende høyde (H) og bredde (B). c) Olex lengdeprofil som viser tilsynelatende lengde (L) og høyde (H). Grunningsssonekilen (GSK), samt lokasjonen til profilene, er indikert på oversiktskartet til høyre.

Figur 3.8 viser, oppsummert, hvordan dimensjonen til de lineære furer (LF) (Figur 3.8a-c) og regionale lineære furene (RLF) (Figur 3.8d) har blitt målt.

Storskala furer (SF) har hovedsakelig blitt kvantifisert langs tolkede sekvensgrenser i seismikken, hvor de opptrer som irregulære strukturer på og stratigrafisk under havbunnen (Figur 3.9b). Deres amplitude er opprinnelig gitt i millisekunder to-veis-gangtid (tv) og har blitt konvertert til meter

(Kapittel 3.4). Bølgelengden er målt mellom naboliggende topper (Figur 3.9b,c), i motsetning til lineære furer (LF), hvor bølgelengden har blitt målt mellom naboliggende trau (Figur 3.8c).

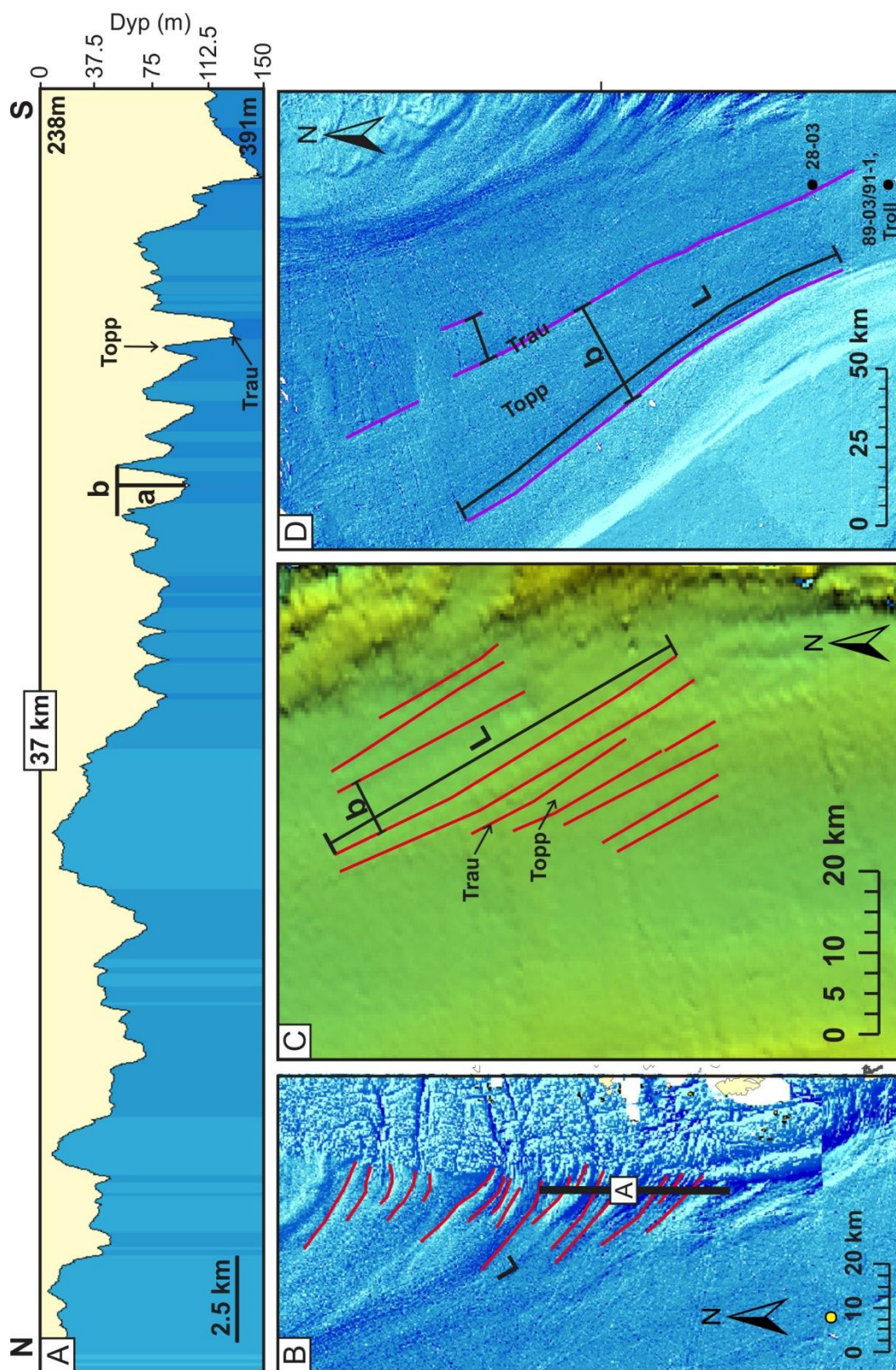
Storskala furer har også blitt observert langs en rekke Olex profiler (Figur 3.9a). For å finne ut om furene langs Olex profilene samsvarer med furene langs TOPAS profilen, med hensyn på amplitude og bølgelengde, har to profiler (Olex og TOPAS) fra samme lokasjon i studieområdet blitt sammenlignet langs havbunnen (Figur 3.9). Basert på sammenligningen er det observert en rekke artefakter langs Olex profilene (Figur 3.9c; røde piler). Det er også observert et kvantitativt avvik i amplitudeverdi og bølgelengde mellom de to datasettene. Verdiene er oppgitt i Tabell 3.3, hvor det totale horisontale (dvs. bølgelengde) og vertikale (dvs. amplitude) avviket mellom de to datasettene er markert i rødt. De målte artefaktene (Figur 3.9c; røde piler) tilsvarer et gjennomsnittlig avvik på ± 1 m.

Tabell 3.2. En oversikt over formelementer som har blitt kvantifisert i denne studien (øverste rekke). De ulike parameterne er oppgitt i kolonnen lengst til venstre. Feltene markert med X indikerer hvilke parametre som har blitt kvantifisert for de enkelte formelementene, mens stiplet linje indikerer parametre som ikke har blitt kvantifisert eller som ikke er relevant for de spesifikke formelementene. * Det er kun de lineære furene (LF), kartlagt ved hjelp av Olex data i Figur 3.8a, b, som har blitt kvantifisert med hensyn på amplitude (a).

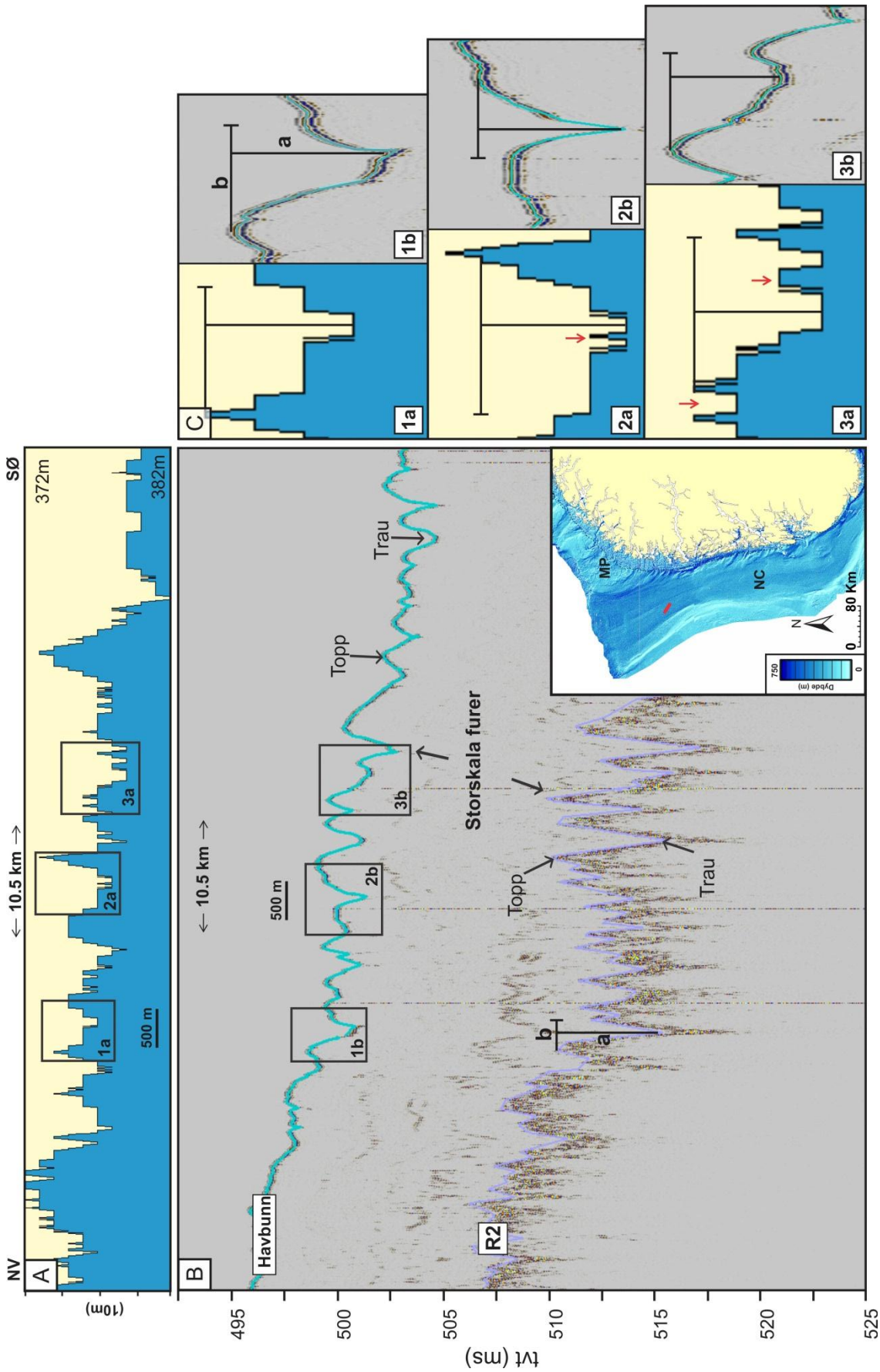
Parametere	GSK	Tr, Lr og Mr	LF	SF	RLF
Bredde (kort akse) (km)	X	X	----	----	----
Lengde (lang akse) (km)	X	X	X	----	X
Høyde (m)	X	X	----	----	----
Lengde:bredde	----	X	X	----	X
Volum (km ³)	X	----	----	----	----
Amplitude (m)	----	----	X*	X	----
Bølgelengde (km)	----	----	X	X	X
Frekvens/antall	----	----	X	X	----

Basert på at den vertikale oppløsningen til Olex datasettet er 1 m for vanddyb >100 m (Bradwell et al., 2008), mens den vertikale oppløsningen for TOPAS dataene er ca. 40 cm, er det forventet et visst samsvar mellom datasettene. På grunn av støy i Olex dataene (± 1 m) er datasettet imidlertid ikke egnet til å kartlegge mindre strukturer på havbunnen, som har en amplitude (a) tilsvarende

storskala furer (a = 1.9-1.5 m). Trolig er det en usikkerhet tilknyttet de kvantifiserte verdiene (Tabell 3.3), men det er likevel antatt at TOPAS dataen gir de mest pålitelige verdiene.



Figur 3.8. A) Olex profil som krysser de lineære furene (LF) kartlagt på havbunnen i Figur 3.8b. a: amplitude, b; bølgelengde. B) Lineære furer (LF) kartlagt ved hjelp av Olex data, ved overgangen fra den krystalline berggrunnen. L; lengde. Lokasjonen til profilet i Figur 3.8a er indikert av en svart strek. C) Lineære furer (LF) kartlagt langs det batymetriske datasettet. L; lengde, b; bølgelengde. D) Regionale lineære furer (RLF) kartlagt ved hjelp av Olex data. L; lengde, b; bølgelengde.



Figur 3.9. Sammenligning av Olex og TOPAS profiler, med hensyn på storskala furer i studieområdet. A) Olex profil. Innrammingene langs profilet, 1a-3a, tilsvarer innrammingene langs TOPAS profilet i Figur 3.9b. B) TOPAS profil. Innramming 1b-3b tilsvarer innrammingen markert langs Olex profilet over (dvs. 1a-3a.). C) Viser forstørret seksjon av innramming 1a-3a og 1b-3b i Figur 3.9a og b. Amplitude (a) og bølglengde (b) er markert med sorte streker på figurene. Kvantifiserte verdier er oppgitt i Tabell 3.3. Røde piler indikerer tilsynelatende støy i Olex dataene. Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av en rød strek på oversiktskartet.

Tabell 3.3. Kvantifiserte verdier for storskala furer, med hensyn på amplitude og bølgelengde. Verdiene markert med rødt indikerer det maksimale avviket basert på sammenligningen mellom de to datasettene vist i Figur 3.9c.

Storskala furer		1	2	3
Olex	a			
	Bølgelengde (m)	524	554	495
	Amplitude (m)	3	4	3
TOPAS	b			
	Bølgelengde (m)	424	352	454
	Amplitude (m)	1.9	1.9	1.5
Feilmargin				
	Bølgelengde(m)	100	202	41
	Amplitude (m)	1.1	2.1	1.5

3.4 Kjerne- og borekjernedata

TOPAS dataene er blitt korrelert med tidligere publiserte kjernedata fra en 219 m dyp borekjerne (89-03) (1994; Sejrup et al., 1995) og en 3 m lang kjerne (91-1) (Haflidason et al., 1995; Sejrup et al., 1994) fra Troll-feltet i Norskerenna (Figur 3.1), samt en ca. 4.5 m lang kjerne (28-03) (Klitgaard-Kristensen et al., 2001), lokalisert ca. 25 km nord for boring 89-03 (Figur 3.1). Basert på en rekke AMS ^{14}C -dateringer, samt askelag, har kjernene blitt korrelert med hverandre. Totalt utgjør kjernene (89-03, 91-1 og 2803) en lengde på 21 m og spenner over de siste 18 000 årene (Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

Hovedformålet med korreleringen er å utarbeide et kronologisk rammeverk for den etablerte seismiske stratigrafien, basert på ^{14}C -dateringer fra kjernene (Kapittel 5.1). TOPAS profilene undersøkt i denne studien krysser ikke kjernelokalitetene, derfor har det ikke vært mulig å utføre en nøyaktig korrelering. Kjernedataene er i tillegg benyttet til å bestemme de seismiske enhetenes litologi.

Tabell 3.4. Oversikt over kjerner og borekjerne benyttet til korrelering med den seismiske stratigrafien etablert for studieområdet, sammen med deres respektive lengde og vanddyp. Tilhørende ^{14}C -dateringene er oppgitt i Tabell 5.1.

Kjerne nr.	Lengdegrad	Breddegrad	Vanddyp (m)	Lengde (m)	Referanse
89-03	03°43.4'Ø	60°38.3'N	300	20 (219)	Sejrup et al. 1994;1995 Haflidason et al., 1995
91-1	03°43.5'Ø	60°38.1'N	300	3	Sejrup et al. 1994;1995 Haflidason et al., 1995
28-03	03°44'Ø	60°52'N	345	4.75	Klitgaard-Kristensen et al., 2001

Korrelering er i hovedsak utført mellom tolkede sekvensgrenser og litologiske grenser i de øverste 20 m av boring 89-03. Før korreleringen har de seismiske sekvensgrensene/enhetene blitt dybdekonvertert fra millisekunder (tvt) til meter (beskrevet under). Deretter har sekvensgrensene blitt korrelert opp mot litologiske grenser identifisert på tilnærmet samme dyp (under havbunnen). Aldersbestemmelse av de seismiske enhetene har blitt utført ved å overføre ^{14}C -dateringene fra korrelerte kjerneintervaller til de sammenfallende seismiske enhetene (Kapittel 5.1). Unøyaktig korrelering kan ha forekommet grunnet den relativt store avstanden mellom boring 89-03 og TOPAS profilene. Dette kan ha resultert i feilaktig aldersbestemmelse av de seismiske enhetene.

Dybdekonvertering

Dybdekonvertering har vært nødvendig for å utføre best mulig korrelering mellom seismostratigrafien og boring 89-03. Ved hjelp av formelen: $d = \text{tvt} * v/2$, der *tvt* er to-veisgangtid (ms), *v* er gjennomsnittshastigheten (m/s) gjennom lagrekkene og *d* (m) er intervalldypet, har TOPAS profilenes dybde i millisekunder (tvt) blitt konvertert til dyp i meter. Dybdeverdiene kan avvike noe fra reelle verdier, noe som trolig skyldes upresis tolking av reflektorer og/eller bruk av unøyaktig hastighet til dybdekonverteringen, 1500 ms^{-1} (Reiche et al., 2011)

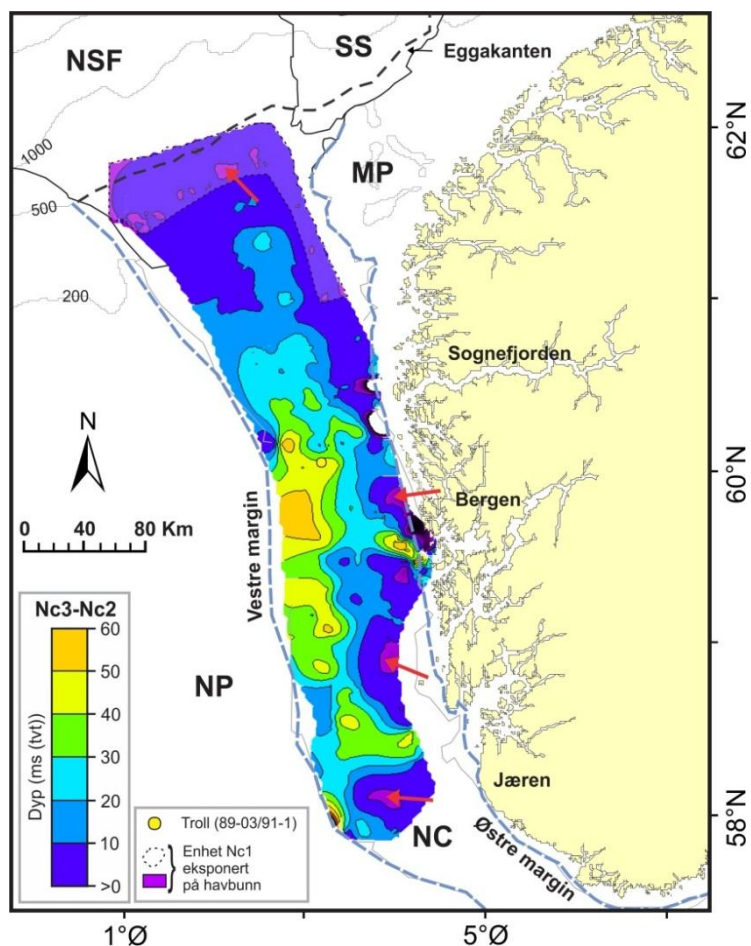
3.5 Programvare

Til å tolke TOPAS data, Olex data og batymetriske data, samt lage kart og figurer, har følgende programmer blitt benyttet: Petrel, ArcMap og CorelDRAW.

Petrel v.2011 har hovedsakelig blitt brukt til å tolke sekvensgrenser, samt fremstille mektighetskart for identifiserte enheter/internenheter (se under). Til å tolke kontinuerlige og høy-amplitude reflektorer (f.eks. havbunnen) har funksjonen «*2D auto-tracking*» blitt benyttet. Denne funksjonen følger automatisk den utvalgte reflektoren og gjør arbeidet mindre tidskrevende. Til å tolke diskontinuerlige og lav-amplitude reflektorer har funksjonen «*Manual interpretation*» blitt benyttet. Denne funksjonen gjør tolkningsarbeidet mer tidskrevende. En av ulempene med funksjonen kan være at tolkede horisonter opptrer mer horisontalt enn hva de egentlig er, noe som kan gi mindre detaljerte resultater. De tolkede horisontene ble benyttet til å fremstille mektighetskart (Figur 3.10).

Mektighetskart

For å utføre mektighetsberegninger, samt fremstille mektighetskart (Figur 3.10), for de ulike seismostratigrafiske enhetene, ble det først definert et polygon som innbefattet de tolkede TOPAS profilene, ved hjelp av funksjonen «*make/edit surface*» i Petrel. Videre ble det laget overflater for hver enkelt sekvensgrense, innenfor polygonet, ved hjelp av funksjonen «*Make/edit surface*». Mektighetskartet ble så laget ved å subtrahere enhetenes nedre grense fra enhetenes øvre grense (dvs. øvre og nedre sekvensgrense) ved hjelp av funksjonen «*Make thickness map*». Fremgangsmåten over har resultert i mektighetskart med fargeskala, som viser hvordan mektigheten til sedimentene varierer i ms (tvt). I studieområdet er dekningen av de seismiske linjene relativt dårlig slik at mektighetskartet avviker noe den reelle/tilsynelatende mektigheten (Figur 3.10). På tross av dette kan isopakkartene likevel benyttes til å gi et grovt estimat av sedimentfordelingen i studieområdet.



Figur 3.10. Eksempel på et isopakkart som har blitt utarbeidet i Petrel v.2011 basert på tolkede sekvensgrenser. Samtlige isopakkart har blitt tilpasset hver enkelt enhets og internenhets utstrekning, langs TOPAS profilene. I dette eksemplet indikerer de røde pilene områder som ikke representerer sedimentmektigheten til de seismiske enhetene. Avvik i mektighet forekommer på samtlige isopakkart (Kapittel 4.1), noe som skyldes den relativt store avstanden mellom TOPAS profilene. En usikkerhet er derfor tilknyttet lokale og mindre utbredte deponer observert i studieområdet (kart og geologiske formelementer (SS, NSF) fra ArcMap v.10).

Mektighetskart (diskontinuerlig internenhet)

Til å illustrere utbredelsen til den diskontinuerlige internsekvensgrense, samt mektighetsvariasjonen til den sammenfallende internenheten, har et enkelt mektighetskart blitt fremstilt ved hjelp av ArcMap v.2010, CorelDRAW v.15 og Petrel v.2011 (Figur 4.4).

Først har den tolkede internsekvensgrensens start- og endekoordinater blitt lest av langs TOPAS profilene i Petrel. Deretter har mektigheten til enheten, mellom sekvensgrense, blitt målt ved hjelp av målingsverktøy i Petrel. Målinger har blitt utført langs samtlige TOPAS profiler hvor internenheten har blitt identifisert. Siden dybden langs TOPAS profilene er gitt i millisekunder (tvt) har mektigheten blitt konvertert til dyp i meter (Kapittel 3.4). Videre har den geografiske posisjonen (dvs. start- og endekoordinater) til internsekvensgrensen blitt plottet inn i ArcMap, der linjer har blitt trukket mellom punktene for å vise internsekvensgrensens utbredelse i studieområdet. Deretter har den kvantifiserte mektighetene, fra Petrel, blitt plottet inn langs linjene (tilsvarende internsekvensgrensen) i ArcMap. Til slutt har mektighetskartet fra ArcMap blitt modifisert i CorelDRAW, hvor de ulike mektighetsverdiene (>0- 40 ms (tvt)) har blitt tildelt ulike farger for å illustrere mektighetsvariasjonen til internenheten.

ARC MAP v.10 er et kartprogram og en del av Geographic Information System (GIS), utviklet av ESRI. Programvaren kan benyttes til å generere kart, samle geografiske data og analysere kartlagt informasjon. I denne oppgaven er programvaren hovedsakelig benyttet til å tolke Olex data og batymetriske data, samt generere oversiktskart over studieområdet som viser landmasser, batymetri og kulturelle data, hvor koordinatsystem, målestokk og orientering (nordpil) er inkludert. For å kartlegge de ulike formelementene i studieområdet har først og fremst de aktuelle datasettene blitt importert til ArcMap som tiff-filer. Deretter har en shape-fil blitt generert for hver enkelt tolkning (dvs. de ulike formelementene), mens selve tolkningen har blitt utført ved hjelp av en «Editor»-funksjon i ArcMap. Programvaren har også funksjoner som gjør det mulig å måle nøyaktig avstand og areal, samt finne geografiske posisjoner ved ønskede lokaliteter.

CORELDRAW v.15 er et vektorbasert tegneprogram som er benyttet til å redigere og fremstille figurer. All data generert fra programmene, beskrevet over (ArcMap og Petrel), er importert og redigert i CorelDRAW. Ved hjelp av programmet er studieområdet og andre kulturelle data markert på kartet, sammen med navn for hver av dem. Farger er lagt til for å fremheve kulturelle data, samt markerer karakteristiske trekk på de tolkede dataene

4. RESULTATER

I dette kapittelet vil resultatene fra det foreliggende studiet presenteres i to delkapiteler. I første delkapittel vil det bli gitt en kort beskrivelse av seismisk facies, deretter presenteres tolkede sekvensgrenser og seismiske enheter, som har lagt til grunne for den nye seismostratigrafien i studieområdet. Her vil seismiske enheter beskrives nærmere med hensyn på seismisk karakter og sedimentfordeling. Andre delkapittel tar for seg geomorfologiske trekk i studieområdet. Her vil de kartlagte formelementene, observert på og under havbunnen, deles inn klasser, før de beskrives nærmere med hensyn på morfologi og utbredelse, samt akustisk karakter hvor det lar seg gjøre.

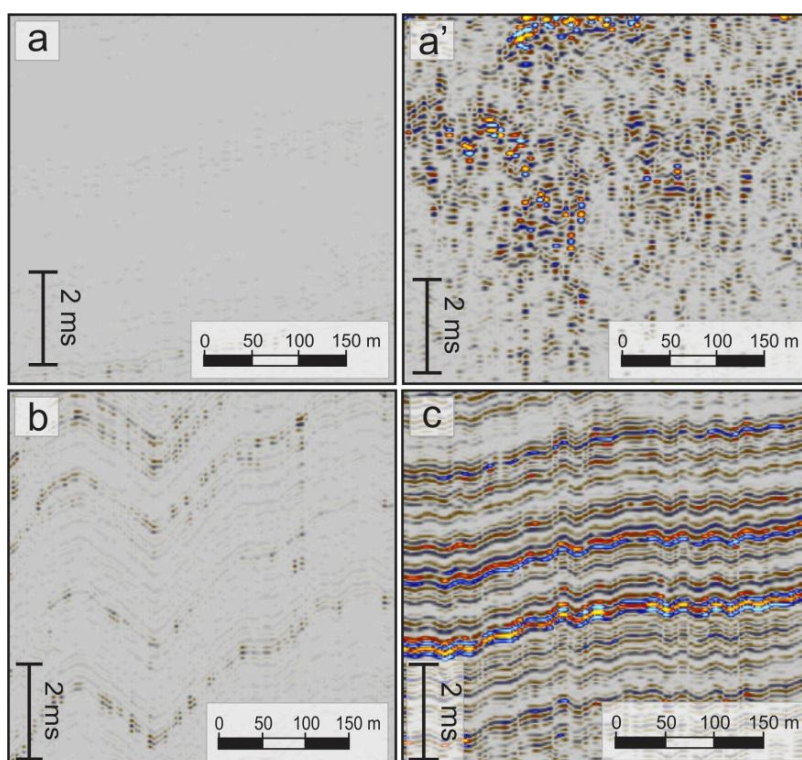
4.1 Sekvensgrenser, enheter og sedimentfordeling

Høyoppløselige TOPAS data har gjort det mulig å studere den seismiske karakteren og geometrien til den øverste sedimentsekvensen i nordlige deler av Norskerenna (Figur 3.1). Totalt er det identifisert 3 hovedenheter, Nc1-Nc3, og 4 internenheter, E1_i og E2_i-E2_{iii}, i TOPAS dataene. Disse er avgrenset av sekvensgrensene, R2 (eldst) - R4 (havbunsreflektor) og internsekvensgrensene, R1_i, R2_i og R2_{ii} (Figur 4.2; 4.3). De seismiske enhetene har blitt identifisert utfra endring i seismisk karakter (seismisk facies). Innenfor de ulike enhetene/internenhetene er det observert en gradvis endring i seismiske facies, noe som kan indikere at avsetningene, innenfor en bestemt enhet, har variert mellom et proksimalt og distalt avsetningsmiljø. I studieområdet har det blitt identifisert tre ulike seismiske facies (Figur 4.1):

Facies 1 - Akustisk strukturløs facies: assosiert med akustisk homogen/transparent (Figur 4.1a) og kaotisk refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a').

Facies 2 - Akustisk transparent til akustisk svakt laminert facies: er karakteristisk for stratifiserte lagpakker med lav til medium amplitude, som tidvis er preget av en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1b).

Facies 3 – Akustisk laminert facies: assosiert med stratifiserte lagpakker med kontinuerlige og parallelle reflektorer, av medium-høy amplitude (Figur 4.1c).



Figur 4.1. Eksempler på seismiske facies observert i denne studien. Akustisk strukturløs facies er representert av A) en transparent refleksjonskarakteristikk og A') en kaotisk refleksjonskarakteristikk. B) Akustisk transparent til akustisk svakt laminert facies og C) akustisk laminert facies. Bildeeksemplene er hentet fra TOPAS profiler tilgjengelig for oppgaven.

I påfølgende delkapitler vil de seismiske enhetene og internenheter bli beskrevet i rekkefølgen eldst (Nc1) til yngst (Nc3). Den nedre grensen til Enhet Nc1 har ikke blitt definert (f.eks. Figur 4.3). Det har derfor ikke vært mulig å påvise enhetens mektighet. Av den grunn er det kun enhetens laterale utbredelse som er omtalt her. For de resterende enhetene, Nc2 og Nc3, vil både mektighet og lateral utbredelse bli presentert. Et kronostratigrafisk rammeverk, samt tolkning av de seismostratigrafiske enhetene, basert på korreleringen med tidligere publiserte kjernedata (Figur 4.2), vil bli presentert i Kapittel 5.1. TOPAS profiler i dette kapittelet er presentert både med og uten tolkning i Appendiks; Profil A-G.

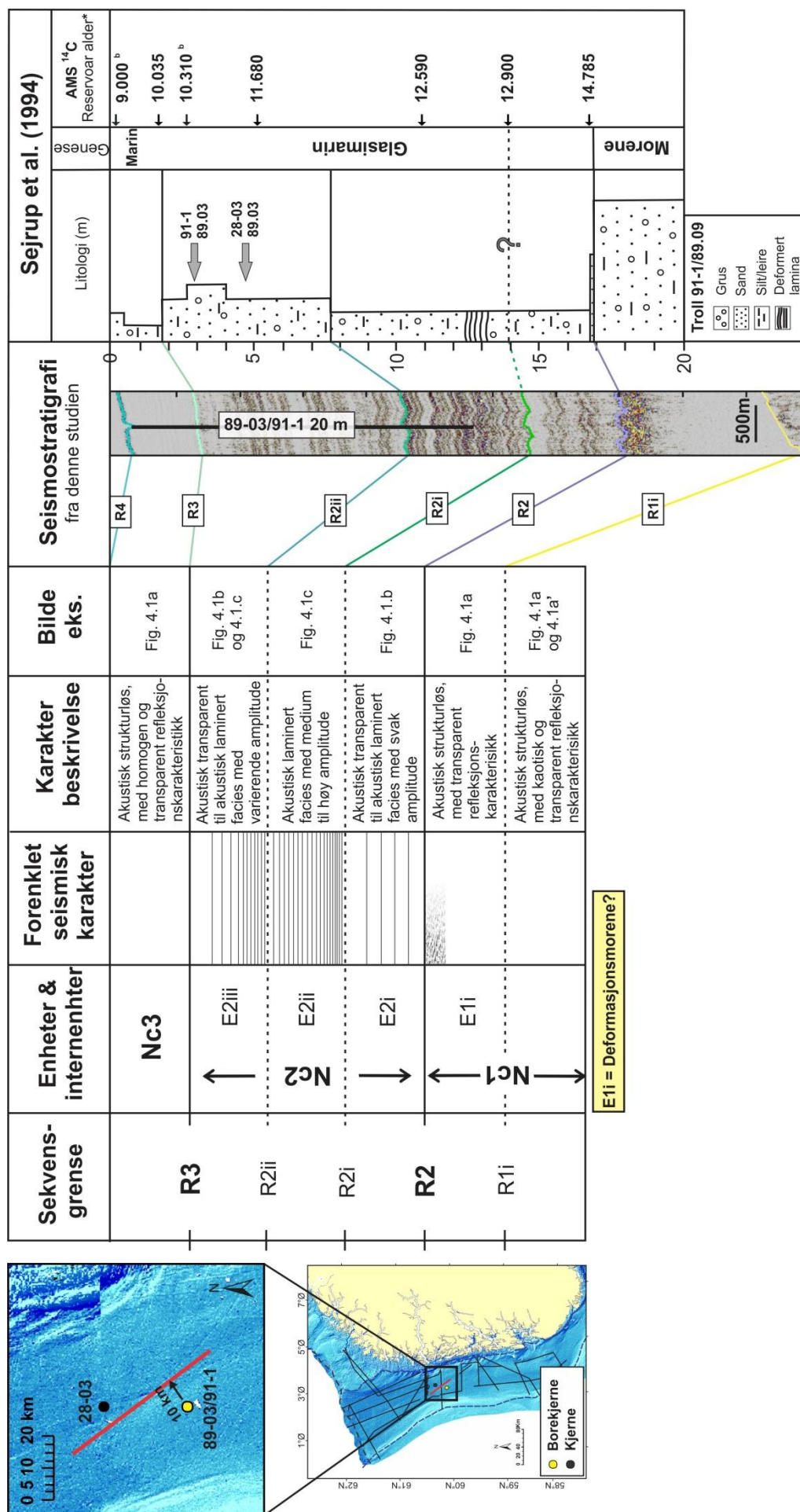
4.1.1 Enhet Nc1

Som nevnt over har ikke den nedre grensen til Enhet Nc1 blitt definert langs TOPAS profilene i studieområdet. Av den grunn kan den ikke defineres som en enhet i samme forstand som Enhet Nc2 og Nc3. Enhetens øvre grense er definert av sekvensgrense R2 (f.eks. Figur 4.2; 4.8; 4.9), som tilsvarer en markant og kontinuerlig reflektor, normalt karakterisert av en sterk amplitude. I tillegg er sekvensgrensen observert med en irregulær utforming og en konveks geometri langs en

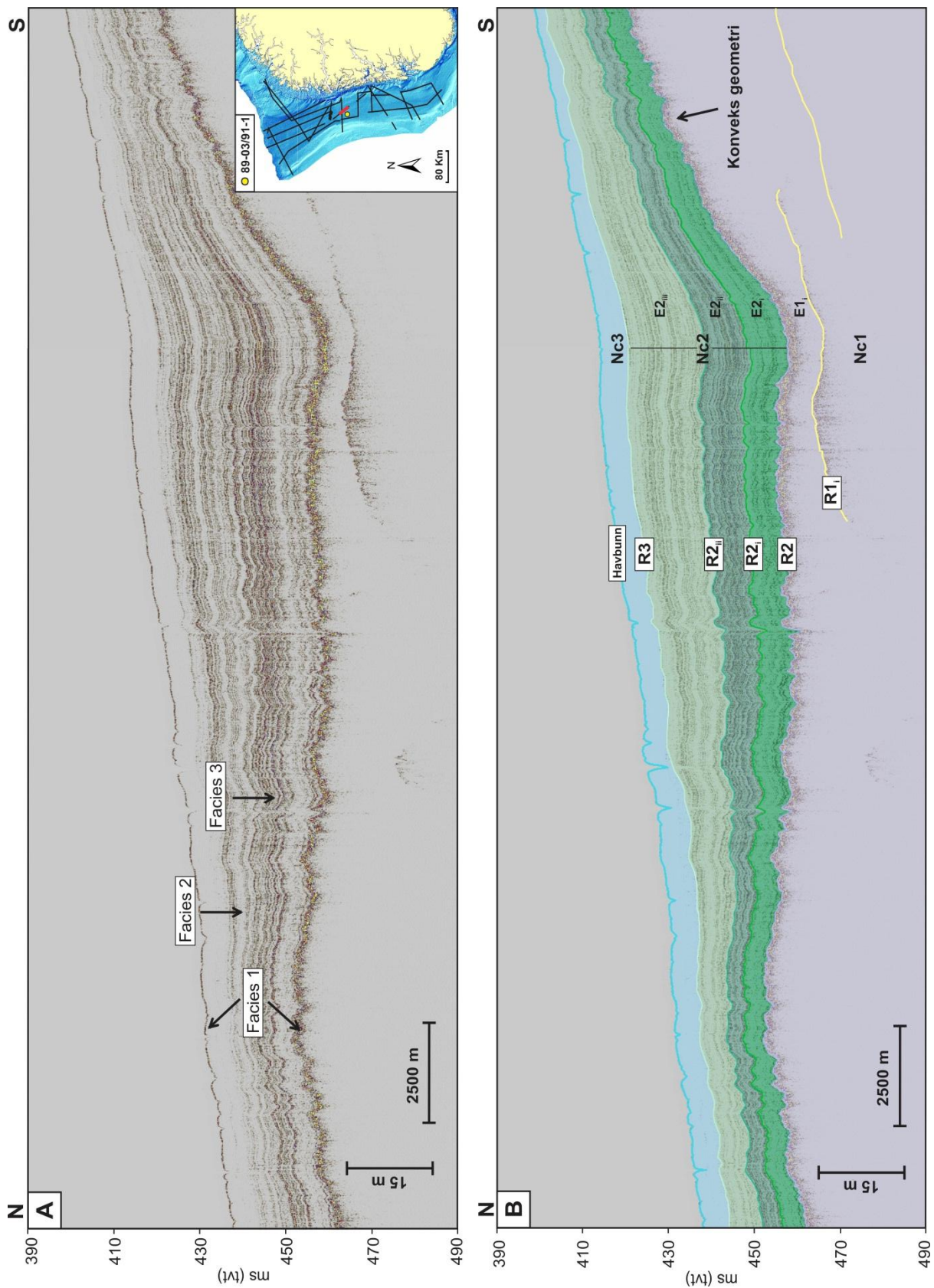
rekke TOPAS profiler (Figur 4.8; 4.9; 4.15; 4.16). Sekvensgrensen tilsvarer også den nedre grensen til Enhet Nc2 (og internenhet E2_i) (se under). Internt i Enhet Nc1 er det identifisert en diskontinuerlig internsekvensgrense, R1_i (f.eks. Figur 4.3; 4.5). R1_i, sammen med den irregulære sekvensgrensen R2 definerer, henholdsvis, den nedre og øvre grensen til internenhet E1_i (Figur 4.2).

Enhet Nc1 er karakteriser av akustisk strukturløs facies (Figur 4.2; 4.3), hovedsakelig dominert av en transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a). Nær sekvensgrense R2 viser den ofte en kaotisk refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a'). Endringen i seismisk karakter med dypet skyldes trolig at den seismiske energien reflekteres når grenseflaten mellom Enhet Nc1 og Nc2 nås. Enhet Nc1 er også observert med størst utbredelse i studieområdet og er overlatt av en akustisk laminert til akustisk transparent sekvens (dvs. Enhet Nc2 og Nc3) (f.eks. Figur 4.2; 4.15). Den akustisk laminerte til akustisk transparente sekvensen er observert å kile ut langs Enhet Nc1 flere steder i studieområdet (Figur 4.8; 4.9; 4.13; 4.16). Denne observasjonen kommer tydeligst frem i studieområdets nordligste og sørligste del (Figur 4.8; 4.16). Enhet Nc1 er i tillegg karakterisert av en konveks geometri (tidvis kileformet geometri) (Figur 4.3; 4.8; 4.16), med en irregulær øvre grense (f.eks. Figur 4.5).

Basert på den varierende geometrien til Enhet Nc1 i studieområdet har den blitt delt inn tre områder: nordvest, nordøst og sør. I den nordvestlige delen av studieområdet har Enhet Nc1 en relativt horisontal utbredelse, med antydning til en konveks og asymmetrisk geometri (Figur 4.8). Ved nordlig yttergrense er et relativt stort område observert å være eksponert på havbunnen (Figur 4.8; nord), mens i sørgående retning er det observert en tilsynelatende økning i havbunnsgradient, trolig som et resultat av en positiv økning i topografi for Enhet Nc1 (Figur 4.8; sør). Ved østlig yttergrense er Enhet Nc1 karakterisert av en tydelig konveks, og tilsynelatende symmetrisk, geometri (Figur 4.9; 4.14), adskilt av et relativt flatt område. Lengst øst, langs skråningen til Måløyplataet, er enheten eksponert på havbunnen (Figur 4.12) og dens konvekse geometri kan følges helt inn mot Norskerennas østre margin. Her er Enhet Nc1 også observert med en positiv økning i topografi, trolig assosiert med en tilsynelatende økning i havbunnsgradienten (Figur 4.9; sør). Ved sørlig yttergrense, like nord for boring 89-03 og ned til studieområdets sørligste grense (se Figur 3.1), er Enhet Nc1 karakterisert av en konveks geometri lengst øst (Figur 4.15; 4.16), mens lengst vest reflekterer den hovedsakelig en traufomet geometri (f.eks. Figur 4.13). Her er enheten også observert å være overlatt av en relativt mektig akustisk laminert til akustisk transparent sekvens (dvs. Enhet Nc2 og Nc3) (Figur 4.13; 4.12).



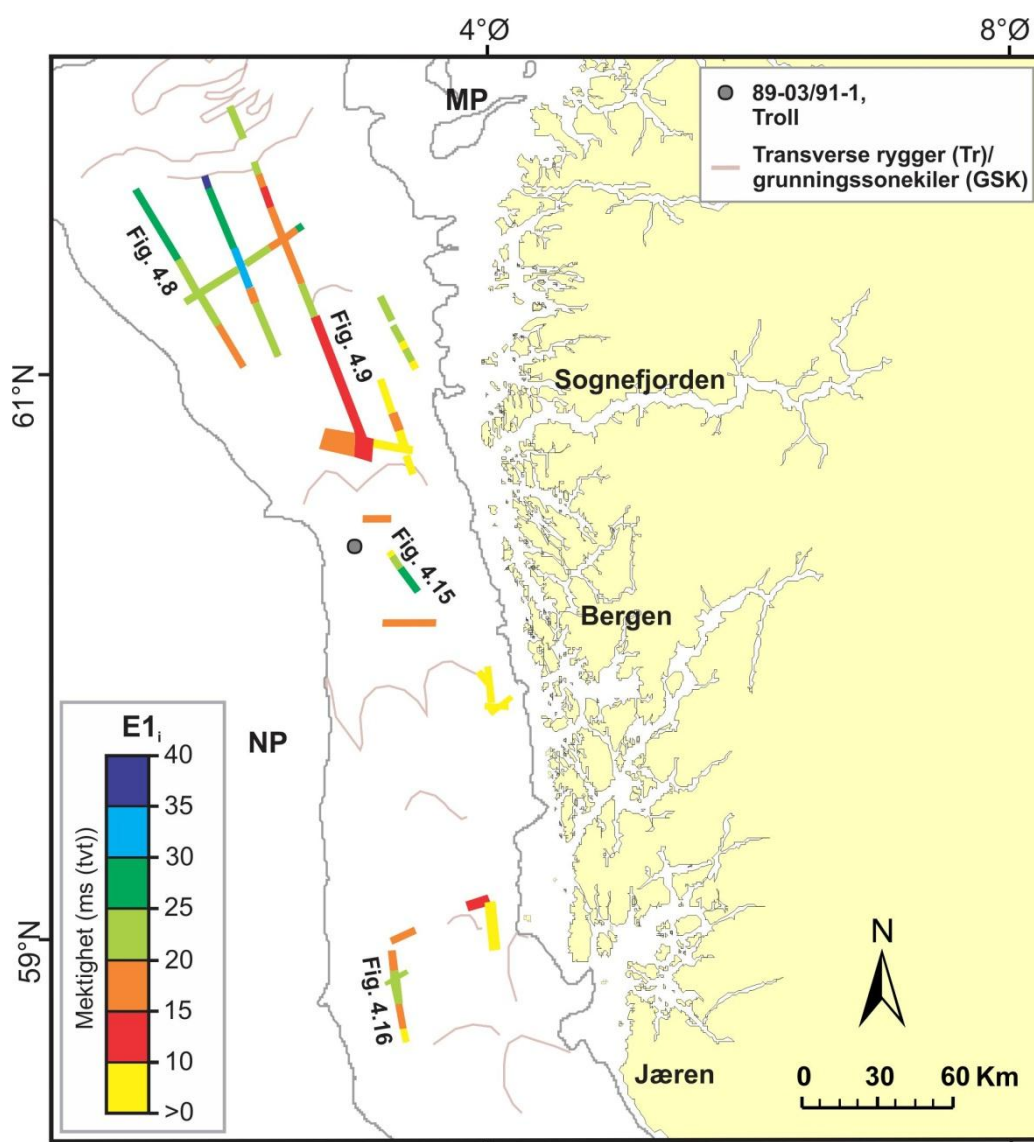
Figur 4.2. Oversikt over seismiske facies observert i studieområdet, samt den sammenfallende seismostratigrafien korrelert med boring 89-03. Tabellen til *venstre* viser en oversikt over samtlige sekvensgrenser/internekvengsgrenser og enheter/interneenheter tolket i denne studien, sammen med en kort beskrivelse av deres hovedkarakteristikk (seismisk facies). *Til høyre:* Korrelering av sekvensgrenser/internekvengsgrenser fra denne studien med kjemestratigrafi fra boring 8903/91-1 (modifisert fra Sejrup et al., 1994). Lokasjonen til TOPAS profilet benyttet til korrelering er indikert av en rød strek på oversiktskartet ytterst til venstre. Dateringene i kolonnen til høyre er hentet fra Tabell 5.1, hvor samtlige dateringer fra 89-03, 91-1 og 28-03 er oppgitt.



