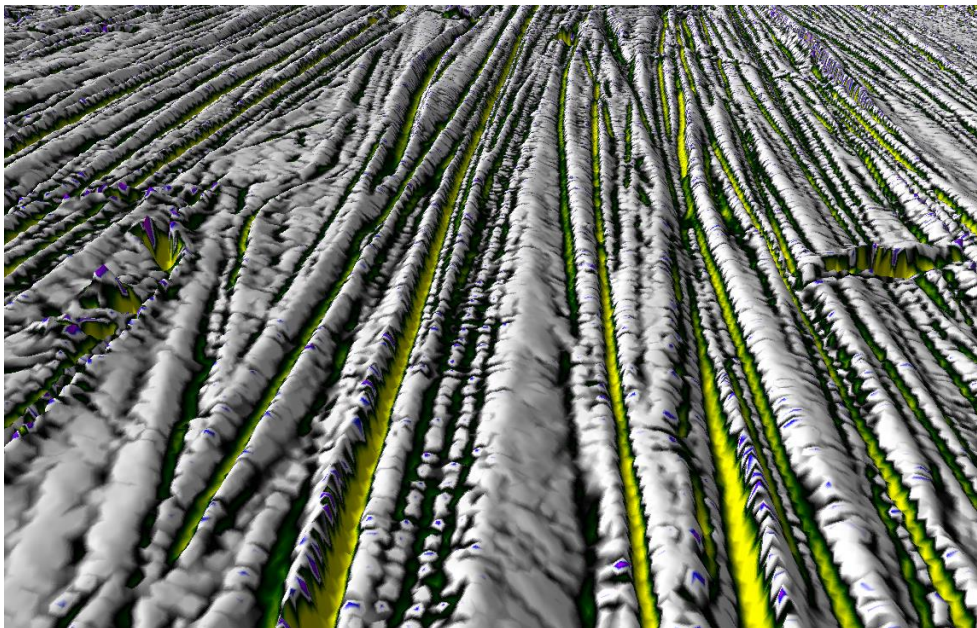


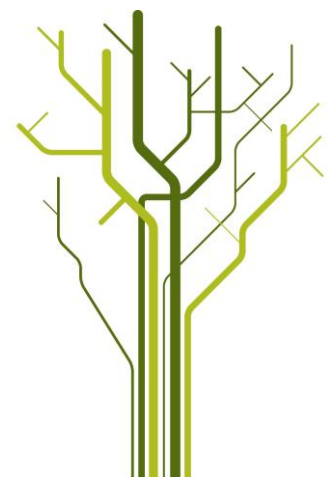
## Isstrømdynamikk og havbunnsgeomorfologi fra deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshav, basert på 3D-, 2D-seismisk og batymetrisk data



**Audun Sommerseth**

GEO-3900 Mastergradsoppgave i geologi

August 2013







GEO – 3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

---

**Isstrømdynamikk og havbunnsgeomorfologi fra deglasiasjonen  
av det sørvestlige Barentshav, basert på 3D-, 2D-seismisk og  
batymetrisk data**

Audun Sommerseth

August 2013

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø





## Sammendrag

Batymetridata og 2D og 3D seismisk data og er brukt for å kartlegge formelementer i det sørvestlige Barentshavet. Megaskala glasiale lineasjoner (MSGL) kartlagt i de glasiale traueene indikerer tidligere isstrømkraft i Bjørnøyrenna og Djuprenna. Dynamiske endringer i strømningsretning er påvist fra MSGL med ulike orienteringer som kutter hverandre. Ut fra kartlagte MSGL er 10 strømningssett laget. Disse indikerer at isstrømmer i Bjørnøyrenna drenerte is fra store områder i nordøst. Isstrømmene i Djuprenna drenerte fjorder som Tanafjorden og Varangerfjorden, men også områder lengre øst i Barentshavet. Totalt er tre deglasiasjonstrinn påvist: Trinn 1) 17.1-16.6 ka; trinn 2) 17.1/16.6-16 ka og; trinn 3) 16 ka. Trinn 1 representerer tilbaketrekning av isen fra en ~300 km bred grunningsonekile i ytre Bjørnøyrenna mellom 17.1 og 16.6 ka. Grunningsonekilen overlappes delvis av Nordkappbanken Sedimentkile, en avsetning som er opp mot 120 meter tykk og har et areal på ~25 000km<sup>2</sup>. Sedimentkilen ble avsatt mellom 17.1-16.6 og 16 ka og representerer trinn 2. Deretter følger trinn 3, et regionalt framrykk av isstrømmene i Bjørnøyrenna og Djuprenna der Nordkappbanken Bueformede Rygg, Nordkappbanken Østlige Sedimentkile og en grunningsonekile i det sentrale Bjørnøyrenna ble avsatt. De store avsetningene viser at det var flere omfattende endringer i isens dynamikk under deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet. Mindre formelementer som randmorener, smeltevannskanaler og "hill-hole pair" viser at mindre framrykk og tilbaketrekninger av isen var vanlig under deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet. Havbunnen i Bjørnøyrenna og på Nordkappbanken er sterkt preget av isfjell-pløyespor. Det store antallet pløyespor er relatert til en periode med økt kalvingsrate for ~16 ka, og antas derfor å ha sammenheng med et regionalt framrykk av is under trinn 3.

## Forord

Mastergradsoppgaven skal leveres og dermed er tiden som student snart over. Det har vært en lærerik tid full av opplevelser som jeg ikke ville vært foruten. Jeg vil i forbindelse med mine 5 år som student takke venner og ansatte ved instituttet for støtte og hjelp. En takk rettes til studiekamerater der spesielt gjengen på kontor 12 fortjener ros for å ha gjort tilværelsen og studiehverdagen til det den har vært. Julie, Ingrid, Torgeir og Morten, dere er en knallgod gjeng! Jeg vil også takke Ibrahim og Morten for diskusjoner og konstruktiv kritikk dere har kommet med gjennom våre mange diskusjoner. Spesielt Morten som har vært en viktig og god samarbeidspartner gjennom 5 år. Dette hadde ikke vært det samme uten deg.

Jeg vil også rette en stor takk til mine veiledere Karin Andreassen og Bjarne Rafaelsen som har vært til stor hjelp med konstruktiv kritikk og tilbakemeldinger på oppgaven. "GlaciBar" prosjektet som har bidratt til midler for min oppgave må også takkes.

Takk til TGS for tillatelse for bruk av 3D datasettene HFCW11, HFC09, HFCE11 samt PL536 ved Statoil Petroleum ASA, Petoro AS, Dong E&P Norge AS og North Energy ASA for bruk og tillatelse av 3D datasett ST10012.

Jeg vil til slutt takke min familie; mamma, pappa og Kari. Dere har vært til stor hjelp og støtte gjennom hele studietiden og spesielt de siste to årene. Trine min kjæreste: Du er en enestående person som har bidratt sterkt til jeg har fått dette til. Tusen takk.

Jeg ønsker dere god lesning.

Audun Sommerseth.

Tromsø, August 2013



## Innholdsfortegnelse

Sammendrag .....	5
Forord .....	6
1 Innledning .....	1
1.1 Formål .....	1
1.2 Studieområde .....	1
1.3 Tektonisk og stratigrafisk utvikling av det sørvestlige Barentshavet .....	3
1.4 Glasial historie i det sørvestlige Barentshavet .....	6
1.5 Isstrømmer .....	11
1.6 Glasiale sedimenter .....	15
2 Data og metoder .....	17
2.1 Datagrunnlag .....	17
2.2 Seismisk data .....	18
2D seismisk data .....	18
3D seismisk data .....	18
2.3 Seismisk oppløsning .....	20
2.4 Metoder .....	24
2.4.1 Programvare .....	24
2.4.2 Tolkningsverktøy .....	24
2.4.3 Attributter .....	25
2.4.4 Visualisering av data .....	25
2.5 Artefakter .....	25
2.5.1 Innlinjestøy .....	25
3 Resultater .....	29
3.1 Formelementer som opptrer ofte i studieområdet .....	30
3.1.1 Parallelle langstrakte furer og rygger .....	30
3.1.2 Kurvede furer .....	36
3.1.3 Sirkulære til semisirkulære depresjoner .....	39
3.2 Havbunnsgeomorfologi i det sentrale og ytre Bjørnøyrenna .....	42
3.2.1 Megaskala glasiale lineasjoner i det sentrale Bjørnøyrenna .....	43
3.2.2 Bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna .....	63
3.2.3 Sedimentær forhøyning i det sentrale Bjørnøyrenna .....	69
3.2.4 Tverrgående små traui i sørenden på Spitsbergbanken .....	73

3.2.5 Pløy espor i det sentrale Bjørnøyrenna.....	75
3.3 Havbunnsgeomorfologi i Nordkappbanken/Djuprenna-området. ....	79
3.3.1 Nordkappbanken Bueformede Rygg .....	79
3.3.2 Nordkappbanken Sedimentavsetning .....	84
3.3.3 Nordkappbanken Østlige Sedimentkile .....	87
3.3.4 Langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna .....	90
3.3.5 Megaskala glasi ale lineasjoner i Nordkappbanken/Djuprenna-området .....	95
3.3.6 Pløy espor i Nordkappbanken/Djuprenna-området fra 3D data. ....	103
3.3.7 Subparallelle rygger .....	105
3.3.8 Langstrakt Kanal .....	107
3.3.9 Irregulære depresjoner .....	111
3.3.10 Saltdiapirer .....	116
3.4 Korrelasjon og kronologi .....	118
4 Diskusjon .....	123
4.1 Storskala avsetninger på havbunnen .....	123
4.1.1 Grunningssonekiler i Bjørnøyrenna.....	126
4.1.2 Nordkappbanken Sedimentkile .....	127
4.1.3 Nordkappbanken Bueformede Rygg .....	132
4.1.4 Nordkappbanken Østlige Sedimentkile.....	134
4.1.5 Langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna .....	135
4.2 MSGL og strømningssett .....	135
4.2.1 MSGL i Bjørnøyrenna.....	135
4.2.2 MSGL i Djuprenna og på den østlige delen av Nordkappbanken.....	139
4.3 Relasjon mellom storskala avsetninger, isstrømmer og MSGL .....	142
4.4 Pløy espor .....	144
4.5 Endemorener og smeltevannskanal på Nordkappbanken .....	148
4.6 "Hill-hole pair" .....	151
4.7 Deglasiasjon av det SV Barentshavet .....	155
5 Oppsummering og konklusjon .....	161
6 Referanser .....	163



# 1 Innledning

## 1.1 Formål

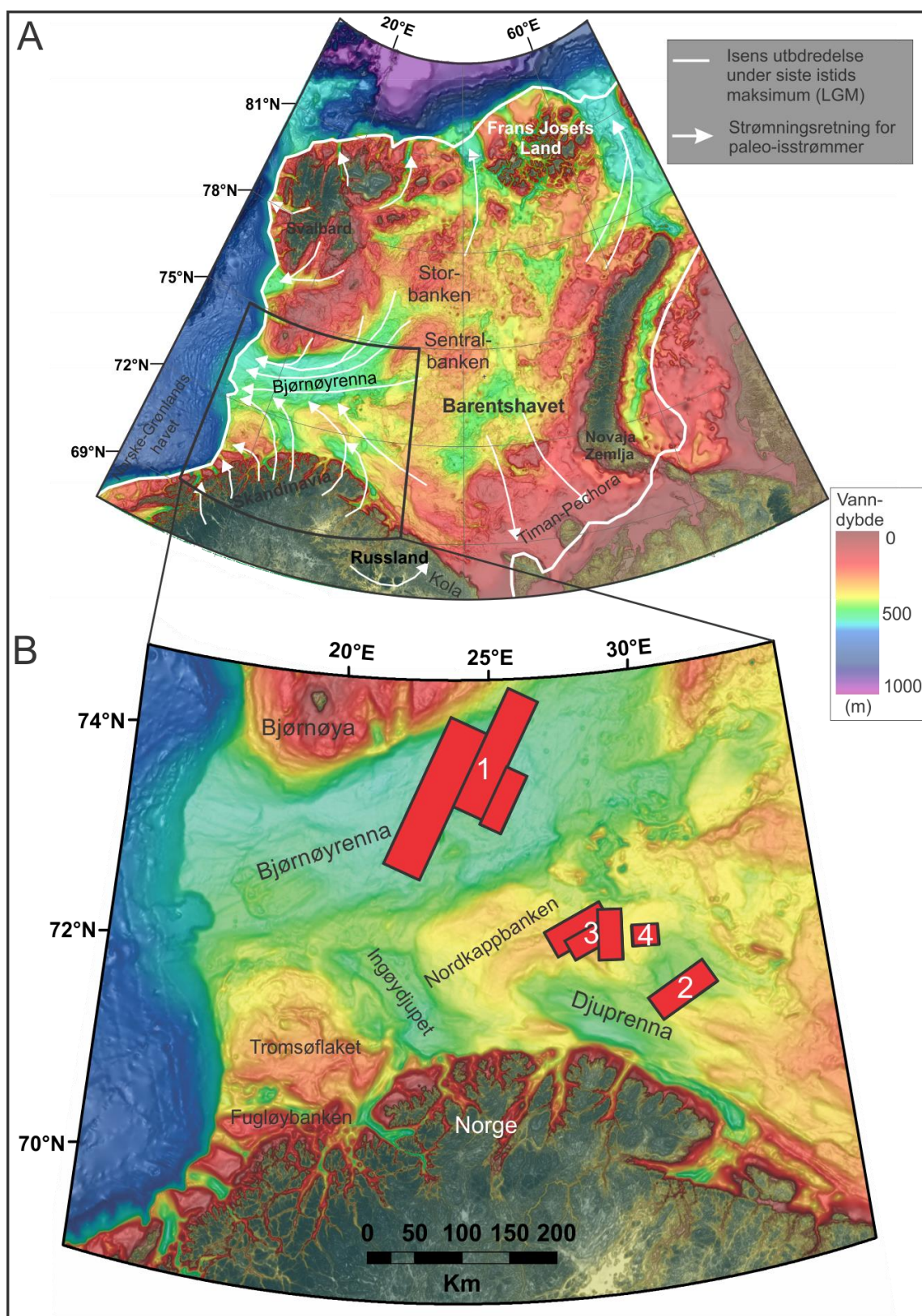
Denne masteroppgaven i geologi er hovedsakelig basert på tolkning av havbunnen fra tredimensjonale seismiske data og batymetridata fra den sentrale og ytre delen av Bjørnøyrenna og Nordkappbanken/Djuprenna-området utenfor Finnmarkskysten (Fig. 1.1.1B). Disse områdene har under siste istid vært sentrale dreneringsveier for isstrømmer fra isdekkene over Barentshavet og Fennoskandia (Fig. 1.1.1A; Larsen et al., 2003, Andreassen et al., 2008, Andreassen og Winsborrow, 2009, Winsborrow et al., 2010). Fordi isstrømmers bevegelse i stor grad skjer ved deformasjon av myke subglasiale sedimenter eller ved basal glidning vil flater og enheter som tidligere dannet underlaget for isstrømmer ofte reflektere hvilke prosesser som var involvert i isstrømmenes bevegelse og dynamikk (Smith og Murray, 2009). Slike avtrykk fra tidligere isstrømmer, paleo-isstrømmer kan gi informasjon om isstrømmers retning, dynamikk og prosesser som har vært aktive under isstrømmenes forskjellige faser. Hovedformålet for denne masteroppgaven har vært å identifisere paleo-isstrømmer i studieområdet, samt å få bedre forståelse for deres aktivitet under deglasiasjonen av Barentshavet gjennom detaljerte studier av batymetridata og 3D seismikk fra havbunnen og lag umiddelbart under denne.

## 1.2 Studieområde

Studieområdet i oppgaven er det sørvestlige Barentshavet (Fig. 1.1.1). Barentshavet er et epikontinentalt hav som omfatter sokkelområdet mellom Norge og Svalbard i vest, og området mellom Kolahalvøya/kysten av Timian–Pechora og Frans Josefs Land i øst (Henriksen et al., 2011a). Det totale arealet av Barentshavet er ca.  $1.2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> og det gjennomsnittlige havdypet omtrent 230 m.

Det er dokumentert gjentatte glasieringer i Barentshavet der isdekkene nådde eggkantene i vest og nord gjennom kvartær (Svendsen et al., 2004, Andreassen et al., 2008). Summen av subglasial erosjon i det sørvestlige Barentshavet er beregnet å være mellom 500 og 1100 meter (Laberg et al., 2012). Denne erosjonen har i stor grad formet Barentshavets batymetri, som er karakterisert av overfordypede traue og grunne banker.

# 1 Innledning



Figur 1.1.1. (A) Batymetrikart av Barentshavet. Hvide piler som indikerer strømningsretning for paleo-isstrømmer og hvit linje som indikerer isens utbredelse under LGM er modifisert fra Larsen et al. (2003). De er også vist i Andreassen og Winsborrow (2009). (B) Batymetrikart fra det sørvestlige Barentshavet. Røde rektangler viser 3D datasettene brukt i oppgaven, og disse er nummerert i fire 3D områder. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012).

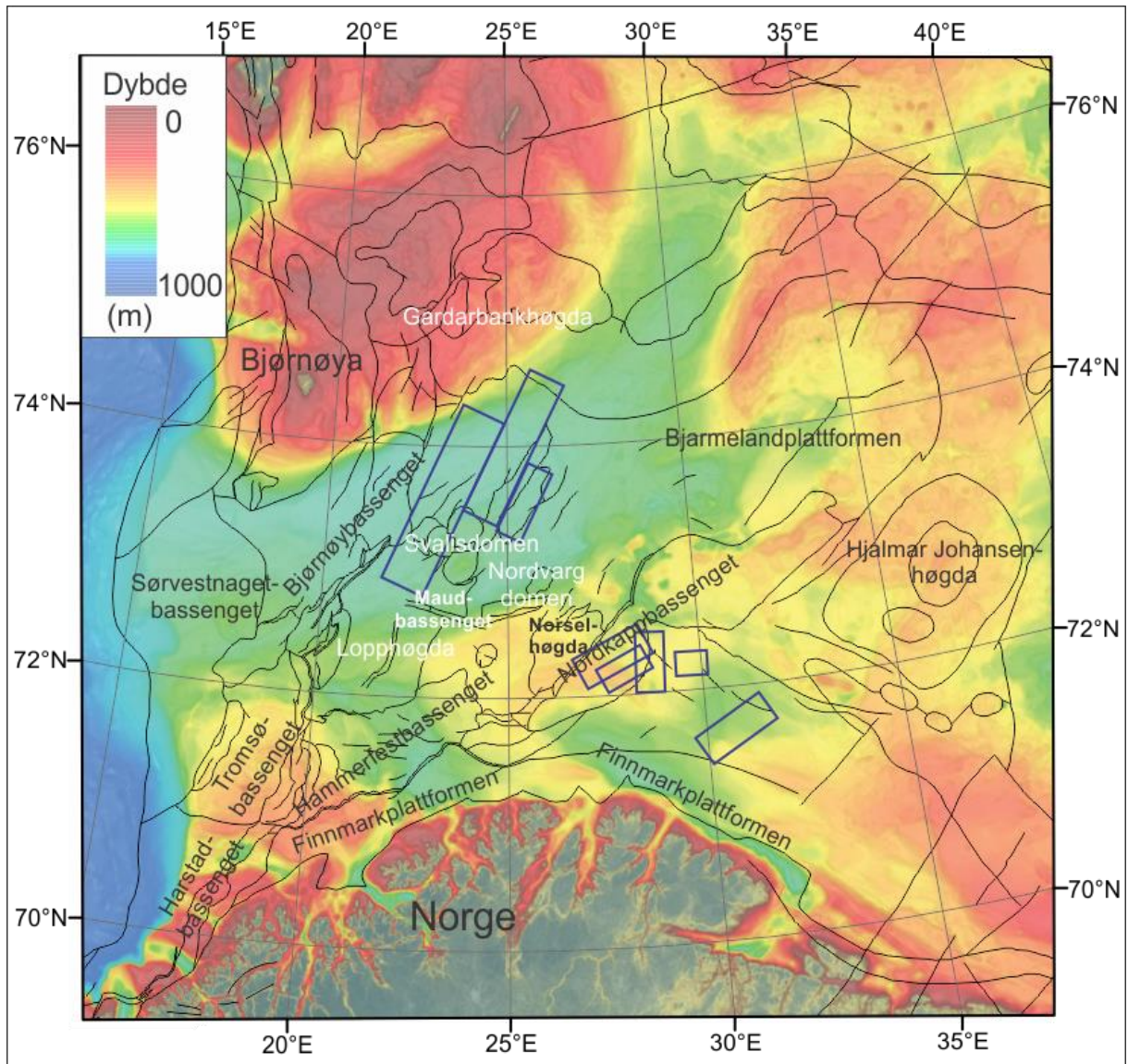


De mest fremtredende traueene i studieområdet er Bjørnøyrenna, Djuprenna og Ingøydjupet (Fig. 1.1.1B). Disse traueene fungerte som dreneringsveier for isstrømmer og sedimenter under de glasiiale periodene. Havdypet i traueene er de fleste steder mellom 500 og 300 meter, mens det på bankene er mellom 300 og 50 meter. Viktige banker er Sentralbanken, Storbanken, Tromsøflaket, Fugløybanken og Nordkappbanken. 3D seismiske data brukt i oppgaven er lokalisert i det sentrale Bjørnøyrenna, på Nordkappbanken og i Djuprenna (Fig. 1.1.1B).

### 1.3 Tektonisk og stratigrafisk utvikling av det sørvestlige Barentshavet

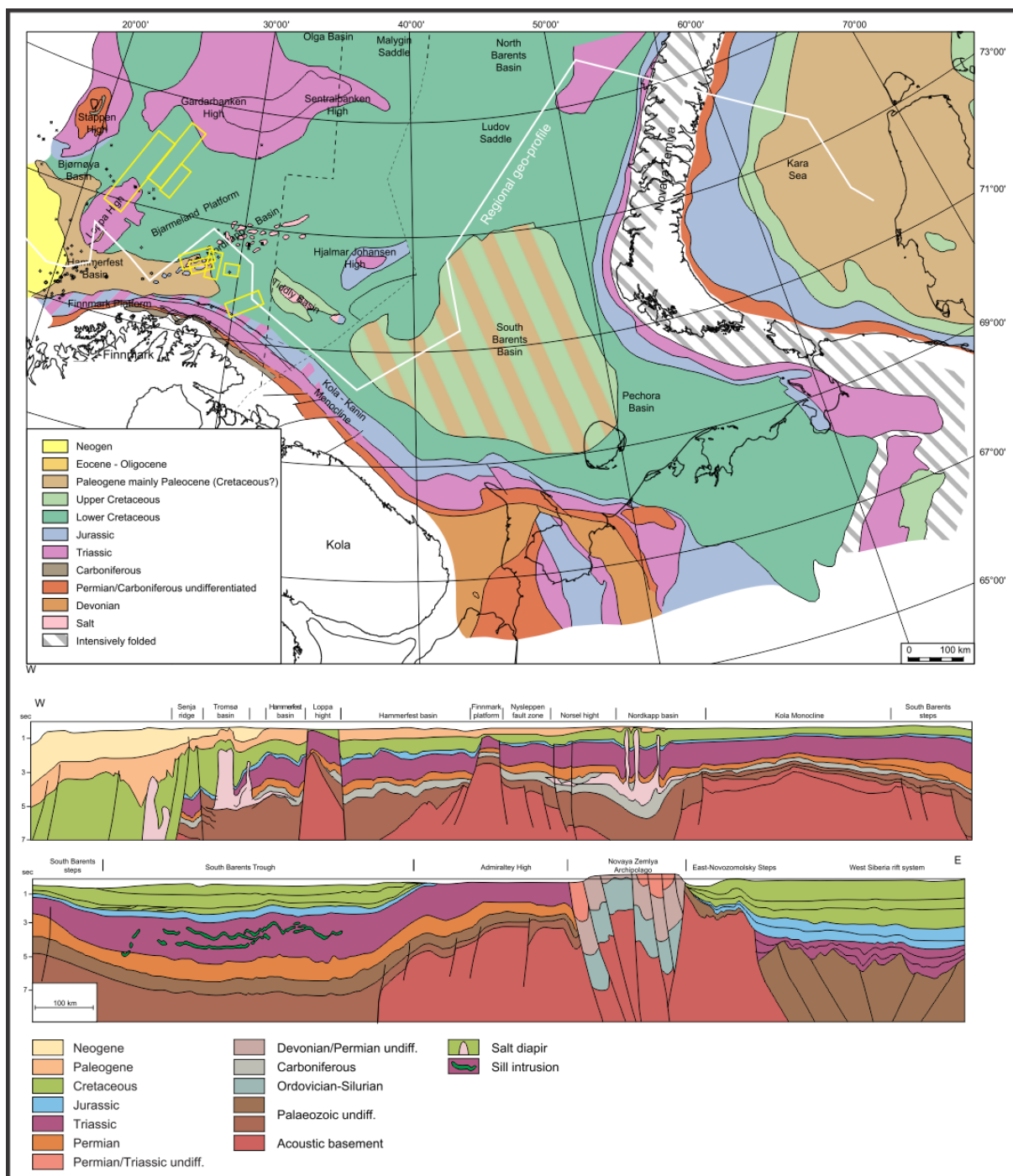
Den komplekse tektoniske og stratigrafiske utviklingen av Barentshavet ble initiert i devon ved ekstensjonskollaps av det kaledonske domenet og dannelse av svakhetssoner i området (Gudlaugsson et al., 1998). Påfølgende rifting i karbon førte til dannelse av nord-nordøst til sør-sørvest orienterte bassenger, høyder og plattformer (Fig. 1.3.1). Den tektoniske aktiviteten fortsatte og varte fram til tidlig tertiær rifting og åpning av Norske-Grønlandshavet (Faleide et al., 1993, Gudlaugsson et al., 1998, Smelror et al., 2009). Tektonisk bevegelse av salt gjennom trias førte til dannelse av saltdiapirer i Nordkappbassenget (Fig. 1.3.2). Hovedfasen for dannelse av saltdiapirer i Maud bassenget var i sen kritt (Henriksen et al., 2011a). Den grunne stratigrafien i det sørvestlige Barentshavet består hovedsakelig av bergarter fra jura, kritt og paleogen (Fig. 1.3.2). Disse bergartene er blottet under de glasiiale sedimentene som dekker havbunnen i Barentshavet. Diskordansen mellom de forskjellige sedimentære bergartene og de overliggende glasiiale sedimentene omtales som "*øvre regionale inkonformitet*" (URU; Solheim og Kristoffersen, 1984, Vorren og Kristoffersen, 1986, Vorren et al., 1989).

## 1 Innledning



Figur 1.3.1. Strukturelementer og forkastningsgrenser i det sørvestlige Barentshavet (NPD, 2009). Blå rektangler viser plassering av 3D datasett brukt i oppgaven. Batymetrikartet er modifisert fra "International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean" (IBCAO; Jakobsson et al., 2012).

# 1 Innledning



Figur 1.3.2. Kart som viser bergarter blottet mot URU og som danner kontakten med de glisiale sedimentene i Barentshavet. Kartet viser også de generelle strukturelementene i Barentshavet. Under er et regionalt geoprofil. Modifisert fra Henriksen et al. (2011b).

## 1.4 Glasial historie i det sørvestlige Barentshavet

Den glasiiale historien i det sørvestlige Barentshavet vil her bli omtalt i to perioder: Periode 1 (3.6 Ma - ~22 ka), fra starten av glasieringer i Barentshavet til siste istids maksimum i sen weichsel; Periode 2 (~22 ka – 10 ka), fra siste istids maksimum, med hovedfokus på deglasiasjonen av Barentshavet.

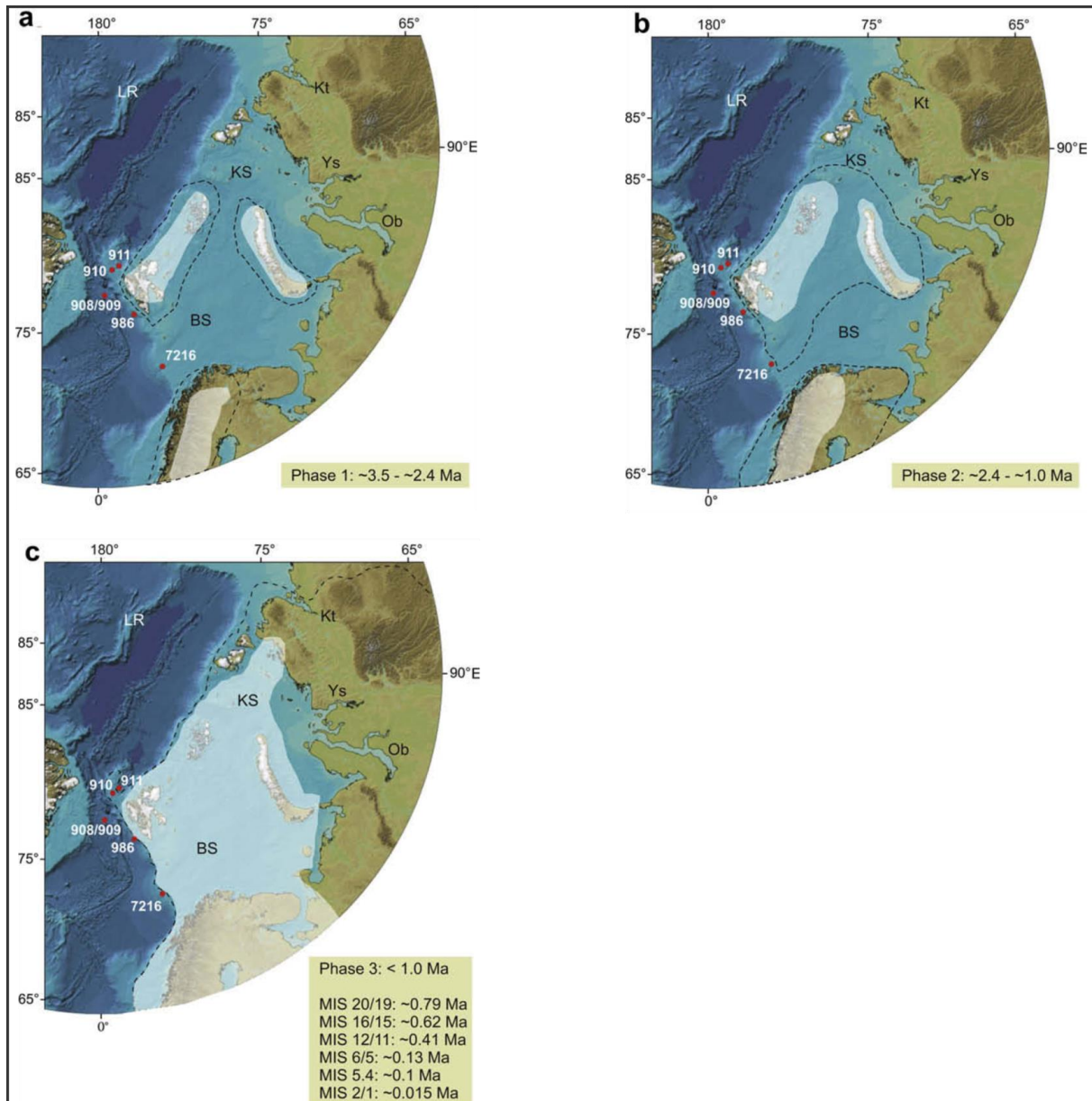
### Periode 1 (3.6 Ma - ~22 ka)

Glasieringer på den nordlige halvkule er registrert første gang for ~3.6 Ma og omfanget av disse økte gradvis i det circum-atlantiske området fram til 2.4 Ma (Fig. 3.4.1A; Knies et al., 2009). Basert på brønndata fra Barentshavets sørvestlige kontinentalmargin og fra Yermak-platået nord for Svalbard, er de første indikasjonene på storskala glasieringer i det vestlige og nordlige Barentshavet datert til rundt 2.7 Ma (Knies et al., 2009). I perioden mellom 2.7 Ma og 1.5 Ma var det sørvestlige Barentshavet trolig preget av fluvial/glasifluvial erosjon der totalt 170-220 meter sedimenter ble erodert og fjernet fra kontinentalsokkelen (Laberg et al., 2012). De eroderte sedimentene ble avsatt langs eggakanten og utgjør trolig mesteparten av lagpakken GI, den første av i alt tre seismiske lagpakker (GI, GII, GIII) fra plio-pleistocene, avgrenset av tre regionale reflektorer R1, R5 og R7 (Fig. 1.4.2; Faleide et al., 1996). En glasiial vekstfase i perioden 2.4 - 1 Ma førte til en generell økning i størrelse av breene (Fig. 1.4.1B). Bremframstøt til eggakanten langs den vestlige marginen av Barentshavet og Svalbard skjedde trolig første gang for 1.5 Ma siden (Andreassen et al., 2004, Knies et al., 2009). Subglasiialt eroderte/plukkete sedimentblokker ble transportert av isstrømmer og avsatt ved eggakanten (Andreassen et al., 2007a, Andreassen og Winsborrow, 2009). Flere episoder med avsetning av slike blokker adskilt av debris-avsetninger finnes på paleo-sokkelen og sammen utgjør de lagpakke GII, avsatt i perioden 1.5-0.7 Ma (Fig. 1.4.2; Andreassen et al., 2004, Laberg et al., 2010). Fjerning av 330-420 meter sedimenter fra kontinentalsokkelen gjennom denne perioden antas å skyldes omfattende glasiial erosjon (Laberg et al., 2012). Intensivering av glasieringer i Barentshavet og Svalbard for mindre enn ~1.0 Ma siden inntraff samtidig som en global ekspansjon i isutbredelse (Fig. 1.4.1C; Knies et al., 2009). Sedimentblokker på kontinentalsokkelen finnes også i lagpakke GIII (Andreassen et al., 2007a), men denne sekvensen er dominert av debris-avsetninger avsatt under framrykk av is til eggakanten. Totalt åtte seismiske enheter indikerer åtte perioder der isen nådde eggakanten de siste 700 ka (Laberg et al., 2010). Total erosjon på 440-530 m er

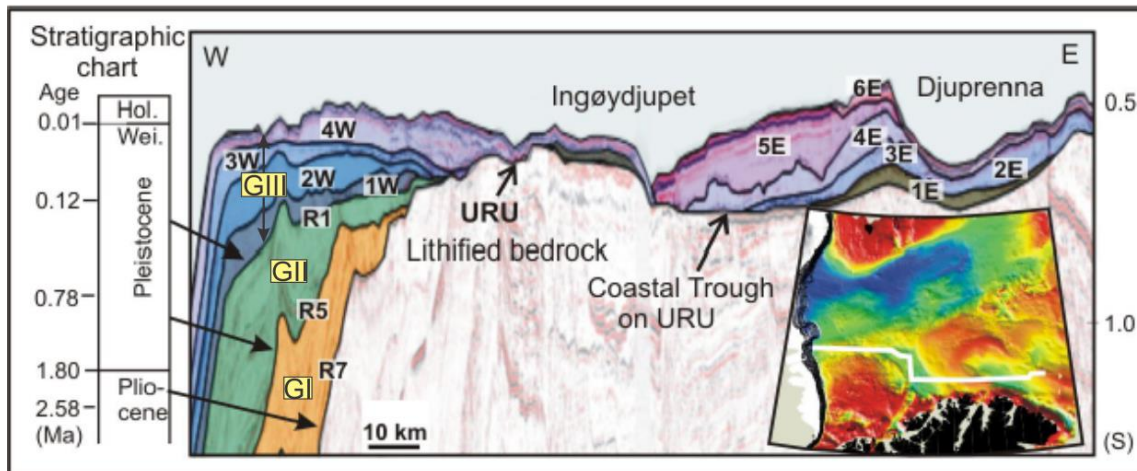


## 1 Innledning

beregnet for de siste 700 ka, mens total erosjon i det sørvestlige Barentshavet siden 2.7 Ma er beregnet til 1000-1100 m for traub og 500-650 m på banker (Laberg et al., 2012). Total glisjal erosjon av Nordkappbanken-området er beregnet til 650 m (Richardsen et al., 1993). På grunn av den omfattende erosjonen er det ikke funnet spor av lagpakkene GI og GII på kontinentalsokkelen i Barentshavet, der kun sedimenter fra lagpakken GIII synes å være bevart (Andreassen et al., 2007a).



**Figur 1.4.1.** Skjematisk (minimum/maksimum) modell av lateral isutbredelse i Barentshav-regionen under sen plio-pleistocen periode (svarte stiplede linjer = maksimum; hvite transparente polygoner = minimum). Modifisert fra Knies et al. (2009).



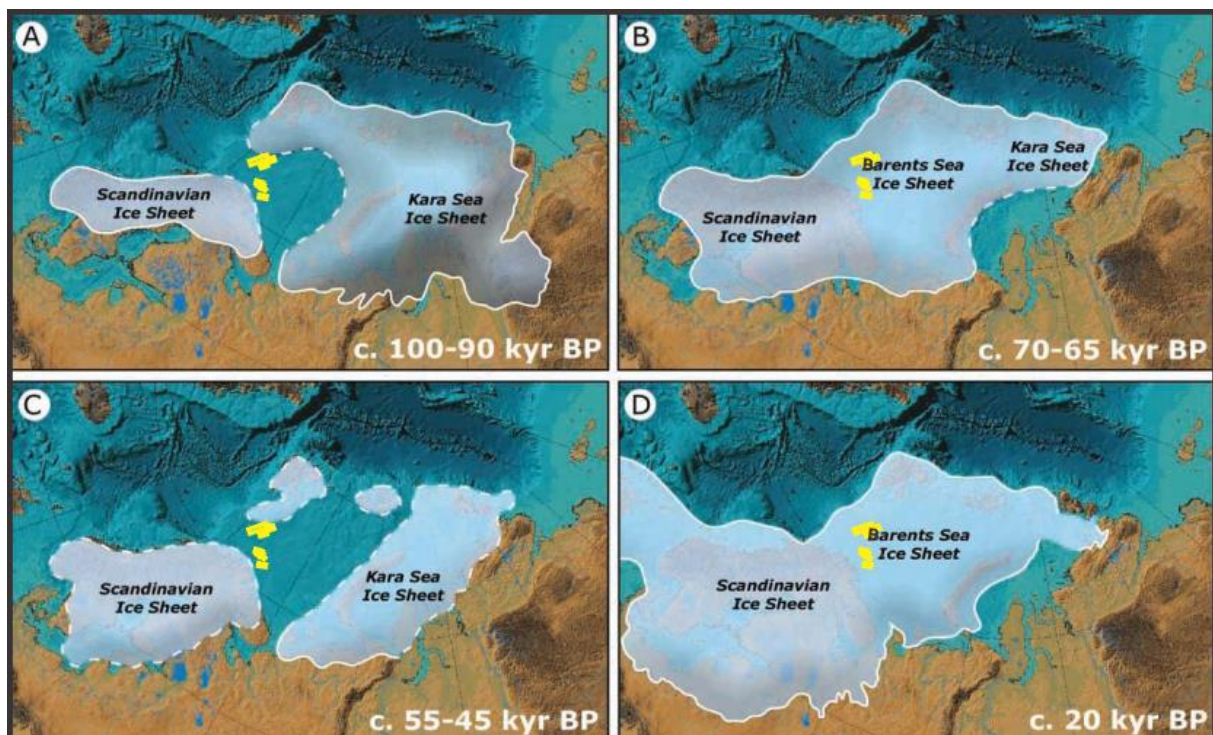
Figur 1.4.2. Geoseismisk profil. Plassering er indikert på batymetrikartet nede til høyre. R1, R5 og R7 er regionale reflekterer som skiller de glasiale sekvensene GI, GII og GIII fra hverandre. 1W, 2W, 3W, 4W og 1E, 2E, 3E, 4E, 5E, 6E er glasiale sekvenser som tilhører GI fra Vorren et al. (1990). Modifisert fra Andreassen et al. (2008).

Nyere data kan tyde på at den siste store istiden, weichsel (100-10 ka) omfatter fire store glasier (Fig. 1.4.3; Larsen et al., 2006); tidlig weichsel (100-90 ka), midt weichsel (70-65 og 55-45 ka) og sen weichsel (25-10 ka). I den første perioden (100-90 ka) strakk den Fennoskandiske innlandsisen seg utenfor kysten av Nord-Norge, men det største isdekket under denne glasieringen var lokalisert i Karahavet (Fig. 1.4.3; Larsen et al., 2006). Mens store deler av Barentshavet var isfritt i denne perioden ble weichsel maksimum oppnådd på det russiske fastlandet (Svendsen et al., 2004). I perioden 70-65 ka var hele Barentshavet dekket av is og isdekkene i Barentshavet og Fennoskandia var sammenhengende. Isutbredelsen for 55-45 ka siden er anslått å være lik den første perioden (100-90 ka), men hadde mindre utstrekning i Karahavet og større utstrekning over Fennoskandia (Fig. 1.4.3). Trolig var de to isdekkene også i denne perioden usammenhengende.

### Periode 2 (~22 – 10 ka).

Under den siste delen av sen weichsel er det identifisert to glasier maksimum i det sørvestlige Barentshavet og Fennoskandia; den første for 22 ka siden og den andre for 19 ka siden (Vorren og Laberg, 1996). Isen nådde trolig eggkanten begge gangene og dekket på denne tiden hele kontinentalsokkelen i Barentshavet og Svalbard (Landvik et al., 1998). Den siste maksimumsutbredelsen samsvarer med "trinn 1" (Fig. 1.4.4A) i en femtrinns rekonstruksjon av sen weichsel maksimum og deglasieringen av Barentshavet (Winsborrow et

al., 2010). Bjørnøyrenna fungerte som hovedområde for drenering av isdekket i Barentshavet under den påfølgende deglasiasjonen, og is fra både sentrale og nordlige deler av Barentshavet samt fra det Fennoskandiske fastlandet strømmet gjennom dette området (Winsborrow et al., 2010, Rüther et al., 2011). Geomorfologiske formelementer kan tyde på at opptil seks isstrøm-lober kan ha operert i Bjørnøyrenna under deglasiasjonstrinn 2 (Fig. 1.4.4B; Andreassen et al., 2008). Tidspunktet for starten av isens tilbaketrekning fra det sørvestlige Barentshavet er mye diskutert (Bischof, 1994, Vorren og Laberg, 1996, Winsborrow et al., 2010). Nyere data viser at tilbaketrekningen fra kontinentalsokkelen ikke begynte samtidig alle steder. Langs den vestlige kontinentalmarginen av Svalbard startet tilbaketrekningen trolig for  $20\,500 \pm 500$  år siden (Jessen et al., 2010), mens isfronten trolig forsvant fra Bjørnøyrennas kontinentalmargin tidligst for 19 000 år siden (Winsborrow et al., 2010) og senest for 16 580 år siden (Rüther et al., 2011). Basert på IRD- (“ice-rafted debris”) analyser fra kontinentalskråningen er det mellom 17.6 og 17 cal ka identifisert en sterk økning i smeltevann fra isdekket i det sørlige Barentshavet (Bischof, 1994). I eldre studier er 15 ka angitt som starttidspunktet for deglasiasjonen av Svalbard (Landvik et al., 1998).



Figur 1.4.3. Rekonstruksjon av perioder med stor isutbredelse gjennom den siste istiden (weichsel). De gule rektanglene viser plassering av 3D datasett brukt i oppgaven. Modifisert etter Larsen et al., (2006).

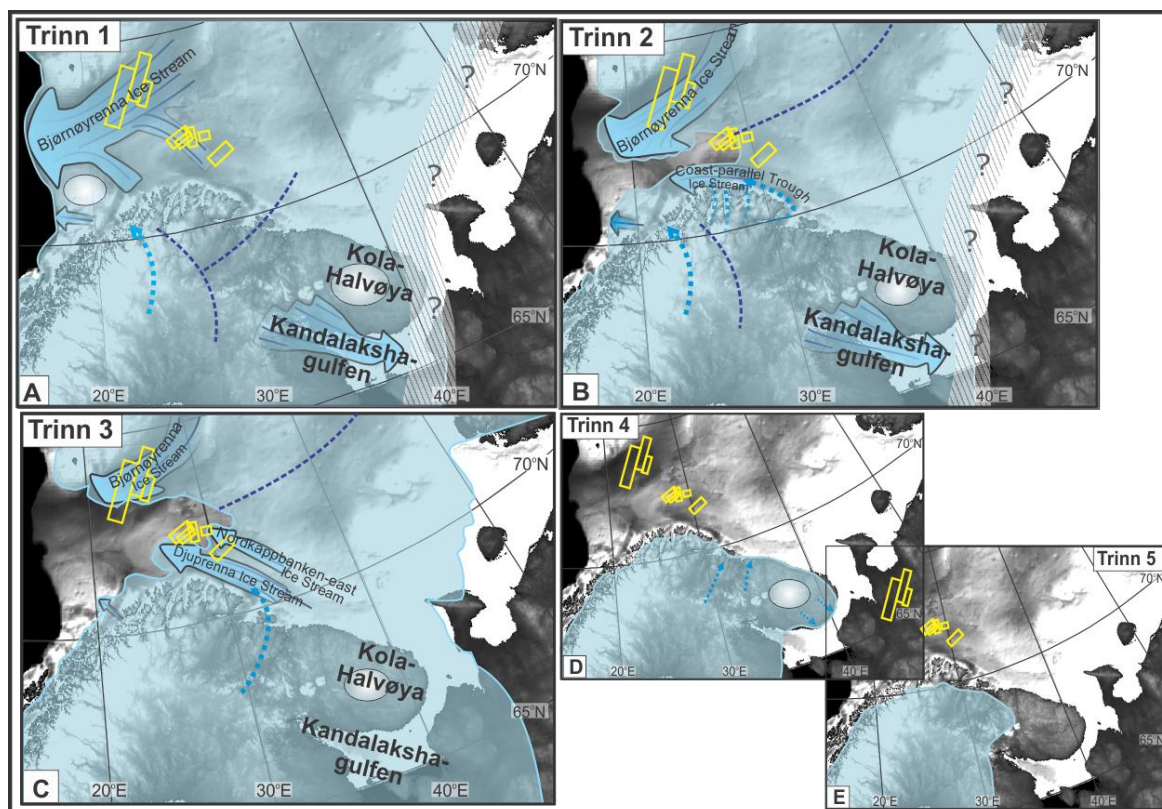
Grunningssonekiler i Bjørnøyrenna indikerer at isstrømmenes tilbaketrekning foregikk trinnvis (Winsborrow et al., 2010). “Deglasiasjonstrinn 2” (Fig. 1.4.4B) er tentativt anslått til ~17 ka (Winsborrow et al., 2010) og bekreftet i senere dateringer til å være mellom ~17.1 og 16.6 ka (Rüther et al., 2011).

Tilbaketrekningen av is fra Barentshavets sørvestlige kontinentalmargin ble fulgt av et breframrykk fra øst (Fig. 1.4.4C; Winsborrow et al., 2010). Denne forandringen er indikert av et større framrykk av isstrømmene i Djuprenna og på Nordkappbanken, henholdsvis strømmingssett 17 og 19 (Fig. 1.5.1), der sistnevnte trolig hadde tilførsel av is fra Kolahalvøya og Kandalaksha-gulfen (Winsborrow et al., 2010). De nevnte isstrømmene dannet hver sin sedimentakkumulasjon; Nordkappbanken Bueformede Rygg og en sedimentkile øst for denne (Andreassen et al., 2008). Sedimentkilen omtales i denne studien som Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Breframrykket fra øst er gitt en tentativ alder på ~16 ka og markerer maksimal isutbredelse på det russiske fastlandet under sen weichsel (Winsborrow et al., 2010). “trinn 3” (Fig. 1.4.4C) representerer denne endringen der hovedsenteret til isdekkene i Barentshavet og det nordlige Fennoskandia flyttet seg fra vest mot øst.

Det sørlige Barentshavet (markert ved “trinn 4”; Fig. 1.4.4D) var trolig isfritt for 15 ka siden og iskanten hadde trukket seg tilbake til fjordene i Nord-Norge (Winsborrow et al., 2010). I andre studier (Svendsen et al., 2004, Larsen et al., 2006) er 15 ka satt som tidspunktet da deglasiasjonen startet langs den østlige iskanten i Russland. Tilbaketrekningen fortsatte vestover langs Kolahalvøya og inn fjordene i Nord-Norge (“trinn 5”; Fig. 1.4.4E; Winsborrow et al., 2010).

Isens utbredelse i øst var under siste istids maksimum langt unna det den tidligere hadde vært i tidlig weichsel (Svendsen et al., 2004). Det var også stor forskjell i tidspunkt for siste istids maksimum mellom vest (22-19 ka) og øst (20-15 ka; Svendsen et al., 2004, Demidov et al., 2006).





Figur 1.4.4. Femtrinns rekonstruksjon av sen weichsel maksimum og påfølgende deglasiasjon av det sørlige Barentshavet, basert på marin og terrestrisk megaskala geomorfologisk kartlegging. Gule rektangler indikerer studieområdet plassering. Isstrømmer er vist som store blå piler, is med varm såle som stiplede blå linjer, is med kald såle som hvite skiver og mulige is-delinger som mørkeblå stiplede linjer. Tilbaketrekningstrinn 1 er gitt en tentativ alder på omtrent 19 cal ka. Trinn 2 er gitt en tentativ alder på omtrent 17 cal ka. Trinn 3 er gitt en tentativ alder på omtrent 16 cal ka. Trinn 4 og 5 henholdsvis 15 cal ka og 12.5 cal ka. Modifisert fra Winsborrow et al. (2010).

## 1.5 Isstrømmer

På grunn av oppgavens formål om å forstå isstrømmers aktivitet under deglasiasjonen av Barentshavet vil det her gis en oversikt over hva isstrømmer er. Basert på Winsborrow et al. (2010; 2012) sin kartlegging av paleo-isstrømmer (Fig. 1.5.1B) omtales 19 strømningssett i det sørvestlige Barentshavet.

Isstrømmer er smale hurtigstrømmende områder i en iskappe som drenerer mesteparten av is, smeltevann og sedimenter mot ismarginen (Bamber et al., 2007, Winsborrow et al., 2012). Isstrømmer er i stand til å erodere, transportere og avsette store mengder sedimenter (Bougamont og Christoffersen, 2012, Winsborrow et al., 2012). Isens bevegelse er et resultat av tre mekaniske prosesser: (1) Intern deformasjon av is (kryping); (2) glidning av is over dets underlag og; (3) skjærbevegelser i underliggende sedimenter, hvorpå rask

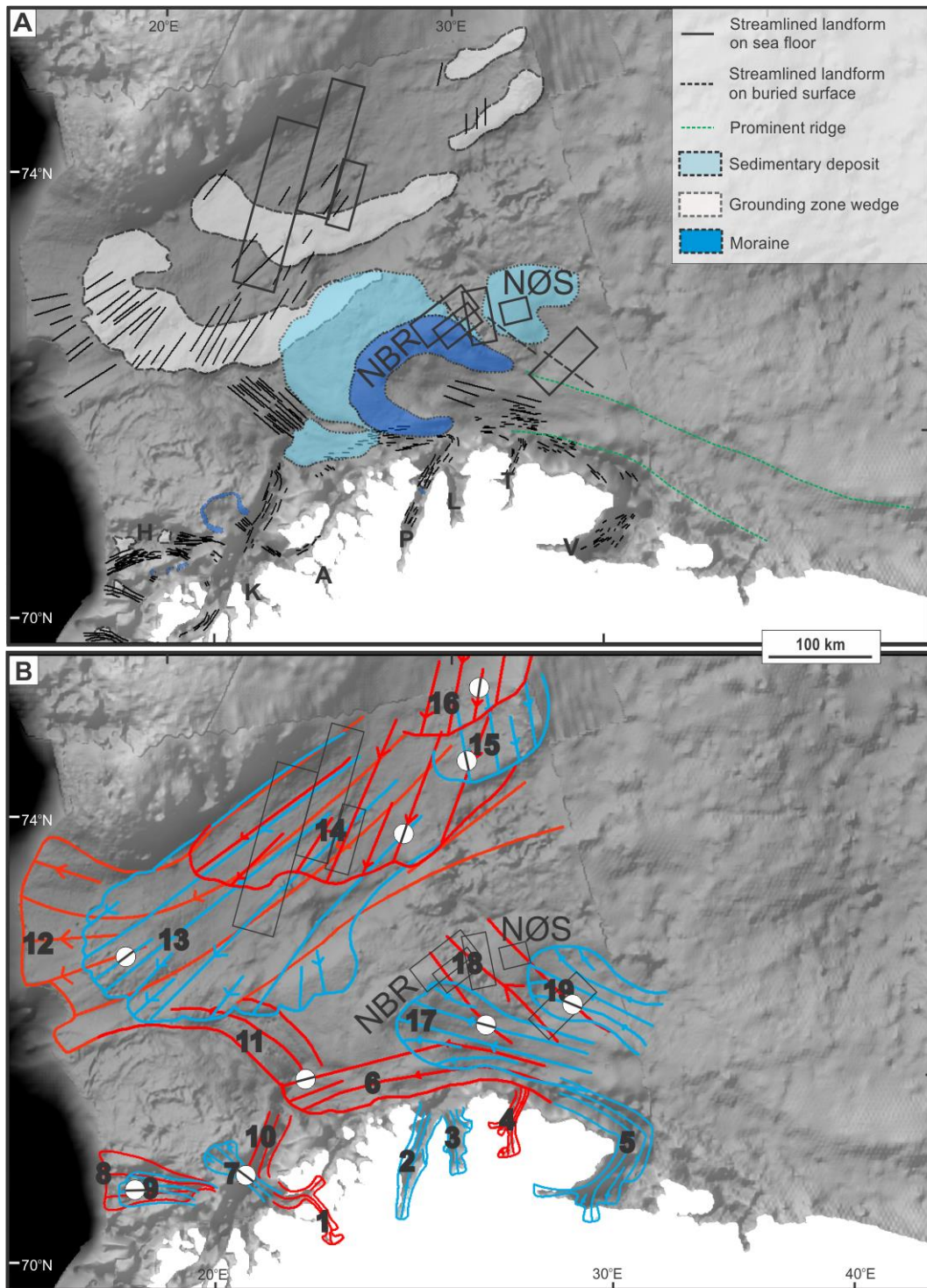
bevegelse av (2) og (3) krever tilstedeværelse av vann på bunnen og (3) en vesentlig vannmetning i sedimentene (Bamber et al., 2007). Tilstedeværelse av vann under isen forandrer porøsiteten i bunnmorenen, noe som har en eksponentiell effekt på skjærstyrken i morenematerialet og dermed isens motstand mot å strømme (Bougamont et al., 2011).

Nye undersøkelser fra Antarktis (Ó Cofaigh et al., 2008, Bougamont et al., 2011), Viktoriaøyene på den Kanadiske arktiske øygruppe (Stokes et al., 2009), Grønland (Howat et al., 2007) og Barentshavet (Andreassen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010; 2012) viser at isstrømmer har evnen til å akselerere, stagnere, bli reaktivert, forandre bredde og tykkelse og endre posisjon. Dette illustrerer et problem med å klassifisere isstrømmer, og følgende underinndeling av isstrømmers funksjonalitet basert på størrelse, glasiologisk sammenheng og topografisk kontroll er foreslått (Stokes et al., 2009).

- 1) *Topografiske isstrømmer*: Begrenset av topografi, avgrenset i rom, men av varierende levetid.
- 2) *Flyktige isstrømmer på hard bunn*: Varierende i plassering og over tid, ukontrollert av topografi eller undersjikt.
- 3) *Kortlevde isstrømmer*: Relatert til deglasiasjon. Dannes i sammenheng med hurtig oppbrytning og kalving av is nær marine områder.
- 4) *Flyktige isstrømmer på myk bunn*: Varierende i plassering og over tid, ukontrollert av topografi eller underlaget, men har mykere underlag enn 2.

Basert på havbunns morfologi har paleo-isstrømmer blitt identifisert flere steder i Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Rüther et al., 2011). Under det siste glasiale maksimum ble trauene i det sørvestlige Barentshavet dominert av raske isstrømmer mens de grunne bankene ble okkupert av is som beveget seg saktere (Andreassen et al., 2008). Basert på marine glasiale landformer (Fig. 1.5.1A) er 19 strømningssett avgrenset i det sørvestlige Barentshavet (Winsborrow et al., 2010; Fig. 1.5.1B).

## 1 Innledning



Figur 1.5.1. (A) Kartlagte glisiale landformer i det sørlige Barentshavet. Plassering av 3D datasett brukt i oppgaven er vist som svarte rektangler. NBR = Nordkappbanken Bueformede Rygg. NØS = Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. (B) Strømningssett som representerer ulike glisiale hendelser. Disse har blitt avgrenset på bakgrunn av likhet i morfologi og orientering av landformer. Lukket ende indikerer at randområdene til strømningssettene er kartlagt, mens åpne ender indikerer at landformene strekker seg lengre enn de kartlagte områdene. Hvite sirkler indikerer relativ alder, der de interne svarte linjene er parallelle med de yngste strømningssettene. Fargen på strømningssettene er vilkårlig. Modifisert fra Winsborrow et al. (2010).

Strømningssett 1-5 opptrer i de store fjordene i Nord-Norge (Fig. 1.5.1B). Strømningssett 6 er lokalisert i et kystparallelt trau av pre-weichsel alder. Strømningssett 7-11 dokumenterer at det har forekommet hurtigstrømmende is med "varm bunn" sør og øst for Tromsøflaket (Winsborrow et al., 2010).

Strømningssett 12 markeres ved megaskala glasiale lineasjoner som strekker seg til eggkanten. Megaskala glasiale lineasjoner (MSGSL) er tidligere beskrevet som særdeles langstrakte rygger som opprettholder en parallell konformitet over lengder på ti-talls kilometer (Clark, 1993) og er betegnet som en direkte indikator på paleo-isstrømmer (Clark et al., 2003). 60 km øst for strømningssett 12 spenner en grunningsssonekile som består av seks overlappende vifter seg på tvers av Bjørnøyrenna. Grunningssonekiler er sedimentavsetninger som er avsatt ved isens grunningslinje som følge av deformasjon av subglasialt morenemateriale (Powell og Domack, 1995, Powell og Alley, 1997). Grunningssonen, eller grunningslinjen i en isstrøm markerer overgangen mellom grunnet is og en fullstendig flytende isbrem (Benn og Evans, 2010, Dowdeswell og Bamber, 2007). Grunningssonekiler er dermed en direkte indikator på en tidligere frontposisjon av is under tilbaketrekning (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010). Strømningssett 13 består av MSGSL som er synlig på denne grunningsssonekilen. Strømningssett 14, 15 og 16 kjennetegnes av MSGSL men der grunningsssonekiler kun er indikert ut fra havbunnsbatymetri (Winsborrow et al., 2010). Megaskala glasiale lineasjoner som ender ved grunningsssonekiler indikerer at systemet av isstrømmer i Bjørnøyrenna var minst 500 km lang, men isstrømmene er delt opp i tids-transgressive hendelser og representerer ikke lengden av en enkelt isstrøm (Andreassen et al., 2008). Geomorfologien i Bjørnøyrenna antyder at isstrømsystemet hadde tilgang av is fra sentre på Storbanken og Sentralbanken, henholdsvis i det nordlige og sentrale Barentshavet (Andreassen et al., 2008).