Figur 4.3. TOPAS profil fra sentrale deler av studieområdet. A) Utolket profil som viser variasjon i seismisk facies langs profilet. B) Profil med tolkning. Profilets lokasjon er indikert av en rød strek på oversiktskartet til høyre.

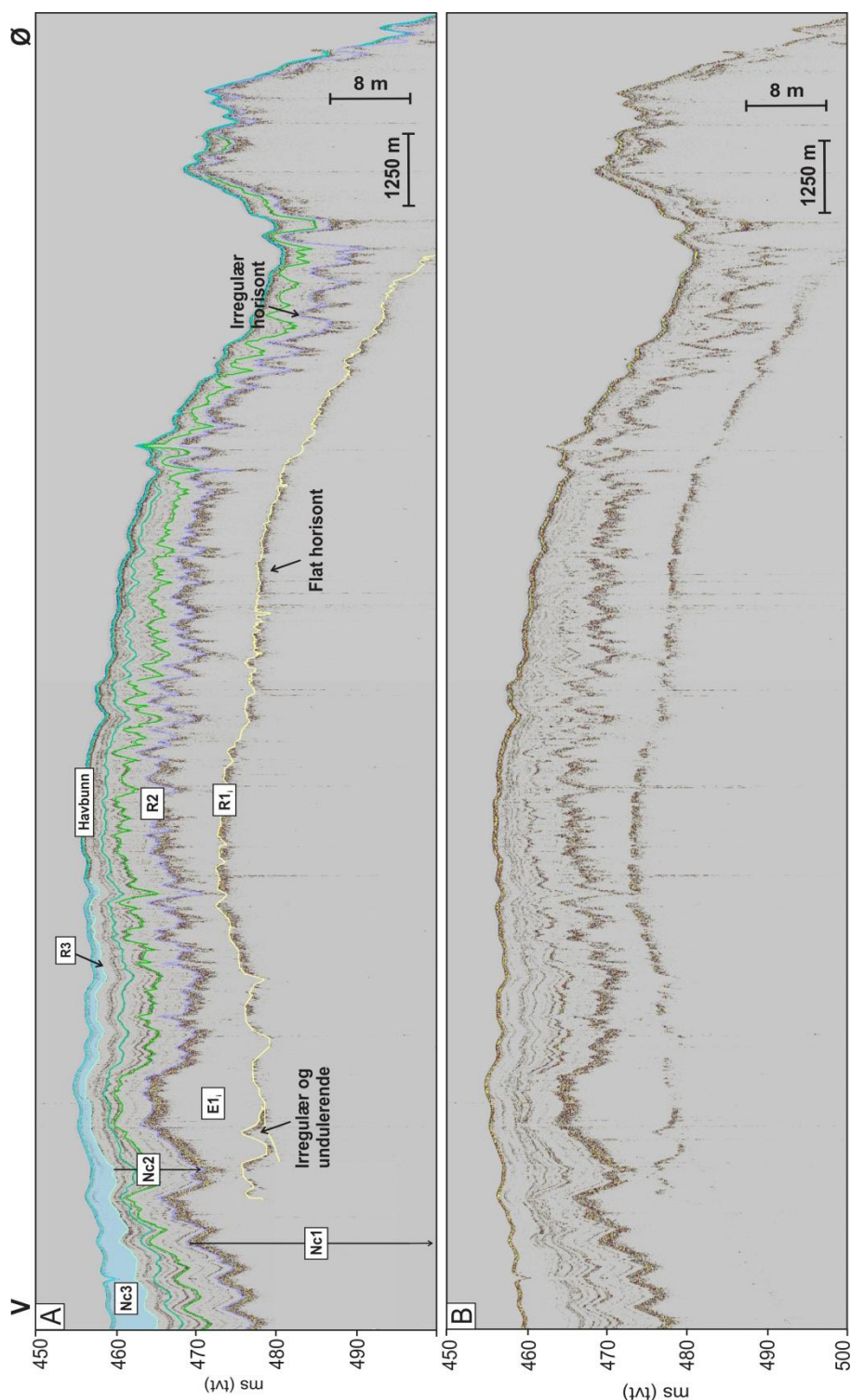
Internenhet $E1_i$

Internenhet $E1_i$ er tolket internt i Enhet Nc1 og er avgrenset av den irregulære sekvensgrensen R2 og den diskontinuerlige internsekvensgrensen $R1_i$, som henholdsvis utgjør internenhetens øvre og nedre grense (f.eks. Figur 4.2; 4.8). Internsekvensgrense $R1_i$ er karakterisert av medium til sterk amplitude, samt en varierende geometri (f.eks. Figur 4.6). Lokalt opptrer internsekvensgrensen som en jevn og tilnærmet flat horisont (Figur 4.9; 4.6b 4.14b;), men også som en irregulær horisont, med en undulerende geometri (Figur 4.5; 4.6a; 4.16). I områder hvor internsekvensgrensen er observert som en tilnærmet flat og jevn horisont og sekvensgrense R2 opptrer med en konveks geometri, tilsvarer internenhet $E1_i$ en kileformet enhet (f.eks. Figur 4.6b, c).

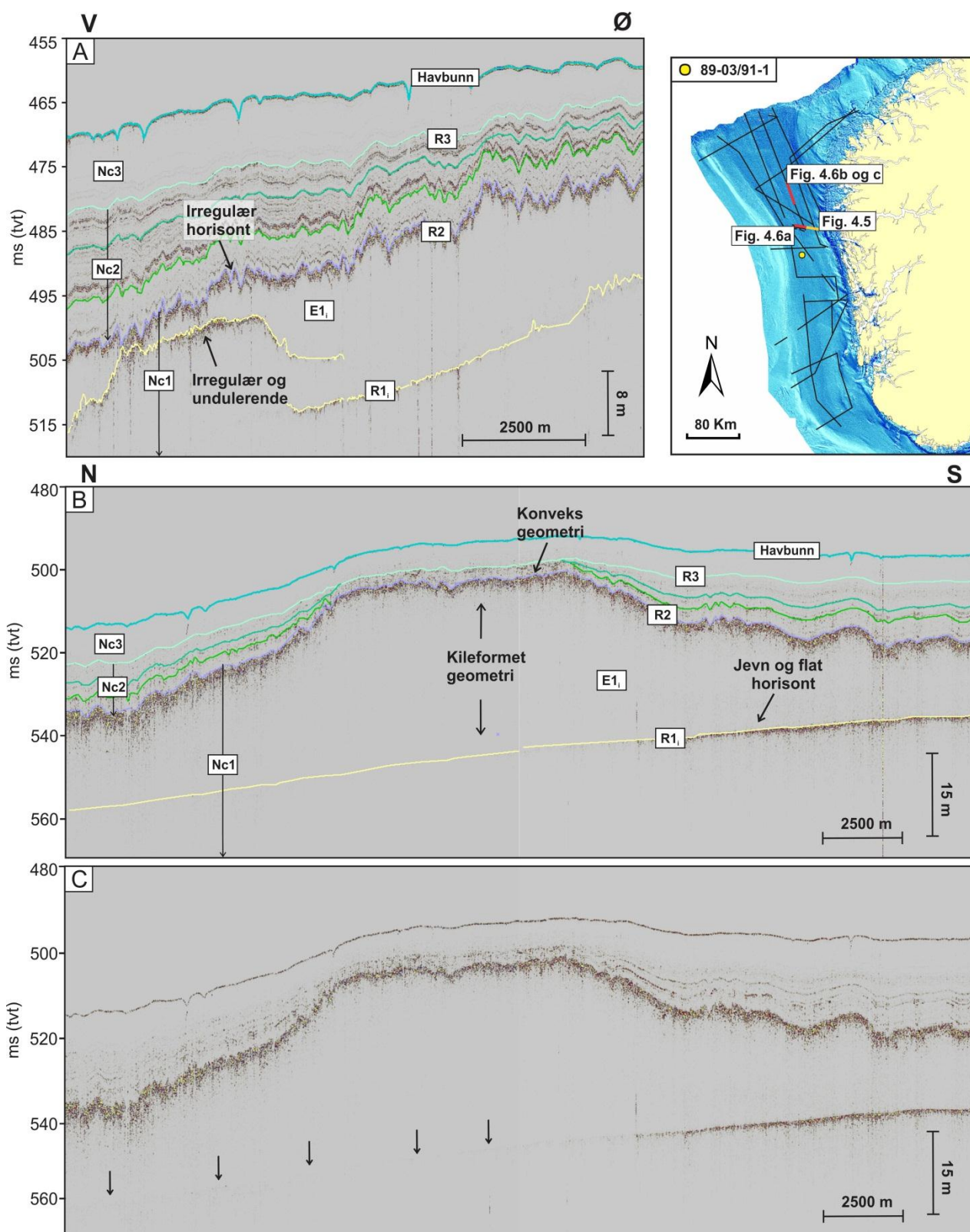


Figur 4.4. Kartet viser mektigheten og utbredelsen til internenhet $E1_i$ i studieområdet, basert på tolkede TOPAS profiler. Formelementene markert på mektighetskartet (dvs. grunningsonekiler og transverse rygger; se Kapittel 4.2.1) er ment å illustrere deres utbredelse i forhold til internenhet $E1_i$.

Internheten E₁ er karakterisert av akustisk strukturløs facies (Figur 4.2; 4.3), assosiert med en transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a; 4.2). Internheten har størst utbredelse i nordlige deler av studieområdet, nord for boring 89-03 (Figur 4.4; 4.8b; 4.9d), mens dens utbredelse er mer begrenset i sør (Figur 4.4; 4.15; 4.16). I nordlige deler er internheten observert med en mektighet som varierer mellom ca. 10-40 ms (tv) (ca. 7-30 m) (Figur 4.4), hvor mektigheten tilsynelatende øker fra øst mot vest (Figur 4.4). I den sørlige delen av studieområdet er internheten observert med en mektighet på <25 ms (tv) (ca. 20 m) (Figur 4.4). I denne delen av studieområdet er det også observert en mindre mektighetsøkning fra øst mot vest.



Figur 4.5. A) TOPAS profil som strekker seg vest-øst i studieområdet, nord av boring 89-03. Internsekkvensgrense R₁ opptrer som en irregulær og undulerende horisont i vest, mens den tilsynelatende har en flat utforming i øst. Øverst til venstre er Enhet Nc3 observert å kile ut langs Enhet Nc2. B) TOPAS profil uten tolkning. Lokasjonen til profilet er indikert av en oransj strek på oversiktskartet i Figur 4.6.



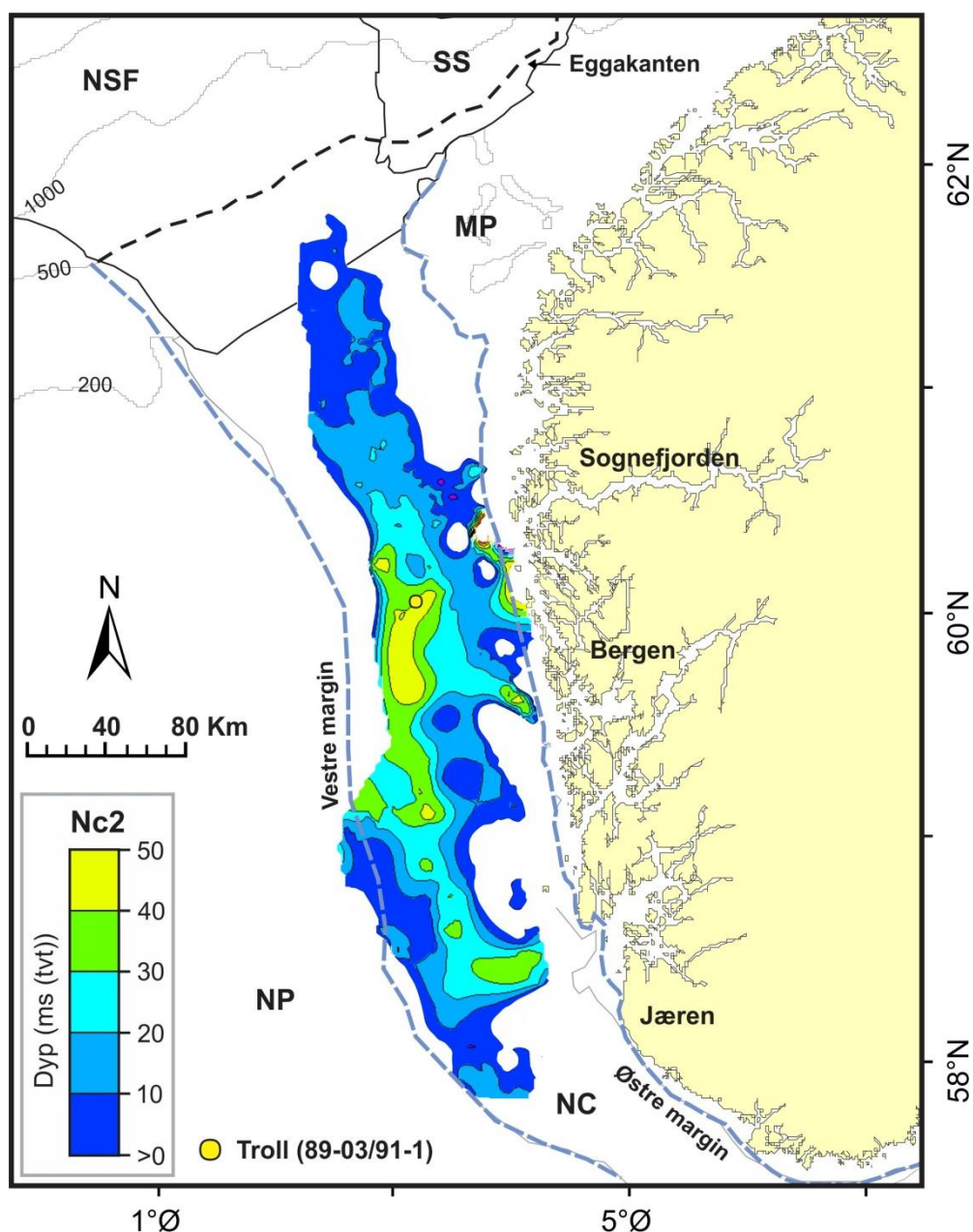
Figur 4.6. TOPAS profiler fra sentrale og nordlige deler av Norskerenna, nord for boring 89-03. A) Internsekvensgrense R1i viser en irregulær og undulerende utforming. Sekvensgrense R2 opptrer som en irregulær horisont. Profil med og uten tolkning, se Appendiks; Profil A. B) Internsekvensgrense R1, opptrer som en flat og jevn horisont. Sekvensgrense R2 viser en konveks geometri. C) TOPAS profil uten tolkning. Sorte piler markerer området hvor internsekvensgrensen utgjør en svak horisont.

4.1.2 *Enhet Nc2*

Enhet Nc2 er hovedsakelig avgrenset av sekvensgrense R3 og den irregulære sekvensgrensen R2, og er observert å drapere over enhet Nc1 (Figur 4.2; 4.8; 4.16). Sekvensgrense R3 uttrykker en av de tydeligste sekvensgrensene tolket langs TOPAS profilene og er observert i store deler av studieområdet (Figur 4.8; 4.16). Sekvensgrensen er karakterisert av en relative sterk amplitude i sørlige (Figur 4.16) og sentrale deler av studieområdet (Figur 4.15), mens nord av boring 89-03 (Figur 3.1) er sekvensgrensen karakterisert av en relativt svak amplitude (Figur 4.8b og c; 4.9c og d). Sekvensgrensen tilsvarer også den nedre og øvre grensen til henholdsvis Enhet Nc3 og internenhet E2_{iii} (under).

Enhet Nc2 er karakterisert av akustisk laminert facies med varierende amplitude (Figur 4.1b og c; 4.2; 4.3). Basert på enhetens interne variasjon i seismisk facies har den blitt delt inn i tre internenheter, E2_i - E2_{iii}, adskilt av internsekvensgrense R2_i og R2_{ii} (f.eks. Figur 4.8; 4.9). Internenhetene, samt de sammenfallende internsekvensgrensene, vil bli beskrevet senere.

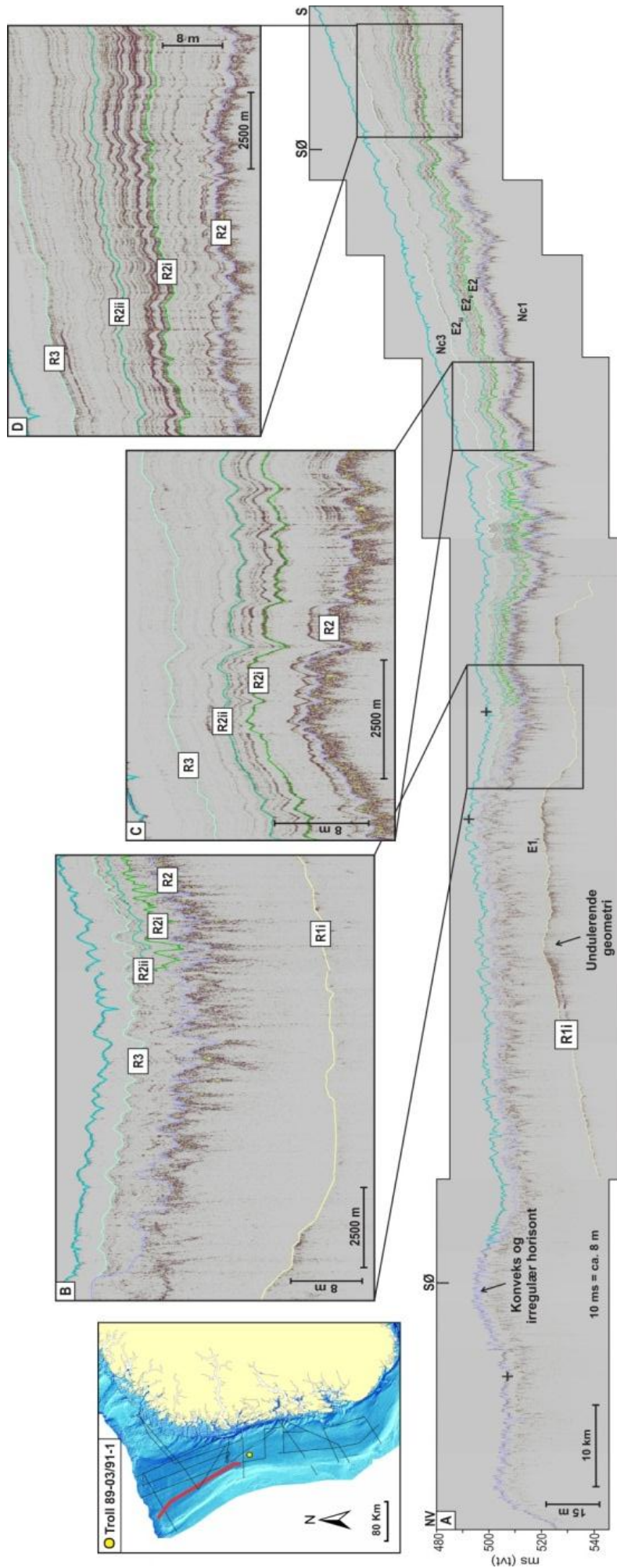
Enhet Nc1 er observert med størst utbredelse, samt mektighet, i sørlige og sentrale deler av studieområdet (Figur 4.7). Den største sedimentmektigheten, på ca. 50 ms (tvt) (ca. 35 m), er observert sør for boring 89-03, lang Norskerennas vestre margin (Figur 4.7). Lengst sør er enheten observert å kile ut langs Enhet Nc1 (Figur 4.13; øst og 4.16; sør). I den nordligste delen av studieområdet (dvs. nord for boring 89-03) er enhetens utbredelse, samt mektighet, mer begrenset (Figur 4.7). Den største observerte mektigheten er ca. 25 ms (tvt) (ca. 20 m), mens den dominerende mektigheten varierer mellom ca. 10-20 ms (tvt) (ca. 7-15 m) (Figur 4.7). Enhet Nc2 er også observert med en større utbredelse i den den nördøstlige delen av studieområdet, sammenlignet med den nordvestlige delen. I nordvest er Enhet Nc1 eksponert på havbunnen (Figur 4.8 og 4.7). Denne utbredelsen, beskrevet over for Enhet Nc2 i nordlige deler av studieområdet, er en generell trend for internenhet E2_i-E2_{iii} (under). Langs Norskerennas østre margin, rett vest for Måløyplatået, samt et stykke sørover (dvs. rett vest for Sognefjorden), er det også observert et område hvor Enhet Nc2, samt Enhet Nc3, er fraværende (Figur 4.7; 4.12), mens Enhet Nc1 er eksponert på havbunnen (Figur 4.12).



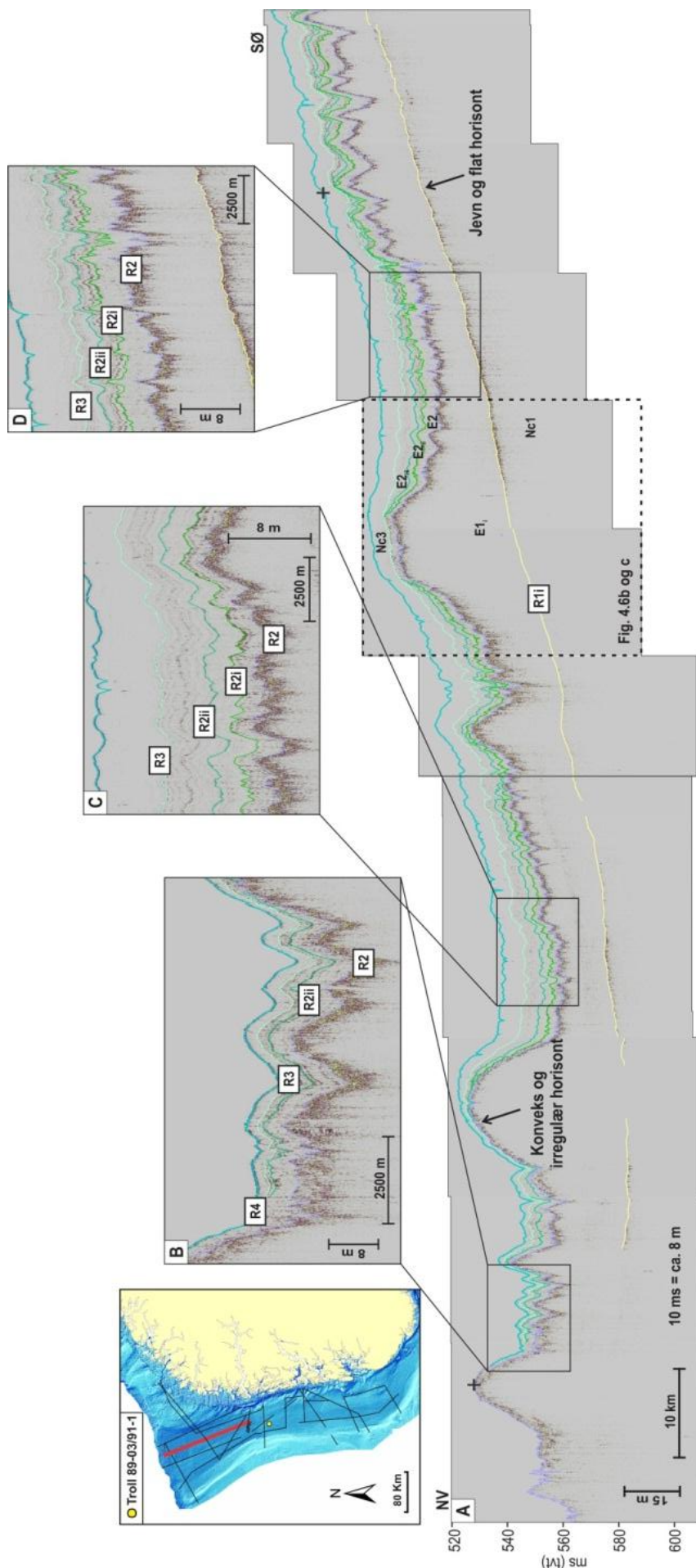
Figur 4.7. Isopakkart som viser mektigheten og utbredelsen til Enhet Nc2 i studieområdet. På grunn av relativt stor avstand mellom TOPAS profilene i studieområdet forekommer det imidlertid avvik i mektighet (se Kapittel 3.5). Det er derfor en generell usikkerhet tilknyttet lokale og mindre utbredte deponer observert i studieområdet. Stiplet polygon indikerer studieområdet. NSF - Nordsjøviften; MP - Måløyplatået; SS - Storeggaskredet; NP - Nordsjøplatået.

Internheten E2_i

Internheten E2_i er hovedsakelig avgrenset av internsekvensgrense R2_i og den irregulære sekvensgrensen R2 (Figur 4.2; 4.5; 4.8). Internsekvensgrense R2_i er karakterisert av medium til sterk amplitude og er lokalt observert som en diskontinuerlig sekvensgrense i sørlige og sentrale deler av studieområdet (Figur 4.6b; 4.13; 4.16). Internsekvensgrensen utgjør også den nedre grensen til internheten E2_{ii} (under).



Figur 4.8. A) Sammensatt TOPAS profil som viser utbredelsen til de tolkede sekvensgrensene i nordvestlige deler av studieområdet. Profil med og uten tolkning, se Appendiks; Profil B. B) Utsnittet viser hvordan amplituden til internsekvensgrense R2_i og R2_{ii} blir betydelig svakere i nordgående retning. C) Utsnittet viser hvordan amplituden til internsekvensgrense R2_i og R2_{ii} øker i sørgående retning. C) Utsnittet viser hvordan samtlige sekvensgrenser/internekkensgrenser domineres av en sterk amplitude i sentrale deler av studieområdet. Profilens lokasjon i studieområdet er indikert av en rød strek på oversiktskartet, mens svarte kryss, markert langs havbunnen, indikerer krysningspunkt med tverrprofiler (indikert på oversiktskartet).



Figur 4.9. A) S sammensatt TOPAS profil som viser utbredelsen til de tolkede sekvensgrenser i nordøstlige deler av studieområdet. Profil med og uten tolkning, se Appendiks; Profil C. B) Utsnitt som viser hvordan de stratigrafisk øverste sekvensgrensene (R2_{iii}-R3) kiler ut langs sekvensgrense R2. C) Sekvensgrenser/internekkensgrenser stratigrafisk over sekvensgrense R2 domineres av en relativt svak amplitude. D) Internekkensgrensenes amplitude (R2_i, R2_{ii} og R1_i) øker gradvis nord av boring 89-03. Profilets lokasjon er indikert av en rød strek på oversiktskartet, mens svarte kryss, markert langs havbunnen, indikerer kryssingspunkt med tverrprofiler (indikert på oversiktskartet).

Internheten $E1_i$ er karakterisert av akustisk transparent til akustisk laminert facies (Figur 4.1b; 4.2; 4.3), dominert av lav til medium amplitude og viser til tider en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.8; 4.9; 4.16). Internheten opptrer også som en diskontinuerlig enhet i sørlige og sentrale deler av studieområdet (f.eks. Figur 4.16b; 4.13; 4.16). Der i mot er internheten observert å være eksponert på havbunnen langs Norskerennas østre margin, rett vest av Sognefjorden (Figur 4.14b). Hovedsakelig viser internheten størst utbredelse i sentrale deler av studieområdet, hvor den største mektigheten, på <16 ms (tvt) (ca. 12 m), er observert rett sør for boring 89-03 (Figur 4.10a). Den dominerende mektigheten varierer hovedsakelig mellom ca. 4-8 ms (tvt) (ca. 2-5 m) (Figur 4.10a).

Internhet $E2_{ii}$

Internhet $E2_{ii}$ er hovedsakelig avgrenset av internsekvensgrense $R2_{ii}$ og $R2_i$ (Figur 4.2; 4.8; 4.16). Internsekvensgrense $R2_{ii}$ er karakterisert av medium til høy amplitude og er observert som en diskontinuerlig sekvensgrense rett vest av Sognefjorden (Figur 4.14). Internsekvensgrensen utgjør også den nedre grensen til internhet $E2_{iii}$ (under).

Av de tre internhetene ($E2_i$ - $E2_{iii}$) utgjør internhet $E2_{ii}$ den mest fremtredende internheten internt i Enhet Nc2. Internheten er hovedsakelig karakterisert av akustisk laminert facies (Figur 4.1c; 4.2; 4.3), assosiert med parallelle internreflektorer av medium til høy amplitude (f.eks. Figur 4.8d; 4.9d; 4.16b). I sørlige og nordlige deler av studieområdet er internheten tidvis karakterisert av akustisk laminert facies med lav til medium amplitude (Figur 4.8c, 4.9b og c; 4.16c). Lokalt opptrer internheten som en diskontinuerlig enhet, blant annet vest av Sognefjorden (Figur 4.14a og b). Her er en inkonformitet identifisert mellom internhet $E2_i$ og $E2_{iii}$ (Figur 4.14a).

Internheten viser størst utbredelse i sentrale deler av studieområdet (Figur 4.10b). Den største mektigheten, på ca. 20 ms (tvt) (ca. 15 m), er observert i sørvest, langs Norskerennas vestre margin (Figur 4.10b; 4.13), mens den dominerende mektigheten hovedsakelig varierer mellom ca. 8-12 ms (tvt) (ca. 5-9 m) (Figur 4.10b).

Internheten E2_{iii}

Internheten E2_{iii} er avgrenset av sekvensgrense R3 og internsekvensgrense R2_{ii} (Figur 4.2; 4.8; 4.9; 4.16). Som nevnt over utgjør sekvensgrense R3 en av de tydeligste sekvensgrensene tolket langs TOPAS profilene i studieområdet, og er hovedsakelig karakterisert av medium til høy amplitude (Figur 4.8d; 4.9c, d; 4.14; 4.16). Slik som internheten E2_{ii} så er også internheten E2_{iii} observert som en diskontinuerlig sekvensgrense rett vest av Sognefjorden (Figur 4.14).

Internheten E2_{iii} er karakterisert av akustisk laminert til akustisk transparent facies, med varierende amplitude (Figur 4.1b og c; 4.2). I nordlige og sentrale deler av studieområdet er internheten karakterisert av akustisk laminert til transparent facies av svak til medium amplitude (Figur 4.8; 4.9; 4.15b), mens i sørligste deler av studieområdet er internheten karakterisert av akustisk laminert facies av medium til høy amplitude (Figur 4.13; 4.15c; 4.16). Vest av Sognefjorden er internheten E2_{iii} observert som en diskontinuerlig enhet (Figur 4.14), mens nær Norskerennas østre margin er den også observert å være eksponert på havbunnen, samtidig som den kiler ut langs internheten E2_i (Figur 4.14b). Et stykke nordover er internheten observert inkonformt, stratigrafisk over internheten E2_i, (Figur 4.14a).

Internheten E2_{iii} er observert med største mektigheten, <24 ms (tvt) (ca. 18 m), i sentrale deler av studieområdet, rett øst av Nordsjøplatået (Figur 4.3; 4.10c). Den dominerende mektigheten varierer hovedsakelig mellom ca. 4-12 ms (tvt) (ca. 3-9 m) (Figur 4.10c).

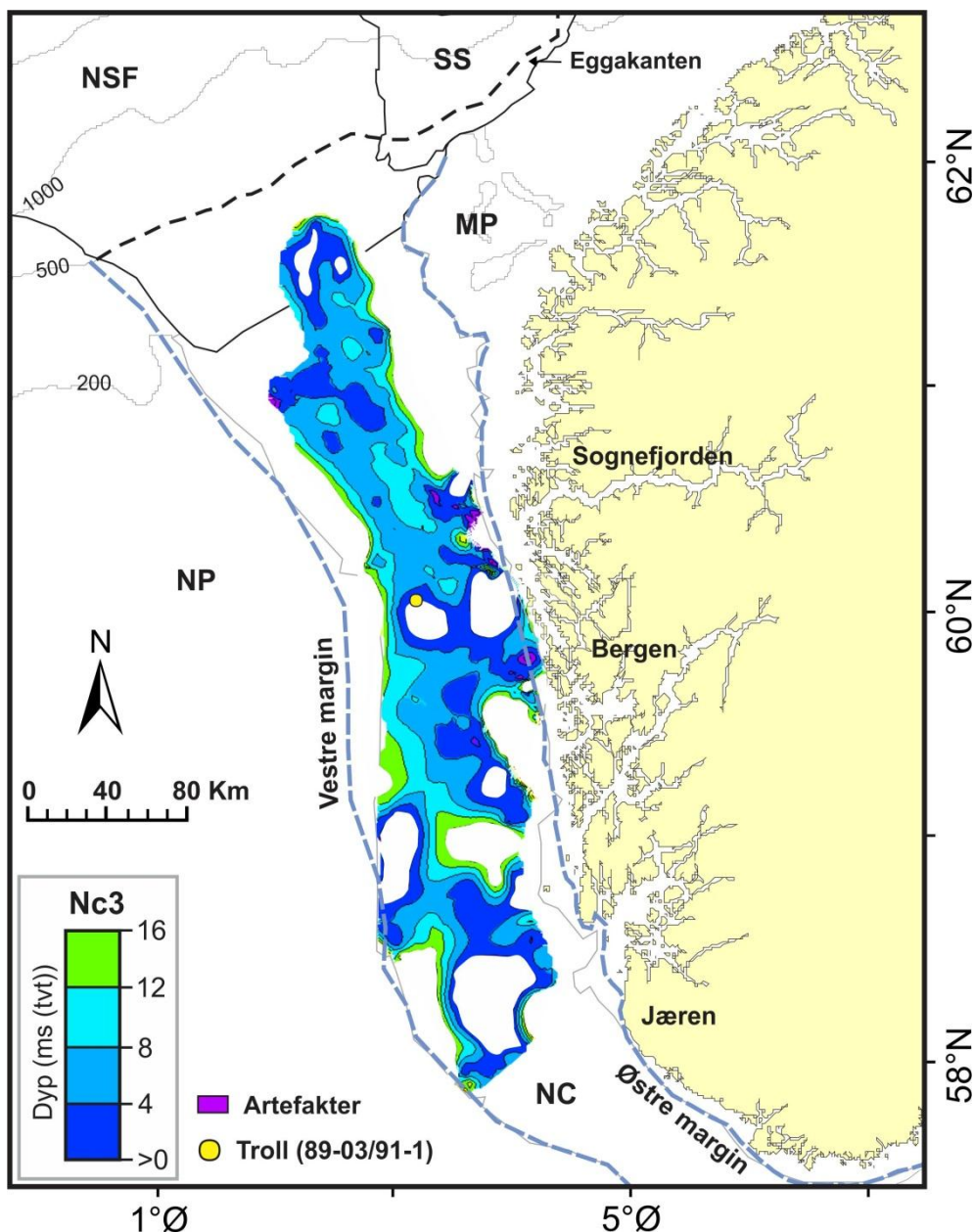
4.1.3 Enhet Nc3

Enhet Nc3 (Figur 4.2) er avgrenset av havbunnsreflektoren (R4) og sekvensgrense R3. Sekvensgrense R3 utgjør, som nevnt over, en av de mest markante sekvensgrensene observert langs TOPAS profilene og er hovedsakelig karakterisert av medium til høy amplitude (Figur 4.8d; 4.9c, d; 4.15; 4.16).

Enhet Nc3 er gjennomgående dominert av en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.1a; 4.2; 4.3), som står i kontrast til den akustisk laminerte enheten Nc2, stratigrafisk under Enhet Nc3 (Figur 4.2). Enheten er hovedsakelig observert å kile ut på havbunnen i nordlige og sørlige deler av studieområdet (Figur 4.8; 4.9; 4.16). Tilsvarende observasjon er også gjort langs østlige deler av studieområdet (Figur 4.13; 4.5). I tillegg er enheten totalt fraværende langs Norskerennas østre margin, vest for Sognefjorden (Figur 4.14).

Den største mektigheten, på <16 ms (tvt) (ca. 12 m), er observert i sørvestlige deler av studieområdet, langs Norskerennas vestre margin (Figur 4.13; 4.11), samt mer lokalt, vest av

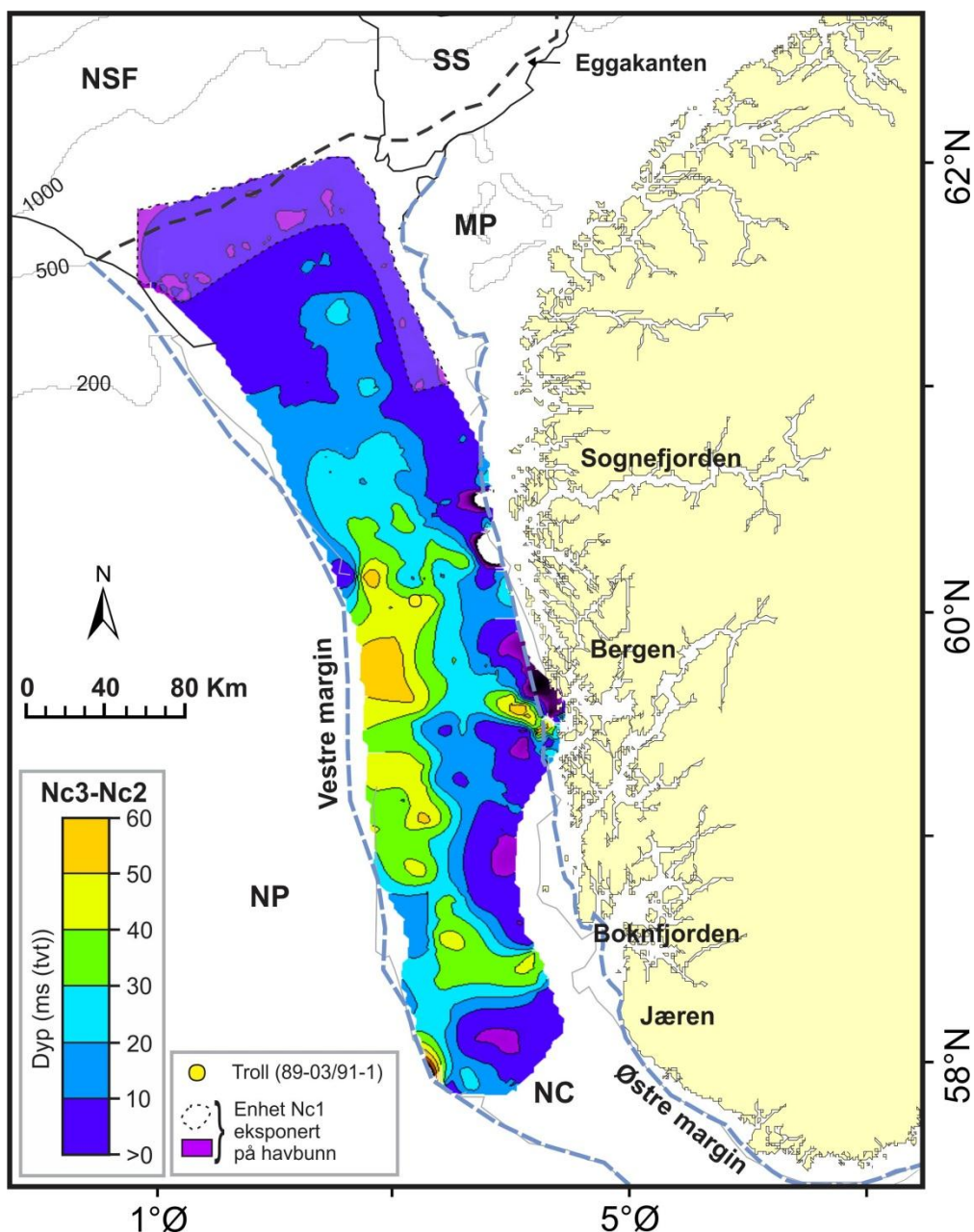
Sognefjorden og Bergen. Den dominerende mektigheten varierer hovedsakelig mellom 4-8 ms (tvt) (ca. 5 m).



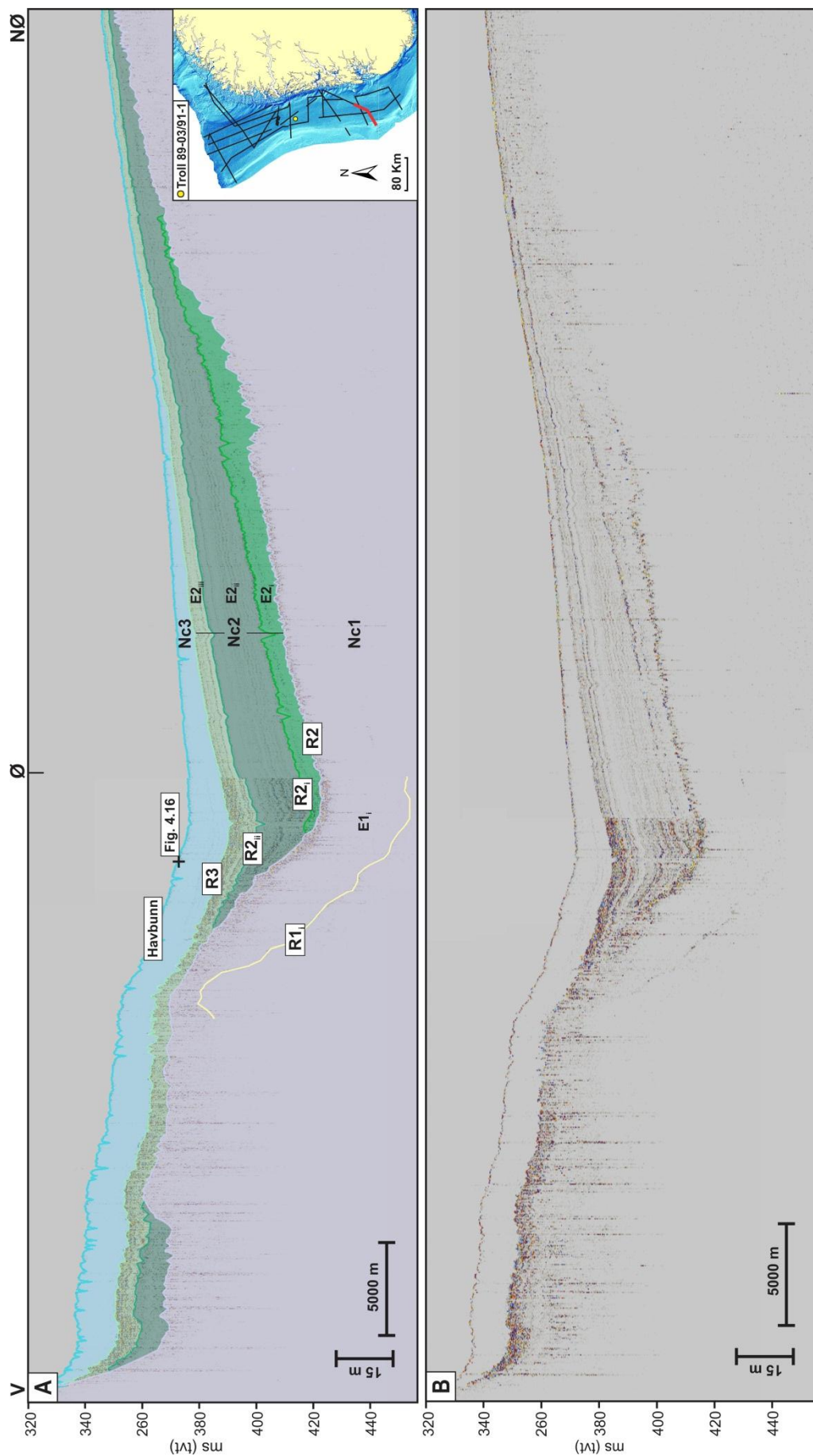
Figur 4.11. Isopakkart som viser utbredelsen og mektigheten til Enhet Nc3 i studieområdet. Avvik i mektighet forekommer og det er derfor en usikkerhet tilknyttet lokale og mindre utbredte depositre (se Kapittel 3.5). Stiplet polygon indikerer studieområdet. NSF - Nordsjøviften; MP - Måløyplataet; SS - Storeggaskredet; NP - Nordsjøplataet.

Totalt har det blitt avsatt <60 ms (tvt) (ca. 45 m) med sedimenter i studieområdet, der den største mektigheten er observert i sentrale deler, sør for boring 89-03 (Figur 4.12). I nordlige deler av studieområdet er en sedimentmektighet på <20 ms (tvt) (ca. 15 m) observert (Figur 4.12). I dette området er den totale sekvensen observert med størst utbredelse i nordøstlige deler av

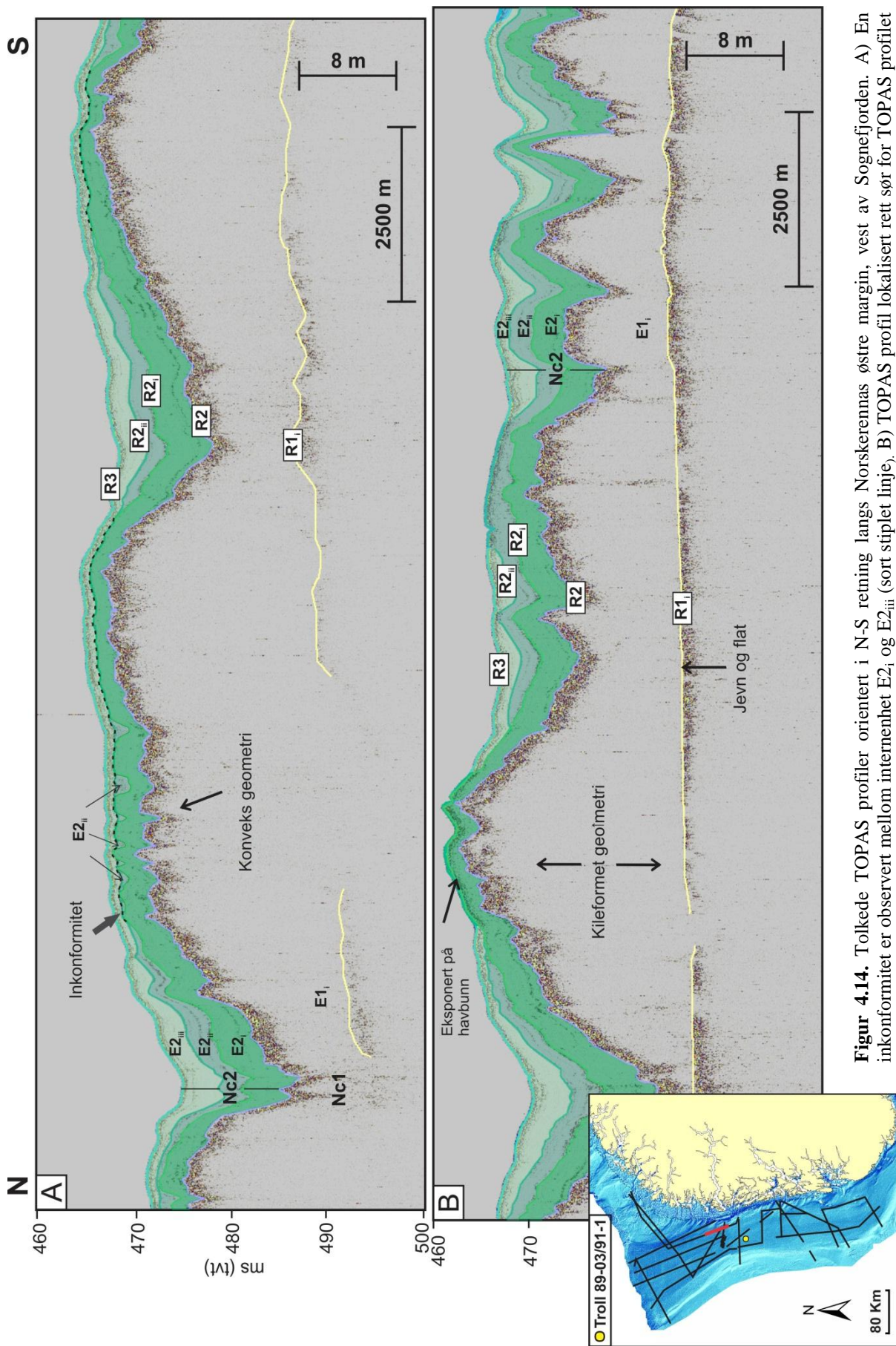
studieområdet (Figur 4.12; 4.9), sammenlignet med den nordvestlige delen (Figur 4.12; 4.8). Sør av eggkanten, langs skråningen til Måløyplatået, er både Enhet Nc2 og Enhet Nc3 fraværende, mens Enhet Nc1 er eksponert på havbunnen (Figur 4.12). I sørlige deler av studieområdet er en sedimentmektighet på <55 ms (tvt) (ca. 40 m) observert, hvor den størst mektigheten er observert i sentrale deler av studieområdet, øst av Nordsjøplatået (Figur 4.12). Hvor Enhet Nc1 viser en konveks geometri er ofte mektigheten til Enhet Nc2 og Nc3 redusert, eller de kiler ut langs enhet Nc1 (f.eks. Figur 4.12; 4.13; 4.16).



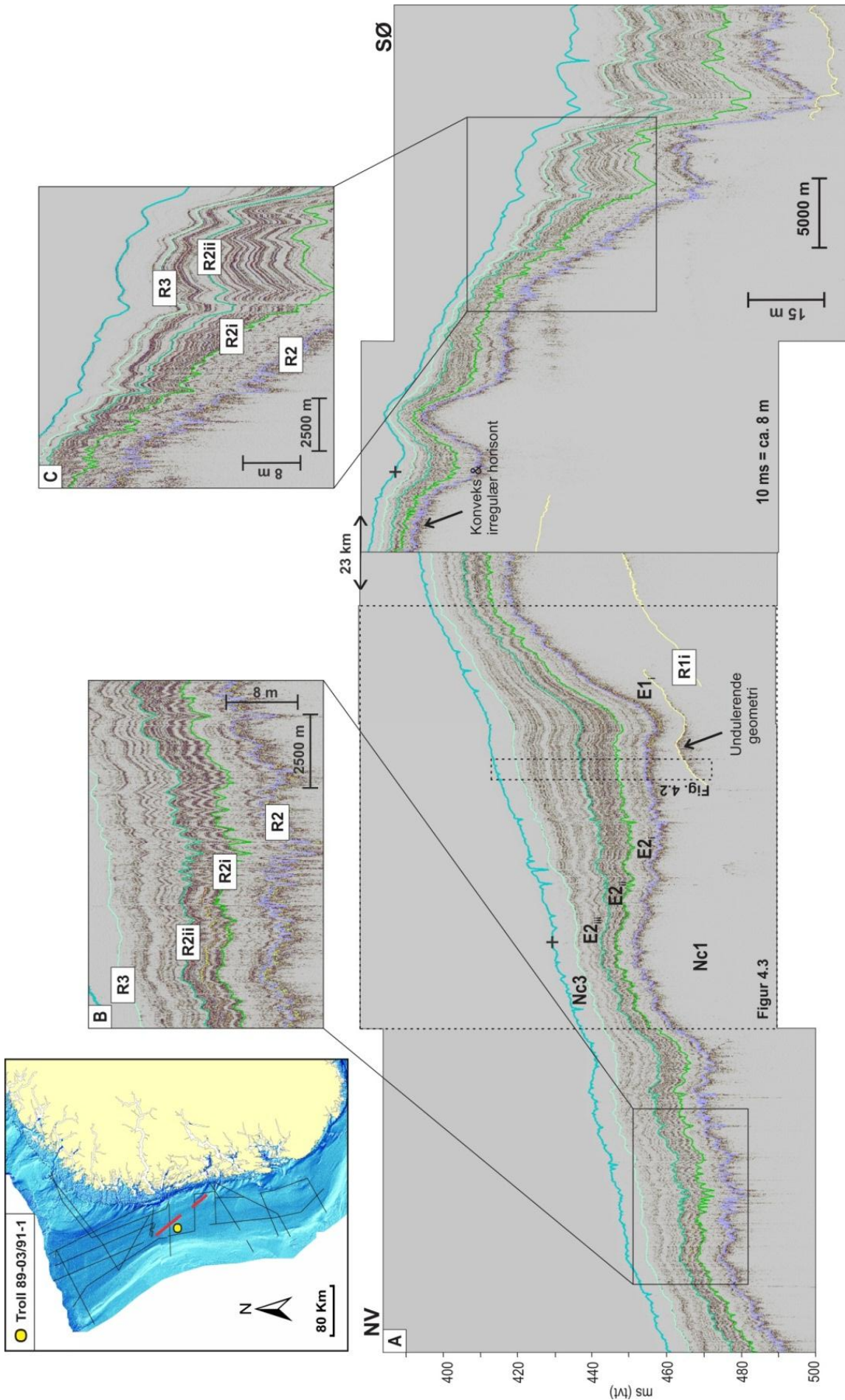
Figur 4.12. Isopakkart som viser mektigheten og utbredelsen til den totale sedimentsekvensen i studieområdet (Enhet Nc2 og Nc3), stratigrafisk over Enhet Nc1. Avvik i mektighet forekommer også her, med hensyn på den store avstanden mellom TOPAS profilene i studieområdet (se Kapittel 3.5). NSF - Nordsjøviften; MP - Måløyplatået; SS - Storeggaskredet; NP - Nordsjøplatået.



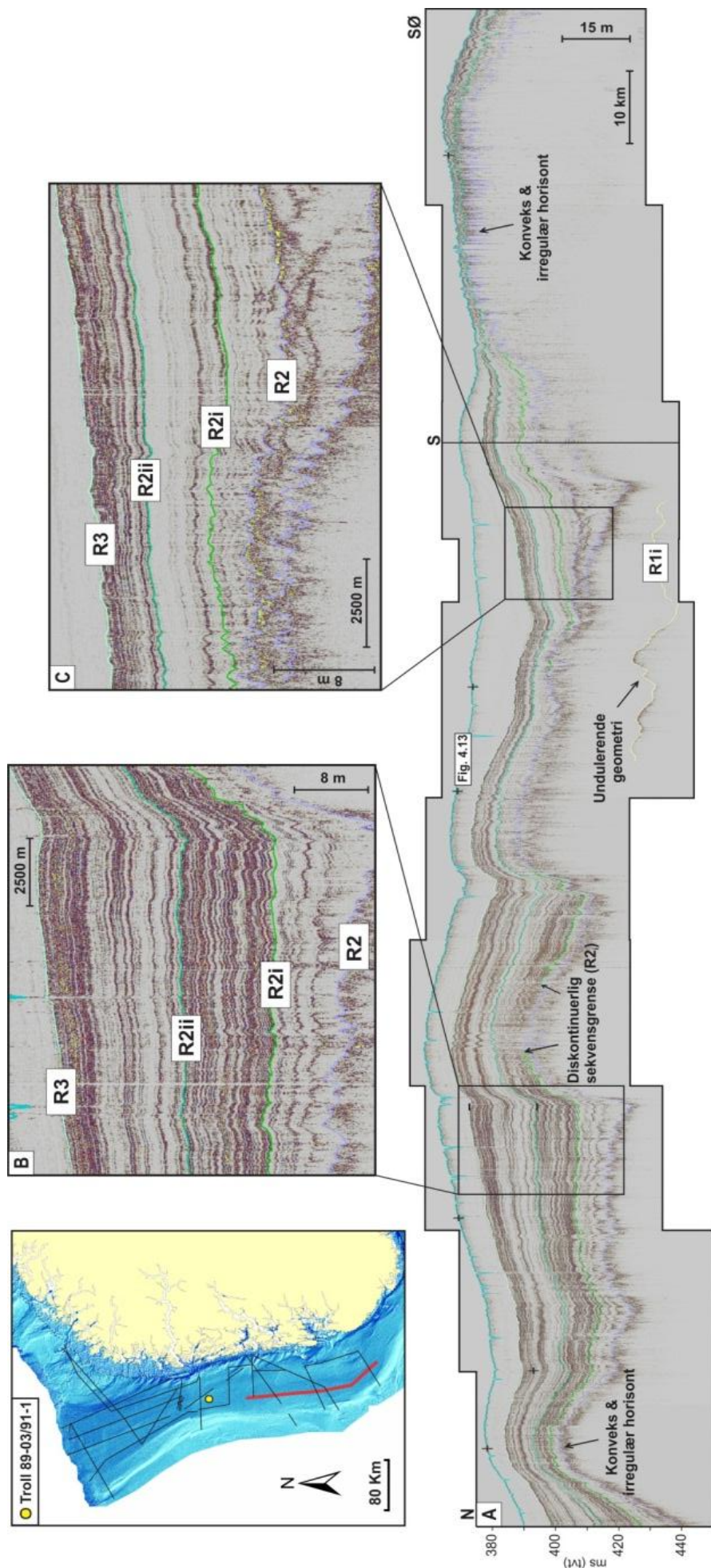
Figur 4.13. A) TOPAS profil orientert i retning V-NØ, lokalisert i den sørvestlige delen av studieområdet. Profilet viser hvordan den totale sedimentsekvensen kiler ut lang Enhet Nc1 i øst, hvor den tilsynelatende har en konveks geometri. B) Topas profil uten tolkning. Profilets lokasjon i studieområdet er indikert av en rød strek på oversiktskartet. Sort kryss indikerer krysningspunktet til TOPAS profilet vist i Figur 4.16.



Figur 4.14. Tolkede TOPAS profiler orientert i N-S retning langs Norskerennas østre margin, vest av Sognefjorden. A) En inkonformitet er observert mellom intermenet E2_i og E2_{iii}. B) TOPAS profil lokalisert rett sør for TOPAS profillet i A). Intermenet E2_{ii} og E2_{iii} observert å kile ut ved havbunnen, langs intermenet E2_i. Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av rød strek på oversiktskartet. For profil med og uten tolkning se Appendiks; Profil D og E.



Figur 4.15. A) S sammensatt TOPAS profil som viser utbredelsen til de tolkede sekvensgrenser og interne sekvensgrenser i sentrale deler av studieområdet. Profil med og uten tolkning, se Appendix; Profil F. B) og C) Utsnittene sekvensgrenser og interne sekvensgrenser med høy amplitude, samt tydelige kontrast i seismisk facies. Profillets lokasjon i studieområdet er indikert av en rød strek på oversiktskartet til venstre. Sorte kryss, markert langs havbunnen, indikerer krysningspunkt med tverrprofiler (indikert på oversiktskartet).



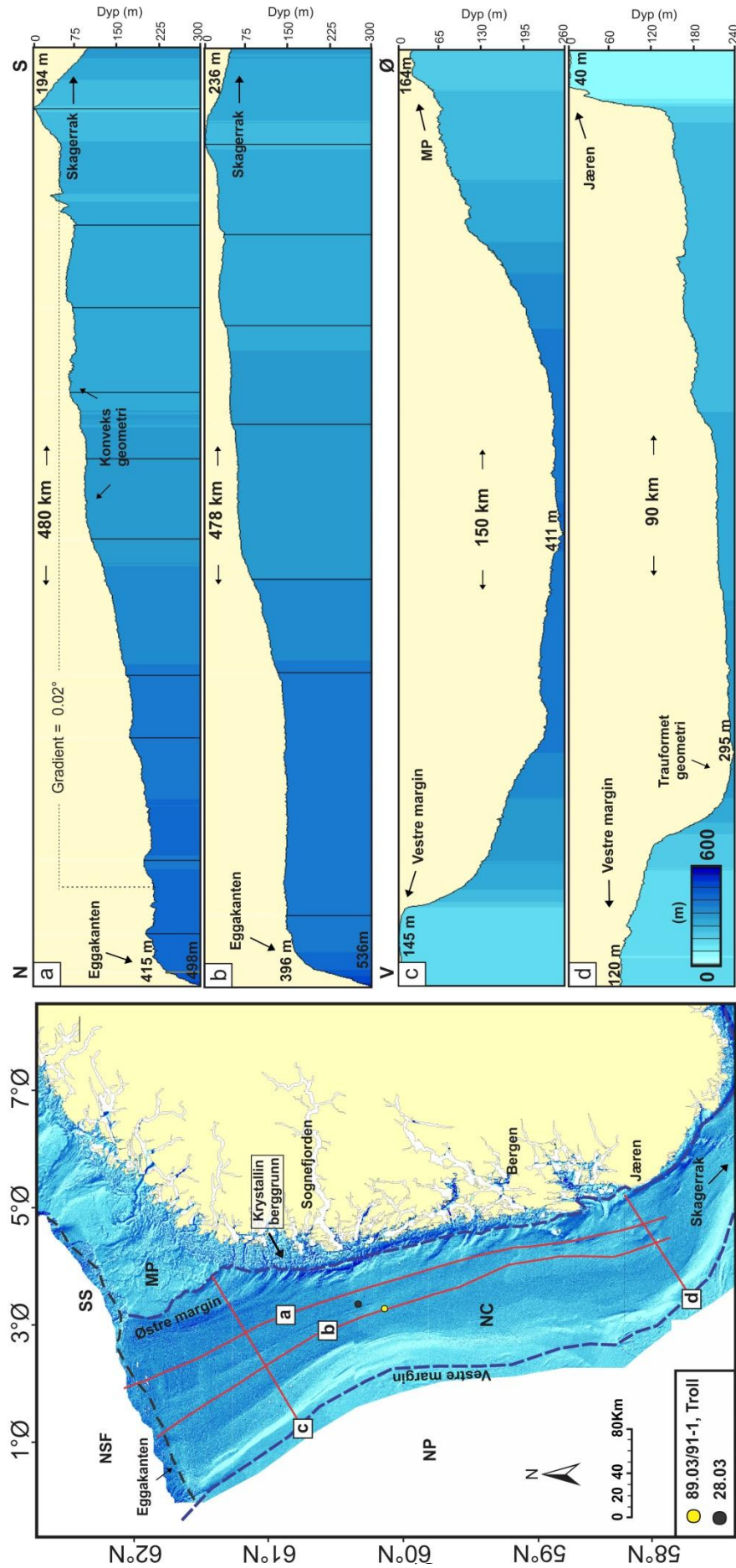
Figur 4.16. A) Sammensatt TOPAS profil som viser utbredelsen til de tolkede sekvensgrensene og internsekvensgrensene i sørlige deler av studieområdet. Profil med og uten tolkning, se Appendix; Profil G. B) Utsnittet viser hvordan akustisk laminert facies dominerer i sørøstlige deler av studieområdet og C) hvordan enheten avgrenset av internsekvensgrenser R2_i og R2_{ii} drastisk endres fra akustisk transparent-akustisk laminert facies til akustisk transparent-akustisk laminert facies lengst sør på profilet. Profilets lokasjon i studieområdet er indikert av en rød strek på oversiktskartet. Sorte kryss, markert langs havbunnen, indikerer krysningspunkt med tverrprofiler (indikert på oversiktskartet).

4.2 Geomorfologi

Innenfor studieområdet er havbunnen observert med en helningsgradient på ca. 0.02° , hvor havbunnen er observert å bli gradvis dypere i nordgående retning (Figur 4.17a). I tillegg er bredden på dreneringsbassenget (dvs. Norskerenna) observert å øke i retning eggakanten (Figur 4.17c, d). Vest av Jæren er renna observert på sitt smaleste, ca. 90 km, mens vest av Måløyplatået er renna ca. 150 km bred. Norskerennas vestre margin, i studieområdet, er definert av en tydelig relieffkontrast mellom Nordsjøplatået og det dypeste punktet i Norskerenna på ca. 265 m (Figur 4.17c; vest). Lenger sør er det observert en mindre relieffkontrast på ca. 175 m (Figur 4.17d; vest). I øst er Norskerennas østre margin delvis definert av relieffkontrasten mellom Norskerenna og Måløyplatået på ca. 250 m (Figur 4.17c; øst), mens sør for Måløyplatået er marginen definert av overgangen til den krystalline berggrunnen (dvs. skjærgårdsregionen) til det ukonsoliderte underlaget i Norskerenna. En relieffkontrast på ca. 255 m er registret vest av Jæren (Figur 4.17d; øst).

Generelt er studieområdets batymetri preget av en undulerende utforming. Det vil si at havbunnen varierer mellom en traufomet (Figur 4. 17d) og konveks geometri (Figur 4.17c). Dette er best observert fra øst til vest (østre-vestre margin) (Figur 4.17d). Fra nord til sør er havbunnen hovedsakelig karakterisert av konvekse formelementer, adskilt av et relativt flatt område (Figur 4.17a og b).

I påfølgende delkapittel vil storskala og småskala formelementer observert innenfor studieområdets grenser beskrives og kvantifiseres. Formelementer identifisert i de batymetriske dataene har blitt klassifisert som enten topografisk positive eller topografisk negativ (Figur 4.18a og b). TOPAS profilene er i tillegg benyttet i beskrivelsen av formelementene, hvor slike data har vært tilgjengelig. Dette har blitt gjort for å få en best mulig forståelse av arkitekturen til de identifiserte formelementene. Kvantifiserte verdier som ikke er oppsummert i Tabell 4.2 er oppgitt i Appendiks; Tabell A-G. En diskusjon rundt de kartlagte formelementene vil bli gitt i Kapittel 5.



Figur 4.17. Oversikt over studieområdets batymetri, basert på Olex data. a) og b) Olex profil som strekker seg N-S i studieområdet. c) Olex profil som strekker seg Ø-V i studieområdet, mellom Måløyplataet og Nordsjøplataet. d) Olex profil som strekker seg Ø-V i studieområdet, mellom Nordsjøplataet og skjærgårdsregionen vest av Jæren. MP - Måløyplataet; NSF - Norskerenna; NP - Nordsjøplataet; NC - Storegaskredet. Havbunnsgradienten er hentet fra Hjelstuen et al., 2012a. Lokasjonen til profilene er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre. Stiplet polygon indikerer studieområdet.

4.2.1 Topografisk positive formelementer

Grunningssonekiler (GSK)

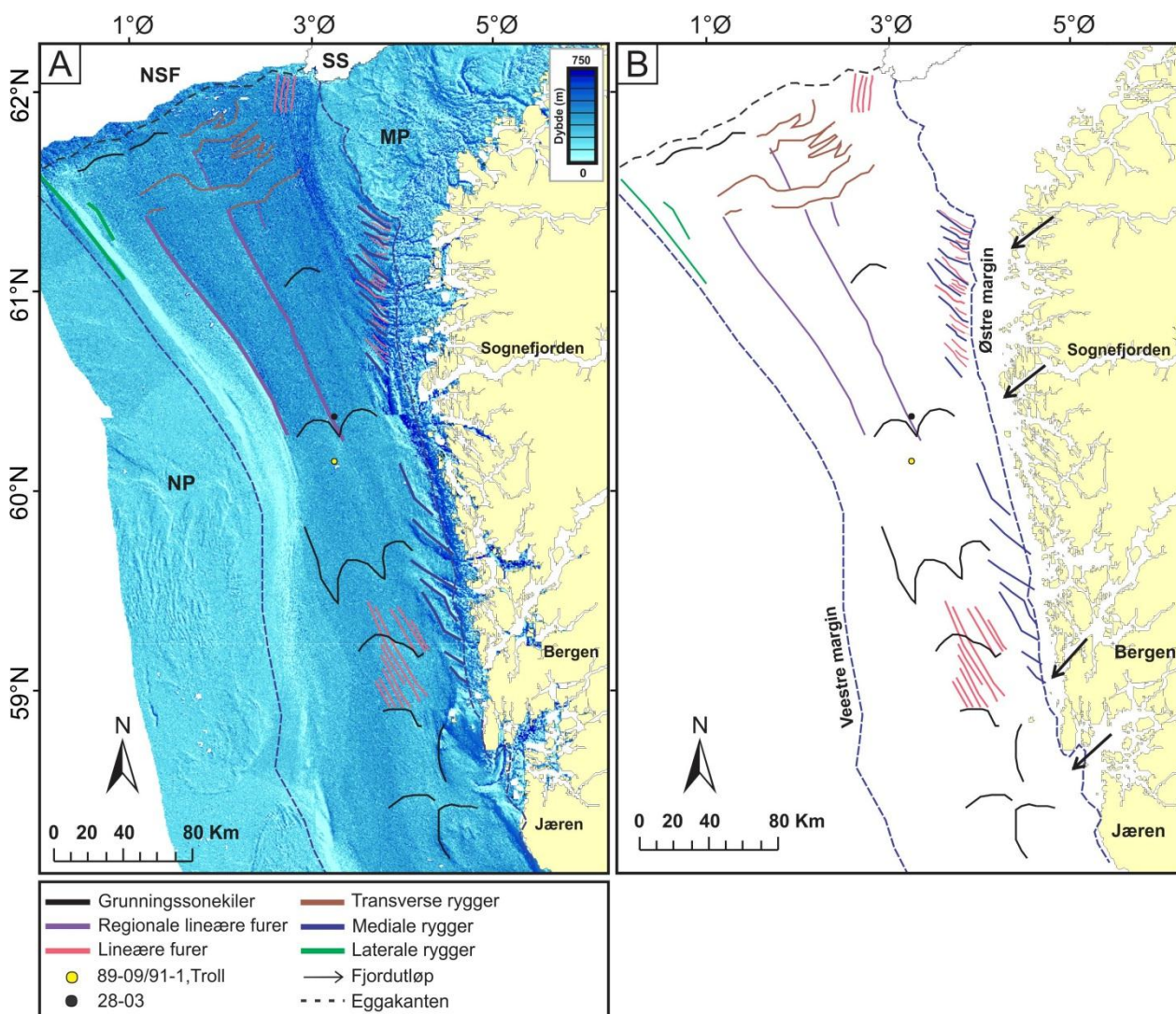
På havbunnen er formelementene karakteriserer av et buformet frontparti, som tilsynelatende viser en konveks geometri i nordgående retning (Figur 4.18; 4.19). Formelementene er i tillegg observert med et positivt relieff på havbunnen og langs kryssende Olex profil er de normalt observert med en relativt markant distalside og en svakt hellende til flat proksimalside (Figur 4.20c). Langs TOPAS profiler er de karakterisert av en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk (Figur 4.20a), samt en tilsynelatende konveks og asymmetrisk geometri. I tillegg er formelementene observert med en relativt bratt distalside og en svakt hellende proksimal side (Figur 4.5; 4.32a), som også er observert langs Olex profilene (over). Formelementenes overflate, definert av sekvensgrense R2, er normalt karakterisert av en irregulær utforming (Figur 4.32a og c; 4.3; 4.34c). Basert på den observerte morfologien, beskrevet over, er formelementene klassifisert som grunningssonekiler (GSK).

Grunningssonekilene har hovedsakelig blitt kartlagt i sørlige og sentrale deler av studieområdet, fra Sognefjorden til Jæren, uten for Vest-Norge (Figur 4.19; GSK3-GSK11), men også i nordvestlige deler, sør av eggakanten (Figur 4.19; GSK1 og GSK2). GSK1, kartlagt sør av eggakanten (Figur 4.19), er tilsynelatende karakterisert av en mer kompleks morfologi sammenlignet med grunningssonekilene lenger sør. Ut i fra dens utforming på havbunnen kan det se ut som om GSK1er delt inn i to «systemer» lengst vest i studieområdet, definert av en langstrakt lineær forsenkning (se regionale lineære furer (RLF)) (Figur 4.18). Distalsiden til GSK1 krysses i tillegg av en tilsynelatende markant «rygg» (se transverse rygger (Tr)), orientert i en øst-vest retning. Formelementene (Tr og RLF) vil bli beskrevet senere i kapitlet.

Sør for GSK1 er GSK2, GSK3 og GSK4 kartlagt (Figur 4.19). GSK4 skiller seg ut på bakgrunn av at dens distalside tilsynelatende strekker seg i en sørøstlig retning (dvs. mot den krystalline berggrunnen), mens distalsiden til GSK3 strekker seg i sørgående retning (Figur 4.19). GSK2 skiller seg ut ved at den er observert relativt langt fra de resterende GSKene i studieområdet og er lokalisert vest av Måløyplatået (Figur 4.19). Lenger sør i studieområdet er GSK5 og GSK6 kartlagt (Figur 4.19). Grunningssonekilen viser tilnærmet samme trend som GSK3 og GSK4, der GSK5 har en distalside som tilsynelatende strekker seg i en sørøstlig retning, mens GSK6 har en distalside som strekker seg i sørgående retning (Figur 4.19). Lengst sør i studieområdet, vest av Bergen og Jæren, er GSK7-GSK11 kartlagt (Figur 4.19). Grunningssonekilene opptrer enkeltvis,

med relativt kort avstand mellom de individuelle kilene, samt er sentrert nær Norskerennasøstre margin (Figur 4.19).

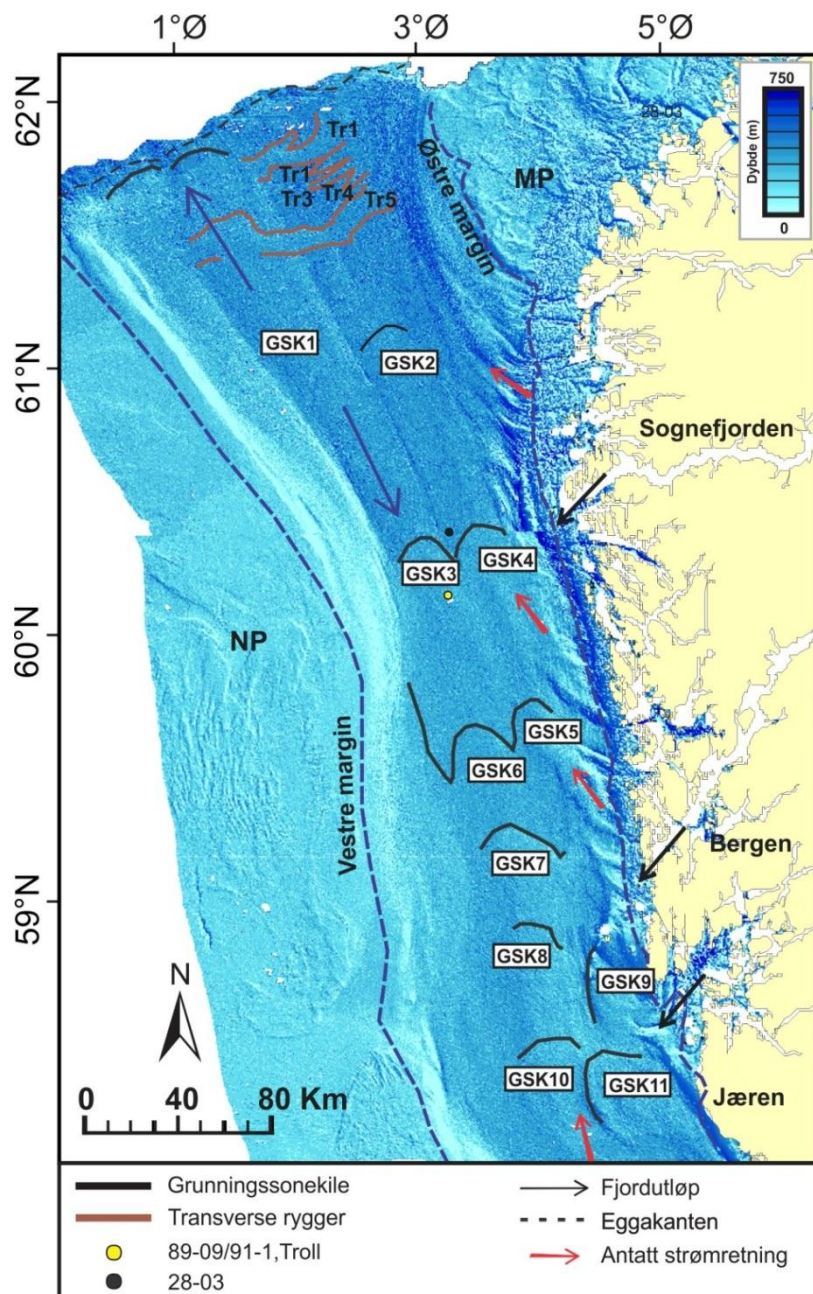
Generelt er grunningsonekilene kartlagt i sentrale deler av studieområdet (dvs. GSK2-GSK6) observert å være overlatt av en relativt mektig sedimentsekvens (Figur 4.20; 4.33), mens grunningsonekilene kartlagt i nord (Figur 4.19; GSK1) og sør (Figur 4.19; GSK7-GSK11) er mer eller mindre eksponert på havbunnen (Figur 4.32a, c; 4.34b, c).



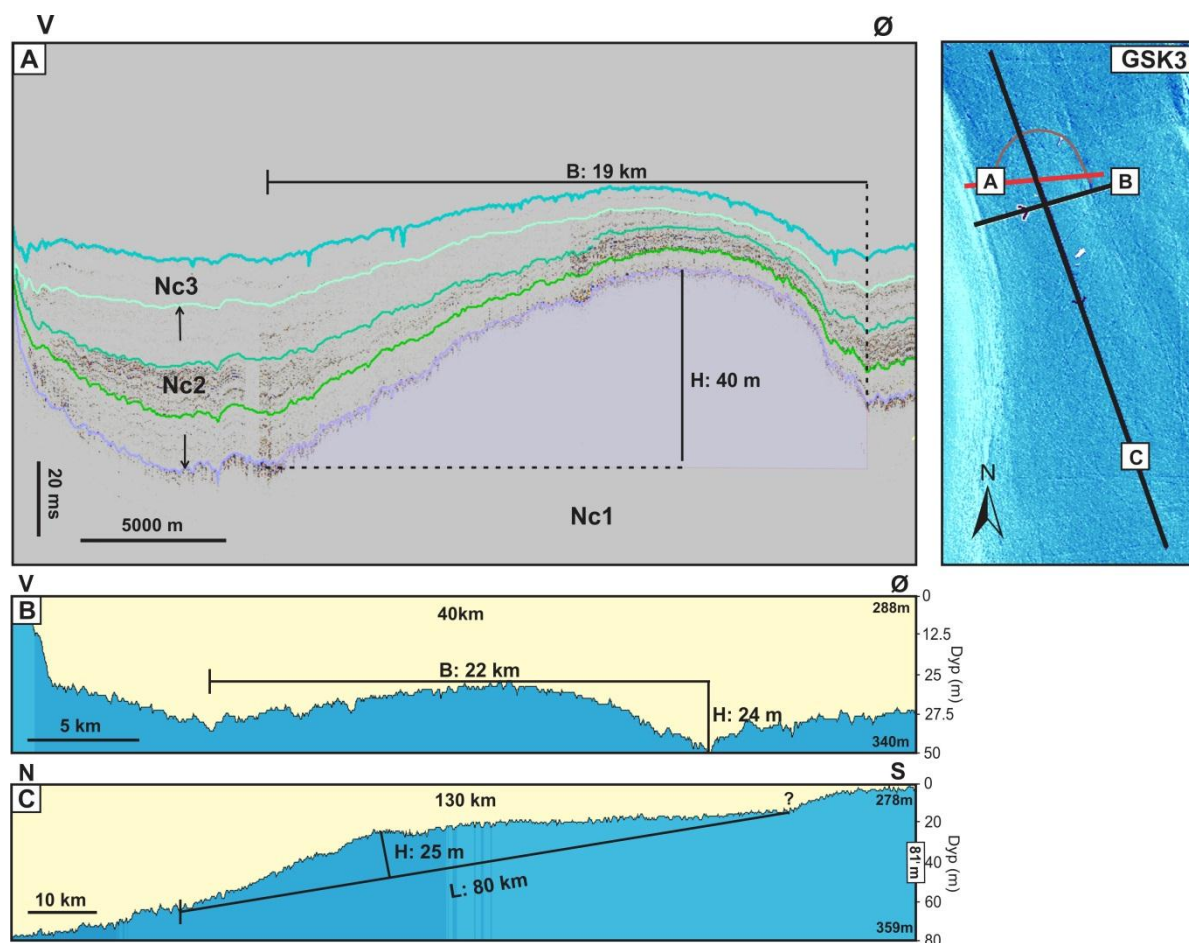
Figur 4.18. Oversiktskart som viser kartlagte formelementene i studieområdet, med A) bakgrunnsdata (Olex data) og B) tolkning uten bakgrunnsdata. MP - Måløyplatået; SS - Storeggaskredet; NSF - Nordsjøviften; NP - Nordsjøplatået. Stiplet polygon indikerer studieområdet.

De kartlagte grunningsonekilene viser variasjon både i horisontal og vertikal utstrekning. Deres lengde varierer hovedsakelig mellom 100 km og 30 km (gjennomsnitt = ca. 55 km) (Tabell 4.2), mens grunningsonekilenes bredde og høyde henholdsvis varierer mellom 35 km og 20 km og 40

m og 10 m (gjennomsnitt = ca. 25 km og 15 m) (Tabell 4.2). Det er også gjort et forsøk på å beregne grunningsonekilenes volum (Figur 4.20), for å kunne oppnå et omtrentlig estimat på hvor mye sedimenter de rommer. Det estimerte volumet varierer hovedsakelig mellom 20 km³ og 3 km³ (Gjennomsnitt = ca. 8.5 km³) (Tabell 4.2), der det største volumet representerer GSK11, lokalisert lengst sør i studieområdet. Fremgangsmåten for kvantifiseringen er vist i Figur 4.20, mens verdiene for de individuelle grunningsonekilene (GSK1-GSK11) er oppgitt i Appendiks; Tabell A.



Figur. 4.19. Oversiktskart som viser kartlagte grunningsonekiler (GSK) og transverse rygger (Tr) i studieområdet. Grunningsonekilene er markert GSK1-GSK11 og de transverse ryggene er markert Tr1-Tr5. Blå piler indikerer utstrekningen til GSK1. Stiplet polygon indikerer studieområdet.



Figur 4.20. Hovedsakelig er Olex data benyttet til å kvantifisere grunningsonekilene i studieområdet, mens TOPAS data er benyttet der slike data har vært tilgjengelig. Eksemplet tar utgangspunkt i GSK3 (Figur 4.19). A) TOPAS profil. H - høyde; B - bredde. B) Olex tverrprofil. Tilsynelatende bredde (B) og høyde (H). C) Olex lengdeprofil. Tilsynelatende høyde (H) og lengde (L). Proksimalsiden er til tider vanskelig å definere (markert med spørsmålsteget). På oversiktskartet til høyre er TOPAS profilet indikert av en rød strek, mens Olex profilene er indikert av sorte streker.

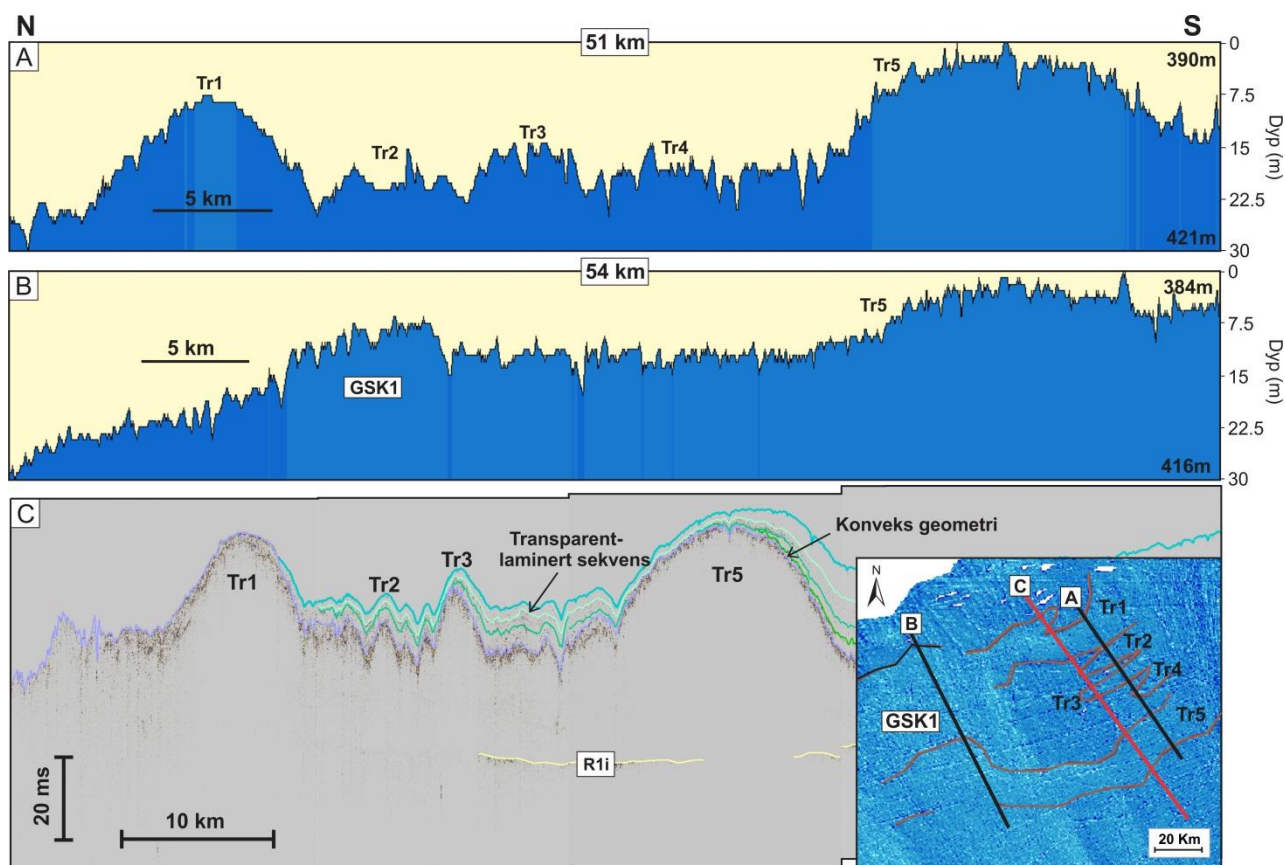
Transverse rygger (Tr)

Denne type formelementene har kun blitt kartlagt i nordøstlige deler av studieområdet, sør for eggakanten (Figur 4.18; 4.19). Sett oven fra så kan formelementene karakteriseres som lineær til kurvlineær rygger, med en tilnærmet øst-vest orientering (Figur 4.18; 4.19). Ryggene opptrer med et positivt relieff på havbunnen og reflekterer en tilsynelatende symmetrisk og konveks geometri, med en markant proksimal- og distalside (Figur 4.3; 4.21), både i TOPAS dataene og Olex dataene. Basert på observert utforming på havbunnen formelementene blitt klassifisert som transverse rygger (Tr).