Strømningssett 17 omfatter MSGSL i Djuprenna som strekker seg til Nordkappbanken Bueformede Rygg der det stopper (Fig. 1.5.1B). Nordvest orienterte MSGSL på begravde flater under Nordkappbanken utgjør strømningssett 18. Nordøst for dette, skilt fra strømningssett 17 ved en mellomliggende isstrøm-rygg er strømningssett 19 markert ved MSGSL i et trau som ender ved Nordkappbanken Østlige Sedimentkile (Fig. 1.5.1B). Strømningssett 17 og 19 indikerer virksomhet av to isstrømmer i det sentral-sørlige Barentshavet. Trolig var begge aktive på samme tid (Winsborrow et al., 2010).

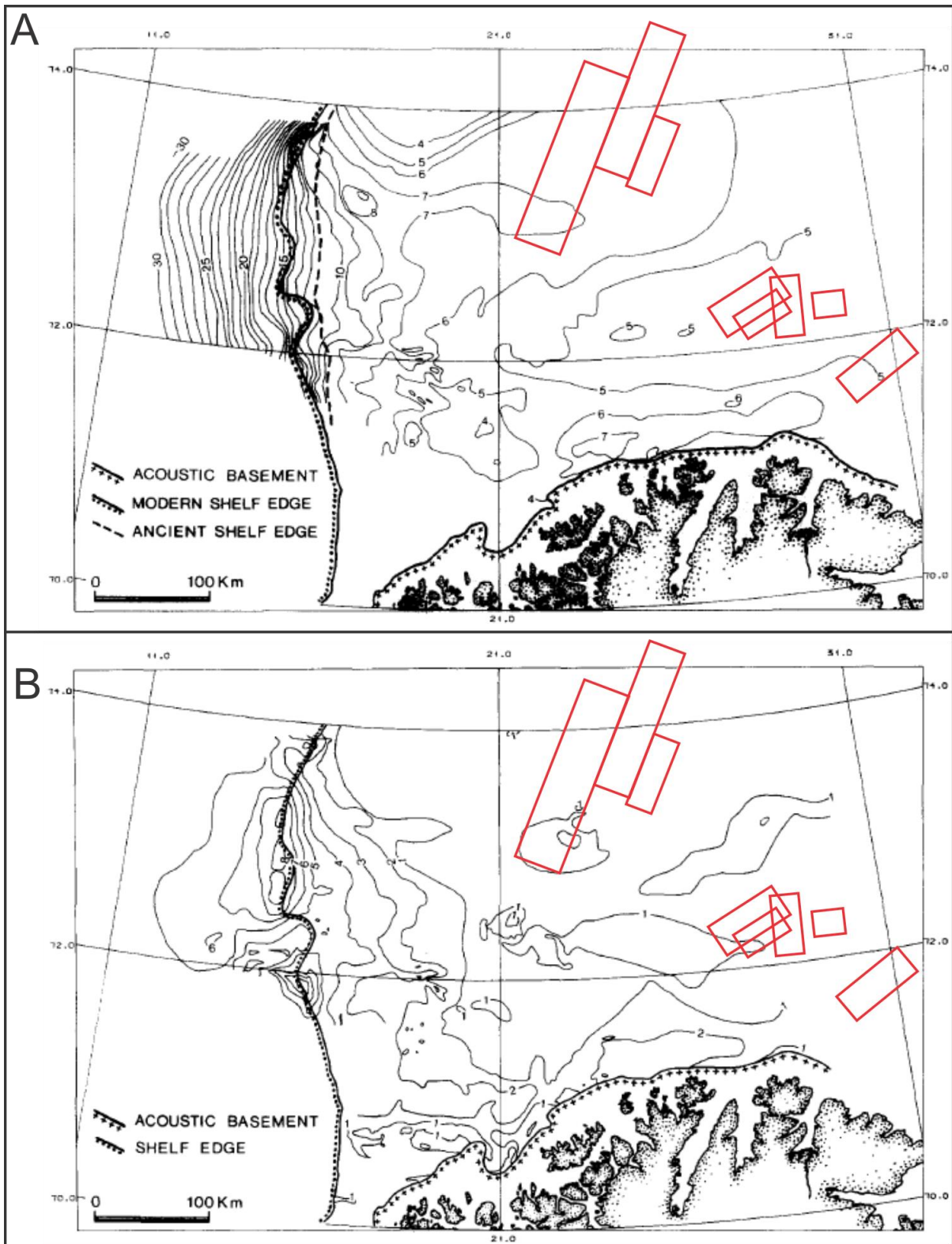
## 1.6 Glasiale sedimenter

Den glasiiale sekvensen som ligger over *Øvre Regionale Inkonformitet* (URU) er mellom 0 og 300 meter tykk på kontinentalsokkelen og opp til 1000 meter tykk langs eggakanten (Fig. 1.6.1; Vorren et al., 1988, Vorren et al., 1991, Vorren et al., 2011). Dannelsen av URU ble trolig påbegynt i midtre oligosen som en fluvial erosjonsflate (Hald et al., 1990). Den er senere modifisert og utgjør trolig erosjonsbasen for flere glasiasjoner på kontinentalsokkelen (Vorren et al., 2011), og har varierende dybde og topografi (Fig. 1.6.1A). Morfologien av URU i det sørlige Barentshavet omfatter et bredt trau under det som er dagens Bjørnøyrenna, og et overfordypet trau rett utenfor kysten av den nordligste delen av Nord-Norge (Vorren et al., 1990).

Henholdsvis fire og seks glasiiale enheter (1W-4W og 1E-6E; Fig. 1.4.2) er kartlagt på den ytre og indre delen av sokkelen (Vorren et al., 1990). Disse enhetene utgjør til sammen enheten GIII (Fig. 1.4.2; Faleide et al., 1996), men er delt i en ytre (vestlig) og en indre (østlig) del. Grensene mellom enhetene er generelt sett definert av semi-regionale, kontinuerlige, høyamplitude refleksjoner som i de fleste tilfeller er jevne og sub-horisontale, men som noen steder også kan være svært irregulær med høye gradienter (Vorren et al., 1990).



## 1 Innledning



Figur 1.6.1. (A) Isokron-kart av øvre regionale inkonformitet (URU) i det sørlige Barentshavet. Tykkelse er gitt i toveis-gangtid fra havoverflaten, millisekund x 100. (B) Isopach-kart av den glasiale sekvensen (GI-GIII) i det sørlige Barentshavet. Tykkelse er gitt i millisekunder X 100 (toveis-gangtid). Modifisert fra Vorren et al. (1990).

## 2 Data og metoder

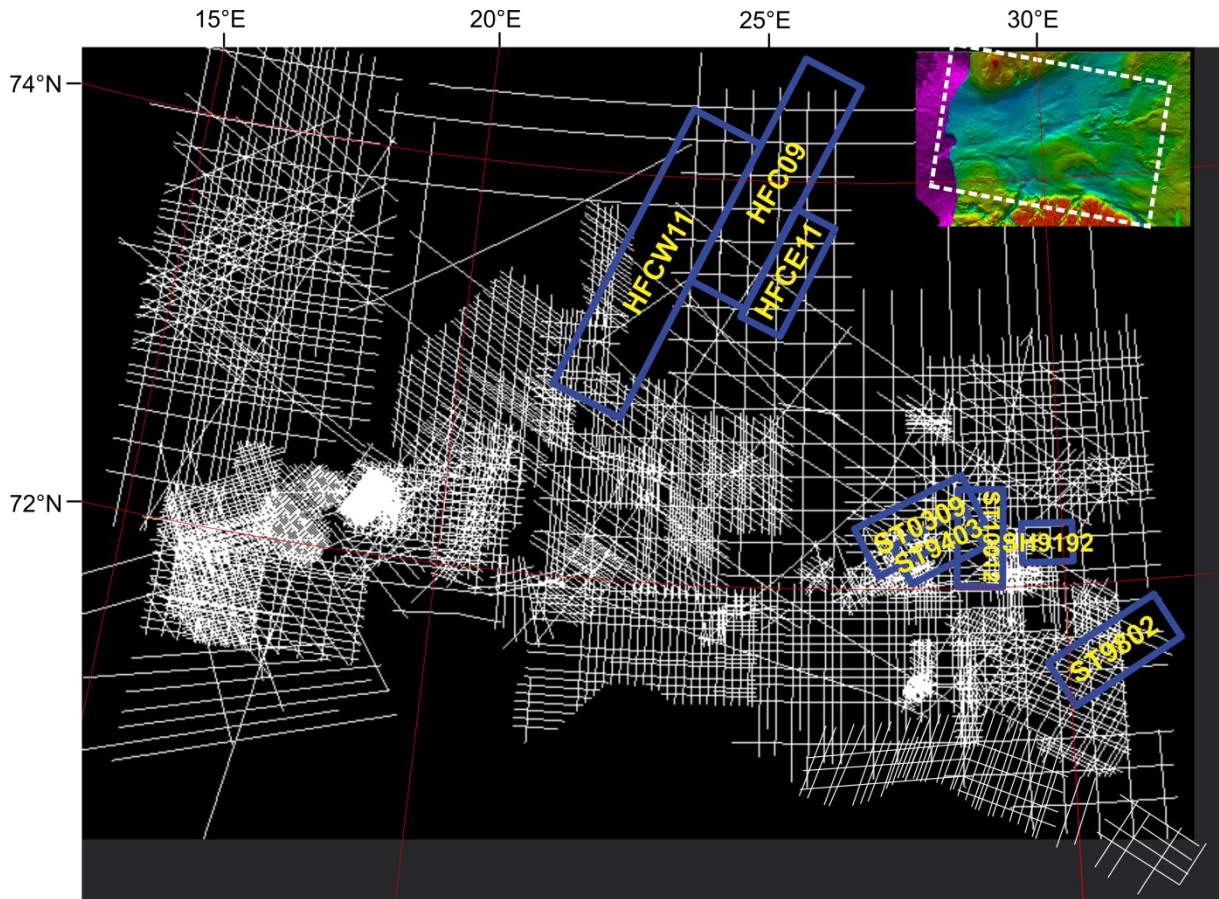
### 2.1 Datagrunnlag

Store deler av oppgaven er basert på studier av 3D seismiske industri-data (Fig. 2.1.1). Navn på datasettene er angitt i figur 2.1.1 og tabell 2.1.

2D seismikk er blant annet brukt for å lage regionale profiler og kartlegge storskala formelementer. Der formelementer fortsetter ut av rekkevidden til 3D datasettene er 2D seismikk brukt for å kartlegge deres utstrekning. De 2D seismiske linjene omfatter store deler av Barentshavet (Fig. 2.1.1).

Batymetridatabasen *International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean* (IBCAO), Versjon 3.0 (Jakobsson et al., 2012) er blant annet brukt som et regionalt havbunnskart for Barentshavet (Fig. 1.1.1). Det er i stor grad også brukt for oversiktsbilder og kartlegging av formelementer. Datasettet har et grid på 500X500 meter og dekker havbunnen nord for den 64 breddegrad. IBCAO består av data innsamlet av et stort antall båter, som fiskebåter, forskningsfartøy, passasjerbåter og så videre, som har installert målesystemer for dette. For detaljerte studier av spesielle formelementer er også data fra Olex AS <http://www.olex.no/> benyttet. Disse dataene består også av multistråle batymetri, utført av et stort antall båter, som fiskebåter, forskningsfartøy, passasjerbåter og så videre, som har målesystemer for dette. Systemet leser inn firedimensjonale observasjoner- tidspunkt, dybde, lengde- og breddegrader - og oppdaterer kontinuerlig en database hvor havbunnen er delt inn i små firkanter på omtrent 5X5 meter. Dataene er visualisert i 3D ved bruk av Olex AS datasystem.

Multistråle batymetridata er i et tilfelle brukt utenfor Tanafjorden. Dataene er anskaffet for Universitetet i Tromsø.



Figur 2.1.1. Oversiktskart av alle 2D linjer og 3D datasett tilgjengelig i oppgaven. Hvide linjer indikerer 2D linjer og blå rektangler 3D datasett. Lokalisering er indikert øverst til høyre.

## 2.2 Seismisk data

### 2D seismisk data

2D seismisk studert i denne oppgaven er innsamlet av forskjellige selskaper gjennom flere år. På grunn av den teknologiske utviklingen når det gjelder innsamling og prosessering samt ulike formål for innsamlingen har de ulike dataene forskjellig kvalitet. Lokaliseringen av dataene er vist i figur 2.1.1. Frekvens for de ulike linjene er ikke kjent for oppgaven.

### 3D seismisk data

Informasjon om 3D datasettene som er benyttet i oppgaven er angitt i tabell 2.1, mens lokalisering er vist i figur 2.1.1.



## 2 Data og metoder

3D område	Navn på datasett	Innsamlingsår	Areal datasett (km <sup>2</sup> )	Frekvens Havbunn	Vertikal Oppløsning	Horisontal Oppløsning
1	HFCW11	2011	~7041	35-70 Hz	6 – 12 m	6 – 12 m
	HFCE11	2011	~1495			
	HFC09	2011	~4554			
2	ST9802	1998	~1863	35-70 Hz	6 – 12 m	6 – 12 m
3	ST9403	1994	~1056	35-70 Hz	6 – 12 m	6 – 12 m
	ST0309	2003	~1872			
	ST10012	2010	~1305			
4	SH9102	1991	~560	35-70 Hz	6 – 12 m	6 – 12 m

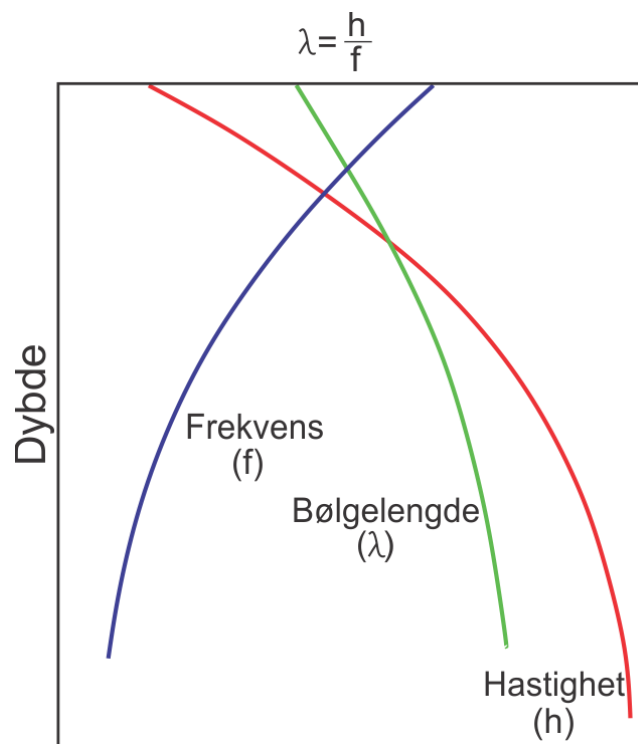
**Tabell 2.1.** De studerte 3D områdene er inndelt etter områder der hvert område inneholder opp til tre 3D datasett. Arealet til de respektive datasettene er gitt ut fra omkretsen av rektangelet som utgjør grensene. Frekvens og oppløsning er beregnet i kapittel 2.3.

Alle datasettene er kuttet, noe som betyr at seismikken under en viss dybde ikke er tilgjengelig. Alle datasettene i 3D område 1 er kuttet ved 700 ms. ST9802 i 3D område 2 er kuttet på 5500 ms. I 3D område 3 er ST9403 kuttet ved 4500 ms, ST0309 er kuttet ved 2500 ms, mens ST10012 er kuttet på 700 ms. SH9102 i 3D område 4 er kuttet på 5000 ms.

Det er ikke gjort analyser av frekvensen til de ulike 3D datasettene i denne oppgaven. Det forventes at frekvensen varierer en del siden dataene er samlet inn til forskjellig tid (20 års forskjell), og ved ulike formål og innsamlingsmetoder. Mens frekvensen av vanlig konvensjonell 3D seismikk ved større dybder normalt sett er 30-40 Hz på sitt beste, er frekvensen nær havbunnen ofte mye høyere, og varierer fra 60-70 Hz (Steffens et al., 2004). Selv om det ikke er kvalitativt å bruke en slik generalisering for å fastslå frekvensen av 3D data brukt i oppgaven, gir de likevel en god pekepinn på forventet frekvens i de øvre sedimentlagene. Tidligere spektralanalyser av andre 3D datasett har vist at frekvensen ofte ligger mellom 35 og 60 Hz for den øvre sekvensen (pers. ref. Andreassen. K) En frekvens mellom 35 og 70 Hz brukes derfor for å beregne en omtrentlig oppløsning for den glasiale sekvensen.

### 2.3 Seismisk oppløsning

Oppløsningen av seismisk data (evnen til å skille/definere detaljer) er alltid målt i seismisk bølgelengde, som er gitt ved forholdstallet mellom hastighet (h) og frekvens:  $\lambda = \frac{h}{f}$  (Fig. 2.3.1; Brown, 2004). Seismisk hastighet øker med dybde på grunn av eldre og mer litifiserte bergarter. Den dominerende frekvensen synker med dybde fordi de høye frekvensene svekkes raskest. Dette resulterer i at bølgelengden øker med dybde, derav dårligere oppløsning (Brown, 2004). En kan derfor forvente den beste oppløsningen i de øverste sedimentene.



Figur 2.3.1. Diagram som viser forholdet mellom frekvens, hastighet og bølgelengde med økende dybde. Modifisert fra Brown. (2004).

#### Vertikal oppløsning

Den vertikale oppløsningen av dataene forteller i hvor stor grad en kan skille mellom to reflektorer som ligger over hverandre. Grensen for å skille et lag fra omkringliggende sedimenter er definert som  $\frac{1}{4}$  av den dominerende bølgelengden (Brown, 2004). Under denne grensen vil interferens føre til forstyrrelse av signalene og en kan ikke lengre skille grenseflatene fra hverandre.

Bølgelengden ( $\lambda$ ) kan kalkuleres ved følgende formel:  $\lambda = \frac{h}{f}$

Der  $h$ = gjennomsnittlig hastighet i laget og  $f$ = den dominerende frekvensen av signalet.

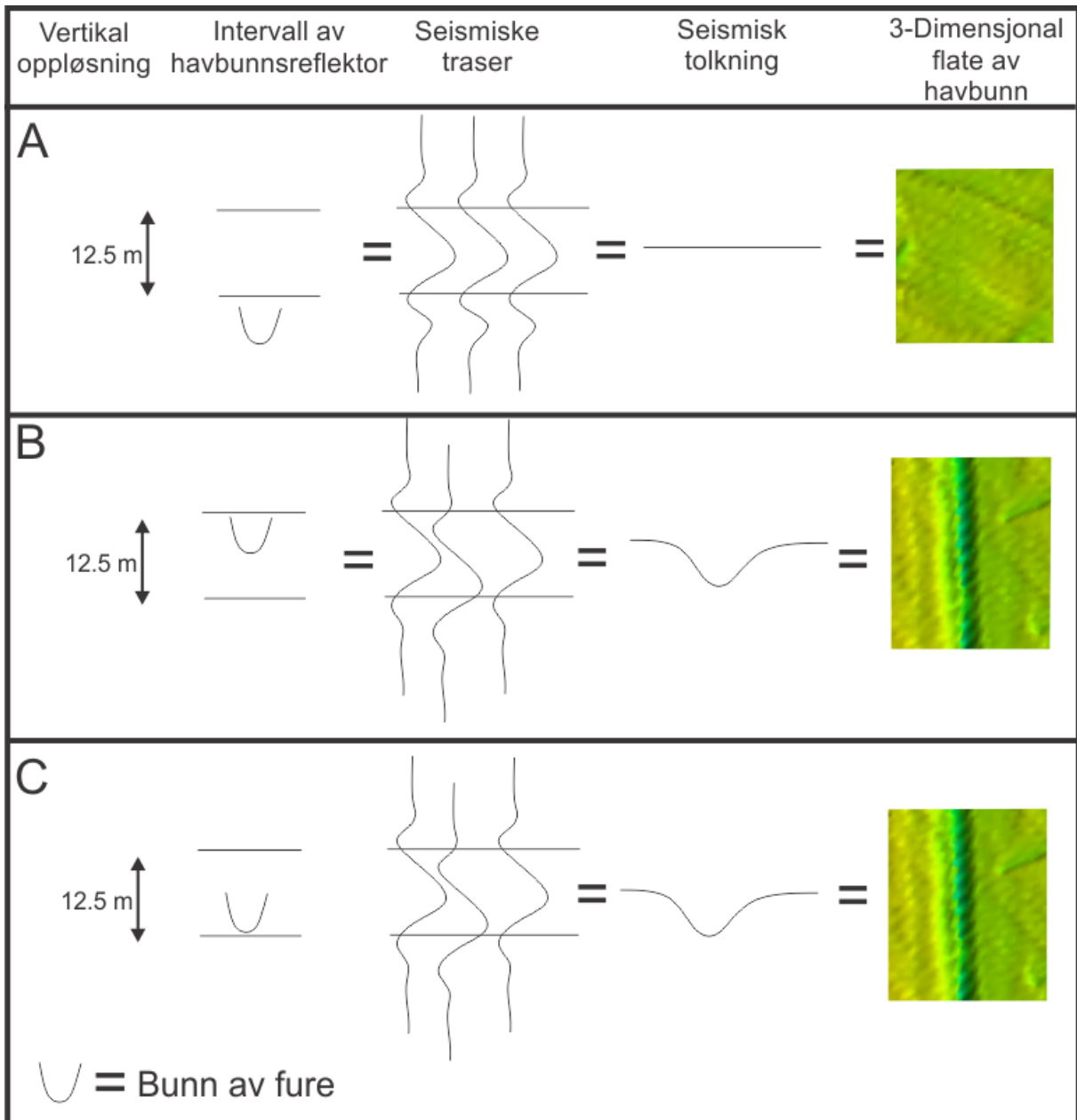
Vertikal oppløsning for frekvensen 35-70 Hz kan regnes ut som følger (antatt hastighet 1700 m/s for de øverste sedimentene):

- Vertikal oppløsning 35 Hz =  $1700 \text{ ms}^{-1} / 35\text{Hz} * 4 = 12 \text{ m}$
- Vertikal oppløsning 70 Hz =  $1700 \text{ ms}^{-1} / 70\text{Hz} * 4 = 6 \text{ m}$

Figur 2.3.2 er en illustrasjon som viser hva den vertikale oppløsningen egentlig representerer. En tenkt vertikal oppløsning på 12.5 meter gir en refleksjon av havbunnen som representerer et intervall på 12.5 meter (Fig. 2.3.2). I hver del av figuren (A, B, C) er en fure markert i forhold til den faktiske havbunnen. Den faktiske havbunnen er den øverste linjen i intervallet av havbunnsreflektoren. Det er denne som er den egentlige havbunnen. I figur 2.3.2A er furen plassert under intervallet på 12.5 meter og resultatet på skyggerelieffkart er en flat havbunn. I figur 2.3.2B er furen plassert øverst i intervallet og resultatet er at man ser furen på det resulterende skyggerelieffkartet. Det samme resultatet får man i figur 2.3.2C der furen er plassert på bunn av intervallet. Dette illustrerer at den seismiske reflektoren som utgjør havbunnen består av en 12.5 meter tykk sedimentpakke, og at det er de dominerende kontrastene i denne pakken som danner en refleksjon. En kan derfor ikke vite om furen i figur 2.3.2B og figur 2.3.2C er den faktiske havbunnen eller om den ligger begravd under 5 meter sedimenter. Denne illustrasjonen er viktig for forståelsen av hva de seismiske 3-Dimensjonale flatene vist i oppgaven egentlig representerer.

### Horisontal oppløsning

Den horisontale oppløsningen av dataene angir i hvor stor grad en kan skille mellom to reflektorer som ligger ved siden av hverandre. I umigrerte data er den horisontale oppløsningen definert som størrelsen av Fresnel sonen, gitt ved formelen:  $r_f = h/2 * (t/f)^{1/2}$ . Ved migrering av seismiske 3D data forbedres den horisontale oppløsningen slik at Fresnel



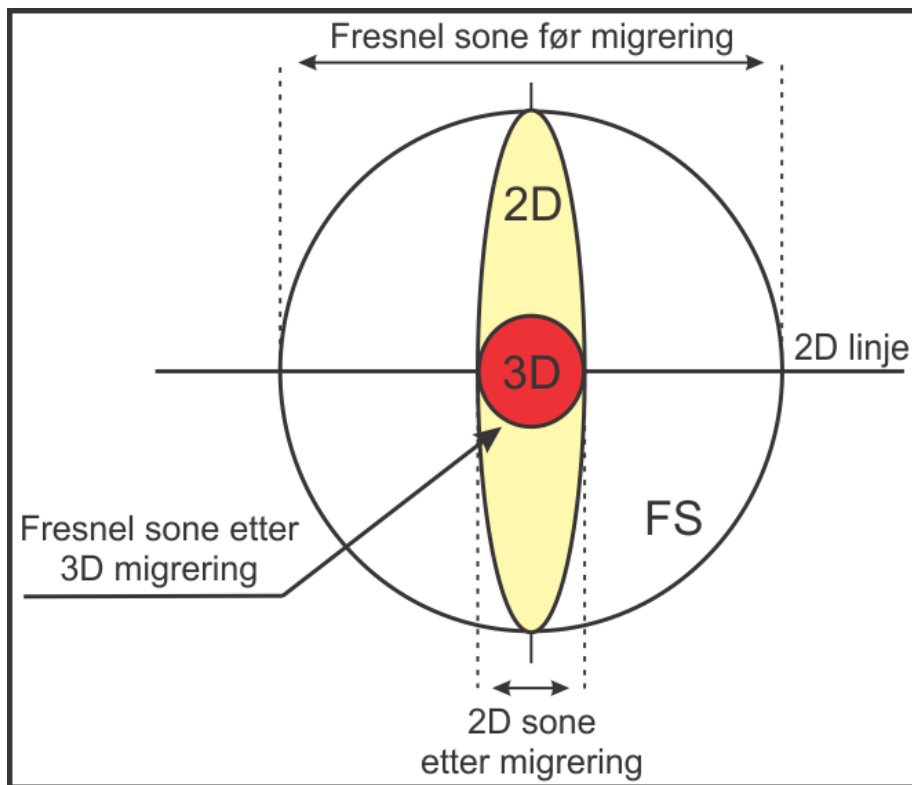
Figur 2.3.2. Illustrasjon av hva vertikal oppløsning og en refleksjon representerer. En fure er plassert forskjellige steder i et intervall på 12.5 meter som utgjør en havbunnsreflektor. Resultatet er de seismiske trasene som er lik der furen finnes innenfor intervallet. Til høyre er et skyggekart av havbunnen. Det øverste viser en flat havbunn mens de to andre en fure.

sonen blir mye mindre (Fig. 2.3.3; Brown, 2004, Cartwright og Huuse, 2005). Hvor liten denne sonen blir ved migrering er det en del uenighet om, men en teoretisk oppløsning på  $1/4\lambda$  og en reell oppløsning på  $1/2\lambda$  er foreslått. (Brown, 2004). Nøyaktigheten av migrering avhenger av "hastighetsfeltet", signal-støy raten og hvilke instrumenter og metoder brukt.

Den ideelle horisontale oppløsningen for frekvensene 35-70 Hz kan da regnes ut (antar hastighet 1700 m/s for de øverste sedimentene):

- Horizontal oppløsning 35 Hz =  $1700 \text{ ms}^{-1} / 35\text{Hz} * 4 = 12 \text{ m}$
- Horizontal oppløsning 70 Hz =  $1700 \text{ ms}^{-1} / 70\text{Hz} * 4 = 6 \text{ m}$

Gitt at frekvensen til de ulike datasettene er mellom 35 og 70 Hz for de øvre sedimentlagene, og antatt en hastighet i disse på  $1700 \text{ ms}^{-1}$  ligger den vertikale og horisontale oppløsningen mellom 6 og 12 meter.



Figur 2.3.3. Illustrasjon av størrelsen på Fresnel sonen før og etter 2D og 3D migrasjon. Modifisert fra Brown. (2004).

## 2.4 Metoder

### 2.4.1 Programvare

- **Petrel 2011.2 (64-bit)** Denne programvaren er brukt for tolking og visualisering av 3D og 2D seismisk data. Programvaren er utviklet av *Schlumberger*.
- **ArcGIS 10** Programvaren er brukt for å georeferere ulik kart-informasjon fra annen litteratur, det vil si for å korrelere data i oppgaven med data fra annen litteratur og kartdatabaser. ArcGIS er også brukt for å visualisere batymetrikartet *IBCAO*. Programvaren er utviklet av *Esri*.
- **CorelDraw X5** CorelDraw er et vektorbasert tegne- og redigeringsprogram som er brukt for å lage alle figurene i denne oppgaven. Programvaren er utviklet av *Corel Corporation*.
- **Olex AS** Programvaren der regionale batymetridata er hentet og bearbeidet.
- **The Kingdom Software 8.6 (64bit)** Brukt for visualisering av høyoppløselig 2D seismikk i Djuprenna. Programvaren er utviklet av *IHS*.

### 2.4.2 Tolkningsverktøy

All seismisk tolkning i oppgaven er gjort i programvaren Petrel. Det er hovedsakelig havbunnsreflektoren som er tolket. Dette er en forholdsvis enkel reflektor å tolke, men den varierende kvaliteten på de forskjellige datasettene gjør at flere metoder er brukt. Der havbunnsreflektoren er vanskelig å følge er funksjonene *Manual Interpretation*, *Guided Autotracking* og *2D Seeded Autotracking* brukt. Disse funksjonene har forskjellige egenskaper, men gir alle god kontroll og brukes for å unngå feiltolkning. Typisk er hver tiende innlinje og krysslinje tolket, avhengig av kvaliteten på dataene. Funksjonen *Paintbrush Autotracking* er så brukt for å ferdigstille flaten. Denne funksjonen bruker de tolkede linjene som referansepunkt og bygger en flate ut fra disse. Ved å stadig endre parameterne kan en bygge punkt på punkt til en har dekket hele flaten.

Der kvaliteten på seismikken er veldig bra er funksjonen *3D Seeded Autotracking* brukt. Denne funksjonen tolker hele flaten automatisk. Ved å gi strenge restriksjoner på parameterne kan en kontrollere at feiltolkninger ikke blir gjort. *Paintbrush Autotracking* kan brukes for å gjøre flaten komplett i ettertid.

### 2.4.3 Attributter

- **Minimum kurvatur** er en funksjon som framhever formelementer med lave/høye verdier av krumning/kurvatur. Dette egner seg godt for å skille furer fra parallelle rygger i og med at disse har motsatt krumning av hverandre. Furer og rygger vil også skilles godt fra flate partier på en flate da disse ikke har krumning.

### 2.4.4 Visualisering av data.

Alle havbunnsflater laget fra 3D datasett og som er brukt i oppgaven er visualisert i Petrel. Ved å skyggelegge formelementer og variere retningen og vinkelen på lyset kan man framheve strukturene bedre. Formelementer kan også framheves ved å overdrive den vertikale aksene slik at strukturene får større helning og dermed virker høyere og mer markerte. Ved å justere fargeskalaen kan man effektivt framheve de topografiske forskjellene på havbunnen. Alle disse metodene er i ulik grad og omfang brukt på flatene laget i Petrel.

Komprimering av seismiske utsnitt er mye brukt for å få fram topografiske forskjeller for ulike formelementer. Denne effekten gir et overdrevet bilde av høyde kontra bredde, noe en bør ta hensyn til når formelementene tolkes. Dette gjelder også for flater der den vertikale aksene er overdrevet.

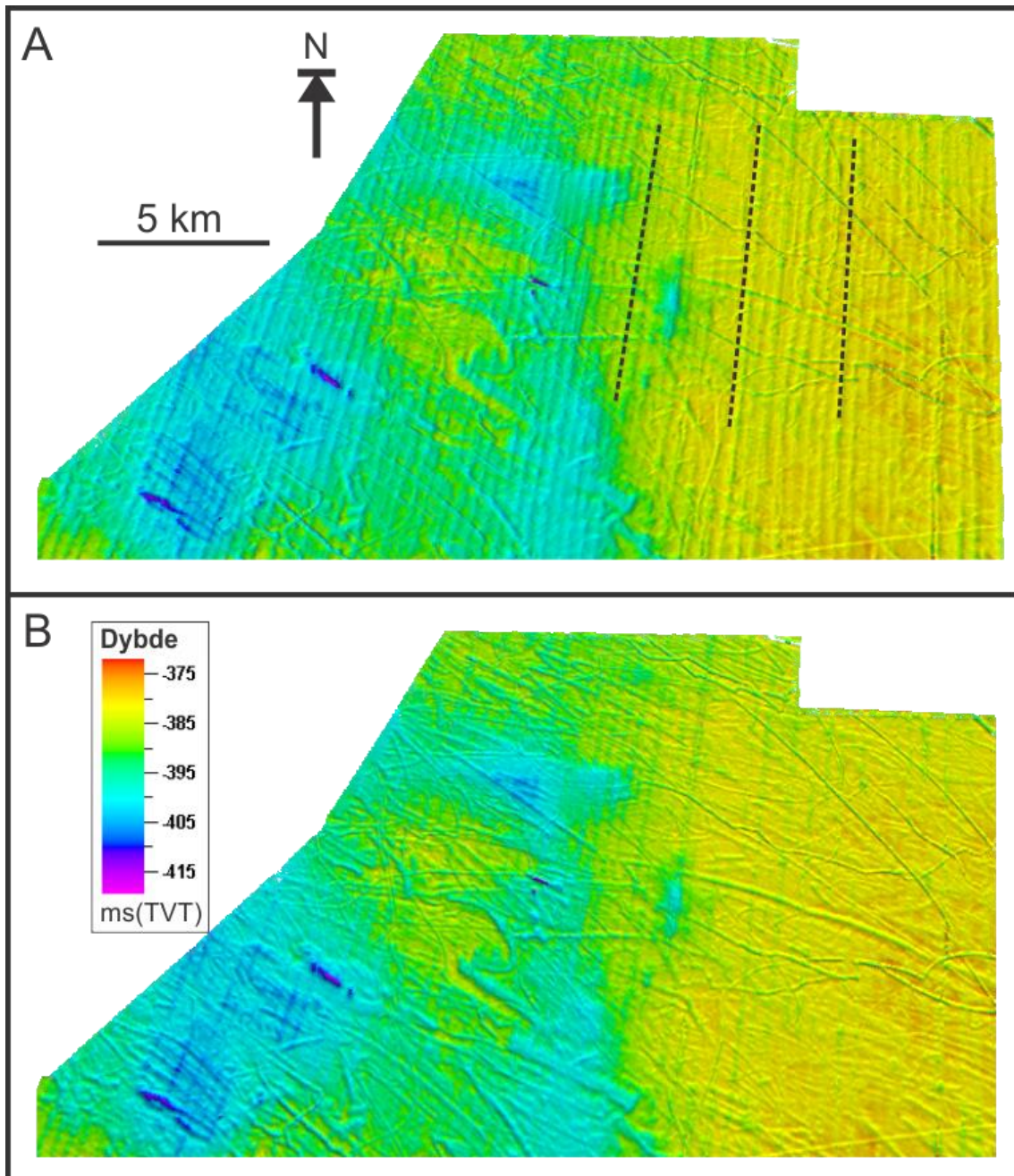
## 2.5 Artefakter

Artefakter er ikke relatert til geologi, men kan være relatert til innsamlingsmetodikk eller prosessering. De opptrer som unaturlige visuelle effekter i seismiske data. Det er viktig å forstå slike effekter hvis en skal kunne forstå og tolke dataene på en ordentlig måte (Bulat, 2005).

### 2.5.1 Innlinjestøy

Innlinjestøy er systematisk støy som er korrelert med geometrien til mottakeren og kilden (Marfurt et al., 1998), og er forårsaket av små tidsvariasjoner mellom linjene. Årsaken til dette kan være hydrofonkablens avvik fra en rett linje. Andre grunner som dårlig utførelse

av innsamlingen, prosesseringsfeil og refleksjon fra overflatebølger er foreslått (Bulat, 2005). Innlinjestøy er veldig markert i den østlige delen av 3D område 3 (Fig. 2.5.1), men er observert i alle fire 3D områdene.

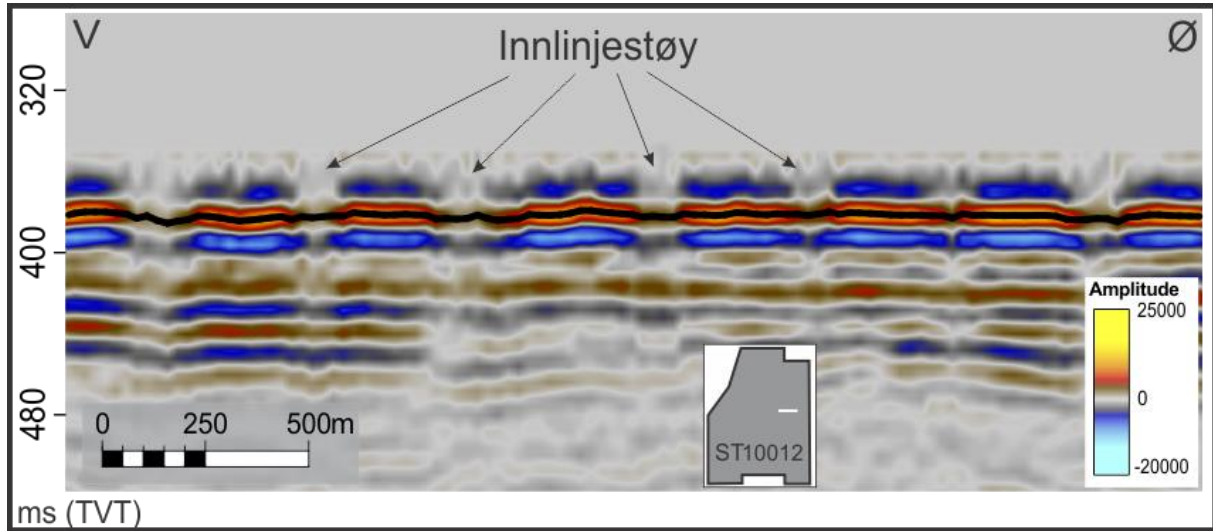


Figur 2.5.1. Skyggerelieffkart av havbunnen øst i 3D område 3 – Datasett ST10012. (A) Lyskilde fra vest fremhever innlinjestøy i nord-sør retning. Svarte linjer viser orienteringen av innlinjene. (B) Lyskilde fra sør på langs av innlinjene gjør at effekten av innlinjestøyen reduseres betraktelig.

Den visuelle påvirkningen av innlinjestøy på skyggerelieffkart kan begrenses ved å justere den kunstige belysningen langs innlinjene og vil forsterkes om lyset faller på tvers av



innlinjene (Fig. 2.5.1). Vertikale soner med innlinjestøy forekommer over hele den østlige delen av 3D område 3 (Fig. 2.5.1) og på grunn av lave amplituder opptrer disse som transparente i seismiske utsnitt (Fig. 2.5.2).

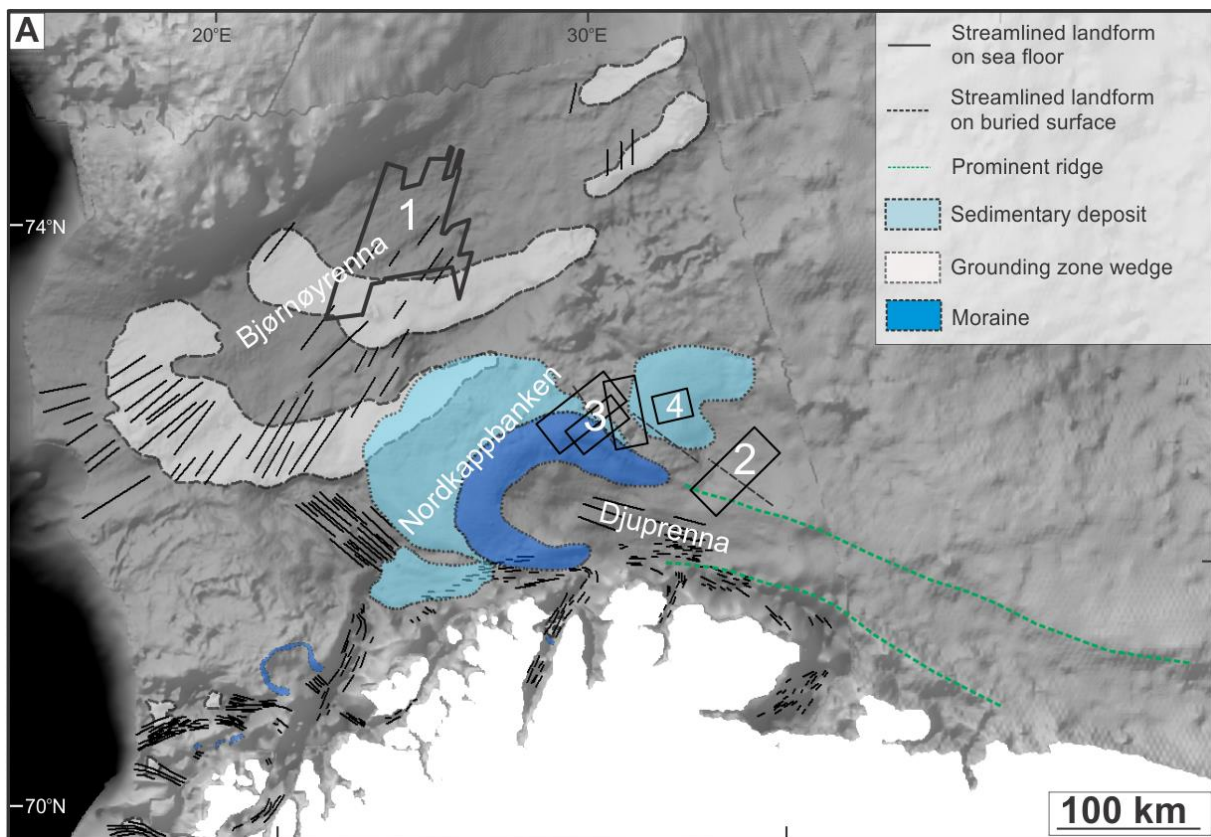


Figur 2.5.2. Innlinjestøy ses som vertikale transparente soner med lav amplitude.

## 2 Data og metoder

## 3 Resultater

For å framstille resultatene oversiktlig vil det først gis en generell beskrivelse og tolkning av landformer som opptrer ofte i studieområdet. Deretter følger en detaljert beskrivelse av geomorfologien i den sentrale og ytre delen av Bjørnøyrenna og Nordkappbanken/Djuprenna-området (Fig. 3.1.1). Her vil også landformer som opptrer ofte i studieområdet beskrives mer nøye. Studerte 3D data er av praktiske årsaker oppdelt i 3D områdene 1-4 (Fig. 3.1.1).



Figur 3.1.1. Geomorfologisk kart av glasielle landformer på havbunnen i det sørvestlige Barentshavet. Fra Winsborow et al. (2010). Svarte polygoner viser 3D datasett brukt i oppgaven (3D områder er indikert med hvite tall), der 3D område 1 består av datasettene HFCW11, HFCE11 og HFC09. 3D område 2 er ST9802. 3D område 3 er ST10012, ST9403 og ST0309. 4 er SH9120.

### 3.1 Formelementer som opptrer ofte i studieområdet.

Formelementer som opptrer ofte i studieområdet er parallelle langstrakte furer og rygger, kurvede furer og sirkulære til semisirkulære depresjoner.

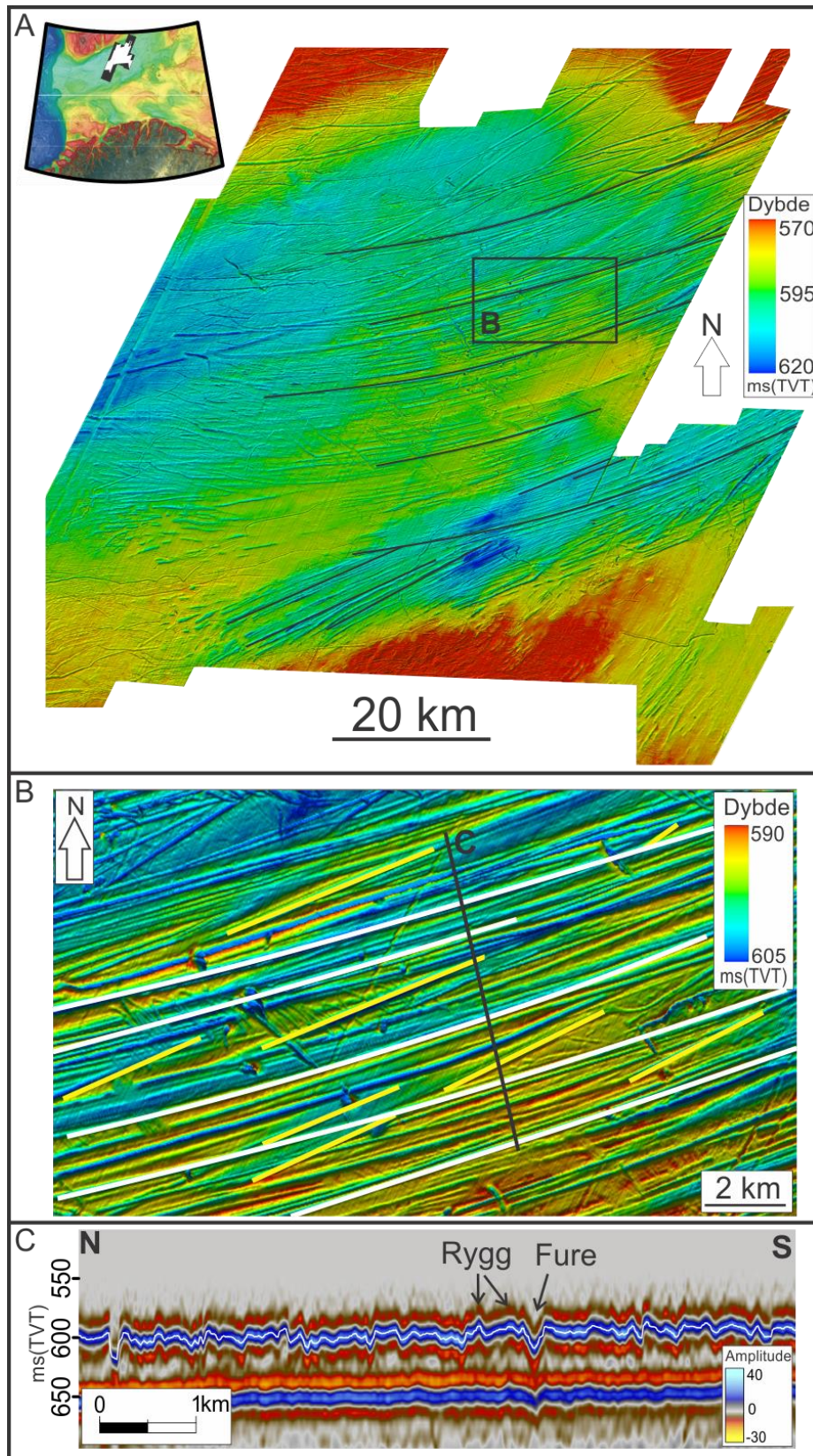
#### 3.1.1 Parallelle langstrakte furer og rygger

##### Beskrivelse av parallelle langstrakte furer og rygger

Havbunnen i 3D områdene er flere steder karakterisert av parallelle langstrakte furer og rygger (Fig. 3.1.2, 3.1.3). Orienteringen av furene og ryggene i Bjørnøyrenna (3D område 1) følger i hovedsak trauets NØ-SV lengdeakse. I 3D område 2, langs den nordlige kanten av Djuprenna har de fleste parallelle langstrakte furer og rygger NV-SØ orientering (Fig. 3.1.3). Det er flere mindre variasjoner i orientering mellom de individuelle furene/ryggene, spesielt i Bjørnøyrenna. På skyggerelieffkart av havbunnen (Fig. 3.1.2A) kan det være vanskelig å se om lineasjonene er negative eller positive strukturer. Seismiske profiler viser at de opptrer som U- eller V formede furer med opphøyde rygger mellom furene (Fig. 3.1.2C). I 3D område 1 er de fleste lineasjonene svakt kurvede og buer parallelt med trauets lengdeakse (Fig. 3.1.2). Flere av de parallelle furene og ryggene er også relativt rettlinjede. I 3D område 2 har svakt kurvede furer og rygger en SØ-NV orientering (Fig. 3.1.3). Lengden og bredden på furene varierer mye. Den korteste furen er målt til ~600 m mens de lengste er opp mot 65 km. Flere steder fortsetter furene ut av 3D områdene og de kan derfor være lengre. I 3D område 1 i Bjørnøyrenna varierer bredden fra ~80 m til ~500 meter og et maksimalt lengde-breddeforhold er målt til 390. På den andre siden av skalaen er minste lengde-breddeforhold omtrent 7 på furer som kan ses i sin helhet. Lengde-breddeforholdet blir mindre for furer som krysses eller er delvis begravd. Bredden på lineasjonene i 3D område 2 varierer mer, men er generelt sett mindre enn 900 m. Det maksimale relieffet mellom fure og rygg i 3D områdene er målt til 20 meter i Bjørnøyrenna og 7 m i Djuprenna, men for de fleste lineasjonene er denne høydeforskjellen henholdsvis ~6 og 2-3 m. Avstanden mellom de enkelte furene er fra 100 meter til flere kilometer (målt fra bunn av en fure til bunn av den neste). Parallelle rygger og furer finnes også utenfor 3D områdene og kan noen steder følges på batymetridata. Disse vil beskrives senere i oppgaven. Lineasjonene skiller seg fra innlinjestøy ved deres orientering og krumming.

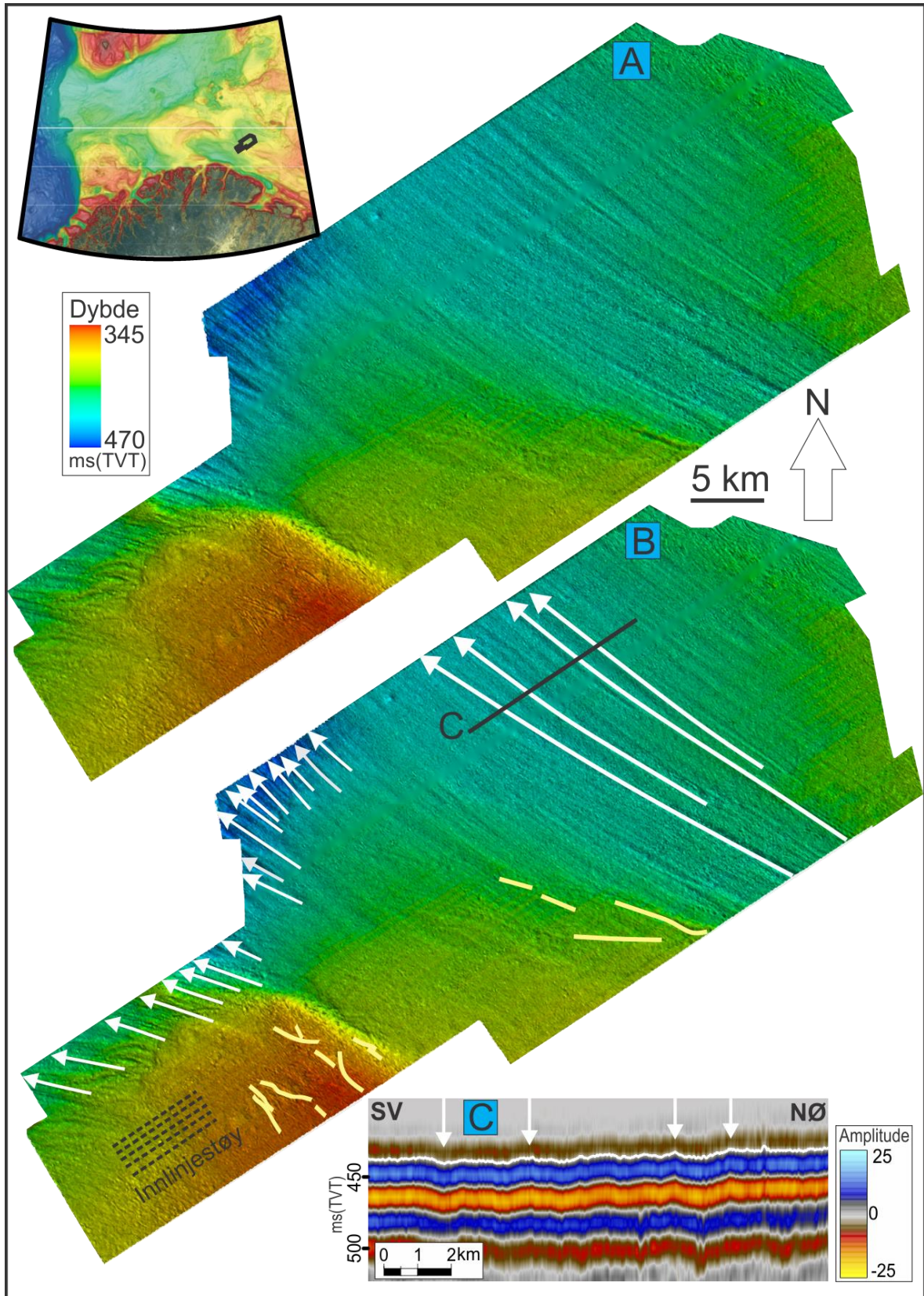


### 3 Resultater



Figur 3.1.2. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 (sentrale Bjørnøyrenna) viser parallelle langstrakte furer og rygger som er svakt krummede til rettlinjede (svarte linjer). Lokalisering av kart er vist øverst til venstre. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra SV. (B) Utsnitt fra A viser furer og rygger av ulike orientering (hvite og gule linjer). (C) Seismisk tverrprofil av parallelle furer og rygger. Hvit linje viser den tolkede flaten. Lokalisering er indikert i B.





Figur 3.1.3. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 2. Kartet viser langstrakte parallelle furer og rygger. Vertikal overdrivelse er 20X og lyskilde er satt fra NV. Plassering av flaten er vist øverst til venstre. (B) Samme kart som i A men der utvalgte furer/rygger er inntegnet (hvite linjer). Beige linjer indikerer kurvede furer som ikke opptrer parallelt. (C) Seismisk tverrprofil av havbunnen der hvite piler indikerer furer/rygger. Hvit linje viser den tolkede flaten. Lokalisering av profilet er indikert i B.

### Tolkning av langstrakte parallelle furer og rygger

Langstrakte parallelle furer og rygger beskrevet fra sentrale Bjørnøyrenna og Djuprenna er geomorfologisk lik megaskala glasiale lineasjoner (MSGSL; Fig. 3.1.4). MSGSL er fra andre områder beskrevet som særdeles langstrakte rygger som opprettholder en parallell konformitet over lengder på ti-talls kilometer (Clark, 1993). De er av subglasial opprinnelse og indikerer områder for hurtigstrømmende is (Clark et al., 2003). MSGSL er kartlagt fra terrestriske områder i Canada (Clark, 1993, Stokes og Clark, 2002, Clark et al., 2003), fra marine områder i Antarktis (Canals et al., 2000, Tulaczyk et al., 2001, Heroy og Anderson, 2005, Ó Cofaigh et al., 2008, King et al., 2009) og midtnorsk sokkel (Ottesen et al., 2005, Dowdeswell et al., 2006). I Barentshavet er MSGSL blant annet observert i Bjørnøyrenna, Djuprenna og Ingøydjupet (Rafaelsen et al., 2002, Andreassen et al., 2004, Ottesen et al., 2005, Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010, 2012), der de opptrer i områder hvor tidligere isstrømmer har operert. Langstrakte parallelle furer og rygger som er beskrevet og kartlagt i studieområdet og som er av samme type som de i det sentrale Bjørnøyrenna (Fig. 3.1.2) eller Djuprenna (Fig. 3.1.3) tolkes på bakgrunn av geomorfologisk likhet å være megaskala glasiale lineasjoner.

På grunn av vanskelig tilgang under dagens isstrømmer og derav mangel på gode observasjoner i felt er det enda usikkerhet om mekanismene bak dannelsen av MSGSL. *“Vår kunnskap om morfologien ved sediment-is kontakten under isstrømmer er fortsatt begrenset, noe som fører til dårlig forståelse av forholdene under isstrømmer og dannelsen av subglasiale landformer”* (King et al., 2009). Det finnes derfor flere teorier for dannelse av slike lineasjoner. Clark. (2003) foreslo at MSGSL er rygg-fure former som dannes subglasialt av ujevnheter i isens bunn, forårsaket av kontakt med underliggende berggrunn og at disse ujevnheterne transporteres nedstrøms til svake morenelag. Ujevnheterenes pløying skjærer langstrakte furer og deformerte sedimenter blir presset opp i mellomliggende rygger (Clark, 1993, Tulaczyk et al., 2001, Clark et al., 2003). En annen teori kalt *“Ustabilitetsteorien”* foreslår at den samvirkende strømmingen av is og morenemateriale forårsaker umiddelbar dannelse av relieff i overflaten av morenelaget, hvorved lokale høyder vil akkumuleres ved avsetning av morenemateriale og lavere områder fortrinnsvis eroderes. Dette skaper et mønster og en struktur som uttrykkes i en lang rekke elementer betegnet som subglasiale formelementer (Fowler, 2010, Stokes et al., 2013). Shaw (2008) foreslo at MSGSL kunne bli

dannet av erosjon av turbulente vannstrømmer fra smeltevann under store flommer. Langsgående virvelstrømmer som blir dannet av ustabilitet i subglasialt smeltevann kan være den eroderende faktoren som danner megalineasjoner (Shaw et al., 2008).