De individuelle transverse ryggene (dvs. Tr1-Tr5) har både varierende størrelse, utstrekning og morfologisk utforming. Tr1 og Tr5 har tilsynelatende størst utstrekning (Figur 4.21) og er adskilt av tre mindre rygger, Tr2-Tr4 (Figur 4.21). Tr1, lokalisert lengst nord, er eksponert på havbunnen

og er karakterisert av en irregulær overflate (Figur 4.21c; 4.34d). I tillegg grenser ryggen til GSK1 i vest. Tr2-Tr5 er observert å være overlatt av en akustisk laminert-akustisk transparent sekvens (Figur 4.21c). Tilsynelatende viser Tr2-Tr4 et positivt relieff på havbunnen, men er observert med en betydelig mindre utstrekning sammenlignet med Tr1 og Tr5. Av den grunn har det kun vært mulig å identifisere to av ryggene langs TOPAS profilet (Figur 4.21c). Den sørligste ryggen, Tr5, strekker seg tilsynelatende på tvers av GSK1 i vest (Figur 4.21). Dette er en usikker tolkning, da ryggenes proksimal- og distalside er noe vanskelig å følge i vestgående retning.

De transverse ryggenes lengde varierer mellom 90 km og 12 km (gjennomsnitt = ca. 40 km) (Tabell 4.2), der Tr5, som tilsynelatende strekker seg på tvers av GSK1, er observert med den største utstrekningen. Ryggens bredde og høyde varierer henholdsvis mellom 15 km og 4 km og 20 m og 7 m (gjennomsnitt = ca. 9 km og 13 m) (Tabell 4.2). Verdiene for de individuelle transverse ryggene (Tr1-Tr5) er oppgitt i Appendiks; Tabell B.

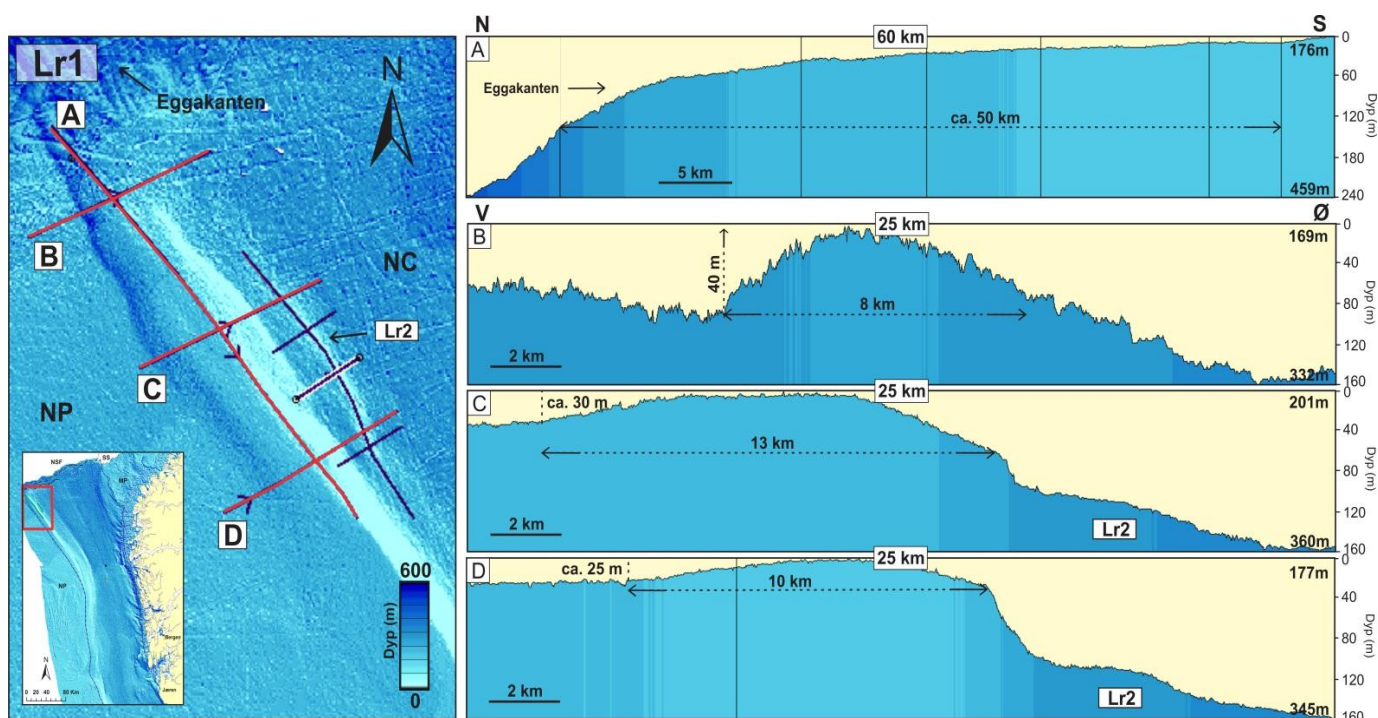


Figur 4.21. Oversikt over transverse rygger (Tr) kartlagt nordøst i studieområdet. A) Olex profil orientert N-S, hvor samtlige rygger er observert på havbunnen (Tr1-Tr5). B) Olex profil orientert N-S, hvor Tr5 tilsynelatende krysser GSK1. C) TOPAS profil orientert N-S, som krysser de transverse ryggene. Tr4 har ikke blitt observert her. Olex profilene er indikert av sorte streker på oversiktskartet, mens TOPAS profilet er indikert av en rød strek.

Laterale rygger (Lr)

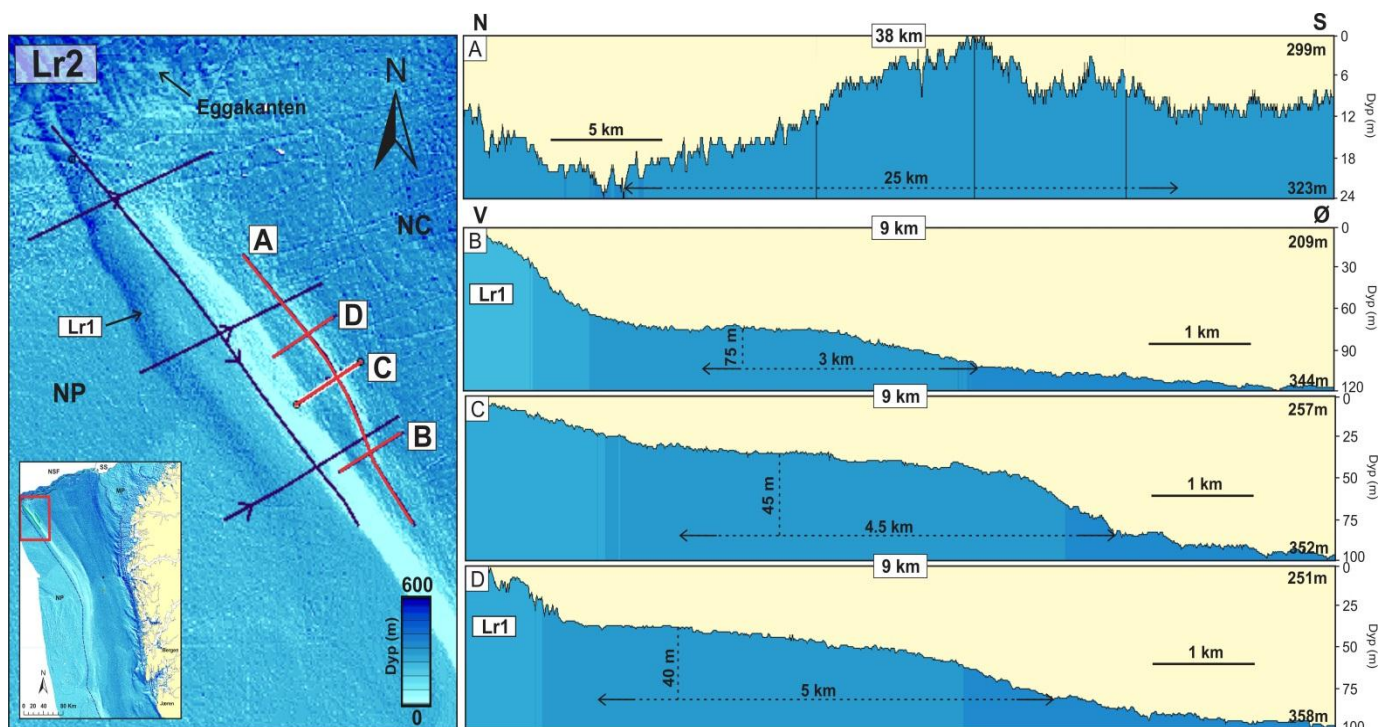
Denne typen formelementene har blitt kartlagt ved munningen til Norskerenna og langs studieområdet vestre margin (Figur 4.18). De er karakterisert av en lineær utforming og et positivt relieff i forhold Norskerenna i øst og Nordsjøplatået i vest. I tillegg er de orientert i en nord-sør retning. Tilsvarende formelementer har tidligere blitt identifisert av Sejrup et al. (2009) («Tampen ridge») og Ottesen et al. (2005a), i studieområdet.

Formelementene har basert på observasjonene, beskrevet over, blitt klassifisert som laterale rygger (Lr). I studieområdet har det til sammen blitt identifisert to slike rygger, Lr1 og Lr2 (Figur 4.22; 4.23). Lr1 utgjør den mest prominente ryggen. Den strekker seg ca. 50 km sørover fra eggkanten (Figur 4.22a; Tabell 4.2), hvor ryggens relative høyde, i forhold til Nordsjøplatået, reduseres i sørgående retning (Figur 4.22b-d). Bredden til Lr1 øker fra eggkanten mot den sentrale delen av ryggen (Figur 4.22b og c). Fra den sentrale delen av ryggen og i sørgående retning blir ryggen igjen smalere (4.22c og d). Lr1 er observert med en gjennomsnittsbredde og -høyde på henholdsvis 12 km og 30 m, samt et lengde:breddeforhold på 4:1 (Tabell 4.2).



Figur 4.22. Laterale rygger; Lr1. A) Olex profil orientert N-S, som viser utstrekningen til Lr1 i studieområdet. B)-D) Olex profiler orientert Ø-V, som krysser Lr1. Profilene viser ryggens morfologiske endring fra nord (B) til sør (D). Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre. NC - Norskerenna; NP - Nordsjøplatået.

Lr2 er lokalisert ca. 10 km øst for Lr1 og er orientert i en nord-sør retning, parallelt med L1 og Norskerennas vestre margin (Figur 4.23). Ryggen strekker seg ca. 25 km fra nord til sør (Figur 4.23a; Tabell 4.2), hvor dens relieff i forhold til Norskerenna i øst, gradvis reduseres i sørgående retning (Figur 4.23b-d), mens bredden tilsynelatende øker i samme retning (Figur 4.23b-d). Lr2 er observert med en gjennomsnittsbredde og -høyde på henholdsvis 5 km og 50 m, samt et lengde:breddeforhold på 5:1 (Tabell 4.2). Verdier for de individuelle laterale ryggene (Lr1 og Lr2) er også oppgitt i Appendiks; Tabell C.

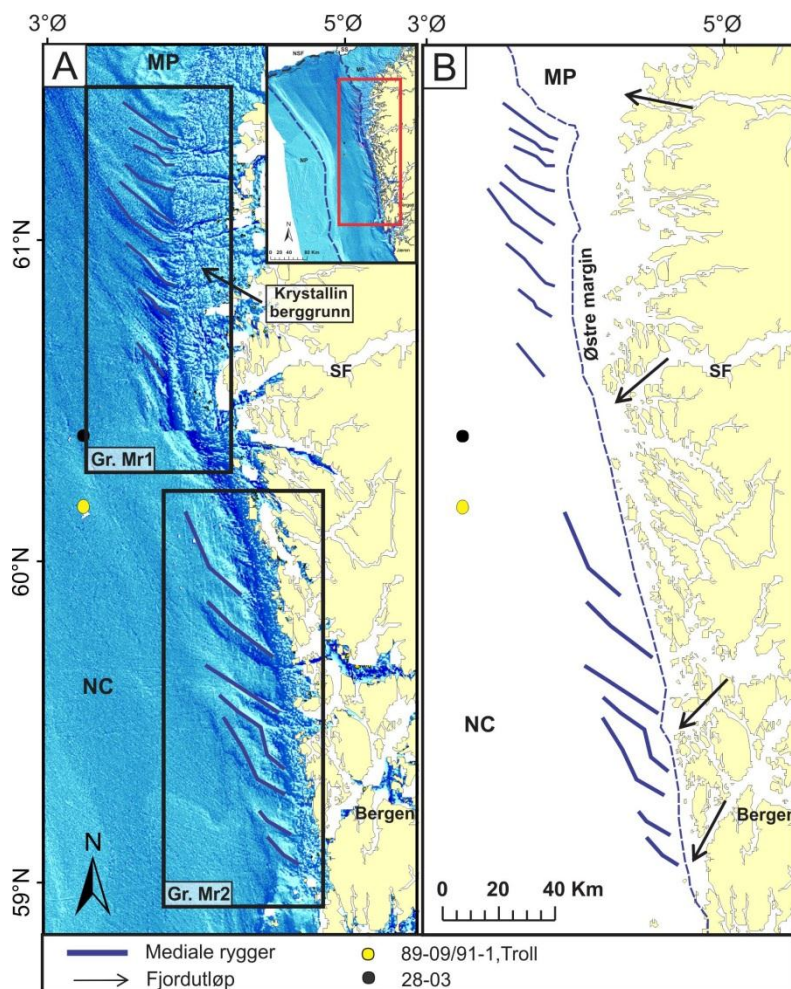


Figur 4.23. Laterale rygg; Lr2. A) Olex profil orientert i N-S retning og som viser utstrekningen til Lr2 langs studieområdets vestre margin. B)-D) Olex profiler orientert i Ø-V retning og som krysser Lr2. Profilene viser ryggens morfologiske endring fra nord (B) til sør (D). Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre. NC - Norskerenna; NP - Nordsjøplataet.

Mediale rygger (Mr)

Denne type formelementer er kartlagt langs Norskerennas østre margin, hovedsakelig fra Måløyplataet til Bergen, uten for Vest-Norge (Figur 4.18; 4.24). De er karakteriser av et positivt relieff på havbunnen og viser en lineær utforming, i tillegg er de orientert i en nordøst-sørvest retning. Ved overgangen til den krystalline berggrunnen (dvs. skjærgårdsregionen) strekker de seg hovedsakelig ut mot sentrale deler av Norskerenna (Figur 4.24). Formelementene er i tillegg observert å være sentrert i front av relativt dype nedskjæringer, som tilsynelatende strekker seg østover, på tvers av den krystalline berggrunnen (Figur 4.24). Basert på beskrivelsen over har formelementene blitt klassifisert som mediale rygger (Mr), som videre har blitt inndelt i to

grupper, Mr1 og Mr2, basert på ryggenes varierende utstrekning og morfologi (Figur 4.24a). Påfølgende vil de to gruppene beskrives hver for seg.



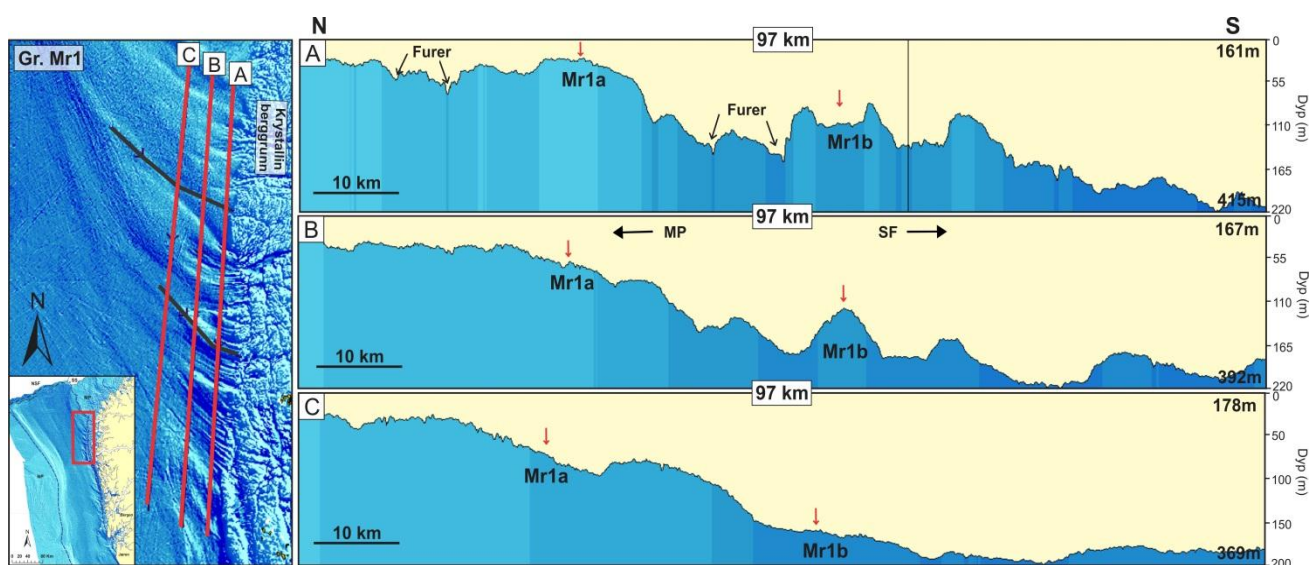
Figur 4.24. Oversikt over mediale rygger (Mr) kartlagt i studieområdet. A) De mediale ryggene har blitt delt inn i to grupper: Mr1 og Mr2, hovedsakelig basert på deres morfologiske trekk på havbunnen. B) Tolkning uten bakgrunnsdata. NC - Norskerenna; MP - Måløyplatået; SF - Sognefjorden.

Mediale rygger som inngår i gruppe Mr1 har blitt kartlagt langs Norskerennas østre margin, hovedsakelig fra Måløyplatået til Sognefjorden (Figur 4.24; 4.25). De er karakterisert av en lineær utforming og et positivt relieff på havbunnen, adskilt av elongerte formelementer som tilsynelatende har et negativt relieff (se lineære furer (LF)).

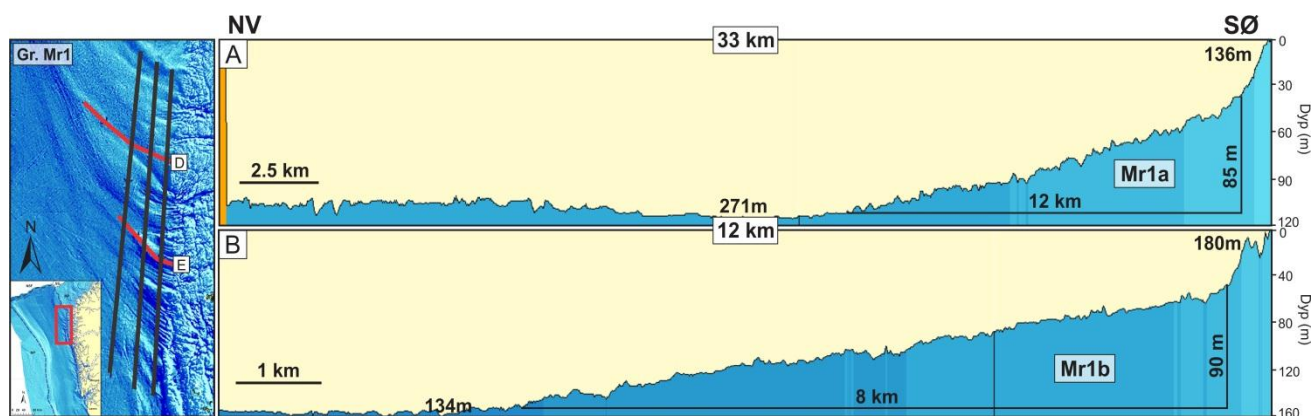
Lengst nord, langs skråningen til Måløyplatået, opptrer ryggene mindre fremtredende på havbunnen (Figur 4.25; f.eks. Mr1a), sammenlignet med ryggene lokalisert rett nord for Sognefjorden (Figur 4.25; Mr1b). Tilsynelatende kan det se ut som om disse ryggene konvergerer i retning Norskerenna (Figur 4.25a-c; Mr1a), hvor de elongerte formelementene bli gradvis mindre definerte på havbunnen.

De mediale ryggene kartlagt rett nord for Sognefjorden (Figur 4.25; Mr1b) opptrer tilsynelatende mer fremtredende på havbunnen, samt er assosiert med en hyppig forekomst av elongerte formelementer (se lineære furer (LF)). Fra grensen til den krystalline berggrunnen, i nordvestlig retning, kan det se ut som om ryggene kiler ut på havbunnen (Figur 4.25a-c; Mr1b).

Samtlige rygger som inngår i gruppe Mr1 er observert med en lengde som varierer mellom 30 km og 5 km (gjennomsnitt = 20 km) (Tabell 4.2), mens deres bredde og høyde henholdsvis varierer mellom 10 km og 5 km, og 90 m og 20 m (Tabell 4.2). Ryggenes bredde og høyde har hovedsakelig blitt målt nær den krystalline berggrunnen, hvor de vises tydeligst på havbunnen (Figur 4.25a). Ryggene har i tillegg et lengde:breddeforhold på 3:1.



Figur 4.25. Mediale rygger; Mr1. A) Olex profil orientert N-S, som krysser de mediale ryggene nær den krystalline berggrunnen. B) og C) Olex profil orientert N-SV, som krysser de mediale ryggene vest for profil A. Generelt viser profilene ryggenes morfologiske endring fra sørøst (A) til nordvest (C). Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre. SF - Sognefjorden; MP - Måløyplatået. Ryggene markert Mr1a og Mr1b er vist som lengdeprofiler i Figur 4.26.

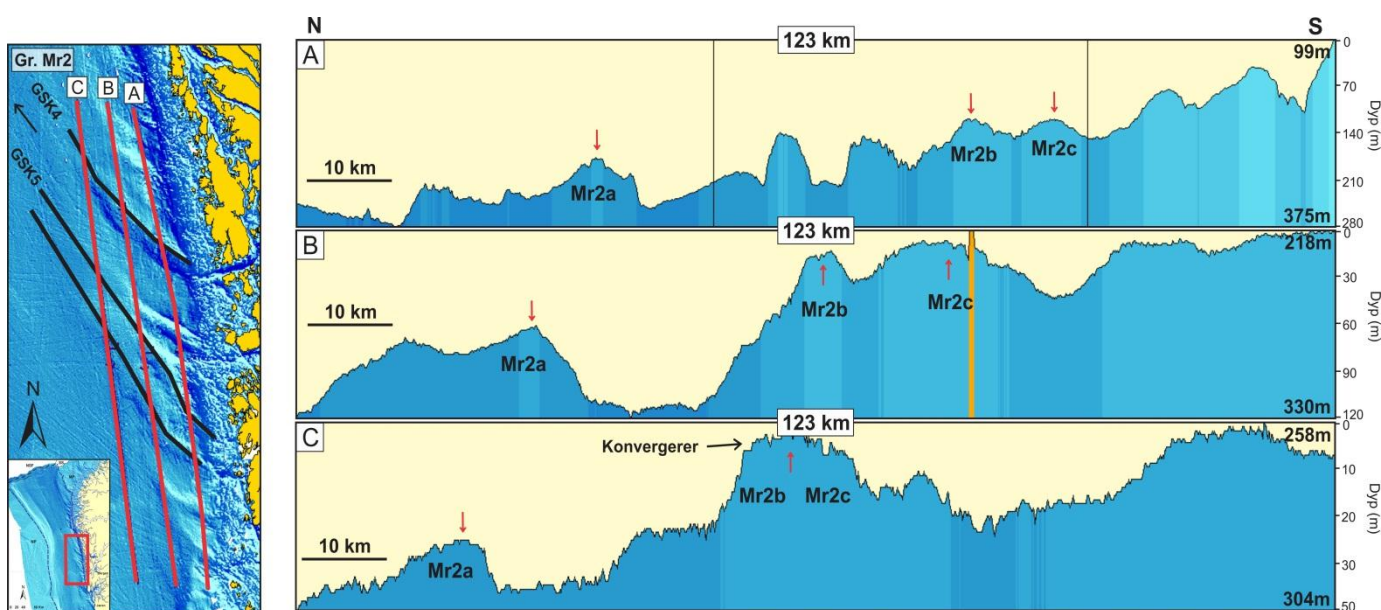


Figur 4.26. Mediale rygger; Mr1. A) Olex profil orientert NV- SØ, som strekker seg langs av Mr1a. B) Olex profil orientert NV-SØ, som strekker seg langs av Mr1b. Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre.

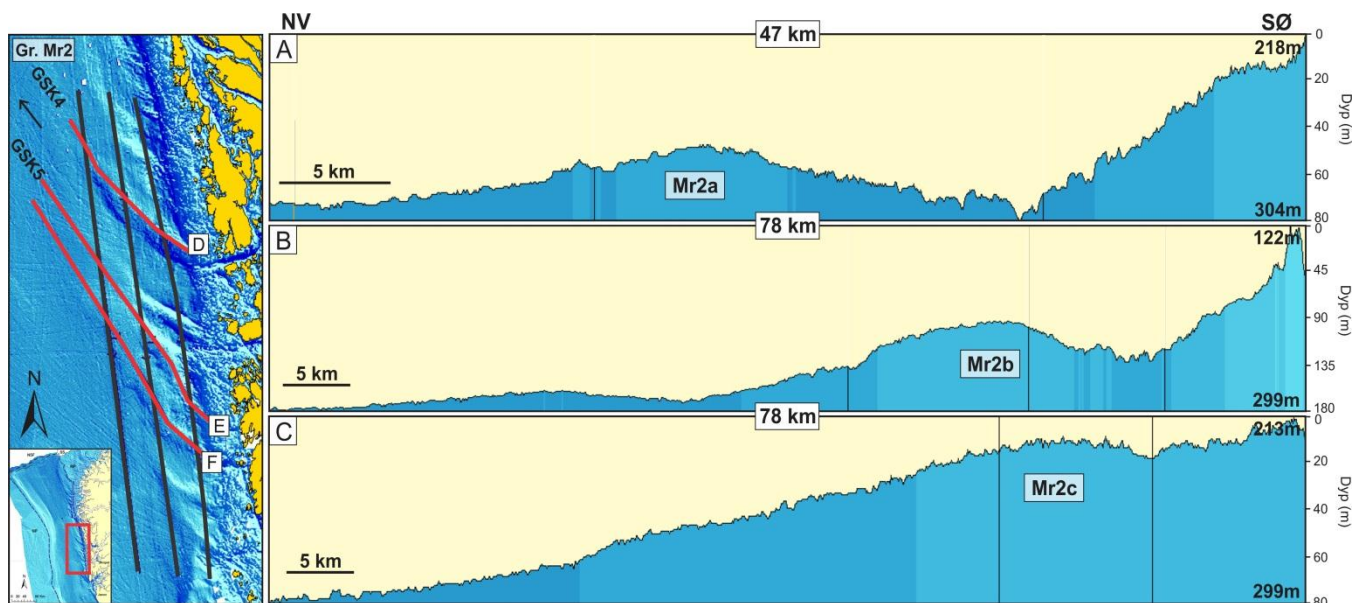
Mediale rygger som inngår i gruppe Mr2 er kartlagt langs Norskerennas østre margin, hovedsakelig fra Sognefjorden til Bergen (Figur 4.24; 4.27). Ryggene har tilsynelatende samme orientering (sørøst-nordvest), men er observert med varierende utstrekning og morfologisk utforming på havbunnen. Ryggene viser en mer fremtredende utforming nær den krystalline berggrunnen (Figur 4.27a), mens i nordvestlig retning, ut mot sentrale deler av studieområdet, viser de en mer kompleks utforming (Figur 4.27b og c). Lokalt kan det se ut som Mr2b og Mr2c konvergerer i nordvestlig retning (Figur 4.27a-c), samtidig som de strekker seg i retning av GSK5 (Figur 4.19; 4.28b og c). Mr2a er observert å strekke seg i retning av GSK4 (Figur 4.19; 4.28a)

Mediale rygger som inngår i gruppe Mr2 er observert med en lengde som varierer mellom 50 km og 20 km (gjennomsnitt = 35 km) (Tabell 4.2), mens deres bredde og høyde henholdsvis varierer mellom 15 km og 5 km, og 75 m og 30 m (gjennomsnitt = 10 km og 55 m) (Tabell 4.2). I tillegg har ryggene et lengde:breddeforhold på 4:1.

Verdier for de mediale ryggene (Mr1 og Mr2) er oppgitt i Appendiks; Tabell D.



Figur 4.27. Mediale rygger; Mr2. A) Olex profil orientert N-S og som krysser de mediale ryggene nær den krystalline berggrunnen. B) Olex profil orientert N-S. Tilsynelatende ser det ut som Mr2b og Mr2c konvergerer i nordvestlig retning. C) Olex profil orientert N-S. Mr2b og Mr2c er observert å konvergere ut mot sentrale deler av studieområdet, i retning av GSK5. Mr2a strekker seg i retning av GSK4 (se Figur 4.19). Profilenes lokasjon i studieområdet, samt GSK4 og GSK5, er indikert på oversiktskartet til venstre.



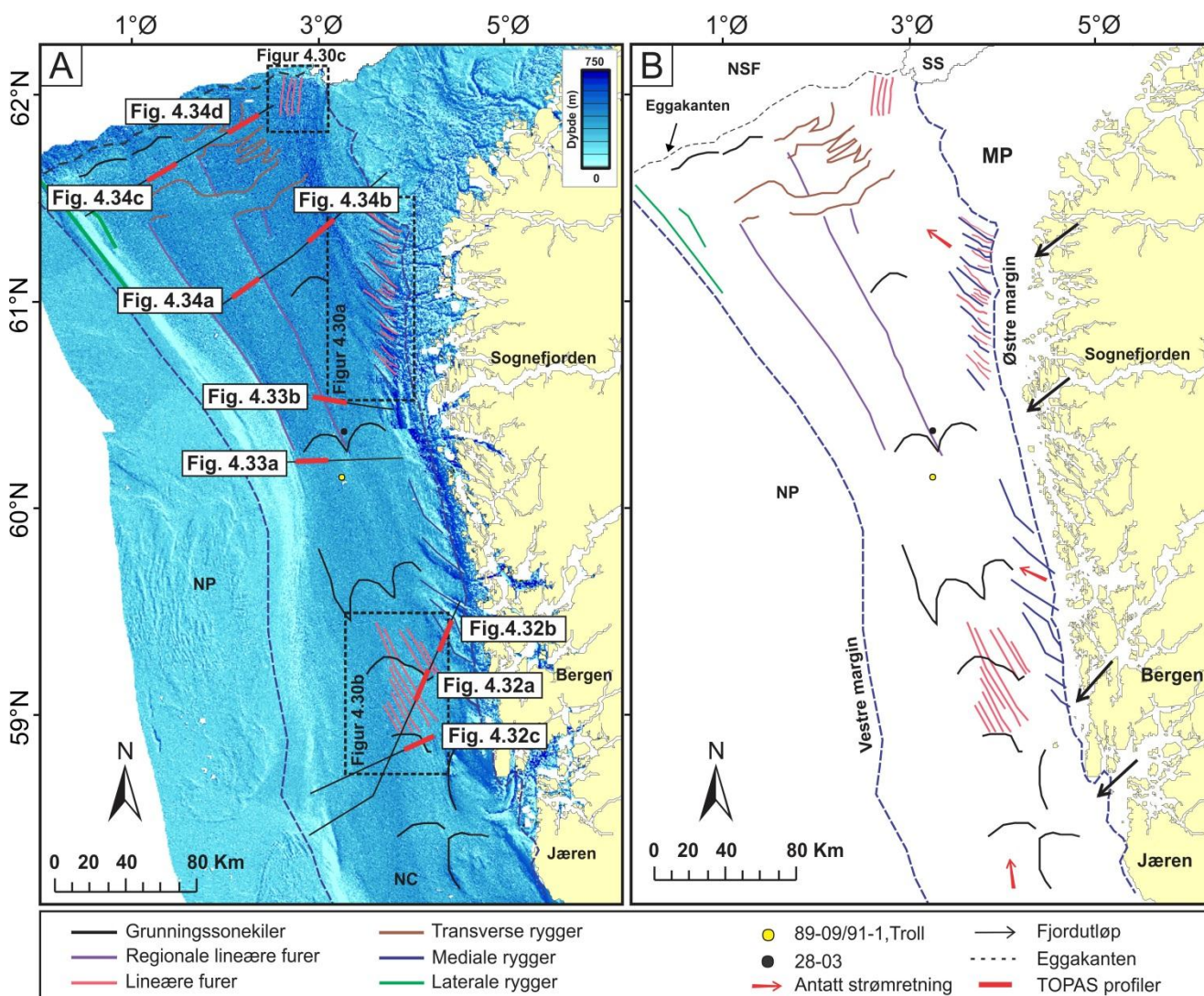
Figur 4.28. Mediale rygger; Mr2. A) Olex profiler orientert NV-SØ og som strekker seg langs Mr2a, i retning av GSK4 (Figur 4.19). B) Olex profil orientert NV-SØ og som strekker seg lang Mr2b i retning av GSK5 (Figur 4.19). C) Olex profil orientert NV-SØ, som strekker seg langs Mr2c, i retning GSK5. Mr2b og Mr2c er observert å konvergere i nordvestlig retning. Lokasjonen til profilene, samt GSK4 og GSK5, er indikert på oversiktskartet til venstre.

4.2.2 Topografisk negative formelementer

Storskala furer (SF) og lineære furer (LF)

De lineære furene utgjør elongerte formelementer ($>10:1$), som tilsynelatende opptrer med et negativt relieff på havbunnen (Figur 4.30; 4.31). Storskala furer utgjør irregulære topper og trau, i hovedsak identifisert langs sekvensgrense R2 (f.eks. Figur 4.32-4.34). Storskala furer har hovedsakelig blitt kartlagt ved hjelp av TOPAS data, da det har vært vanskelig å identifisere strukturene i Olex dataene på grunn av støy (Kapittel 3.3).

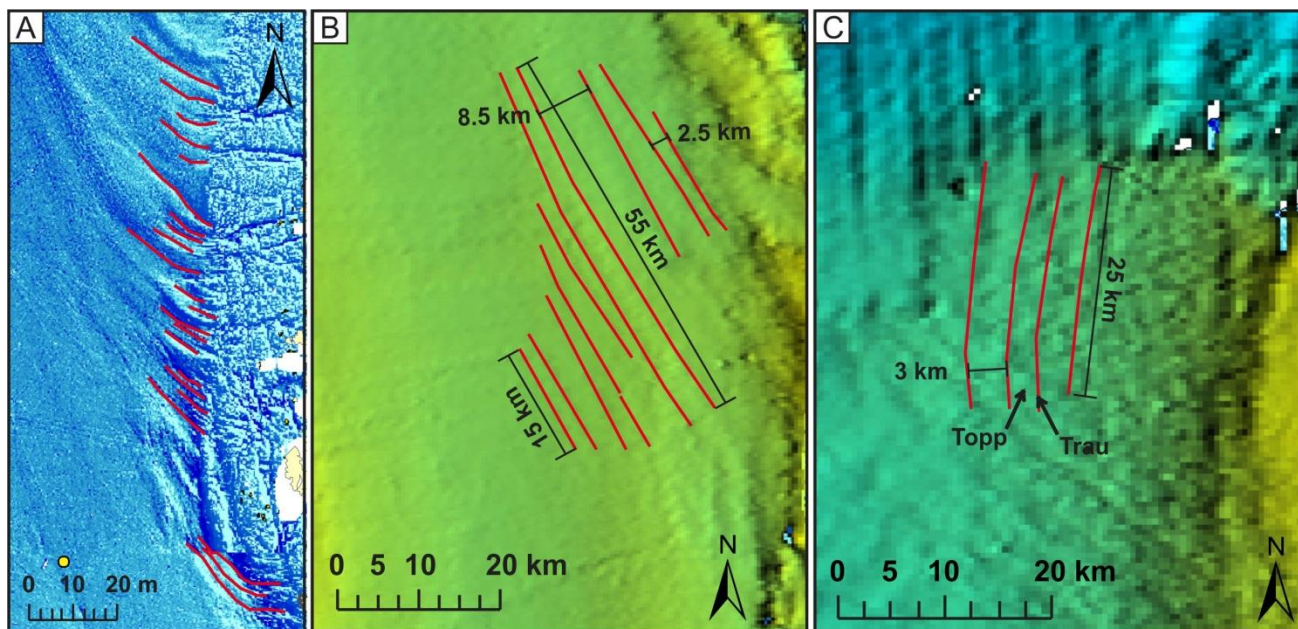
I studieområdet hvor storskala furer og lineære furer har blitt identifisert innenfor samme det området (Figur 4.29; 4.32a; 4.30b) viser de relativt stort avvik i bølgelengde. De lineære furene har en bølgelengde på km-skala (Figur 4.30; Tabell 4.2), mens storskala furer har en bølgelengde på m-skala (Figur 4.32a; Tabell 4.2). Dette tilsier at det batymetriske datasettet imidlertid ikke egner seg til kartlegging av mindre strukturer på havbunnen, på størrelse med storskala furer (Kapittel 3.1.3). Det batymetriske datasettet egner seg likevel til å kartlegge furenes laterale utstrekning og orientering i studieområdet. Dette er derimot ikke mulig ut i fra TOPAS dataene.



Figur 4.29. A) Oversikt over kartlagte formelementer i studieområdet. Sorte stiplede ruter (Figur 4.32 - 4.34) indikerer områder hvor lineære furer har blitt kartlagt i studieområdet. Kraftig røde streker (Figur 4.32-4.34) indikerer utvalgte TOPAS profiler studert med hensyn på storskala furer. B) Oversikt over kartlagte formelementer, uten bakgrunnsdata. MP - Måløyplatået; NSF - Norsjøviften; NC - Norskerenna; SS - Storeggaskredet. Stiplet polygon indikerer studieområdet.

Lineære furerer har blitt kartlagt fra Måløyplatået til Sognefjorden (Figur 4.30a; 4.31), vest av Bergen (Figur 4.30b) og sør for eggakanten (Figur 4.30c). De lineære furene kartlagt sør for Måløyplatået (Figur 4.29; 4.31) er karakterisert av dype elongerte toppe og traue (>10:1), orientert i en nordvest-sørøst retning. I tillegg er de assosiert med overgangen fra den krystalline berggrunnen til det ukonsoliderte underlaget i Norskerenna. Her er de lineære furene også observert å være assosiert med mediale rygger (Mr1) (Figur 4.25) og dype nedskjæringer som tilsynelatende stekker seg på tvers av den krystalline berggrunnen (Figur 4.31). De har en utstrekning som varierer mellom 25 km og 10 km (gjennomsnitt = ca. 15 km), samt en

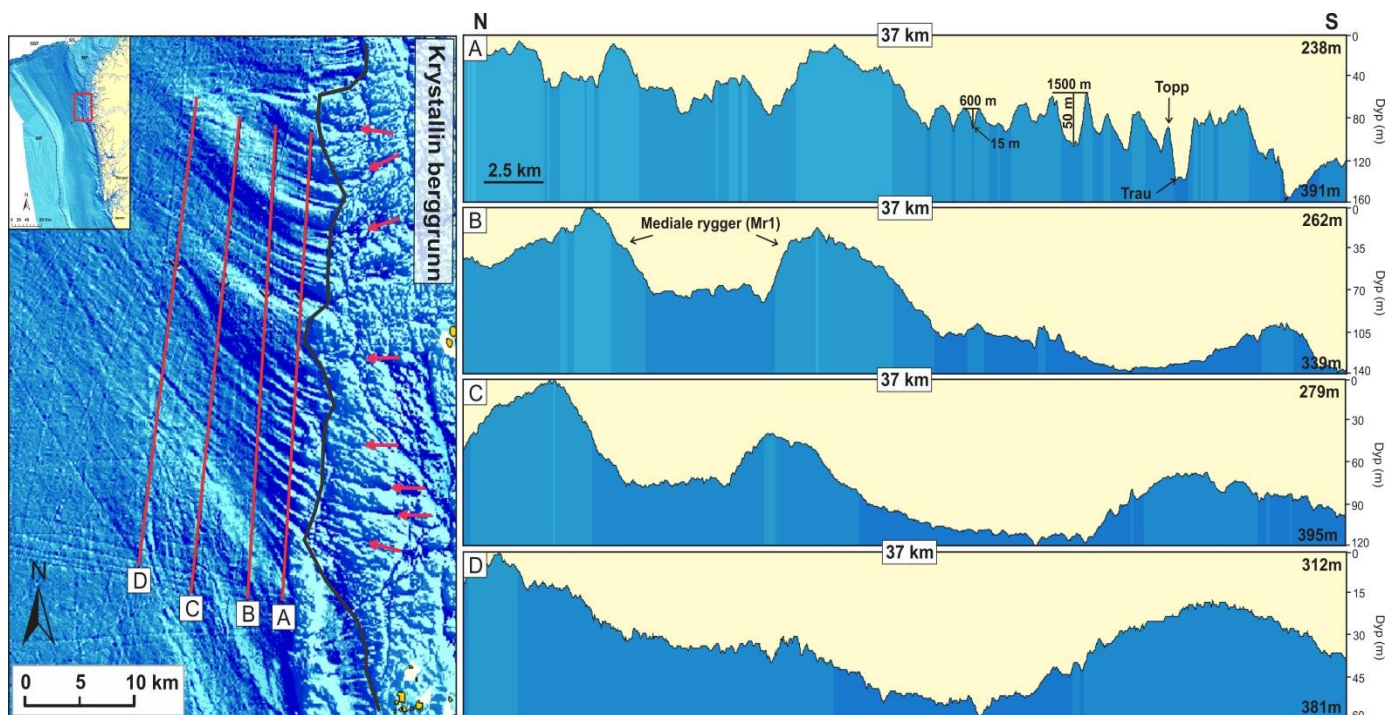
bølgelengde og amplitude som henholdsvis varierer mellom 1500 m og 600 m, og 50 m og 8 m (gjennomsnitt = ca. 1000 m og 30 m) (Figur 4.31). Tilsynelatende blir de lineære furene her gradvis mindre markante nedstrøms, i nordgående retning (Figur 4.31).



Figur 4.30. Oversikt over lineære furer kartlagt i studieområdet. A) Lineære furer kartlagt ved overgangen fra den krystalline berggrunnen, sør for Måløyplatået, orientert i NV-SØ retning. B) Lineære furer kartlagte vest av Bergen, orientert i NV-SØ retning. C) Lineære furer kartlagt sør av eggkanten, orientert i N-S retning. Formelementenes lokasjon i studieområdet er indikert på Figur 4.29.

De lineære furene kartlagt vest av Bergen (Figur 4.29; 4.30b) og sør for eggkanten (Figur 4.29; 4.30c) er kun observert i det batymetriske datasettet. Vest av Bergen (Figur 4.30b) er de lineære furene orientert i en nordvest-sørøst retning og har tilsynelatende en utstrekning som varierer mellom 55 km og 15 km (gjennomsnitt = ca. 30 km) (Figur 4.30b). I tillegg har de en gjennomsnittsbølgelengde på 4 km og et lengde:breddeforhold på 8:1. Sør for eggkanten (Figur 4.29; 4.30c) er de lineære furene orientert i en nord-sør retning og har tilsynelatende en utstrekning som varierer mellom 22 km og 25 km (gjennomsnitt = ca. 21.5 km) (Figur 4.30c). I tillegg har de en gjennomsnittsbølgelengde på 3 km og et lengde:breddeforhold på 7:1.

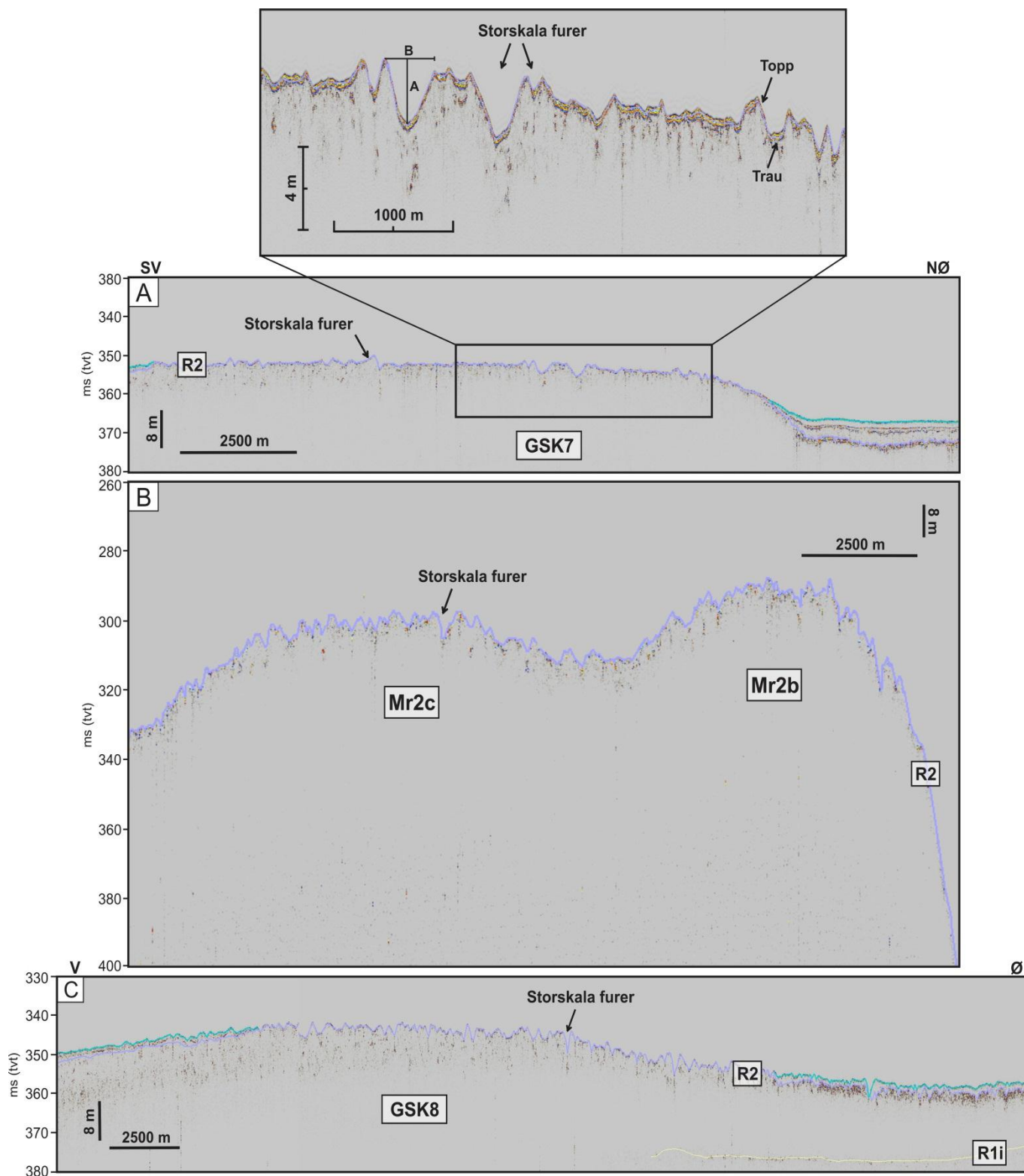
Et gjennomsnittsestimat for samtlige lineære furer (Figur 4.30a-c) er oppgitt i Tabell 4.2, mens alle kvantifiserte verdier er oppgitt i Appendiks; Tabell E.



Figur 4.31. Lineære furer kartlagt ved overgangen fra den krystalline berggrunnen, sør for Måløyplatået. **A) - D)** Olex profiler orientert N-S, som krysser de lineære furene. Tilsynelatende blir de minder markante på havbunnen fra sørøst (A) til nordvest (D). Profilenes lokasjon i studieområdet er indikert av røde streker på oversiktskartet til venstre. Røde piler indikerer de dyp nedskjæringene som strekker seg på tvers av den krystalline berggrunnen. Sort linje indikerer grensen mellom krystallin berggrun og det ukonsoliderte underlaget i Norskrenna.

Storskala furer utgjør en av de mest utbredte formelementene i studieområdet (Figur 4.29; 4.32-4.34). Ni utvalgte TOPAS profiler (Figur 4.29), med en utstrekning på ca. 18 km og en til nærmet øst-vest orientering, er benyttet som et utgangspunkt til å kartlegge furenes hyppighet (frekvens), amplitude og bølgelengde i studieområdet (se Appendiks; Tabell F). Tre profiler er lokalisert sørøst i studieområdet (Figur 4.32a-c), to er lokalisert nær boring 89-03 (Figur 4.33a, b) og fire profiler er lokalisert i nordlige deler av studieområdet (Figur 4.34a-d). Langs samtlige profiler har tilnærmet annenhver fure blitt telt og målt. Detaljerte verdier for de inndelte områdene (dvs. sør, sentralt og nord) er oppgitt i Appendiks; Tabell F, mens et gjennomsnittsestimat for hele studieområdet er oppgitt i Tabell 4.2.

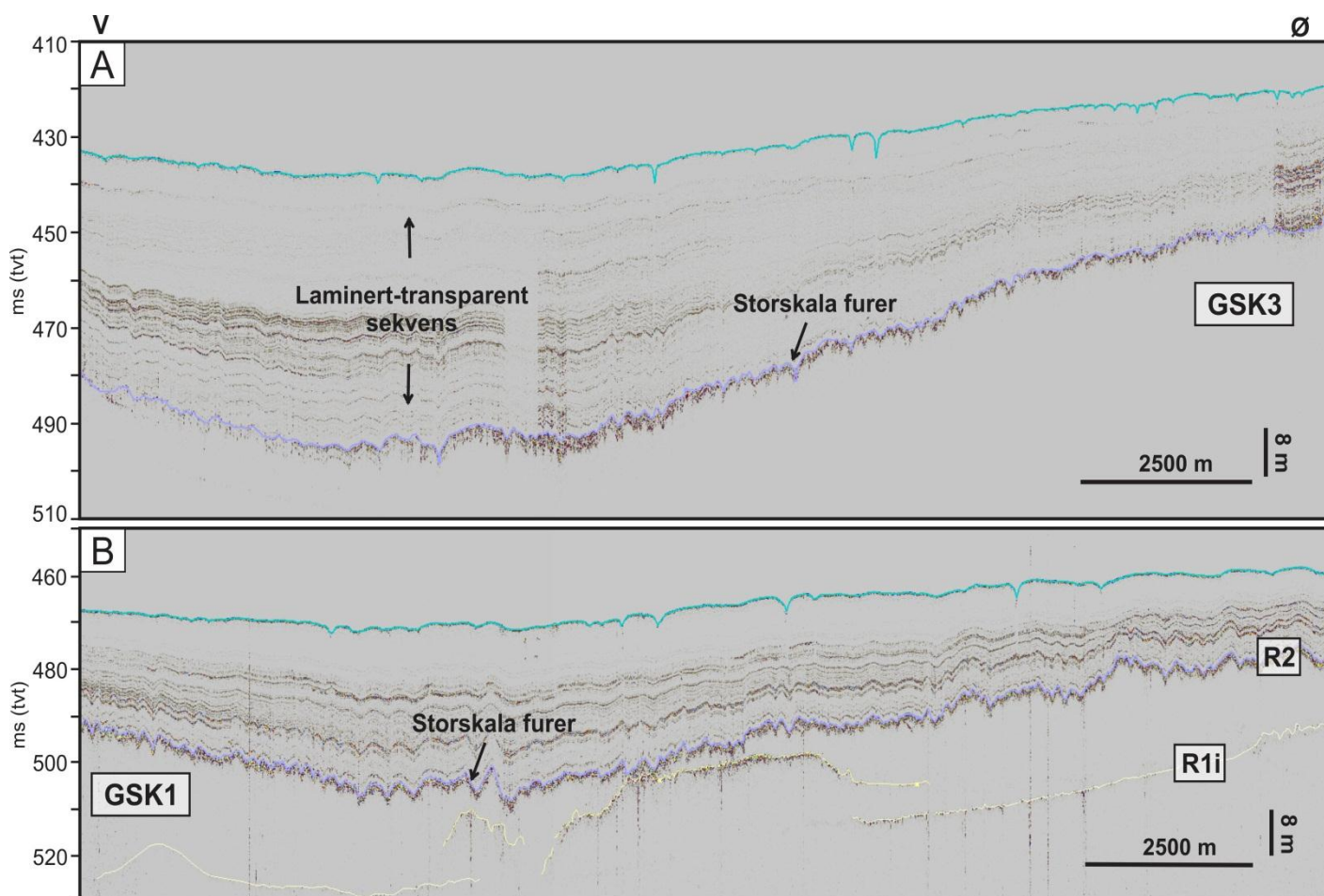
I sørlige deler av studieområdet er det observert en hyppig forekomst av storskala furer, blant annet langs GSK7 og GSK8 (Figur 4.32a, c), samt langs de mediale ryggene (Figur 4.32b). Her varierer furenes amplitude mellom 7 m og 0.8 m (gjennomsnitt = 2.1 m), mens bølgelengden varierer mellom 55 m og 430 m (gjennomsnitt = 165 m). Vest av Bergen krysses de lineære furene (Figur 4.30b) direkte av et sørvest-nordøst orientert TOPAS profil (Figur 4.32a).



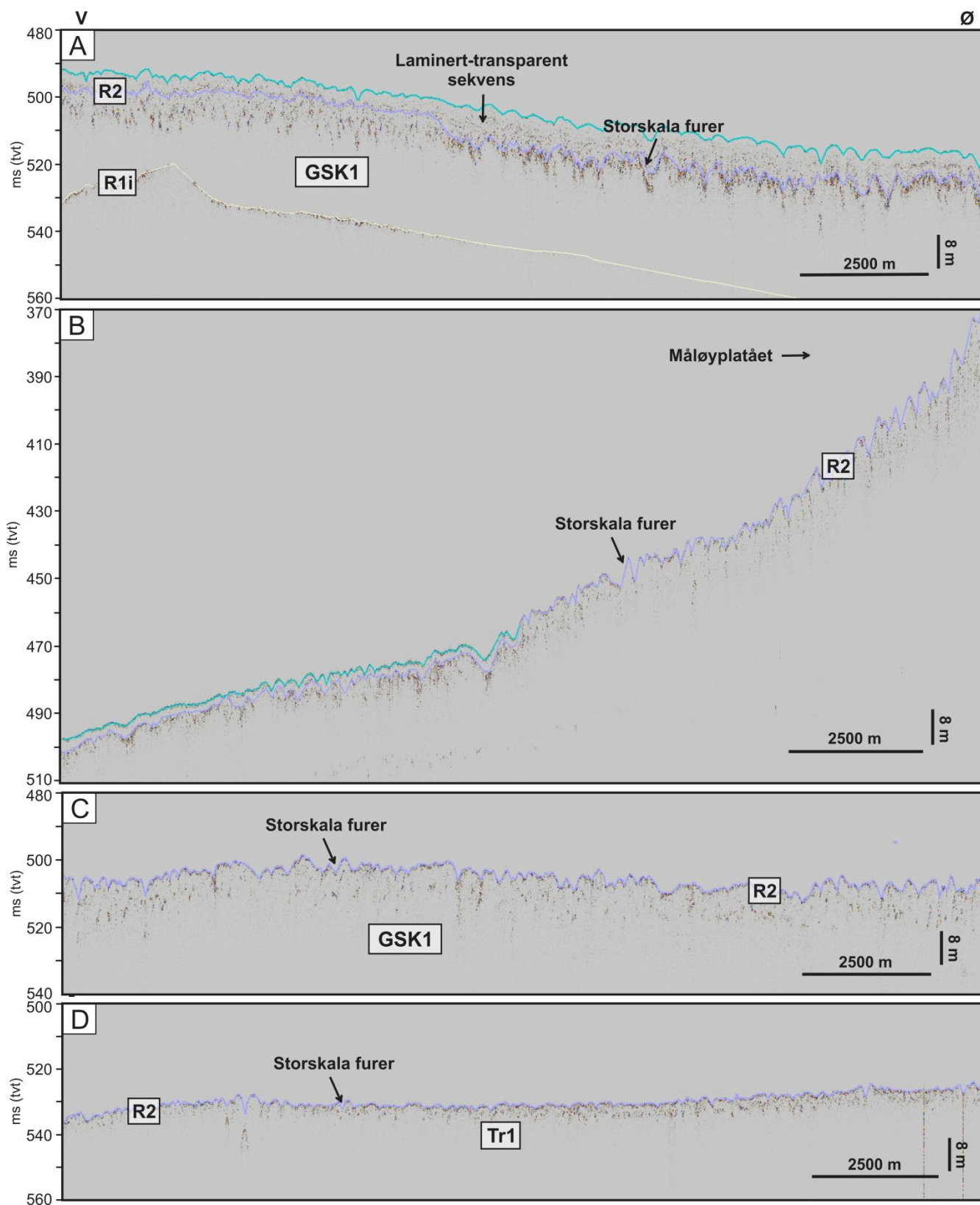
Figur 4.32. Storskala furer identifisert langs TOPAS profiler i sørlige deler av studieområdet (Figur 4.29). A) Storskala furer langs overflaten til GSK7. Forstørret seksjon viser et detaljert bilde av storskala furer; A - amplitude og B - bølgelengde. B) Storskala furer langs overflaten til Mr2b og Mr2c (Figur 4.18; 4.27). C) Storskala furer langs overflaten til GSK8. Samtlige GSKer kartlagt i studieområdet er vist i Figur 4.19.

I sentrale deler av studieområdet, nord for boring 89-03 (Figur 4.29), er furene dekket av en akustisk laminert til akustisk transparent sekvens (Figur 4.33). På tross av dette er furen tilsynelatende reflektert langs sekvensgrensene stratigrafisk over sekvensgrense R2 (Figur 4.33). I denne delen av studieområde er furene observert med en avtagende amplitude og bølgelengde, relativt til det som er registrert i sørlige deler av studieområdet (Figur 4.29; 4.32). Her varierer amplituden mellom 2.5 m og 0.8 m (gjennomsnitt = 1.6 m), mens bølgelengden varierer mellom 65 m og 450 m (gjennomsnitt = 172 m).

I nordlige deler av studieområdet er storskala furer observert hyppig langs overflaten til GSK1 (Figur 4.34c) og langs skråningen vest av Måløyplatået (Figur 4.34b). Mindre markante furer har også blitt observert langs overflaten til Tr1 (Figur 4.34d). I nordlige deler av studieområdet er furenes amplitude observert å variere mellom 7.5 m og 0.8 m (gjennomsnitt = 2.3 m), mens bølgelengden varierer mellom 485 m og 80 m (gjennomsnitt = 240 m).



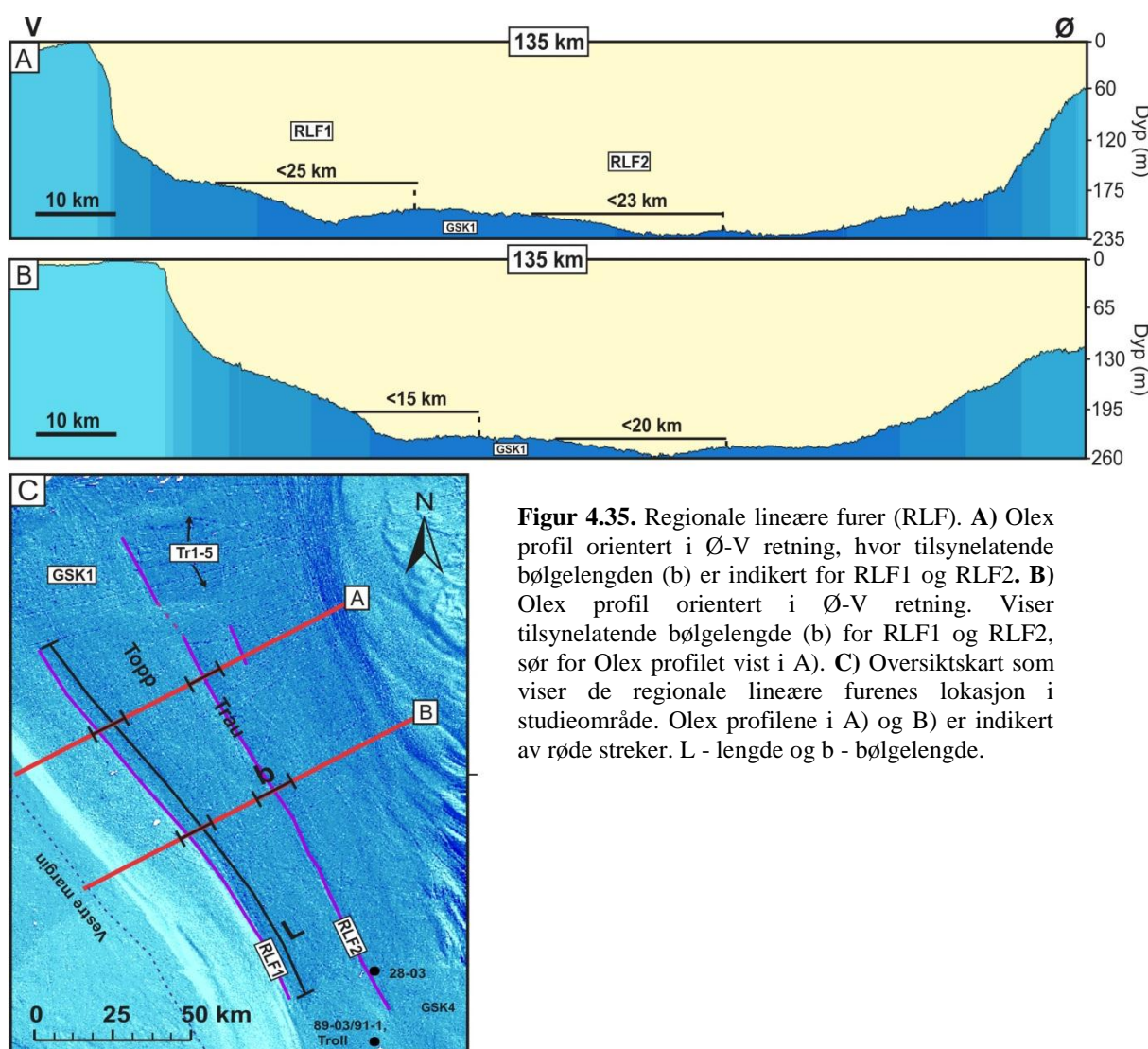
Figur 4.33. Storskala furer identifisert langs TOPAS profiler i sentrale deler av studieområdet (Figur 4.29), orientert i en Ø-V retning. A) Storskala furer langs GSK3. B) Storskala furer observert langs deler av GSK1. Se Figur 4.19 for oversikt over samtlige GSK-er kartlagt i studieområdet.



Figur 4.34. Storskala furer identifisert langs TOPAS profiler i nordlige deler av studieområdet (Figur 4.29), orientert i V-Ø retning. A) Storskala furer langs overflaten til GSK1, overlatt av en mindre mektig akustisk laminert-akustisk transparent sekvens. B) Storskala furer langs skråningen vest av Måløyplatået. C) Storskala furer langs overflaten til GSK1, sør for eggakanten. D) Storskala furer langs overflaten til Tr1. Se Figur 4.19 for oversikt over GSK-er og transverse rygger (Tr) kartlagt i studieområdet.

Regionale lineære furer (RLF)

Formelementene er hovedsakelig kartlagt i nordlige deler av studieområdet, fra boring 89-03 til eggkanten (Figur 4.18; 4.35). De opptrer som elongerte forsenkninger på havbunnen, orientert i en nord-sør retning. RLF1 strekker seg tilnærmet 155 km langs GSK1, i vest (Figur 4.35), mens RLF2 er observert med en utstrekning på ca. 190 km og tilsynelatende kan det se ut som om lineasjonene skiller GSK1 fra de transverse ryggene observert i nordøstlige deler av studieområdet (Figur 4.35c). Det er også observert at RLF2 strekker seg mellom GSK3 og GSK 4, lenger sør i studieområdet (Figur 4.18; 4.35c). Lineasjonenes bølgelengde (b) er ikke godt definert, slik at disse verdiene er noe usikre. Det er antatt at de regionale lineære furene (RLF) har en gjennomsnittsbølgelengde på ca. 20 km og lengde:breddeforhold på $>8:1$ (Tabell 4.2). Formelementene opptrer tydelig både i Olex dataene og det batymetriske datasettet (Figur 3.2), men er hovedsakelig studert ved hjelp av Olex data, da det har vært mulig å benytte lengdeprofilene som et supplement. Detaljerte verdier er oppgitt i Appendiks; Tabell G.



Figur 4.35. Regionale lineære furer (RLF). **A)** Olex profil orientert i Ø-V retning, hvor tilsynelatende bølgelengden (b) er indikert for RLF1 og RLF2. **B)** Olex profil orientert i Ø-V retning. Viser tilsynelatende bølgelengde (b) for RLF1 og RLF2, sør for Olex profilet vist i A). **C)** Oversiktskart som viser de regionale lineære furenes lokasjon i studieområde. Olex profilene i A) og B) er indikert av røde streker. L - lengde og b - bølgelengde.

4.2.3 Geomorfologisk oppsummering

En rekke formelementer har blitt kartlagt i studieområdet (Figur 4.18) ved hjelp av Olex data, batymetriske data og TOPAS data. Samtlige formelementer, med unntak av de regionale lineære furene (RLF), viser likheter med formelementer kartlagt i tidligere studier (f.eks. Dowdeswell et al., 2008; Ó Cofaigh et al., 2008; Ottesen et al., 2005a). I Tabell 4.1 er de kartlagte formelementer fra studien oppsummert og sammenstilt med formelementer identifisert i tidligere studier, sammen med deres respektive karakteristikker. Formelementenes egenskaper har også blitt kvantifisert ved hjelp av ulike parametere, disse er oppsummert i Tabell 4.2.

Tabell 4.1. Oppsummering av kartlagte formelementer fra denne studien, sammenstilt med lignende formelementer definert i tidligere studier.

Denne studien		Tidligere studier		
Formelemnter	Figur	Formelementer	Karakteristikk	Referanser
Grunnings sonekiler (GSK)	4.19	Grounding Zone Wedge; till tongue; till delta	Bratt havbunnsrampe, med svakt hellende proksimalside og en kileformet profil. Dannet i morenemateriale og ofte assosiert med lineasjoner, som terminerer på toppen av kilen.	Powell og Domack, 1995; King et al., 1991; Alley et al., 1989; Ó Cofaigh et al., 2005a,b
Transverse rygger (Tr)	4.21	Terminal moraines/ moraines	Orienterert normalt på tidligere isstrømretning og strekker seg ofte parallelt med kontinental marginen. Avsatt nær/langs eggakanten og oppter ofete i et sett av flere rygger. Høyde på titalls meter. Lengde opp til mer enn 100 km. Ikke assosiert med rask isstrømning.	Ottesen et al., 2005a; Landvik et al., 2005
Laterale rygger (Lr)	4.22; 4.21	Ice Stream Shear Margin Moraines	Laterale morenerygger som sterker parallelt med tidligere isstrømretning. Observert langs yter kanten til paleo-trau. Indikerer skjærsonen mellom rask kanalisierende og saktestrømmende is. Fler titalls km lange, opp til mer enn 1000 m brede og titalls m høye.	Stokes og Clark, 2002a; Ottesen et al., 2005a
Mediale rygger (Mr1)	4.24; 4.25	Crag-and-tails; drumlins?	Assosiert med overgangen fra hard berggrunn til mykt ukonsolidert underlag. Delvis dannet i hard berggrunn, med en «hale» som gradvis svekkes nedstrøm, i det sedimentære underlaget.	Graham et al., 2009; Ó Cofaigh et al., 2005a,b; Wellner et al., 2001
Mediale rygger (Mr2)	4.24; 4.27	Medial moraines - Ice-stream interaction moraines (ISI)	Laterale morenerygger dannet ved lateral kompresjon, som et resultat av konvergerende is. En kompleks morfolog utvikles om isdekker med forskjellig strømnings-hastighet konvergerer.	Eyles og Rogerson, 1978
Lineære furer (LF)	4.29- 4.31	Mega-scale glacial lineations	Parallele sett med strømlinjede (elongerte) formelementer («ridge/groove sets»). Lengde:bredde >10:1. Dannet i akustisk transparent enhet; ofte i diamikt av lav til medium skjærstyrke.	Clark, 1993 Stokes og Clark, 1999; Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2005a,b; 2008; Graham et al., 2009
Storskala furer (SF)	4.32- 4.34	Mega-scale glacial lineations		
Regionale lineære furer (RLF)	4.35	<i>Ikke definert</i>	<i>Ikke definert</i>	

Tabell 4.2. Oppsummering av kartlagte formelementene i studieområdet, sammen med deres respektive egenskaper. Blanke ruter representerer parametere som ikke har blitt kvantifisert eller som ikke har vært relevant. Detaljerte verdier for de individuelle formelementene er oppgitt i Appendiks; Tabell A-G.

	TOPOGRAFISK POSITIVE FORMELEMENTER						TOPOGRAFISK NEGATIVE FORMELEMENTER		
	GSK	Tr	Lr1	Lr2	Mr1	Mr2	SF	LF	RLF
Lengde (km)	55	40	50	25	20	35		23	170
Bredd (km)	25	9	12	5	7	10			
Høyde (m)	15	13	30	50	60	55			
Volum (km ³)	8.5								
Lengde:bredde		4:1	4:1	5:1	3:1	4:1		> 10:1	>8:1
Bølgelengde (m)							200	2500	20.5
Amplitude (m)							2	30*	
Orientering		V-Ø	N-S	N-S	NV-SØ	NV-SØ		NV-SØ, N-S	N-S
	<i>Detaljerte verdier for de individuelle formelementene er oppgitt i Appendiks A-G</i>								
	<i>* Verdien gjelder kun lineære furer i Figur 4.30a og 4.31</i>								

5. DISKUSJON

Formålet med dette kapittelet er å gi en utfyllende diskusjon rundt Norskerennaisstrømmens dynamikk og tilbaketrekningsmønster, samt avsetningsprosesser, relatert til den siste deglasiasjon av Norskerenna. Diskusjonen vil være basert på erosjon og avsetningsformer i studieområdet. Først vil det etableres et kronologisk rammeverk for de seismostratigrafiske enhetene Nc1 - Nc3 basert på korrelasjon med boring 89-03, fra Troll. Videre presenteres en kortfattet diskusjon rundt avsetningsmiljøet etter siste deglasiasjon av rennen, før en tolkning av de ulike glasiiale formelementene presenteres. Til slutt vil en fremstilling av Norskerennaisstrømmens tilbaketrekningsmønster fra og med siste isstrømfase bli presentert.

5.1 Lito- og kronostratigrafi

5.1.1 *Enhet Nc1*

Den akustisk transparente enheten Nc1 utgjør den stratigrafisk nederste enheten kartlagt i studieområdet. Enheten er karakterisert av en irregulær øvre grense (sekvensgrense R2), som skiller Enhet Nc1 fra Enhet Nc2 (Figur 5.1). I tillegg er Enhet Nc1 beskrevet med en diskontinuerlig internsekvensgrense, R1_i, som sammen med sekvensgrense R2 avgrensner internenhet E1_i (Figur 5.1; Kapittel 4.5).

I boring 89-03 har sekvensgrensen blitt korrelert med en tydelig litologisk grense ved 16.9 m dyp (Figur 5.1). Den litologiske grensen sammenfaller med kjerneintervallet datert til 17 500 år (14 785 ¹⁴C år BP), ved 16.8 m dyp i boring 89-03 (Tabell 5.1). Den antatte alderen for sekvensgrense R2 tilsier at er Enhet Nc1 er eldre enn 17 500 år.

Kjerneintervallet i boring 89-03 (dvs. 20 - 16.9 m), som sammenfaller med Enhet Nc1 fra denne studien, er beskrevet av Sejrup et al. (1994) som et massivt diamikton med høy skjærstyrke (ca. 120-160 kPa), og har blitt tolket som morenemateriale (Figur 5.1). Enhet Nc1 kan også korreleres med den akustisk transparente enheten U3 kartlagt av Nygård et al. (2007) (Figur 5.2c) og tolket som overkonsolidert morenemateriale, eldre enn ca. 18 000 år. Enhet Nc1 er også antatt å tilsvare de øverst 3 m av Litosone L2 og Enhet B1 fra Sejrup et al. (1995) (Figur 5.1).

Basert på korrelering med boring 89-03 (Figur 5.1), samt Enhet U2 fra Nygård et al. (2007) (Figur 5.2c) er Enhet Nc1 tolket til å bestå av morenemateriale av Sen Pleistosen alder,

avsatt under den siste glasieringen i Weichsel (Figur 5.1). Det er derfor naturlig å koble denne hendelsen med siste maksimale isutbredelse i Nordsjøen mellom ca. 29-25 000 år før nåtid og Tampenfremrykket mellom ca. 21-18 000 år før nåtid (f.eks. Sejrup et al., 1994; 2009).

Enhet Nc1 er i tillegg til å være definert av en irregulær og undulerende øvre grense (sekvensgrense R2), assosiert med en rekke forrelementer identifisert som karakteristiske avtrykk på havbunnen (Kapittel 5.3).

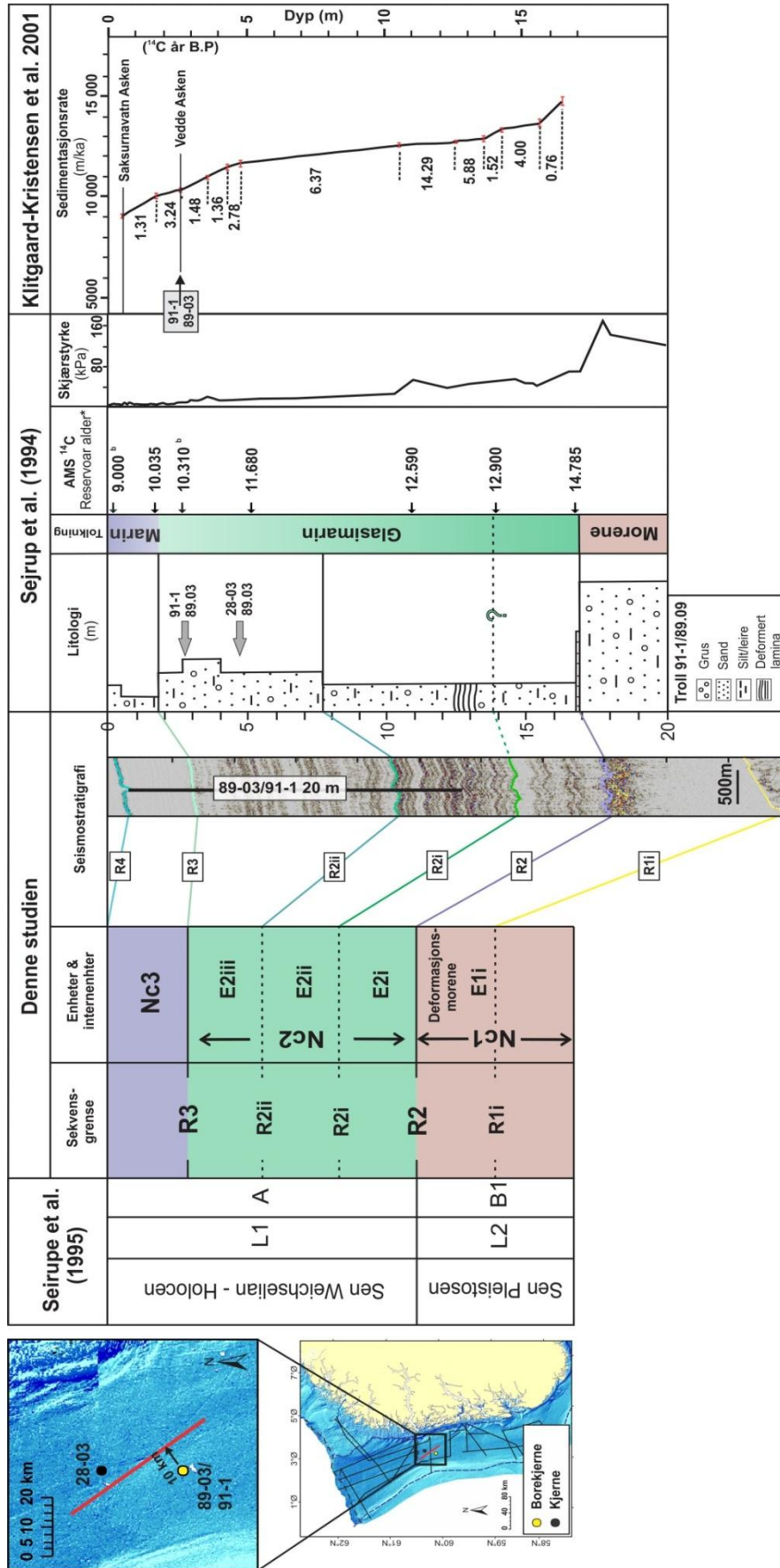
Internheten E1_i

Den akustisk transparente internheten E1_i utgjør en diskontinuerlig enhet indentifisert internt i Enhet Nc1, avgrenset av den irregulære sekvensgrensen R2 og internsekvensgrense R1_i (Figur 5.1; Kapittel 5.4). Internsekvensgrense R1_i tilsvarer den nedre grensen til internheten E1_i og er karakterisert av en varierende geometri (f.eks. Figur 4.6). Internsekvensgrensen har ikke blitt korrelert med boring 89-03, da det ikke har blitt observert en litologisk grense i borekjerne som samsvarer med internsekvensgrensen (Figur 5.1). Ut i fra den antatte alderen for sekvensgrense R2, ca. 17 500 år (14 785 ¹⁴C år BP) (Tabell 5.1; Figur 5.1), er det naturlig å forslå tilsvarende alder for internsekvensgrense R1_i.

Internheten E1_i tilsvarer de øverste meterne av Enhet Nc1 (f.eks. Figur 5.1; 4.9). Tolkningen av Enhet Nc1 (over) tilsier at også internheten E1_i består av morenemateriale av Sen Pleistosen alder (Figur 5.1).

5.1.2 Enhet Nc2

Enhet Nc2 har en øvre og nedre grense henholdsvis definert sekvensgrense R3 og den irregulære sekvensgrensen R2 (Figur 5.1; 4.9). Begge sekvensgrensene har blitt korrelert med relativt tydelige litologiske grenser i boring 89-03 (Figur 5.1). Tre internheter, E2_i-E2_{iii}, har blitt identifisert internt i Enhet Nc2, avgrenset av internsekvensgrense R2_i og R2_{ii} (Figur 5.1). Internhetenes kontraster i akustisk facies, internt i Enhet Nc1, er antatt å reflektere variasjon i avsetningsmiljø under den siste deglasiationsfasen i Norskerenna (Kapittel 5.2).



Figur 5.1. Korrelering av seismostratigrafiske enheter i denne studien med tidligere arbeid, inkludert seismostratigrafiske og litologiske enheter fra Sejrup et al. (1995), kjernestratigrafi fra boring 89-03 (modifisert fra Sejrup et al., 1994) og sedimentasjonsrate fra 89-03/91-1 og 28-83 (modifisert fra Klifgaard-Kristensen et al., 2001). Lokasjonen til boring 89-03, kjerne 91-1 og 28-03, samt det seismiske utsnittet benyttet til korreleringen, er indikert på oversiktskartet til venstre. L1 og L2 - seismostratigrafiske enheter; B1 og A - litostratigrafiske enheter.

Sekvensgrense R2 er antatt å tilsvare en alder på ca. 17 500 år (14 785 ^{14}C år BP) (se Enhet Nc1), som markerer slutten på den siste glasiasjonsfasen i Norskerenna, i Sen Pleistosen (Figur 5.1). Enhetens øvre grense, R3, har blitt korrelert med en tydelig litologisk grense på 1.8 m dyp i boring 89-03 (Figur 5.1). Den litologiske grensen sammenfaller med kjerneintervallet datert til ca. 11 600 år (10 035 ^{14}C år BP), ved 1.8 m dyp i 91-1 (Tabell 5.1). Ved 2.66 m dyp har Veddeasken blitt identifisert og datert til ca. 12 000 år (10 310 ^{14}C år BP) (Tabell 5.1).

Kjerneintervallet i boring 89-03 (dvs. 16.9 - 1.8 m), som sammenfaller med Enhet Nc2 fra denne studien, er beskrevet av Sejrup et al. (1994) til å bestå av svært finkornet materiale mellom 16.9-7.5 m dyp (internheten E2_i og E2_{ii}), mens grovere materiale er observert mellom 7.5-1.8 m dyp (internheten E2_{iii}). I boring 89-03 har dette kjerneintervallet hovedsakelig blitt tolket til å bestå av glasimarine sedimenter (Figur 5.1). Enhet Nc2 kan også korreleres med den mørke, godt stratifiserte delen av Enhet U1 fra Nygård et al. (2007) (Figur 5.2), tolket som glasimarine sedimenter yngre enn ca. 18 000 år. Enhet Nc2 er også antatt å tilsvare Litosone L1 og Enhet A fra Sejrup et al. (1995) (Figur 5.1).

Basert på korreleringen med boring 89-03 er Enhet Nc2 tolket til å bestå av glasimarine sedimenter, med varierende kornstørrelse av Sen Weichsel alder (ca. 17 500 - 11 600 år) (Figur 5.1), antatt å ha blitt avsatt under den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna.

Internheten E2_i

Internheten E2_i er den eldste internheten i Enhet Nc2, avgrenset av den irregulære sekvensgrense R2 og internsekvensgrense R1_i (Figur 5.1). Sekvensgrense R2 tilsvare, henholdsvis, den nedre og øvre grensen til Enhet Nc2 og Enhet Nc1, som er antatt å tilsvare en alder på ca. 17 500 år (14 785 ^{14}C år BP) (Se Enhet Nc1). Internsekvensgrense R2_i er har ikke blitt korrelert med noen tydelig litologisk grense i boring 89-03. Derimot er internsekvensgrensen korrelert med et nivå i borekjernen på 13.9 m dyp, datert til ca. 15 300 år (12 900 ^{14}C år BP) (Tabell 5.1; Figur 5.1). Dette nivået i kjernen sammenfaller med en økning i det globale havnivået (Fairbanks, 1989) ved ca. 15 500 år (ca. 13-12 900 ^{14}C år BP).

Basert på korreleringen med boring 89-03 er internheten E2_i antatt å bestå av relativt finkornede glasimarine sedimenter (Figur 5.1), avsatt i tidsrommet mellom ca. 17 500-15

300 år (14 785-12 900 ^{14}C år BP) (Tabell 5.1). Dette samsvarer med starten på den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna (Figur 5.1).

Tabell 5.1. En sammensatt kronologi for de tre kjernene, 89-03, 91-1 og 28-03, som inkluderer radiokarbonaldere til mollusker og foraminifere, samt kalibrert alder (Klitgaard-Kristensen et al., 2001).

Core	Depth, m	Species or Stratigraphic Marker	Laboratory	Conventional	AMS ^{14}C	
					Age Reservoir ^a	Calibrated Age ^a
28-03	0.05	<i>N. pachyderma</i> (r.)	TUa-759	760 ± 70	320	400
28-03	1.01–1.03	<i>N. pachyderma</i> (r.)	TUa-760	2,465 ± 70	2,025	2,100
28-03	1.50	<i>N. pachyderma</i> (r.)	TUa-761	3,350 ± 70	2,910	3,185
28-03	2.50	<i>Uvigerina mediterranea</i>	TUa-762	5,720 ± 75	5,280	6,105
28-03	3.00	<i>U. mediterranea</i>	TUa-1300	6,885 ± 65	6,445	7,350
28-03	3.35	<i>U. mediterranea</i>	TUa-1301	7,755 ± 65	7,315	8,170
28-03	3.50	<i>U. mediterranea</i>	TUa-763	7,880 ± 60	7,440	8,280
28-03	3.75	<i>U. mediterranea</i>	TUa-1302	8,495 ± 70	8,055	9,080
28-03	4.65–4.68	<i>U. mediterranea</i>	TUa-764	9,325 ± 75	8,885	9,950
Troll 91-1	0.58	Saksunarvatn ash, tephra horizon		9,000 ± 60	9,000 ^b	
Troll 91-1	0.70	<i>Uvigerina mediterranea</i> , <i>Cassidulina laevigata</i>	TUa-387	9,905 ± 115	9,465	10,140
Troll 91-1	1.77	<i>Yoldiella lenticula</i>	TUa-349	10,835 ± 115	10,035	11,560
Troll 91-1	2.66	<i>Nonionellina labradorica</i>	TUa-771	11,100 ± 110	10,300	11,980
Troll 91-1	2.66	Vedde Ash, tephra horizon		10,310 ± 50	10,310 ^b	11,980
Troll 89.03	3.20	<i>Elphidium excavatum</i>	TUa-753	11,665 ± 75	10,685	12,790
Troll 89-03	3.90	<i>N. labradorica</i> , <i>Cassidulina</i> <i>reniforme</i>	TUa-385	11,785 ± 130	10,985	12,900
Troll 89.03	4.60	<i>N. labradorica</i>	TUa-754	12,305 ± 125	11,505	13,410
Troll 89.03	5.10	<i>N. labradorica</i>	TUa-148	12,480 ± 145	11,680	13,610
Troll 89.03	10.90	<i>Yoldiella lenticula</i>	TUa-283	13,390 ± 85	12,590	14,770
Troll 89.03	12.90	<i>E. excavatum</i>	TUa-755	13,530 ± 75	12,730	14,990
Troll 89.03	13.90	<i>E. excavatum</i> , <i>N. labradorica</i> , <i>Cibicides lobatulus</i>	TUa-460	13,700 ± 140	12,900	15,270
Troll 89.03	14.60	<i>N. labradorica</i>	TUa-756	14,160 ± 95	13,360	15,960
Troll 89.03	15.98	<i>N. labradorica</i> , <i>Elphidium askhundi</i>	TUa-147	14,505 ± 170	13,705	16,420
Troll 89.03	16.80	Mixed benthic material	TUa-146	15,585 ± 205	14,785	17,680

^a En reservoaralder på 400 år er benyttet for AMS dateringer eldre enn 10 ^{14}C år. Se Hafliðason et al. (1995) for mer detaljer angående reservoar korrigering og kalibrering. For AMS dateringer yngre enn 10 ^{14}C år, se Stuiver & Braziunas (1993)

^b Datering av aske-lag er hentet fra Birks et al. (1996).

Internheten E2_{ii}

Internheten E2_{ii} er tolket stratigrafisk over internheten E2_i, og er avgrenset av internsekvensgrense R2_i og R2_{ii} (Figur 5.1). Internsekvensgrense R2_i, som tilsvarer internhetens nedre grense, er antatt å tilsvare en alder på ca. 15 300 år (12 900 ^{14}C år BP) (se Internheten E2_i) (Figur 5.1). Internsekvensgrense R2_{ii}, utgjør internhetens øvre grense og har blitt korrelert med en tydelig litologisk grense på 7.5 m dyp i boring 89-03 (Figur 5.1). Dette nivået i kjernen har ikke blitt datert, slik at en eksakt alder for internsekvensgrense R2_{ii} ikke har vært mulig å fastslå. Basert på de nærmeste dateringene, over og under den litologiske grensen, som henholdsvis representerer en alder på ca. 13 600 år (11 680 ^{14}C år BP) ved 5.10 m dyp og ca. 14 800 år (12 590 ^{14}C år BP) ved 10.9

m dyp (Tabell 5.1), er det antatt en alder på ca. 14 000 år (ca. 12 000 ^{14}C år BP) for internsekvensgrense R2_{ii}.

Baser på korreleringen med boring 89-03 er internenhet E2_{ii} antatt å bestå av finkornede glasimarine sedimenter (Figur 5.1), avsatt i tidsrommet mellom ca. 15 300-14 000 år (12 900 - 12 000 ^{14}C år BP), karakterisert av en høy sedimentasjonsrate i boring 89-03 (<14.29 m/ka) (Figur 5.1).