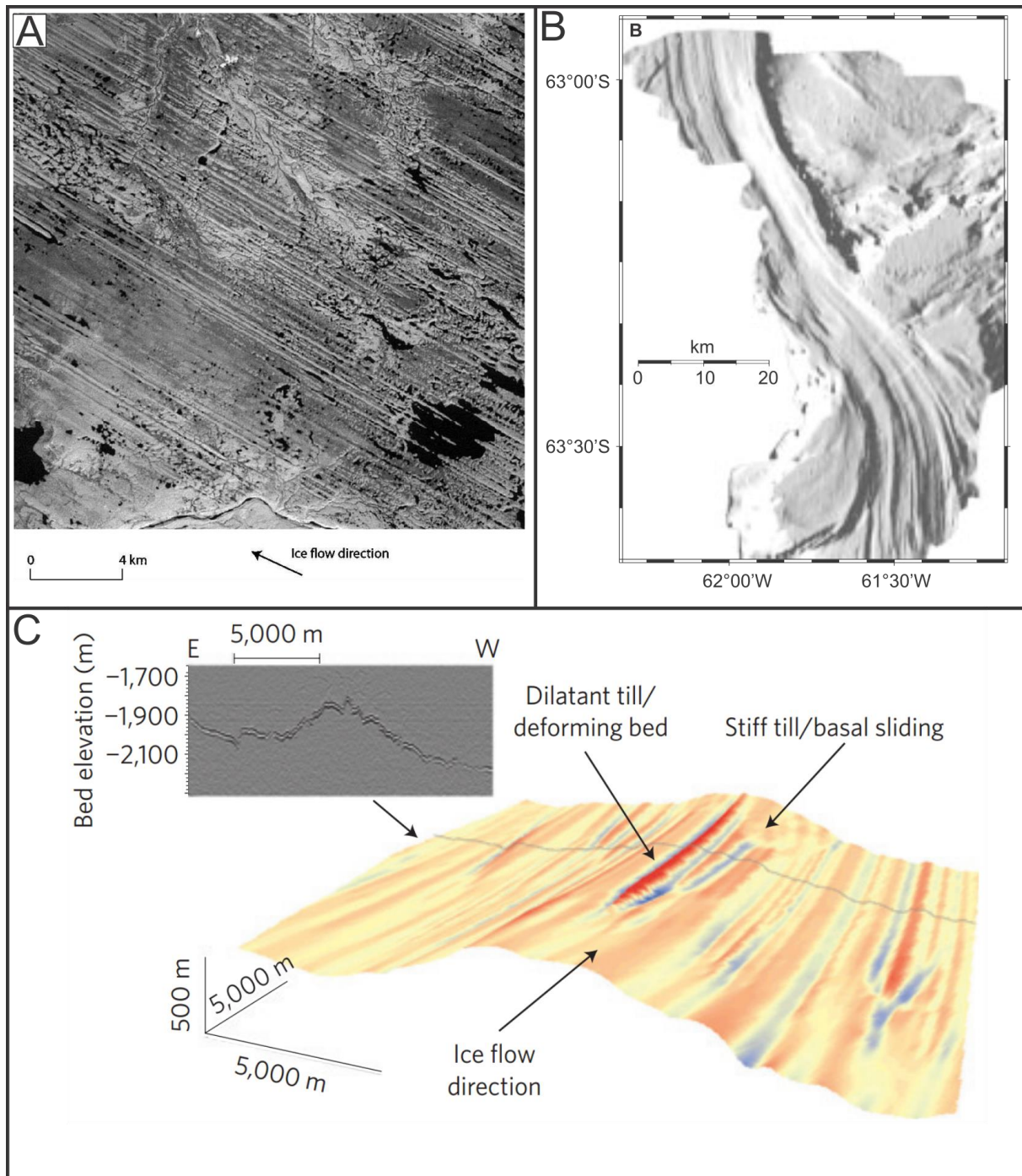
Mangelen i konsensus om dannelsen av MSGL skyldes trolig forskjeller i hvordan slike lineære formelementer opptrer fra område til område. MSGL kartlagt i terrestriske områder ved Hudson Bay, Kanada er svært rettlinjede og parallelle (Fig. 3.1.4A). De har en gjennomsnittlig lengde på 4 km og en bredde på 300-400 meter. De er beskrevet som rygg/fure strukturer som opptrer i et område bestående av underliggende krystallinsk berggrunn og sedimenter (Stokes og Clark, 2002). Fra Bransfieldbassenget utenfor den Antarktiske halvøy er megaskala glasiale lineasjoner av en helt annen størrelsesorden kartlagt (Fig. 3.1.4B). Lineasjonene opptrer også her som rygg/fure strukturer, men er mellom 1-3 km brede og ~40 meter i relieff (Canals et al., 2000). Systemet av lineasjoner er opp til 200 meter høyt sett i forhold til omkringliggende havbunn og er tolket som avsetningsformer.

Opptreden av megaskala glasiale lineasjoner er en indikasjon på hurtigstrømmende is og er direkte knyttet til områder hvor det tidligere har vært isstrømmer, noe som er godt dokumentert. Nyere forskning beviser at svært langstrakte formelementer dannes under hurtigstrømmende is (King et al., 2009). Radio-ekkomålinger gjort på en aktiv isstrøm viser MSGL på bunnen av en isstrøm (Fig. 3.1.4C). Sammenliknet med tidligere seismiske undersøkelser er det vist at lineasjoner som dannes i dilatant deformerende morenemateriale er en del av et dynamisk system der sedimenter gjennomgår betydelig endring i erosjon og avsetning over årtier (King et al., 2009).

Det er estimert at 90 % av isen som dreneres fra det Antarktiske isdekket i dag skjer gjennom isstrømmer (Bennett et al., 2003). Isstrømmer spiller derfor en nøkkelrolle i massebalansen og den dynamiske opptreden til tidligere og nålevende isstrømmer (Reinardy et al., 2011). Relasjon mellom MSGL og isstrømmer kan derfor være viktig for forståelsen av isstrømmers opptreden og deres påvirkning på isdekkene i Barentshavet under deglasiasjonen. MSGL i studieområdet beskrives mer detaljert senere.



### 3 Resultater



Figur 3.1.4. Megaskala glasielle lineasjoner i ulike områder. (A) Landsat ETM+ satellittbilde av megaskala glasielle lineasjoner og drumliner ved Dubawnt innsjøen, Keewatin (Hudson Bay), Kanada. Fra Stokes og Clark (2002). (B) Skyggerelieffkart av megaskala glasielle lineasjoner på multistråle batymetri fra det vestlige Bransfield-bassenget utenfor den Antarktiske halvøy. Fra Canals et al. (2000). (C) 3D bilde fra bunnen av den aktive Rutford-isstrømmen vest i Antarktis der megaskala glasielle lineasjoner dominerer på havbunnen. Bildet er basert på radarmålinger. Fra King et al. (2009).

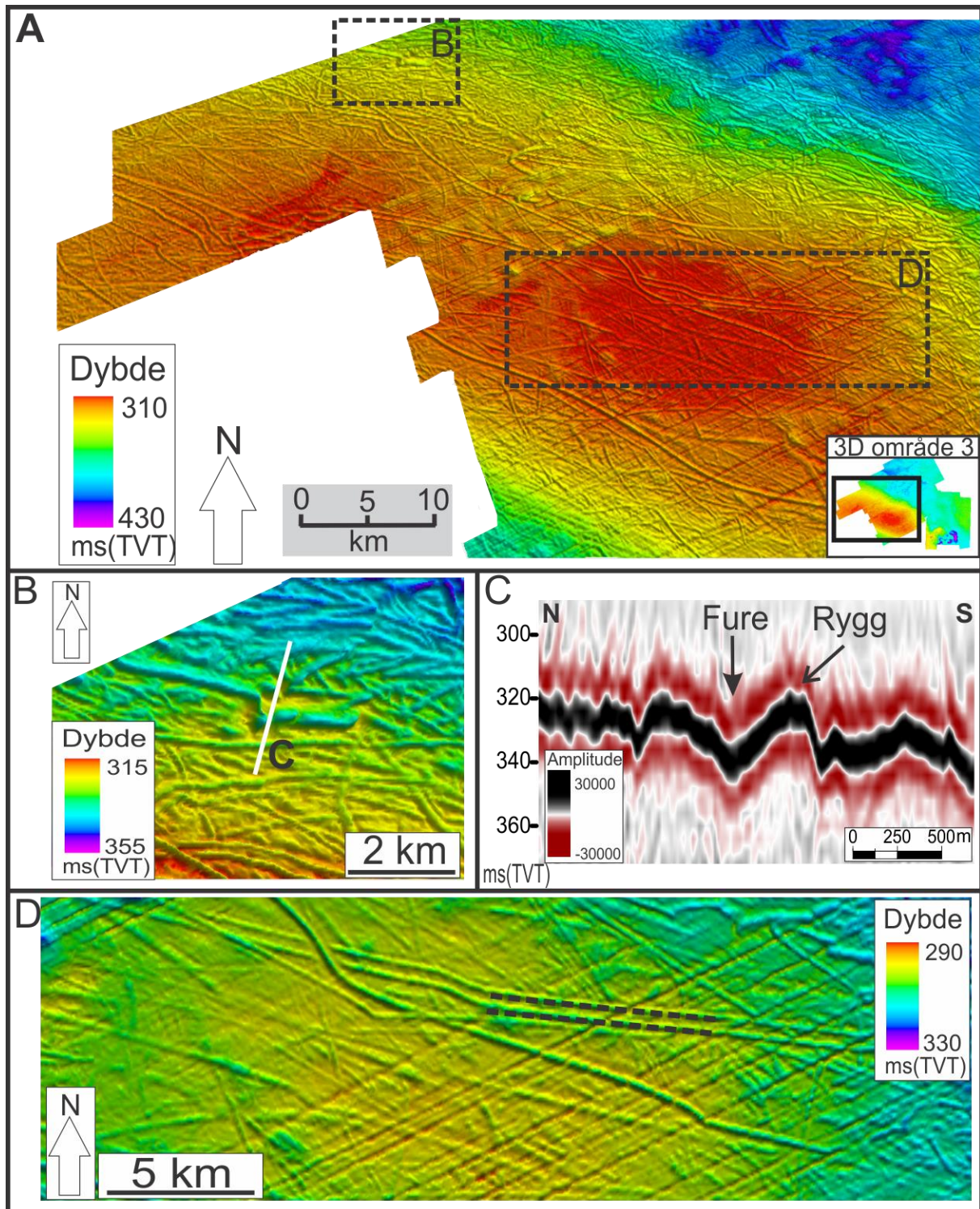
### 3.1.2 Kurvede furer

#### Beskrivelse av kurvede furer

Kurvede furer er svært vanlig og finnes på havbunnen i alle 3D områdene i oppgaven. De forekommer med stor variasjon i bredde, dybde, lengde og orientering (Fig. 3.1.5, 3.1.6).

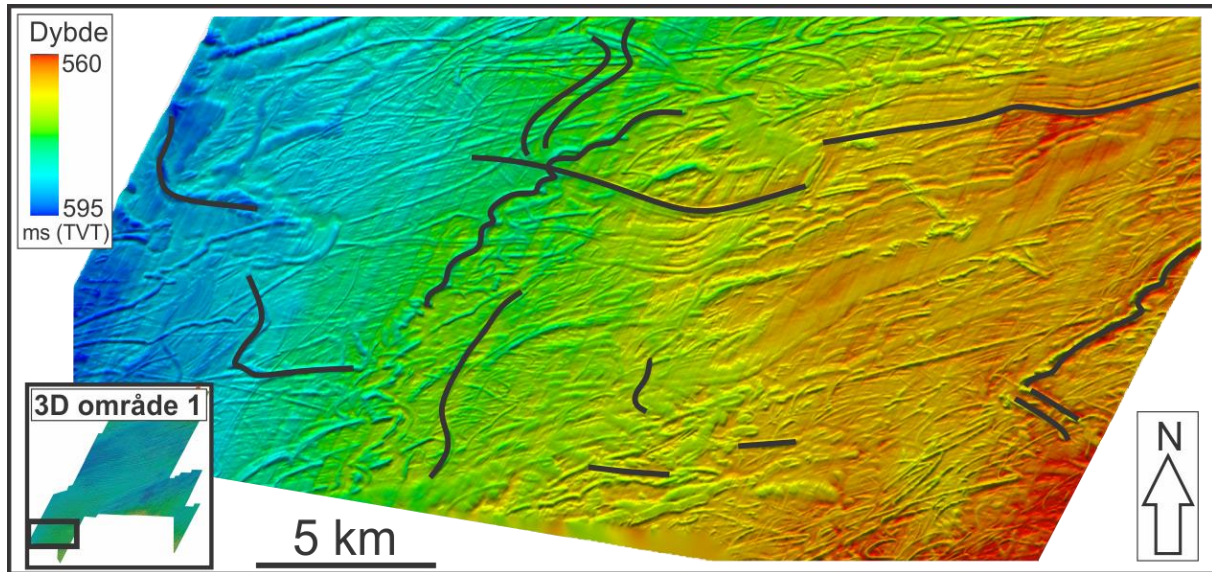
De kurvede furene er fra noen hundre meter til ~40 km lang (Fig. 3.1.5, 3.1.6). Flere steder strekker de seg ut av 3D områdenes ytterkanter, og de kan derfor være lengre. Bredden til de fleste furene er 200-300 meter, men varierer fra omtrent 50 m til over 500 m. Furene karakteriseres av at de endrer retning/orientering langs deres løp, enten ved at de krummer eller at de brått skifter retning (Fig. 3.1.5, 3.1.6). Det er få, om ingen furer som er helt rette i studieområdet. Furene er U- eller V formede i profil og mange har langsgående parallelle rygger som stikker over havbunnen (Fig. 3.1.5C). De dypeste furene er rundt 18 meter mens de grunneste er omtrent 2-3 meter. Noen plasser kan to furer opptre parallelt (Fig. 3.1.5D). I slike tilfeller følger furene hverandre helt, og de har nesten identiske retningsendringer der dette forekommer.

Kurvede furer finnes i hele studieområdet, men er i 3D data vanligst på Nordkappbanken der havdypet varierer fra ~220 til ~275 meter (3D område 3). Den aller tetteste konsentrasjonen av kurvede furer finnes på Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.1.5). 3D område 2 er område for den laveste konsentrasjonen av kurvede furer (Fig. 3.1.3), og disse finnes nesten utelukkende på en høyde i den sørvestlige delen. Størst variasjon finnes innenfor 3D område 1 der havdypet er mellom 400 og 460 meter (Fig. 3.1.6). Her er den største konsentrasjonen av lineasjoner på en høyde i den sørvestlige delen av 3D området (Fig. 3.1.6).



Figur 3.1.5. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørvestlige delen av 3D område 3 der kurvede furer dominerer. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørvest. Kartets plassering er indikert nede til høyre. (B) Utsnitt av havbunnen i A der kurvede furer er vist. (C) Tverrprofil av en V-formet fure. Legg merke til ryggene som omgir furen. Lokalisering er indikert i B. (D) Utsnitt av havbunnen i A som viser to parallelle furer (svart stiplede linje).

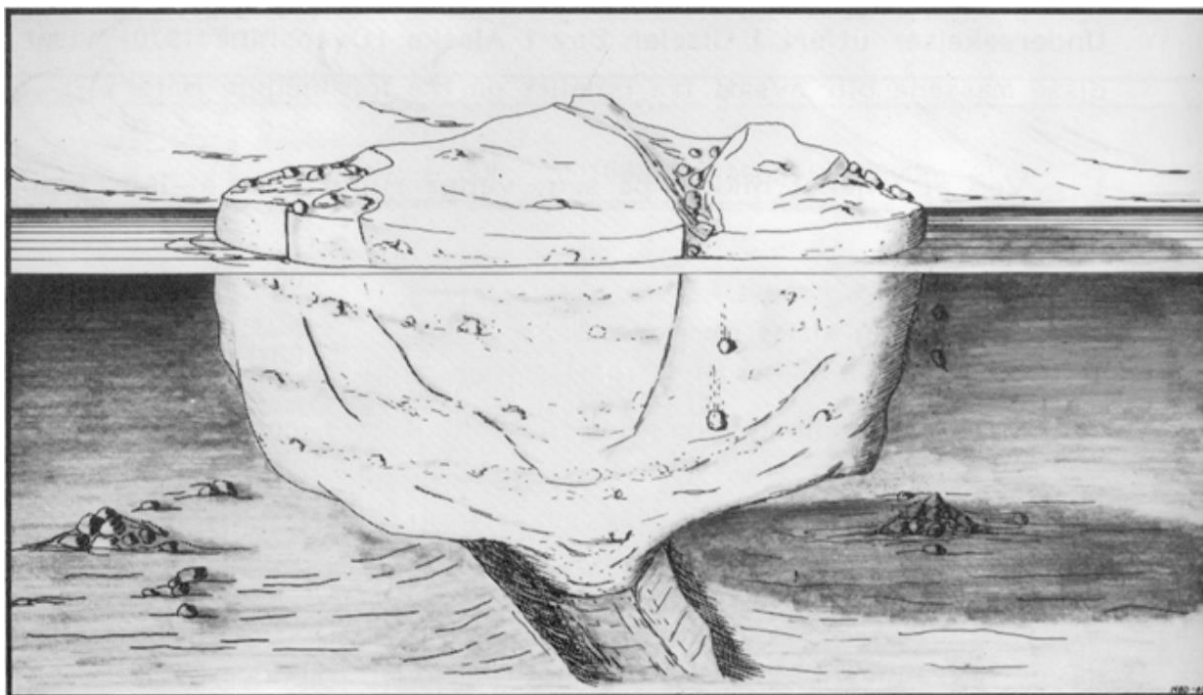




Figur 3.1.6. Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørvestlige delen av 3D område 1 viser kurvede furer (svarte linjer). Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilden er fra SSV. Lokalisering er indikert nederst til venstre.

### Tolkning av kurvede furer

Kurvede furer i studieområdet tolkes til å være isfjell-pløyespor. Pløyespor er tidligere beskrevet fra det sørvestlige Barentshavet (Rafaelsen et al., 2002, Andreassen et al., 2008, Chand et al., 2008) og fra tidligere glasierte kontinentalsokkel-områder i Antarktis (Wellner et al., 2006, Dowdeswell og Bamber, 2007). Pløyespor dannes ved at grunnstøtte eller nær grunnstøtte isfjell i bevegelse eroderer havbunnen (Fig. 3.1.7). Graden av erosjon avhenger av isfjellets størrelse og formen på isfjellets kjøll. Isfjell beveger seg hovedsakelig ved hjelp av havstrømmer, bølger og vind. Vind spiller en mindre viktig rolle, unntatt under stormer (Woodworth-Lynas et al., 1985). Pløyespor beskrives mer detaljert senere i oppgaven der ulike typer pløyespor og prosessene bak dannelsen av disse blir tolket.



Figur 3.1.7. Illustrasjon av et grunnstøtt isfjell som eroderer en fure på havbunnen. Langs furen dannes leveer/rygger av sedimenter som er skjøvet opp av isfjellet. Fra Lien (1983).

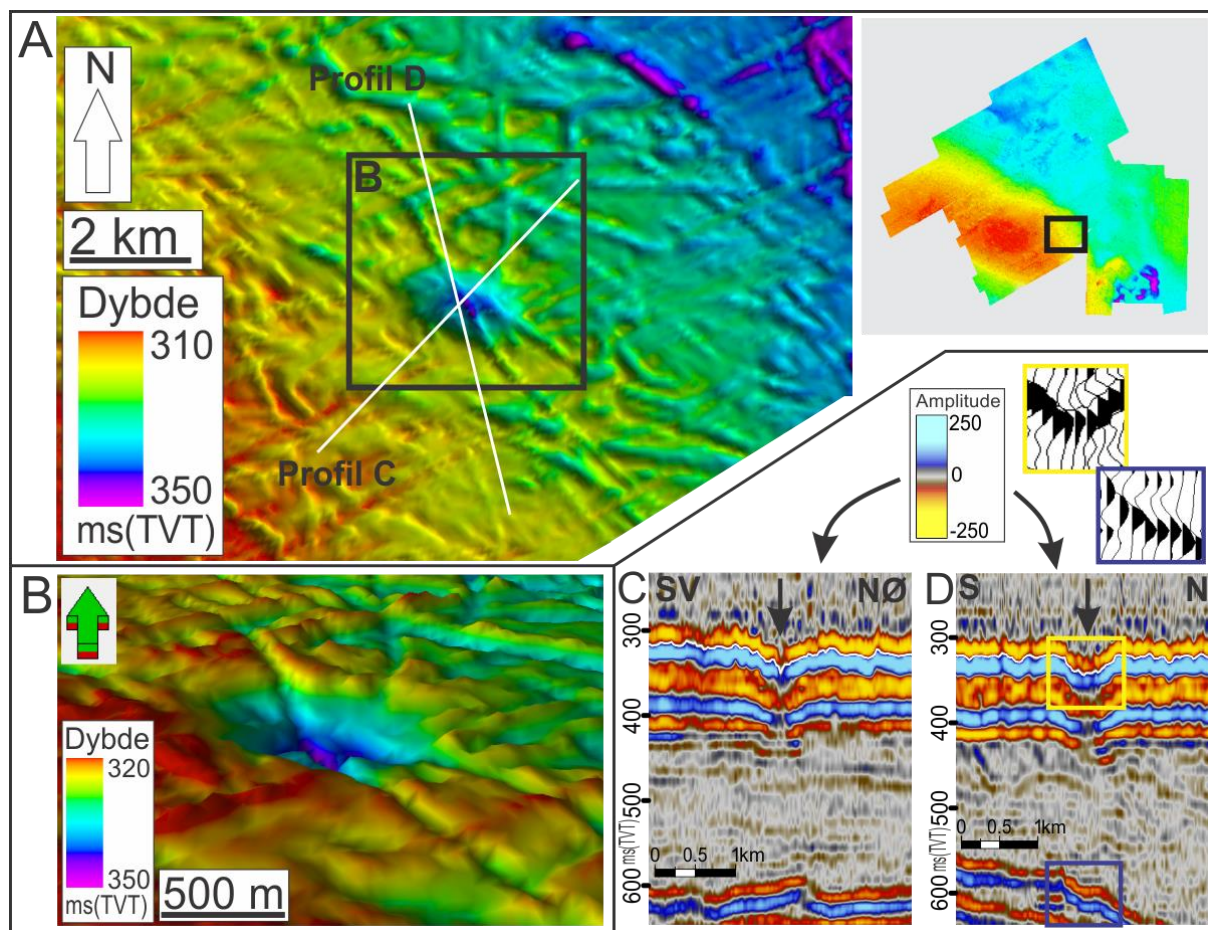
### 3.1.3 Sirkulære til semisirkulære depresjoner.

#### Beskrivelse av sirkulære til semisirkulære depresjoner.

Sirkulære til semisirkulære depresjoner finnes på havbunnen i alle 3D områdene. En slik depresjon er blant annet kartlagt fra den sørlige delen av 3D område 3 (Fig. 3.1.8). Depresjonen er  $\sim 15$  m dyp og  $\sim 1$  km bred. På dybdekart av havbunnen (Fig. 3.1.8) kan en se at et pløyespor krysser depresjonen. Seismiske profiler av depresjonen (Fig. 3.1.8C, D) viser at flere av refleksjonene har svake amplituder eller brudd i kontinuiteten direkte under depresjonen. Lengre ned (200-300 ms) under havbunnen er det høy-amplitude refleksjoner med positiv refleksjonskoeffisient sammenliknet med havbunnen (Fig. 3.1.8C, D).

Det er også kartlagt flere depresjoner i den nordøstlige delen av 3D område 1 (Fig. 3.1.9). Dette er området der sirkulære til semisirkulære depresjoner virker å ha tettest konsentrasjon. Minst 41 ulike depresjoner er kartlagt (Fig. 3.1.9). Dybden varierer fra  $\sim 7$ -27 meter (antatt en lydbølg hastighet i vann på 1480 m/s). Diameteren er mellom  $\sim 100$  og  $\sim 400$  meter og flere av depresjonene er helt eller delvis omkranset av en sirkulær rand (Fig. 3.1.9B). Noen depresjoner forekommer i furer av det som tidligere er tolket å være megaskala glasiale lineasjoner (Fig. 3.1.9B). De opptrer både i kanten eller midt i slike furer.

Det er ikke tegn til fluidmigrasjon eller forekomst av gass under depresjonene i 3D område 1 (Fig. 3.1.9C, D). Det kan ikke utelukkes at dette finnes under datasettets horisontale grense på 700 ms. Flere andre depresjoner i området er geomorfologisk sett relativt lik depresjonene beskrevet her, men skiller seg ved at de finnes i enden av kurvede furer tolket som pløyespor. Slike depresjoner vil beskrives og illustreres i kapittel 3.2.5.

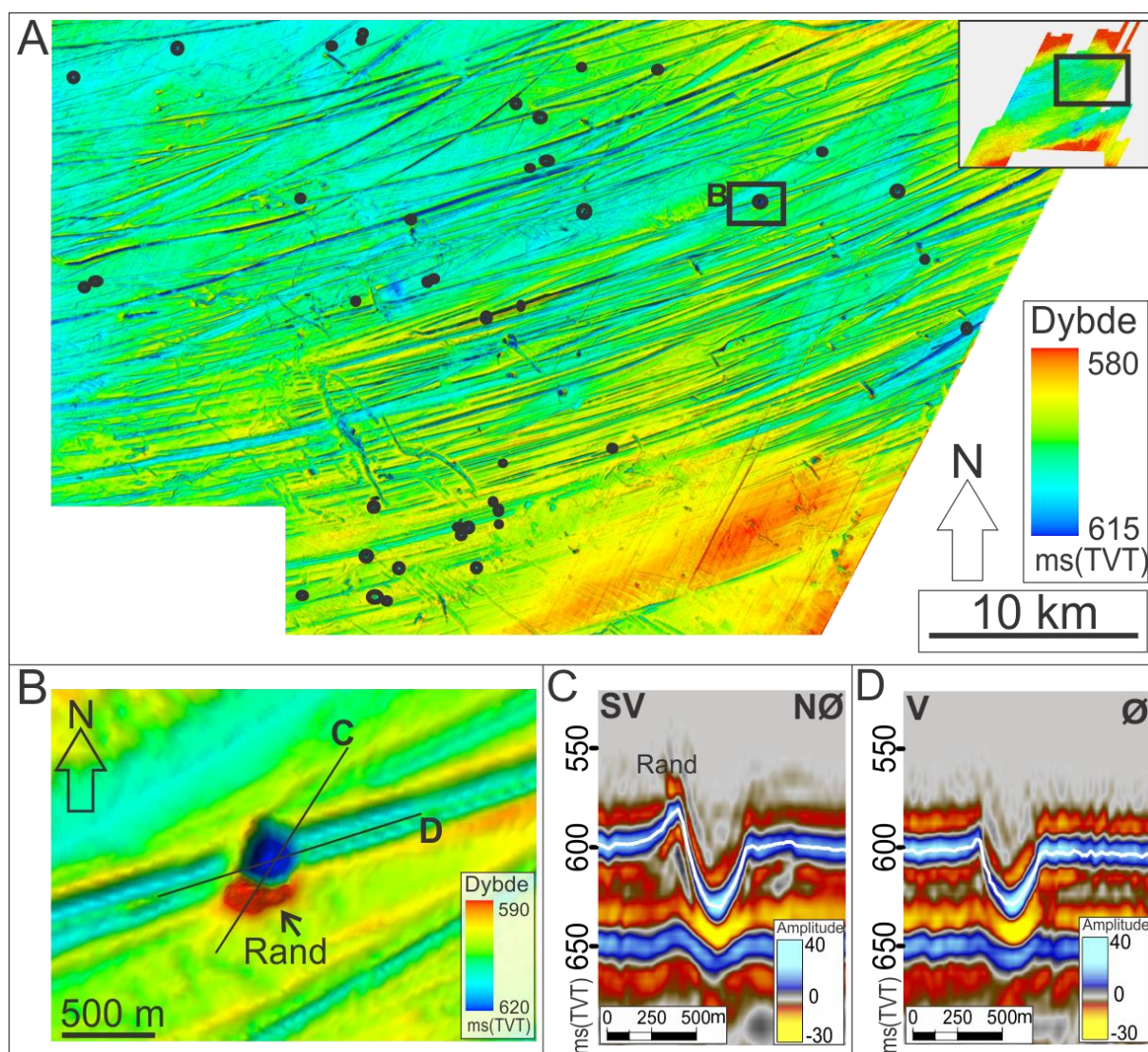


**Figur 3.1.8.** (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørlige delen av 3D område 3. Kartet viser en sirkulær depresjon. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra SV. Plassering av kartet er vist øverst til høyre. (B) Utsnitt av havbunnen i A viser depresjonen og et pløyespor som krysser den. (C, D) Tverrprofil av depresjonen. Svart pil indikerer depresjonen. Hvit linje indikerer den tolkede flaten. Blått og gult rektangel i D viser til seismiske traser av havbunnen og en høy-amplitude refleksjon under havbunnen vist ovenfor.

### Tolkning av sirkulære til semisirkulære depresjoner.

Liknende depresjoner som de beskrevet over er tidligere omtalt som “pockmarks” (Judd og Hovland, 1992, Hovland et al., 2002). “Pockmarks er depresjoner på havbunnen dannet ved fjerning av havbunnsedimenter som følge av strømmende fluider; i de fleste tilfeller, men ikke alltid er denne fluiden gass. “Pockmarks” varierer i størrelse avhengig av





Figur 3.1.9. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den nordøstlige delen av 3D område 1. Kartet viser sirkulære og semisirkulære depresjoner på havbunnen. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra NNV. Plassering av kart er vist øverst til høyre. (B) Utsnitt av havbunnen i A som viser en depresjon plassert i en fure tolket å være MSGL. (C, D) Tverrprofil av depresjonen i B. Hvit linje indikerer den tolkede flaten.

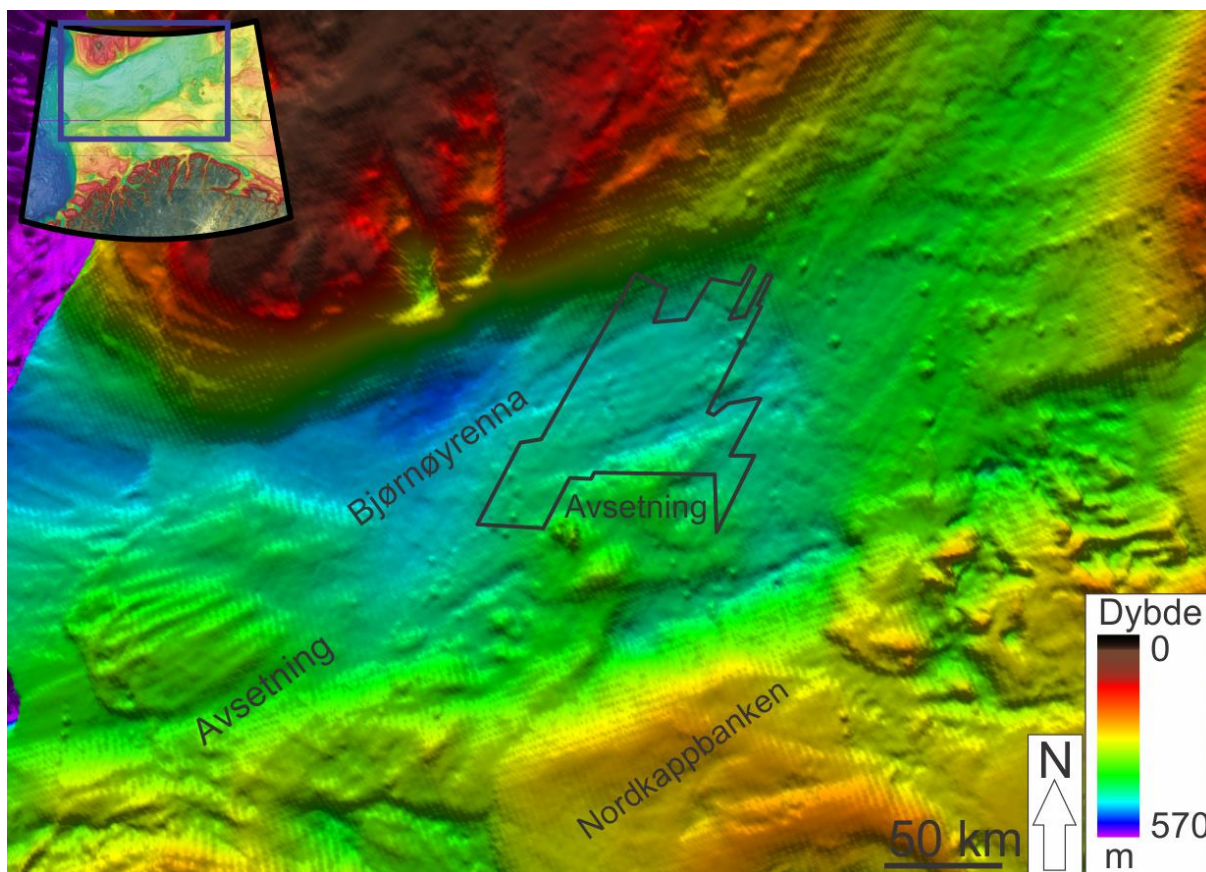
*havbunnsedimentenes natur, og er generelt sett mellom noen få meter til noen hundre meter brede og mellom 1 og 20 meter dype*” (Judd og Hovland, 1992). Hovland. (2002) har definert normale “pockmarks” å være mellom 1 og 45 m dype og 10-700 m brede, som passer bra med depresjonene beskrevet her. “Pockmarks” er tidligere beskrevet fra Vestnesaryggen i Framstredet NV for Svalbard (Hustoft et al., 2009) og fra Nordkappbanken i det sørvestlige Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Chand et al., 2008). Sirkulære og semisirkulære depresjoner beskrevet i denne oppgaven tolkes på bakgrunn av geomorfologisk likhet med de omtalt over til å være “pockmarks”.

Refleksjoner med høye amplituder 200-300 ms under et “pockmark” i 3D område 3 har positiv refleksjonskoeffisient (Fig. 3.1.8). Det er dermed lite trolig at høy-amplitude refleksjonene skyldes gass i sedimentenes porerom, da dette ville gitt en fasereversering sammenliknet med havbunnsrefleksjonen (Løseth et al., 2009). “Pockmarks” opptrer på havbunnen i alle 3D områdene. De er ikke direkte knyttet til isbredynamikk, isstrømmer og deglasiasjonen av Barentshavet og på grunn av dette vil det ikke fokuseres på “pockmarks” videre i oppgaven.

## **3.2 Havbunnsgeomorfologi i det sentrale og ytre Bjørnøyrenna**

Havbunnsgeomorfologien i det sentrale Bjørnøyrenna karakteriseres blant annet av megaskala glasiale lineasjoner, isfjell-pløyespor og “pockmarks”. Disse er kartlagt innenfor 3D område 1 (Fig. 3.2.1). Megaskala glasiale lineasjoner kan også ses på en avsetning i den sørvestlige delen av Bjørnøyrenna (Fig. 3.2.1). Denne avsetningen er orientert på tvers av trauret og strekker seg over hele dets bredde (Fig. 3.2.1). Sør-sørvest for 3D område 1 er en liknende avsetning kartlagt (Fig. 3.2.1). De to avsetningene beskrives og tolkes ut fra Batymetridata (Fig. 3.2.1) og 2D linjer tilgjengelig fra området (Fig. 2.1.1.)



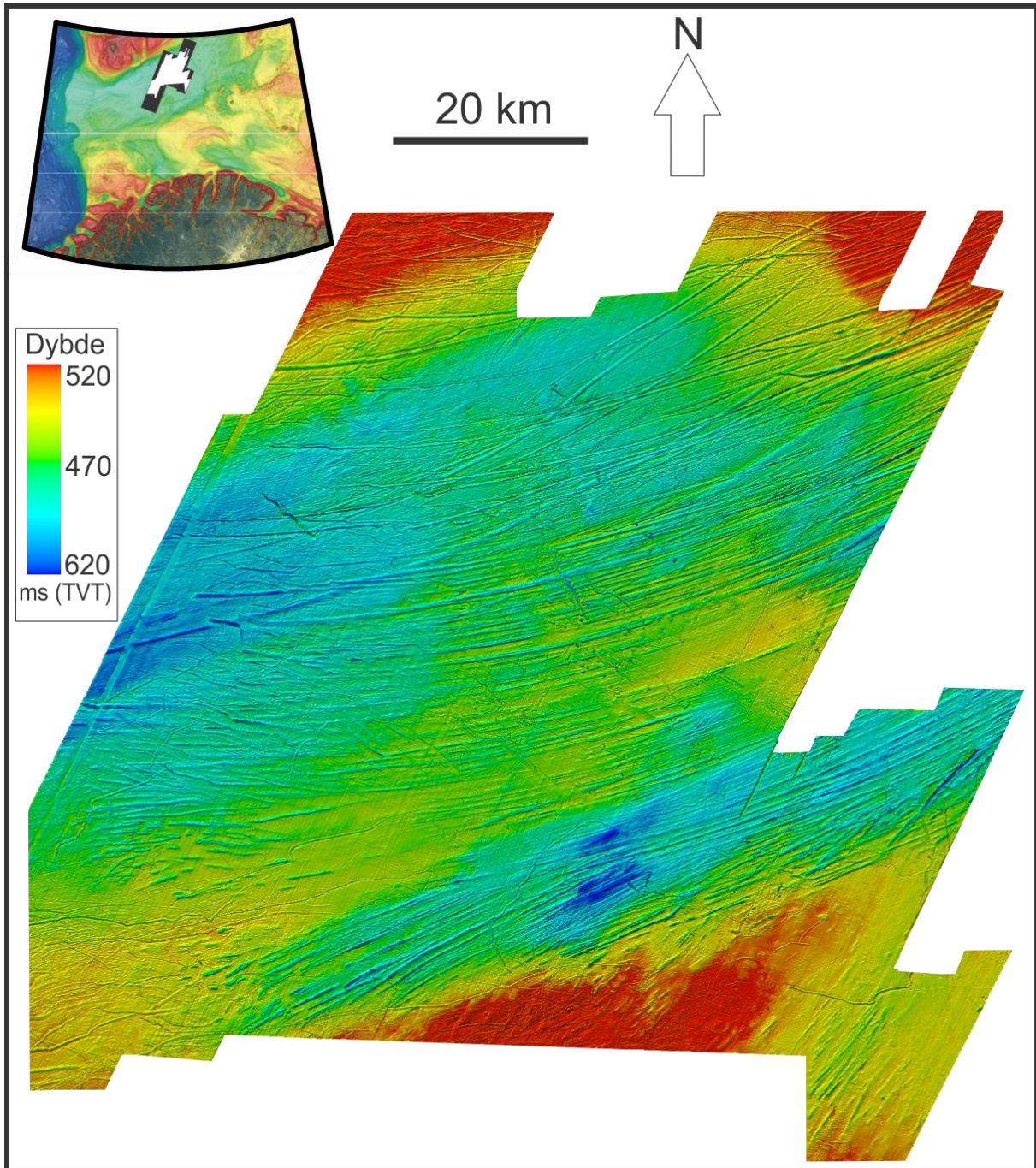


Figur 3.2.1. Batymetrikart av den sentrale og ytre delen av Bjørnøyrenna. Svart polygon viser lokalisering av 3D-område 1. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012) og behandlet i Petrel.

### 3.2.1 Megaskala glasiale lineasjoner i det sentrale Bjørnøyrenna.

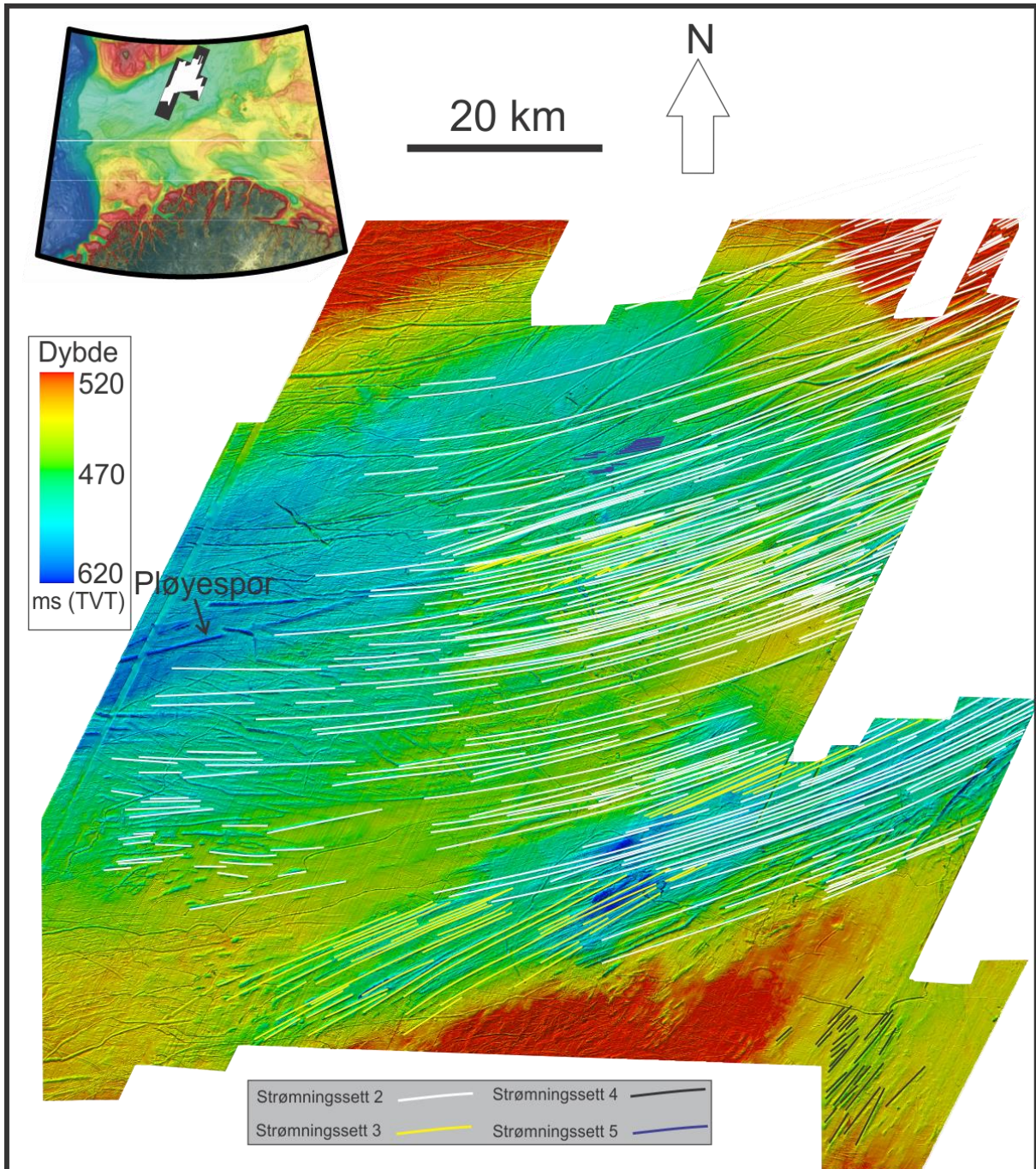
#### Beskrivelse av megaskala glasiale lineasjoner.

Det ble i kapittel 3.1.1 gitt en generell beskrivelse av megaskala glasiale lineasjoner på havbunnen i 3D område 1. Her vil MSGL beskrives i detalj og deles opp i ulike strømningssett basert på forskjeller i orientering og geomorfologi. Lineasjonene følger i hovedsak Bjørnøyrennas lengdeakse fra nordøst mot sørvest. De fleste lineasjonene er kurvede og buer parallelt med Bjørnøyrenna, men det er også flere lineasjoner som opptrer rettlinjede. MSGL i den sentrale delen av Bjørnøyrenna kan deles inn i 4 forskjellige strømningssett (Fig. 3.2.3). Alle disse beskrives hver for seg innenfor 3D området og settes til slutt sammen på regionale batymetrikart. På grunn av MSGL i den ytre delen av Bjørnøyrenna vil nummerering av strømningssett i det sentrale Bjørnøyrenna starte på strømningssett 2.



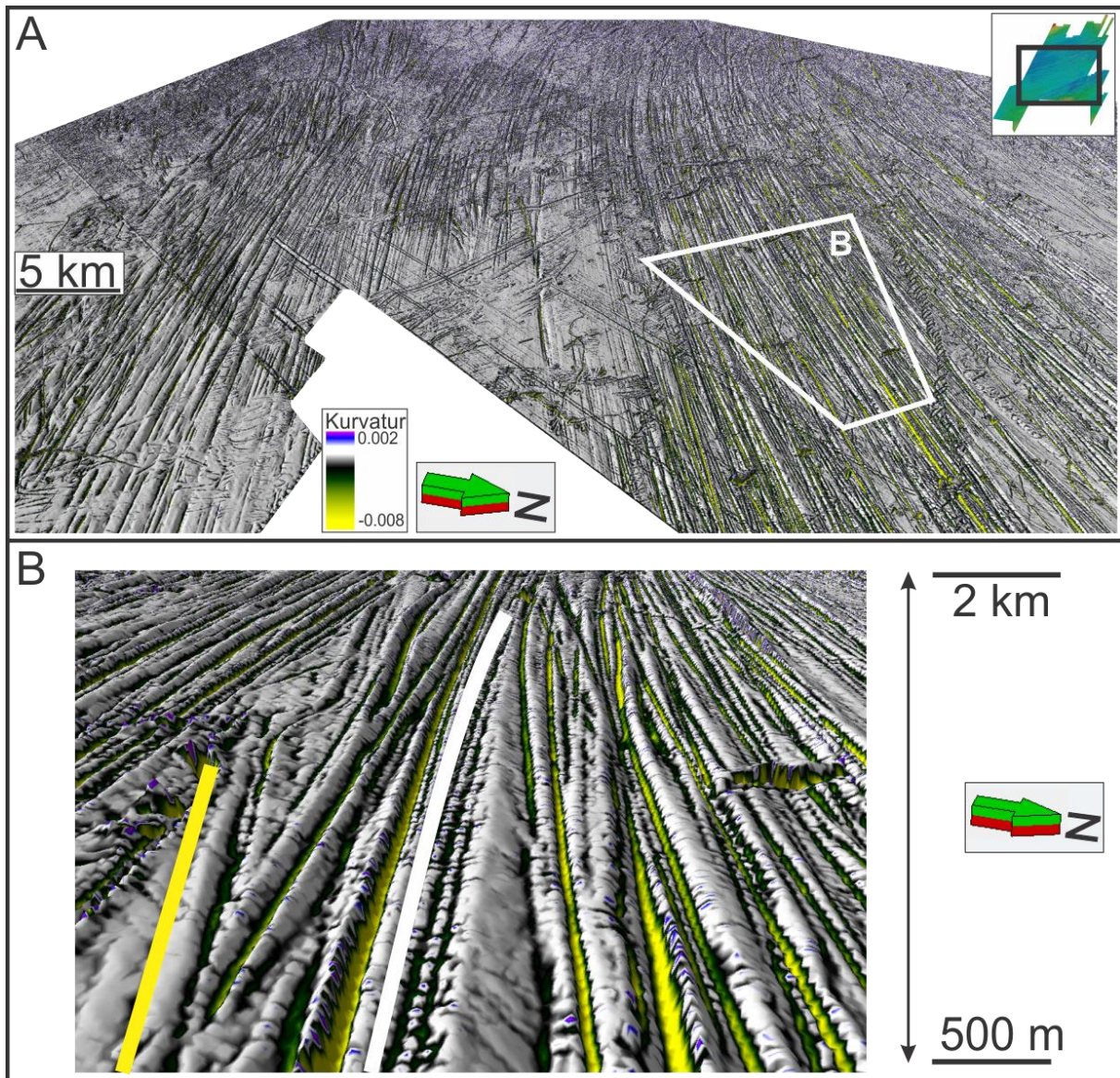
Figur 3.2.2. Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 som viser MSGL i den sentrale delen av Bjørnøyrenna. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Plassering av flaten er vist øverst i venstre hjørne der svarte rektangler illustrerer de tre 3D datasettene flaten er tolket fra. Den hvite delen innenfor rektanglene indikerer flatens utbredelse.





Figur 3.2.3. Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 der MSGL er tegnet som linjer. Hver linje representerer en fure, og de ulike fargene (Hvit, Gul, Svart og Blå) er gitt lineasjoner med forskjell i orientering og geomorfologi. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Plassering av flaten er vist øverst i venstre hjørne. Det indikerte pløyesporet omtales i tolkningen.





Figur 3.2.4. (A) Kurvaturkart av havbunnen i 3D område 1. Kartet illustrerer forskjell i topografi mellom furer og rygger godt. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilden er fra sør. Lokalisering av flaten er vist øverst til høyre. (B) Utsnitt fra A viser detaljert bilde av furer og rygger. Hvit linjer er fra strømningssett 2 og gul linje er fra strømningssett 3.

### Strømningssett 2.

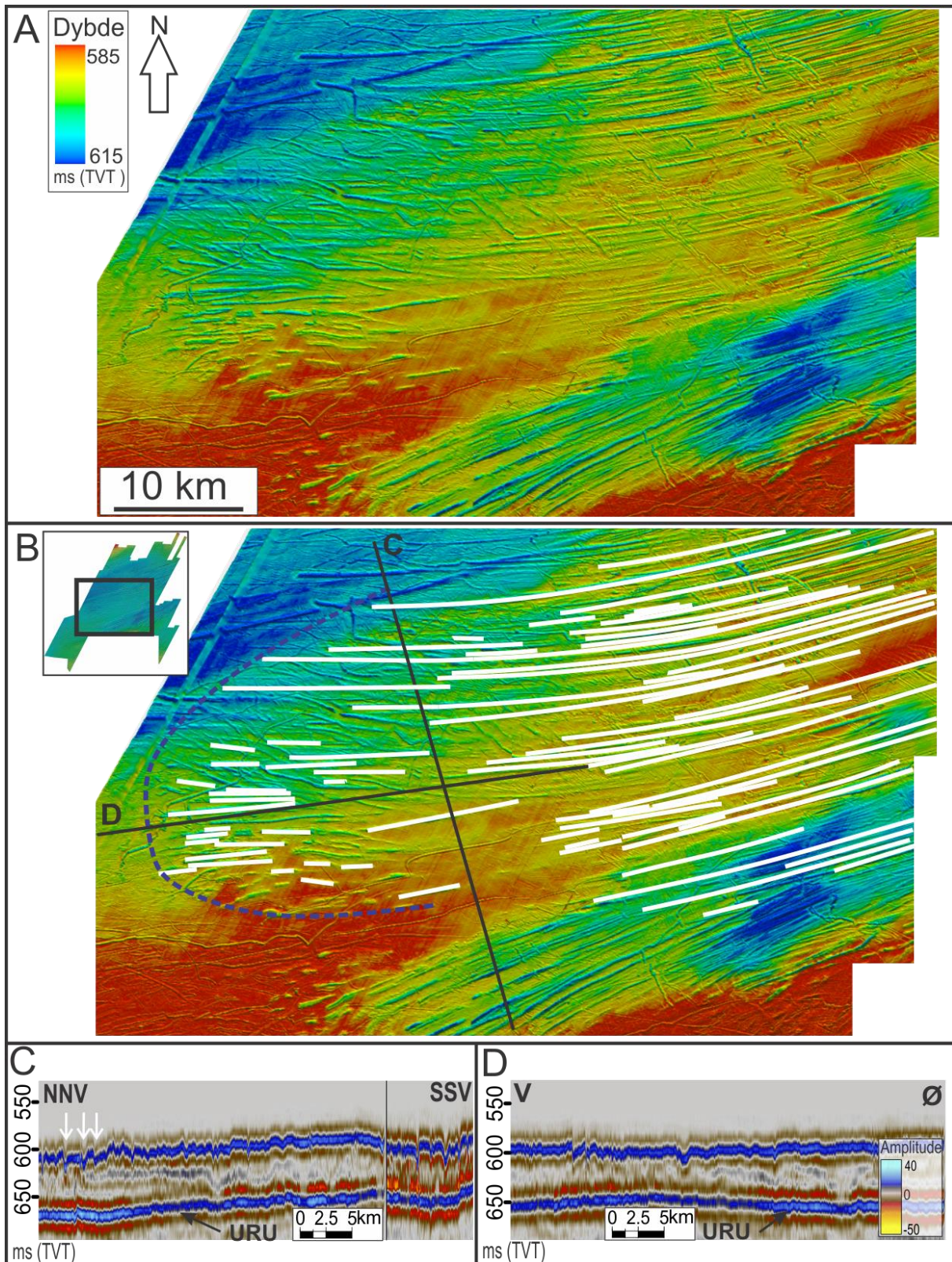
Megaskala glasiale lineasjoner som har den mest avbøyde formen i 3D området, indikert ved hvite linjer er omtalt som strømningssett 2 (Fig. 3.2.3). Lineasjonene bøyer svakt fra nordvestlig orientering nord i 3D området til mer vestlig vest i området, og følger med dette Bjørnøyrennas avbøyde lengdeakse (Fig. 3.2.3). Med lengder opp mot 65 km er dette de lengste furene observert i studien. Mange av furene er også de smaleste med en typisk bredde på 150-250 meter (Fig. 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4). I midlertidig er også den bredeste furen

inkludert i strømningssett 2 (500m). Detalj-utsnitt av havbunnen (Fig. 3.1.2B) indikerer at det er svært korte avstander mellom hver enkelt fure i den sentrale/østlige delen av området, og som oftest opptrer også furene og ryggene tett inntil hverandre (Fig. 3.1.2B). Det har vært krevende å følge lineasjonene over store avstander for furene fra de forskjellige strømningssettene krysser hverandre ofte (Fig. 3.1.2B). I tillegg opptrer nye og eldre pløyespor i samme område som MSGL.

I den sørvestlige delen av 3D området opptrer furer med stor variasjon i lengde (Fig. 3.2.5). Furene her har samme nordøst-sørvest orientering som andre furer i strømningssett 2 men opptrer mer diskontinuerlig (Fig. 3.2.5). Det kan se ut som om de forsvinner flere ganger og det er vanskelig å følge furene i dette området, spesielt i den vestligste delen. Noen furer ser ut til å dukke opp igjen mens andre ikke kan følges videre. På dybdekart av havbunnen ser det ut som om furene i dette området terminerer langs en bueformet "lobe" (Fig. 3.2.5 - blå stiplede linje). Denne loben er omtrent 25 meter høyere i sør enn nord (Fig. 3.2.5C) og følger den underliggende reflektoren "URU" som har samme høydeanomali. Sedimentlaget over URU er omtrent like tykt nord og vest for loben (Fig. 3.2.5C, D), mens den svake høydeforskjellen fra vest mot øst på loben følger resten av Bjørnøyrennas stigning fra vest mot øst (Fig. 3.2.5D). Loben er derfor ikke en sedimentær forhøyning.

De fleste lineasjonene i strømningssett 2 fortsetter ut av 3D området i nordøst (Fig. 3.2.2, 3.2.3). I vest er termineringen flere steder noe uklar (Fig. 3.2.2, 3.2.3). Fra tolkningen i figur 3.2.3 ser det ut som de fleste lineasjonene terminerer innenfor 3D områdets vestlige kant. Nordvest i 3D område 1 er det kartlagt megaskala glasielle lineasjoner med en mindre, brå retningsendring (Fig. 3.2.6). Heltrukne linjer er tegnet i furer tolket som MSGL av strømningssett 2. Der stiplede linjer fortsetter skifter furene retning og mister sin parallelle opptreden (Fig. 3.2.6B). Denne retningsendringen er gjerne kortvarig (1-2 km) og kan skje flere ganger mot vest. Furene opprettholder likevel sin øst-vest dominerende orientering. Det kan se ut som om noen furer opptrer i par. At de opptrer i par betyr at to parallelle furer ved omtrent samme punkt bøyer av fra deres opprinnelige retning og fortsetter i en ny retning sammen (Fig. 3.2.6). Seismisk profil langs bunnen en fure (Fig. 3.2.7B) indikerer at furen blir dypere fra øst mot vest sammenliknet med et langsgående profil (Fig. 3.2.7C). Seismisk profil langs bunnen av annen fure (Fig. 3.2.7D) indikerer motsatt tilfelle, at furen



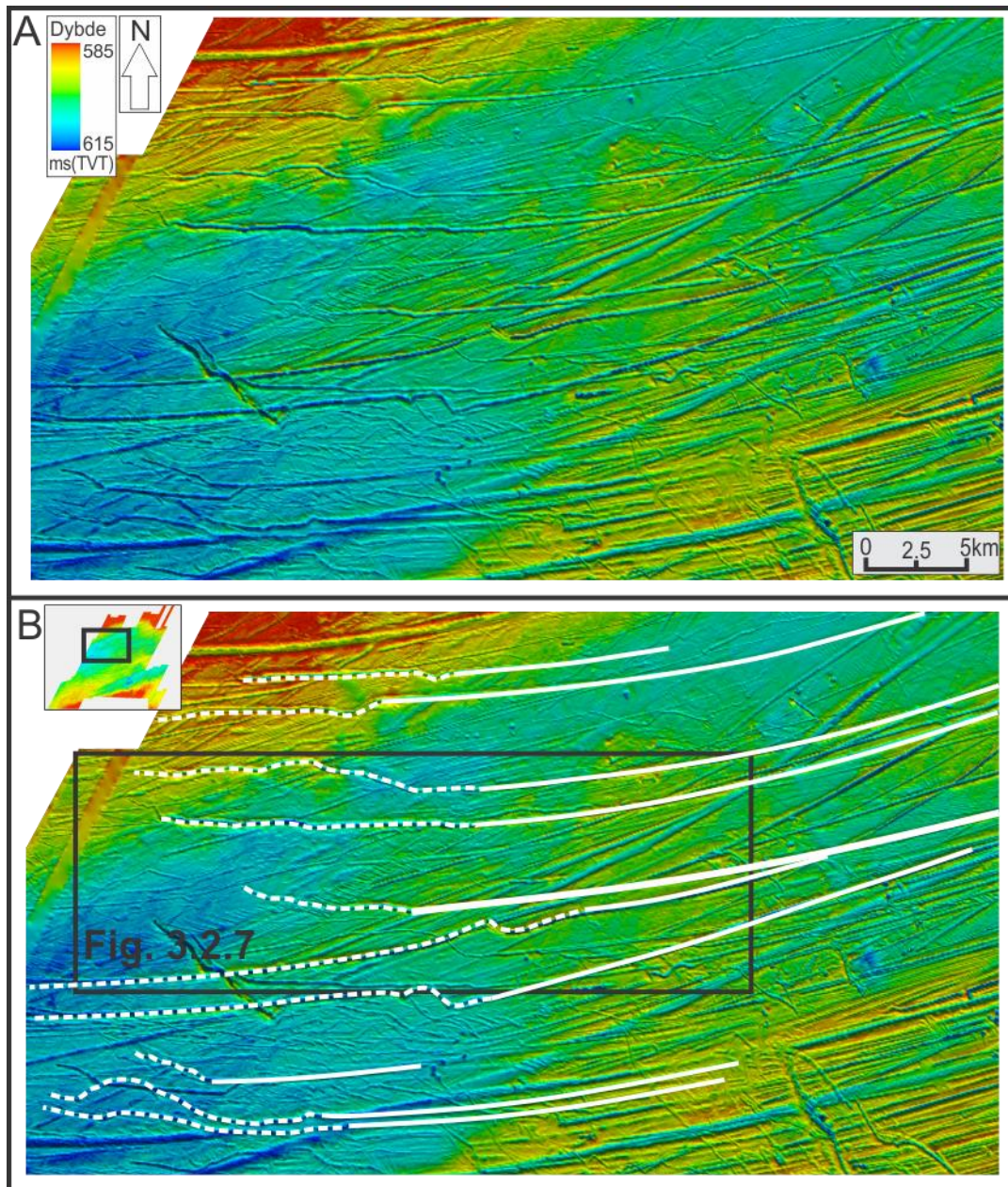


Figur 3.2.5. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sentrale/vestlige delen av 3D område 1, hvor lineasjoner forekommer med stor forskjell i tetthet og lengde. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. (B) Samme flate som i A men der MSGL av strømingssett 2 er tegnet på (hvite linjer). Blå stiplet linje indikerer ytterkanten av en lobe. Lokalisering av flaten er vist i hjørnet øverst til venstre. (C, D) Seismisk profiler som viser V og U-formede furer i ulike størrelser. Havbunnen blir grunnere fra nord mot sør i profil C. Hvite piler indikerer noen tilfeldige utvalgte lineasjoner. Lokalisering av profilene er vist i B.



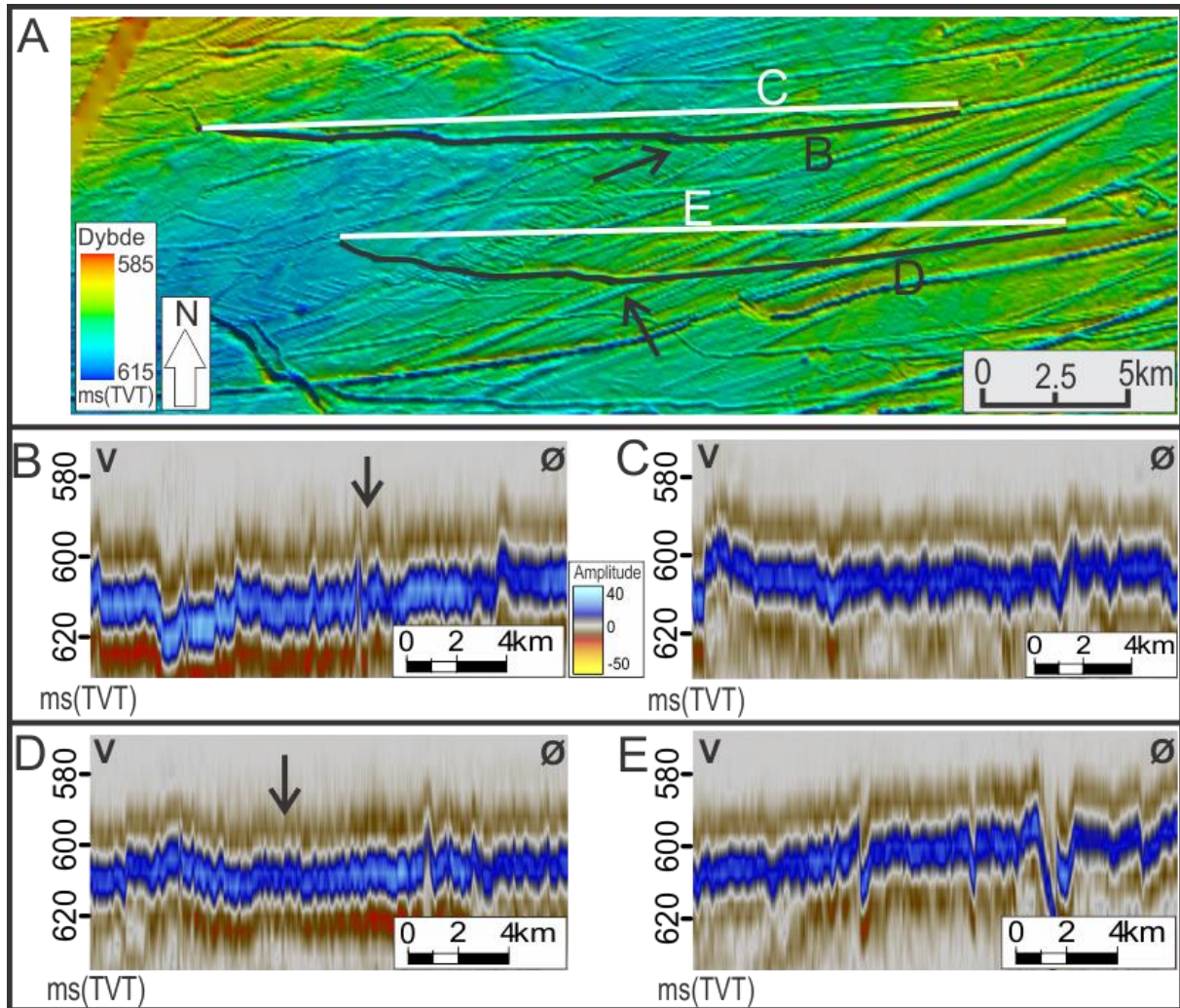
blir grunnere mot øst fra vest. Det er ikke funnet noen plutselige endringer i dybde der furene endrer retning og karakter.

Den vestlige fronten av strømningssett 2 er vist i sin helhet (Fig. 3.2.8). Grunnet vanskeligheter med å bestemme denne linjen nøyaktig er et felt av varierende bredde skravert (Fig. 3.2.8). Feltet er basert på kartlegging fra havbunnen.



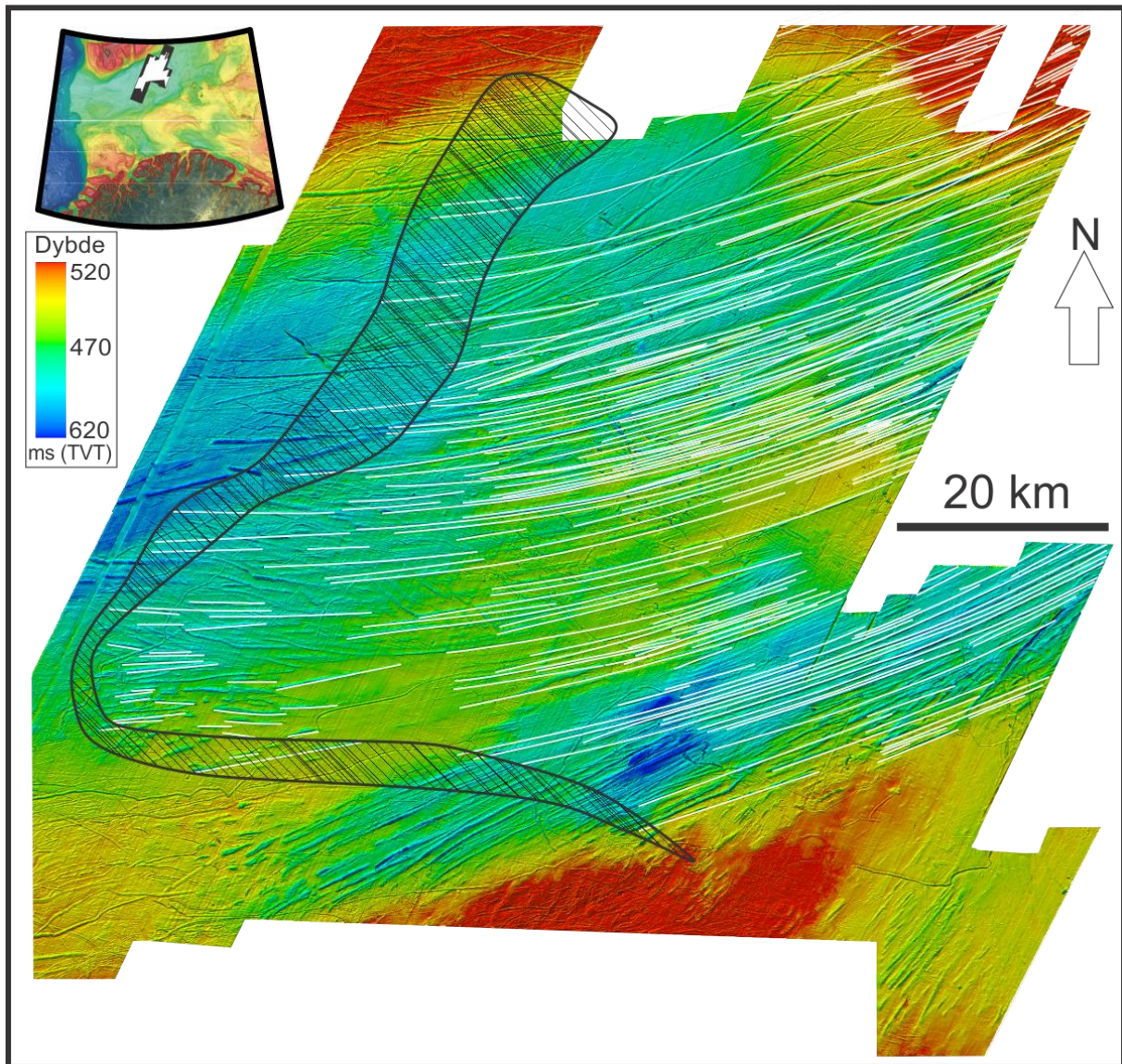
Figur 3.2.6. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den vestlige delen av 3D område 1. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Kartet viser MSGL som går over til å bli pløyespor. (B) Samme kart som i A der MSGL (heltrukne linjer) som går over til å bli pløyespor (stiplede linjer) er tegnet inn. Plassering av kartet er vist øverst til venstre.

### 3 Resultater



Figur 3.2.7. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørvestlige delen av 3D område 1. Svarte piler indikerer første punkt der furen endrer retning fra øst mot vest. Lokalisering er indikert i figur 3.2.6 ovenfor. (B, C) Seismisk profil langs fure B viser en økende helning i furen fra øst mot vest sammenliknet med C som ikke har samme helning. (D, E) Seismisk profil langs fure D som har lavere helning fra øst mot vest enn omkringliggende havbunn (profil E), noe som indikerer at furen blir grunnere fra øst mot vest.



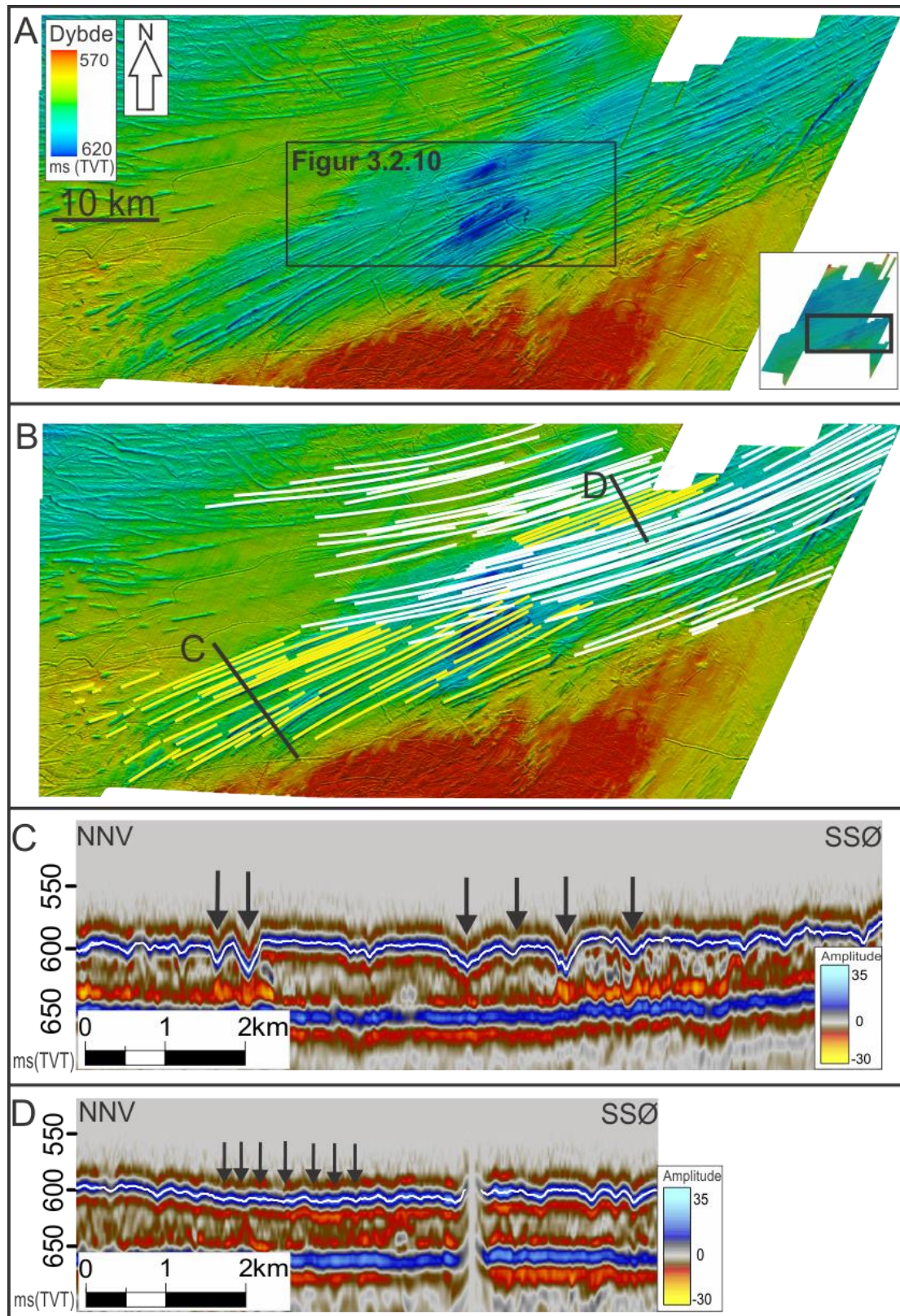


Figur 3.2.8. Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1. Hvite linjer indikerer MSGL som utgjør strømningssett 2. Svart skravert felt er grensen der MSGL av strømningssett 2 ikke lenger kan følges mot vest. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Plassering av kartet er vist øverst til venstre.

### Strømningssett 3

Strømningssett 3 er kartlagt i den sørøstlige og sentrale/nordlige delen av 3D område 1 (Fig. 3.2.9, 3.2.11). I begge områdene er strømningssett 3 tydelig avskåret av lineasjoner fra strømningssett 2. Sørvest i 3D området er strømningssett 3 delt opp i to separate deler (Fig. 3.2.9). I den østlige delen er lineasjonene mindre framtrødende på havbunnen og har lavere relieff (Fig. 3.2.9D) enn i sørvest (Fig. 3.2.9C). Høydeforskjell mellom fure og rygg på ~3 m er vanlig i den østlige delen. I sør kan furer med samme orientering være opp til 20 m dype. Der er den lengste lineasjonen målt til om lag 16 km. Detaljerte utsnitt av havbunnen viser at

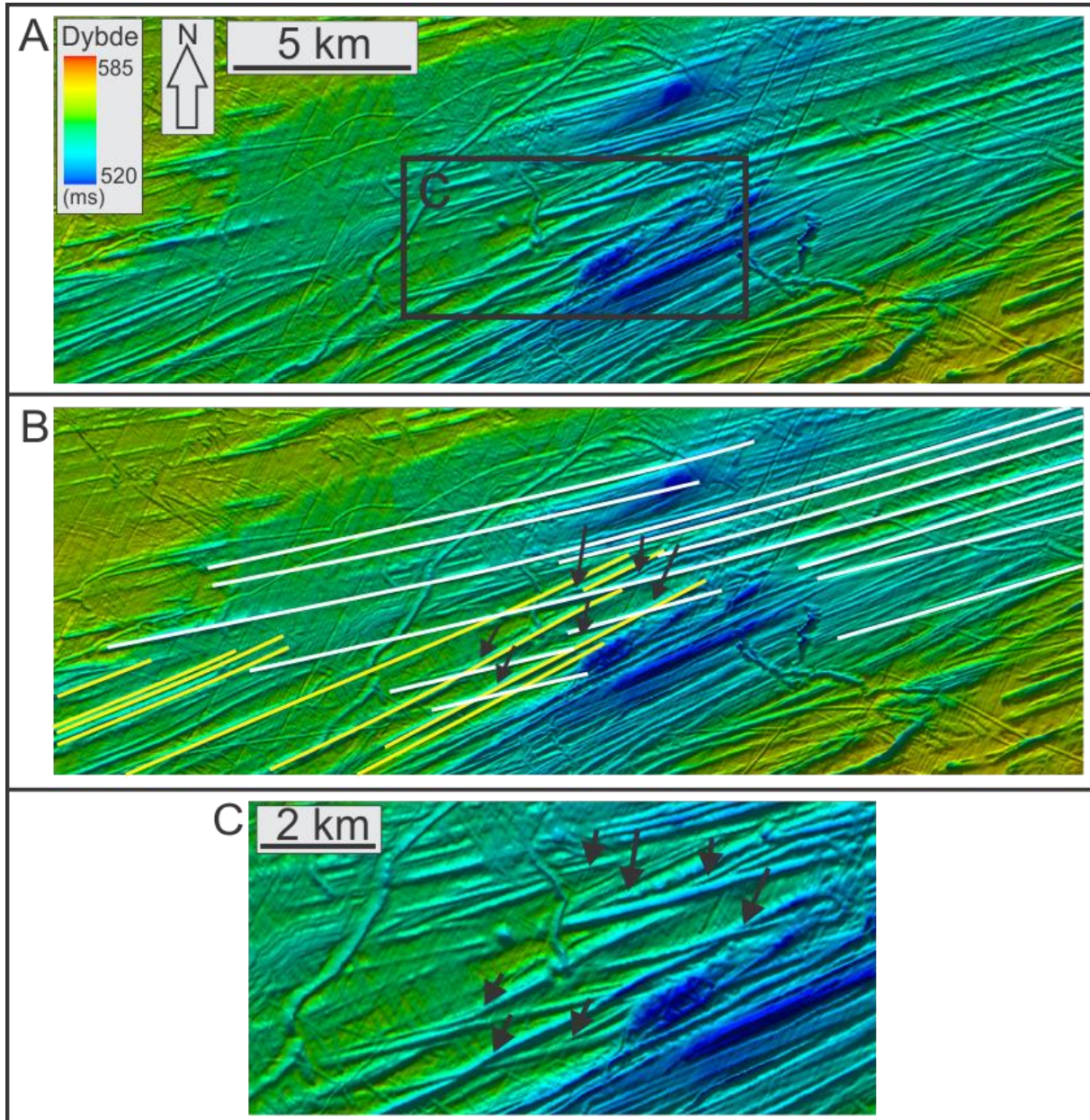




Figur 3.2.9. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørlige delen av 3D område 1, hvor lineasjoner med to orienteringer forekommer. Plassering av flaten er vist i hjørnet nederst til høyre. Vertikal overdrikkelse er 10X og lyskilde er fra sør. (B) Samme flate som i A men der lineasjoner av strømningssett 2 (hvite linjer) og strømningssett 3 (gule linjer) er tegnet på. (C, D) Seismiske profiler som viser V- og Uformede furer fra strømningssett 3 (noen furer er indikert med svarte piler). Hvit linje viser den tolkede flaten. Lokalisering av profilene er vist i A.

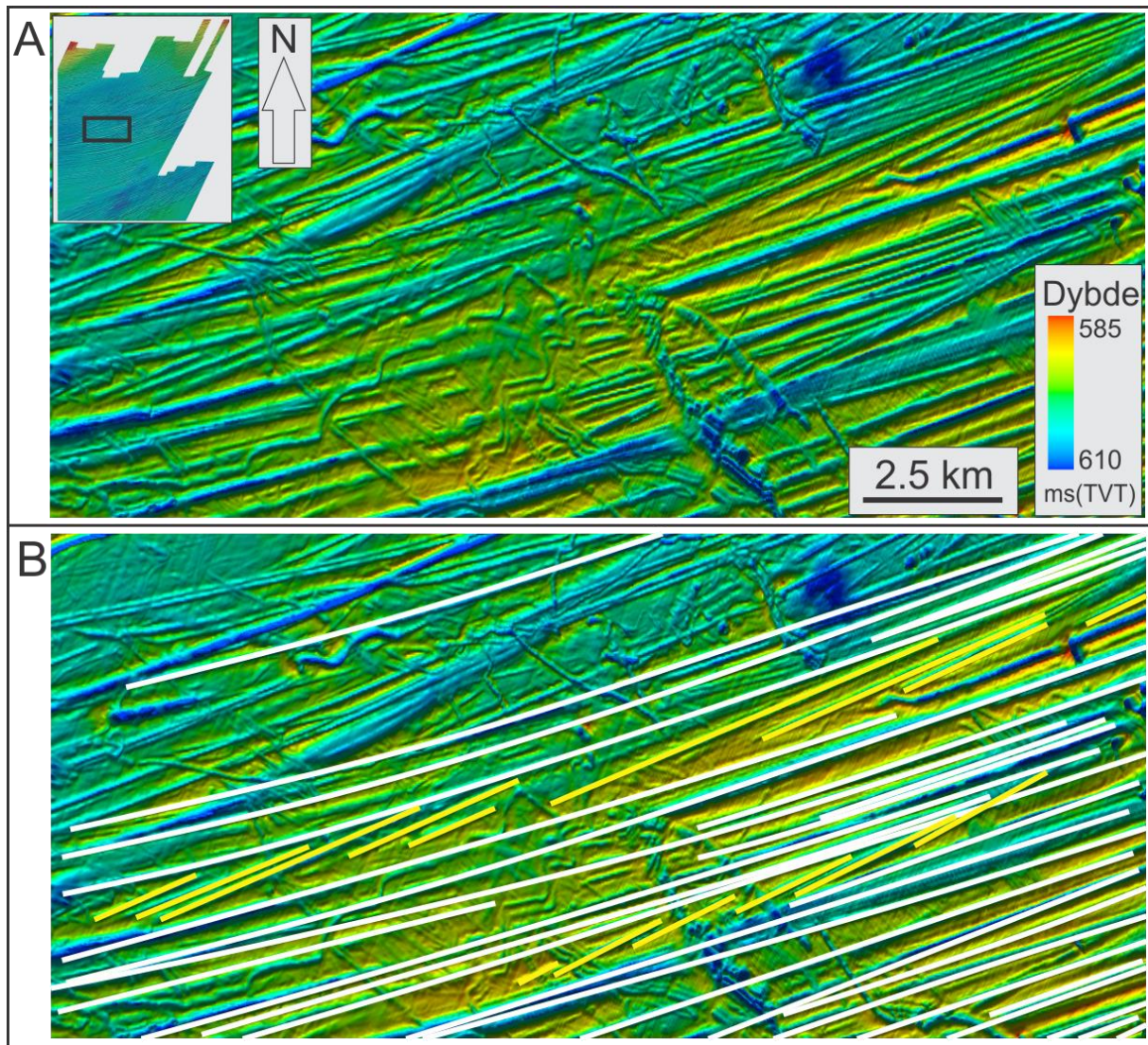


furene i strømningsett 3 blir kuttet av furer i strømningsett 2 (Fig. 3.2.10). Dette ses ved at furene fra strømningsett 2 er kontinuerlige og at rygger fra disse ligger igjen i furer fra strømningsett 3.



Figur 3.2.10. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørlige delen av 3D område 1, hvor lineasjoner med to orienteringer forekommer. Plassering av flaten er vist i figur 3.2.9. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. (B) Samme flate som i A men der lineasjoner fra strømningsett 2 (hvite linjer) og strømningsett 3 (gule linjer) er tegnet på. Svarte piler indikerer områder der furer av strømningsett 2 krysser furer av strømningsett 3. (C) Detaljert utsnitt av havbunnen indikert i A. Igjen indikerer svarte piler områder der furer av strømningsett 2 krysser furer av strømningsett 3.





Figur 3.2.11. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sentrale/nordlige delen av 3D område 1, hvor lineasjoner av strømningsett 2 og 3 forekommer. Plassering av flaten er vist øverst til venstre. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. (B) Samme flate som i A men der lineasjoner er tegnet på. Hvide linjer indikerer strømningsett 2 som krysser lineasjoner i strømningsett 3 (gule linjer).

Det er vanskelig å bestemme om strømningsett 3 terminerer innenfor den sørlige delen av 3D området grenser (Fig. 3.2.9). Selv om furene her er opp til 15 meter dype er de mer diskontinuerlig og furenes opptreden minner om den sørvestlige delen av strømningsett 2 (Fig. 3.2.5). Enkelte furer følges helt til 3D området kant, noe som indikerer at de fortsetter utenfor området.

Furer fra strømningsett 3 (Fig. 3.2.11 gule linjer) er også i den nordlige delen av 3D området mer rette sammenliknet med lineasjoner i strømningsett 2. Detaljerte utsnitt av havbunnen viser at furene i strømningsett 3 blir skåret over av furer fra strømningsett 2 (Fig. 3.2.11). På grunn av avskjæringen er furene her ikke lengre enn 8 km.



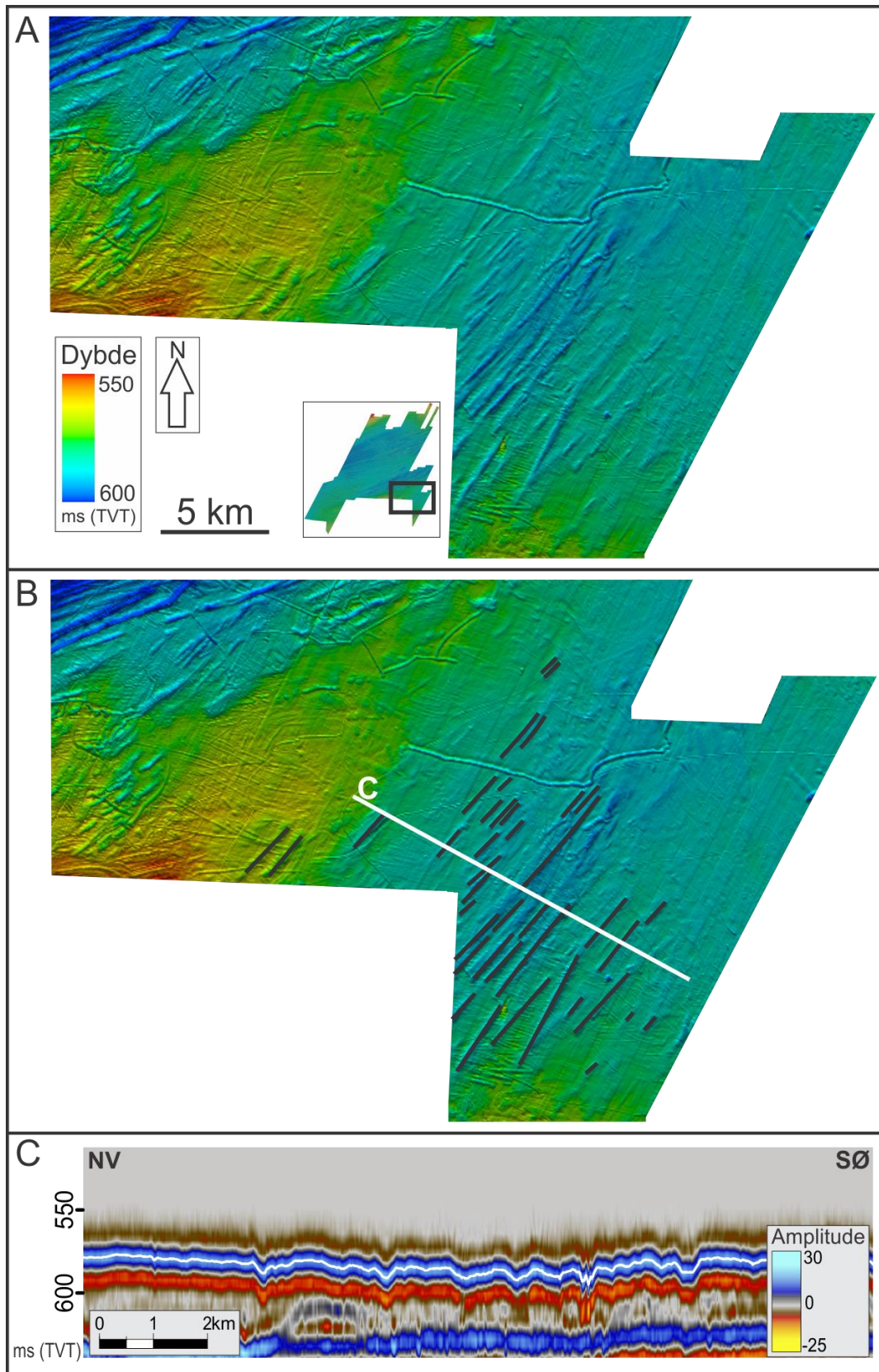
#### **Strømningssett 4**

Rette furer fra strømningssett 4 opptrer i den sørøstligste delen av 3D område 1 (Fig. 3.2.12). Lineasjoner i form av furer finnes her innenfor et relativt lite område (~15x15 km) og sammenliknet med resten av 3D området er furene kortere. Den lengste furen er målt til ~5 km. Korteste fure er ~600 meter lang og er dermed den korteste furen funnet i 3D område 1. Furene er orientert nordøst-sørvest men er mer nord-sør rettet enn andre lineasjoner i 3D området. Furene er også her diskontinuerlige og forsvinner brått. Denne opptreden er Lik den for furene sørvest i strømningssett 2 og sør i strømningssett 3. Noen furer fortsetter utenfor 3D områdets sørlige kant (Fig. 3.2.12), men de fleste stopper innenfor områdets kant. Furene opptrer med størst tetthet i den sentrale delen av strømningssettet, som også utgjør det dypeste området på havbunnen (Fig. 3.2.12). Største relieff mellom fure og omkringliggende havbunn er ~11 meter (antatt en lydbølgehastighet i vann på 1480 m/s). Bredden av furene varierer fra ~100-300 meter.

#### **Strømningssett 5**

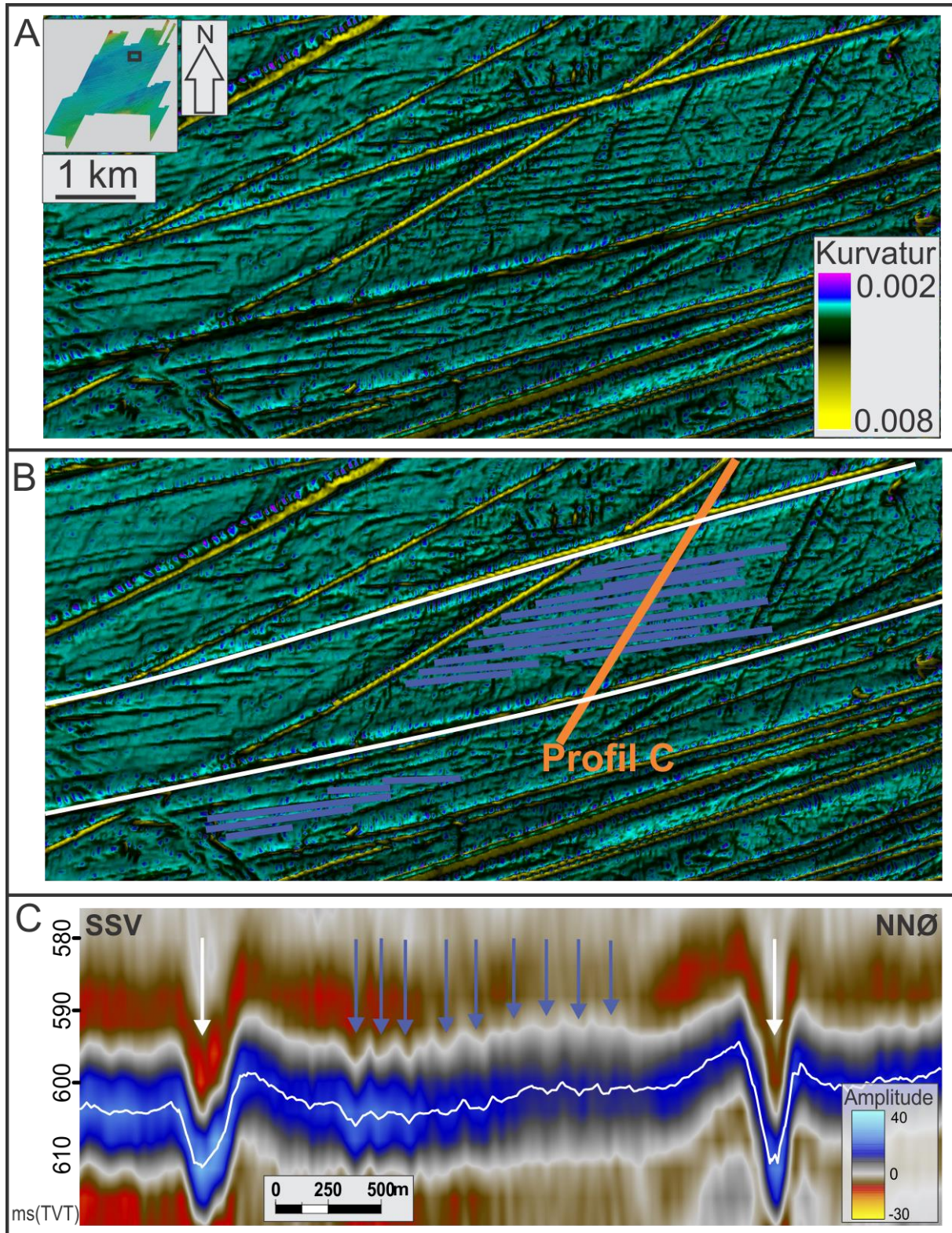
Strømningssett 5 opptrer i den nordlige delen av 3D område 1 (Fig. 3.2.13). Disse lineasjonene har vært vanskelige å kartlegge på vanlig dybdekart av havbunnen og kurvaturkart er derfor brukt for å visualisere dem. Lineasjonene finnes kun innenfor et lite område og strekker seg i øst-vest retning (Fig. 3.2.13). De opptrer også her som furer og rygger, men med mindre relieff enn omkringliggende lineasjoner (Fig. 3.2.13C). Tverrprofil viser at furene i strømningssett 5 er lite framtrædende og at største høydeforskjell mellom rygg og tilhørende fure er ~2 meter (Fig. 3.2.13C). To semiparallele furer fra strømningssett 2 er mer framtrædende og har større relieff (opp mot 12 meter; Fig. 3.2.13C) enn furer av strømningssett 5. Avstanden mellom de individuelle furene er mellom 80 og 150 meter, et intervall som også representerer furenes bredde. Lengste fure er i underkant av 5 km og lengden varierer ned til ~1 km.

### 3 Resultater



Figur 3.2.12. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørlige delen av 3D område 1, med strømningssett 4. Plassering av flaten er vist nede i midten. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. (B) Samme flate som i A men der linesjoner av strømningssett 4 er inntegnet (svarte linjer). (C) Seismisk tverrprofil av linesjoner. Hvit linje viser den tolkede flaten. Plassering av profilet er indikert i B (hvit linje).





Figur 3.2.13. (A) Kurvaturkart av havbunnen i den nordlige delen av 3D område 1. Kartet viser MSGL av strømningssett 5. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Plassering av flaten er indikert øverst til venstre. (B) Samme flate som i A men der lineasjoner av strømningssett 5 (blå linjer) og strømningssett 2 (hvite linjer) er tegnet på. (C) Seismisk tverrprofil. To dype furer av strømningssett 2 kan ses SSV og NNØ i profilet (hvite piler) Furer i strømningssett 5 er små i forhold og er indikert med blå piler. Plassering av profilet er vist i B (rød linje). Hvit linje viser den tolkede flaten.

### Tolkning av megaskala glasiale lineasjoner i 3D område 1

Megaskala glasiale lineasjoner i 3D område 1 er gruppert i 4 strømningssett (Fig. 3.2.3). De ulike settene er delt inn etter forskjeller i geomorfologi og orientering, samt at noen lineasjoner krysser andre. Basert på dette kan en gi en relativ alders-kronologi av settene. På grunn av MSGL i den ytre delen av Bjørnøyrenna som antas eldre, vil de nummereres som strømningssett 2-5. Strømningssett 2 er antatt som yngst da det krysser andre furer i området. Strømningssett 3 og 4 er vanskelig å skille fra hverandre for de opptrer i ulike områder og krysser ikke hverandre. Strømningssett 4 framstår som noe mer begravd enn strømningssett 3, men dette alene indikerer ikke klart hvilke som er yngst. Attributtkart har ikke vist seg å gi svar på dette, og det har ikke lyktes å avgjøre den relative alderen mellom disse to strømningssettene. På bakgrunn av antall, grad av begravning og orientering som er nærmest strømningssett 2, antas strømningssett 3 som det yngste av disse. Strømningssett 5 tolkes til å være det eldste strømningssettet. Dette på grunn av den svake framtoningen på skyggerelieffkart og seismikk sammenliknet med de andre strømningssettene (Fig. 3.2.13). Selv om strømningssett 2 er yngst og strømningssett 5 er eldst innenfor 3D området vil rekkefølgen beholdes og brukes senere i oppgaven.

Megaskala glasiale lineasjoner som brått skifter retning (Fig. 3.2.6; strømningssett 2) skyldes trolig at området var en kalvingsfront. Området der furene plutselig endrer retning var trolig stedet der isfjellene kalvet fra isdekket. Grunnen til at retningsendringen ikke er nøyaktig ved samme lengdegrad for to furer i et par kan være at isfjellene har brukt noe tid på å oppnå likevekt og stabilisere seg. En annen grunn kan være at de hadde ulik grad av grunning, dvs. at isfjellet kan ha hatt større grad av friksjon med havbunnen i det ene området. Trolig har isfjellene kalvet nær isens grunningslinje og dermed vært så vidt flytende da de kalvet (Dowdeswell og Bamber, 2007). Variasjon i isens grunningslinje er derfor en mulig grunn for at isfjell har kalvet ved forskjellig posisjon. Furer som ser ut til å opptre i par er mellom 2 og 4 km fra hverandre, noe som indikerer isfjell minst 4 km brede. Bredden er ikke usannsynlig da pløyespor som opptrer i par med avstander opp til 7 km er kartlagt på Yermakplataet utenfor den nordlige delen av Svalbard (Dowdeswell et al., 2010).

Mens isen rundt en isstrøm ofte er frosset til underlaget, vil bunnen av en aktiv isstrøm være på smeltepunktet slik at vann smelter. Dette vannet har et trykk som er nært trykket av den overdekkende isen, slik at det effektive trykket blir tilnærmet lik null (Kamb, 2001). Slike

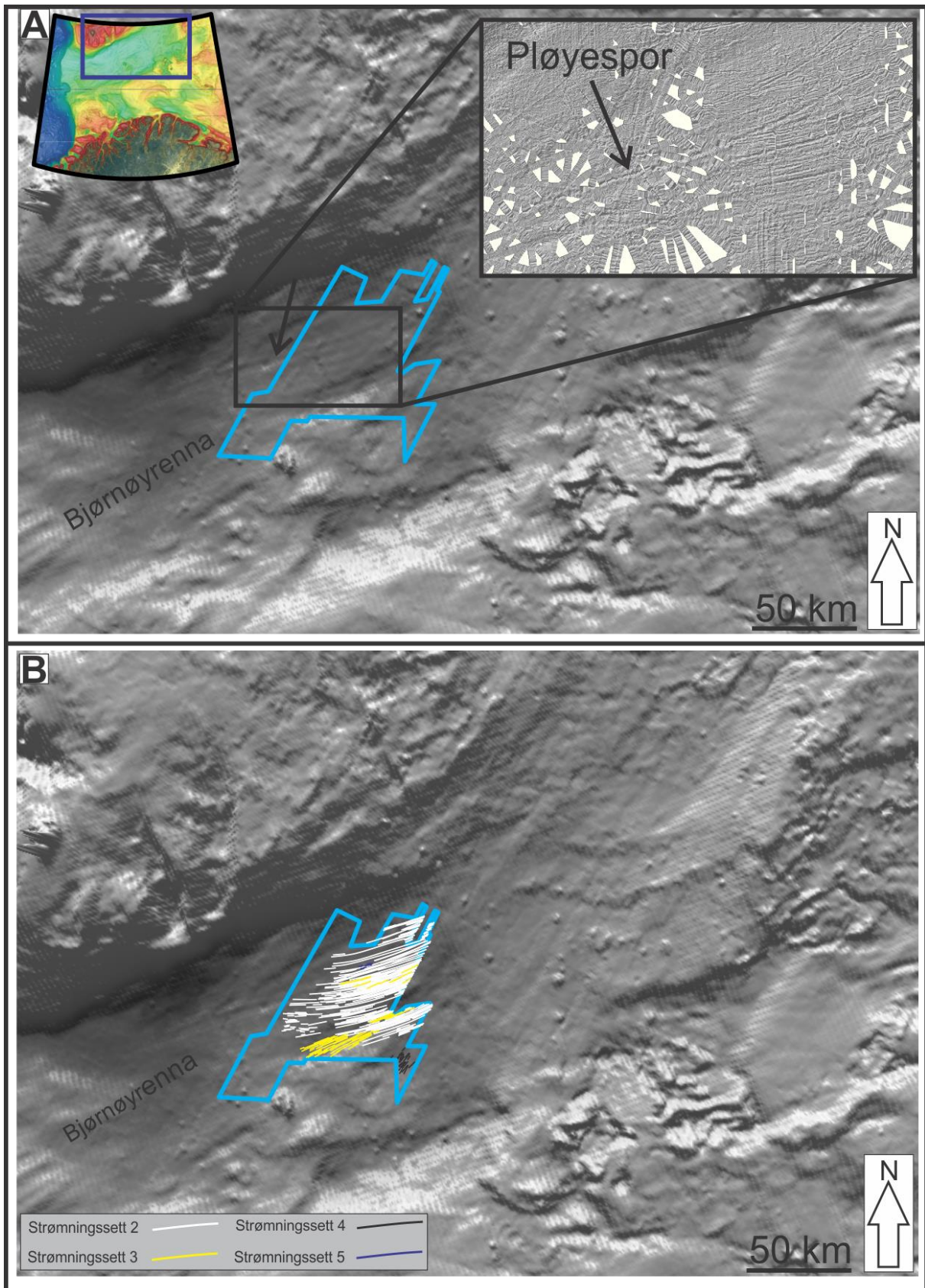
forhold er fordelaktige for både basal glidning og deformasjon av myke sedimenter som smøremiddel for hurtig strømning av is (Tulaczyk et al., 2000). På grunn av vannfilmen mellom isens bunn og sedimenter med høyt vanninnhold vil friksjon mellom isen og sedimentbunnen minskes. Dette gjelder ikke for skurende isfjell der eventuelt smeltevann lett kan unnslippe og ikke virker beskyttende mot erosjon. På bakgrunn av dette antas det at erosjonsfurer under isstrømmer er grunnere enn erosjonsfurer under isfjell kalvet av den samme ismassen. Hvis denne teorien er korrekt vil en forvente at furene blir dypere der isfjellet kalver og subglasialt smeltevann under trykk unnslipper. Profiler trukket langs bunnen av disse furene (Fig. 3.2.7) gir dessverre tvetydige resultater og teorien kan ikke styrke tolkningen om at retningsendringen blant furene skyldes en kalvingsfront. En alternativ forklaring kan være at furene indikert i figur 3.2.6 er isfjell-pløyespor som følger Bjørnøyrennas lengdeakse med den samme parallelle kurvede formen som MSGL, og som gradvis mister sin kontakt med bunnen ettersom det blir dypere nedstrøms. Uten havbunnen å støtte seg til kan isfjellene ha rullet for å oppnå ny likevekt. Der er i så tilfelle liten sannsynlighet for at alle pløyesporene har opptrådt med to pløyende kjøler også etter rullingene. Isfjellene må også ha vært av omtrent samme størrelse for å bli flytende ved det samme havdypet og teorien om pløyespor som er parallell med strømningssett 2 er lite trolig.

Den vestlige grensen av strømningssett 2 og den sørlige grensen av strømningssett 3 og 4 er noe uklar på grunn av 3D områdets yttergrense (Fig. 3.2.5, 3.2.9, 3.2.12). Batymetridata (IBCAO; Fig. 3.2.1) har for dårlig oppløsning til å kunne følge eventuelle furer med bredde under 500 meter ut av 3D områdets vestlige kant. Det kan også se ut som at sedimenter dekker over lineasjonene i flere områder (Fig. 3.2.5, 3.2.9, 3.2.12). Den seismiske oppløsningen er for dårlig til at en kan avgjøre om det er større mengder overlappende sedimenter som gjør at lineasjonene er diskontinuerlige eller forsvinner i disse områdene. Det antas at diskontinuerlige lineasjoner og lineasjoner som brått forsvinner ligger i yttergrensene for den seismiske oppløsningen. Der lineasjoner ikke kan ses er de trolig begravd av sedimenter tykkere enn den seismiske oppløsningen og er dermed ikke representert på havbunnsrefleksjonen (se kapittel 2.3 om vertikal oppløsning). Den antatte vestlige grensen av strømningssett 2 (Fig. 3.2.8) kan dermed være feil og strekke seg lengre mot vest og ut av 3D området. Da vil den antatte linjen for strømningssettets vestlige kant



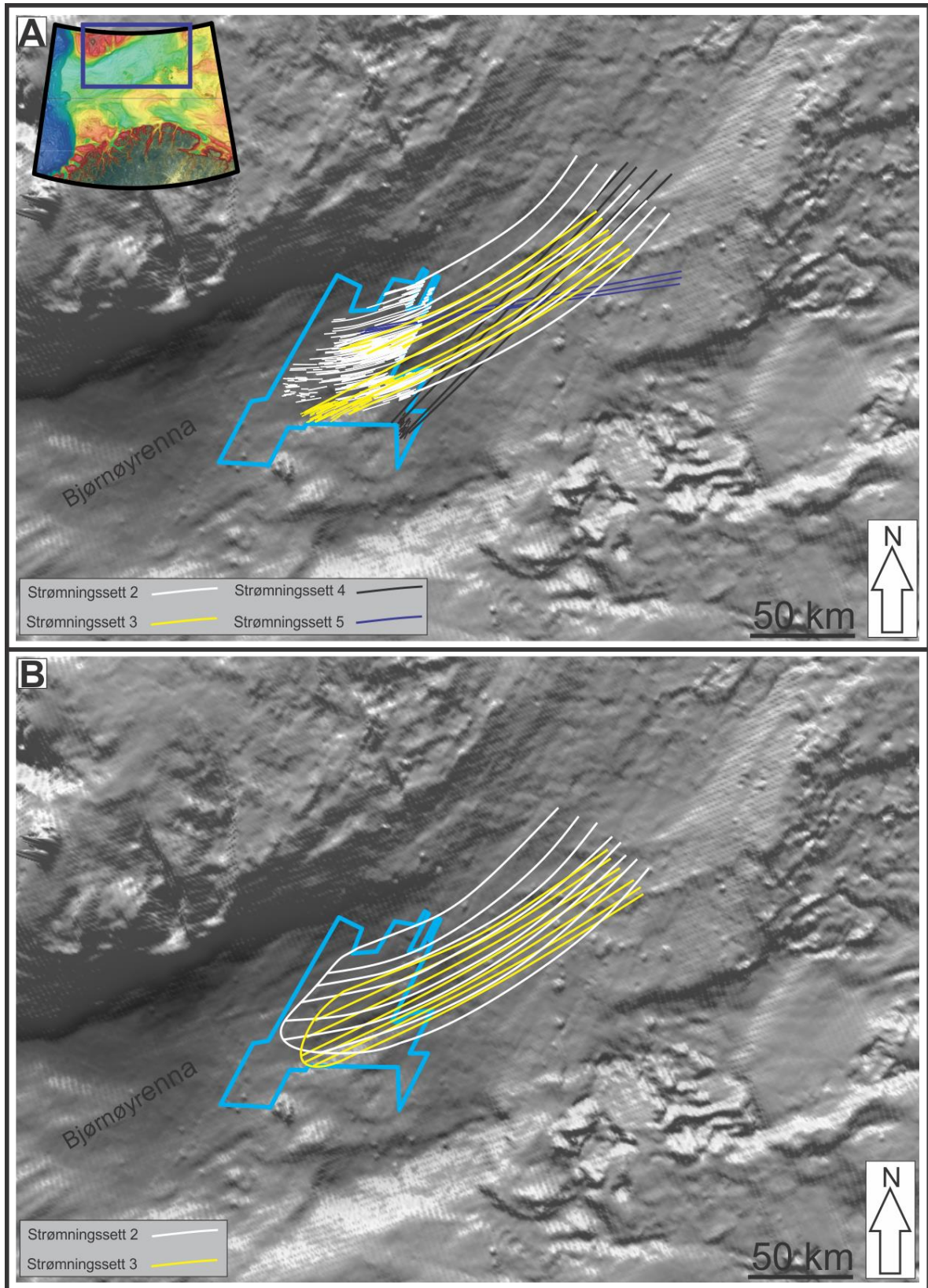
representere en linje mellom der lineasjoner er delvis begravd og fullstendig begravd (Fig. 3.2.8). Det har ikke lyktes å finne ut av dette og den ytre grensen av strømningssett 2 tolkes å være innenfor 3D området. På geomorfologikart av havbunnen (Fig. 3.2.14) kan det se ut som om en fure strekker seg ut av 3D området. Fra Olex batymetrikart (Fig. 3.2.14A) og skyggerelieffkart av 3D området (Fig. 3.2.2, 3.2.3) kan en se at denne furen opptrer alene og derfor tolkes den til å være et pløyespor. MSGL krysser denne furen og den er dermed dannet før strømningssett 2. Mens den generelle trenden for furer av strømningssett 3 er at de blir mer og mer begravd i sør (Fig. 3.2.9), strekker noen få furer seg ut av 3D områdes kant. På grunn av denne trenden antas en isstrømfront i dette området. Strømningssett 4 terminerer trolig utenfor 3D området i sør (Fig. 3.2.12) og det kan derfor ikke settes noen grense av denne paleo-isstrømmen.

Langs den østlige kanten av 3D området fortsetter strømningssettene 2 og 3 ut av 3D området mot nordøst (Fig. 3.2.3, 3.2.14B). Det er derfor fornuftig å fortsette de ulike linjene med samme orientering (Fig. 3.2.15A). Om en strekker disse linjene 50-100 km oppstrøms kan en se at de følger Bjørnøyrennas lengdeakse (Fig. 3.2.15A). Lineasjonene i strømningssett 4 og 5 er så korte innenfor 3D område 1 at det er vanskelig å fastslå om de kurver eller om de er helt rette. Siden de opptrer som rette innenfor 3D området antas de som rette mot nordøst. En ser da at strømningssett 4 er rettet direkte nordover i Bjørnøyrenna, mens strømningssett 5 er rettet mot øst (Fig. 3.2.15A). De forlengede linjene er brukt for å skissere fire strømningssett (Fig. 3.2.15B, 3.2.16). Fronten til strømningssett 2 og 3 i vest er indikert som buet eller lobeformet (Fig. 3.2.15B), noe som er fullstendig basert på 3D data og tolkning av at de stopper innenfor (eller i nærheten av) 3D område 1. En alternativ tolkning der en regner lineasjonene som begravde vil flytte denne fronten mot VSV. En isstrømfront til strømningssett 4 og 5 er ikke indikert (Fig. 3.2.16) da dette ville blitt for stor usikkerhetsmargin på grunn den manglende utbredelsen. Strømningssettens relasjon til en avsetning i sør-sørvest vil diskuteres i kapittel 4.

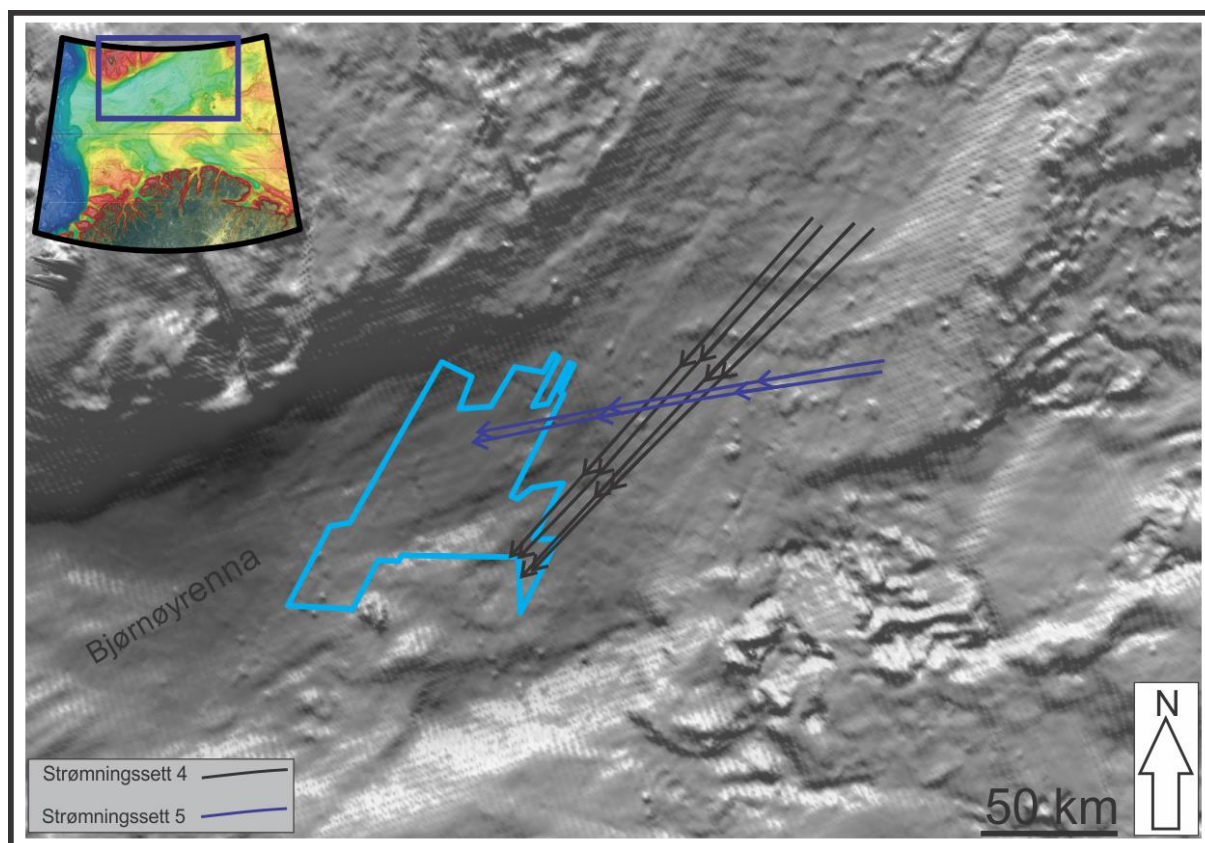


Figur 3.2.14. (A) Geomorfologikart av den sentrale delen av Bjørnøyrenna. Lyskilde er satt fra nord. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Lyseblått polygon indikerer 3D område 1. Kartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B) Samme kart som i A der linesjoner fra figur 3.2.3 er lagt på.





Figur 3.2.15. (A) Geomorfologikart av den sentrale delen av Bjørnøyrenna der linesjoner fra figur 3.2.14 er forlenget mot øst. Lyskilde er satt fra nord. Blått polygon viser lokalisering av 3D område 1. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Geomorfologikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B) Samme kart som i A der linjer er omgjort til strømningssett 2 og 3.



Figur 3.2.16. (A) Geomorfologikart av den sentrale delen av Bjørnøyrenna der linjer er omgjort til strømningssett 4 og 5. Lyskilde er satt fra nord. Blått polygon viser lokalisering av 3D område 1. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Kartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012).

### 3.2.2 Bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna

#### Beskrivelse av bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna

Havbunnen i den ytre delen av Bjørnøyrenna er dominert av en avsetning som strekker seg på tvers av trauret (Fig. 3.2.17). Avsetningen har en buet ytre form som på batymetrikart er rundt 300 km lang. Den strekker seg mellom 70 og 100 km fra vest mot øst og er opp mot 75 meter høy i den sørøstlige delen (Fig. 3.2.17, 3.2.18). Høyden varierer mye langs avsetningen og blir gradvis mindre mot nord til den ikke kan ses lengre. Avsetningen karakteriseres av flere bueformede rygger som ligger ved siden av, eller delvis overlapper hverandre som loper (Fig. 3.2.17). Totalt er 6 slike loper kartlagt på den vestlige delen av avsetningen (Fig. 3.2.17). Den ytre delen av avsetningen består blant annet av disse ryggene og er ellers irregulær (Fig. 3.2.17). Støtsiden langs den vestlige og sørlige kanten av avsetningen heller

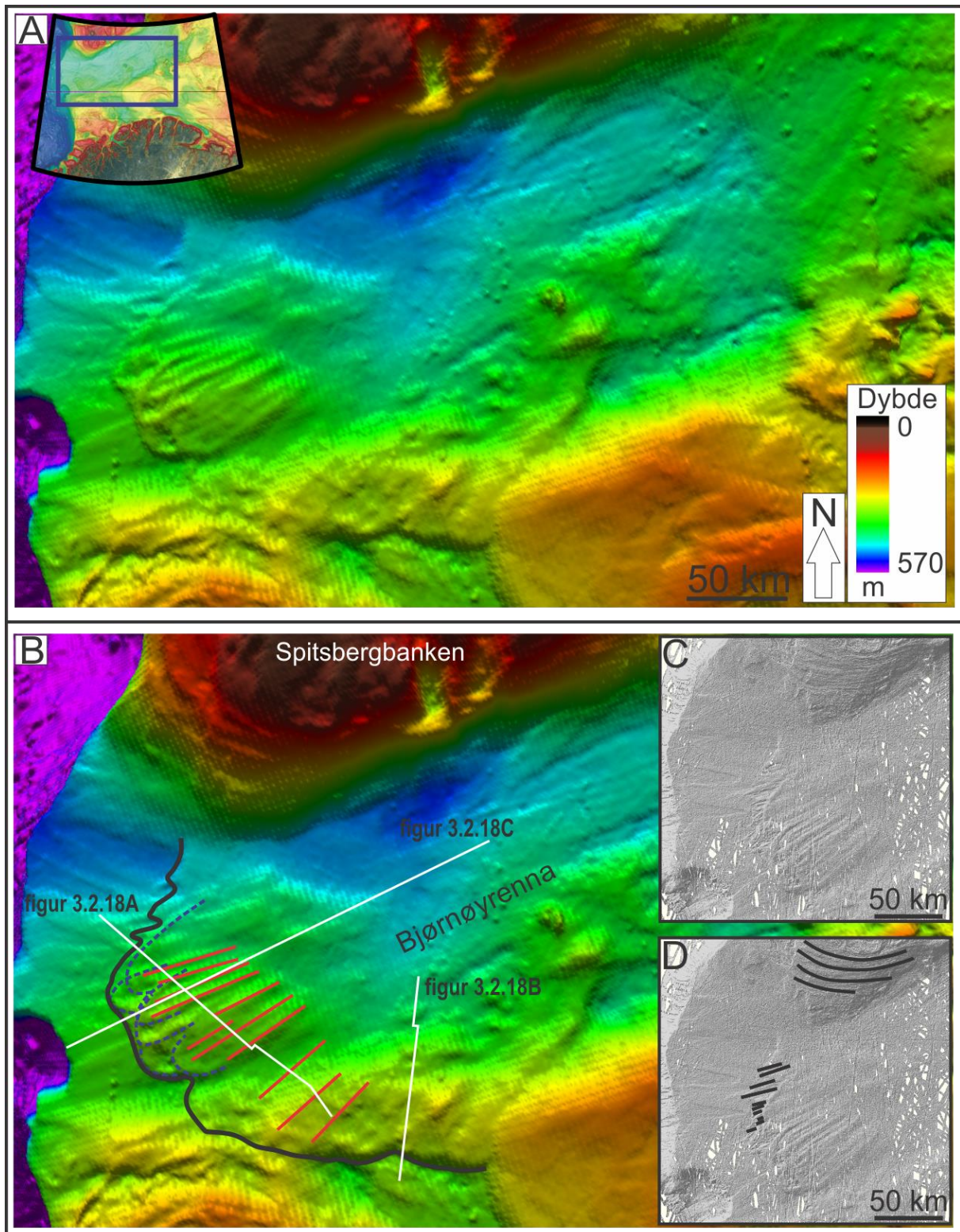


flere plasser opp mot  $0,38^\circ$  (Fig. 3.2.17). I lesiden heller avsetningen enda slakere, typisk rundt  $0,1^\circ$  (Fig. 3.2.17).