Internenhet E2_{iii}

Internenhet E2_{iii} er den yngste internenheten i Enhet Nc2 og er avgrenset av internsekvensgrense R2_{ii} og sekvensgrense R3 (Figur 5.1). Internsekvensgrense R2_{ii} er antatt å tilsvare en alder på ca. 14-13 900 år (ca. 12 000 ^{14}C år BP) (se Internenhet E2_{ii}). Sekvensgrense R3, som henholdsvis tilsvare den øvre og nedre grensen til enhet Nc2 og Nc3, er antatt å tilsvare en alder på ca. 11 600 år (10 035 ^{14}C år BP) (Se Enhet Nc2). Ved 2.66 m dyp har Ynger Dryas blitt datert av Vedde asken til 11 980 år (10 310 ^{14}C år BP).

Baser på korreleringen med boring 89-03 er internenhet E2_{iii} antatt å bestå av finkornede til relativt grovkornede glasimarine sedimenter (Figur 5.1), antatt å ha blitt avsatt i tidsrommet mellom ca. 14-11 600 år (ca. 12-10 035 ^{14}C år BP) (Tabell 5.1). Generelt er dette kjerneintervallet karakterisert av avtagende sedimentasjonshastighet (Figur 5.1).

5.1.3 Enhet Nc3

Den stratigrafisk øverste og yngste enheten, Nc3, er avgrenset av sekvensgrense R4 (dvs. havbunnsreflektoren) og sekvensgrense R3 (Figur 5.1). Sekvensgrense R3 er, som nevnt, antatt å tilsvare en alder på ca. 11 600 år (10 035 ^{14}C år BP) (Se Enhet Nc2), mens sekvensgrense R4 er antatt å tilsvare kjernens øvre grense (dvs. 0 år). Enhet Nc3 er også antatt å tilsvare den øverste delen av Litosone L1 og Enhet A fra Sejrup et al. (1995) (Figur 5.1).

Basert på korreleringen med boring 89-03 er Enhet Nc3 antatt å bestå av svært finkornede marine sedimenter (Figur 5.1), avsatt i tidsrommet mellom ca. 11 600 år (10 035 ^{14}C år BP) og frem til i dag. Tidsintervallet hvor de marine sedimentene ble avsatt er i tillegg karakterisert av en avtagende sedimentasjonshastighet i boring 89-03 (Figur 5.1).

Kronologisk oppsummering

Oppsummert er den seismostratigrafiske sekvensen, kartlagt i denne studien, begrenset til tidsrommet mellom ca. 17 500 år og frem til i dag. Enhet Nc1 utgjør den eldste enheten i denne studien (> 17 500 år) og er tolket til å bestå av morenemateriale (Figur 5.1), avsatt under den siste isstrømfase i Norskerenna. Enhet Nc2, inkludert internenhet E2_i-E2_{iii}, draperer over Enhet Nc1 og er tolket til å bestå av finkornede til grovkornede glasimarine sedimenter (Figur 5.1) avsatt under den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna for ca. 17 500 år siden. Enhet Nc3 utgjør den yngste enheten i denne studien og er tolket til å bestå av finkornede marine sedimenter (Figur 5.1), avsatt under Holocen og frem til i dag (<11 600 år).

5.2 Post-glasialt avsetningsmiljø

I dette delkapittelet vil de post-glasiale avsetningene beskrives med hensyn på sedimentære prosesser og avsetningsmiljø, basert på korrelering med fire klimastratigrafiske intervaller (Haflidason et al., 1995; 1998) etablert for Norskemarginen (dvs. Norskerenna og Nordsjøviften); Eldre Dryas (15–13 ka), Bølling–Allerød (13–11 ka), Yngre Dryas (11–10 ka) og Holocen (10–0 ka). Disse klimatiske hendelsene er ensbetydende med kronosonene definert av Mangerud et al. (1974).

Den totale post-glasiale sedimentsekvensen i studieområdet er antatt å tilsvare en mektighet på <60 ms (tvt) (<45 m) (Figur 4.12). Et tydelig og utbredt deponert er observert i den sentrale delen av studieområdet, øst av Nordsjøplataet, mens mindre utbredte deponenter har blitt observert vest av Jæren og Bergen (Figur 4.12). Den glasimarine enheten, Nc2 (Figur 5.1), viser tilsvarende trend, med et tydelig utbredt deponert i den sentrale delen av studieområdet (<50 ms (tvt) (ca. 35 m)), øst av Nordsjøplataet, samt mindre utbredte deponenter vest av Bergen og Jæren (Figur 4.7; Kapittel 5.5). Den marine enheten, Nc3 (Figur 5.1), har en mindre mektighet (<16 ms (tvt) (ca. 12 m)) og har en mer jevn utbredelse i studieområdet. Størst mektighet er likevel observert i den sørvestlige delen av studieområdet, øst av Nordsjøplataet (Figur 4.11), mens et mindre utbredt deponert er observert vest av Sognefjorden (Kapittel 5.5).

Enhet Nc2

Den stratigrafisk nederste internenheten, E2_i (Figur 5.1) er antatt å ha blitt avsatt mellom ca. 17 500-15 300 år (14 785 - 12 900 ¹⁴C år BP) (Kapittel 5.1.2). Dette tidsintervallet

tilsvarer den klimastratigrafiske perioden Eldre Dryas (15–13 000 ^{14}C år BP) (Mangerud et al., 1974). Perioden er beskrevet å ha vært dominert av polare vannmasser og et stabilt lavt havnivå, der avsetningene på tvers av marginen er beskrevet som homogene og finkornede, med sporadisk tilstedeværelse av IRD (Haflidason et al., 1998). Beskrivelsen over passer godt med observasjonen gjort i denne studien, der internenheten hovedsakelig er karakterisert av en akustisk transparent til svakt laminert refleksjonskarakteristikk (f.eks. Figur 4.2; 4.8c, d). Det er også foreslått at sedimentasjonen under denne perioden skal ha vært dominert av havstrømmer, som skal ha dannet en jevn og ensartet sekvens på tvers av marginen (Haflidason et al., 1998). Dette passer også godt med observasjonen fra denne studien, da det ikke er observert tegn på erosjon for denne internenheten. Internenhet E2_i er observert med en diskontinuerlig utbredelse i studieområdet, men dette er antatt å skyldes topografien til underliggende enheten, Nc1 (f.eks. Figur 4.6b; 4.13).

Den midterste internenheten, E2_{ii} (Figur 5.1), er antatt å ha blitt avsatt i tidsrommet mellom ca. 15 300–14 000 år (12 900 - 12 000 ^{14}C år BP) (Kapittel 5.1.2). Dette tidsintervallet tilsvarende hovedsakelig den klimastratigrafiske perioden Bølling-Allerød (13–11 000 ^{14}C år BP) (Mangerud et al., 1974). Perioden skal ha vært karakterisert av innstrømning av varme atlantiske vannmasser, samt avsetning av finkornet materiale, som er observert på tvers av marginen, der IRD kun er observert sporadisk (Haflidason et al., 1998). IRD kan trolig ikke observeres langs TOPAS profilene fra studieområdet. Denne perioden er også beskrevet å være sterkt påvirket av overflatestrømmer, samt en betydelig økning i det globale havnivået (Bard et al., 1990; Fairbanks, 1989). Vest av Sognefjorden er internenheten observert med en diskontinuerlig utbredelse (Figur 4.14), som trolig kan forklares av erosjon (Kapittel 5.5). Tidsperioden skal også ha vært dominert av økt sedimenttilførsel fra eksponerte landområder, som et resultat av stigende havnivå og økt bølgeerosjon (f.eks. Van Weering, 1983). Den litologiske endingen fra Eldre Dryas til Bølling-Allerød er observert som en tydelig sekvensgrense i TOPAS dataene (Figur 5.1; 4.16).

Den øverste internenheten, E2_{iii} (Figur 5.1), er antatt å ha blitt avsatt i tidsrommet mellom ca. 14–11 600 år (ca. 12 - 10 035 ^{14}C år BP) (Kapittel 5.1.2). Dette tidsintervallet tilsvarende hovedsakelig den klimastratigrafiske perioden Yngre Dryas (11–10 000 ^{14}C år BP) (Mangerud et al., 1974). Overgangen til et betydelig kjøligere klima ved starten på denne perioden, samt overgangen til et betydelig varmere klima ved slutten av denne perioden, er

tydelig reflektert langs TOPAS profilene av internenhetens tydelige øvre og nedre grenseflate (f.eks. Figur 4.15; 4.16). Perioden er beskrevet å ha vært dominert av liten endring i havnivå, men likevel en relativt høy vannstand. Sedimentene avsatt under denne perioden skal ha vær grovere enn sedimentene avsatt under Eldre Dryas og Bølling-Allerød, samt sterkt påvirket av IRD (Haflidason et al., 1998). Dette er trolig reflektert i nordlige deler av studieområdet, hvor enheten er karakterisert av en akustisk laminert refleksjonskarakteristikk av høy amplitude (Figur 4.16). Slik som internenhet E2_{ii} er også internenhet E2_{iii} observert med en diskontinuerlig utbredelse vest av Sognefjorden (Figur 4.14) antatt å skyldes erosjon (Kapittel 5.5).

Enhet Nc3

Den stratigrafisk øverste enheten, Nc3 (Figur 5.1), består hovedsakelig av marine sedimenter avsatt under Holocen tid (Kapittel 5.1.2). Perioden er beskrevet å være karakterisert av innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser og avsetning av finkornede sedimenter, samt karakterisert av en betydelig økning i havnivå frem til ca. 9 000 år før nåtid (Haflidason et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Den litologiske endringen fra grovkornet materiale, inkludert IRD, til finkornede materiale er tydelig reflektert i TOPAS dataene, og enhetens akustiske karakter reflekterer homogene avsetninger (f.eks. Figur 5.3; 4.13; 4.16), som samsvarer godt med endringen i avsetningsmiljø ved starten på Holocen. En høy sedimentasjonshastighet er kun dokumentert frem til ca. 9 000 år, som skal ha forekommet under stigende havnivå (Haflidason et al., 1998).

5.3 Tolkning av formelementer

5.3.1 Lineære og storskala furer

De lineære furene har blitt identifisert på havbunnen (dvs. ikke skjult av senere marin sedimentasjon) i den sentrale og nordlige delen av studieområdet. Furene strekker seg tilnærmet parallelt med Norskerenna (dvs. SØ-NV til N-S) (Figur 4.29; 4.30) og har et lengde:bredde forhold på >10:1 (Tabell 5.2). Storskala furer opptrer som parallelle topper og trau på seismikken og er identifisert langs sekvensgrense R2 (Figur 4.32-4.34). De har en gjennomsnittlig amplitude og bølgelengde på henholdsvis 2 m og 200 m (Tabell 5.2), og har tilsynelatende en relativ lik størrelse i studieområdet.

Tabell 5.2. Oppsummering av identifiserte formelementer i studieområdet, med beskrivelse, tolkning og antatt dannelsesprosess.

STRUKTUR	KARAKTERISTIKK	TOLKNING	DANNELSES-PROSESS
Lineære furer	Lengde:breddeforhold >8:1 til >1:10. Parallele sett med avlange formelemnter. Observert i Olex data og batymetiske data. Dannet i en akustisk transparent seismisk enhet (Nc1 og E1 _i) og berggerunn. Orientert NV-SØ og N-S.	Megaskala glasiale lineasjoner	Subglasial sediment deformasjon/ subglasial ploging
Storskala furer	Parallele rygger og traue. Observert i TOPAS data. Dannet i en akustisk transparent seismisk enhet (Nc1 og E1 _i). Gjennomsnittsamplitude: 2 m, gjennomsnittsbølgelengde 200 m.	Megaskala glasiale lineasjoner	Subglasial sediment deformasjon/ subglasial ploging
Grunnings sonekiler	Assymmetriske rygger, med en bratt distalside og en relativt svakt hellende proksimalside; kileformet profil. Observert i Olex data, batymetriske data og TOPAS data. Dannet i en akustisk transparent seismisk enhet (Nc1) og ofte assosiert med storskala furer/lineære furer langs dens distalside. Gjennomsnittsvolum/lengde/bredde/høyde: 8.5 km ³ /55 km/25 m/15 m.	Grunnings sonekiler	Subglasial sedimenttransport
Transverse rygger	Rette til kurvlineære rygger, med en bratt distal- og proksimalside. Observert i Olex data, batymetriske data og TOPAS data. Dannet i en akustisk transparent seismisk enhet (Nc1), ofte assosiert med storskala furer. Høyde <20 m, bredde <15 m og lengde på flere titalls km.	Morene rygger	Fremrykk/ tilbaketrekning av ismarginen
Laterale rygger	Lineære laterale rygger, orientert N-S langs Norskerennas vestre margin, med lengde:breddeforhold på opp til 6:1. Observert i Olex data og delvis TOPAS data. Dannet i en akustisk transparent seismisk enhet (Nc1). Høyde <60 m, bredde 12 km og lengde på flere titalls km.	Skjærmarginale morene-rygger	Høy stressgradien mellom hurtig- og saktestrømmende is
Mediale rygger	<i>Mr1</i> : Laterale rygger, orientert SØ-NV. Strekker seg fra den krystalline berggrunn, ut i et ukonsolidert underlag. Observert i Olex data. Trolig dannet i en akustisk transparent enhet (Nc1) og berggrunnen. Høyde <90 m, bredde <10 km og lengde <30 km. Lengde:breddeforhold > 3:1.	Transitte morene rygger	Aksellererende isstrømning/ konvergerende is
	<i>Mr2</i> : Laterale rygger, orientert SØ-NV. Strekker seg fra grensen til den krystalline berggrunnen og er dannet i en akustisk transparent enhet (Nc1). Observert i Olex data og delvis TOPAS data. Høyde <75 m, bredde <15 km og lengde <50 km. Lengde:breddeforhold >4:1	Midt-morener	Konvergerende is, med ulik strømnings-hastighet
Regionale lineære furer	Lineære forsenkninger orientert N-S. Observert i Olex data og batymetriske data. Hovedsakelig dannet i en akustisk transparent enhet (Nc1), men gjennspeiles i den lamminerte lagpakken over. Lengde på <190 km og bølgelengde <25 km. Lengde:breddeforhold 10:1	Regionale glasiale lineasjoner	Variierende strømnings-hastighet (strømningdynamikk)

På bakgrunn av disse observasjonene tolkes furene (lineære og storskala) som megaskala glasielle lineasjoner (MSGL-er) (Tabell 5.2) (Clark, 1993; Stokes & Clark, 1999) og er en indikasjon på at isstrømning har pågått i nordlige deler av Norskerenna under siste isstrømfase. Tilsvarende formelementer har tidligere blitt observert i Skagerrak og er tolket som en indikasjon på isstrømkraft (Longva & Thorsnes, 1997). I studieområdet er lineasjonene observert å penetrere internheten $E1_i$, som indikerer at lineasjonene hovedsakelig er dannet i svakt overkonsolidert morenemateriale (Kapittel 5.4; Figur 5.1) (Nygård et al., 2007). Lineasjonene kan være et produkt av subglasial sediment deformasjon (Tabell 5.2) fra irregulariteter langs issålen, påført av den harde berggrunn før isen forlot skjærgårdsregionen (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Graham et al., 2009; Ó Cofaigh et al., 2005a). Tilsvarende observasjoner er beskrevet fra moderne og tidligere isstrømlokaliteter langs den Antarktiske kontinentalmarginen (f.eks. Anderson & Fretwell, 2008; Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2002; 2005a; 2005b; Wellner et al., 2001).

Sør for Måløyplataet har MSGL-er blitt observert på tvers av overgangssonen fra krystallin berggrunn til det myke ukonsoliderte underlaget i Norskerenna (Figur 4.31). Lineasjonene her er orientert i en sørøst-nordvest retning og er observert med en tilsynelatende avtagende amplitude og bølgelengde, nedstrøm, i nordvestlige retning (Figur 4.31a-d). Denne utviklingen står i kontrast til de øvrige lineasjonene (over), som tilsynelatende viser en mer konstant utvikling fra sør til nord, samt er observert sentralt i selve renna. I denne delen av studieområdet (Figur 4. 29; 4.31) er lineasjonene i tillegg assosiert med laterale, elongerte rygger, med et lengde:bredde forhold på ca. 3:1 (Tabell 5.2; Mediale rygger, Mr1).

De øvrige lineasjonene er trolig dannet som et resultat av subglasial «plogging» fra irregulariteter under issålen (Tabell 5.2) (f.eks. Clark et al., 2003). Irregularitetene har trolig blitt dannet da isdekket strømmet over den meget ujevne overflaten til den krystalline berggrunnen. Dannelsesprosessen kan ha vært assosiert med akselererende isstrømning (f.eks. Ó Cofaigh et al., 2002), samt konvergens mellom Norskerennaisstrømmen (NCIS) og det det Fennoskandiske isdekket (FIS), under siste isstrømfase i Norskerenna. Lineasjonenes tilsynelatende avtagende amplitude og bølgelengde, kan være et resultat av økt strømningshastighet. Det har også vært foreslått at det subglasielle smeltevanntystemet, i overgangssonen mellom krystallin berggrunn og

myke sedimentære bergarter, kan ha bidratt akselererende isstrømning (f.eks. Bindschadler & Choi, 2007). Subglasialt smeltevann kan ha bidratt til utforming av den irregulære topografien langs den krystalline berggrunnen gjennom gjentatte glasiasjoner.

Assosiasjonen med mindre elongerte rygger (3:1) ved overgangen fra krystallin berggrunn (Kapittel 5.3.5), samt hyppige forekomst av MSGL-er i selve renna (over), viser en utvikling av formelementene i retning eggakanten. Dette kan være et produkt av økt strømningshastighet, som et resultat av underlagets endring i geologi (Kapittel 5.4) (f.eks. Alley et al., 1986; Ó Cofaigh et al., 2002; Wellner et al., 2001). Dannelsen av MSGL-er i studieområdet er naturlig å koble med Tampenfremrykket (22-19 tusen år), beskrevet som den siste fasen med isstrømning i Norskerenna (f.eks. Sejrup et al., 2000; 2003; 2009).

5.3.2 *Grunningssonekiler*

Formelementene identifisert som grunningsonekiler (GSK) i studieområdet reflekterer flere likheter med tilsvarende formelementer introdusert som grounding zone wedges (GZW) av Powell & Domack (1995), men også referert til som till tongue (King et al., 1991) og till delta (Alley et al., 1989) (Tabell 4.1; 5.2). Slike formelementer har blitt kartlagt i en rekke paleo-isstrømlokaliteter langs den Antarktiske kontinentalmarginen (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Graham et al., 2009; Howat & Domack, 2003; Ó Cofaigh et al., 2005a; 2005b), samt langs Norske-Barentshavmarginen (f.eks. Andreassen et al., 2008; Ottesen et al., 2005b; 2008; Rütther et al., 2011), hvor de ofte er assosiert med midlertidig stabilisering av ismarginen, under en generell disintegrasjon av isstrømmen.

Det antas at kartlagte GSK-er i studieområdet (Figur 4.19) tilsvarende 1) grounding zone wedges (GZW), og 2) at de indikerer midlertidig stabilisering av ismarginen under den siste deglasiasjonen av Norskerennaisstrømmen, basert på følgende observasjoner:

Geometri. De har en relativt bratt distalside og en svakt hellende proksimalside, og lokalt har de en kileformet profil (f.eks. Figur 4.15; 4.16; Tabell 5.2). Denne karakteristikken er blant annet benyttet til å beskrive GZW-er identifisert langs den Antarktiske kontinentalmarginen (f.eks. Graham et al., 2009; Howat & Domack, 2003; Ó Cofaigh et al., 2005a).

Materiale i GSKene. GSK-ene er dannet i den transparente enheten, Nc2, tolket som morenemateriale (Kapittel 5.1.1; Figur 5.1). Dette indikerer at også GSK-ene består av

morenemateriale. GSK-ene er også assosiert med den diskontinuerlige sekvensgrensen $R1_i$ (Figur 5.1), som i studieområdet ikke er observert lenger nord enn proksimalsiden til GSK1 (Figur 4.8; 4.19). Observasjonene kan indikere at GSK-ene i Norskerenna består av deformasjonsmorene, transportert subglasialt til grunningslinjen (Kapittel 5.4). Tilsvarende reflektor har blitt identifisert gjennom en rekke studier langs den Antarktiske kontinentalmarginen (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2005a; 2007), samt av Nygård et al. (2007) i studieområdet (Figur 5.2c). Reflektoren er antatt å tilsvare den nedre grensen til et subglasialt deformert morenemateriale, som trolig spiller en viktig rolle med hensyn på subglasial sedimenttransport til ismarginen (Alley et al., 1989; Anandakrishnan et al., 2007).

Assosierte formelementer. MSGL-er er både observert i front og langs overflaten til GSK-ene i studieområdet (Figur 4.29; 4.32; 4.33; 4.34). MSGL-er i front av GSK-ene kan være en indikasjon på at GSK-ene har blitt avsatt stratigrafisk over lineasjonene, noe som antyder at GSK-ene i studieområdet kan ha blitt avsatt ved tilbaketrekning av ismarginen. Blant annet har Dowdeswell et al. (2008) og Ó Cofaigh et al. (2008) foreslått at GSK-er avsatt vinkelrett og stratigrafisk over MSGL-er signaliserer en midlertidig stabilisering av isstrømmarginen under tilbaketrekningssfasen. Det er også foreslått at GSK-er karakterisert av MSGL-er langs overflaten indikerer at ismarginen har vært aktiv under tilbaketrekningssfasen (f.eks. Dowdeswell et al., 2004). Observasjonen gjort i denne studien kan derfor indikere at ismarginen har vært aktiv ved grunningslinjen (under tilbaketrekningssfasen), og det er også mulig at ismarginen kan ha ekspander utover GSK-ene. Da det har vært vanskelig å kartlegge kontinuiteten til lineasjonene, ut i fra TOPAS profilene, er det derfor ikke mulig å fastslå om dette er tilfellet.

Internstrukturer. Det er ikke observert interne strukturer langs TOPAS profilene i form av dippene reflektorer i GSK-ene (f.eks. gravitasjonsstrømmer). I følge Alley et al. (1989) skal slike internstrukturer være karakteristisk for «till delta», dannet ved utbygging av grunningslinjen. Det er heller ikke observert interne strukturer som kan minne om en oscillerende grunningslinje ved tilbaketrekning av ismarginen. Dette er blant annet beskrevet av King et al. (1991) å være karakteristisk for «stacked till tongues», hvor en kan forvente å observere vekselvis lag med morene og glasimarine sedimenter. Om en utelukker at GSK-ene har blitt dannet ved utbygging av grunningslinjen, kan trolig mangelen på internstrukturer langs deres proksimalside indikere 1) at ismarginen kan ha

oppholdt seg ved de ulike grunningsoneposisjonene over relativt kort tidsperiode og at GSK-ene i studieområdet kun representerer én avsetningsfase. Det vil si at ismarginen trolig har «lettet» raskt fra grunningsposisjonen, uten å ha oscilert eller dannet en «stacked» sekvens (se over; stacked till tongues) langs GSK-enes proksimalsiden. 2) Mangelen på internstrukturer langs proksimalsiden kan indikere minimal transport av subglasialt materiale, samt minimal tilførsel av smeltevann til å transportere subglasialt materiale til ismarginen (Howat & Domack, 2003). Det kan også skyldes en kombinasjon av punkt 1) og 2), samt at oppløsningen til TOPAS dataene ikke har vært tilstrekkelig, slik at strukturene ikke har blitt fanget opp.

Lokasjon og utbredelse. De fleste GSK-ene er observert i sørlige deler av studieområdet (Figur 4.19; GSK6-11). I nordvestlige deler av studieområdet, ved eggakanten, er det observert en langstrakt GSK (<100 km) (Figur 4.19; GSK1), som antyder at ismarginen har vært grunnert ved eggakanten under siste isstrømfase, mellom 20-19 000 år (Nygård et al., 2007). I den nordøstlige delen av studieområdet er GSK-ene fraværende (Figur 4.19). Her er det observert en rekke transverse rygger (Kapittel 5.3.3), orientert parallelt med eggakanten (Figur 4.19; 4.21). Ryggenes morfologi står i kontrast til GSK-ene. Dette antyder at isstrømmens dynamikk kan ha variert i nordlige deler av studieområdet. GSK2 er lokalisert mellom de transverse ryggene i nord (Figur 4.19) og MSGL-er i sør (Figur 4.31). GSK4 og GSK5 (Figur 4.19) er lokalisert sør av GSK2 og er observert med en proksimalside orientert i sørøst-nordvest retning. Dette står i kontrast til naboliggende GSKer, GSK3 og GSK6, som tilsynelatende har en proksimalside som er orientert i en nord-sør retning (Figur 4.19). GSK4 og GSK5 er også observert å være assosiert med mediale rygger (Kapittel 5.3.5; Mr2; Figur 4.18; 4.24), som strekker seg i retning av den krystalline berggrunnen (dvs. NV-SØ). GSK7-GSK11 (Figur 4.16; 4.19) er lokalisert i den sørligste delen av studieområdet, hvor Norskerenna er relativt grunn (vanndyp ca. 250 m) og smal (ca. 90 km) (Figur 4.17). I tillegg er de lokalisert relativt nær hverandre, sammenlignet med de øvrige GSK-ene (GSK1-GSK6).

Basert på observasjonene beskrevet over er det antatt at GSK1 har blitt avsatt ved maksimal isutbredelse i Norskerenna, under den siste isstrømfase (ca. 20-19 000 år) (Nygård et al., 2007), mens GSK2-GSK11, lokalisert sør for GSK1 (Figur 4.19), er antatt å ha blitt avsatt under den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna. Basert på lokasjonen og orienteringen til GSK2, GSK4 og GSK5 har disse trolig blitt dannet ved innflytelse fra is

som har strømmet fra vest, gjennom de vestnorske fjordene (f.eks. Sejrup et al., 1996). Muligens representerer GSK7-GSK11, lokalisert vest av Bergen og Jæren (Figur 4.19), de siste grunningsposisjonene til Norskerennaisstrømmen før den trakk seg sørover og inn i Skagerrak.

Volum og dimensjon. Blant annet har Dowdeswell et al. (2008) antydnet at GSK-er med en høyde på flere titalls meter viser at ismarginen har stått i en stabil posisjon i opptil flere hundre år. I studieområdet varierer GSK-enes høyde mellom 40-10 m, mens deres volum varierer mellom 20-3 km³. Verdiene i seg selv antyder at deglasiasjonen av Norskerennaisstrømmen har forekommet langsomt. Basert at siste isstrømfase skal ha forekommet i tidsrommet mellom 20-19 000 år (Nygård et al., 2007) og dateringer fra boring 89-03 (se Figur 3.1) og Nordsjøviften (King et al., 1998) indikerer at nordlige deler av Norskerenna skal ha vært isfri for ca. 18 500 år siden (Sejrup et al., 1994), kan dette indikere at Norskerennaisstrømmen har trukket seg tilbake fra eggakanten og inn i Skagerak i løpet av omtrent 500 år. Noe som kan bety at de individuelle GSK-ene i studieområdet (Figur 4.19) har blitt avsatt i løpet av en tidsperiode på 50 år eller mer.

5.3.3 *Transverse rygger*

Fem transverse rygger har blitt kartlagt i den nordøstlige delen av studieområdet (Figur 4.19). Disse er adskilt av et relativt flatt område, fylt inn med glasimarine sedimenter (Figur 4.21c). I tillegg til å strekke seg parallelt med eggakanten (dvs. Ø-V), har de en tilsynelatende symmetrisk geometri (Figur 4.21), med en lineær til kurvlineær utforming sett ovenfra (Figur 4.21; Tabell 5.2). Deres morfologiske uttrykk på havbunnen står i kontrast til GSK-ene. Ryggene er observert å være dannet i den akustiske transparent enheten Nc1, tolket som morenemateriale basert på korrelering med boring 89-03 (Figur 5.1). På overflaten er ryggene karakterisert av en svakt irregulær overflate, antatt å være MSGL-er (Figur 4.34d).

På bakgrunn av observasjonene er de transverse ryggene tolket som transverse morenerygger (Kapittel 2.5.3), der den nordligste ryggen, Tr1 (Figur 4.21; 4.19), muligens representerer en endemorene. Med hensyn på ryggens posisjon, relativ til hverandre og eggakanten, er de antatt å representere individuelle hendelser og kan trolig sees på som tids-transgressive rygger (f.eks. Shipp et al., 2002). På overflaten av Tr1 er flere MSGL-er identifisert (Figur 4.34d). Dette indikerer at isdekket har beveget seg, helt eller delvis, over

denne ryggen. På grunn av manglende datadekning er ikke slike funn gjort for ryggene Tr2-Tr5. På bakgrunn av tidligere studier (Nygård et al., 2004; Ottesen et al., 2005a) er det antatt at disse ryggene ble dannet under stagnasjon og/eller en oscillerende ismargin, enten under en tilbaketrekning eller et fremrykk av isdekket (Tabell 5.2).

En rekke undersøkelser fra paleo-isstrømlokaliteter langs den Antarktiske kontinentalmarginen har identifisert sett på flere titalls til hundretalls transverse rygger, antatt å være assosiert med en langsom tilbaketrekning av en isstrøm (f.eks. Ó Cofaigh et al., 2008). Ryggene her er beskrevet å være karakterisert av en lineære til kurvlineære utforming, med en individuell avstand på flere titalls til hundretalls meter, samt en relativ høyde på 1-10 m. I tillegg er de identifiserte ryggene karakterisert av MSGL-er (Dowdeswell et al., 2008; Ó Cofaigh et al., 2008; Shipp et al., 2002).

Basert på størrelsen til moreneryggene identifisert i studieområdet (Tabell 5.2), samt den relativt store avstanden mellom de (titalls km), kan ryggene trolig ikke tilknyttes den samme dynamikken som beskrevet over, for ryggene identifisert langs den Antarktiske kontinentalmarginen. Tilsynelatende reflekterer de kartlagte transverse moreneryggene flere likheter med morenerygger blant annet kartlagt på Måløyplataet (Nygård et al., 2004). Disse ryggene er tolket til å ha blitt dannet som et resultat av at FIS gjorde et lokalt fremrykk ut på Måløyplataet etter siste glasiale maksimum (Nygård et al., 2004).

Ut i fra observasjonene er det i midlertid antatt at en annen isdynamikk må ha stått bak dannelsen av de transverse moreneryggene, en hva som er antatt for grunningsonekilene, trolig ved starten på den siste deglasiasjonen av Norskerenna, etter ca. 18 500 år (f.eks. Sejrup et al., 1994).

5.3.4 Laterale rygger

To laterale rygger, Lr1 og Lr2, henholdsvis med en utstrekning på ca. 50 m og 25 m har blitt identifisert langs den vestre marginen til Norskerenna (Figur 4.18; 4.22; 4.23) og er observert å strekke seg parallelt med tidligere strømretning. Lr1 strekker seg ut til eggakanten, mens Lr2 har en mer begrenset utstrekning. Sist nevnte er heller ikke observert som en tydelig rygg, men mer som et mellom-trinn mellom Lr1 og bunnen i Norskerenna (Figur 4.23). Det er ingen av TOPAS profilene fra denne studien som krysser ryggene fullstendig, men basert på tidligere studier som har identifisert en rygg tilsvarende

Lr1 (Ottesen et al., 2005a; Sejrup et al., 2009; Tampen moraine ridge) kan det antas at de identifiserte lateral ryggene består av morenemateriale av Sen Weichsel alder.

På bakgrunn av disse observasjonene, er den lateral ryggen Lr1 tolket som en skjærmarginal morenerygg («ice stream shear margin moraines») (Tabell 5.2; 4.1). Moreneryggene er antatt å markere den vestre marginen til den rasktstrømmende Norskerennaisstrømmen og er trolig dannet under den siste isstrømfasen i Norskerenna, mellom 20-19 000 år (Nygård et al., 2007). Dannelsen av slike rygger er assosiert med en skjærsone og høy stressgradient, mellom saktestrømmende og rasktstrømmende is (Tabell 5.2) (f.eks. Stokes & Clark, 2002a). Slike rygger er også beskrevet å være et resultat av erosjonsprodukter, dannet ved isstrømerosjon, der overskuddet av erosjonsproduktene presses ut mot sidene og «smøres» utover (Stokes & Clark, 2002a).

Tilsvarende rygger har blant annet blitt identifisert på begge sider av Trænadjupet (Ottesen et al., 2002), samt langs den ytre marginen til M' Clintock Channel Paleo-Ice Stream i Arktiske Canada (Stokes & Clark, 2002a). Sist nevnte er beskrevet å være opp til 22 km lange, <1.1 km brede og <60 m høye. Dette samsvarer relativt bra med det som har blitt observert i denne studien (Tabell 5.2). I Antarktis har det blitt gjort observasjoner av lignende rygger (Shipp et al., 1999). Det er ikke bekreftet at disse ryggene tilsvare skjærmarginale rygger, men det har blitt foreslått av Stokes & Clark (2002a).

Basert på at den minste laterale ryggen, Lr2 (Figur 4.23), ikke viser en like utpreget rygg-lignende morfologi som Lr1, er det usikkert om denne ryggen kan tolkes som en skjærmarginal morenerygg. Eventuelt reflekterer Lr2 en mindre migrasjon mot øst. Det vil si at ismarginen kan ha forflyttet seg østover og dannet en skjærmarginal morenerygg øst for Lr1.

5.3.5 Mediale rygger

Transitte morenerygger (Mr1)

De mediale ryggene er kartlagt, nedstrøms, ved overgangen fra krystallin berggrunn til et ukonsolidert underlag i Norskerenna (Figur 4.24; 4.25). De har et lengde:breddeforhold på ca. 3:1 og er adskilt av MSGL-er (Kapittel 5.3.1; Figur 4.31). Ryggene er orientert i en sørøst-nordvest retning og viser en endring i morfologi fra sør til nord (Figur 4.24; 4.25).

På bakgrunn av observasjonene er det mulig at ryggene har blitt dannet i tilknytning til akselererende isstrømning, som er foreslått å skyldes endring i underlagets geologi (f.eks. Ó Cofaigh et al., 2002). Basert på ryggenes orientering er de, sammen med de assosierte MSGL-ene (Figur 4.31), antatt å reflektere en konvergenssone for FIS (Tabell 5.2). Ut i fra den antatte dannelsesprosess, samt ryggenes setting i studieområdet, har de blitt referert til transitte morenerygger (Tabell 5.2). En eksakt tolkning av formelementene har ikke blitt gjort, da det ikke har vært mulig å koble de direkte opp mot tidligere observasjoner.

De transitte moreneryggene har blitt sammenlignet med drumliner og crag-and-tails (Tabell 4.1), som blant annet har blitt assosiert med tilsvarende setting i Antarktis (f.eks. Ó Cofaigh et al., 2002; Wellner et al., 2001). I Antarktis er formelementene beskrevet å være delvis dannet i krystallin berggrunn, samt karakterisert av et lengde:breddeforhold på 2:1 til 4:1 (Ó Cofaigh et al., 2002). Ofte er mer elongerte formelementer, som MSGL-er (<10:1), observert lenger ut på kontinentalhyllen. Tilsvarende har også blitt observert i denne studien, hvor MSGL-er har blitt observert hyppig sentralt i renna (Kapittel 5.3.1; Figur 4.32-4.34).

Midtmorene (Mr2)

De mediale ryggene er kartlagt langs Norskerennas østre margin, fra Bergen til Sognefjorden (Figur 4.18; 4.27). De er orientert i en sørøst-nordvest retning og strekker seg fra grensen til den krystalline berggrunnen og ut mot sentrale deler av renna. I tillegg er de observert med et lengde:breddeforhold på <4:1. Ryggene er karakterisert av en akustisk transparent refleksjonskarakteristikk, tilsvarende Enhet Nc1 (Figur 5.1). Basert på denne observasjonen er det antatt at de mediale ryggene består av morenemateriale. I tillegg er ryggene karakterisert av MSGL-er (Figur 4.31b).

Ut i fra observasjonene er de mediale ryggene tolket som midtmorener dannet i en sone mellom konvergerende is (Tabell 5.2). Trolig mellom saktestrømmende is drenert gjennom de vestnorske fjordene og rasktstrømmende is i Norskerenna. Lignende morenerygger, beskrevet som ice-stream interaction moraines (Tabell 4.2), har også blitt observert mellom konvergerende dalbreer (Kapittel 2.5.3) (Eyles & Rogerson, 1978). Lokalt er det observert at midtmorenene konvergerer i en nordvestlig retning (Figur 4.27), samtidig kan det se ut som om ryggene fortsette ut i den sentrale delen av renna som GSK4 og GSK5 (Kapittel 5.3.2; Figur 4.18; 4.19). Basert på at ryggene er observert å være karakterisert av MSGL-er

er det mulig at ryggene har blitt dannet under siste isstrømfase i Norskerenna, eventuelt ved en tidligere anledning.

5.3.6 Regionale lineære furer

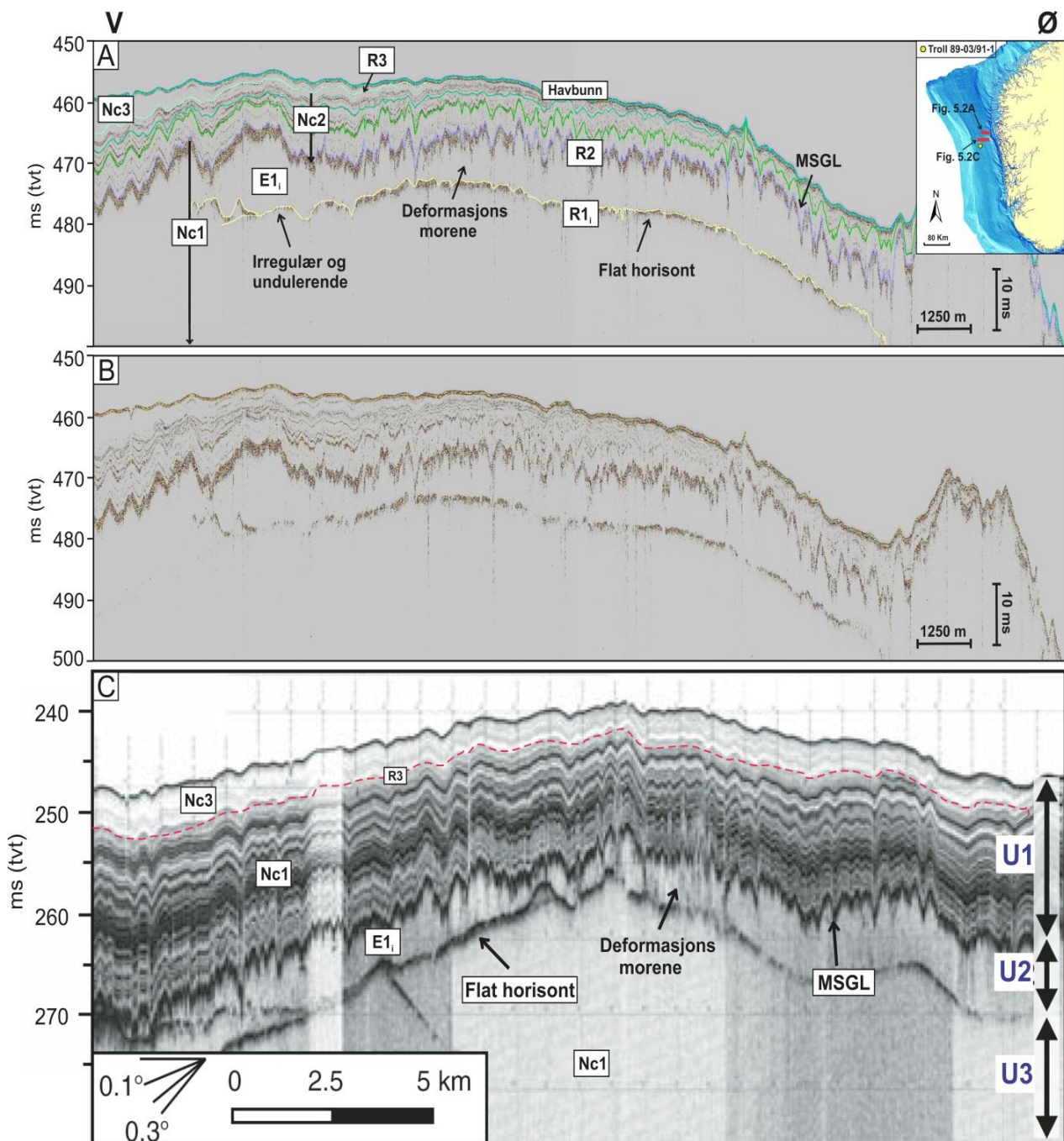
De regionale lineære furene utgjør langstrakte forsenkninger som strekker seg fra eggakanten til sentrale deler av renna (Figur 4.18; 4.35), orientert i en nord-sør retning. RLF har blitt tolket som regionale glasiale lineasjoner, antatt å ha blitt dannet i tilknytning til varierende strømningsdynamikk i studieområdet (Tabell 5.2). RLF1 skiller den vestre marginen til Norskerenna fra GSK1, i sentrale deler av renna (Figur 4.18). Det er mulig at lineasjonene her er dannet ved at høyere friksjon har oppstått langs den vestre marginen til Norskerenna, mens hurtig isstrømning og lavere friksjon har forekommet i sentrale deler av renna, hvor GSK1 er identifisert. RLF2 er observert å skille GSK1 fra nordøstlige deler av studieområde, hvor transverse morenerygger er observert (Figur 4.18; 4.35c). I tillegg er RLF2 assosiert med GSK-er, midtmorener, MSGL-er og transitte morenerygger orientert i en nordvest-sørøst retning i østlige deler av studieområdet (Figur 4.18; 4.19).

Oppsummert antyder morfologi i nordøstlige (Figur 4.18; 4.31) og sørøstlige deler av studieområdet (Figur 4.18; 4.28), samt de regionale glasiale lineasjoner i sentrale deler av renna, en sone for konvergerende is. Trolig i tilknytning til is som har strømmet nordover fra Skagerrak og is som har strømmet fra Vest-Norge gjennom de vestnorske fjordene.

5.4 Deformasjonsmorene i Norskerenna

Den transparente internheten E1_i (Kapittel 5.1.1; 4.1.1) er tolket som morenemateriale, basert på geometrien og den seismiske strukturen til Enhet Nc1, samt litologien observert i boring 89-03 (Figur 5.1). Enheten tilsvare Enhet U2 fra Nygård et al. (2007), identifiser langs et TOPAS profil nord for boring 89-03 (Figur 5.2c). Enhet U2 er tolket av Nygård et al. (2007) til å bestå av morenemateriale, samt karakterisert av en irregulær øvre grense og en jevn/flat nedre grense (Figur 5.2c). Enhetens nedre grense skiller Enhet U2 fra det antatte overkonsoliderte morenematerialet, som utgjør Enhet U3 (tilsvare Enhet Nc1 i denne studien) (Figur 5.2). Morenematerialets endring i fysiske egenskaper, på tvers av den markante reflektoren (tilsvarende E1_i) har blitt dokumentert ved hjelp av geotekniske analyse fra Troll-feltet (Andersen et al., 1995). Den irregulære utformingen til enhetens øvre grense utgjør MSGL-er og er antatt å ha blitt dannet i svakt overkonsolidert morenemateriale. Basert på observasjonen, og sammenligning med observasjoner fra

Antarktis (Dowdeswell et al., 2004), har Nygård et al. (2007) tolket Enhet U2 som subglacial deformasjonsmorene (Figur 5.2c).



Figur 5.2. Sammenligning av seismostratigrafi. A) TOPAS profil fra denne studien, orientert V-Ø i den nordøstlige delen av Norskerenna, nord for boring 89-03. B) Samme TOPAS profil som i A), men uten tolkning. C) TOPAS profil orientert Ø-V, lokalisert mellom boring 89-03 og TOPAS profilet i A) (modifiser fra Nygård et al., 2007). Det er antatt at Enhet Nc1 tilsvarer Enhet U3, internenhet E1, tilsvarer Enhet U2 og Enhet Nc2 og Nc3 tilsvarer enhet U1 fra Nygård et al. (2007). Rød stiplet linje indikerer grensen mellom Enhet Nc2 og Nc3, fra denne studien.