Megaskala glasiøle lineasjoner er kartlagt på avsetningen (Fig. 3.2.17). De opptrer som relativt rette rygger med relieff mellom 5 og 22 meter. Lineasjonene finnes hovedsakelig på den vestlige delen av avsetningen der delvis overlappende loper dominerer fronten (Fig. 3.2.17). De stopper før avsetningens kant i vest og er mellom 25 og 50 km lang. Bredden av lineasjonene er mellom 3 og 6 km og avstanden fra topp til topp eller bunn til bunn er mellom 4 og 10 km. Lengde-breddeforholdet er i gjennomsnitt rundt 10, men kommer i et tilfelle opp i 14. MSGL opptrer også langs den nordvestlige fronten av avsetningen i form av 5-20 km lange furer (Fig. 3.2.17C, D). Det kan se ut som de er lokalisert på selve kanten av avsetningen men dette er vanskelig å si med sikkerhet (Fig. 3.2.17C, D). Langs den sørvestlige skråningen av Spitsbergbanken opptrer kurvede megaskala glasiøle lineasjoner (Fig. 3.2.17D). Det ~70 km lange området med kurvede lineasjoner er orientert langs den sørvestlige kanten av Bjørnøybanken som buer fra Bjørnøyrenna mot nord.

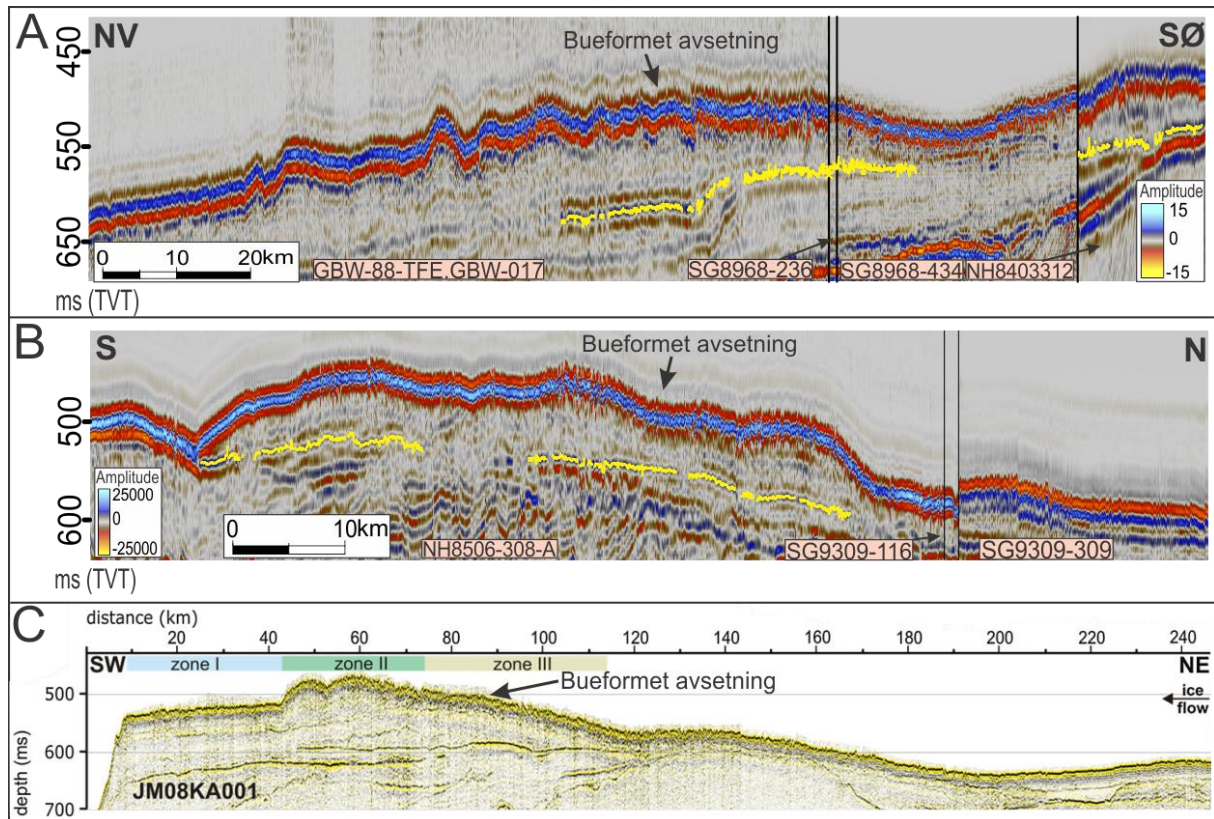
I sørøst ser det ut som om avsetningen blir overlappet av en avsetning på Nordkappbanken (Fig. 3.2.17). Det kan ut fra batymetridata ikke avgjøres om avsetningen fortsetter mot vest under Nordkappbanken eller om den stopper ved den markerte linjen (Fig. 3.2.17B). Seismiske 2D linjer har for dårlig oppløsning til å skille en eventuell bunn av avsetningen på Nordkappbanken og en topp av avsetningen i Bjørnøyrenna. Dette vil bli tatt opp igjen i kapittel 3.4.

Fra tilgjengelige 2D linjer av avsetningen er den interne seismiske signaturen utelukkende kaotisk eller akustisk transparent (Fig. 3.2.18). Flere 2D-linjer indikerer en diskontinuerlig reflektor som trolig er bunn av avsetningen (Fig. 3.2.18).



Figur 3.2.17. (A) Batymetrikart av en bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012) og behandlet i Petrel. (B) Samme kart som i A. Svart heltrukket linje indikerer kanten av avsetningen. Blå stiplede linjer er interne loper på avsetningen. Røde linjer indikerer toppen av MSGL-rygger. Hvite linjer indikerer seismiske profiler i figur 3.2.18. (C, D) Batymetrikart av samme avsetning fra OLEX. Svarte linjer indikerer MSGL.





Figur 3.2.18. Seismiske profiler av en bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna. Gule linjer indikerer det som trolig er avsetningens bunn. Profilenes lokalisering er markert i figur 3.2.17. C er modifisert fra Rütther et al. (2011).

### Tolkning av bueformet avsetning i den ytre delen av Bjørnøyrenna.

Avsetningen i den ytre delen av Bjørnøyrenna er med sin buete form og overlappende løber geomorfologisk lik avsetninger tidligere beskrevet som grunningsonekiler (Fig. 3.2.19; Ó Cofaigh et al., 2008, Ottesen et al., 2008, Dowdeswell et al., 2008). Den interne kaotiske og akustisk transparente seismiske signaturen til avsetningen (Fig. 3.2.18) er lik grunningsonekiler andre steder, men den mangler avlappende refleksjoner beskrevet fra enkelte kiler (Fig. 3.2.19C; Heroy og Anderson, 2005, Dowdeswell og Fugelli, 2012). Avsetningen er orientert på tvers av traubets lengdeakse (Fig. 3.2.17), noe som er vanlig for grunningsonekiler. Basert på den geografiske plasseringen samt geomorfologisk og seismisk likhet, tolkes avsetningen å være en grunningsonekile. Grunningsonekiler er sedimentære avsetninger som dannes foran, på eller bak grunningslinjen til marine breer eller breer som ender marint (Powell og Alley, 1997). De er typisk rundt 5-20 km bred, 50-100 meter tykk og flere titalls kilometer lang (Dowdeswell og Fugelli, 2012), noe som plasserer avsetningen i Bjørnøyrenna langt utenfor størrelse når det gjelder bredde og lengde. Grunningsonekiler

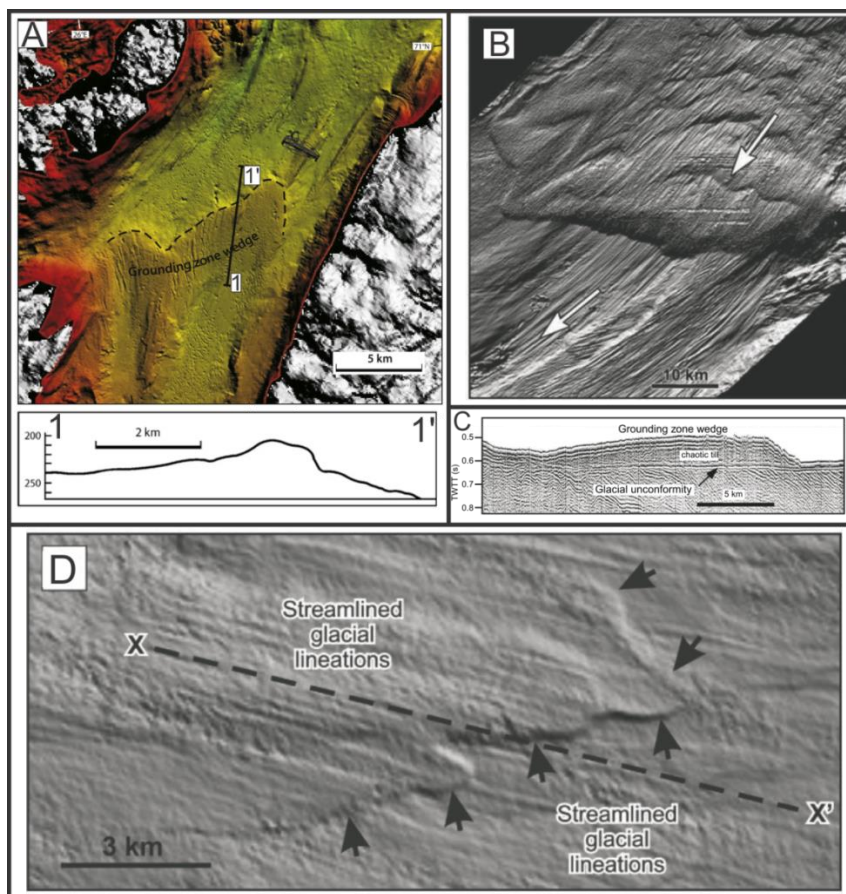
er svært vanlig i traue på tidligere glasierte kontinentalsokkelområder (Ó Cofaigh et al., 2005, Mosola og Anderson, 2006, Bart og Owolana, 2012, Dowdeswell og Fugelli, 2012), hvor også MSGL opptrer ofte. MSGL er indikasjon på hurtigstrømmende is (Clark et al., 2003). At megaskala glasiale lineasjoner opptrer på toppen av avsetningen i Bjørnøyrenna tyder på at det var en aktiv isstrøm i Bjørnøyrenna etter eller samtidig som den ble avsatt. Det antas derfor at avsetningen representerer et framrykk eller en stillstand i tilbaketrekingen av fronten til en tidligere isstrøm. Denne isstrømmen har modifisert avsetningen og vært kilde for sedimentene den er bygd opp av. Trolig terminerte isstrømmen på selve avsetningen, og den store laterale utbredelsen indikerer at sedimentasjon tok sted langs hele isfronten. MSGL på den nordvestlige kanten av avsetningen (Fig. 3.2.17D) kan stamme fra en tidligere isstrøm. Mer trolig er det at de er dannet som et tidlig ledd under avsetningen av grunningsonekilen.

Powell. (1997) foreslo at grunningsonekiler dannes som et lateralt kontinuerlig dekke av deformert og ukonsolidert subglasialt morenemateriale. Deformasjon og påklistring av sedimenter samt avsetning fra subglasialt smeltevann og direkte støt fra breen er prosesser som står bak dannelsen av grunningsonekiler (Powell og Alley, 1997). Størrelsen til slike avsetninger avhenger av mengden sedimenter som transporteres, hvor lenge isen står ved lokaliteten, bredden på isstrømmen og vinkel på hulrommet foran isens grunningslinje (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Grunningsonekiler er hovedsakelig transparente eller kaotiske i seismiske profiler, noe som trolig er forårsaket av diamiktont "debris" (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Reflektorer som prograderer fra en grunningsonekile (avlapp) representerer progradasjon i hulrommet foran grunningslinjen, og trunkerende reflektorer under grunningsonekilen indikerer erosjon under startfasen (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Det er ikke funnet tegn på avlappende reflektorer på grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna. I en nyere studie indikerer gravitasjonskjerner at små mengder sedimenter ble avsatt glasimarint nedstrøms for grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rüther et al., 2011), noe som tyder på lite smeltevann langs brefronten. Depresjoner på havbunnen er foreslått å være dødisgroper dannet av glasitektoniske prosesser (Rüther et al., 2011). Dette vitner om omfattende subglasial og proglasial deformasjon, noe som underbygger Powell. (1997) om at grunningsonekiler dannes som et



lateralt kontinuerlig dekke av deformert og ukonsolidert subglasialt morenemateriale. Videre diskusjon om grunningsonekilens genese vil bli gjort i kapittel 4.

På den østlige “Ross shelfen” i Antarktis er grunningsonekiler ved sokkelkanten funnet i alle glasiale traue, der de er tolket å representere tidligere maksimumsutbredelser av isen (Mosola og Anderson, 2006). Det er lite trolig at grunningsonekilen i Bjørnøyrenna representerer et glasialt maksimum da siste istids maksimum (LGMII) nådde eggakanten (Vorren og Laberg, 1996, Landvik et al., 1998, Andreassen et al., 2004). Grunningsonekilen er tidligere tolket å representere et framrykk av en isstrøm under deglasiasjonen av Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010) og er nylig datert å være dannet mellom 17.1 og 16.6 ka (Rüther et al., 2011). Det er foreslått at denne alderen gir en pålitelig minimumsalder for deglasiasjonen av den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rüther et al., 2011).



Figur 3.2.19. (A) Batymetrikart av en grunningsonekile i Porsangerfjorden, Nord-Norge. Under er profil av grunningsonekilen indikert på kartet. Modifisert fra Ottesen et al. (2008). (B) Batymetrikart av en grunningsonekile i Vestfjorden, Nord-Norge. Modifisert fra Dowdeswell et al. (2008). (C) Seismisk tverrprofil av en grunningsonekile i “Vega-trauet” på den antarktiske halvøy. Modifisert fra Heroy og Anderson (2005). (D) Batymetrikart av en grunningsonekile på Larsen-A shelf i Antarktis. Modifisert fra Ó Cofaigh et al. (2008).

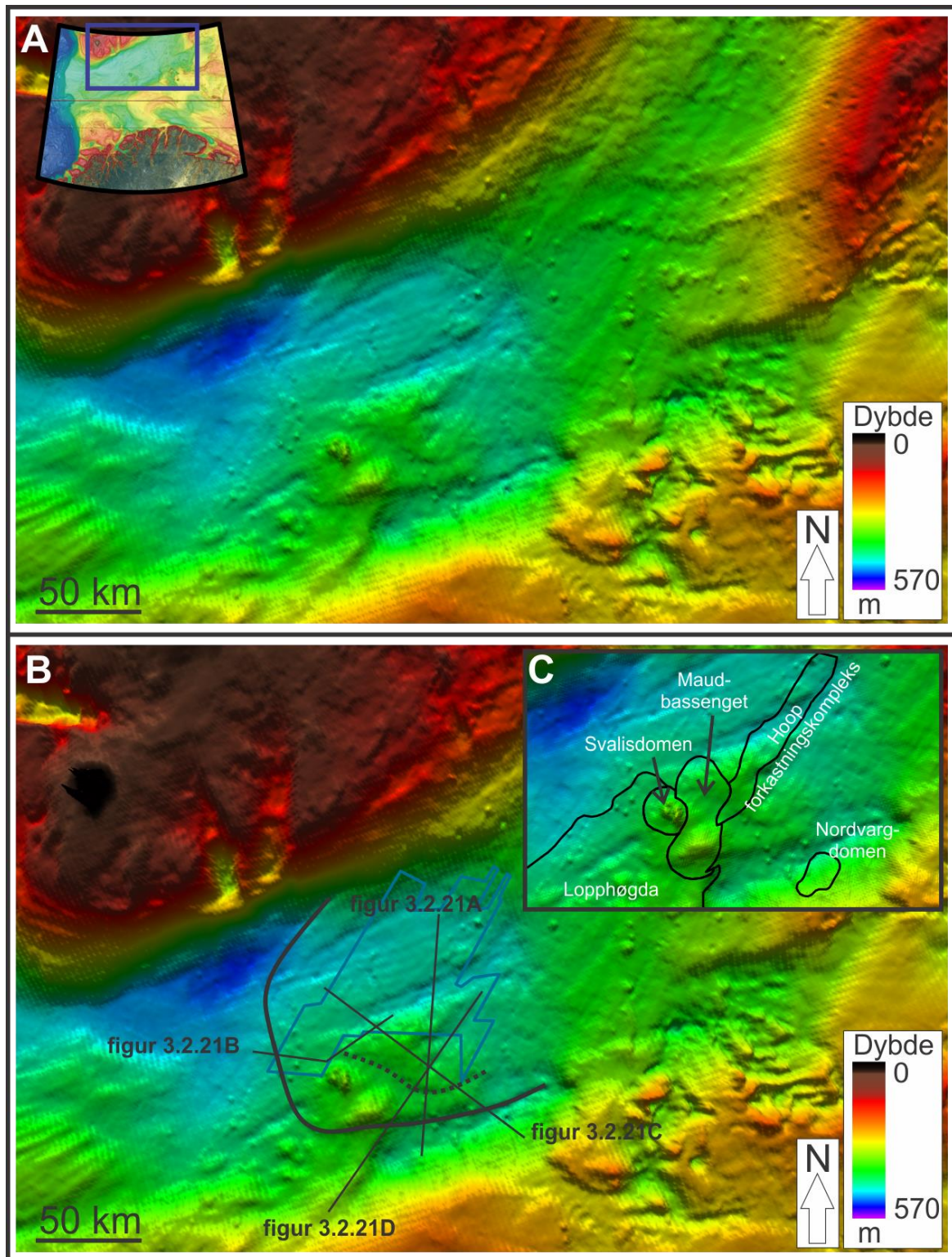
### 3.2.3 Sedimentær forhøyning i det sentrale Bjørnøyrenna

#### Beskrivelse av sedimentær forhøyning i det sentrale Bjørnøyrenna

På batymetrikart strekker en sedimentær forhøyning seg på tvers av den sentrale delen av Bjørnøyrenna (Fig. 3.2.20). Forhøyningen opptrer som haugete og irregulær på batymetrikart og har en buet ytre form (Fig. 3.2.20). Dens ytre kant er rundt 250 km i lateral utstrekning og opptrer som noe irregulær og asymmetrisk. Avsetningen har brattere helning langs støtsiden (opp mot  $0.26^\circ$ ) enn i lesiden ( $\sim 0.08^\circ$ ). To semisirkulære høyder finnes internt på avsetningen (Fig. 3.2.20). Den høyeste har et relieff på omkring 60 m i forhold til resten av avsetningen og en diameter på 2 km. Den andre har noe større diameter (3 km) og er  $\sim 40$  m høy. Tilgjengelige 2D-seismiske linjer i oppgaven krysser ikke de to høydene.

En mindre rygg ser ut til å strekke seg parallelt med forhøyningens ytre kant i sør (Fig. 3.2.20, 3.2.21A, D). Ryggen er omtrent 60 km lang og  $\sim 10$  m høy. Ut fra batymetrikart ser det ut som om den overlapper avsetningen (Fig. 3.2.20), men det er vanskelig å se dette på 2D-seismiske linjer (Fig. 3.2.21A, D). På flere av profilene kan en klar reflektor med positiv refleksjonskoeffisient ses (Fig. 3.2.21A, C, D). Denne reflektoren utgjør øvre regionale inkonformitet (URU). Mellom URU og havbunnen er den seismiske signaturen akustisk transparent og kaotisk. I et tilfelle er interne reflektorer som opptrer tilnærmet horisontalt kartlagt (Fig. 3.2.21D). Det er usikkert om disse refleksjonene utgjør bunnen av avsetningen eller om de er interne refleksjoner i avsetningen. Det er derfor vanskelig å fastslå tykkelsen til avsetningen, men den antas å være tykkest i den sentrale delen.

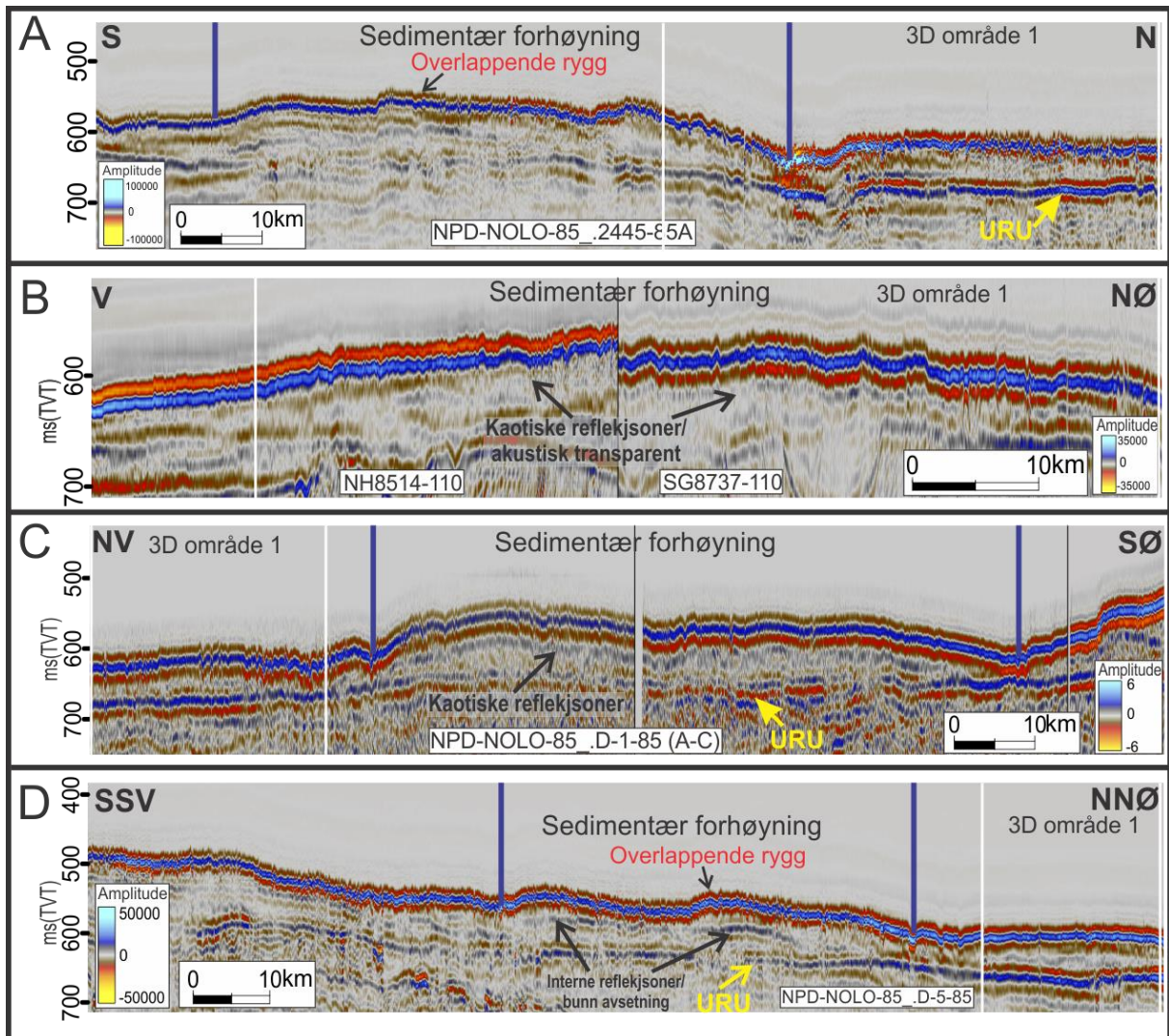
Forhøyningen opptrer også innenfor den sørlige delen av 3D område 1 (Fig. 3.2.22). Den er på sitt høyeste i den sørvestlige delen av området og forekommer noe oppstykket på grunn av 3D områdets kanter. Mellom havbunnen og det som er tolket å være URU forekommer interne refleksjoner sentralt og nord i 3D området (Fig. 3.2.22B). Disse refleksjonene har svak amplitude og opptrer som diskontinuerlige. Kaotiske refleksjoner er også vanlig i denne delen (Fig. 3.2.22B). Den seismiske signaturen forandres relativt brått der avsetningen starter lengre sør og avsetningen framstår som helt transparent i dette området (Fig. 3.2.22B). Sørøst i datasettet er den seismiske signaturen transparent til kaotisk (Fig. 3.2.22C).



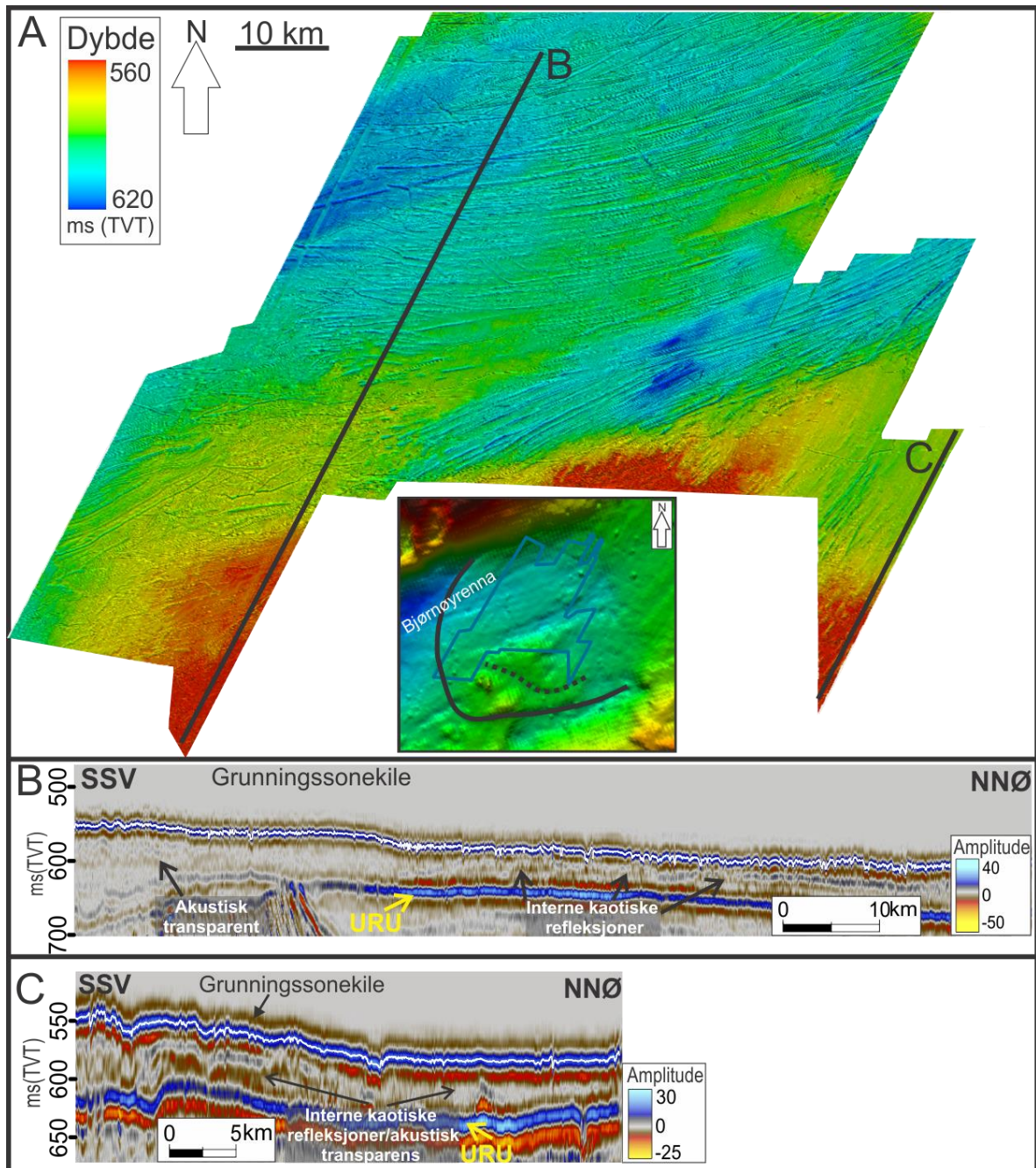
Figur 3.2.20. (A) Batymetrikart av den sentrale delen av Bjørnøyrenna der en sedimentær forhøyning er kartlagt. Kartets plassering er indikert øverst til venstre. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B) Samme kart som i A. Svart linje indikerer avsetningens ytre kant. Svart stiple linje indikerer kanten av en overlappende rygg/lobe. Blått polygon indikerer lokalisering av 3D område 1. Rette linjer indikerer seismiske profiler i figur 3.2.21. (C) Utsnitt av avsetningen med strukturelementer lagt på. Legg merke til "Svalisdomen" som utgjør en intern topp på avsetningen.



### 3 Resultater



Figur 3.2.21. Seismiske 2D linjer av en sedimentær forhøyning. Lokalisering av profilene er indikert i figur 3.2.20. Hvide liner markerer 3D datasett 1. Blå linje indikerer grensene av den sedimentære forhøyningen.



Figur 3.2.22. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1. Figuren viser den nordlige delen av en grunningssonekile. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra SØ. Plassering er indikert under flaten, hvor svart linje markerer avsetningens ytre rand. (B, C) 3D seismiske utsnitt av avsetningen. Hvit linje viser den tolkede havbunnsflaten. Profilene er indikert i A.

### Tolkning av sedimentær forhøyning i det sentrale Bjørnøyrenna

Den sedimentære forhøyningen i den sentrale delen av Bjørnøyrenna tolkes på bakgrunn av posisjon i forhold til trauret, geomorfologi og seismisk karakter til å være en grunningssonekile (Heroy og Anderson, 2005, Ó Cofaigh et al., 2008, Ottesen et al., 2008,

Dowdeswell et al., 2008, Dowdeswell og Fugelli, 2012). Ulikheten i geomorfologi sammenliknet med grunningsonekilen i sørvest skyldes trolig de interne høydene på avsetningen beskrevet ovenfor. Disse høydene forekommer ved samme lokasjon som “Svalisdomen” (Fig. 3.2.20), en saltdiapir som trenger helt opp til URU (Løseth et al., 1992). Denne underliggende forhøyningen antas å ha opptrådt som et “pinning point” (Rüther et al., 2011, Dowdeswell og Fugelli, 2012) og dermed bremsset opp en avanserende isstrøm nok til at fronten ble liggende i det aktuelle området. Dette er et vanlig fenomen for grunningsonekiler på Grønland, som ofte er lokalisert over underliggende høyder og topper (Dowdeswell og Fugelli, 2012). At den tykkeste delen av avsetningen forekommer i denne delen er trolig et resultat av at isen har stått lengst i ro ved denne lokaliteten. Avsetningen opptrer hovedsakelig som akustisk transparent eller med kaotiske interne refleksjoner, noe som gjør den seismiske signaturen lik grunningsonekilen i sørvest. At kontinuerlige refleksjoner i avsetningen kun er funnet ved et tilfelle kan tyde på at bunnen av avsetningen sammenfaller med URU (Fig. 3.2.21). I så fall er den avsatt direkte på en erosjonsflate, noe som er vanlig for grunningsonekiler (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Den begrensede vertikale oppløsning på de seismiske linjene kan likevel være nok til at det ikke kan skilles mellom den egentlige bunnen av grunningsonekilen og URU. Den interne reflektoren i avsetningen (Fig. 3.2.21D) foreslås som en alternativ bunn under avsetningen.

Ryggen i den sørlige delen av grunningsonekilen (Fig. 3.2.20, 3.2.21) er trolig et resultat av mindre svingninger i isens frontposisjon over tid. Den antas å være dannet under en stillstand i isens frontposisjon, eller ved et senere framrykk. Slik overlapping er foreslått å skje ved tids-transgressiv avsetning av loper (Andreassen et al., 2008). Avsetningen er tidligere tolket som en grunningsonekile (Fig. 3.1.1), og foreslått å representere “deglasiasjonstrinn 3” i deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet (Winsborrow et al., 2010).

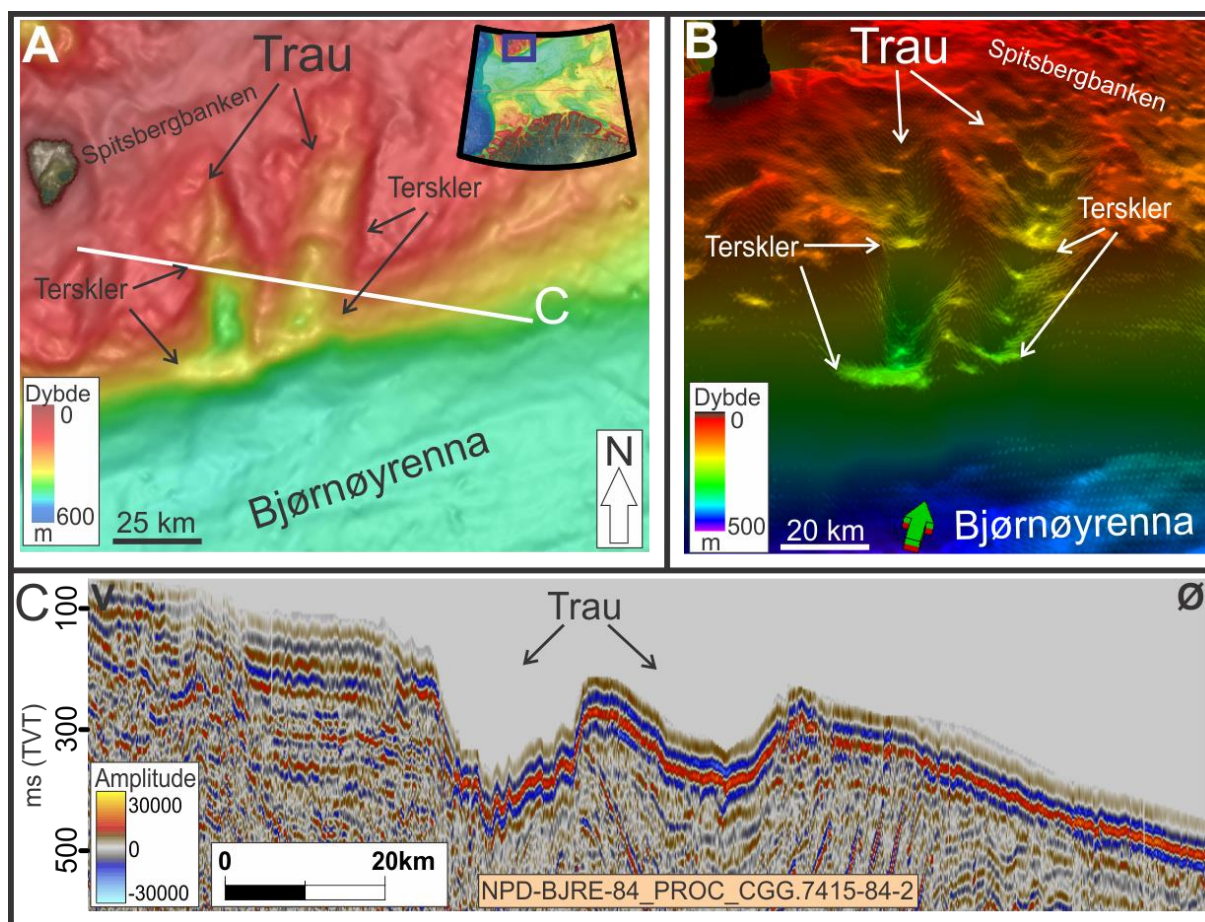
### 3.2.4 Tverrgående små trau i sørenden på Spitsbergbanken

#### Beskrivelse av tverrgående små trau i sørenden på Spitsbergbanken

To mindre nord-sør orienterte trau er lokalisert langs den sørlige kanten av Spitsbergbanken (Fig. 3.2.23) De parallelle trauene har begge utløp i Bjørnøyrenna (Fig. 3.2.23). Det østligste



og lengste trauet er omtrent 20 km bredt og 85 km langt. Det andre er omtrent 20 km bredt og 75 km langt. Havdypet er størst i den sørlige delen av trauene med ~360 meter. Trauenes bunn er irregulær og heller ujevn nedover mot Bjørnøyrenna. Markerte terskler på 280 meters havdyp markerer en kant mot den 220 meter dypere bunnen av Bjørnøyrenna (Fig. 3.2.23). De to små trauene skilles kun av en parallell rygg som blir tynnere fra nord mot sør (Fig. 3.2.23). To markerte terskler finnes omtrent ved samme breddegrad i de to trauene (Fig. 3.2.23). Disse er orientert øst-vest og spenner seg på tvers av trauene. Nedstrøms for tersklene er helningen på trauene relativt bratt.



Figur 3.2.23. (A) Batymetrikart av to trau på Spitsbergbanken. Kartets plassering er indikert øverst til høyre. Batymetrikartet er hentet fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012), og modifisert i arcGIS. (B) IBCAO batymetrikart modifisert i Petrel. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Lokalisering er omtrent den samme som i A. (C) Tverrprofil av de to tverrgående trauene. Profilet er markert i A.

### **Tolkning av tverrgående små trau i sørenden på Spitsbergbanken**

De tverrgående trauene i Bjørnøyrenna tolkes å være mindre glasiale trau som har drenert is og sedimenter fra Spitsbergbanken til Bjørnøyrenna. Den store høydeforskjellen mellom havbunnen i de tverrgående trauene og Bjørnøyrenna skyldes trolig forskjeller i mengde drenert is og tiden dette har foregått. Dette resulterer i et markert trinn mellom havbunnen i de ulike trauene. Slike markerte trinn i terrenget er tidligere omtalt fra terrestriske områder som "Dalende" (Nesje, 1995). Det antas en analog mellom disse, og de to mindre trauene kalles heretter for dalender. Tersklene sentralt i trauene kan være erosive strukturer dannet på grunn av fluktusjon i isen og raskere isstrømning og/eller svakhetssoner i berggrunnen. Tersklens liknende ryggform som endemorener dannet ved fronten av isbreer, "surgende" breer eller isstrømmer under stillstand/framrykk (Fig. 3.2.23A; Andreassen et al., 2008, Benediktsson et al., 2008), samt deres plassering på tvers av trauene tyder på at de er morenerygger. 2D seismikk som kunne gitt svar på om tersklene er erosjonsstrukturer eller morenerygger er ikke tilgjengelig i oppgaven. Derfor blir tolkningen basert på formlikhet og plassering, og det synes mest naturlige å anta at tersklene er endemorener.

### **3.2.5 Pløyespor i det sentrale Bjørnøyrenna**

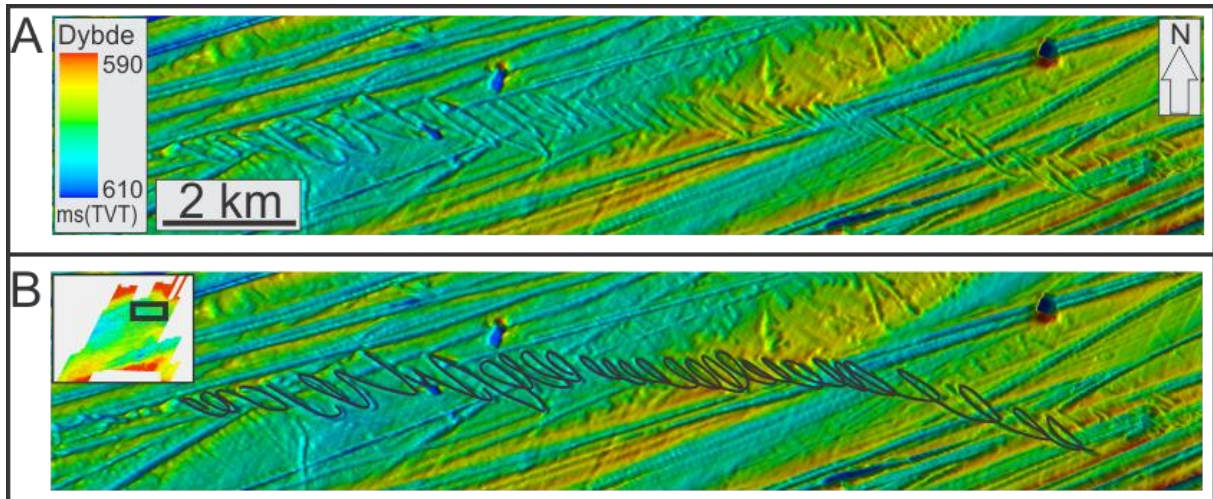
#### **Beskrivelse av pløyespor i det sentrale Bjørnøyrenna.**

Pløyespor i 3D område 1 i det sentrale Bjørnøyrenna opptrer med flere ulike former, størrelser og orienteringer (Fig. 3.1.6). Flere steder i området har pløyesporene en sløyfet form (Fig. 3.2.24). Disse pløyesporene skiller seg fra andre pløyespor i studieområdet ved at de skifter retning svært ofte. Det ene pløyesporet som er omtrent 15 km langt (Fig. 3.2.24), og som strekker seg i øst-vest retning, svinger 180° fra NØ mot SV omtrent femti ganger.

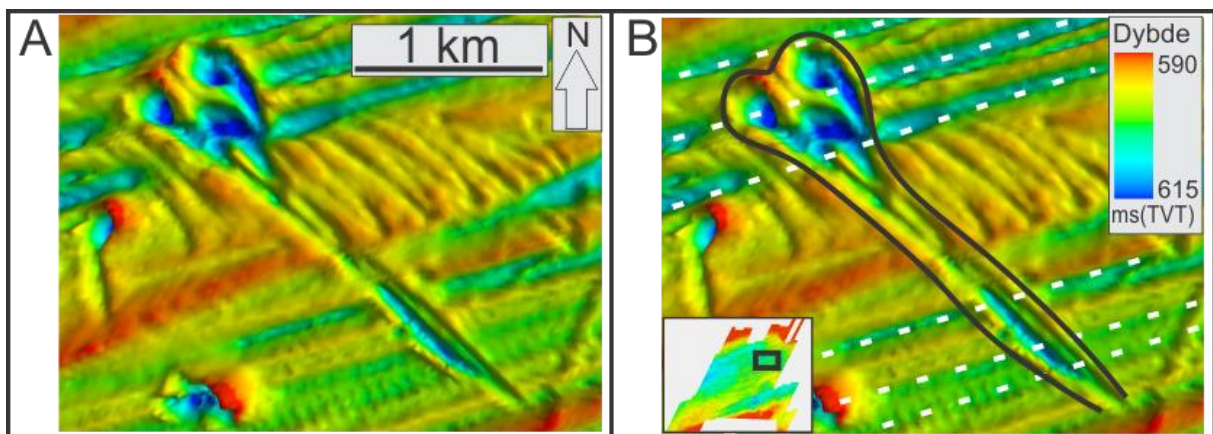
Pløyespor i 3D område 1 krysser og kutter megaskala glasiale lineasjoner (Fig. 3.2.25), noe som forekommer ofte i området. Flere steder er det kartlagt furer som ender i en depresjon (Fig. 3.2.25, 3.2.26). Slike depresjoner er alt fra semisirkulære til irregulære i form og kan være opp til 20 meter dype (antatt en lydbølgehastighet i vann på 1480 m/s). Bunnen av disse depresjonene kan være ujevn og bestå av flere mindre, interne depresjoner (Fig. 3.2.26B). De fleste pløyespor i 3D området avsluttes gradvis ved at de grunner ut til de ikke lengre kan ses på havbunnen (Fig. 3.2.27A). Noen furer ender brått uten noen tegn til

fortsettelse (Fig. 3.2.27B), mens noen avsluttes med en overfordypet grop/depresjon (Fig. 3.2.25, 3.2.26).

Pløyespor finnes innenfor hele 3D området, men generelt sett er høyereliggende områder i 3D område 1 mer påvirket av pløyespor enn lavereliggende områder, spesielt den sørvestlige delen (Fig. 3.1.6). Detaljerte studier av havbunnen viser at de fleste pløyespor i 3D området er SV-NØ orientert, men det er også noen furer som strekker seg i NV-SØ retning.

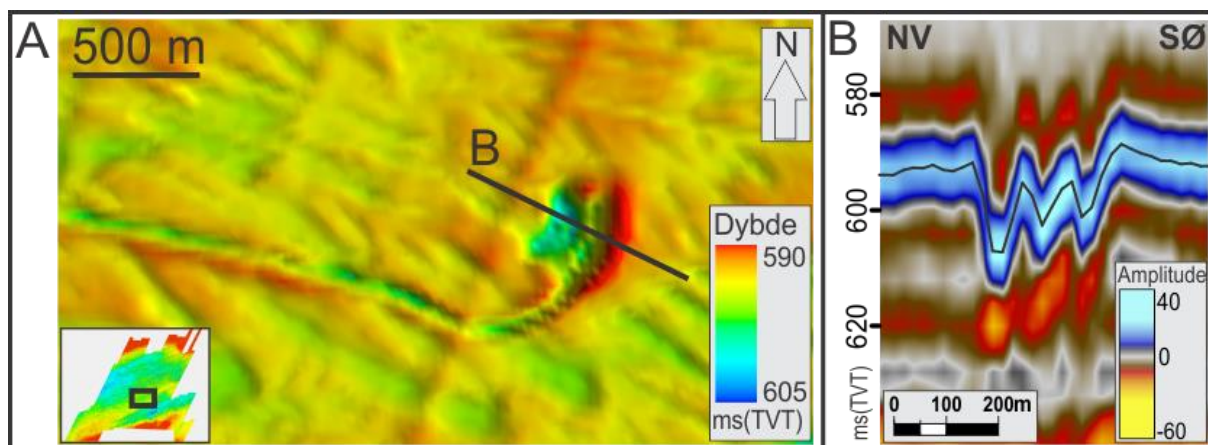


Figur 3.2.24. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 som viser en kurvet fure med sløyfet form. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørøst. (B) Samme kart som i A der den kurvede furen er inntegnet. Plassering av kartet er indikert øverst til venstre.

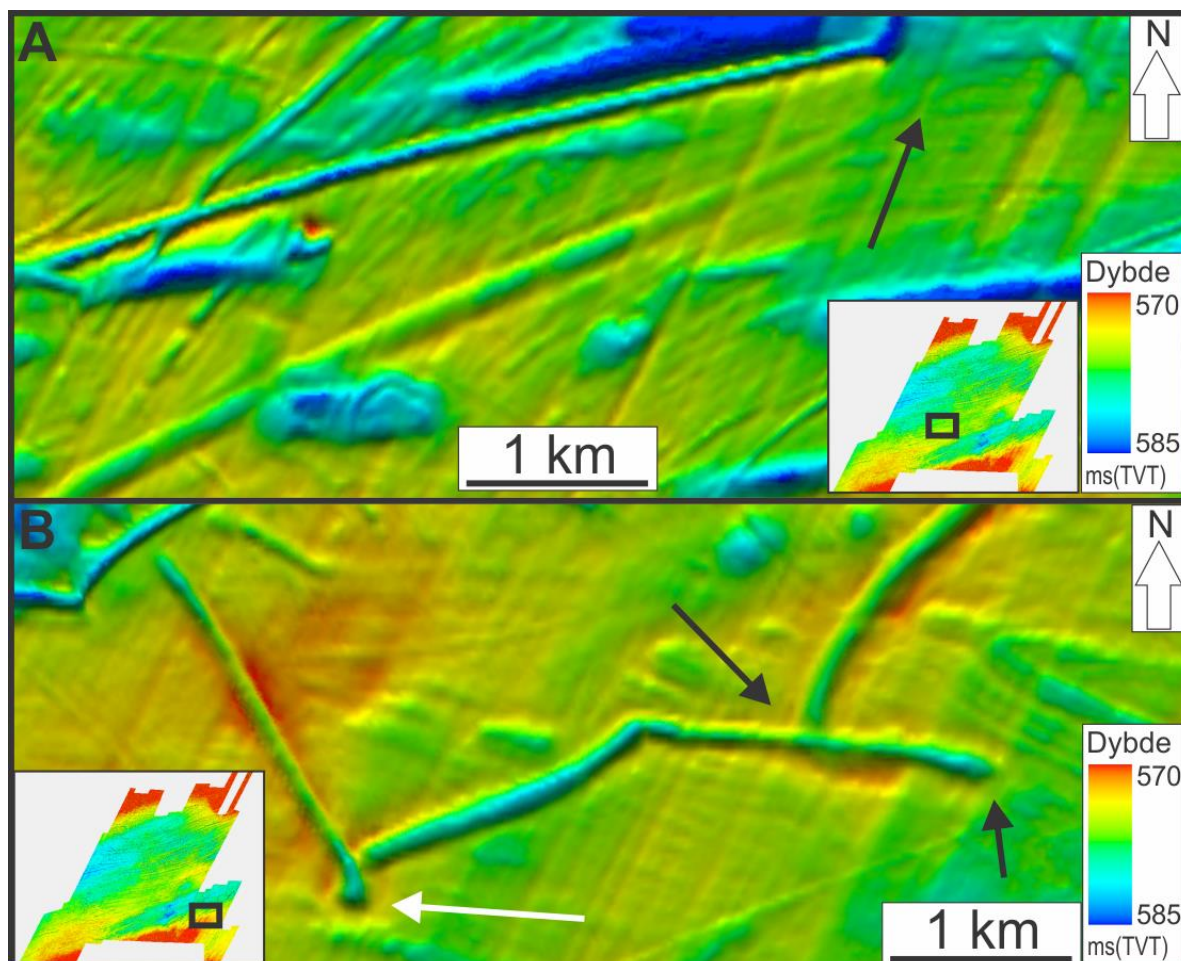


Figur 3.2.25. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 som viser en fure som ender i flere sirkulære depresjoner. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørøst. (B) Samme kart som i A der furen og depresjonene er inntegnet med svart linje. Hvide stiplede linjer viser MSGL. Plassering av kartet er indikert nederst til venstre.





Figur 3.2.26. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 viser en fure som ender i en depresjon. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørøst. Plassering av kart er vist nederst til venstre. (B) Tverrprofil av depresjonen i A. Profilet viser at depresjonen har en svært irregulær bunn. Svart linje indikerer den tolkede flaten.



Figur 3.2.27. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 der et pløyespor som gradvis blir borte er indikert (svart pil). Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørøst. Plassering av kart er vist nede til venstre. (B) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 1 der to pløyespor brått stopper (svarte piler). Det ene stopper i det andre. Hvit pil indikerer en depresjon der pløyesporet har en plutselig retningsendring. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sørøst. Plassering av kart er vist nederst til venstre.

### Tolkning av pløyespør i det sentrale Bjørnøyrenna

Den dominerende SV-NØ retningen på isfjellpløyemerkene i 3D område 1 er trolig forårsaket av havstrømmer. Variasjon i orientering internt i et pløyespør skyldes trolig forandringer i bølgeaktivitet og vind. Virvelstrømmer ble foreslått som en mulig drivkraft bak sløyfe/løkkeformet bevegelse av isfjell (Riggs et al., 1980). Slik roterende bevegelse av havvann på kontinentalsokkelen i Labradorhavet er hovedsakelig forårsaket av daglige tidevannsstrømmer (Woodworth-Lynas et al., 1985). Sløyfete pløyespør (Fig. 3.2.24) tolkes også her til å være dannet av roterende strømmer eller av tidevannsstrømmer alene. Retningsendring i havstrømmer grunnet sesongmessige variasjoner kan også ha vært en faktor som har påvirket forskjell i orientering innenfor studieområdet.

Interne depresjoner i en fure (Fig. 3.2.25, 3.2.26, 3.2.27B) kan være isfjellsmeltegropor (Woodworth-Lynas et al., 1991). Slike gropor dannes ved at is fra kjølen av isfjellet knekker av og presses ned i havbunnen. Når denne isen smelter eller løses opp, etterlates et hull. En annen forklaring for dannelsen av slike depresjoner er at isfjellet ruller som følge av at isen smelter og roterer for å oppnå ny likevekt. Slik rulling kan danne gropor og hull i pløyespør (Syvitski et al., 2001). En tredje forklaring kan være at gropene er dannet der isfjell er grunnet i lengre perioder. Bølger og vind kan da gjøre at isfjellet beveger seg noe, slik at det graver seg ned og danner en forsenkning. At flere pløyespør i 3D området ender i en depresjon (Fig. 3.2.25, 3.2.26, 3.2.27) er derfor trolig et resultat av en eller flere av de nevnte prosessene. Tverrprofil av en depresjon (Fig. 3.2.26B) viser at bunnen er ujevn og består av flere depresjoner. Dette kan derfor skyldes at isfjellet har vært grunnet over tid og rullet/rotert gjentatte ganger. Slike depresjoner med sirkelformet rand kan entydig brukes for å indikere bevegelsesretningen ved tidspunkt for grunning (Syvitski et al., 2001). Fra de få kartlagte depresjoner som forekommer i enden av pløyespør kan det ikke fastslås hvor majoriteten av pløyespør i 3D området kom fra.

### 3.3 Havbunnsgeomorfologi i Nordkappbanken/Djuprenna-området.

Havbunnsgeomorfologien i Nordkappbanken/Djuprenna-området karakteriseres blant annet av storskala formelementer som Nordkappbanken Bueformede Rygg, Nordkappbanken Østlige Sedimentkile og Nordkappbanken Sedimentavsetning (Fig. 3.3.1). Avsetninger finnes også i Djuprenna der de opptrer som langstrakte. Andre formelementer er megaskala glasiale lineasjoner, pløyespor, mindre sedimentrygger, en langstrakt kanal og et stort system av depresjoner. Først vil storskala formelementer beskrives og tolkes ut fra batymetridata, 2D og 3D seismikk. Deretter vil de mindre formelementene følge med fokus på 3D data, IBCAO og OLEX.

#### 3.3.1 Nordkappbanken Bueformede Rygg

##### Beskrivelse av Nordkappbanken Bueformede Rygg

Nordkappbanken Bueformede Rygg er omtrent 180 km lang og er konkav mot Bjørnøyrenna (Fig. 3.3.1, 3.3.2). På seismiske profiler framstår ryggen som en klar forhøyning (Fig. 3.3.1B, C), men på havbunnen er den ikke like framtrædende langs hele buen (Fig. 3.3.2). På batymetrikart er det lett å få øye på den nordlige delen av ryggen, mens den vestlige delen har klart lavere relieff og er vanskeligere å få øye på (Fig. 3.3.2). Mens flere ujevnheter forekommer på den indre delen av ryggen mot Djuprenna er den ytre delen mer jevn (Fig. 3.3.1, 3.3.2). Havdypet varierer langs ryggen. Det er dypest i den vestlige delen av ryggen med ~270 meter og grunnest i den nordlige delen med ~220 meter. Bredden av ryggen er relativt uniform, rundt 30 km bred. Den er smalest i sørøst og nordøst der den kiler ut til den ikke lenger kan følges på havbunnen.

Store deler av 3D område 3 domineres av Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.3.3). Innenfor 3D området danner ryggen et relieff på omkring 80 m i forhold til havbunnen nordøst for ryggen (antatt en lydbølgehastighet i vann på 1480 m/s). Den ses på alle de 3 havbunnsflatene i området og strekker seg over et areal på omtrent 1300 km<sup>2</sup>. Ryggen som er ~55 km lang innenfor 3D området avgrenses av datasettenes kanter i sør og sørvest. I den sentrale delen av området (Fig. 3.3.3) kan ryggens bredde på ~30 km ses i helhet. På seismiske profiler (Fig. 3.3.4) heller ryggen nedover mot nordøst og sørvest. Den distale delen av ryggen har en helning som varierer mellom ~0,2° i nordvest (Fig. 3.3.4A) til ~0,6° (Fig. 3.3.4B) i sørøst, noe som indikerer topografiske forskjeller internt på ryggen. Den indre



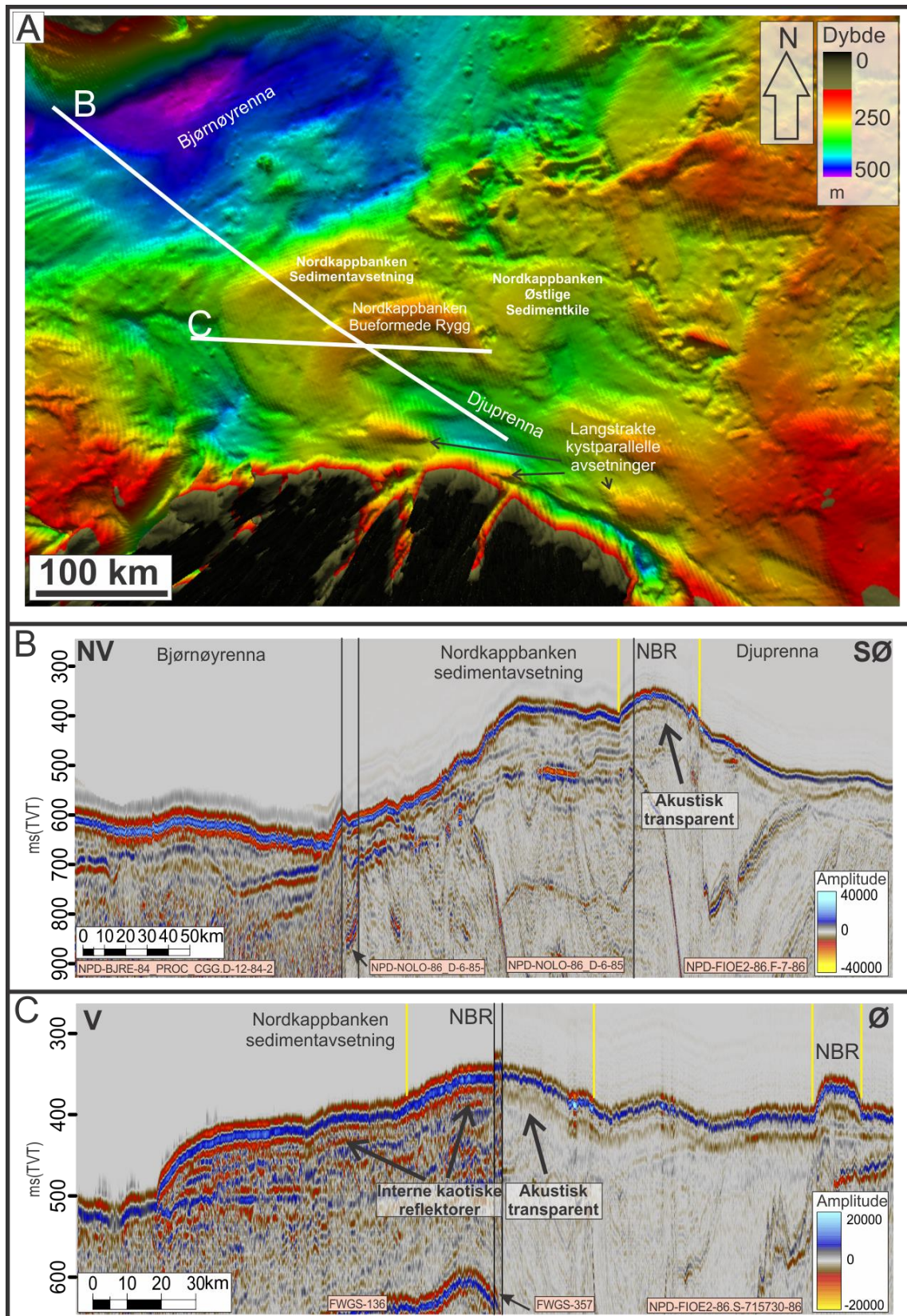
delen av ryggen heller  $\sim 0.7^\circ$  (Fig. 3.3.4B). En klar, tilnærmet horisontal høyamplitude-reflektor danner en bunn  $\sim 90$  m (antar lydbølggehastighet på 1700 m/s) under toppen av ryggen. Den interne seismiske signaturen til ryggen er i 3D data hovedsakelig akustisk transparent (Fig. 3.3.4). 2D linjer indikerer at det andre steder på ryggen er kaotiske refleksjoner internt i ryggen (Fig. 3.3.1C, 3.3.2B).

#### **Tolkning av Nordkappbanken Bueformete Rygg**

Den buede formen på ryggen og den store topografiske forskjellen den utgjør mot områdene rundt tyder på at avsetningen er en morenerygg avsatt ved fronten av en bre. Mangel på interne refleksjoner i deler av ryggen kan skyldes at den består av homogene sedimenter eller diamiktont morenemateriale. Slike morenebanker kan dannes på flere måter og er ofte et resultat av flere prosesser (Powell og Domack, 1995, Lønne, 2001). Kaotiske interne refleksjoner fra noen 2D linjer (Fig. 3.3.1C, 3.3.2B) kan skyldes dårlig oppløsning eller at ryggen er bygd opp av ulike iskontakt litofacies som kan omfatte kaotisk blanding av diamikton-, blokker-, grus-, sand-, silt- og leirefacier (Powell og Alley, 1997). Avsetningen tolkes til å være en morenerygg avsatt langs randen av en bre, og den markerer en tidligere maksimumsutbredelse for et breframstøt.

Avsetningens genese og relasjon til deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet vil bli diskutert i Kapittel 4.

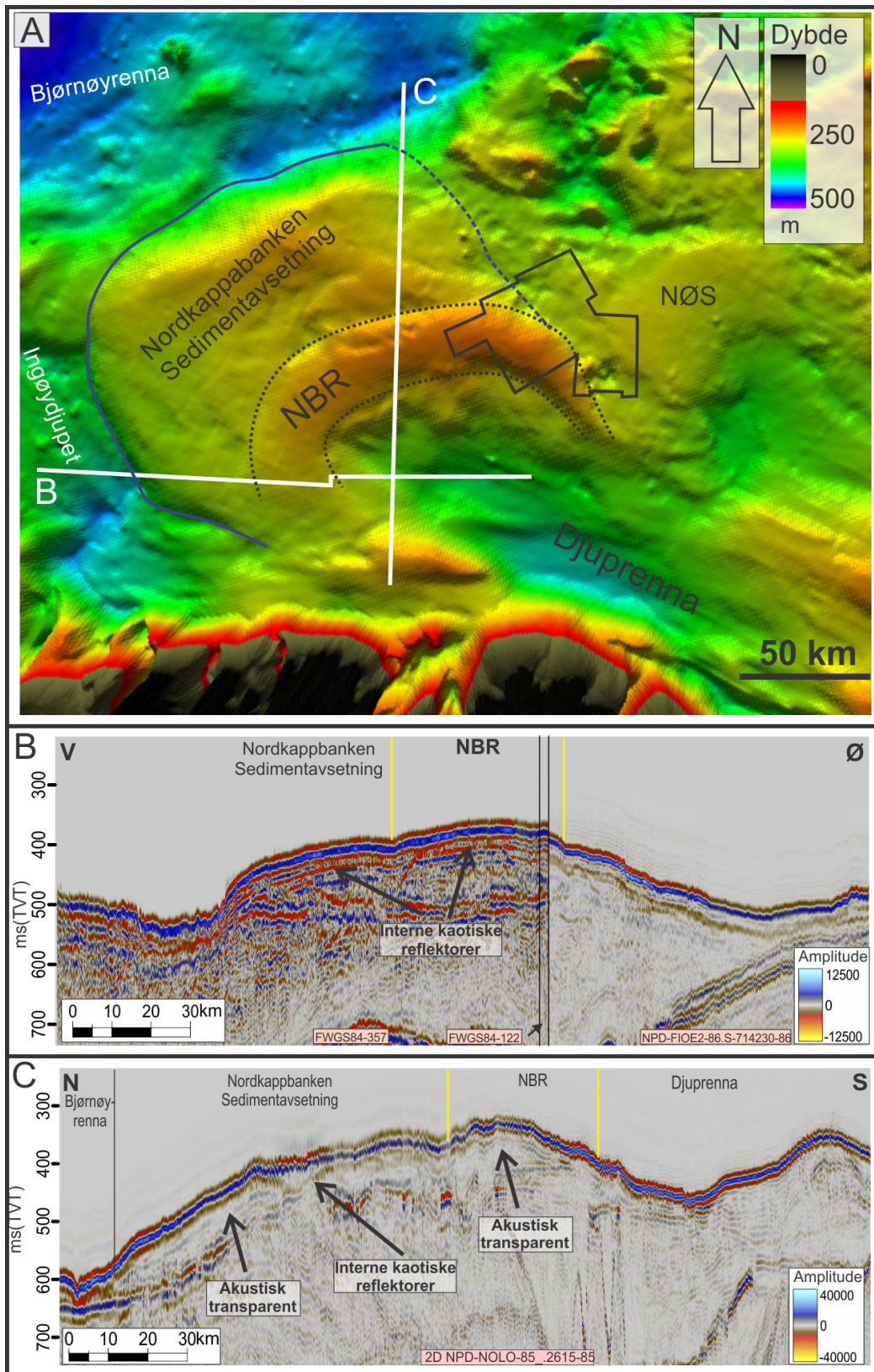
### 3 Resultater



Figur 3.3.1. (A) Batymetrikart av Nordkappbanken/Djuprenna-området og det sentrale Bjørnøyrenna. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B, C) 2D seismiske profiler indikert i A.

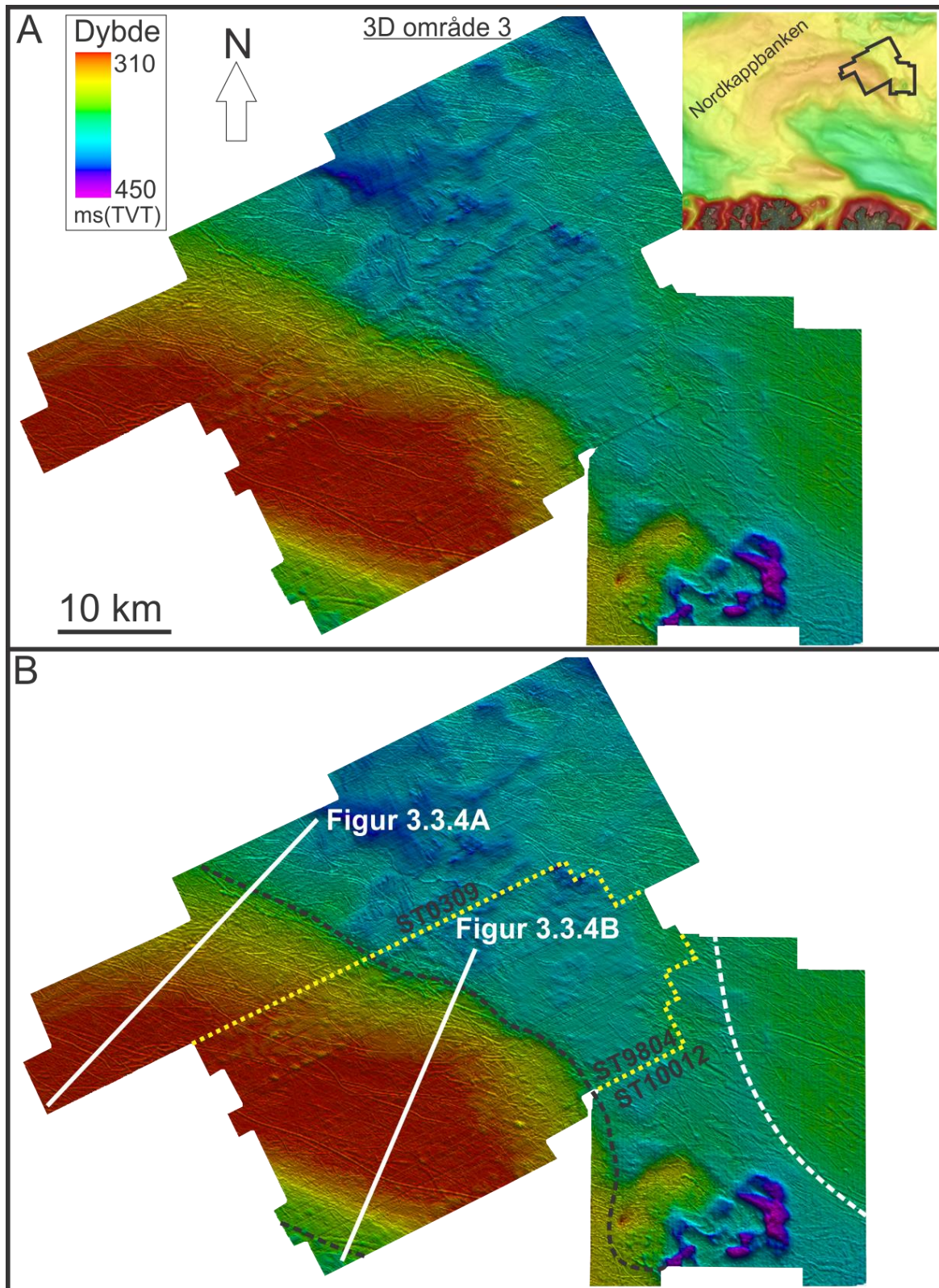


### 3 Resultater

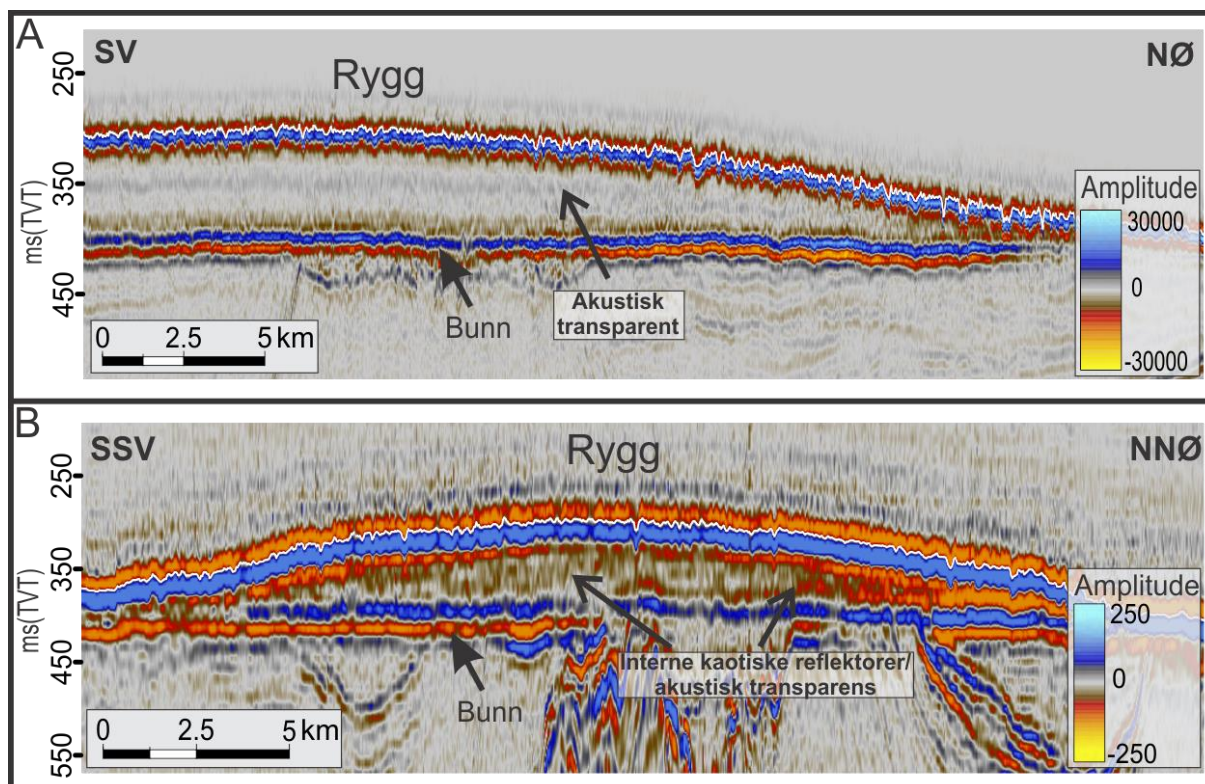


Figur 3.3.2. (A) Batymetrikart av havbunnen på og rundt Nordkappbanken. NBR=Nordkappbanken Bueformede Rygg, NØS=Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Nordkappbanken Bueformede Rygg (svart stiplede linje) og Nordkappbanken Sedimentavsetning (blå linje – den stiplede delen indikerer dens usikre østgrense) er markert. Kartet er framstilt fra IBCAO batymetrikart. Svart polygon indikerer 3D område 3. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. (B, C) 2D seismiske profiler fra Nordkappbanken. Lokalisering av profiler er indikert i A.





Figur 3.3.3. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen øst på Nordkappbanken. Tre 3D datasett er brukt for framstilling av flaten; ST9403, ST10012 og ST0309. Grensene mellom disse er indikert med gule stiplede linjer. Lokalisering av flaten er vist øverst til høyre. (B) Samme flate som i A. Svart stiplet linje illustrerer grensene til Nordkappbanken Bueformede Rygg. Hvit stiplet linje indikerer den vestlige kanten av Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Hvide linjer er seismiske profiler vist i figur 3.3.4. Lyskilde er satt fra SSV og vertikal overdrivelse er 10X.



Figur 3.3.4. Tverrprofiler av Nordkappbanken Bueformede Rygg. En klar tilnærmet horisontal reflektor danner en bunn under ryggen. Hvite linjer indikerer den tolkede havbunnsflaten. Plassering av profilene er indikert i figur 3.3.3.

### 3.3.2 Nordkappbanken Sedimentavsetning

#### Beskrivelse av Nordkappbanken Sedimentavsetning

Store deler av Nordkappbanken består av en større sedimentavsetning (Fig. 3.3.1, 3.3.2). Avsetningens overflate er relativt jevn sammenliknet med havbunnen rundt (Fig. 3.3.2). Avsetningens høyeste punkt er i den nordlige delen der havdypet er ~245 m (Fig. 3.3.1, 3.3.2). Nord for dette heller overflaten nedover mot Bjørnøyrenna der havdypet er ~450 m. Den har en lobete ytre form og grenser mot Ingøydjupet i sørvest, Bjørnøyrenna i nord og mot en haugete irregulær havbunn i nordøst der grensen er mer uklar (Fig. 3.3.2). Den sørlige grensen kan ikke ses på batymetri. Den er vanskelig å se på 2D seismiske linjer, men kan se ut til å stoppe ved Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.3.1B, C, 3.3.2C, 3.3.5C). Avsetningen er omtrent 170 km bred fra nordøst mot sørvest og dekker et omtrentlig areal på 25 000km<sup>2</sup>. Den seismiske signaturen til avsetningen er flere steder akustisk transparent og kaotisk (Fig. 3.3.1B, C, 3.3.2B, C), men kontinuerlige parallelle interne refleksjoner finnes både i den nordlige og sentrale delen av avsetningen (Fig. 3.3.5B, C). I nordøst og i den

sentrale delen av avsetningen opptrer de med samme helning som havbunnen (Fig. 3.3.5B). I nordvest forekommer en intern reflektor med lavere helning enn havbunnen (Fig. 3.3.5C). Etter hvert som overflaten av avsetningen heller ned mot Bjørnøyrenna blir den tynnere og kiler ut til den til slutt ikke kan følges lengre. Avsetningen kiler også ut mot Ingøydjupet i vest. I profil har avsetningen en konveks ytre form mot Ingøydjupet og Bjørnøyrenna (Fig. 3.3.1C, 3.1.2C, 3.3.5C). Interne kontinuerlige reflektorer skiller avsetningen fra Nordkappbanken Bueformede Rygg som er akustisk transparent og kaotisk. Avsetningen er tykkest i den sentrale delen med ~120 meter. Det er ikke kartlagt MSGL på overflaten av avsetningen.

#### **Tolkning av Nordkappbanken Sedimentavsetning**

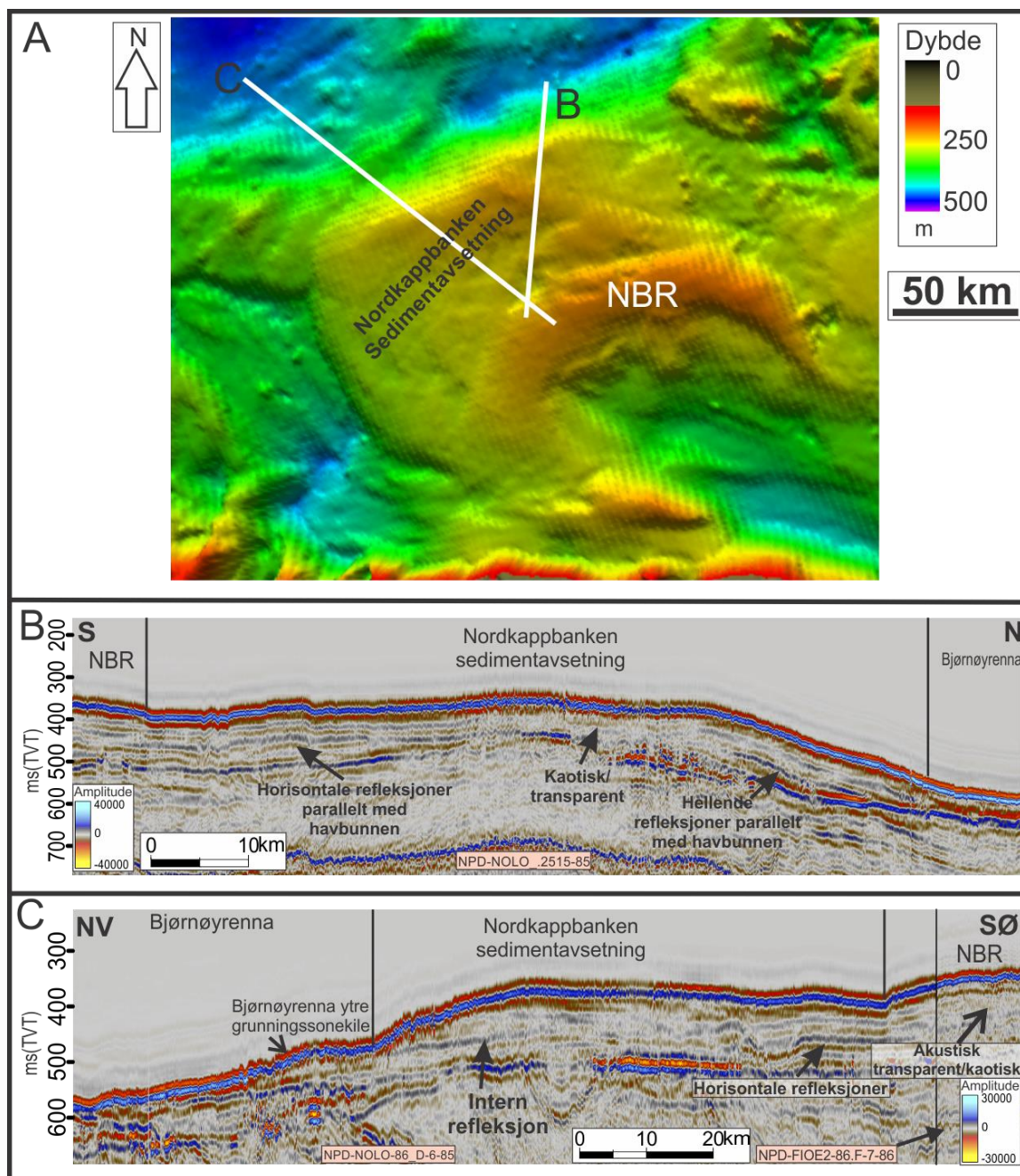
Avsetninger som beskrevet her kan dannes av flere ulike prosesser: (1) Som pressmorener; (2) støtmorener; (3) utsmelting- og kalvingdumpingsmorener; (4) påklistringsmorener, eller som; (5) grunningslinjevifter, iskontaktdelta eller grunningssonekiler (Powell og Domack, 1995, Powell og Alley, 1997). Det er vanskelig å si hvilket av disse endeleddene av prosesser ved en isbres grunningslinje som gjelder for avsetningen på Nordkappbanken, men grunnet dens geomorfologiske framtoning er den trolig ikke en press- eller støtmorene. Det kan ikke avskrives om disse to er medvirkende prosesser eller at isen har hatt et framrykk over avsetningen som har jevnet den ut. Basert på avsetningens jevne og flate form kan den være avsatt i et glasimarint miljø. To liknende avsetninger i det østlige Barentshavet er kartlagt basert på grunn seismikk og kjerneprøver (Epshtein et al., 2011a, 2011b). De opptrer med omtrent samme størrelser (40-110 km bred, 145-290 km lang og mellom 40 og 70 meter tykk). De er kalt "ATBs" (akustisk transparente kropp) og består av subglasialt morenemateriale med et tynt lag glasimarine sedimenter på toppen. I motsetning til avsetningen på Nordkappbanken er det ikke funnet interne reflektorer i dem (Epshtein et al., 2011a, 2011b). At avsetningens indre seismiske signatur både er akustisk transparent og lagdelt kan bety at den har blitt dannet av flere ulike prosesser. Fordi avsetningen kiler ut mot Bjørnøyrenna og Ingøydjupet betegnes den her som en sedimentkile. Den omtales heretter som Nordkappbanken Sedimentkile. På bakgrunn av sin størrelse og utbredelse er avsetningen trolig avsatt over lengre tid, og det antas at flere ulike prosesser har vært med å bygge opp avsetningen. Det foreslås at avsetningen er avsatt gjennom forskjellige episoder der isen har trukket seg fram/tilbake i området. Mangel av MSGL på overflaten av



### 3 Resultater

avsetningen tyder på at hurtigstrømmende is ikke har strømmet over den under siste avsetningsfase.

Avsetningens genese og relasjon til deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet vil bli diskutert i kapittel 4.



Figur 3.3.5. (A) Batymetrikart av havbunnen på Nordkappbanken. NBR= Nordkappbanken Bueformede Rygg. Kartet er framstilt fra IBCAO batymetrikart. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. (B, C) 2D seismiske profiler av Nordkappbanken sedimentavsetning. Plassering av profilene er indikert i A.

### 3.3.3 Nordkappbanken Østlige Sedimentkile

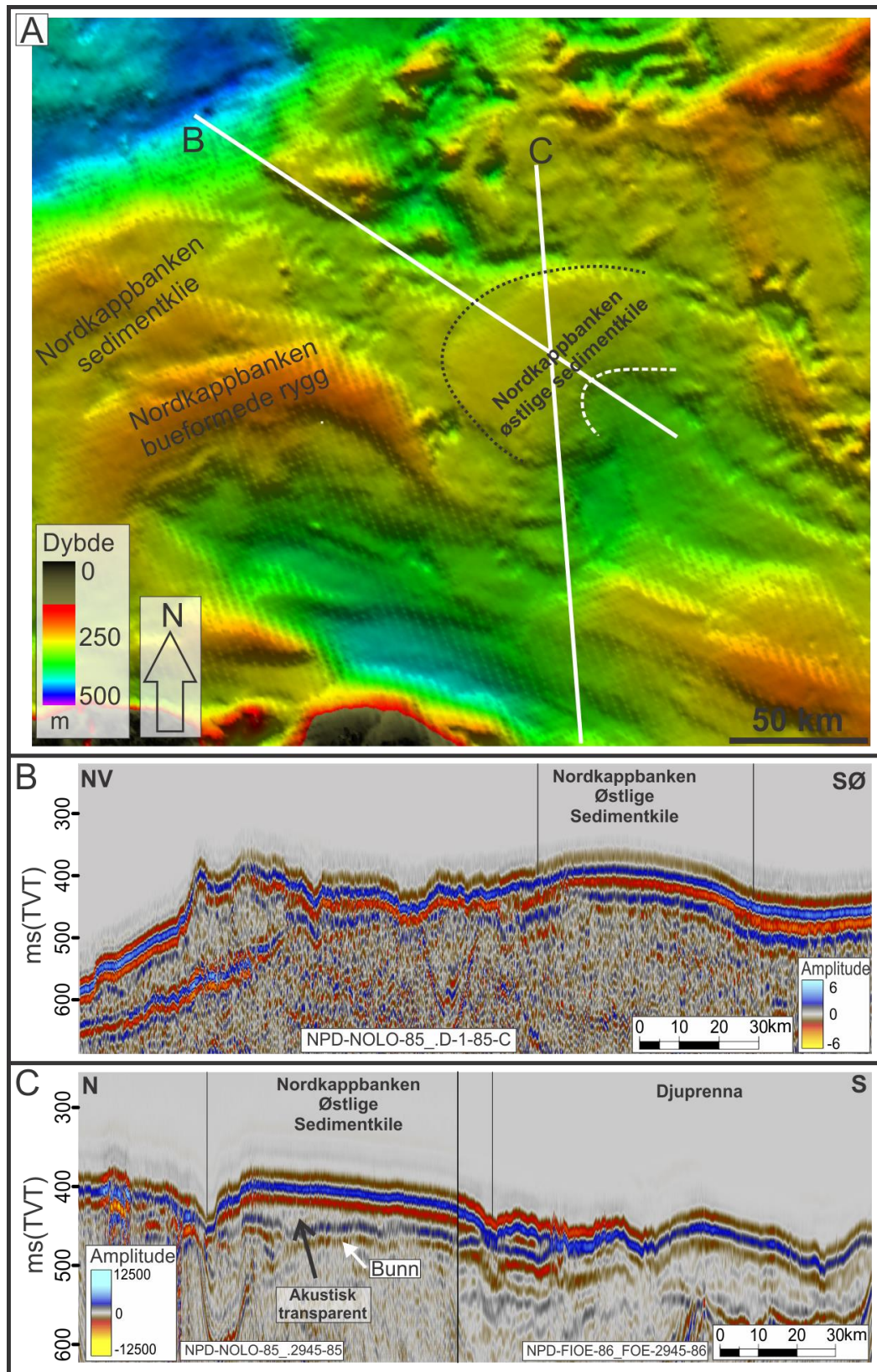
#### Beskrivelse av Nordkappbanken Østlige Sedimentkile.

Øst for Nordkappbanken er en avsetning kartlagt fra batymetridata (Fig. 3.3.6, 3.3.7). Avsetningen som er omtalt som Nordkappbanken Østlige Sedimentkile er omtrent 80 km bred fra NØ-SV og dekker et areal på  $\sim 6400 \text{ km}^2$ . Sedimentkilen danner en buet form langs den ytre og indre grensen (Fig. 3.3.6A). Dens vestlige margin ligger innenfor 3D område 3, men kan kun ses i den østlige delen av dette området (Fig. 3.3.3). Nord og øst for sedimentkilen er havbunnen svært ujevn mens den sørlige siden opptrer noe jevnere (Fig. 3.3.6, 3.3.7). Havdypet er  $\sim 260$  meter på det høyeste punktet vest på avsetningen. Herfra heller havbunnen relativt jevnt nedover mot sørøst og utgjør en gjennomsnittlig helning på  $\sim 0.08^\circ$ . 20-50 meter under havbunnen er det kartlagt en tilnærmet horisontal reflektor med noen ujevnheter (Fig. 3.3.6C, 3.3.7C, D). Reflektoren danner en bunn under avsetningen, og intervallet mellom den og havbunnen opptrer som akustisk transparent på 2D seismikk (Fig. 3.3.6C, 3.3.7B, C). Selv om ingen intern stratigrafi i avsetningen kan ses på seismikk (Fig. 3.3.6, 3.3.7) kan det ikke utelukkes at sedimentære lag tynnere enn den seismiske oppløsningen finnes. Avsetningen kiler ut og blir tynnere mot kantene og det er vanskelig å fastslå den nøyaktige yttergrensen av sedimentkilen (Fig. 3.3.7). 3D område 4 er lokalisert på den sentrale delen av sedimentkilen (Fig. 3.3.7). Havbunnen her er karakterisert av relativt små forskjeller i topografi og stiger slakt fra sørøst mot nordvest (Fig. 3.3.7B).

#### Tolkning av Nordkappbanken Østlige Sedimentkile

Avsetninger som beskrevet her kan dannes ved flere ulike prosesser: (1) Som pressmorener; (2) støtmorener; (3) utsmelting- og kalvingdumpingsmorener; (4) påklistringsmorener, eller som; (5) grunningslinjevifter, iskontaktdelta eller grunningsonekiler. (Powell og Domack, 1995, Powell og Alley, 1997). Det er vanskelig å si hvilket av disse endeleddene av prosesser ved en isbres grunningslinje som gjelder for Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Grunnet dens geomorfologiske framtoning er det lite trolig at den er en press- eller støtmorene. Det kan ikke avskrives om disse to er medvirkende prosesser eller at isen har hatt et framrykk over avsetningen som har jevnet den ut. Geomorfologisk sett er avsetningens buede form og jevne overflate noe lik grunningsonekiler fra tidligere glasierte områder i Antarktis og

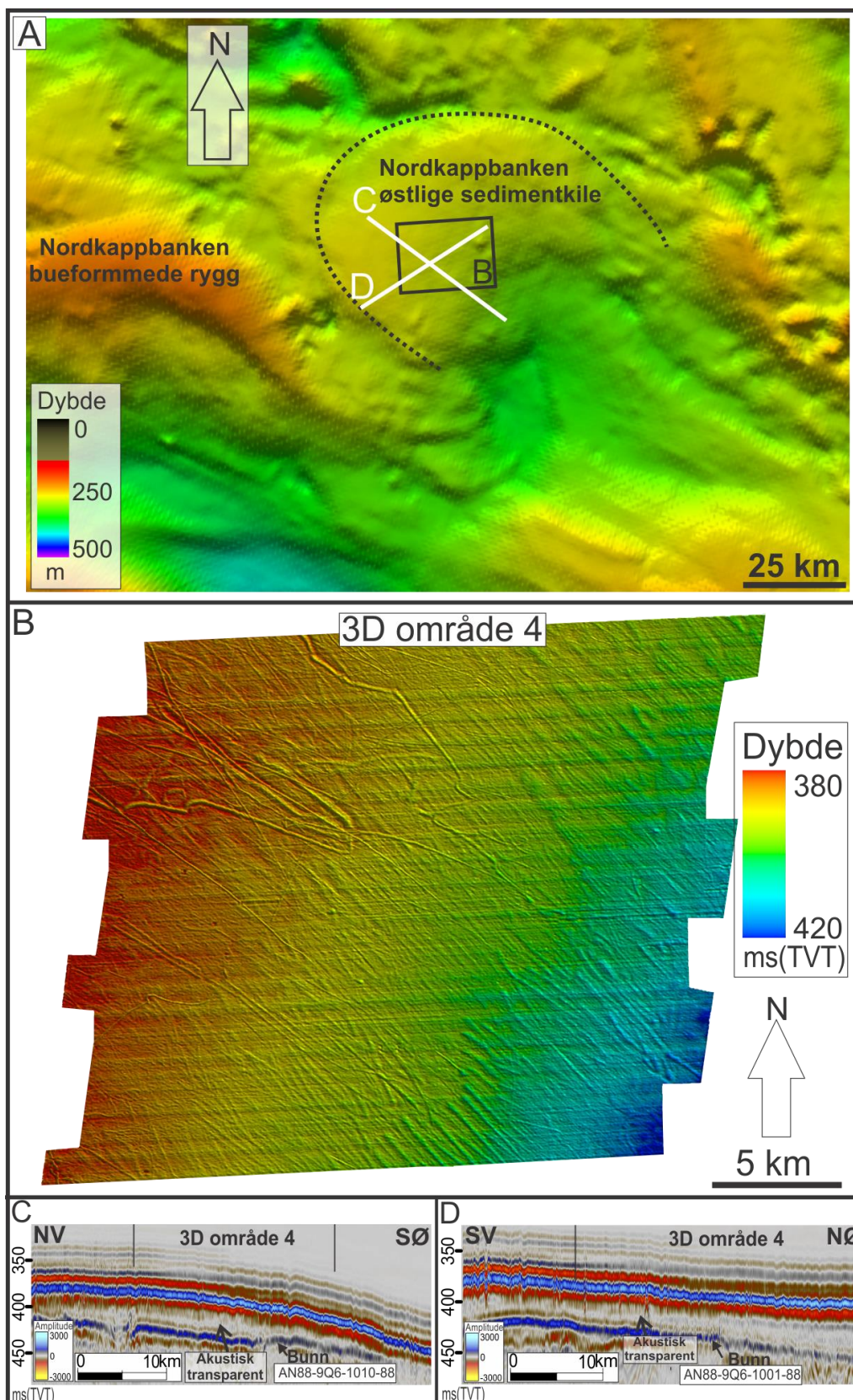




Figur 3.3.6. (A) Batymetrikart av Nordkappbanken/Djuprenna-området og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Svart- og hvitstiplet linje indikerer henholdsvis avsetningens ytre og indre buede form. Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B, C) 2D seismiske profiler indikert i A.



### 3 Resultater



Figur 3.3.7. (A) Batymetrikart av havbunnen øst for Nordkappbanken. Svart stiplet linje indikerer den ytre randen av Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Kartet er framstilt fra IBCAO batymetrikart. Svart rektangel indikerer lokalisering av 3D område 4 (vist i B). Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. (B) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 4. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra SV. (C, D) 2D seismiske profiler av sedimentkilen. Lokalisering av profilene er indikert i A.

Vestfjorden (Dowdeswell et al., 2008), Svalbard (Ottesen et al., 2007) og Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010). Prosessene bak avsetningen kan derfor være like eller tilnærmet like. Det er likevel ikke mulig ut fra tilgjengelig data og konkludere hvilket endeledd nevnt ovenfor fra Powell og Domack (1995), Powell og Alley (1997) som gjelder for denne avsetningen. Muligens havner den et sted mellom de tre siste endeleddene nevnt; grunningslinjevifter, iskontaktdelta eller grunningssonekiler. Avsetningens jevne overflate kan tyde på at sedimentrikt smeltevann har vært den dominerende avsetningsmekanismen. Den kan også hovedsakelig være bygd opp av morenemateriale og senere "overkjørt" av is og jevnet ut. En tredje mulighet er en utsmeltingsmorene avsatt under et isdekke som beskrevet fra det østlige Barentshavet (Epshtein et al., 2011a, 2011b). Avsetningen er tidligere tolket til å være dannet som en is-proksimal, glasimarin sedimentakkumulasjon (Andreassen et al., 2008), avsatt under et breframstøt for omtrent 16 ka siden (Winsborrow et al., 2010). Den ble betegnet som Nordkappbanken Østlige Sedimentkile (Andreassen et al., 2008).

Avsetningens genese er fortsatt uklar. Avsetningens genese samt relasjon til deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet vil bli diskutert i Kapittel 4.

#### **3.3.4 Langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna**

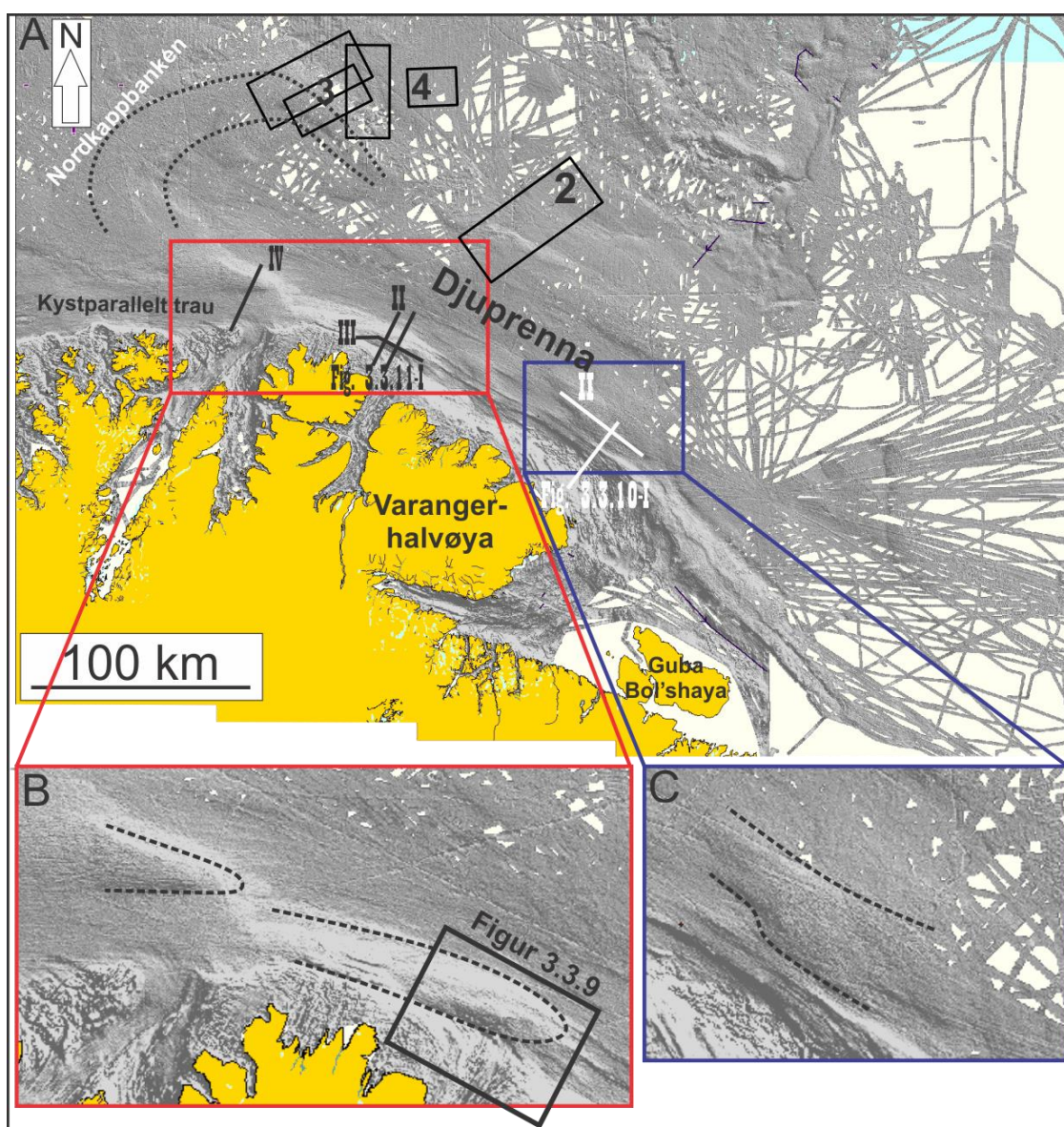
Djuprenna strekker seg fra havområdet utenfor Guba Bol'shaya i Murmansk til Nordkappbanken (Fig. 3.3.8). Renna følger til dels kysten av Finnmark og strekker seg omtrent 300 km fra sørøst til nordvest. Den er dypest i området nordøst for Varangerhalvøya (Fig. 3.3.8) der havdypet er rundt 400 meter.

##### **Beskrivelse av langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna**

Flere langstrakte avsetninger/rygger er orientert parallelt med kysten av østfinnmark (Fig. 3.3.8, 3.3.9, 3.3.10, 3.3.11). Avsetningene er mellom 50 og 80 km lang og 15-30 km bred. Toppen av avsetningene er opp mot 50 meter over omkringliggende havbunn, mens den totale tykkelsen kommer opp i 170 meter (antatt 1700 m/s som lydbølgehastighet for de glasiiale sedimentene). Den sørøstligste avsetningen (Fig. 3.3.8C) er dominert av kaotiske interne refleksjoner (3.3.10). En tilnærmet horisontal reflektor danner en bunn og kan følges under  $\sim 2/3$  av avsetningen (Fig. 3.3.10B). Seismiske linjer som krysser avsetningen sørøst i



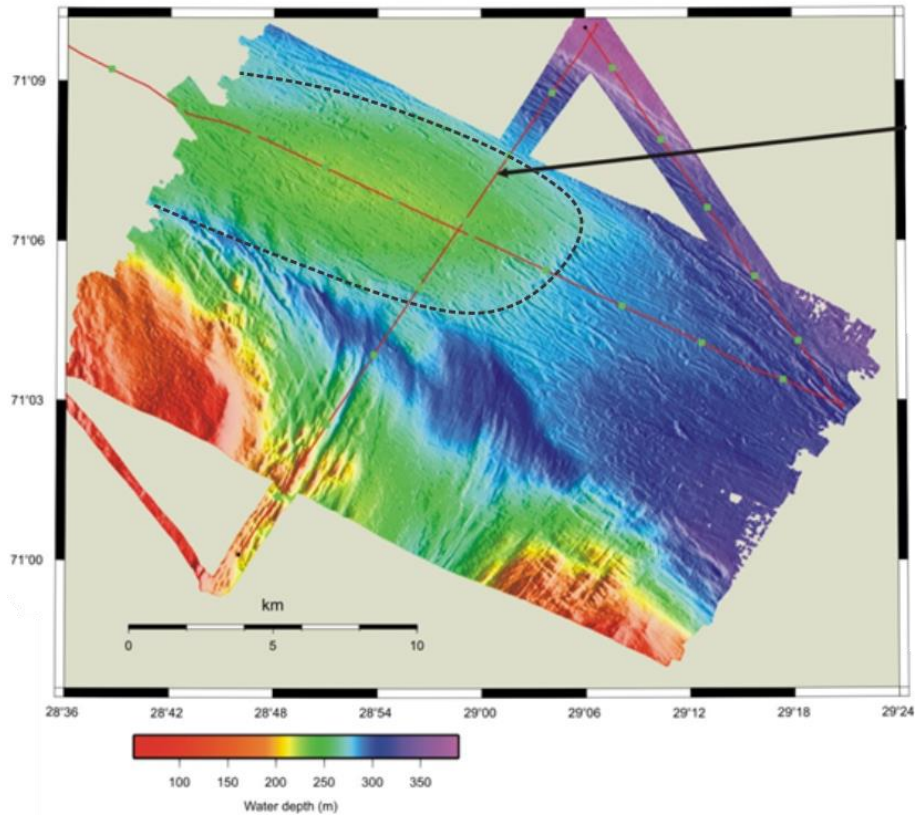
figur 3.3.8B og i figur 3.3.9 indikerer flere kontinuerlige interne refleksjoner (Fig. 3.3.11A-C). I den øvre delen karakteriseres avsetningen av kaotiske refleksjoner, mens dypere deler er dominert av akustisk transparens. En klar reflektor utgjør bunnen av avsetningen (Fig. 3.3.11A-C). Denne er flere steder svært ujevn. Avsetningen danner en klar kant mot omkringliggende havbunn (Fig. 3.3.9). Den nordvestlige avsetningen (Fig. 3.3.8) ligger over en underliggende forhøyning (Fig. 3.3.11D). Avsetningen er dominert av kaotiske interne refleksjoner.



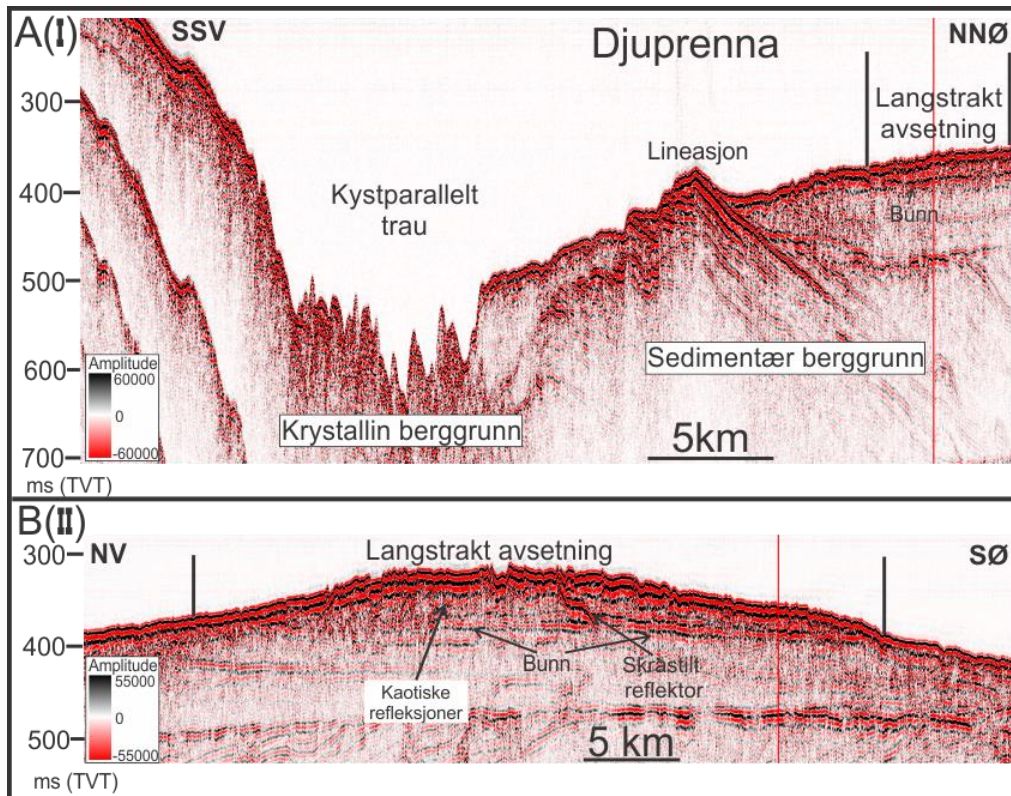
Figur 3.3.8. (A) Batymetrikart av Nordkappbanken/Djuprenna-området. Hvite og svarte heltrukne linjer indikerer profiler henholdsvis vist i figur 3.3.10 og 3.3.11. Svart stiptet linje indikerer Nordkappbanken Bueformede Rygg. Svarte rektangler er 3D områder brukt i oppgaven. Lyskilde er satt fra øst. Batymetrikartet er hentet og modifisert OLEX (<http://olex.no/>). (B, C) Utsnitt fra A der langstrakte avsetninger er indikert med svart-stiplede linjer. Rektangel i B viser passering av figur 3.3.9.



### 3 Resultater

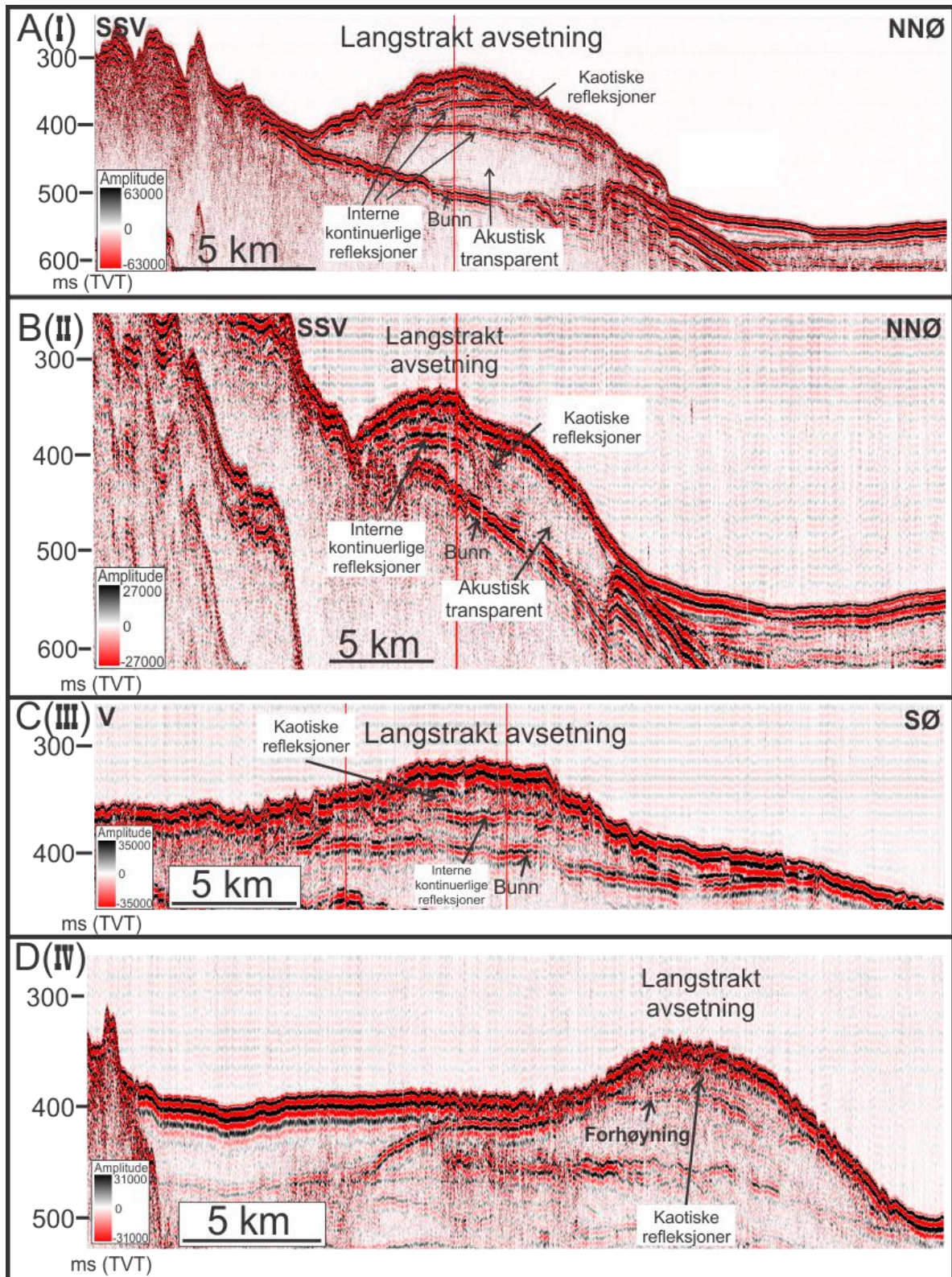


Figur 3.3.9. Multistråle batymetrikart av en avsetning i Djuprenna. Avsetningens kanter er markert med svart stiptet linje. Den fortsetter mot NV. Lokalisering er indikert i figur 3.3.8. Modifisert fra (Andreassen, 2012, Lecture Notes Geo-3123).



Figur 3.3.10. (A) 2D seismiske profiler av Djuprenna og et kystparallelt trau. På profilet er en avsetning indikert i NNØ. (B) Den samme avsetningen som i A. Lokalisering av profilene er vist i figur 3.3.8.





Figur 3.3.11. (A – C) 2D seismiske profiler av en langstrakt avsetning i Djuprenna. (D) Profil som krysser en avlang rygg sør for Nordkappbanken. Lokalisering av profilene er vist i figur 3.3.8.

### Tolkning av langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna

Langstrakte avsetninger opptrer i flere varianter og i mange ulike størrelser og former. Både “drumliner”, “megaflutes”, “MSGSL”, “kontoritter” og “eskere” er avlange avsetninger som opptrer i marine miljø (Clark, 1993, Clark og Walder, 1994, Faugères et al., 1999, Smith et al., 2007, Ó Cofaigh et al., 2008). At langstrakte avsetninger i Djuprenna er “eskere” og “kontoritter” antas som lite trolig. “Drumliner” og “megaflutes” (100-1000 meter lang) er normalt sett for små (Clark, 1993). MSGSL med lengde-breddeforhold på minimum 10:1 (Stokes og Clark, 2002) utelukkes.

Det foreslås her at de langstrakte avsetningene er moreneavsetninger. Fem endeledd for moreneavsetninger er omtalt i kapittel 3.3.2 (Powell og Domack, 1995, Powell og Alley, 1997). Det er vanskelig å si om avsetningene i Djuprenna passer med et av disse endeleddene. Dette på grunn av den avlange formen parallelt med tidligere tolket isstrømretning i Djuprenna (Ottesen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010). Den avlange formen bærer preg av å være overkjørt av is i bevegelse. Det foreslås at de to sørligste avsetningene (Fig. 3.3.8B, C) er moreneavsetninger som senere har blitt overkjørt av is under et framrykk. Dette er en prosess tidligere foreslått fra Island (Hart, 1994, Bennett et al., 2000) der push-morener har blitt overkjørt av is ved senere framrykk og der overflaten har blitt omformet gjennom subglasial deformasjon. De interne reflektorene i den ene avsetningen (Fig. 3.3.11A-C) kan være resultater av episoder med subglasial deformasjon, og er tolket å representere en erosjons- eller deformasjonsbunn. Akustisk transparent signatur i den nedre delen av avsetningen kan være bevart fra da den ble avsatt. Slike akustisk transparente kroppar (ATB) er tidligere beskrevet fra Murmanskbanken og Sentraldjupet (Epshtein et al., 2011a, 2011b), og kan dannes ved proglasial sedimentasjon i et miljø rikt på smeltevann eller som subglasial utsmeltingsmorene. Kaotiske interne refleksjoner i avsetningen lengst sørøst kan tyde på at dens indre stratigrafi er totalt endret ved subglasial deformasjon, men dette alene kan ikke fastslå deformasjon etter avsetning. En intern skråstilt reflektor (Fig. 3.3.10B) i avsetningen kan være et resultat av glasiale støtprosesser der sedimentet blir presset opp foran isen (Bennett, 2001). Den nordvestligste avsetningen (Fig. 3.3.8B) som draperer en underliggende forhøyning bærer også preg av å være overkjørt av is etter avsetning.



### 3.3.5 Megaskala glasiale lineasjoner i Nordkappbanken/Djuprenna-området

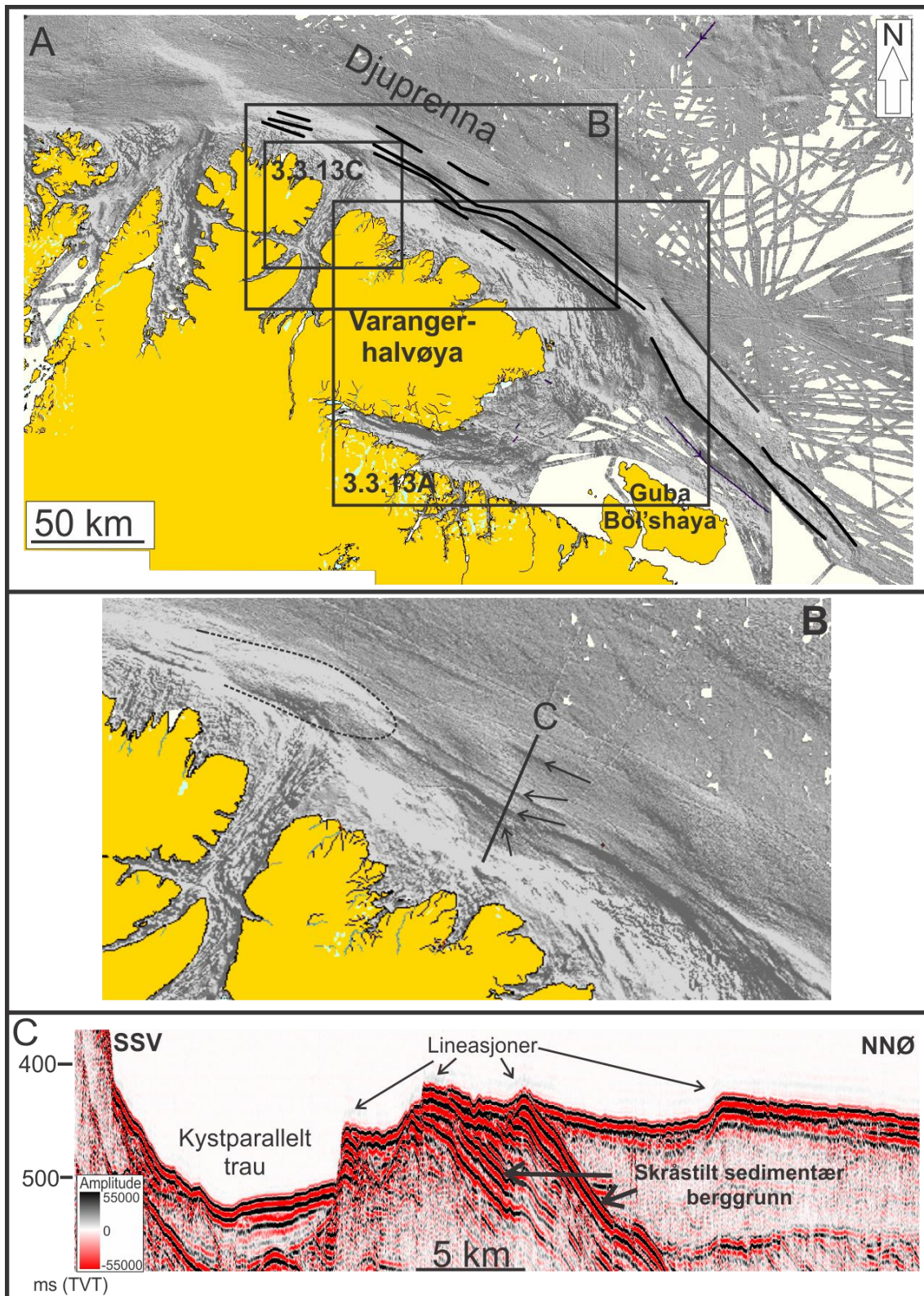
#### Beskrivelse av megaskala glasiale lineasjoner i Nordkappbanken/Djuprenna-området

Megaskala lineasjoner opptrer både på Batymetrikart og 3D data i Nordkappbanken/Djuprenna-området. Det vil bli gitt en detaljert beskrivelse av disse, først ved bruk av batymetridata fra Djuprenna, så ved hjelp av 3D data fra Djuprenna og fra Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. De batymetriske dataene er fra OLEX databasen.