Denne studien viser derfor at deformasjonsmorenens akustiske signatur har en vid utbredelse i Norskerenna (f.eks. Figur 4.4; 4.9; 4.16). Tilsvarende observasjoner har blitt gjort langs en rekke paleo-isstrømlokaliteter i Antarktis (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Graham et al., 2009; Ó Cofaigh et al., 2005a; 2007; Shipp et al., 2002) og er med på å styrke tolkningen av internenhet E1_i som deformasjonsmorene. På bakgrunn av dette, samt at disse strukturene viser størst utbredelse og mektighet i den nordligste delen av studieområdet (Figur 4.4), styrker dette også antagelsen om at isstrømning har pågått i nordlige deler av studieområdet.

Verken i denne studien, eller tidligere studier i Norskerenna, har identifisert smeltevannskanaler eller andre indikasjoner på subglasial vanntransport. Dette betyr at deformasjonsmorenen også kan ha vært en viktig «transportrute» for subglasialt smeltevann under siste isstrømfase i Norskerenna (Dowdeswell et al., 2004; Powell & Domack, 1995) eller at slike kanaler har hatt kort levetid i et slikt dynamisk miljø.

TOPAS dataene viser også at geometrien til internsekvensgrense R1_i, som antas å tilsvare deformasjonsmorenes nedre grense, varierer mellom en flat og jevn til mer en irregulær og undulerende utforming (f.eks. Figur 5.2c; 4.6a; 4.9). Dette indikerer trolig at det deformerte morenematerialet har blitt dannet som et resultat av ulike mekanismer, i form av inkorporering og sediment mobilisering (Ó Cofaigh et al., 2007). En flat internsekvensgrense er også observert i tilknytning til GSK-er i studieområdet (Figur 4.8; 4.9; 4.16; 4.4). Denne observasjonen antyder at GSK-ene består av deformasjonsmorene, basert på at GSK-ene generelt er antatt å ha blitt dannet gjennom subglasial sediment transport til grunningslinjen under stillestående perioder (Tabell 5.2) (f.eks. Alley et al., 1989).

5.5 Fremstilling av Norskerennaisstrømmens tilbaketrekning

Det er foreslått at den siste perioden med maksimal isutbredelse i Nordsjøen kan ha forekommet mellom ca. 29 - 25 000 år før nåtid (Sejrup et al., 2009). I denne perioden har trolig marginen til Norskerennaisstrømmen (NCIS) vært lokalisert ved eggakanten og det er foreslått at det Fennoskandiske isdekket (FIS) og det Britiske isdekket (BIS) skal ha konvergert i den sentrale delen av Nordsjøen (Figur 5.3a) (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009). Oppsplittingen av de to isdekkene er antatt å ha forekommet raskt etter ca. 25 000 år før nåtid (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 1994) og trolig skal mest parten av

Nordsjøen, inkludert Norskerenna, ha vært isfri kort tid etter denne hendelsen (Figur 5.3b). Påfølgende skal et mindre omfattende isfremrykk ha blitt etablert mellom 22-18 000 år, der det er antatt at isdekket igjen skal ha ekspandert fra Vest-Norge og ut på Nordsjøplataet (Sejrup et al., 1994). I følge Nygård et al. (2007) skal den siste isstrømfase i Norskerenna ha funnet sted mellom 20-19 000 år før nåtid (Figur 5.3c). I dette avsluttende kapittelet vil det, basert på de tolkede glasiale formelementer (Kapittel 5.3) og den etablerte seismostratigrafien (Kapittel 5.4; 5.1), bli presentert en fremstilling av Norskerennisstrømmens utvikling fra da ismarginen lå ved eggakanten til Norskerenna ble isfri etter siste isstrømfase.

Den stratigrafisk nederste enheten identifisert i denne studien, Enhet Nc1, består av morenemateriale og ble trolig avsatt under den sist isstrømfase 20-19 000 år før nå tid (Figur 5.3c) (Nygård et al., 2007). Tilførselen av is til Norskerenna, utenfor Vest-Norge, har delvis forekommet gjennom de vestnorske fjordene og delvis ved transportert fra en mer sentral del av isdekket, gjennom Skagerrak (Figur 5.3c-f). Dette kan en konkludere ut i fra en rekke sørøst-nordvest orienterte midtmorener (Kapittel 5.3.5), kartlagt i studieområdet fra Sognefjorden til Bergen (Figur 4.18; 4.24).

I nordvestlige deler av studieområdet, fra Måløyplataet til Sognefjorden, er overgangen mellom den krystalline berggrunn og det ukonsoliderte underlaget i Norskerenna karakterisert av mer markante MSGL-er (Kapittel 5.3.1), samt transitte morenerygger (Tabell 5.2; Figur 4.25; Kapittel 5.3.5). Denne sonen er antatt å indikere en konvergeringssone for FIS (Figur 5.3c, d), basert på formelementenes orientering (dvs. SØ-NV). Den strukturelle geologien observert langs skjærgårdregionen (Figur 4.31) har trolig blitt dannet gjennom flere faser med glasial erosjon. Det samme gjelder trolig også for lineasjonene, som er delvis dannet i den harde krystalline berggrunnen (Figur 4.31). Langs denne sonen kan subglasialt smeltevann ha virket inn med hensyn på å generere og opprettholde rask isstrømning (f.eks. Bindschadler & Choi, 2007).

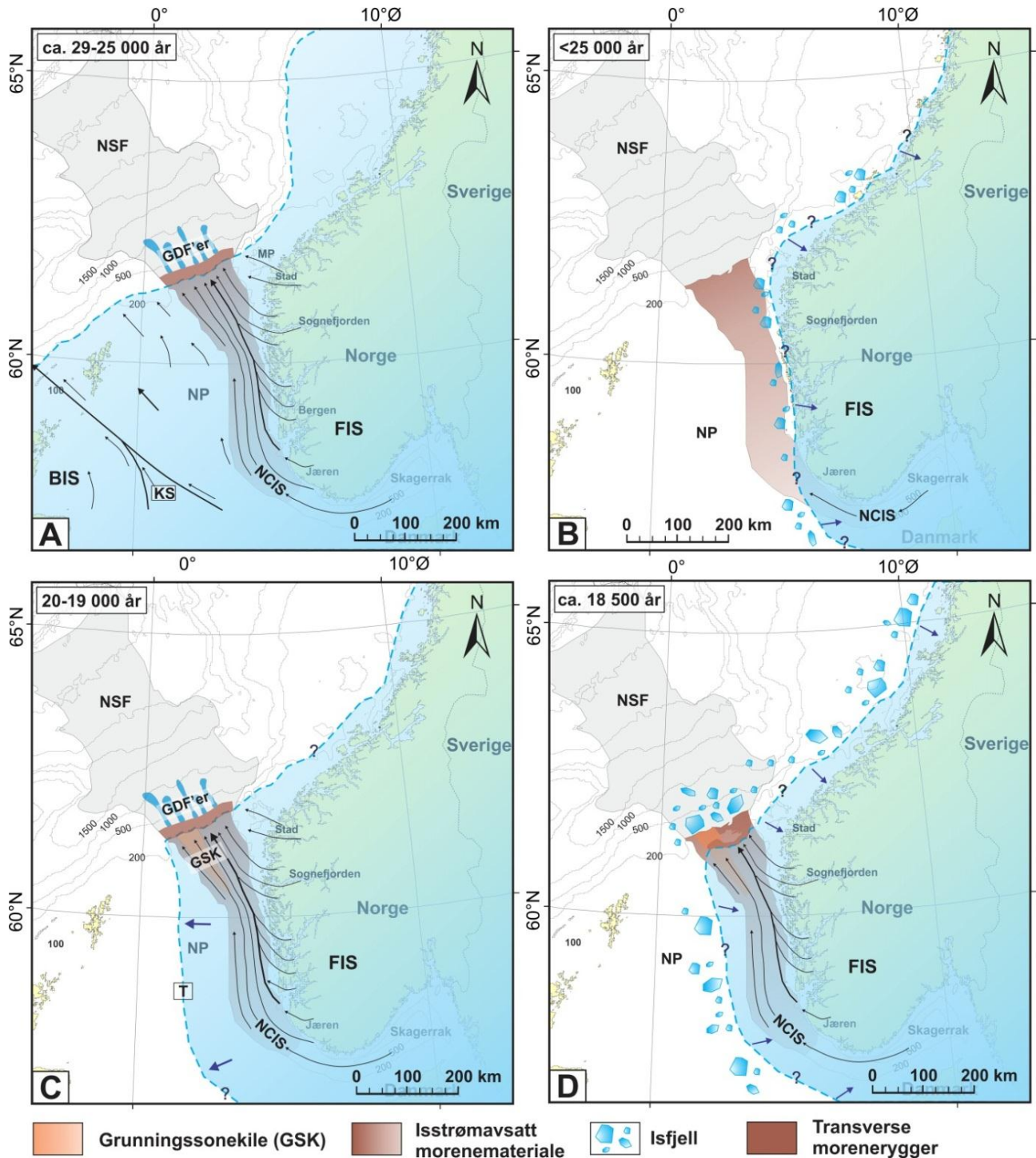
Regionale glasiale lineasjoner (Kapittel 5.3.6; Tabell 5.2) som strekker seg nord-sør, fra eggakanten til sentrale deler av studieområdet, er observert å være assosiert med midtmorener, GSK-er, transitte morenerygger og MSGL-er orientert i en nordvest-sørøst retning i studieområdet, samt transverse morenerygger ved eggakanten (Figur 4.18; 4.35). Denne observasjonen antyder en kontrast i isdynamikk, hovedsakelig mellom den østlige

og vestlige delen av studieområdet. Trolig kan denne dynamikken knyttes opp mot konvergerende is, karakterisert av forskjellig strømningshastighet, hvor is har strømmet nordover fra Skagerrak og vestover gjennom de vestnorske fjordene, under siste glasiasjonsfase i Norskerenna (Figur 5.3c-f).

Maksimal isstrømning er antatt å ha funnet sted når marginen til NCIS var lokalisert ved eggakanten. Dette skjedde sannsynligvis flere ganger i perioden 29-19 000 år før nå tid (f.eks. King et al., 1996; 1998; Sejrup et al., 1994; 1996; 2000; 2009). Den kartlagte grunningsonekilen, GSK1, ved eggakanten, og de øverste GDF-ene identifisert ved overgangen til Nordsjøviften (Figur 5.3c) (Grinde, 2012; King et al., 1996; 1998; Nygård et al., 2005) representerer siste maksimale isstrømutbredelse. I tillegg er skjærmarginale morenerygger (Kapittel 5.3.4), observert nær Norskerennas utløp (Figur 4.22; 4.23), antatt å representere den vestre marginen for isstrømning assosiert med NCIS i denne tidsperioden.

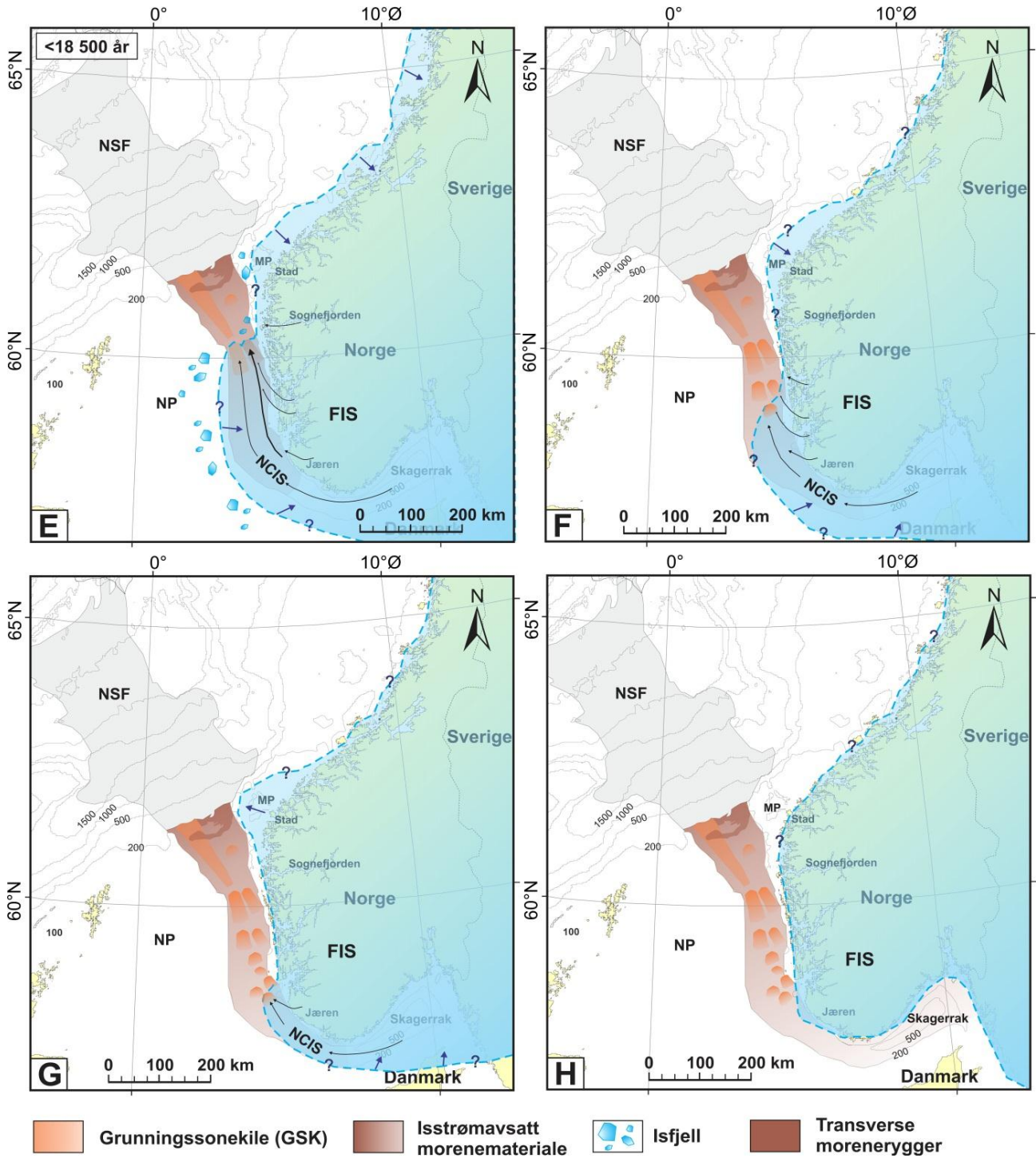
Identifikasjon av mulig deformasjonsmorene (Kapittel 5.4), samt MSGL-er sentralt i renna (Kapittel 5.3.1), er også indikatorer på at isstrømning har foregått. Prosesser knyttet til dannelsen av deformasjonsmorenen har trolig vært en avgjørende faktor for å muliggjøre transport av store mengder sedimenter til grunningslinjen (f.eks. GSK1), samt til kontinentalskråningen (Figur 5.3c) (f.eks. Livingstone et al., 2012; Ó Cofaigh et al., 2007). Nygård et al. (2007) har blant annet dokumentert at NCIS, under siste isstrømfase (20-19 000 år), skal ha transporterte så mye som 1.1 Gt med glasiøle sedimenter til Nordsjøviften. I følge Nygård et al. (2007) er det antatt at det estimerte volumet tilsvarer en sedimentfluks på $8000 \text{ m}^3 \text{ år}^{-1}$ per meter ismargin for NCIS. Sedimentfluksen (Q) har Nygård et al. (2007) estimert ved å benytte formelen $Q = U_s * S$ (ligning 3; Bougamont & Tulaczyk, 2003), der Q er antatt å være proporsjonal med isstrømhastigheten, U_s (m yr^{-1}), mens S (m) er en proporsjonalitetskonstant som tilsvarer den effektive mektigheten til det mobile laget (dvs. deformasjonsmorenen) (Figur 5.2c). Nygård et al. (2007) har løst ligningen ($Q = 8000 \text{ m}^3 \text{ år}^{-1}$ per meter ismargin) for ulike mektigheter tilknyttet det mobile laget S (dvs. 0.1-12 m), som har gitt isstrømhastigheter mellom 0.7 og 80 km yr^{-1} . Ved å benytte et konservativt estimat $S=3$ (dvs. $\frac{1}{2}$ av gj. mektigheten til U_2), hvilket gir en isstrømhastighet på 2.7 km yr^{-1} , har de kommet frem til en isfluks på $135 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ for NCIS. Dette estimatet har også inkludert grensebetingelser som isstrømbredde (100 km) og ismarginmektighet (500 m). Det er antatt at isfluksestimater på $135 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ best kan

forklarer den høye sedimentfluksen som er antatt for Norskerennaisstrømmen mellom 20-19 000 år før nå tid.



Figur 5.3. En skjematisk oversikt over Norskerennaisstrømmens (NCIS) utbredelse og tilbaketrekningsmønster fra og med siste maksimale isutbredelse i Nordsjøen (kart og batymeter ArcMap 10). Hypotetisk utbredelse av isdekket (delvis fra Svendsen et al., 2004; Sejrup et al., 2009; Nygård et al., 2004) er markert med lyseblått. A) Utbredelsen til det Fennoskandiske isdekket (FIS) og NCIS under siste maksimale isutbredelse (ca. 29-25 000 år), med isstrømning i Norskerenna. KS - konvergeringssone mellom FIS og BIS (hentet fra Bradwell et al., 2008). B) Kontakten mellom BIS og FIS ble brutt. Nordsjøen skal ha vært isfri, eller delvis isfri etter ca. 25 000 år. C) Utbredelsen til NCIS under siste isstrømfase (20-19 000 år)

og avsetning av en grunningsonekile ved eggkanten (GSK1). D) Starten på siste deglasiationsfase i Norskerenna. Dannelse av transverse morenerygger ved eggkanten (Tr2-Tr5), samt avsetning av glasimarine sedimenter. E) og F) Fortsettelse av deglasiasjonen, inkludert midlertidig stabilisering av ismarginen og dannelse av GSKer, samt avsetning av glasimarine sedimenter i renna. G) Ismarginen er lokalisert ved den sørligst GSKene i studieområdet. Muligens dannelse av et glasimarint depositer vest av Jæren. H) Endelig deglasiasjon av Norskerenna. Marginen til Norskerennisstrømmen er lokalisert inne i Skagerrak, nær dagens kystlinje. Avsetning av glasimarine sedimenter og marine sedimenter under Holocen. BIS - Britiske isdekket; FIS - Fennoskandiske isdekket; MP - Måløyplatået; NP - Nordsjøplatået; NSF - Nordsjøviften; GDF'er - Glasigene debrisstrømmer; T - Tampenfremrykket.



Opprinnelsen til deformasjonsmorenen er omdiskutert. Blant annet har Ó Cofaigh et al. (2007) foreslått tre hypoteser som muligens kan benyttes til å forklare dannelsen av deformasjonsmorene. Den første hypotesen foreslår avsetning av morenemateriale og dannelsen av deformasjonsmorene under ulike glasiasjonsfaser (dvs. separate fremrykk), der dannelsen av deformasjonene trolig forekommer under den siste glasiasjonsfasen. Den andre hypotesen foreslår at dannelsen av deformasjonsmorene skjer under samme glasiasjonsfase (dvs. samme fremrykk), men at deformasjonsmorenen først dannes etter at isstrømning har blitt initiert. For den siste hypotesen foreslår Ó Cofaigh et al. (2007) at dannelsen av deformasjonsmorene skjer ved en gradvis økning i volum («dilatancy») opp over i morenelaget, og at dette inkluderer kontinuerlig isstrømning, under utbyggingen av isstrømmen og ved tilbaketrekning. I denne studien har det ikke vært mulig å fastslå den eksakte opprinnelsen for den antatte deformasjonsmorenen (dvs. tidlig/sen fase), da det er mangel på sedimentologiske/geoteknisk analyse til å påvise dette. Identifiserte MSGL-er langs grunningsonekilenes proksimalside, også assosiert med den markante internsekvensgrensen E1_i (F.eks. Figur 4.4; 4.8; 4.34a), kan trolig benyttes som en indikator på at isstrømning har forekommet både under maksimal isutbredelse og påfølgende under deglasiasjonen. Om isstrømning har forekommet ved et tidligere stadium (dvs. før maksimal isutbredelse) har ikke vært mulig å fastslå. Det er derfor ikke mulig å fastslå under hvilken fase, av den siste glasiasjonen i Norskerenna, deformasjonsmorenen ble dannet.

Studier av paleo-isstrømlokaliteter i Antarktis har observert deformasjonsmorene med en nedre grensereflektor av varierende geometri (f.eks. Evans et al., 2006; Ó Cofaigh et al., 2005a; 2007). Det vil si en reflektor med en flat og jevn til en mer irregulær og undulerende utforming. Blant annet har Ó Cofaigh et al. (2007) foreslått at en irregulær og undulerende reflektor (f.eks. Figur 5.2a; 4.6a) kan indikerer at deformasjonsmorenen har blitt dannet ved inkorporering (deformasjon og erosjon) av det subglasiale morenelaget, fra irregulariteter under issålen. Samtidig er det også foreslått (f.eks. Ó Cofaigh et al., 2005a; Ó Cofaigh et al., 2007) at en jevn reflektor (f.eks. Figur 4.9; 4.14b) kan antyde at deformasjonsmorenen har blitt dannet gjennom sedimentmobilisering langs den øvre grensen til det overkonsoliderte (underliggende) morenematerialet (f.eks. Enhet Nc1). Muligens kan mekanismene beskrevet over forklare den observerte geometrien til den markante internsekvensgrensen identifisert i denne studien (se Figur 5.2a; 4.6a; 4.9; 4.14b),

uavhengig av hvilken del av siste glasieringsfase i Norskerenna deformasjonsmorenen har blitt dannet under.

Konvergering av is fra Vest-Norge og is transportert gjennom Norskerenna, kan også ha ført til dannelsen av ulike marginale avsetninger ved eggakanten, som for eksempel grunningsonekilene GSK1 (beskrevet over) og transverse morenerygger (Kapittel 5.3.3). Morfologien og lokasjonen til de transverse moreneryggen i studieområdet (Figur 4.19; 4.21) antyder at disse ryggene har blitt dannet etter at ismarginen trakk seg tilbake fra eggakanten, og representerer trolig morenerygger dannet ved starten på den siste deglaseringsfasen i Norskerenna, for ca. 18 500 år før nå tid (Figur 5.3d) (King et al., 1998; Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994). Den nordligste moreneryggen, Tr1, representerer muligens en endemorene (se Kapittel 5.3.3), mens de transverse moreneryggene lokalisert sør av Tr1, Tr2-Tr5 (Figur 4.21), kan ha blitt dannet ved en midlertidig stagnasjon under den generelle tilbaketrekningen av ismarginen, etter at Tr1 ble dannet. En relativt tynn sekvens med glasimarine sedimenter er observert å drapere over, eller delvis over, de transverse moreneryggene (Figur 4.21c). Dette er trolig en indikator på at ismarginen ikke har gjort et fremrykk etter den sørligste ryggen, Tr5, ble dannet.

Ut i fra observasjonene er det i midlertid antatt at en annen isdynamikk må ha forårsaket dannelsen av de transverse moreneryggene, enn hva som er antatt for grunningsonekilene. Denne dynamikken kan være knyttet til effekten av konvergering mellom is som har strømmet rundt Sør-Norge, fra Skagerrak, og is som har strømmet inn mot Norskerenna fra Vest-Norge, trolig karakterisert av forskjellig strømningshastighet.

Grunningsonekilene GSK2-GSK11, observert sør for GSK1 og de transverse moreneryggene (Figur 4.19; Kapittel 5.3.2), antyder imidlertid stabilisering av ismarginen under den siste deglaseringsfasen (Figur 5.3e-g). Dette har trolig inkludert subglasial transport av deformasjonsmorene til ismarginen (f.eks. Alley et al., 1989), da flere av GSK-ene er assosiert med den markante internsekvensgrensen R1_i (Kapittel 5.4; Figur 4.4; 4.6b; 4.16). Dannelsen av de individuelle GSK-ene er antatt å ha forekommet relativt hurtig basert på dateringer fra 89-03 i Norskerenna (Lehman et al., 1991; Sejrup et al., 1994) og Nordsjøviften, som indikerer at Norskerenna kan ha vært isfri, eller delvis isfri, for ca. 18 500 år siden (Figur 5.3g, h). Dette antyder at Norskerennaisstrømmen kan ha trukket seg tilbake fra eggakanten, og inn i Skagerrak, i løpet av omtrent 500 år. Videre kan

dette indikere at de individuelle GSK-ene i studieområdet (Figur 4.19) kan ha blitt avsatt i løpet av en tidsperiode på 50 år eller mer. Det er mulig at GSK11 representerer den siste grunningsposisjonen til NCIS før den trakk seg inn Skagerrak (Figur 5.3g, h). Dette er usikkert da det ikke er utført kartlegging av GSK-er lenger sør enn vest av Jæren.

Det er også usikkert om den raske nedbrytingen av NCIS har forekommet i forbindelse med et gradvis varmere klima eller endring i havnivå, eller om nedbrytingen kan ha blitt utløst i forbindelse med begge faktorer. Basert på den globale havnivåkurven (Bard et al., 1990; Fairbanks, 1989) er det antatt at en betydelig økning i havnivået, for Norskemarginen, skal ha forekommet etter ca. 15 500 år før nåtid (under Bølling-Allerød) (f.eks. Haflidason et al., 1998), trolig etter at ismarginen hadde trukket seg inn i Skagerrak (Figur 5.3g, h). Det er derfor usikkert hvor stor rolle endring i havnivå kan ha hatt med hensyn på tilbaketrekning av ismarginen, samt dannelsen av GSK-er ved starten på deglasiasjonen i Norskerenna.

I studieområdet representerer glasimarine og marine avsetningen, stratigrafisk over morenemateriale fra siste isstrømfase, den siste deglasiasjonsfasen i Norskerenna (Figur 5.1; Figur 5.3d-h). Den totale glasimarine sekvensen kartlagt i studieområdet, Nc2 (Figur 5.1), er observert med en relativt stor mektighet (ca. 35 m) og vid utbredelse (Figur 4.7). Et glasimarinert deposit er blant annet observert sentralt i studieområdet, vest av Nordsjøplataet (Figur 4.7), mens mindre utbredte depositre er observert langs studieområdets østre margin, uten for Vest-Norge og vest av Jæren (Figur 4.7). Internt i den glasimarine enheten er det også observert en lokal erosjonsflate, vest av Sognefjorden (Figur 4.14). Den totale glasimarine sekvensen har i tillegg blitt korrelert med de klimastratigrafiske periodene Eldre Dryas (15-13 ka), Bølling-Allerød (13-11 ka) og Yngre Dryas (11-10ka) (Mangerud et al., 1974) (se Kapittel 5.2). Ved starten på Bølling varmeperiode er det antatt en betydelig økning i det globale havnivået (Fairbanks, 1989), samt økt innstrømning av varme nordatlantisk vannmasser til Norskerenna (f.eks. Haflidason et al., 1998). Denne hendelsen skal trolig ha initiert en rask tilbaketrekning av is i de vestnorske fjordene (Aarseth & Mangerud, 1974; Mangerud, 1977). I tillegg er det foreslått at økt havnivå skal ha eksponert grunne landområder for bølgeerosjon, som for eksempel Nordsjøplataet (f.eks. Haflidason et al., 1998; Van Weering, 1983). Det er også foreslått at ismarginen langs Vest-Norge skal ha gjort et fremrykk ved overgangen Bølling-Allerød, hvor isdekket skal ha ekspandert utover de ytre øyene utenfor kysten av Vest-

Norge og påfølgende kalvet ut i Norskerenna (f.eks. Mangerud et al., 2011). Deretter skal isdekket ha trukket seg tilbake, inn i fjordene, før et midlertidig fremrykk skal ha forekommet under Yngre Dryas (f.eks. Lohne et al., 2007). Under Yngre Dryas skal ismarginen skal ha vært begrenset til kysten av Vest-Norge (f.eks. Mangerud et al., 2011).

Den glasimarine internenheten, E2_i (Figur 5.1) er identifisert stratigrafisk over morenematerialet i Norskerenna og utgjør den yngste internenheten i Enhet Nc1. Internenheten er observert med en relativ lav mektighet (ca. 12 m) og jevn utbredelse i studieområdet (Figur 4.10a). I tillegg har den blitt korrelert med den klimastratigrafisk perioden Eldre Dryas, som skal ha vært assosiert med polare vannmasser og en relativ lav og stabil vannstand (Haflidason et al., 1998). I følge Haflidason et al. (1998) kan de glasimarine sedimentene langs marginen, tilsvarende internenhet E2_i, følges kontinuerlig fra Norskerenna til Nordsjøviften, hvor de glasimarine sedimentene er overlatt GDF-er avsatt ved maksimal isutbredelse under siste isstrømfase (f.eks. King et al., 1998; Nygård et al., 2007). Basert på internenhetens jevne og trolig regionale utbredelse, samt relativt lave mektighet, er det antatt at internenheten kan ha blitt avsatt i sammenheng med tilbaketrekning av NCIS og kan dermed styrke antagelsen om en rask tilbaketrekning av NCIS ved starten på den siste deglasiasjonsfasen.

Basert på observasjonen fra denne studien er det antatt at det identifiserte deposenteret øst av Nordsjøplataet kan tilknyttes økt sedimentasjon fra Nordsjøplataet til Norskerenna, fra og med siste deglasiasjonsfase i Norskerenna. De mindre utbredte deposenterne observert uten for Vest-Norge kan trolig tilknyttes den raske nedbrytingen av is i de vestnorske fjordene ved starten av Bølling varmeperiode, der den raske nedsmeltingen kan ha bidratt til økt sedimenttransport til Norskerenna. Deposenteret vest av Jæren kan muligens tilknyttes en proksimal posisjon for ismargin til NCIS og antyder at sedimentene her kan ha blitt avsett mens ismarginen var lokalisert vest av Jæren (Figur 5.3g). Den observerte erosjonsflaten antyder, basert på dens lokale utbredelsen, at dannelsen kan ha vært tilknyttet et lokalt isfremstøt fra Vest-Norge ut i renna, etter den første deglasiasjonen av Norskerenna.

Den marine enheten, Nc3, er identifisert stratigrafisk over den glasimarine sekvensen i studieområdet og representer overgangen fra siste deglasiasjonsfase i Norskerenna til Holocen (Figur 5.1). Den marine enheten er observert med en relativ lav mektig (ca. 12 m)

og en mer jevn utbredelse i studieområdet (Figur 4.11). Størst mektighet er likevel observert i sørøstlige deler av studieområdet, samt mere lokalt, vest av Sognefjorden (Figur 4.11). Det er foreslått at starten på Holocen skal ha vært dominert av økt innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser og rask økning i havnivå (f.eks. Haflidason et al., 1995; 1998), samt relativ høy sedimentasjonsrate og ustabile klimaforhold frem til ca. 9000 år før nåtid (Nesje et al., 1991). Under disse forholdene er det foreslått rask tilbaketrekning og nedsmelting av is i de vestnorske fjorder, samt resten av fastlandet (f.eks. Haflidason et al., 1998).

Den relativt lave mektigheten til den marine enheten kan trolig forklares av den generelt lave sedimentasjonshastigheten som er dokumentert for den Holocene tidsperioden (f.eks. Haflidason et al., 1998; Sejrup et al., 1994). Den relativt jevne utbredelsen kan trolig tilknyttes regionale sedimentasjonsprosesser, inkludert økt havnivå og innstrømning av varme nordatlantiske vannmasser (f.eks. Haflidason et al., 1998). Den maksimale mektigheten observert langs studieområdets vestre margin kan trolig tilknyttes sedimentasjon fra Nordsjøplataet, som også er antatt å ha forekommet under tidlig Holocen (f.eks. Van Weering, 1983). Den maksimale mektigheten, observert lokalt, uten for Vest-Norge antyder at sedimentasjon også kan ha forekommet gjennom de vestnorske fjordene under denne perioden.

6. KONKLUSJON

Målet med oppgaven har vært å fremstille tilbaketrekningsmønsteret til Norskerenna-isstrømmen fra ismarginen var lokalisert ved eggakanten til Norskerenna ble isfri etter siste isstrømfase (ca. 20-19 000 år før nåtid). Basert på tolkning av batymetriske data og grunnseismiske TOPAS profiler har formelementer og seismostratigrafiske enheter blitt identifisert i studieområdet. I tillegg har et kronostratigrafisk rammeverk, basert på korrelering med boring 89-03, blitt etablert for de seismostratigrafiske enhetene. Ut fra denne studien kan følgende konklusjoner trekkes:

- Tre seismostratigrafiske enheter, Nc1, Nc2 og Nc3, er identifisert i studieområdet.
 - Enhet Nc1 er tolket å være morenemateriale eldre enn 17 500 år, som trolig er avsatt under siste isstrømfase i Norskerenna. En antatt deformasjonsmorene er identifisert internt i Enhet Nc1 og antas å kunne underbygge antagelsen om at isstrømning har foregått i nordlige deler av studieområdet under siste isstrømfase.
 - Enhet Nc2 er tolket å bestå av glasimarin materiale, avsatt i tidsrommet ca. 17 500 - 11 600 år og definerer overgangen til et post-glasialt miljø i Norskerenna. Enheten har blitt inndelt i tre internenheter, E2i - E2iii, som henholdsvis representerer de klimastratigrafiske periodene Eldre Dryas, Bølling-Allerød og Yngre Dryas.
 - Glasimarine deposenter med varierende utbredelse og mektighet antyder at post-glasial sediment har blitt tilført Norskerenna fra Nordsjøplatået og trolig de vestnorske fjordene. Et deposenter vest av Jæren kan eventuelt ha blitt dannet gjennom proksimal sedimentasjon fra isstrømmarginen. Observasjoner av lokalt utbredte erosjonsflater antyder at et lokalt isfremstøt, fra Vest-Norge ut i renna, kan ha forekommet etter den første deglasiasjonen av renna. Mektigheten, karakteren og utbredelsen til den eldste glasimarine pakken, E2i, styrker antagelsen om at isstrømmen skal ha trukket seg raskt tilbake fra eggakanten ved starten på siste deglasiasjonsfase.
 - Enhet Nc3 er tolket å bestå av marine sedimenter avsatt fra ca. 11 600 år siden frem til i dag. Enhetens relativt jevne utbredelse i studieområdet kan trolig tilknyttes regionale sedimentasjonsprosesser. Dens maksimale mektighet observert langs den vestre marginen, samt lokalt langs den østre marginen, indikerer at sedimenter kan ha blitt

tilført Norskerenna fra Nordsjøplatået og de vestnorske fjordene i denne tidsperioden, som følge av lavere havnivå.

- Seks ulike glasiøle formelementer er kartlagt i studieområdet - megaskala glasiøle lineasjoner (MSGLE-er), grunningsonekiler, transverse morenerygger, midtmorener, transittre morenerygger og regionale glasiøle lineasjoner.
- Identifiserte MSGLE-er, transittre morenerygger og midtmorener orientert i en nordvest-sørøst retning, ved overgangen til krystallin berggrunn langs Vestlandet, antyder at tilførsel av is til Norskerenna delvis har forekommet gjennom de vestnorske fjordene og delvis fra sør, gjennom Skagerrak. Dette antatte strømningsmønsteret kan også tilknyttes identifiserte regionale glasiøle lineasjoner, orientert i en nord-sør retning, fra eggakanten til sentrale deler av renna.
- Grunningsonekilen kartlagt ved eggakanten er antatt å representere Norskerennisstrømmens maksimale utbredelse under siste isstrømfase. MSGLE-er identifisert sentralt i renna, assosiert med deformasjonsmorene, styrker antagelsen om at isstrømning har forekommet i nordlige deler av studieområdet under siste isstrømfase, og trolig under et senere stadium, ved tilbaketrekning av ismarginen. Identifiserte skjærmarginale morenerygger, nær Norskerennas utløp, er antatt å representere den vestlige marginen for isstrømning i denne tidsperioden.
- De transverse moreneryggene kartlagt like sør for eggakanten antyder midlertidig stagnasjon av ismarginen i forbindelse med starten på siste deglasiasjonsfase. Denne dynamikken kan være knyttet til effekten av konvergering mellom is fra sør og øst, karakterisert av forskjellig strømningshastighet. Grunningsonekilene identifisert sør av de transverse ryggene antyder imidlertid en annen dynamikk og kan ha blitt avsatt ved et senere stadium av tilbaketrekningsfasen. Kilene er også antatt å indikere midlertidig stabilisering av ismarginen, inkludert subglasiøle transport av deformasjonsmorene til grunningslinjen. Dannelsen av de individuelle kilene har trolig vært kortvarig med hensyn på at nordøstlige deler av Nordsjøen skal ha vært isfri rundt ca. 18 500 år før nåtid.

Videre arbeid

For å bedre kunne forstå dannelsesprosessen bak den antatte deformasjonsmorenen i studieområdet, og eventuelt dens rolle med hensyn på hurtig isstrømning i Norskerenna, må det utføres detaljerte sedimentologiske/geotekniske analyser i studieområdet. Til slike analyser må det utføres prøvetagninger i form av kjerner/borekjerner som kan penetrere morenematerialet/deformasjonsmorenen. Ytterligere innsamling av TOPAS profiler er nødvendig for å bedre kunne kartlegge utbredelsen til deformasjonsmorenen/internsekvensgrense E1_i.

For å bedre kunne forstå den subglasial transportmekanismen (sedimentfluks til grunningslinjen), i forbindelse med dannelsen av de antatte grunningsonekilene i studieområdet, samt å avgjøre hvor lenge ismarginen har stått i en stabil posisjon, må det utføres nærmere studier med hensyn på grunningsonekilenes kildemateriale, deres interne strukturer og sedimentvolum. Til slike undersøkelser er det behov for flere TOPAS profiler som krysser kilene direkte, kjerne/borekjerneprøver av kildemateriale, samt basale dateringer fra de glasimarine sedimentene som draperer over kilene.

REFERANSER

- Aarseth, I. & Mangerud, J., 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3 (1): 3-22.
- 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.
- 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.
- Anandakrishnan, S. & Alley, R.B., 1997. Stagnation of ice stream C, West Antarctica, by water piracy. *Geophysical Research Letters*, 24: 265-268.
- 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. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 210: 144 s.
- Andersen, B.G., 1964. Har Jæren vært dekket av en Skagerrakbre? Er Skagerrakmorenen en marin leire? *Norges Geologiske Undersøkelse*, 228: 5-11.
- Andersen, E.S., Østmo, S.R., Forsberg, C.F. & Lehman, S.J., 1995. Late-glacial and postglacial 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., Nilssen, L.C., Rafaelsen, B. & Kuilman, L., 2004. Three-dimensional seismic data from Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics. *Geology*, 32 (8): 729-732.
- Andreassen, K., Laberg, J.S. & Vorren, T.O., 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glasi-dynamic implications. *Geomorphology*, 97: 157-177.
- Andreassen, K., Winsborrow, M.C.M., Bjarnadóttir, L.R. & Rüther, D.C., *under utarbeidelse*. Landform assemblage from the collapse of a marine-based ice stream. Department of Geology, University of Tromsø, Norway.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A., 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345: 405-410.
- 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., 1987. Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9): 8843-8858.
- Bindschadler, R. & Choi, H., 2007. Increased water storage at ice-stream onsets: a critical mechanism? *Journal of Glaciology*, 53 (181): 163-171.
- Birks, H.H., Gulliksen, S., Haflidason, H., Mangerud, J. & Possnert, G., 1996. New radiocarbon dates for the Vedde ash and Saksumnavatn ash from western Norway. *Quaternary Research*, 45: 119-127.
- Bond, G.C. & Lotti, R., 1990. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267: 1005-1010.
- Bougamont, M. & Tulaczyk, S., 2003. Glacial erosion beneath ice streams and ice-stream tributaries: constraints on temporal and spatial distribution of erosion from numerical simulations of a West Antarctic ice stream. *Boreas*, 32: 178-190.
- 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., Gollledge, N.R., Wilson, C.K. et al., 2008. The northern sector of the last British Ice Sheet: Maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews*, 88: 207-226.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. Geological Society, London, Special Publications, 167: 327-378.
- Canals, M., Urgeles, R. & Calafat, A.M., 2000. Deep sea-floor evidence of past ice streams of Antarctic Peninsula. *Geology*, 28 (1): 31-34.
- Carr, S.J., Holmes, R., van der Meer, J.J.M. & Rose, J., 2006. The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21 (2): 131-153.
- Caston, V.N.D., 1977. Quaternary deposits of the central North Sea, 1 og 2 - Rept. Institute of Geological Science, "77/11". 22 s.

- Christoffersen, P., Tulaczyk, S. & Behar, A., 2010. Basal ice sequences in Antarctic ice streams: exposure of past hydrological conditions and a principle mode of sediment transfer. *Journal of Geophysical Research*, 115: F03034.
- Clark, C.D., Tulaczyk, S.M., Stokes, C.R. & Canals, M., 2003. 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, D.C., 1993. Mega-Scale Glacial Lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth surface processes and landforms*, 18: 1-29.
- Damuth, J.E., 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18: 17-45.
- Domack, E.W., Jacobson, E.A., Shipp, S.S. & Anderson, J.B., 1999. Late Pleistocene/Holocene retreat of the West Antarctic Ice Sheet in the Ross Sea: Part 2 – Sedimentologic and stratigraphic signature. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1517-1536.
- Dowdeswell, J.A., Ó Cofaigh, C. & Pudsey, C.J., 2004. Thickness and extent of subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology*, 32 (1): 13-16.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D. & Rise, L., 2006a. Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34 (4): 313-316.
- Dowdeswell, J.A., Evans, J., Ó Cofaigh, C. & Anderson, J.B., 2006b. Morphology and sedimentary processes on the continental slope off Pine Island Bay, Amundsen Sea, West Antarctica. *Geological Society of America*, 118 (5-6): 606-619.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., Evans, J., Ó Cofaigh, C. & Anderson, J.B., 2008. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collaps. *Geological Society of America*, 36 (10): 819-822.
- Eidvin, T., Bugge, T. & Smelror, M., 2007. The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea. *Norwegian Journal of Geology*, 87: 75-142.
- Eiken, O. & Hinz, K., 1993. Contourites in the Fram Strait. *Sedimentary Geology*, 82 (1-4): 15-32.
- Engen, Ø., Faleide, J.I. & Dyreng, T.K., 2008. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*, 450 (1-4): 51-69.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. & Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews*, 78: 115-176.
- Eyles, N. & Rogerson, R. J., 1978. A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 20 (82): 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 deepocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Faleide, J.I., Kyrkjebø, R., Kjennerud, T., Gabrielsen, R.H., Jordt, H., Fanavoll, S. & Bjerke, M.D., 2002. Tectonic impact on sedimentary processes during Cenozoic evolution of the northern North Sea and surrounding areas. I: A.G. Doré, J.A. Cartwright, M.S. Stoker, J.P. Turner & N. White (Red.), *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanism and Implications for Petroleum Exploration*. Geological Society, London, Special Publications: 235-269.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J. & Eldholm, O., 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and Barents Sea. *Episodes*, 31 (1): 82-91.
- Færseth, R.B., Gabrielsen, R.H. & Hurich, C.A., 1995. Influence of basement in structuring of the North Sea Basin offshore southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75: 105-119.
- Graham, A.G.C., Lonergan, L. & Stoker, M.S., 2007. Evidence of Late Pleistocene ice stream activity in the Witch Ground Basin, central North Sea, from 3D seismic reflecton data. *Quaternary Science Reviews*, 26: 627-643.
- Graham, A.G.C., Larter, D.R., Gohl, K., Hillenbrand, C.D., Smith, J.A. & Kuhn, G., 2009. Bedform signature of West Antarctic paleo-ice stream reveals a multi-temporal record of flow and substrate control. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2774-2793.
- Graham, A.G.C., Stoker, M.S., Lonergan, L., Bradwell, T. & Stewart, M.A., 2011. The Pleistocene Glaciations of the North Sea Basin. I: J. Ehlers, P.L. Gibbard og P.D. Hughes, (Red.): *Developments in Quaternary Science*, 15: 261-278.
- Grinde, S., 2012. Studie av glasiiale sedimentære prosesser på Nordsjøviften ved hjelp av 3D-seismiske data. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Institutt for geovitenskap, Bergen: 138 s.
- Gyllencreutz, R., Jakobsson, M. & Backman, J., 2005. Holocene sedimentation in the Skagerrak interpreted from chirp sonar data and core data. *Journal of Quaternary Science*, 20 21-32.