#### Batymetridata

Rundt 13 lineasjoner er kartlagt langs den sørvestlige kanten av Djuprenna (Fig. 3.3.12). Lineasjonene følger Djuprennas lengdeakse fra sørøst mot nordvest og er fra ~10 km til ~150 km lang (Fig. 3.3.12). 5 lange og 8 kortere lineasjoner er kartlagt (Fig. 3.3.12). De tre lange lineasjonene i sørøst får gradvis svakere framtoning til de ikke lengre kan følges mot sørøst. Det kan se ut som om disse lineasjonene fortsetter utenfor kartets dekning av havbunnen (Fig. 3.3.12). Lineasjonene i Djuprenna varierer svært mye i bredde og høyde, noe som også endrer seg for de enkelte lineasjonene langs deres løp. Lineasjonene sentralt i området (Fig. 3.3.10A, 3.3.12C) opptrer som ryggstrukturer med relieff opp mot ~40 meter. En av disse danner en kant mot en parallell forsenkning som strekker seg langs kysten av Varangerhalvøya (Fig. 3.3.12). Lineasjonene her består av skråstilte lag som trenger opp gjennom havbunnen og danner avlange forhøyninger i form av lineasjoner (Fig. 3.3.12C). De tre nordvestligste lineasjonene opptrer også som ryggstrukturer men har lavere relieff og er kortere. På grunn av lineasjonenes spesielle opptreden er bredden vanskelig å måle. Lengde-breddeforholdet varierer derfor mye (fra 8 og oppover). Siden havbunnen på de lengste lineasjonene fortsetter jevnt mot NNØ fra toppen av en rygg er det ikke mulig å finne et lengde-breddeforhold for disse (Fig. 3.3.12C).

Det er også kartlagt avlange formelementer i Tanafjorden og Varangerfjorden, to fjorder som har sitt utløp mot Djuprenna (Fig. 3.3.13). Lineasjoner i Varangerfjorden opptrer som noe diffuse rygg/fure-strukturer (Fig. 3.3.13A, B). Det kan på batymetrikart se ut som om havbunnen i Varangerfjorden er svært ujevn. I den indre delen av fjorden er lineasjoner orientert VNV-SSØ. Lineasjonene avbøyes rundt Varangerhalvøya (Fig. 3.3.13A, B) og i den ytre delen av fjorden er de N-S-orientert. Lengden til lineasjonene varierer fra 9 til 26 km, og

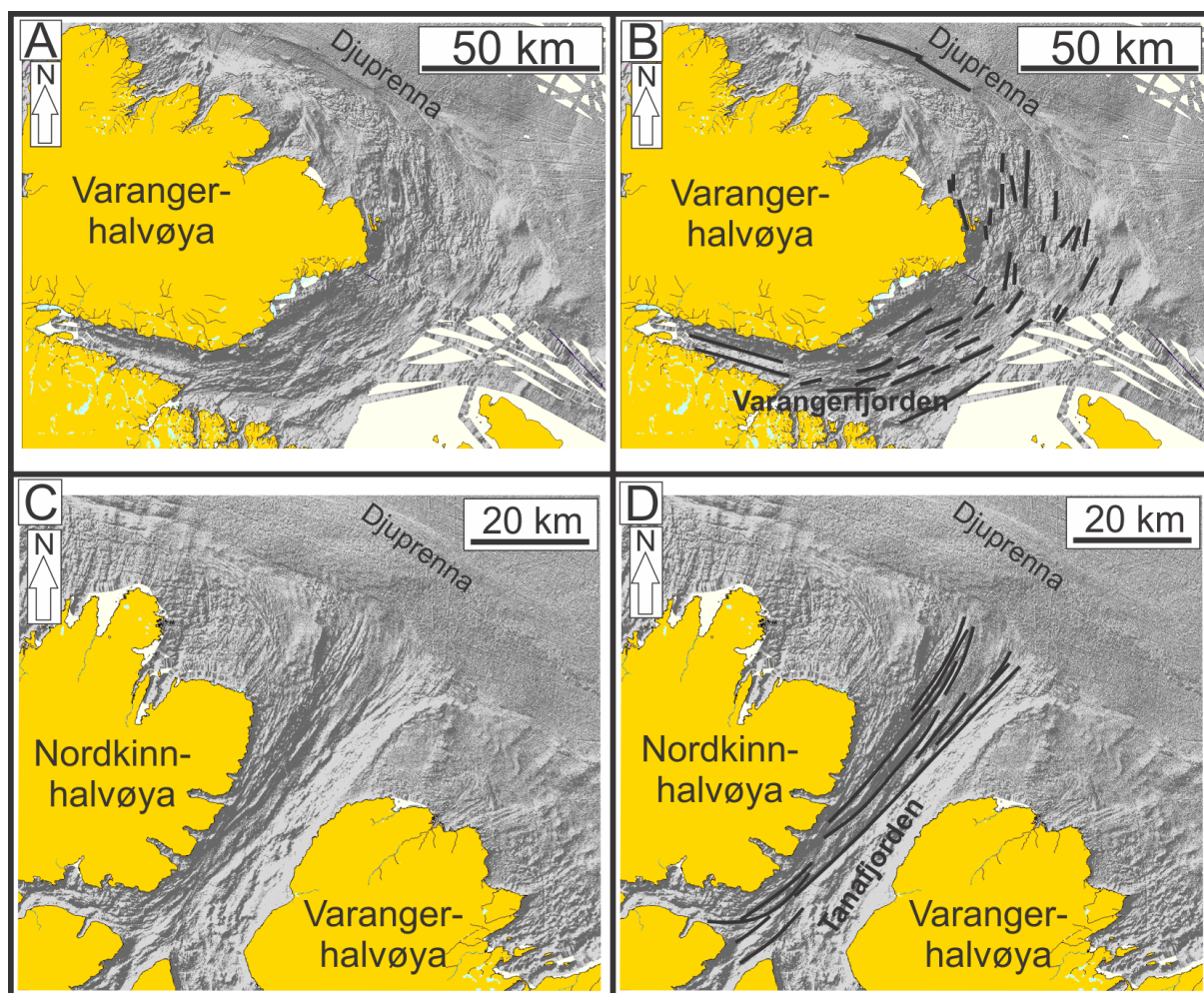


Figur 3.3.12. (A) Batymetrikart av Djuprenna med langstrakte lineasjoner indikert med svarte linjer. Figur 3.3.13A og C (svarte rektangler) er også indikert. Lyskilde er satt fra øst. Batymetrikartet er hentet og modifisert OLEX (<http://olex.no/>). (B) Utsnitt fra A indikerer plassering av profil C og lineasjoner på havbunnen. Svart stiplet linje indikerer kanten av en glacial avsetning (kapittel 3.3.4). (C) Profil på tvers av Djuprenna indikerer at skråstilt sedimentær berggrunn som når helt opp til havbunnen og danner topper som kan ses som lineasjoner på havbunnen. Lokalisering av profilet er indikert i B.



bredden er mellom 700 meter og 5km. Relieffet til de individuelle lineasjonene er fra ~10 meter til 70 meter.

Lineasjoner i Tanafjorden opptrer som mer klare parallelle rygg/fure strukturer enn i Varangerfjorden, spesielt i den ytre delen der de er lengst (Fig. 3.3.11C, D). Lineasjonene er her fra ~5 til 30 km lang og opptrer med større kontinuitet enn i Varangerfjorden. De har en bredde mellom 700 m og 2,3 km. Lengde-breddeforhold varierer en del og er mellom 6 og 20. Høydeforskjellen mellom rygg og fure er mellom ~30 og ~80 meter.



Figur 3.3.13. (A, B) Batymetrikart av havbunnen i Varangerfjorden. MSGL er inntegnet i B. Lokalisering av kart er indikert i figur 3.3.12A. Lyskilde er satt fra vest. (C, D) Batymetrikart av havbunnen i Tanafjorden. MSGL er inntegnet i D. Lokalisering av kart er indikert i figur 3.3.12A. Lyskilde er satt fra vest.



#### 3D data

##### 3D område 2

Megaskala Glasiale Lineasjoner fra 3D område 2 ble kort beskrevet i kapittel 3.1.1; figur 3.1.3. Lineasjonene i området forekommer som noe avbøyde eller lineære strukturer. De er opp til 20 km lang men fortsetter utenfor den sørøstlige og nordvestlige grensen av datasettet, og antas derfor lengre. Bredden på lineasjonene varierer, men er generelt sett mindre enn 900 m. De fleste lineasjonene har et relieff på 2-3 m, unntatt enkelte lineasjoner i den sørvestlige delen av området som er opptil 7 m (Fig. 3.1.3).

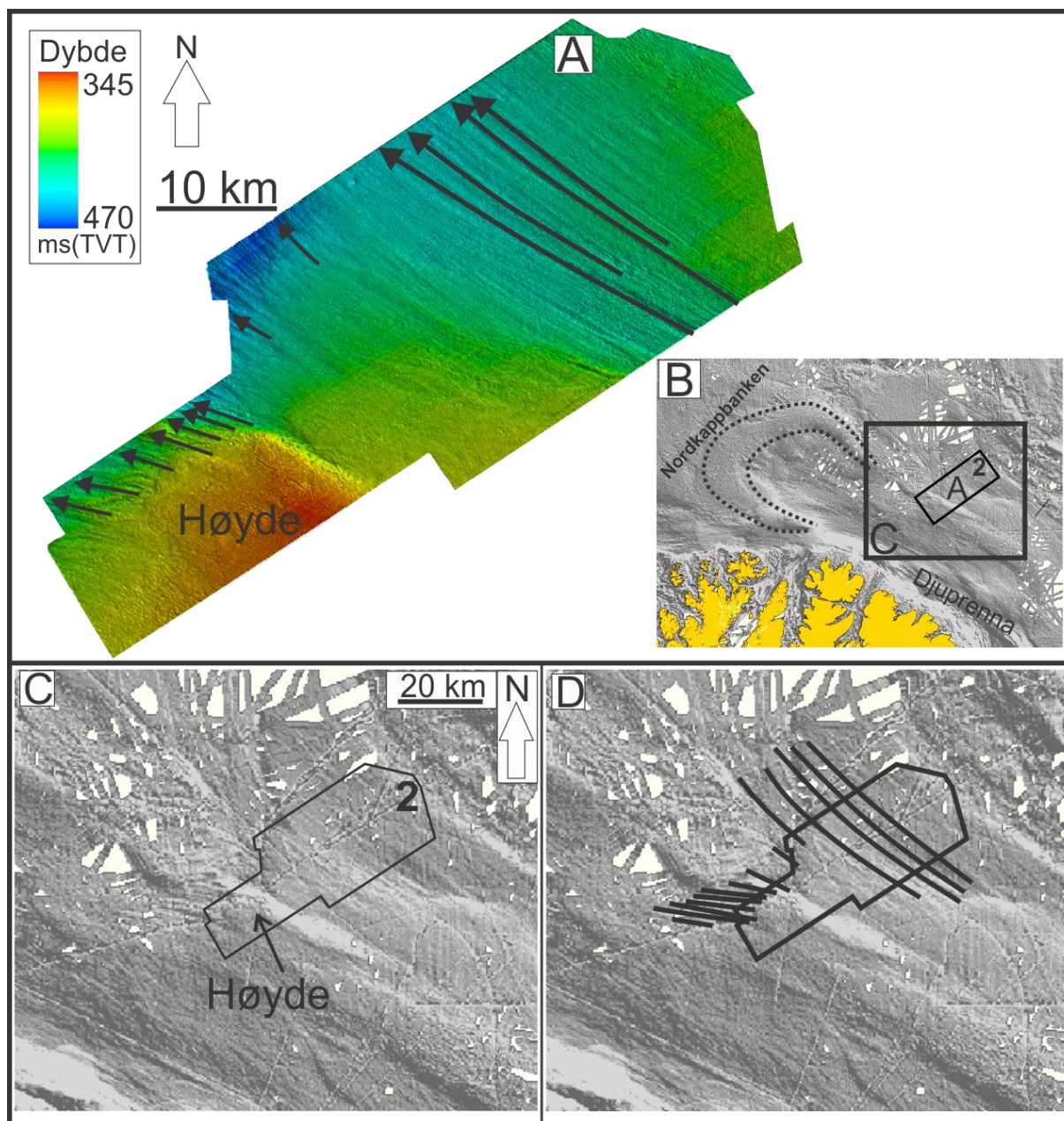
Selv om den dominerende orienteringen for MSGL i dette området er NV-SØ, opptrer furer i den sørvestlige delen av området med en mer Ø-V retning enn i nordvest der de er rettet NV-SØ (Fig. 3.3.14). Denne endringen forekommer som en jevn endring i orientering ettersom man flytter seg sørover i 3D området. Furene kartlagt fra 3D data i Djuprenna kan også kjøres igjen på batymetrikart (Fig. 3.3.14C, D), der de opptrer med samme orientering. Furene kan følges 5-10 km ut av 3D områdes sørøstlige kant, og 15-20 km utenfor dets nordvestlige kant. Dette gjør at lineasjoner oppnår en maksimal lengde på 40-50 km i området. Det kommer klart fram på batymetridataene at høyden sørvest i 3D området fortsetter mot sør og sørøst, og at megaskala glasiale lineasjoner starter langs dens vestlige kant og fortsetter ~10 km mot vest (Fig. 3.3.14).

##### 3D område 4

Rettlinjede furer og rygger orientert SØ-NV forekommer også i 3D område 4 (Fig. 3.3.15, 3.3.16). Disse lineasjonene kan ikke ses på batymetridata, og opptrer som mindre framtrædende på havbunnen sammenliknet med lineasjonene i 3D område 1. De klareste lineasjonene forekommer i den sørlige delen av området der de er mellom 1 og 3 meter dype. Avstanden mellom to furer er her mellom 400-600 meter (Fig. 3.3.15, 3.3.16). Furene opptrer som U- eller V formet i tverrprofil (Fig. 3.3.16B). Lineasjonene kommer inn i 3D området fra sørøst og kan følges over en distanse opp til 5 km.

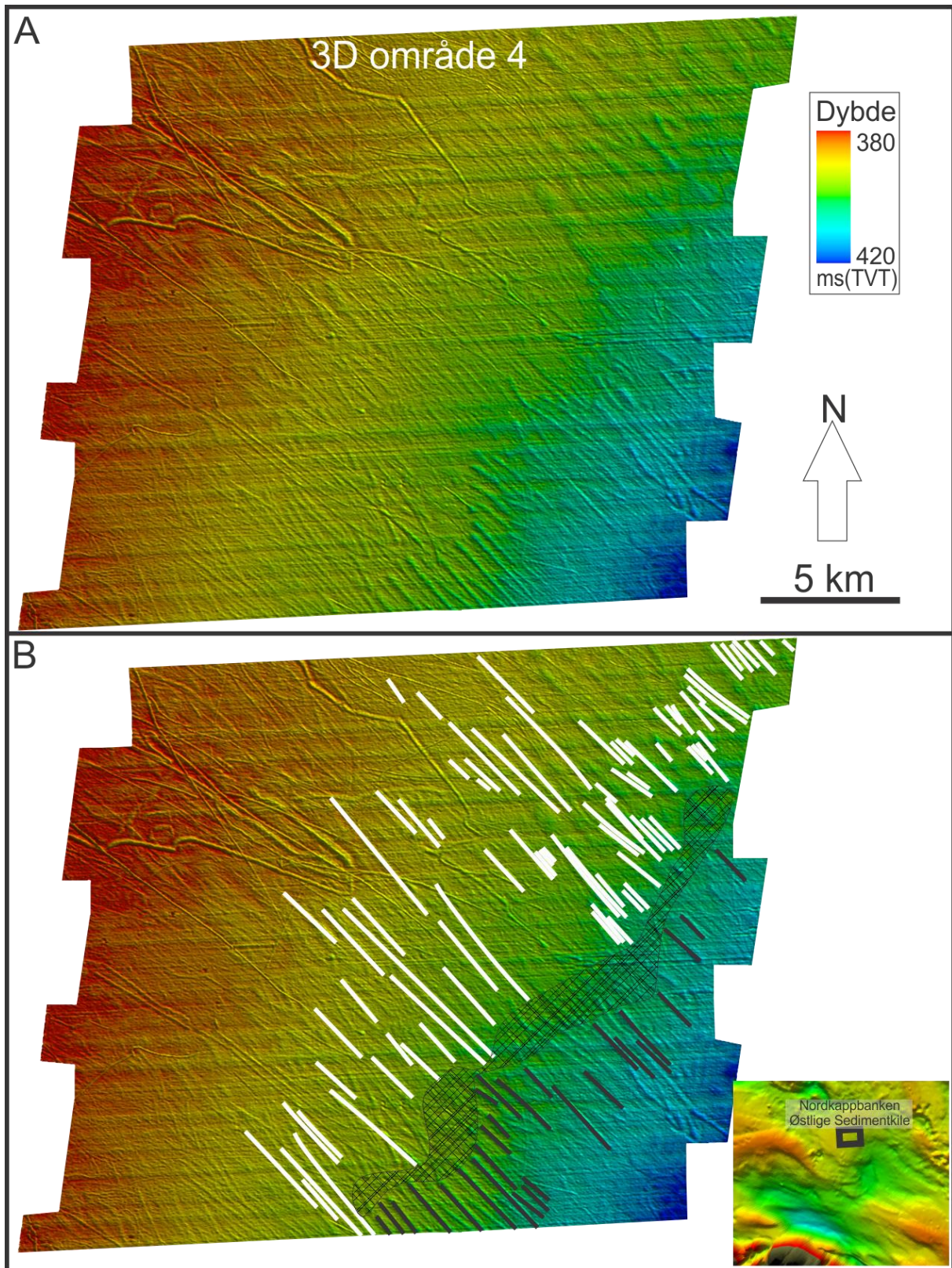
Lenger nord i 3D området kan svake lineasjoner så vidt tydes på havbunnen (Fig. 3.3.15). Disse har samme orientering som lineasjoner i sørøst og er rettlinjede. Furene er mellom 1-2 meter dype og kan følges over avstander mellom 2 og 6 km. Furene er også her U- eller V

formede i tverrprofil (Fig. 3.3.16C). Det kan ut fra synlighet virke som om det går et skille mellom lineasjoner i SØ og ellers i 3D området (Fig. 3.3.15). Havbunnen skrå oppover fra SØ mot NV i datasettet. 3D området er lokalisert i den sentrale/vestlige delen av Nordkappbanken Østlige Sedimentkile, hvor tykkelsen av sedimenter øker fra SØ mot NV.



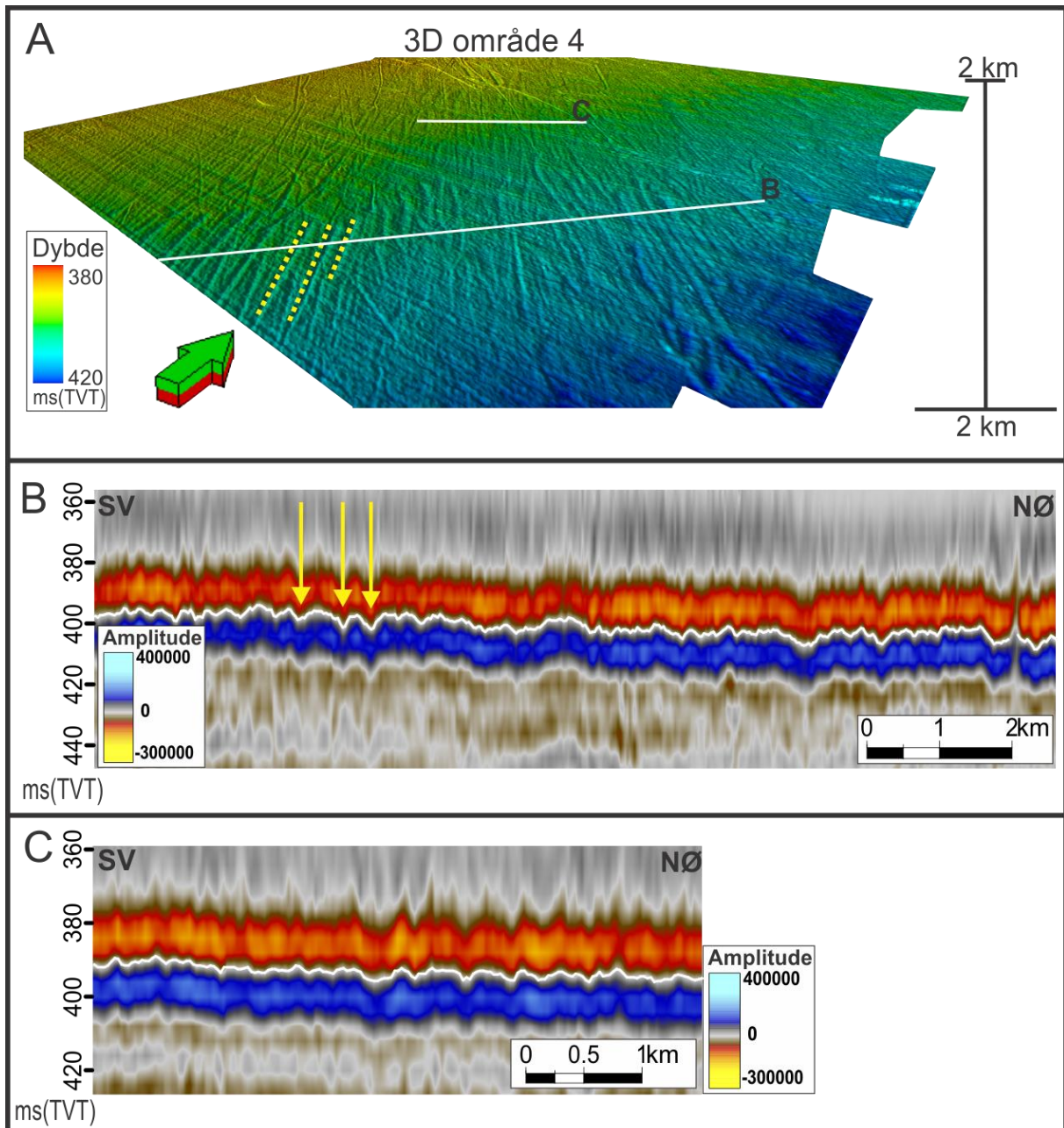
Figur 3.3.14. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 2. Megaskala glasiiale lineasjoner tolket fra kapittel 3.1.1 er tegnet på (svarte piler). Vertikal overdrivelse er 20X og lyskilde er satt fra NV. (B) Batymetrikart for oversikt og lokalisering av A, C og D. Svart stiplet linje indikerer Nordkappbanken Bueformede Rygg. (C) Batymetrikart av havbunnen i og rundt 3D område 2 i Djuprenna. Lyskilde er satt fra øst. Lokalisering er indikert i B. (D) Samme kart som i A der MSGL er inntegnet.





Figur 3.3.15. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 4. Kartet viser rettlinjede furer og rygger. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra SV. (B) Samme kart som i A men der rettlinjede furer er inntegnet. Svart rutet band på tvers av flaten skiller lineasjoner i sørvest (svarte linjer) fra furer ellers i området (hvite linjer). Lineasjonene er skilt fra hverandre på grunn av ulik synlighet og karakter. Plassering av flaten er indikert nede til høyre.





Figur 3.3.16. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D område 4. Kartet viser rettlinjede kurver og furer. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra SV. (B) Seismisk profil av lineasjoner i den sørøstlige delen av 3D området. Gule piler viser noen utvalgte furer. Lokalisering av profilet er indikert i A. (C) Seismisk profil av lineasjoner i den sentrale delen av 3D området. Lokalisering av profilet er indikert i A.

### Tolkning av megaskala glisiale lineasjoner og rettlinjede furer og rygger i Nordkappbanken/Djuprenna-området

Lineasjoner kartlagt fra batymetridata i Djuprenna, Varangerfjorden og Tanafjorden tolkes som megaskala glisiale lineasjoner på grunn av sine geomorfologiske likheter med MSGL beskrevet tidligere (Clark, 1993, Canals et al., 2000, Tulaczyk et al., 2001, Rafaelsen et al.,

2002, Stokes og Clark, 2002, Clark et al., 2003, Andreassen et al., 2004), Andreassen et al. (2008), (Ottesen et al., 2005, Heroy og Anderson, 2005, Dowdeswell et al., 2006, Ó Cofaigh et al., 2008, King et al., 2009, Winsborrow et al., 2010, 2012).

Et lengde-breddeforhold som de fleste steder er over 10:1 indikerer at hurtigstrømmende is har drenert gjennom Djuprenna, Varangerfjorden og Tanafjorden under siste istid og den påfølgende deglasiasjonen av Barentshavet (Stokes og Clark, 2002). Flere lineasjoner i Djuprenna er forårsaket av underliggende sedimentær berggrunn som er skråstilt (Fig. 3.3.12C). Denne berggrunnen har trolig vært hardere enn omkringliggende ulitifiserte sedimenter og dermed hatt større motstand mot erosjon. At de opptrer som lineasjoner kan tyde på at laggrensene til berggrunnen er orientert den veien og at isen har beveget seg i samme retning. Til tross for den spesielle opptreden tolkes de likevel til å være MSGL. De tre nordvestlige lineasjonene (Fig. 3.3.12) er mer typisk for glasiale sedimenter og opptrer på den distale delen av en glasial avsetning (kapittel 3.3.4).

Den ujevne havbunnen i Varangerfjorden (Fig. 3.3.13A) skyldes trolig at grunnfjell er blottet på havbunnen, og at isens erosjon av grunnfjellet har vært ujevn. Dette er nylig observert fra andre traue langs den vestlige delen av Finnmark der krystallinsk berggrunn ofte opptrer i den indre delen av traue (Winsborrow et al., 2012). Den ujevne havbunnen ble der beskrevet å bestå av drumlin-liknende formelementer (hvalrygg) og "crag and tail", med en rundet støttside og avlang leside. Denne karakteristiske formen skyldes at erosjon på støttsiden har fjernet alt materiale bortsett fra en mer motstandsdyktig del ("crag"). Denne har da fungert som beskyttelse for berggrunn/sedimenter nedstrøms som danner en hale ("tail"; Linton, 1963). Slike "crag and tail" er tidligere kartlagt i Varangerfjorden og Tanafjorden (Ottesen et al., 2008), der de opptrer sammen med megaskala glasiale lineasjoner. Det er i denne studien ikke observert formelementer lik "crag and tail" i Varangerfjorden. Grunnet lengden på de individuelle lineasjonene antas de å være MSGL, dannet av erosjon i krystallinsk berggrunn av hurtigstrømmende is. Dette kan ikke sies med sikkerhet da lineasjonene også kan være sedimentære. Seismisk data fra området kunne gitt svar på dette, men er ikke tilgjengelig for oppgaven. En mulighet er at noen lineasjoner er sedimentære mens andre består av krystallinsk berggrunn. I Tanafjorden er lineasjonene mer kontinuerlige enn i Varangerfjorden, men havbunnen er også her ujevn og ser ut til å bestå av krystallinsk berggrunn. Ulikhetene mellom lineasjoner i disse fjordene kan skyldes at den ene er rett og

den andre er buet. Dette kan ha påvirket kontinuiteten av MSGL, som normalt opptrer som rettlinjede eller noe avbøyde (Fig. 3.1.4, 3.2.2). Det store relieffet som opptrer mellom fure og rygg (opp til 80 meter) er uvanlig for MSGL. Høydeforskjeller av MSGL på 60 meter er i midlertidig beskrevet av Clark et al. (2003), mens opp til 100 meters høydeforskjell er beskrevet fra strømlinjede glasiiale lineasjoner i Antarktis (Graham et al., 2009). MSGL kan være vanskelig å skille fra "drumliner". Et viktig kriterium er lengden på "drumliner" (100-1000 m; Clark, 1993), noe som skiller dem fra de opp til 30 km lange lineasjoner i Tanafjorden og Varangerfjorden.

To forskjellige retninger for MSGL i den nordlige delen av Djuprenna (3D område 2; Fig. 3.3.14) indikerer isstrømbevegelse mot Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile, enten i form av én eller to isstrømmer. Denne oppfatningen deles av Andreassen. (2008) som foreslår en assosiasjon mellom orientering av MSGL i Djuprenna og en glasiarin sedimentkile øst for Nordkappbanken.

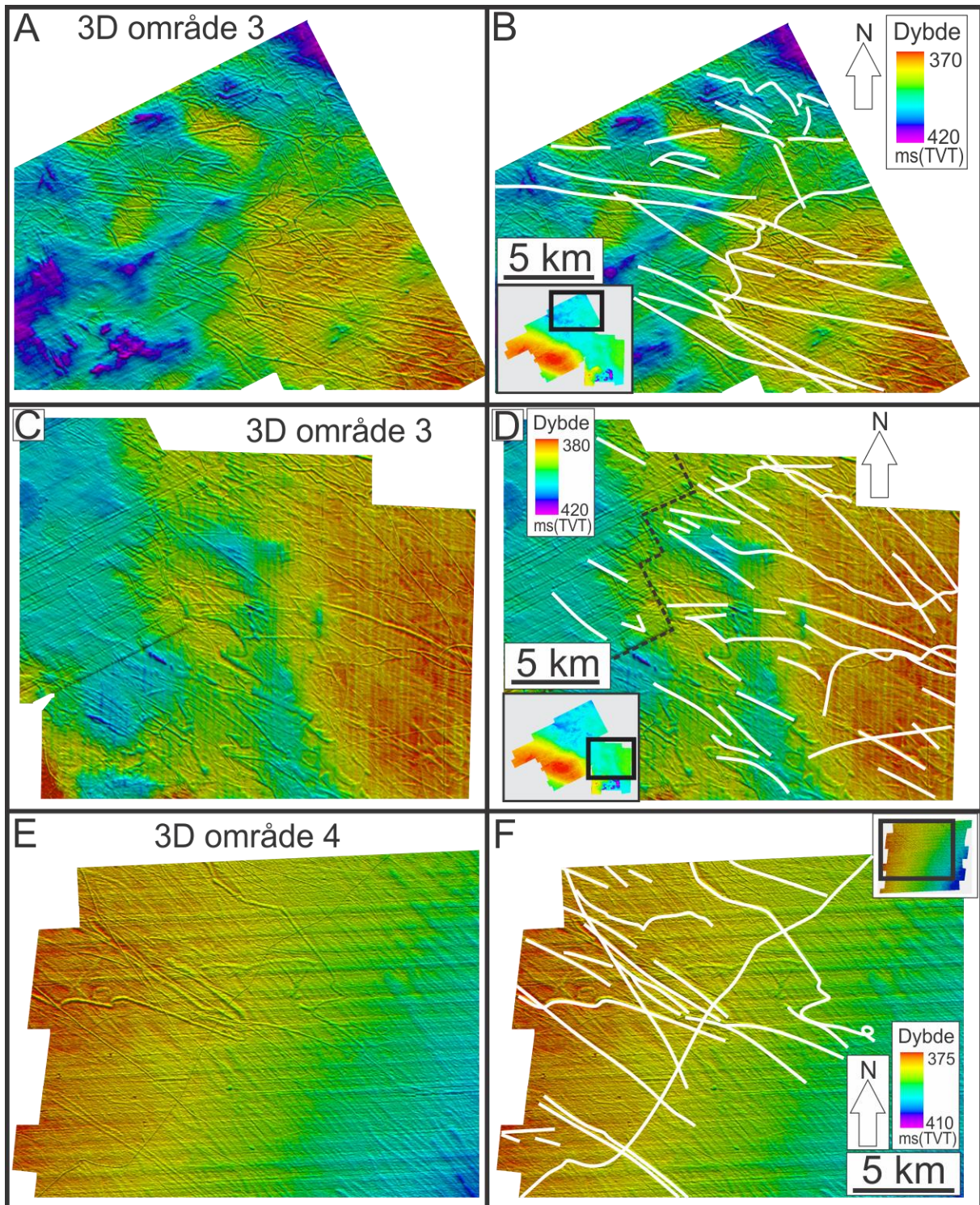
Rettlinjede furer og rygger i 3D område 4 er geomorfologisk lik megaskala glasiiale lineasjoner beskrevet tidligere i litteraturen (se første avsnitt ovenfor), men er størrelsesmessig små i forhold. Lineasjonenes lave relieff og svake framtoning kan skyldes at sedimenter avsatt etter dannelsen nesten begraver lineasjonene. Dette er fornuftig da området sørøst for 3D område 4 trolig var okkupert av en aktiv isstrøm under deglasiasjonen (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010), og at isstrømmer ofte er hovedtransportør av sedimenter i et isdekke (Bamber et al., 2007, Winsborrow et al., 2012). Alternativt er ikke lineasjonene reelle strukturer men artefakter av innsamlingsmetode eller prosessering. Det har ikke lyktes å finne ut av dette, og det antas på bakgrunn av geomorfologisk likhet, samt områdets plassering i forhold til en isstrøm i sørvest at lineasjonene er MSGL.

#### **3.3.6 Pløyespor i Nordkappbanken/Djuprenna-området fra 3D data.**

##### **Beskrivelse av pløyespor i Nordkappbanken/Djuprenna-området.**

Kurvede furer i Nordkappbanken/Djuprenna-området er allerede beskrevet og tolket som pløyespor i kapittel 3.1.2. Det ble vist eksempler på pløyespor fra Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.1.5) der de er svært vanlige og opptrer med en dominerende VNV-





Figur 3.3.17. (A, B) Skyggerelieffkart av havbunnen i den nordlige delen av 3D område 3 (plassering indikert nede til venstre i B). Kartet viser pløyesper, og disse er inntegnet i B. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra sør. (C, D) Skyggerelieffkart av havbunnen i den østlige delen av 3D område 3 (plassering indikert nede til venstre i D). Kartet viser pløyesper, og disse er inntegnet i D. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra sør. (E, F) Skyggerelieffkart av havbunnen i den østlige delen av 3D område 4 (plassering indikert oppe til høyre i F). Kartet viser pløyesper, og disse er inntegnet i F. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er satt fra sør.

ØSØ retning. Pløyespor i dette området har en lengde fra noen hundre meter og opp til ~40 km (Fig. 3.1.5). Det er også kartlagt pløyespor i den nordlige og østlige delen av 3D område 3 (Fig. 3.3.17A-D). Nord i dette området er trenden den samme VNV-ØSØ orienteringen som på Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.3.17A, B). I øst kan det virke som om den dominerende retningen er mer NV-SØ (Fig. 3.3.17C, D).

I 3D område 4 (Fig. 3.3.17E, F) er pløyesporene noe mer nord-sør rettet enn i 3D område 3. I dette området forekommer de fleste furene i den nordvestlige delen av datasettet. Det er svært få pløyespor i den dypere og sørøstlige delen av 3D området.

Få pløyespor opptrer på havbunnen i 3D område 2 i Djuprenna (Fig. 3.1.3). Likevel kan det se ut som om det er en dominerende NV-SØ retning blant disse pløyesporene. Furene i dette området kan kun følges over avstander fra 2-7 km og er dermed korte sammenliknet med andre pløyespor i studieområdet.

#### **Tolkning av pløyespor i Nordkappbanken/Djuprenna-området.**

Kurvede furer i området er allerede tolket å være pløyespor dannet av isfjell som har erodert havbunnen (kapittel 3.1.2). Pløyespor ble også beskrevet i kapittel 3.2.5 fra det sentrale Bjørnøyrenna. Som tidligere nevnt er den dominerende drivkraften for bevegelse av isfjell havstrømmer, og i mindre grad vind og bølger (Woodworth-Lynas et al., 1985). En kan derfor anta at den dominerende retningen av pløyespor i et område skyldes havstrømmer, og at pløyesporene markerer retningen for havstrømmene da de ble dannet. Betydningen av pløyespor og relasjon til deglasiasjonen av Barentshavet vil bli diskutert i kapittel 4.

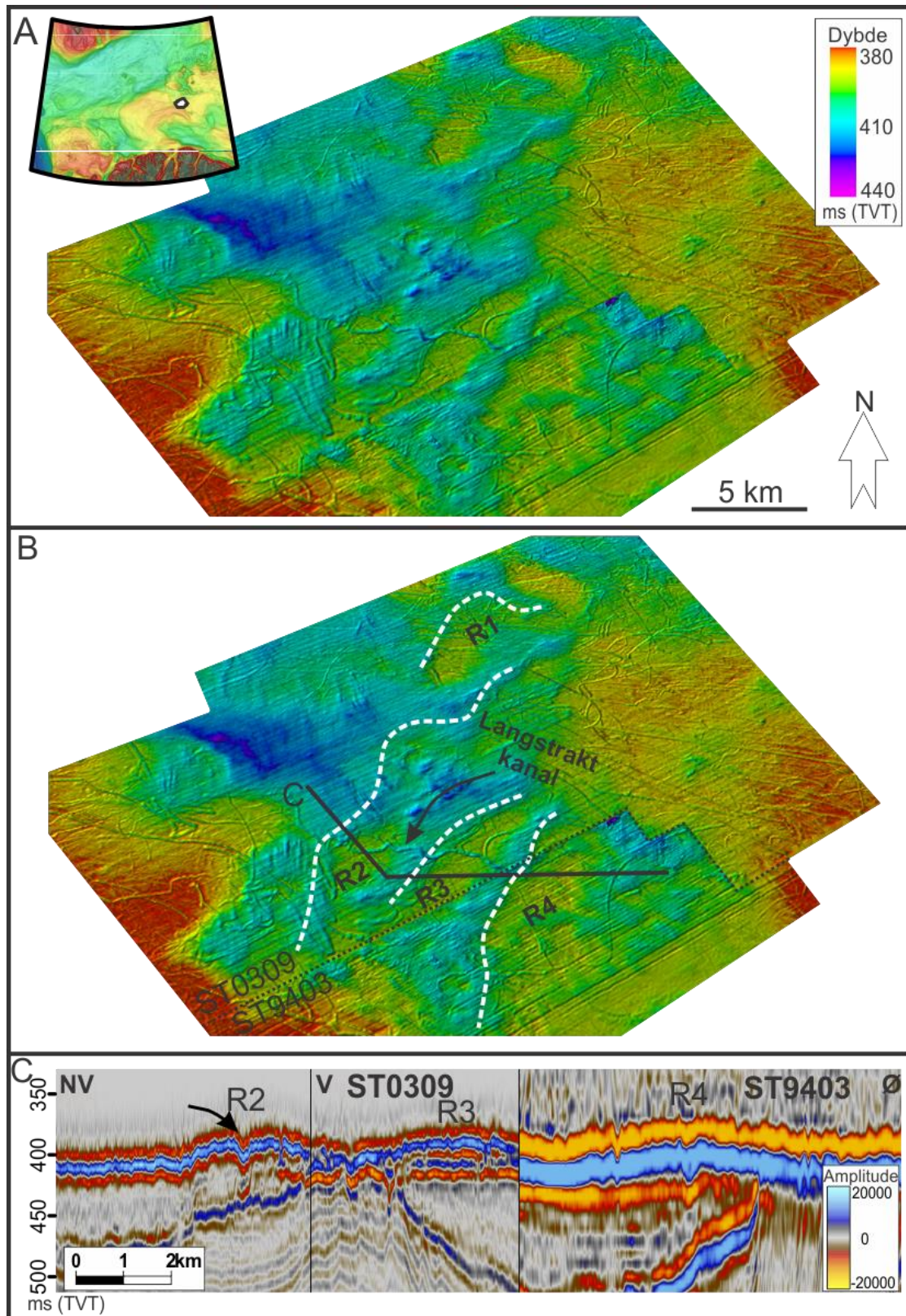
### **3.3.7 Subparallele rygger**

#### **Beskrivelse av subparallele rygger**

I 3D område 3, nord for Nordkappbanken Bueformede rygg strekker fire subparallele rygger seg fra nordøst mot sørvest (Fig. 3.3.18). Ryggene som her er gitt navnene R1-R4 strekker seg over 2 datasett med forskjellig seismisk oppløsning (Fig. 3.3.18C). Havbunnen i de to datasettene er noe vertikalt forskjøvet i forhold til hverandre og til sammen fører dette til en liten forskjell i farge på flatene. Avstanden mellom ryggene varierer mellom 1-3 km. Grunnen



### 3 Resultater



Figur 3.3.18. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den vestlige delen av 3D område 3. Kartet viser fire subparallele rygger. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra ØSØ. Plassering av kart er vist øverst til venstre. (B) Samme kart som i A men der den distale delen av ryggene er indikert med stiplet hvit linje. Svart stiplet linje indiker grensen mellom datasettene ST0309 og ST9403. Ryggene er navngitt R1-R4. (C) Tverrprofil av ryggene R2-R4. Svart pil illustrerer hvor en langstrakt kanal krysser profilet.



til dette er en undulerende form på deler av ryggene. Dette gjelder spesielt for R2. Den maksimale høyden på ryggene varierer fra rundt 10 meter for R1 til omtrent 22 meter for R4. Lengden på R2-R4 er mellom 10-18 km, men det er vanskelig å måle dette eksakt på grunn av den jevne overgangen med den omkringliggende havbunnen i sørvest og nordøst. R1 er 10 km lang men området er preget av svært ujevn topografi som er vanskelig å skille fra ryggen og den kan være lengre. R4 er den bredeste med 4.5 km på det største. R2 og R3 kuttet tilnærmet vinkelrett av en langstrakt kanal. Denne vil beskrives i kapittel 3.3.8 og diskuteres i kapittel 4.

#### **Tolkning av subparallele rygger**

Ryggene tolkes til å være endemorener avsatt langs fronten av en bre i tilbaketrekning. Liknende rygger er svært vanlige i tidligere glasierte områder (Ottesen et al., 2005, Dowdeswell et al., 2008). Slike morenerygger kan dannes på mange forskjellige måter, og høyde, form og utbredelse varierer svært mye fra rygg til rygg. Fem endeledd for dannelse av morenebanker ved en isbre-terminering er beskrevet av Powell og Domack (1995): (1) Pressmorener; 2) støtmorener; (3) utsmelting- og kalvingdumpingsmorener; (4) påklistringsmorener, eller som; (5) grunningslinjevifter, iskontaktdelta eller grunningssoner. Morenebanker kan formes av alle endeleddene eller som en kombinasjon av disse prosessene (Powell og Domack, 1995). Ryggenes morfologi vil avhenge av mange faktorer, blant annet hvor mye sedimenter som tilføres av isen, hvor lenge isen står ved den samme lokaliteten, om isen er grunnet eller nær flytende og om isen ved et senere tidspunkt har beveget seg over området. Trolig havner ryggene her mellom flere av endeleddene nevnt ovenfor.

#### **3.3.8 Langstrakt Kanal**

##### **Beskrivelse av Langstrakt kanal**

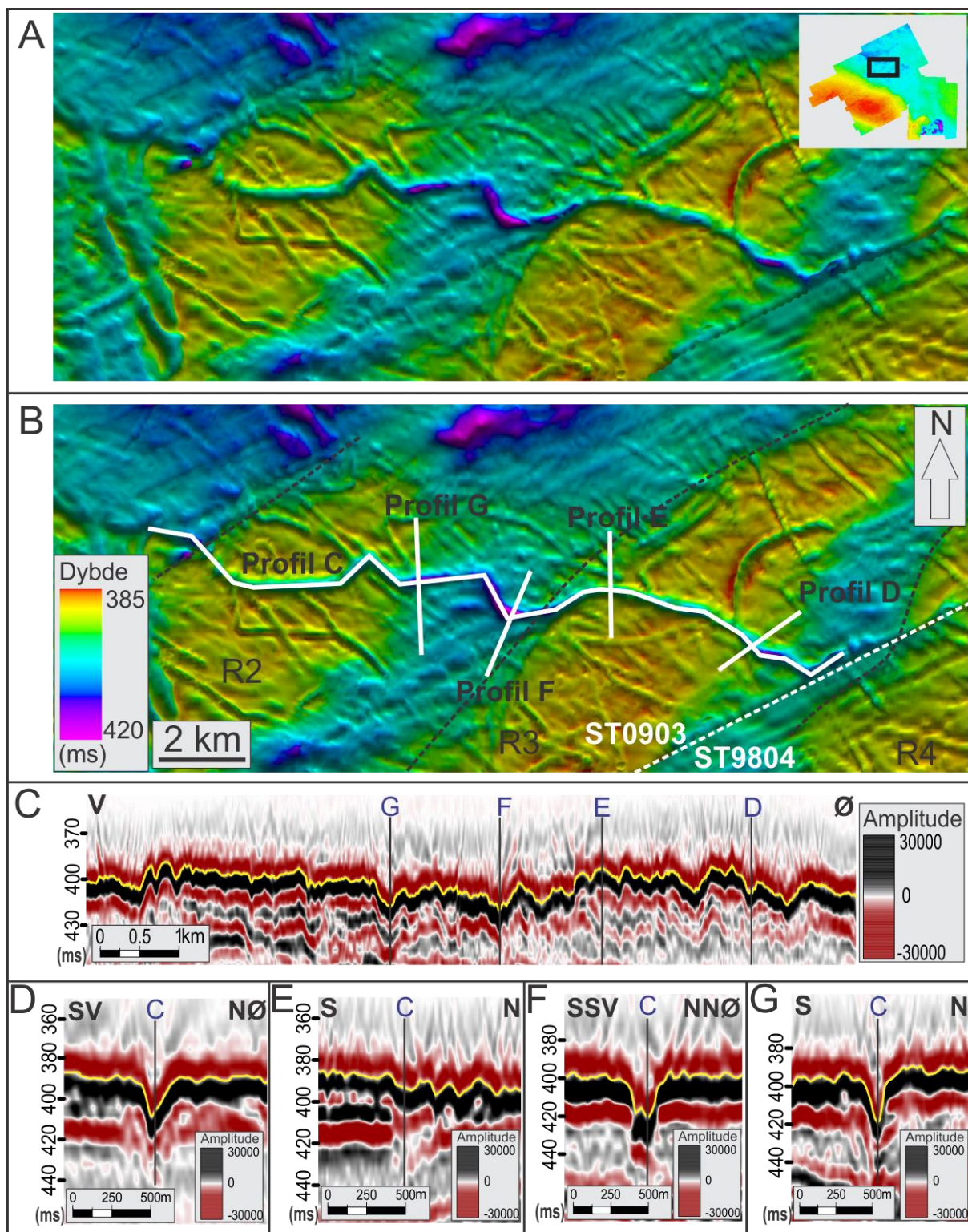
En ~9 km langstrakt kanal er lokalisert nord i 3D område 3 (Fig. 3.3.19), et område der havdypet varierer fra ~280-310 meter. Kanalen som er noe meandrerende strekker seg i øst-vest retning. På sin ferd skjærer den gjennom to rygger som hver har et relieff omkring 10 meter. Disse er tidligere tolket til å være endemorener. Et lengdeprofil langs kanalen (Fig. 3.3.19C) viser at bunnen er svært ujevn, noe som kommer klart fram da dybden varierer fra

2-3 meter til 22 meter langs kanalen. Profiler på tvers av kanalen (Fig. 3.3.18D-G) viser at den er U- eller V formet. Bredden er relativt uniform langs hele kanalen, mellom 150-300 meter (Fig. 3.3.19). En kan flere steder se at pløyespor skjærer gjennom kanalen. Der dette skjer er kanalen ofte delvis gjenfylt av sedimenter som trolig har blitt skjøvet foran isfjell og avsatt i den dypere kanalen. Det er spesielt ved slike krysningspunkt at kanalen er grunnere. Kanalen skiller seg fra pløyespor i området ved at den mangler langsgående rygger og har veldig ujevn bunn. Den opptrer også mer meandrerende enn pløyespor i området. Det er vanskelig å fastslå kanalens avslutning i vest. Det er flere pløyespor som ser ut til å krysse kanalen i dette området. Det er ikke mulig ut fra tilgjengelig data å bestemme om det er pløyespor eller en forlengning av kanalen som fortsetter mot vest. Den østlige avslutningen av kanalen er trolig avgrenset av 3D datasett ST0309 sin østlige grense og kan ikke ses i 3D datasettet ST9403 (Fig. 3.3.19).

#### **Tolkning av Langstrakt Kanal**

Liknende kanaler som dette er beskrevet fra havbunnen i Pine Island Bay utenfor Antarktis (Lowe og Anderson, 2003) og i Hartogbukta utenfor Nordaustlandet på Svalbard (Robinson og Dowdeswell, 2011), der de er tolket til å være smeltevannskanaler. Smeltevannskanaler fra Barentshavet er tidligere beskrevet langs den vestlige kanten av Nordkappbanken Sedimentkile (Fig. 3.3.20B; Midtbø, 2000, Andreassen et al., 2008) og øst for Nordkappbanken, foreslått som et nettverk av kanaler (Bjarnadóttir et al., in review). En eldre begravd smeltevannskanal i samme 3D område er beskrevet og tolket som et sammenhengende tunelldalsystem (Mattingsdal, 2008). Denne ligger delvis under kanalen beskrevet her. I en mastergradsoppgave ved UIT ble nylig en begravd kanal med et anastomoserende mønster kartlagt fra 3D område 1 (Fig. 3.3.20A; Khan, 2013). Kanalene i figur 3.3.20 opptrer med hver sine karakteristiske mønstre, og er gode eksempler på anastomoserende og meandrerende smeltevannskanaler. Kanalen beskrevet her er ikke direkte lik noen av disse, men det kan argumenteres for at den i likhet med kanalen fra Nordkappbanken Sedimentkile (Fig. 3.3.20B) er meandrerende. Den opptrer helt uten anastomoserende atferd.

Smeltevannskanaler er erosjonsformer kuttet inn i konsoliderte sedimenter eller berggrunnen som følge av subglasial drenering (Benn og Evans, 2010). Subglasiale smeltevannskanaler er også kalt Tunelldaler (Ó Cofaigh, 1996). Tunelldaler er avlange



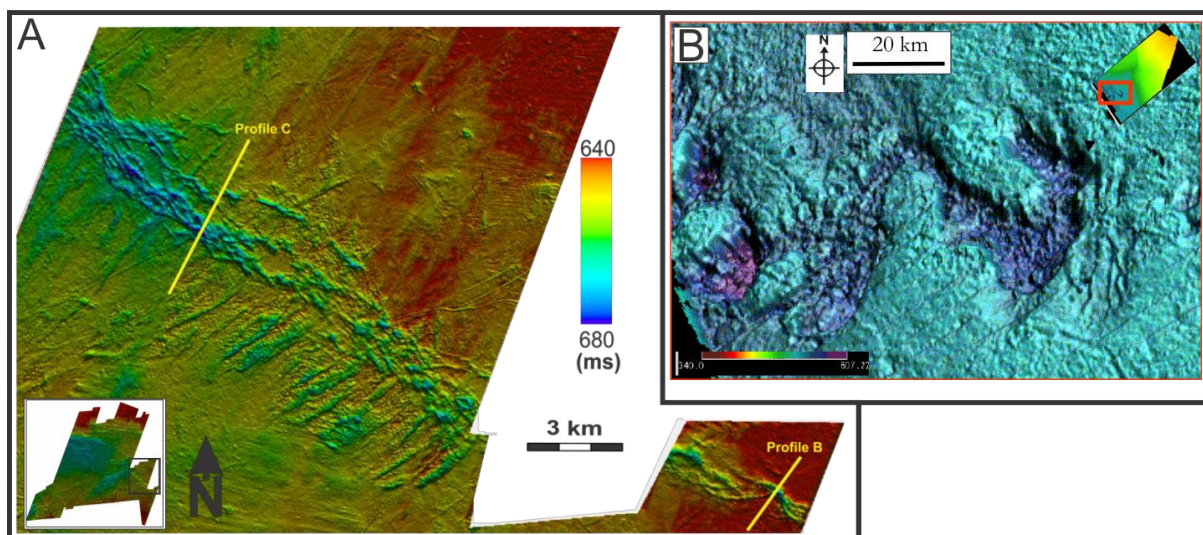
Figur 3.3.19. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den nordvestlige delen av 3D område 3. Kartet viser en langstrakt kanal som krysser to av de subparallele ryggene i figur 3.3.18. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Lokalisering av flaten er vist øverst til høyre. (B) Samme kart som i A men der lengdeprofilen C og tverrprofilene D-G er inntegnet. Svart stiplede linje indikerer den distale delen av de subparallele ryggene. (C) Seismisk profil som følger bunnen av kanalen. (D-G) Tverrprofiler av kanalen. Gul linje indikerer den tolkede flaten.



depresjoner med overfordypede områder langs deres bunn, erodert ned i grunnfjell eller ukonsoliderte sedimenter. De er ofte sinusformet og danner anastomoserende nettverk, men finnes også som enkeltstående rette daler (Ó Cofaigh, 1996). I vannfylte subglasiale kanaler er strømmen drevet av gradienten i vanntrykket samt høyde, slik at vannet kan strømme i motbakke. Undulerende lengdeprofiler til slike kanaler der de krysser topografiske barrierer er et av de klareste kriterier for å skille subglasiale kanaler fra subaeriale kanaler (Benn og Evans, 2010).

Kanalen beskrevet her krysser som nevnt to topografiske rygger samt at den har et svært ujevnt lengdeprofil. At maksimal eustatisk havnivåøkning bare har vært 120-135 meter siden siste glasiiale maksimum (Clark og Mix, 2002) vitner om at subaerialt opphav trolig kan utelukkes, da kanalen befinner seg mellom 280 og 310 meter under havoverflaten. Den skilles fra isfjell-pløyespor ved dens ujevne bunn og mangel på langsgående rygger samt meanderende løp. Likevel følger den samme øst-vest orientering som de fleste pløyespor i området. Der kanalen skjærer gjennom to endemorene-rygger synes den grunnere enn den er mellom ryggene (Fig. 3.3.19). Fordi isfjell flyter i vann vil områder som ligger topografisk høyere enn andre bli kraftigst pløyd og de dypeste pløyde delene vil derfor være lokalisert på ryggene. At motsatt tilfelle her har skjedd vitner ytterligere om at det ikke er isfjell som har dannet kanalen. Kanalen tolkes derfor til å være en subglasial smeltevannskanal dannet i randsonen av en isbre.

To teorier for dannelsen av subglasiale smeltevannskanaler er vurdert; (1) Stabil subglasial drenering av smeltevann/grunnvann drevet av hydrostatisk trykkgradienter og (2) Plutselige utstrømninger av smeltevann fra bredemte innsjøer (Huuse og Lykke-Andersen, 2000). Det kan være vanskelig å bestemme hvilken, om noen av disse teoriene som gjelder for dannelsen av smeltevannskanalen kartlagt i 3D område 3. Det er også utenfor målet for oppgaven å forsøke å fastslå dette.



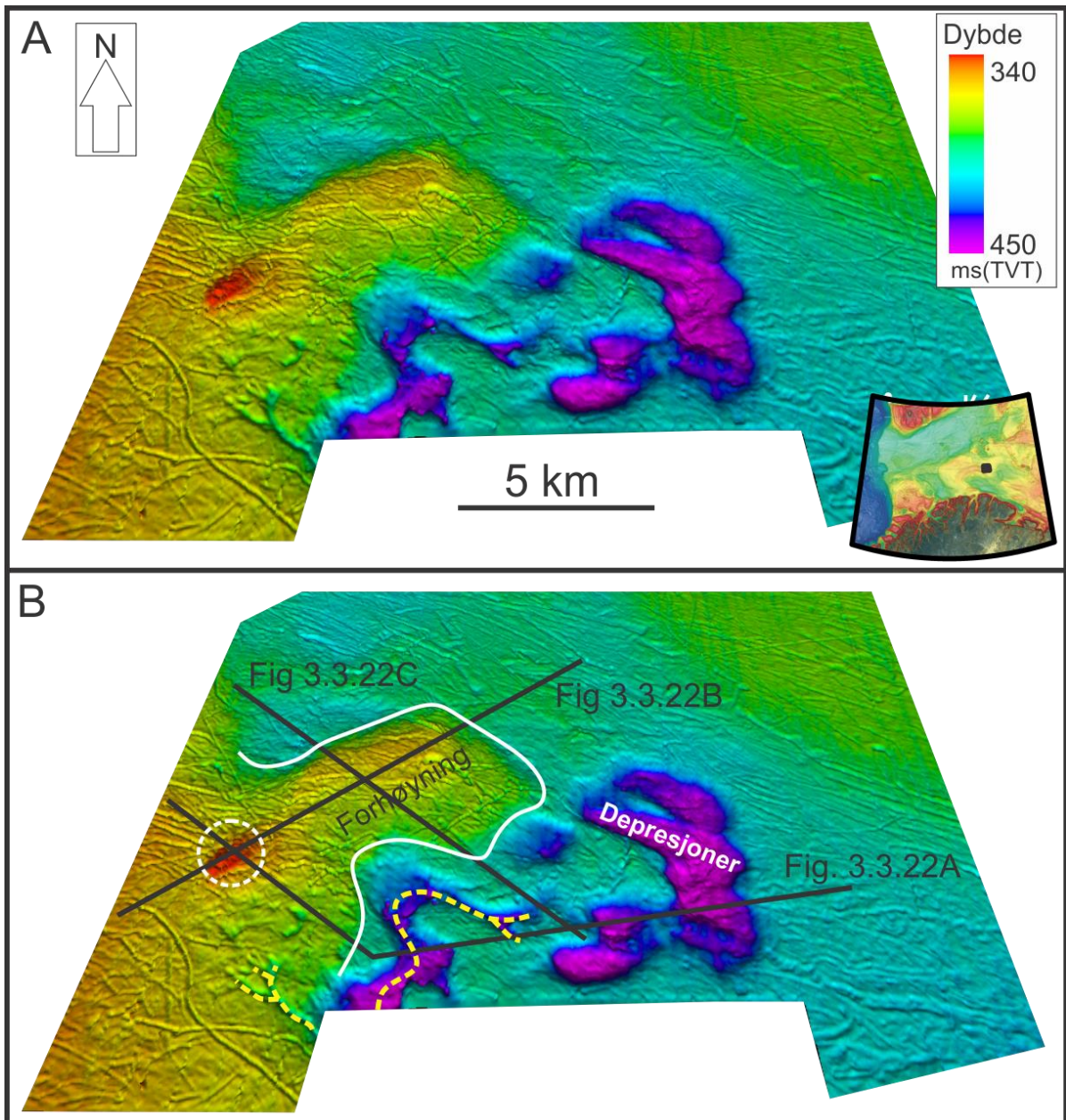
Figur 3.3.20. (A) Skyggerelieffkart av en begravd flate i 3D område 1. En anastomoserende smeltevannskanal strekker seg fra sørøst mot nordvest. Plassering er indikert nede til venstre. Kartet er modifisert fra Khan (2013). (B) Skyggerelieffkart av havbunnen nordvest på Nordkappbanken Sedimentkile. En meandrerende smeltevannskanal strekker seg fra øst mot vest. Kartet er modifisert fra Midtbø (2000).