- Gyllencreutz, R., Backman, J., Jakosson, M., Kissel, C. & Arnold, E., 2006. Postglacial paleoceanography in the Skagerrak. *The Holocene*, 16 (7): 975-985.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.E., Sejrup, H.E., Løvlie, R. & Reither, E., 1991. Quaternary stratigraphy of the Draugen area, Mid-Norwegian Shelf. *Marine Geology*, 101: 125-146.
- 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 (12): 1059-1062.
- 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., Hjelstuen, B. O., Aarseth, I., Monsen, S., Chand, S., Zühlsdorff, C. & Abdullah, A.A., 2006. Marine Geological Cruise Report from Ranafjorden, Voldafjorden, Sognefjorden, Norwegian Channel, Byfjorden and South Hordalands fjords. (Report No. 2006116 - 2006117), Bergen, Norway, University of Bergen, Department of Earth Science.
- Haflidason, H., Nygård, A., Kjennebakken, H., Monsen, S., Tveiterås, A., Hallaker, C. & Andreassen, E.V., 2008. Marine Geological Cruise Report to Norwegian Channel, Breisunddjupet, Buagrundet, Trondheimsfjorden, N-Møre fjords and Voldafjorden. (Report No. 2008110), Bergen, Norway, University of Bergen, Department of Earth Science.
- 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 (3): 379-390.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Schäuble, S., Wiberg, D.H., Aadneram, J. & Livingstone, S., 2012b. Marine Geological Cruise Report from Norwegian Channel. (Report No. 2012108), Bergen, Norway: University of Bergen, Department of Earth Science.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O. & Skogseid, J., 1999. Cenozoic evolution of the northern Vøring margin. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (12): 1792-1807.
- Hollin, J.T., 1962. On the glacial history of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 4: 173-195.
- Holtedahl, H. & Bjerkli, K., 1982. Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway. *Marine Geology*, 45 (3-4): 179-226.
- Holtedahl, H., 1993. Marine geology of the Norwegian continental margin. *Norges Geologiske Undersøkelse, Special Publication*, 6: 1-150.
- Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K. H., 2003. Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science*, 18 (8): 769-786.
- Houmark-Nielsen, M., 2010. Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas*, 39: 343-359.
- 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.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Basis: Contributions of Working Group 1 to the fourth Assessment Report. I: Solomon, S., et al. (Ed.)*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K: 747-845.
- Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Slettemark, B., 1988. Palaeoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantic during the last 2.8 m.y.: Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography*, 3 (5): 563-581.
- 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.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: DOI: 10.1038/NGEO581.
- King, E.L., Sejrup, H.R., Haflidason, H., Elverhøy, 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: 293-316.
- King, H.L., Rokoengen, K., Fader, G.B.J. & 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: 313-223.

- 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 climate change: Evidence from the North Sea. *Paleoceanography*, 16 (5): 455-467.
- Kongsberg, 2010. TOPAS PS 18 Parametric Sub-bottom Profiler. Operator Manual: 236 s.
- Laberg, J.S., Stoker, M.S., Dahlgren, K.I.T., de Haas, H. et al., 2005. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (9-10): 1069-1088.
- Landvik, J. Y., Ingólfsson, Ó. , Mienert, J., Lehman, S.J., Solheim, A., Elverhøi, A. & Ottesen, D., 2005. Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard. *Boreas*, 34: 7-24.
- Larsen, E., Sejrup, H.P., Janocko, J., Landvik, J.Y., Stalsberg, K. & Steinsund, P.I., 2000. Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice Stream and terrestrial-based ice across southwest Norway. *Boreas*, 29: 185-203.
- Lehman, S.J., Jones, G.A., Keigwin, L.D., Andersen, L.D., Butenko, G. & Østmo, S.R., 1991. Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation. *Nature*, 349: 513-516.
- Livingstone, S. J., Ó Cofaigh, C., Stokes, C.R., Hillenbrand, C.D., Vieli, A. & Jamieson, S.S.R., 2012. Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, 111: 90–128.
- Lohne, Ø.S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I., 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2128-2151.
- Longva, O. & Thorsnes, T., 1997. (Red.). Skagerrak in the past and at the present - an integrated study of geology, chemistry, hydrography and microfossil ecology. Norges Geologiske Undersøkelse, Special Publication, 8: 98 s.
- Mangerud, J., 1970. Late Weichselian vegetation and icefront oscillations in the Bergen district, Western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 24 (3): 121-148.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3: 109-128.
- Mangerud, J., 1977. Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57: 23-54.
- Mangerud, J., Jansen, E., Landvik, J.Y. & 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 11-26.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J.I., 2011. Glacial History of Norway. I: J. Ehlers, P.I. Gibbard & P.D. Hughes (Red.), *Glaciations - Extent and Chronology: Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands: 279-298.
- Martinsen, O.J., Bøen, F., Charnock, M.A., Mangerud, G. & Nøttvedt, A., 1999. Cenozoic development of the Norwegian margin 60-64°N: sequences and sedimentary response to variable basin physiography and tectonic setting. I: A.J. Fleet & S.A.R. Boldy (Red.), *Petroleum geology of Northwest Europe; proceedings of the 5th conference*. Geological Society, London: 293-304.
- 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.
- Mullins, H.T., Boardman, M.R. & Neumans, A.C., 1979. Echo character of off-platform carbonates. *Marine Geology*, 32: 251-268.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R., 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalsgreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10: 87-114.
- 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.
- Nygård, A., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Cecchi, H. & Ottesen, D., 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas*, 33: 1-7.
- 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., Hjelstuen, B.O., Monsen, S., Brendryen, J, Mardal, I., Clark, C., Hughes, A. & Levine, R., 2006. Marine Geological Cruise Report from North Sea/Fladen area. (Report No. 2006117), Bergen, Norway, University of Bergen, Department of Earth Science.
- 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 (5): 395-398.

- 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 (8): DOI: 10.1029/2001GL014488.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Heiemsta, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J. & Evans, D.J.A., 2005a. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 24: 709-740.
- Ó Cofaigh, C., Larter, D.R., Dowdeswell, J.A., Hillenbrand, C.D., Pudsey, C.J., Evans, C.J. & Morris, P., 2005b. Flow of the West Antarctic Ice Sheet on the continental margin of Bellinghousen Sea at last Glacial Maximum. *Journal of Geophysical Research*, 110: DOI: 10.1029/2005JB003619.
- Ó Cofaigh, C., Evans, J., Dowdeswell, J.A. & Larter, D.R., 2007. Till characteristics, genesis and transport beneath Antarctic paleo-ice streams. *Journal of Geophysical Research*, 112: DOI:10.1029/2006JF000606.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Evans, J. & Larter, D.R., 2008. Geological constraints on Antarctic palaeo-ice-stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 513-525.
- Odinsen, T., Christiansson, P., Gabrielsen, R.H., Faleide, J.I. & Berge, A.M., 2000. The geometries and deep structure of the northern North Sea rift system. Geological Society, London, Special Publications, 167: 41-57.
- OLEX, AS., 2011. Olex Brukermanual versjon 7.31. www.Olex.no. 84 s.
- Ottesen, D., Rise, L., Bøe, R., Longva, O., Olsen, H. A. & Thorsnes, T., 2000. Geological atlas of the southern part of the Norwegian Channel and the northeastern North Sea. NGU rapport 2000. 104: 23 s, 15 kart.
- Ottesen, D., Rise, L., Rokoengen, K. & Sættem, J., 2001. Glacial processes and large-scale morphology on the mid-Norwegian continental shelf. I Martinsen, O.J. og Deyer, T. (Red.), *Sedimentary Environments Offshore Norway – Palaeozoic to Recent*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 10: 441-449.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Rise, L., Rokoengen, K. & Henriksen, S., 2002. Large-scale morphological evidence for past ice-stream flow on the mid-Norwegian continental margin. I: Dowdeswell, J.A. & Ó Cofaigh, C. (Red.). *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 203: 245-258.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A. & Rise, L., 2005a. 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 (7): 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L. & Henriksen, S., 2005b. The Vestfjorden-Trænadjupet paleo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology*, 218: 175-189.
- Ottesen, D. & Dowdeswell, J. A., 2006. Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. *Journal of Geophysical Research Letters*, 111: 1-6.
- 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: 286-307.
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Rise, L. & Olsen, L., 2008. Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 27: 922-940.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The physics of glaciers* (3rd Edition). Pergamon, Oxford, 481 s.
- Powell, R.D. & Domack, E., 1995. Modern glaciomarine environments. I: Menzie, J. (Red.), *Glacial Environments, Volume 1: Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, : 86-445.
- Rafaelsen, B., Andreassen, K., Kuilman, L.W., Lebesbye, E., Hogstad, K. & Midtbø, M., 2002. Geomorphology of buried glacial horizons in Barents Sea from three-dimensional seismic data. I: Dowdeswell, J.A. og Ó Cofaigh, C. (Red.), 2002. *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*. Geological Society of London, Special Publications, 203: 259-276.
- Reiche, S., Hjelstuen, B.O. & Haflidason, H., 2011. High-resolution seismic stratigraphy, sedimentary processes and the origin of seabed cracks and pockmarks at Nyegga, mid-Norwegian margin. *Marine Geology*, 284: 28-39.
- Reite, A.J., 1994. Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 426: 1-30.
- Ren, S.C., Faleide, J.I., Eldholm, O., Skogseid, J. & Gradstein, F., 2003. Late Cretaceous-Paleocene tectonic development of the NW Vøring Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (2): 177-206.
- Richardt, N., 1996. Sedimentological examination of the Late Weichselian sea-level history following deglaciation of northern Denmark. Geological Society, London, Special Publications, 111: 261–273.
- Rise, L. & Rokoengen, K., 1984a. Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30'N and 62°N. *Marine Geology*, 58: 287-317.

- Rise, L. & Rokoengen, K., 1984b. Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea bed between 60°30', and 62°N. *Marine Geology*, 58: 287-317.
- Rise, L., Rokoengen, K., Skinner, A.C. & Long, D., 1984. Northern North Sea. Quaternary geology map between 60°30'N and 62°N, and east of 1°E, 1:500 000. Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser, kartserie.
- 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., 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 (1-2): 124-138.
- Roberts, A.M., Yielding, G., Kuszniir, N.J., Walker, I.M. & Dorn-Lopez, D., 1995. Quantitative analysis of Triassic extension in the northern Viking Graben. *Journal of the Geological Society, London*, 152: 15-26.
- Rokoengen, K., Gulliksen, S., Løfaldli, M., Rise, L. & Sejrup, H.P., 1993. Distribution of a 30,000 year old sand deposit in the northern North Sea. *NGU Bulletin*, 424: 13-22.
- Rüther, D.C., Mattingsdal, R., Andreassen, K., Forwick, M. & Husum, K., 2011. Seismic architecture and sedimentology of a major grounding zone system deposited by the Bjørnøyrenna Ice Stream during Late Weichselian deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 30: 2776-2792.
- 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., 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 paleoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75: 65-87.
- 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 of London, Special Publication*, 117: 187-202.
- Sejrup, H. P., Landvik, J.Y., Larsen, E., Janocko, J., Eiriksson, J. & King, E., 1998. The Jæren area, a border zone of the Norwegian Channel Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 17: 801-812.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E.L., Haflidason, H. & Nesje, A., 2000a. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19: 667-685.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Haflidason, H., Berstad, I. M. et al., 2003. Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, 32: 18-36.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B.O., Dahlgren, T., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., 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., 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 (3-4): 370-380.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J., King, E.L., Haflidason, H. & Nesje, A., 2000b. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19 (7): 667-685.
- Sellevoll, M. & Sundvor, E., 1974. The origin of Norwegian Channel - a discussion based on seismic measurements. *Canadian Journal of Earth Science*, 11: 224-231.
- Shepherd, A., Wingham, D. & Rignot, E., 2004. Ocean warming is eroding West Antarctic Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*, 31 L23402. doi:10.1029/2004GL021106
- Shipp, S., Anderson, J. & Domack, E., 1999. Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1 - Geophysical results. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (10): 1486-1516.
- Shipp, S., Wellner, J.S. & Anderson, J.B., 2002. Retreat signature of a polar ice stream: sub-glacial geomorphic features and sediments from the Ross Sea, Antarctica. I: Dowdeswell, J.A., Ó Cofaigh, C. (Red.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins: Geological Society, London, Special Publication*, 203: 277-304.
- Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J.I., Pedersen, T., Eldholm, O. & Neverdal, F., 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. *Geological Society, London, Special Publications*, 167: 295-326.
- Stalsberg, K., Larsen, E., Ottesen, D. & Sejrup, H.P., 2003. Middle to Late Weichselian Norwegian Channel Ice Stream deposits and morphology on Jæren, southwestern Norway and eastern North Sea area. *Boreas*, 32: 149-166.

- Stoker, M.S., Praeg, D., Hjelstuen, B.O., Laberg, J.S., Nielsen, T. & Shannon, P.M., 2005. Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (9-10): 977-1005.
- Stokes, C.R. & Clark, C., 1999. Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28: 67-74.
- Stokes, C.R. & Clark, C., 2001. Paleo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1437-1457.
- Stokes, C.R. & Clark, C., 2002a. Ice Stream Shear Margin Moraines. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 547-558.
- Stokes, C.R. & Clark, C., 2002b. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31: 239-249.
- Stuiver, M. & Braziunas, T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influence and radiocarbon ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35: 137-189.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I. et al., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1229-1271.
- Van Weering, T.C.E., 1983. Acoustical reflection profiles, sediments and later quaternary history of the Norwegian Channel north of Bergen. *Geologie & Mijnbouw*, 62: 319-328.
- Vaughan, D.G. & Arthern, R., 2007. Why is it hard to predict the future of ice sheets? *Science*, 315: 1503-1504.
- Vorren, T.O. & Laberg, J.S., 1997. Trough mouth fans - paleoclimate and ice-sheet monitors. *Quaternary Science Reviews*, 16 (8): 865-881.
- Wellner, J.S., Heroy, D.C., 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.
- Whitmore, G.P. & Belton, D.X., 1997. Sedimentology of the South Tasman Rise, south of Tasmania, from "groundtruthed" acoustic facies mapping. *Australian Journal of earth Science: An International Geoscience Journal of Geological Society of Australia*, 44: 677-688.
- Winsborrow, M.C.M., Andreassen, K., Corner, G.D. & Laberg, J.S., 2010a. Deglaciation of marine-based ice sheet: late Weichselian paleo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 29: 424-442.
- Winsborrow, M.C.M., Clark, C.D. & Stokes, C.R., 2010b. What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, 103 (1-2): 45-59.

APPENDIKS

Appendiks (A-G) inneholder TOPAS profiler (med og uten tolkning) som ikke ble presentert uten tolkning i Kapittel 4.1. I tillegg er all kvantifiserte verdier, for de individuelle fornelementene (Kapittel 4.2), oppgitt i Tabell A-G.

Innhold

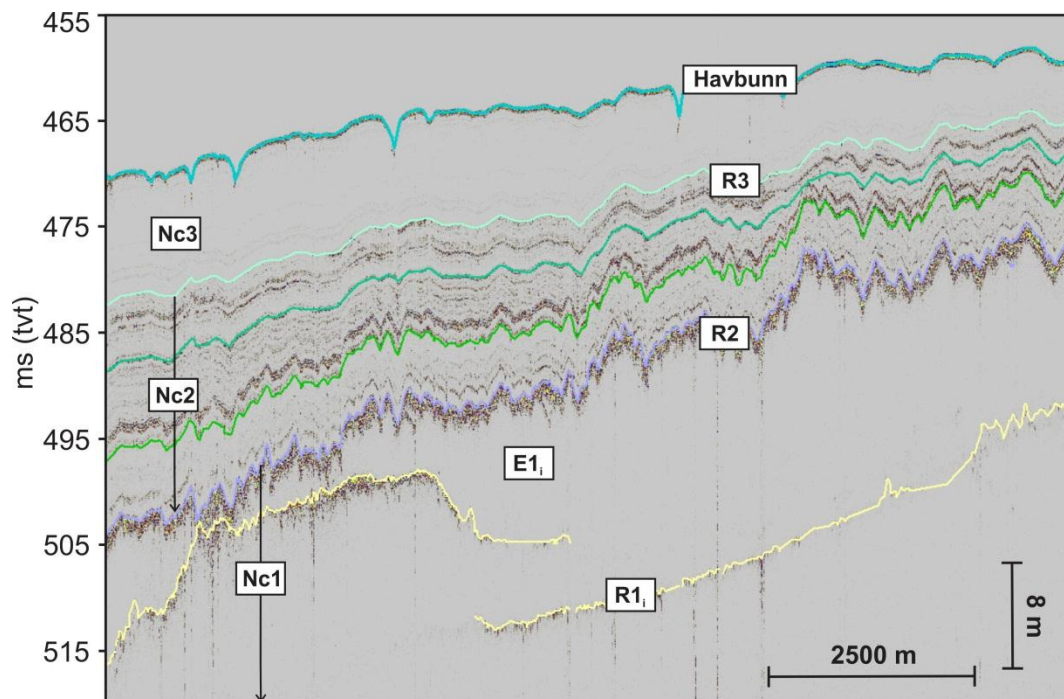
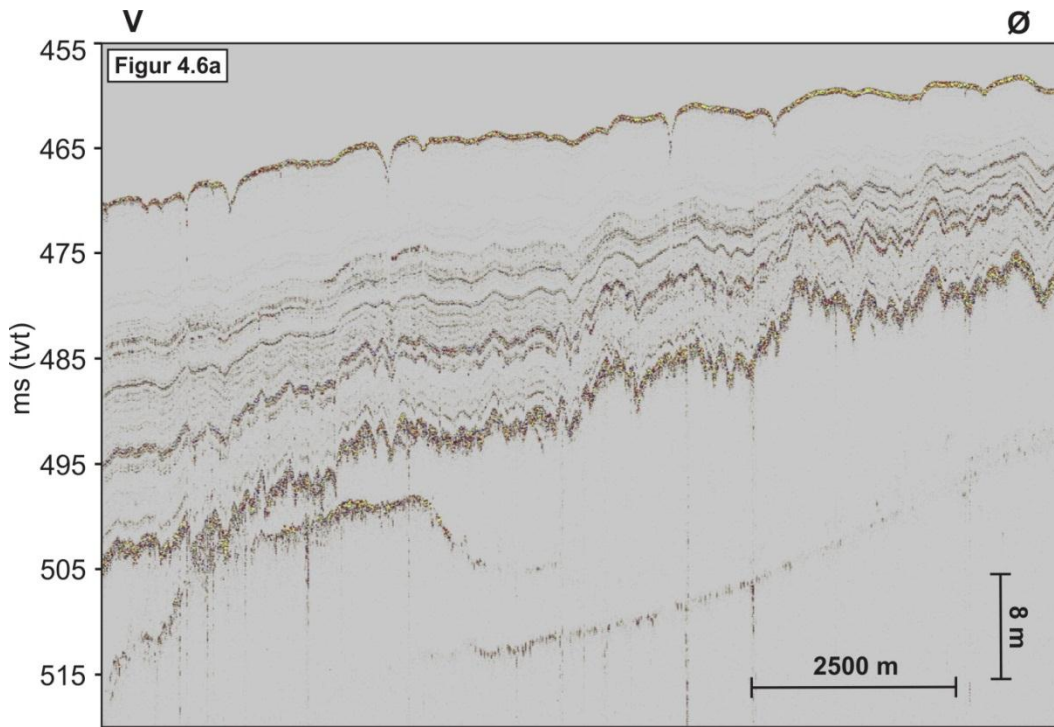
TOPAS profiler

Profil A.....	133
Profil B.....	134
Profil C.....	135
Profil D.....	136
Profil E.....	137
Profil F.....	138
Profil G.....	139

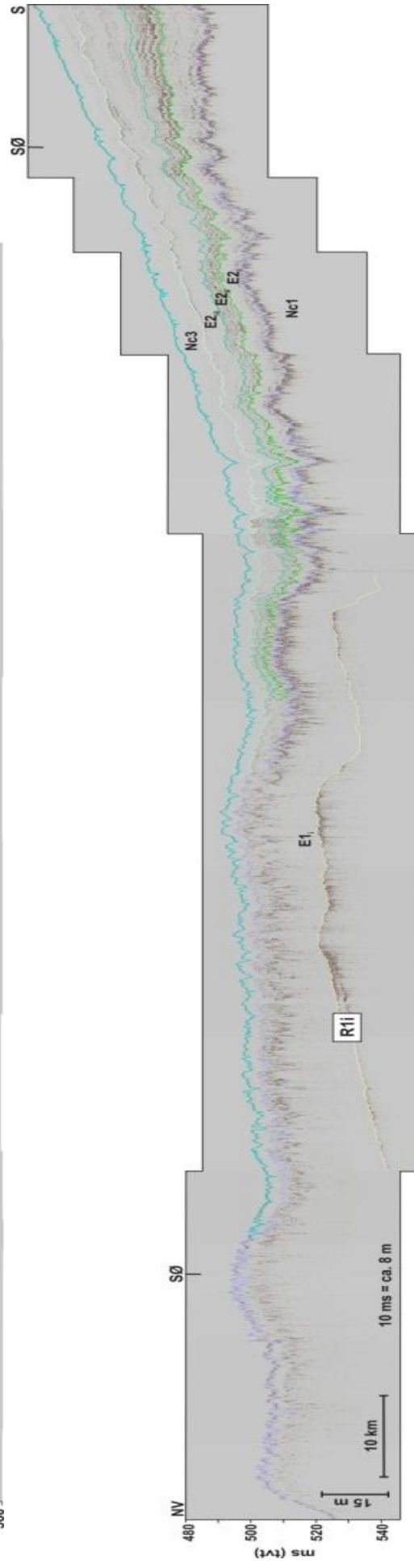
Tabeller

Tabell A.....	140
Tabell B.....	141
Tabell C.....	141
Tabell D.....	142
Tabell E.....	142
Tabell F.....	143
Tabell G.....	143

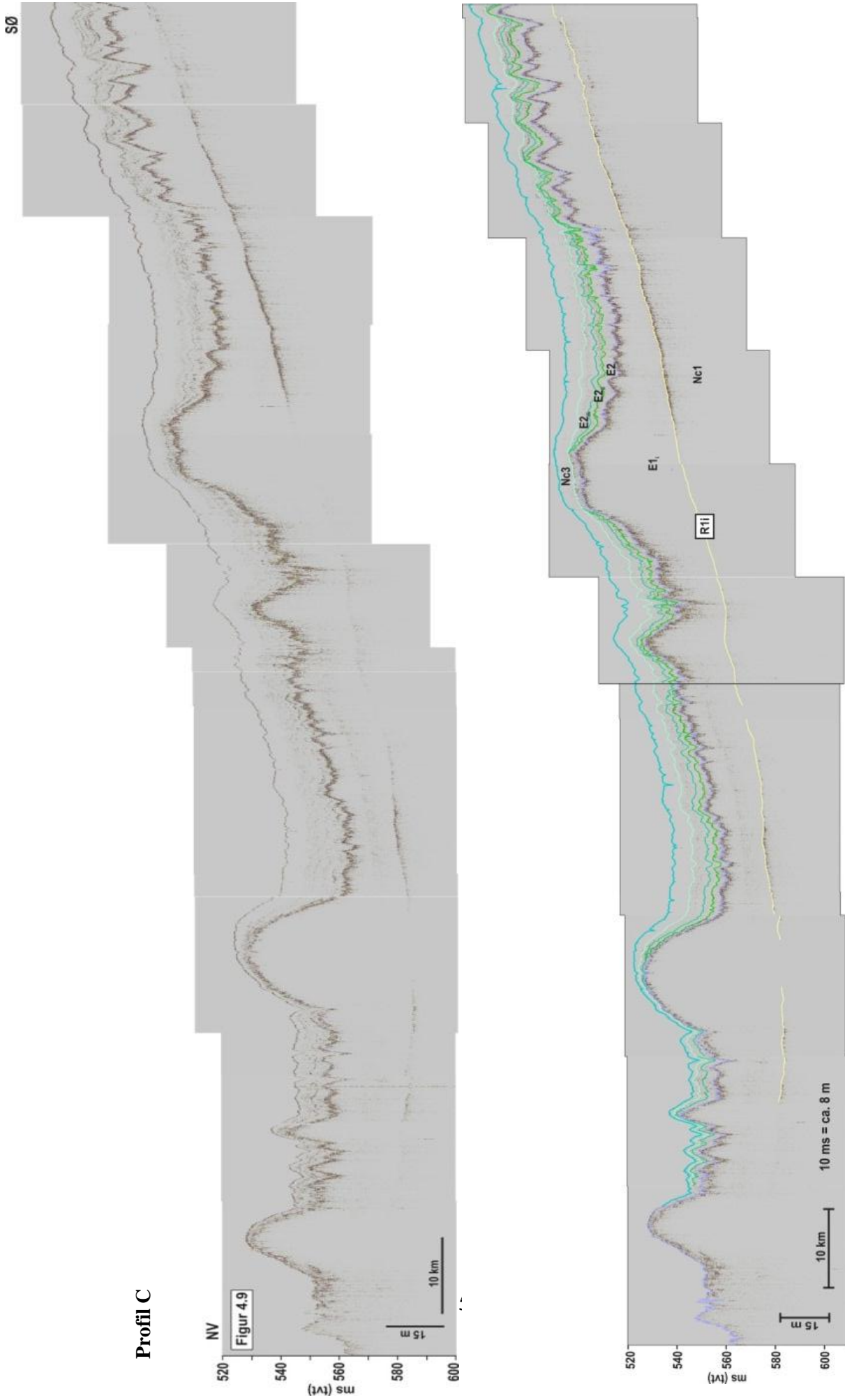
Profil A

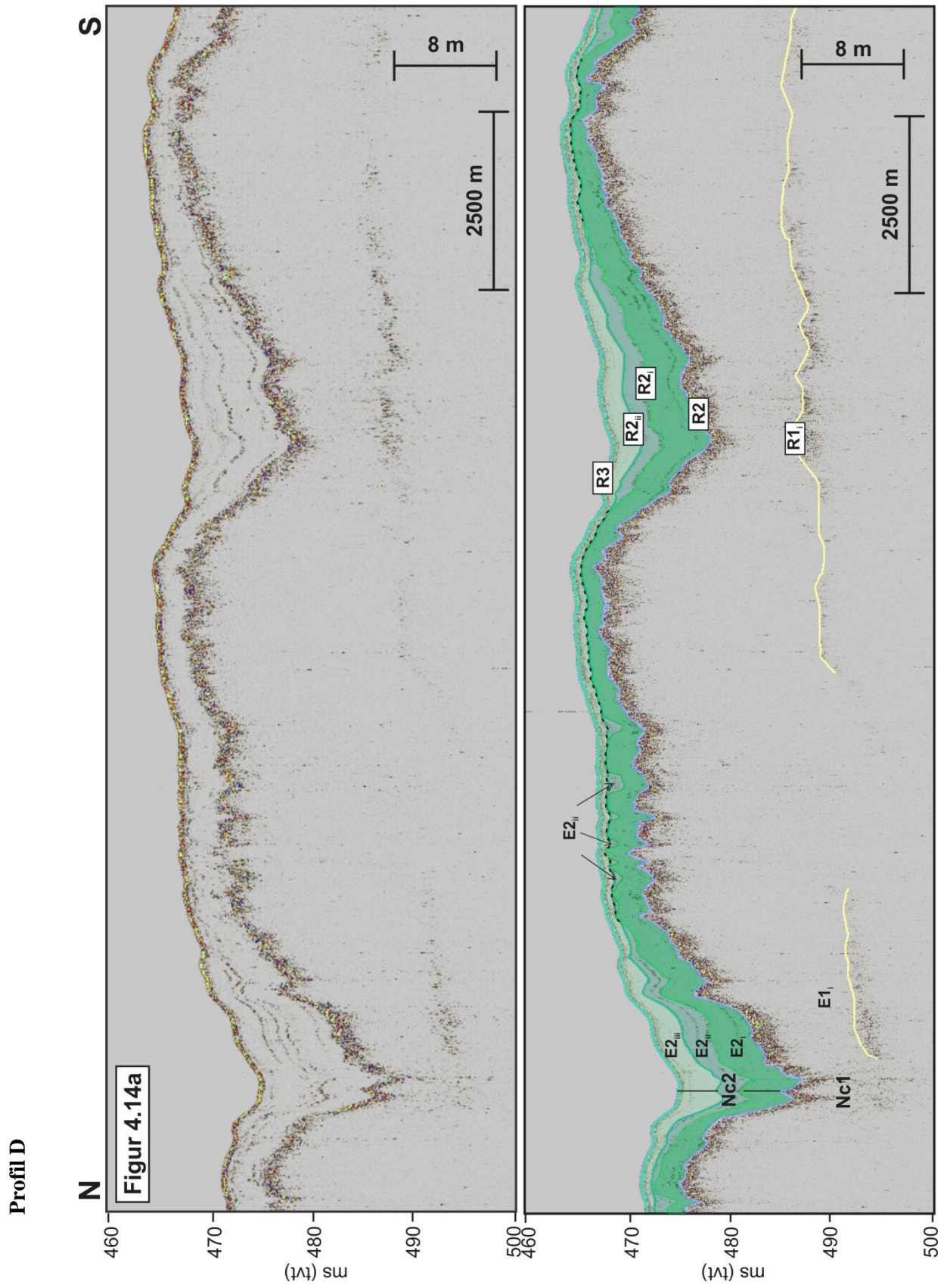


Profil B

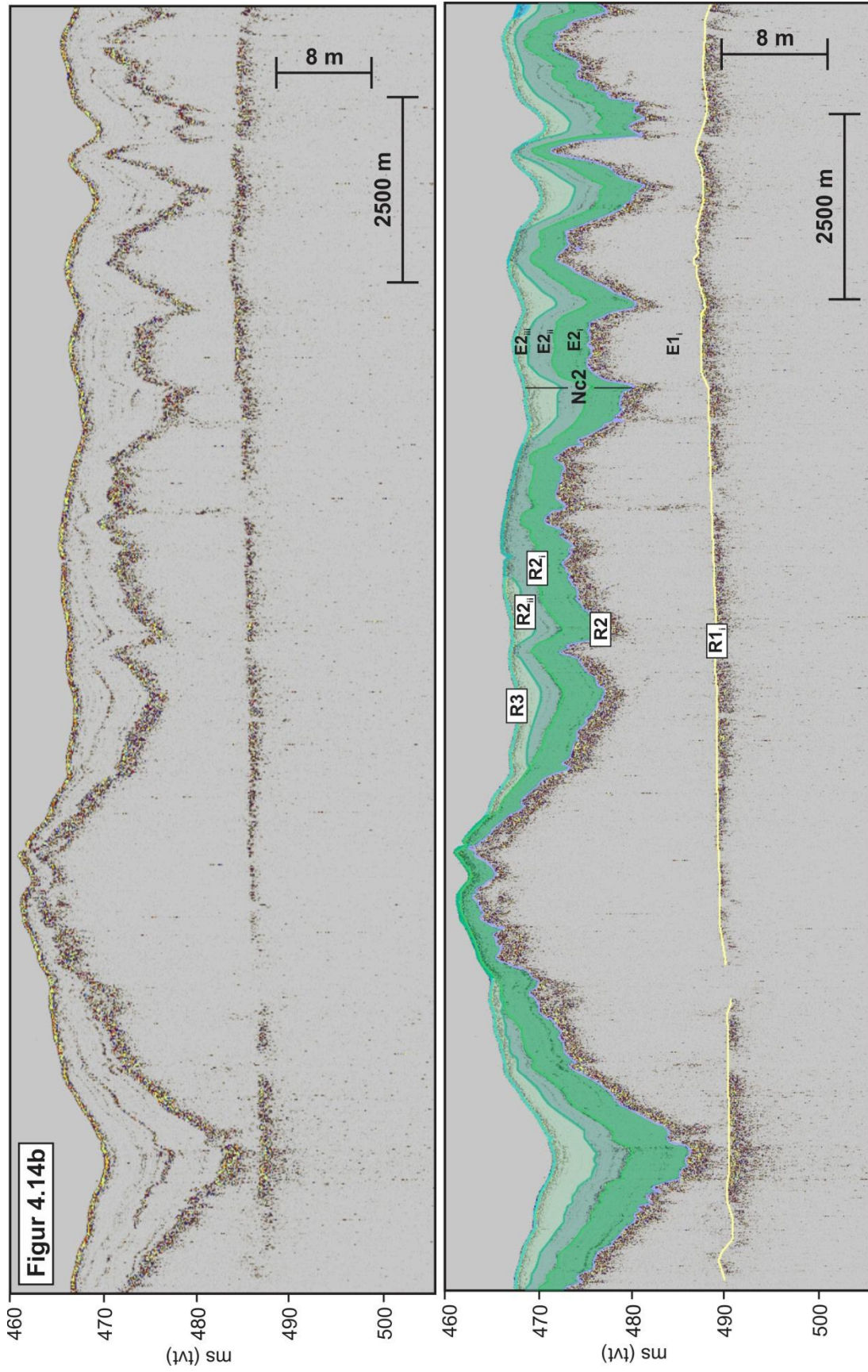


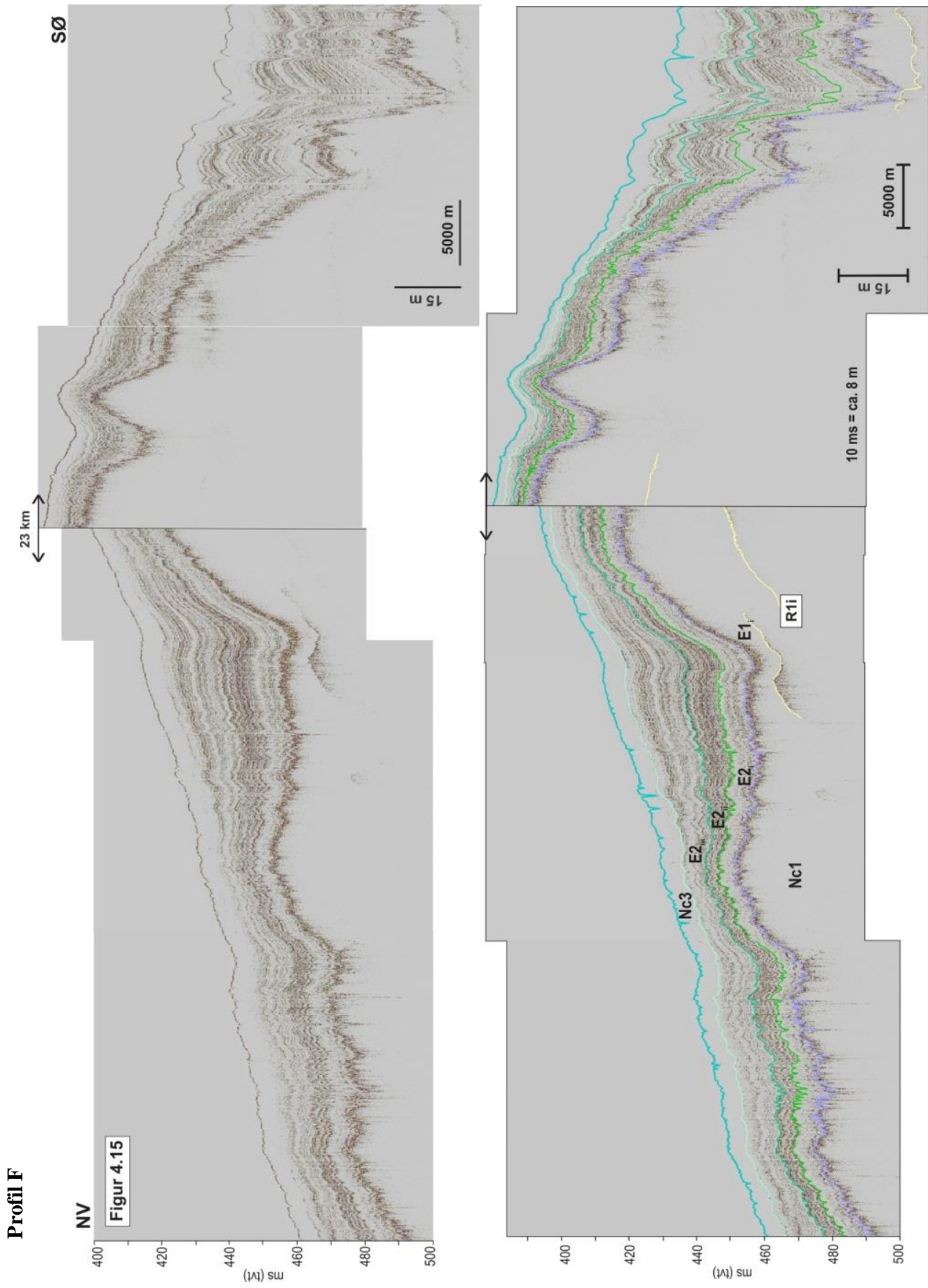
Profil C



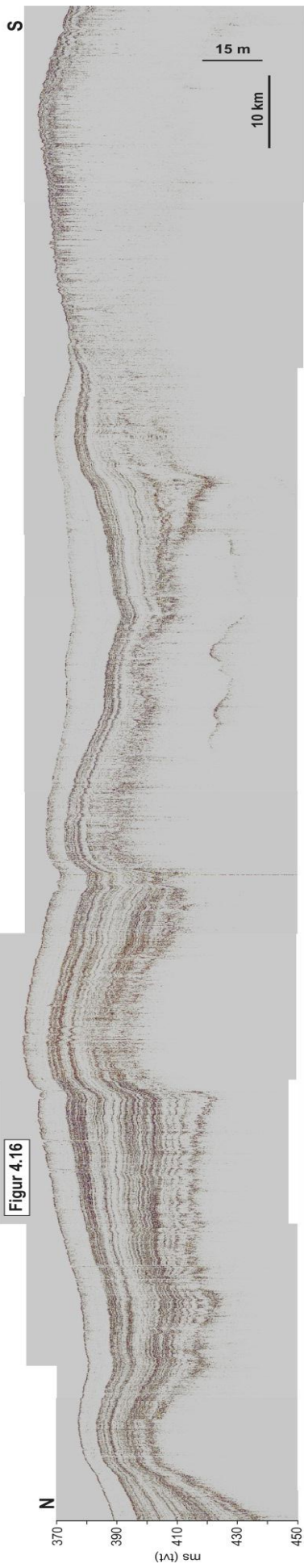


Profil E

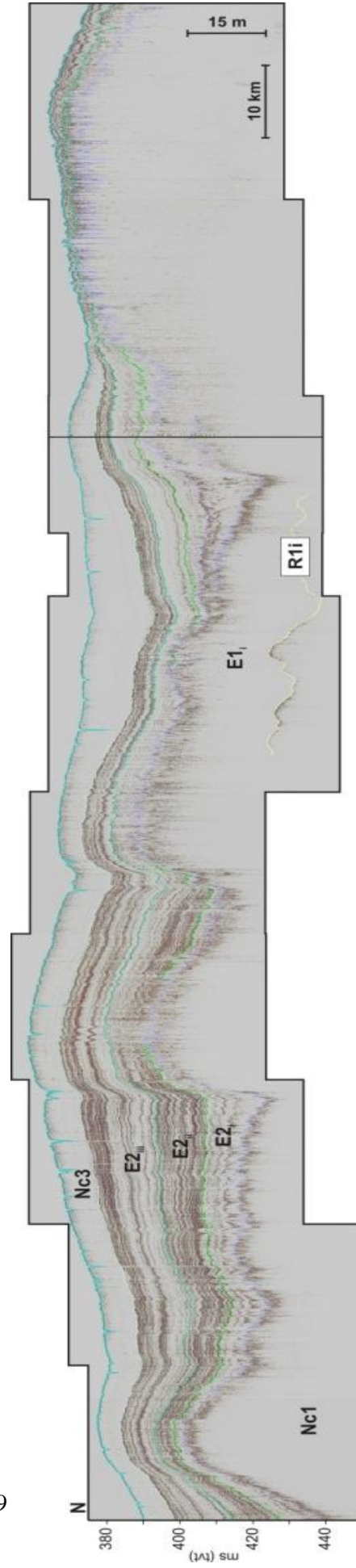




Profil G



139



Tabell A

GSK	Datasett	Lengde (km)	Bredde (km)	Høyde (m)	Volum (km³)
GSK1	TOPAS				
	Olex	<100	35	15	15
GSK2	TOPAS	25		20	
	Olex	30	25	10	<3
GSK3	TOPAS		20	40	
	Olex	80	20	15	8
GSK4	TOPAS				
	Olex	75	30	20	15
GSK5	TOPAS	<i>Ikke definert</i>			
	OLEX				
GSK6	TOPAS	20	20	30	
	Olex	45	20	<10	3
GSK7	TOPAS				
	Olex	55	20	10	4
GSK8	TOPAS		25	35	
	Olex	45	25	10	4
GSK9	TOPAS				
	Olex	35	20	15	3.5
GSK10	TOPAS				
	Olex	30	35	30	10
GSK11	TOPAS				
	Olex	45	35	40	20
	Gjennomsnitt	55	25	15	8.5

Tabell B

Tr	Datsett	Lengde (km)	Bredde (km)	Høyde (m)	Lengde:bredde
Tr1	TOPAS		10	20	
	Olex	50	10*	20*	4:1
Tr1	TOPAS				
	Olex	20	6.5	10	3:1
Tr3	TOPAS		4	12	
	Olex	25	5.5	15	5:1
Tr4	TOPAS				
	Olex	12	6	7	2:1
Tr5	TOPAS		15	20	
	OLEX	90	15*	15*	7:1
Gjennomsnitt		40	9	13	4:1
* Gjennomsnittsverdi					

Tabell C

Lr	Lengde (km)	Bredde (km)	Høyde (m)	Lengde:bredde	Vertikal avstand	Horisontal avstand
Lr1	50	12	30	4:1	100 m	10 km
Lr2	25	5	50	5:1		
Gjennomsnitt	38	8	40	5:1		
*Gjennomsnittsverdier						

Tabell D

Mr	Lengde (km)	Bredde (km)	Høyde (m)	Lengde:bredde
Mr1	5-30	5-10	20-90	
Gjennomsnitt	20	7	60	3:1
Mr2	20-50	5-15	30-75	
Gjennomsnitt	35	10	55	4:1

Tabell E

Lineære furer (LF)							
Figur	Datasett	Orientering	Frekvens	Gjennomsnitt			
				Lengde (km)	Bølgelengde (km)	Lengde:bredde	Amplitude (m)
4.30a	Olex	NV-SØ	23	15	1	>10:1	30
4.30b	Batymetrisk	NV-SØ	10	30	4	8:1	<i>ikke definert</i>
4.30c	Batymetrisk	N-S	4	21.5	3	7:1	<i>ikke definert</i>
Gjennomsnitt			13	23	2.5	>9:1	

** Usikre verdier pga. oppløsningen til det batymetriske datasettet*

Tabell F

Storskala furer (SF)				
Figur	Lokasjon	Frekvens	Bølgelengde (m)	Amplitude (m)
4.32a	SØ	16	140	1.3
4.32b	SØ	33	210	3.3
4.32c	SØ	29	143	1.7
Gjennomsnitt		26	165	2.1
4.33a	89-03	31	169	1.7
4.33b	89-03	27	174	1.5
Gjennomsnitt		29	172	1.6
4.34a	NV	20	277	2.6
4.34b	NØ	33	187	2.4
4.34c	NV	28	240	2.7
4.34d	NØ	28	260	1.2
Gjennomsnitt		27	240	2.3
Totalt gjennomsnitt		27	200	2

Tabell G

Regionale lineære furer (RLF)			
	Lengde (km)	Bølgelengde (km)*	Lengde:bredde
RLF1	155	20	7:1
RLF2	190	21	9:1
Gjennomsnitt	170	20.5	>8:1
<i>*Gjennomsnittsverdi</i>			