### 3.3.9 Irregulære depresjoner

#### Beskrivelse av irregulære depresjoner

Sørøst i 3D område 3 er det lokalisert et system av irregulære depresjoner og en forhøyning (Fig. 3.3.21). Depresjonene dekker et  $\sim 90 \text{ km}^2$  stort område mellom Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. Topografisk høyere områder synes å opptre tilfeldig i systemet av depresjoner, noe som skiller systemet i flere deler. Disse områdene har flere steder jevn topp og avrundede kanter. Depresjonene opptrer som noe meandrerende i den sørvestlige delen (Fig. 3.3.21B). Sammenliknet med havbunnen i resten av området har depresjonene flere plasser en dybde på 45 m, men dette varier i stor grad over hele systemet.

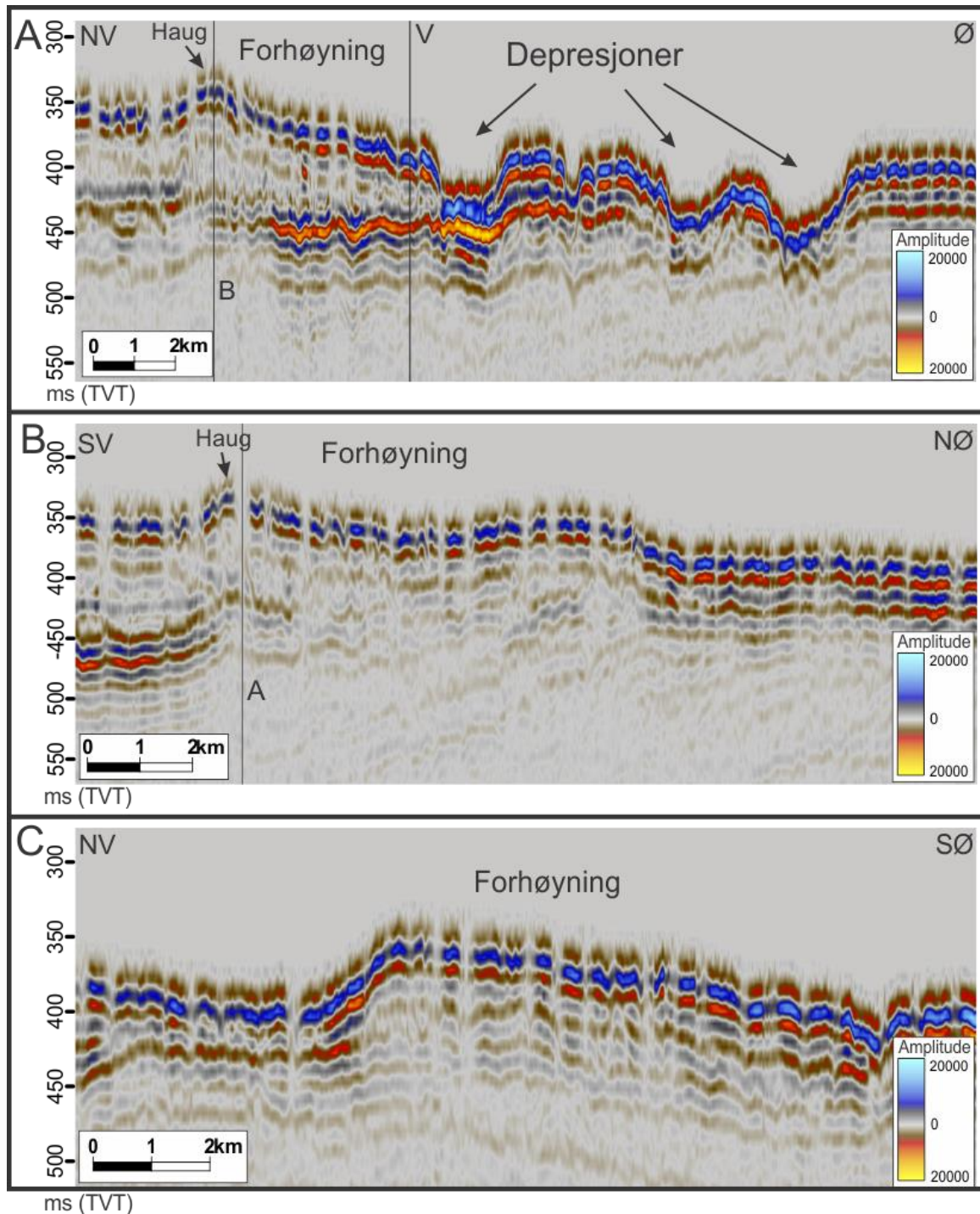
En forhøyning nordvest for systemet av depresjoner (Fig. 3.3.21B) ser ut til å være sammenhengende med Nordkappbanken Bueformede Rygg og kan være en utstikkende del av denne. I seismiske utsnitt (Fig. 3.3.22B, C) mangler denne utstikkeren den karakteristiske horisontale reflektoren som kan ses under Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.3.4). En semisirkulær haug, noen meter i relieff opptrer på forhøyningen (Fig. 3.3.21B, 3.3.22A, B). Forhøyningen heller brattere i den nordvestlige ( $\sim 0.65^\circ$ ) siden enn i den sørøstlige siden ( $\sim 0.35^\circ$ ).



Figur 3.3.21. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sørvestlige delen av 3D område 3. Kartet viser en storskala irregulær depresjon/et system av depresjoner og en forhøyning nordvest for dette. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra sør. Lokalisering av flaten er vist nede til høyre. (B) Samme kart som i A der forhøyningen er tegnet inn med hvit linje. Hvit stiplet linje indikerer en haug internt på forhøyningen. Gul stiplet linje indikerer områder med meandrerende oppførsel.

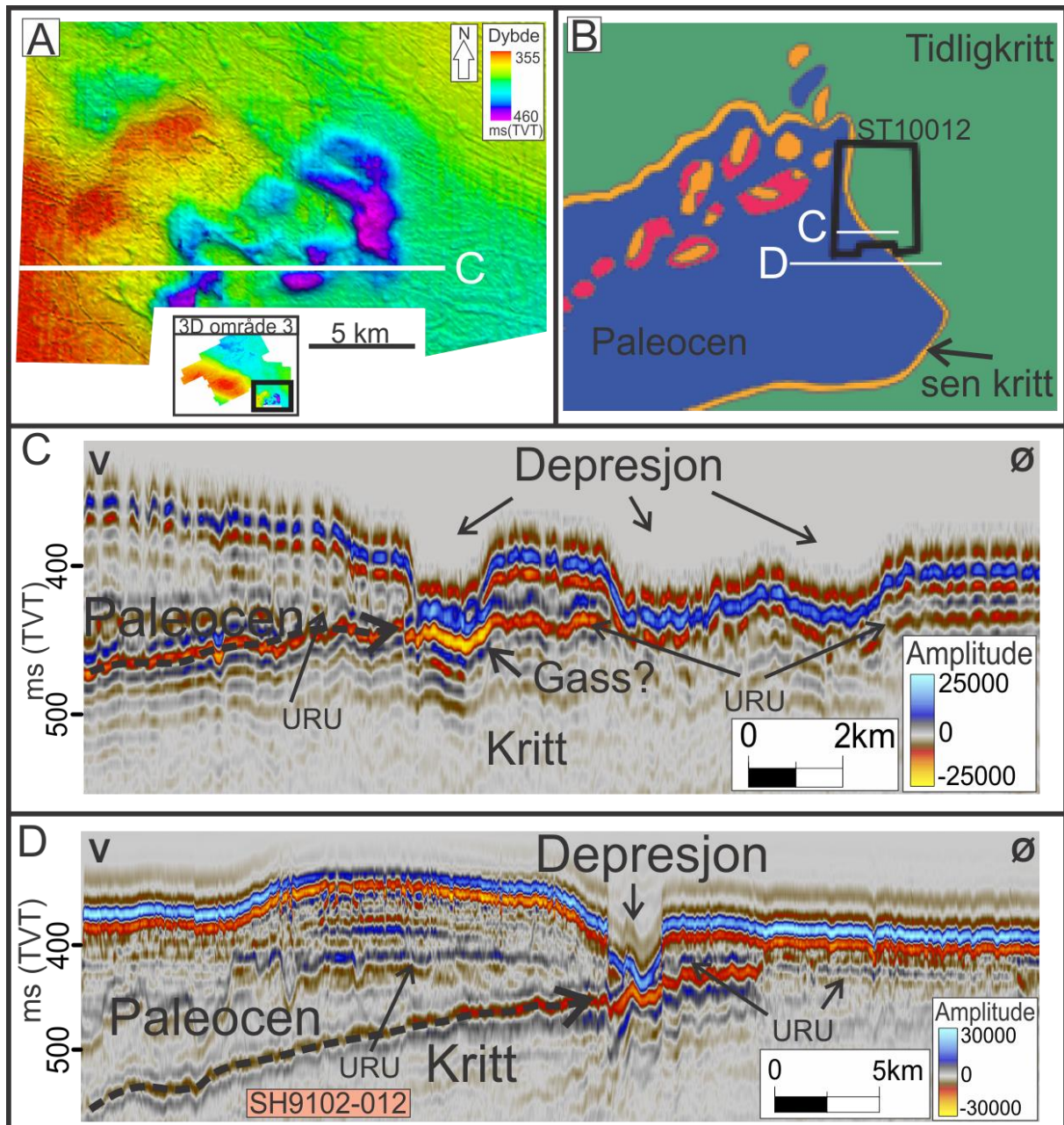
Systemet av depresjoner er lokalisert der laggrensen mellom sedimentære bergarter fra paleocen og kritt blir trunkert av glasiåle sedimenter (Fig. 3.3.23B). Laggrensen mellom paleocen og kritt ses i seismiske profiler som en skråstilt reflektor som heller mot vest (Fig. 3.3.23C, D). Høy-amplitude refleksjoner med negativ refleksjonskoeffisient er lokalisert





Figur 3.3.22. Seismiske profiler av depresjonen og forhøyningen. Lokalisering av profilene er indikert i figur 3.3.21. Legg merke til haugen på forhøyningen i A og B.

direkte under den vestlige delen av systemet med depresjoner (Fig. 3.3.23C). Systemet av depresjoner strekker seg noe lengre sør enn det som kan ses i 3D område 3 (Fig. 3.3.23D). Det kan enten være en enkeltstående depresjon eller en forlengning av den sørvestlige armen (Fig. 3.3.21).



Figur 3.3.23. Relasjon mellom storskala irregulære depresjoner, blotningsbergarter og strømningsrute for gass. (A) Skyggerelieffkart av storskala depresjoner. Lys er satt fra SV. Vertikal overdrivelse er 10X. (B) Kart av bergarter som blottes under de glasiiale sedimentene. Modifisert fra NPD (2009). (C, D) Seismisk profil av depresjonene. Grensen mellom bergarter fra kritt og paleocen er indikert med svart stiplet linje. Linjen indikerer også mulig strømningsrute for gass. Plassering av profilene er indikert i A og B.

### Tolkning av irregulære depresjoner

Siden havdypet i området er omtrent 300 meter og eustatisk endring i havnivå siden LGM bare har vært 120-130 meter (Clark og Mix, 2002) kan ikke de irregulære depresjonene i 3D området være dannet subaerialt. Vulkanske utbrudd, meteorittnedslag og kollaps av underliggende strukturer er også lite trolig som dannelsesmåte. Pockmarks beskrevet i

litteraturen kan være opp til 3-4 km brede og 200 m dype (Cole et al., 2000, Betzler et al., 2011) men mangler utstrekningen og den irregulære formen beskrevet her og vurderes som utelukket. En subglasial dannelse for depresjonene diskuteres.

Glasitekotniske prosesser og former er tidligere beskrevet fra en rekke steder (Aber og Ber, 2007). Proglasial glasitektonikk er forskyvning eller fjerning av store mengder proglasiale eller sub-marginale sedimenter på grunn av trykkbelastning av en ismasse og involverer sprø eller duktil deformasjon eller en blanding av de to (Benn og Evans, 2010). En vanlig glasitektonisk landform er "hill-hole pair", beskrevet som "*en atskilt haug av is-skubbet materiale, ofte noe foldet, og som befinner seg nedstrøms fra isen, i kort avstand fra en depresjon av liknende størrelse og form*" (Bluemle og Clayton, 1984). Slike landformer er beskrevet fra det sørvestlige Barentshavet (Sættem, 1994) og øst for Skjoldryggen på den midtnorske sokkelen (Ottesen et al., 2005). Depresjonene og forhøyningen i 3D området har flere likheter med landformer tidligere beskrevet som "hill-hole pair" og passer godt med kriteriet om asymmetrisk tverrprofil der forhøyningen er høyere og heller mer på den distale siden enn den proksimale (Aber og Ber, 2007). Depresjonene og forhøyningen er også lik i størrelse, men det er vanskelig å finne overgangen mellom Nordkappbanken Bueformede Rygg og forhøyningen og dette blir derfor usikkert.

Den avrundede overflaten som opptrer i området tyder på at smeltevann har vært involvert i utformingen av depresjonene. Subglasial erosjon av havbunnen som følge av smeltevann er dokumentert fra Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Bjarnadóttir et al., in review), fra Nordsjøen (Huuse og Lykke-Andersen, 2000, Praeg, 2003) og fra Antarktis (Lowe og Anderson, 2003, Wellner et al., 2006), men erosjonsformene etter disse opptrer med mer typisk kanalform enn depresjonene her. Unntaket fra dette er en noe meandrerende form i den sørvestlige delen av systemet (Fig. 3.3.21B). To hypoteser for subglasial erosjon av smeltevann er foreslått: (1) Stabil subglasial drenering av smeltevann og grunnvann drevet av hydrostatisk trykkgradienter og; (2) Plutselige utstrømninger smeltevann (Jøkulhlaups) (Huuse og Lykke-Andersen, 2000). Det er vanskelig ut fra tilgjengelige data å fastslå hvor stor innvirkning smeltevann har hatt på utformingen og erosjon av depresjonen. Det er ut fra oppgavens mål heller ikke ønskelig å utbrodere dette mere, og systemet av depresjoner og forhøyningen beskrives herfra som et "hill-hole pair" modifisert av subglasialt smeltevann.



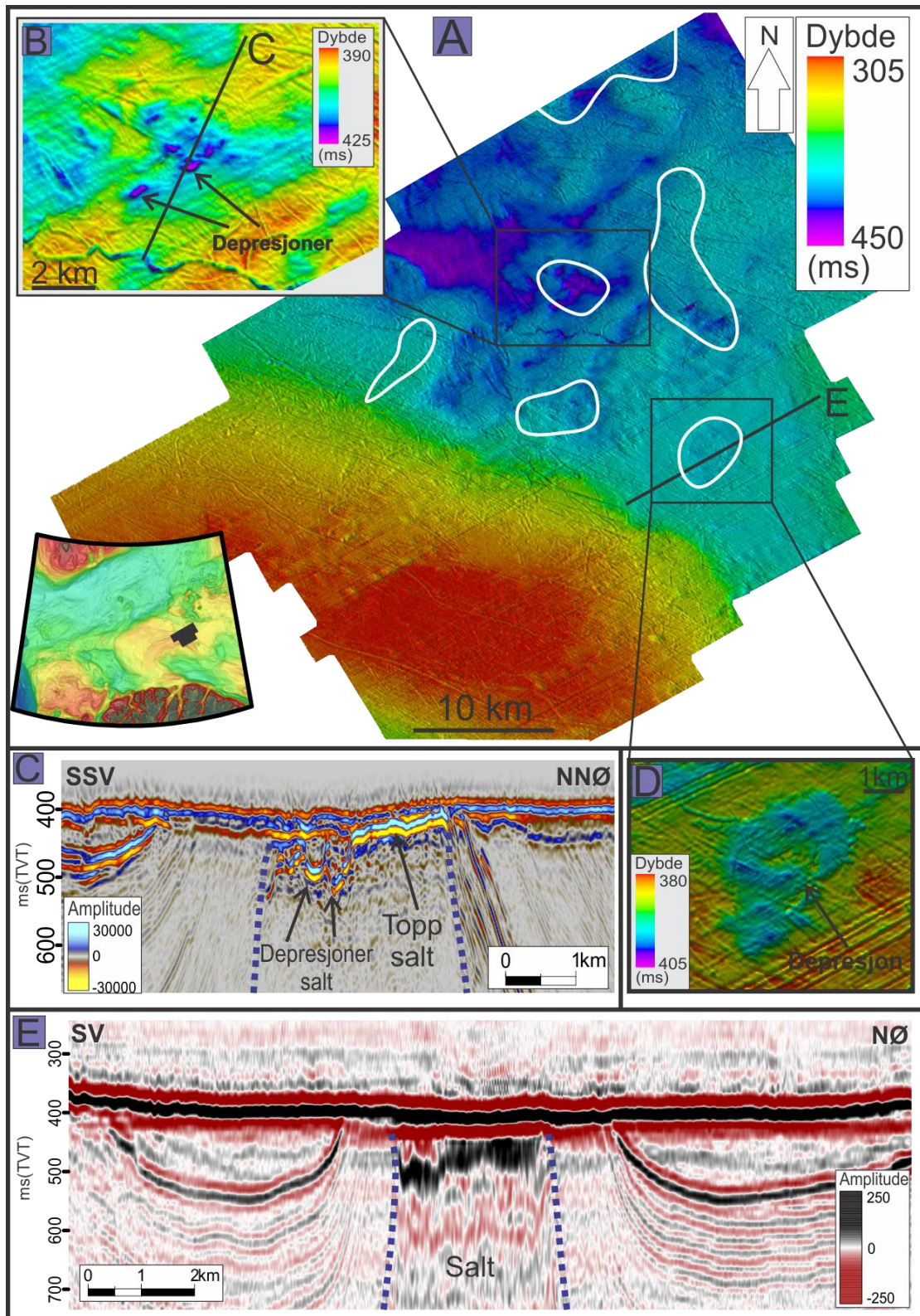
Den irregulære depresjonen tolkes å være en del av et “hill-hole pair” dannet av glasitektoniske prosesser, der de eroderte sedimentene er skjøvet opp og avsatt som en tilhørende forhøyning distalt for depresjonene. Avsetningens relasjon til underliggende sedimentære bergarter og den skråstilte bergartsgrensen samt mulige opptreden av gass (refleksjon med negativ refleksjonskoeffisient) vil diskuteres i kapittel 4.

### 3.3.10 Saltdiapirer

I 3D område 3 er flere saltstrukturer nær havbunnen kartlagt (Fig. 3.3.24). Et RMS amplitudekart med volum på 50 ms fra havbunnen er brukt for å få fram utbredelsen av saltdiapirer. RMS kart egner seg godt for å skille høye amplituder (i dette tilfelle toppen av saltet) fra omkringliggende lav-amplitude refleksjoner. 50 ms tilsvarer ~42,5 m (om en antar lydbølgehastighet i de glasiøle sedimentene på 1700 m/s). Intervallet inkluderer saltdiapirer som påvirker havbunnen men utelater diapirer som ligger lengre ned. Omrisset av diapirene er indikert på skyggerelieffkart av havbunnen (Fig. 3.3.24A). Mindre depresjoner på havbunnen i den nordlige delen av 3D området (Fig. 3.3.24B) er lokalisert direkte over en saltdiapir der toppen av saltet også ser ut til å være preget av depresjoner. En større men svakere depresjon opptrer i den østlige delen av området (Fig. 3.3.24D). Seismisk utsnitt (Fig. 3.3.24E) viser at saltet også her trenger helt opp til dagens havbunn, og på skyggerelieffkart kan en se at havbunnens geomorfologi er direkte påvirket av underliggende salt (Fig. 3.3.24D). I seismisk utsnitt er saltdiapirene vertikal og trenger gjennom den øvre stratigrafien (Fig. 3.3.24C, E).

Saltdiapirer er karakteristisk for hele Nordkappbassenget, et riftbasseng fra paleozoikum som ble formet på grunn av ekstensjonsbevegelser mellom Grønland og Norge (Koyi et al., 1993). Et 2- 4,5 km tykt lag av evaporitter ble avsatt mellom øvre karbon og nedre perm (Nilsen et al., 1996, Chand et al., 2008). Overlagring av tykke sediment-sekvenser og forkastninger i disse førte til at salt ble diapirisk gjennom trias (Koyi et al., 1993). Diapirismen stoppet opp under sen-trias og saltet ble begravd av 1-1,5 km sedimenter fra sen-trias til kritt. Reaktivering av saltet og en ny episode med diapirisme fulgte under sen-kritt. Diapirismen stoppet igjen opp og området ble på nytt begravd av 1500 meter tykke tertiære sedimenter. I midt-tertiær var den siste fasen med

### 3 Resultater



Figur 3.3.24. (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i den sentrale/vestlige delen av 3D område 3. Hvide sirkler indikerer områder der saltdiapirer finnes innenfor et 50 ms intervall under havbunnen. Vertikal overdrivelse er 10X og lyskilde er fra nordøst. Plassering av kartet er vist nederst til venstre. (B) Utsnitt av havbunnen i A der en kan se hvordan tilstedeværelse av salt påvirker havbunnen i form av små depresjoner. (C) Seismisk profil indikert i B der to depresjoner på toppen av saltdiapiren er indikert. (D) Utsnitt av havbunnen i A der en kan se hvordan tilstedeværelse av salt påvirker havbunnen i form av en semisirkulær depresjon. (E) Seismisk profil indikert i A der saltdiapiren er markert med blå stiplet linje.

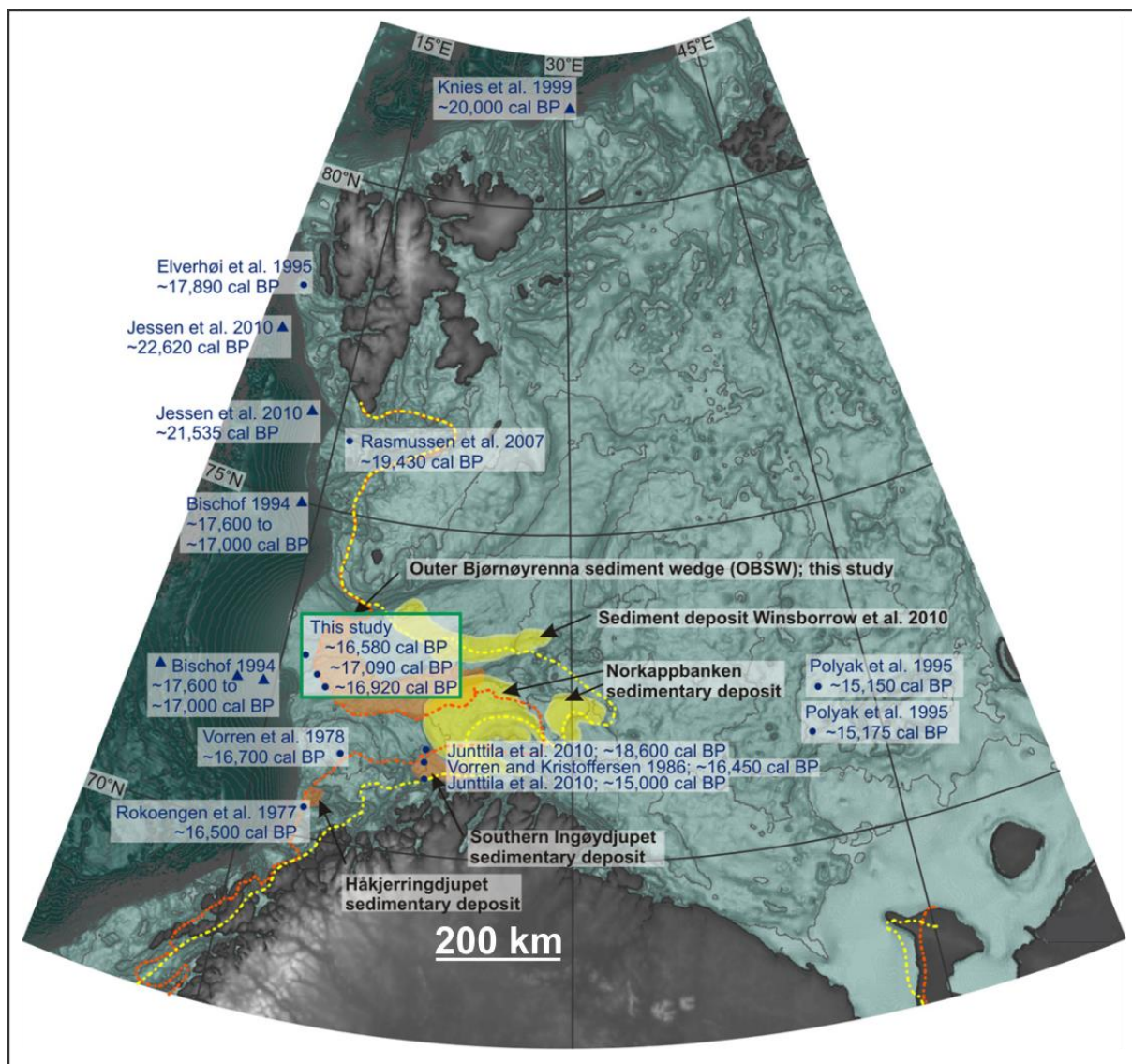
diapirisme i Nordkappbassenget. Etter dette har det ikke vært diapirisk aktivitet (Nilsen et al., 1996). Påfølgende glasial erosjon førte til at saltet flere steder ble blottet på havbunnen. Det er derfor mulig at de sirkulære depresjonene i figur 3.3.24B, og den svake depresjonen i figur 3.3.24D kan ha oppstått som følge av at gjennomstrømmende havvann (og subglasialt ferskvann) har løst opp toppen av saltet. Sedimentene vil da synke og føre til at depresjoner oppstår på havbunnen.

### 3.4 Korrelasjon og kronologi

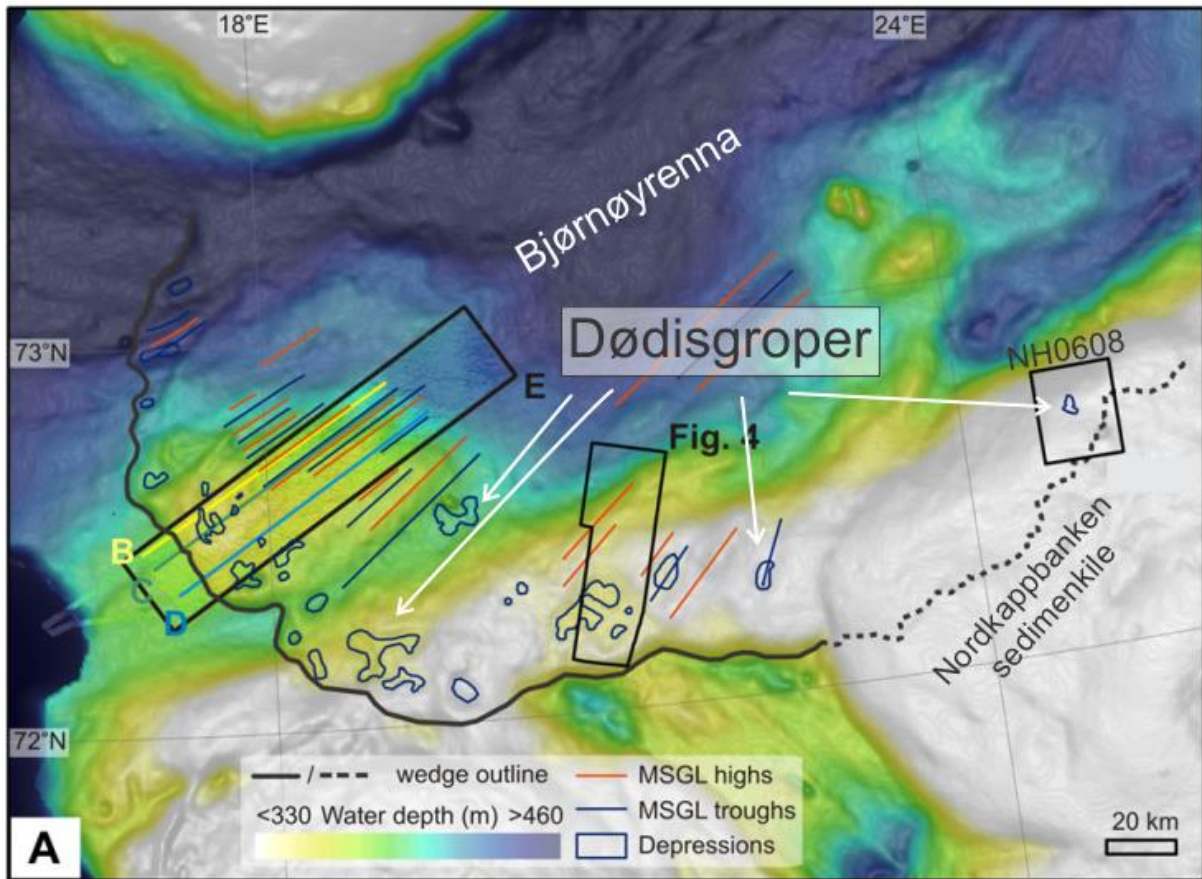
Opgavens fokus på havbunnen gjør at underliggende glasiale reflektorer ikke er tolket. Det vil av naturlige årsaker ikke være noen grunn å korrelere havbunnen utenom der avsetninger overlapper hverandre. Avsetninger som overlapper hverandre i studieområdet er Nordkappbanken Bueformede Rygg (kapittel 3.3.1), Nordkappbanken Sedimentkile (kapittel 3.3.2) og grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (kapittel 3.2.2). Kun en av disse avsetningene er datert i nyere tid. AMS datering av bentiske foraminiferer i tre kjerneprøver ("gravity cores") er foretatt utenfor marginen av grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Fig. 3.3.25; Rütther et al., 2011). De viser en alder på henholdsvis 17.1 cal ka, 16.9 cal ka og 16.6 cal ka. Aldrene indikerer avsetning av grunningsonekilen mellom 17.1 og 16.6 cal ka, og at fronten av en isstrøm okkuperte den ytre delen av Bjørnøyrenna i denne perioden (Rütther et al., 2011). Grunningsonekilen er observert å fortsette under Nordkappbanken Sedimentkile (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010), og er kartlagt ved hjelp av et tett nett av 2D seismikk (Rütther et al., 2011; Fig. 3.3.26). Dødisgroper er kartlagt på havbunnen fra store deler av avsetningen, og er også funnet under Nordkappbanken Sedimentkile (Fig. 3.3.26; Rütther et al., 2011). Dødisgroppen under Nordkappbanken Sedimentkile ble kartlagt på en begravd flate som representerer toppen av grunningsonekilen (Fig. 3.3.27; Rütther et al., 2011). Denne depresjonen er gjenkjent på seismiske linjer fra 3D datasett SH0608 som reflektor tG (Fig. 3.3.27C). Bunnen av grunningsonekilen utgjør reflektor bG (Fig. 3.3.27C). Det er nå vist at Nordkappbanken Sedimentkile overlapper grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna. Siden grunningsonekilen ble dannet mellom 17.1 og 16.6 ka må Nordkappbanken Sedimentkile være avsatt etter dette. På 2D- og 3D seismiske linjer fortsetter reflektor tG under



Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 3.3.28, 3.3.29). Det er ikke funnet reflektorer som skiller Nordkappbanken Bueformede Rygg stratigrafisk fra Nordkappbanken Sedimentkile. Hverken reflektor tG eller bG fortsetter mot grunningssoneskilen i det sentrale Bjørnøyrenna (Fig. 3.3.29), og denne avsetningen henger ikke sammen med avsetningene i sør.

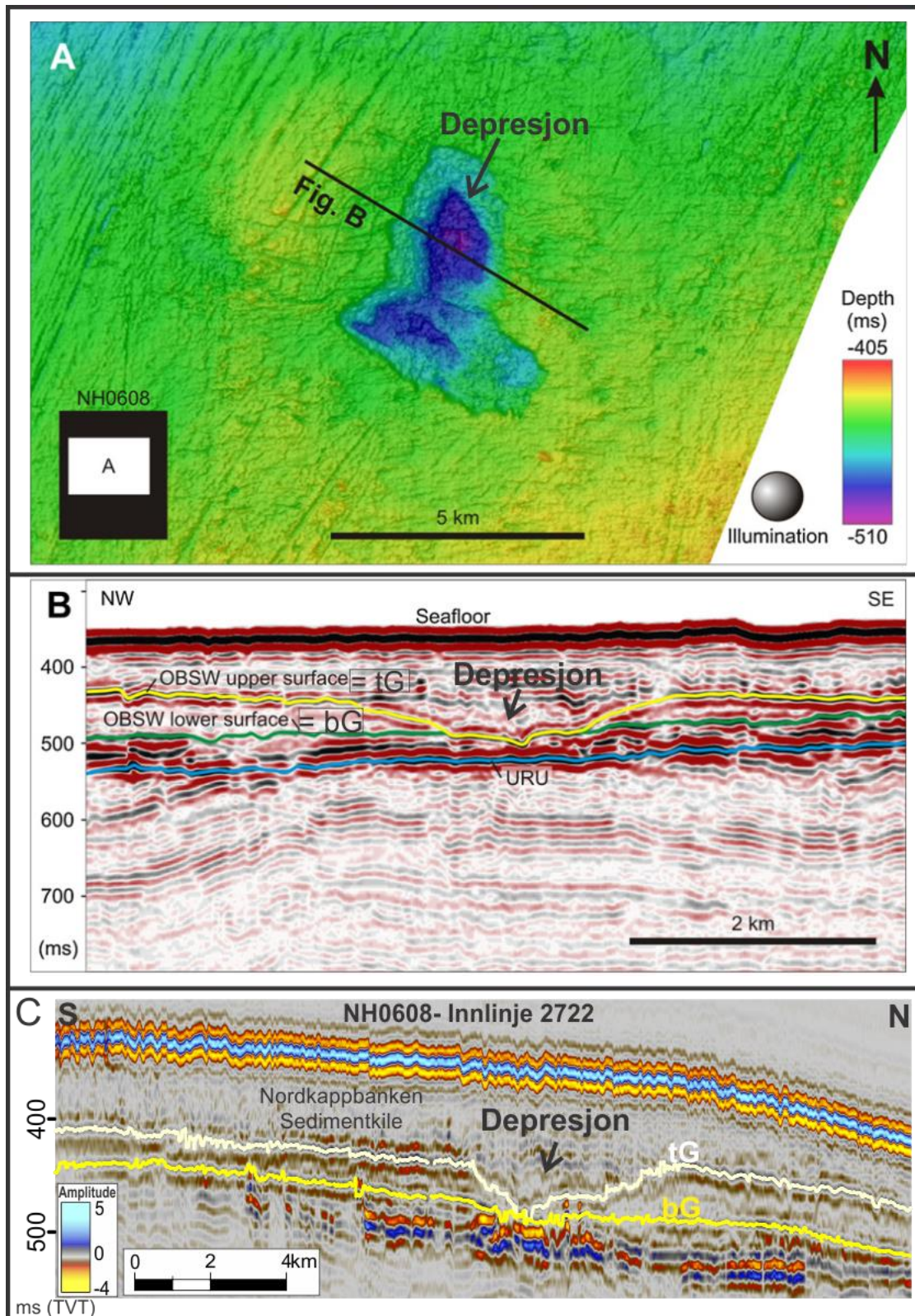


Figur 3.3.25. Sammenfatning av dateringer gjort i det sørvestlige Barentshavet. Dateringene til Rüther et al. (2011) er indikert med grønt rektangel. Rød stiplede linje indikerer “deglasiasjonstrinn 2”, og gul stiplede linje indikerer “deglasiasjonstrinn 3” fra Winsborrow et al. (2010). Figuren er modifisert fra Rüther et al. (2011).



Figur 3.3.26. Batymetrikart av den ytre delen av Bjørnøyrenna der en grunningsonekile strekker seg tvers av Bjørnøyrenna (svart linje). Svart stiplet linje er den ytre kanten av grunningsonekilen der Rüter et al. (2011) tolker den å fortsette under Nordkappbanken Sedimentkile. På havbunnen er flere depresjoner kartlagt, og disse er tolket å være dødisgroper. Modifisert fra Rüter et al. (2011).

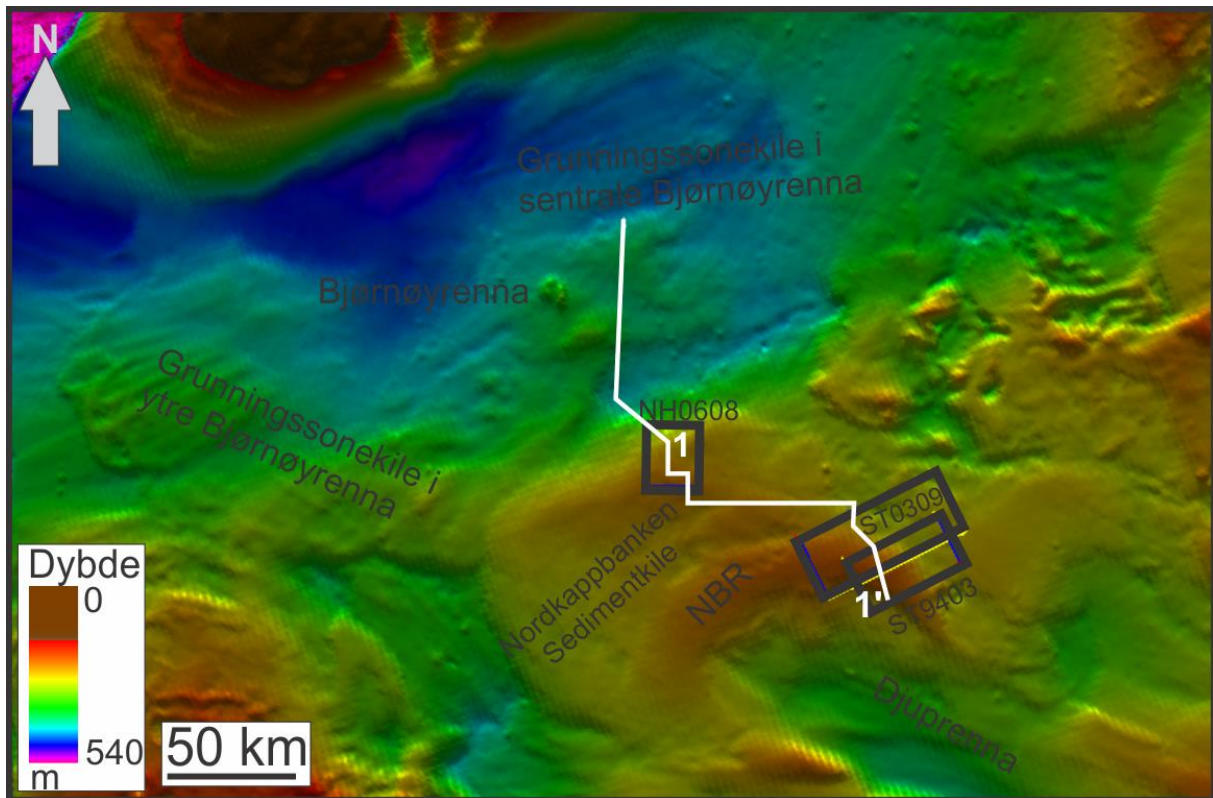




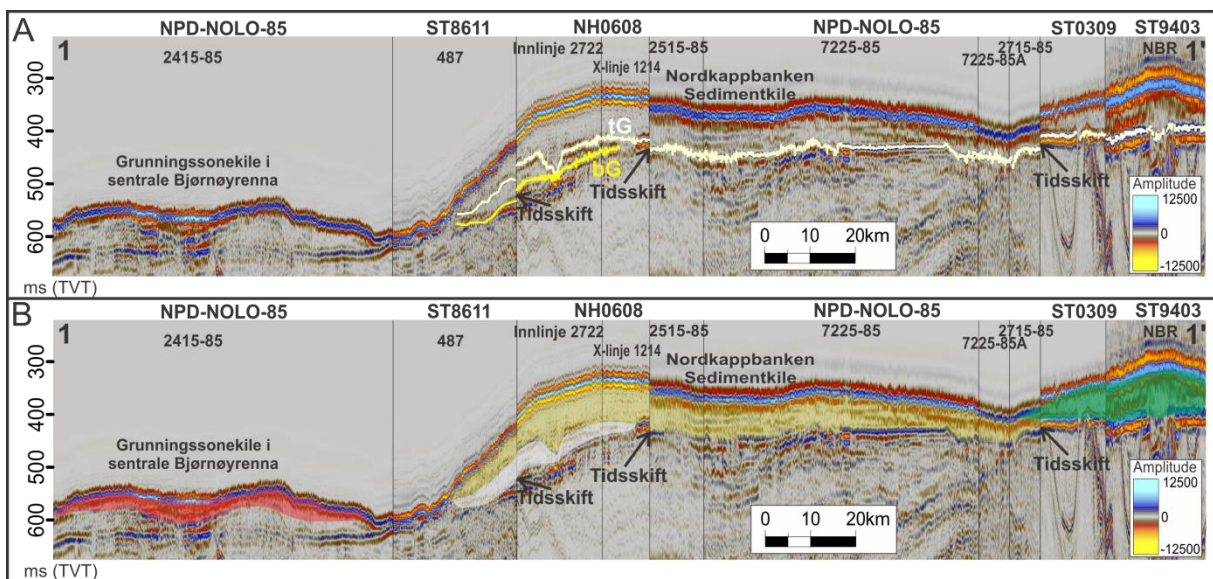
Figur 3.3.27. (A) Skyggerelieffkart av begravd flate i 3D datasett NH0608. Flaten representerer toppen av grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna der en depresjon er kartlagt. Plassering av 3D datasett er indikert i figur 3.3.26 (B) Seismisk utsnitt indikert i A viser depresjonen. Linjen tG indikerer toppen av grunningsonekilen mens bG er bunnen av grunningsonekilen. A og B er modifisert fra Rüther et al. (2011). (C) Den samme depresjonen er lokalisert på Innlinje 2722, og reflektorene tG og bG er brukt for videre korrelering.



### 3 Resultater



Figur 3.3.28. Batymetrikart av det sørvestlige Barentshavet. Vertikal overdrivelse er 50X og lyskilde er satt fra nord. Hvit linje er en sammensatt seismisk linje vist i figur 3.3.29. NBR= Nordkappbanken Bueformede Rygg.



Figur 3.3.29. Sammensatt 2D- og 3D seismisk profil fra Nordkappbanken. Gul linje indikerer bunn av grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (bG). Hvit linje indiker toppen av grunningsonekilen (tG). Reflektoren utgjør også bunn av Nordkappbanken Sedimentkile og Nordkappbanken Bueformede Rygg (NBR). Lokalisering av profilet er indikert i figur 3.3.28. (B) Utstrekning og tykkelse av avsetningene markert med transparente bånd. Rødt = Grunningssonekile i det sentrale Bjørnøyrenna. Grått = Grunningssonekile i den ytre delen av Bjørnøyrenna. Gult = Nordkappbanken Sedimentkile. Grønt = Nordkappbanken Bueformede Rygg.

## 4 Diskusjon

Formelementene beskrevet på havbunnen i studieområdet kan på ulike måter brukes for å forstå isens opptreden under tilbaketrekningen i Barentshavet. Det vil si at deres eksistens enten kan brukes som direkte indikasjon på isens frontposisjon, isstrømmers dynamikk og retning, eller som antydninger på endringer i disse. Sammen kan flere formelementer bidra til en forståelse av hvordan deglasiasjonen av isdekket foregikk.

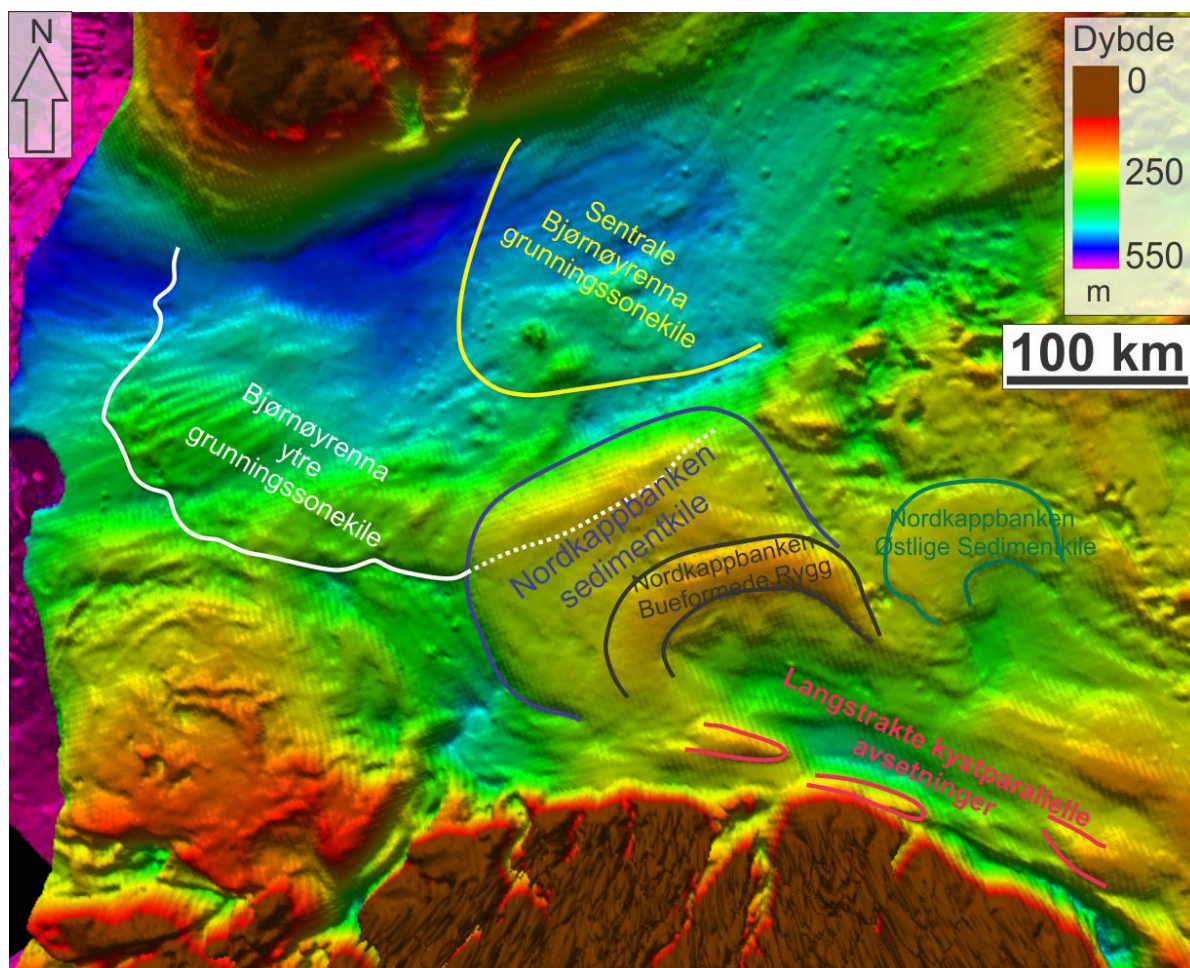
### 4.1 Storskala avsetninger på havbunnen

Storskala avsetninger i studieområdet er grunningsssonekiler i Bjørnøyrenna, Nordkappbanken Bueformede Rygg, Nordkappbanken Sedimentkile, Nordkappbanken Østlige Sedimentkile og langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna (Fig. 4.1.1). Formelementer som morener på Nordkappbanken og grunningsssonekiler i Bjørnøyrenna reflekterer isfrontens dynamikk (Lønne, 2001, Dowdeswell og Fugelli, 2012). På grunn av geomorfologiske og seismiske likheter mellom avsetningene har det vært vanskelig å skille avsetningenes genese fra hverandre. I noen tilfeller er den seismiske signaturen til to geomorfologisk liknende avsetninger ulike. I andre tilfeller har to geomorfologisk ulike avsetninger liknende seismisk signatur. En utgreiing om dannelsesmåte og prosesser under avsetning er derfor nødvendig for å forstå forskjeller i dannelsen av de ulike avsetningene og deres betydning for isbredynamikk.

Flere av de overnevnte avsetningene er tidligere tolket som randavsetninger. Dette betyr at de er avsatt i nær avstand til breens front, enten proglasialt eller subglasialt. Randavsetninger eller morener blir dannet under framrykk av en isfront eller ved stillstand (Lønne, 2001). Hvordan en avsetning blir dannet avhenger blant annet av formen på isens grunningslinje. Isbreer som terminerer i vann kan møte vannmassene som: (1) En flytende brefront eller; (2) en grunnet tidevannsklippe. De ulike måtene å terminere i vann på resulterer blant annet i variasjoner på sedimentologiske prosesser ved isens randsone (Powell og Domack, 1995). Avsetninger som akkumuleres ved tidevannsklipper på tempererte breer danner positive topografiske formelementer, mens flytende brefronter ved polare breer synes å avsette sedimenter med kileformet geometri (Powell og Alley, 1997). Fem endeledd for dannelsen av morenebanker ved isens grunningslinje er foreslått

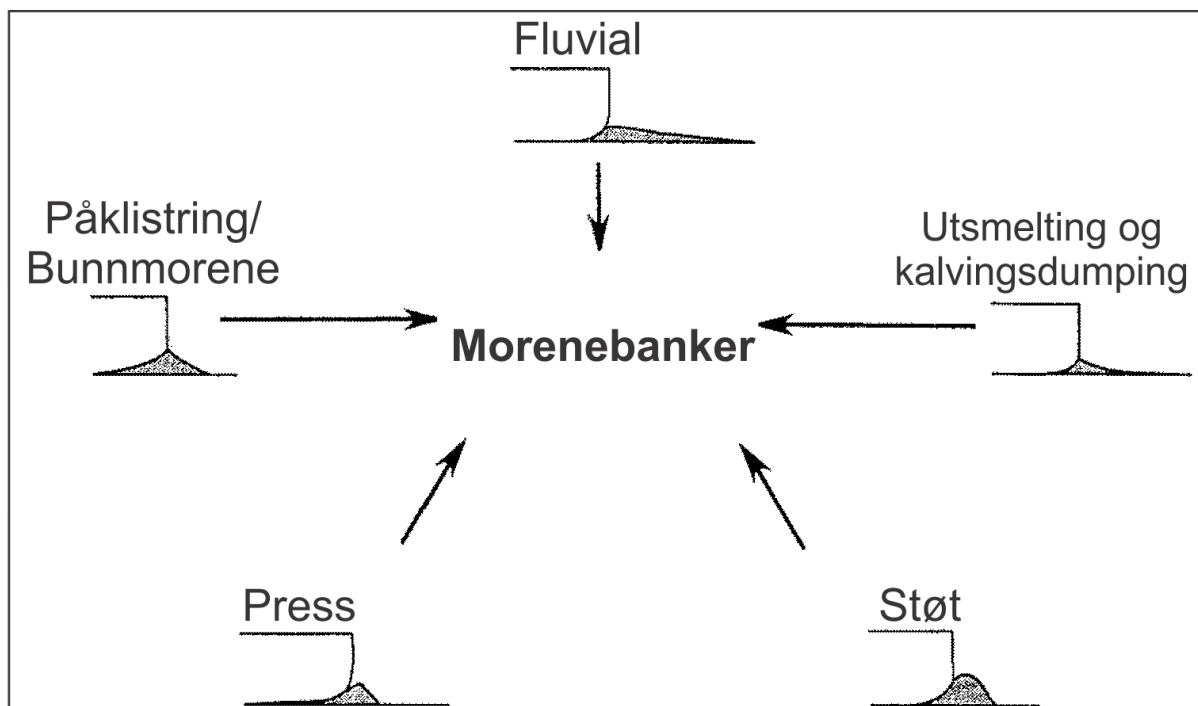


(Fig. 4.1.2, 4.1.3); Powell og Domack (1995), Powell og Alley (1997): (1) Som pressmorener; 2) støtmorener; (3) utsmelting- og kalvingdumpingsmorener; (4) påklstringsmorener, eller som; (5) grunningslinjevifter, iskontaktdelta eller grunningsssonekiler. Subglasialt smeltevann virker å være den dominerende faktoren for hvilket av disse endeleddene som dannes. Morenebanker dannes der rikelige vannmengder er tilgjengelig, og grunningsssonekiler dannes der det er mindre vann (Powell og Alley, 1997). Gitt den store variasjonen i avsetning- og deformasjonsprosesser ved grunningslinjen av en bre, bør ikke morenebanker anses som distinkte avsetningssystemer, men som en del av en sammenheng som varierer fra isolerte grunningslinjevifter og smeltevanns-dominerte morenebanker, til frontdumping-, press- og støtmorener (Powell og Domack, 1995).

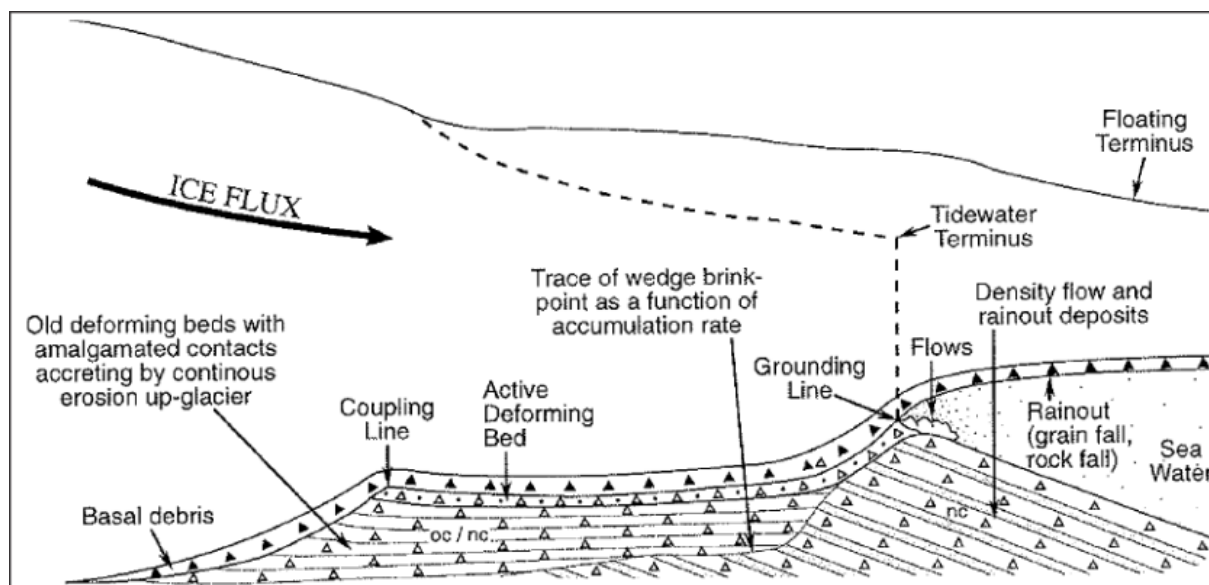


Figur 4.1.1. Batymetrikart av det sørvestlige Barentshavet som viser storskala formelementer. Lyskilde er satt fra nord. Vertikal overdrivelse er 130X. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012).





Figur 4.1.2. Endelegg for prosesser som bidrar til dannelsen av grunningslinjesystemer i form av morenebanker. Morenebanker kan dannes som et av endelegdene eller som en kombinasjon av disse. Modifisert fra Powell og Domack (1995).



Figur 4.1.3. Endelegg for prosesser som bidrar til dannelsen av grunningslinjesystemer i form av grunningsssonekiler. Morenebanker kan dannes som et av endelegdene eller som en kombinasjon av disse. grunningsssonekilen er vist som en del av en glasimarin sedimentkile, dannet av et subglasialt deformasjonssystem ved en flytende eller fullstendig grunnet bre. Modifisert fra Powell og Alley (1997).

#### 4.1.1 Grunningssonekiler i Bjørnøyrenna

En bueformet avsetning og en sedimentær forhøyning i ytre og sentrale deler av Bjørnøyrenna ble i kapittel 3.2.2 og 3.2.3 tolket som grunningsssonekiler (Fig. 4.1.1). Powell (1997) foreslo at grunningsssonekiler dannes i polare miljøer som et lateralt kontinuerlig dekke av deformert og ukonsolidert subglasialt morenemateriale. Deformasjon og påklistring av sedimenter samt avsetning fra subglasialt smeltevann (begrenset) og direkte støt fra breen er prosesser bak dannelsen av grunningsssonekiler (Powell og Alley, 1997). Størrelsen til slike avsetninger avhenger av mengden sedimenter som transporteres, hvor lenge isen står ved lokaliteten, bredden på isstrømmen og vinkel på hulrommet foran isens grunningslinje (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Grunningssonekiler er hovedsakelig transparente eller kaotiske i seismiske profiler, noe som trolig er forårsaket av diamiktont "debris" (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Reflektorer som prograderer fra en grunningsssonekile (avlapp) representerer progradasjon i hulrommet foran grunningslinjen, og trunkerende reflektorer under grunningsssonekilen indikerer erosjon under startfasen (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Det er ikke funnet tegn på avlappende reflektorer på grunningsssonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna, men trunkerende reflektorer under kilen markerer trolig en erosjonsbunn. Dette gjelder også for grunningsssonekilen i det sentrale Bjørnøyrenna, der reflektorer beskrevet som intern kan være avsetningens bunn. Avsetningen av grunningsssonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna er tidligere foreslått å være dominert av duktil deformasjon, som forventet når relativt myk marint slam blir støtt/trykket mot isfronten (Kristensen et al., 2009, Rütther et al., 2011). Gravitasjonskjerner distalt for avsetningen indikerer at små mengder sedimenter ble avsatt glasimart nedstrøms for grunningsssonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rütther et al., 2011), noe som tyder på lite smeltevann langs brefronten. MSGL på den vestlige randen av avsetningen styrker antakelsen om lite smeltevann. Depresjoner på havbunnen er foreslått å være dødisgroper dannet av glasitektoniske prosesser (Rütther et al., 2011). Dette vitner om omfattende subglasial og proglasial deformasjon, noe som underbygger Powell (1997) om at grunningsssonekiler dannes som et lateralt kontinuerlig dekke av deformert og ukonsolidert subglasialt morenemateriale. På grunnlag av dette samt grunningsssonekilenes kaotiske til akustisk transparente seismiske signatur, antas det at avsetningene er dannet mellom de fire endeledene press, påklistring, støt, og utsmelting og kalvingsdumping (Fig. 4.1.2). Den kaotiske til akustiske seismiske signaturen som dominerer avsetningene skyldes trolig

omfattende subglasial deformasjon. På grunn av lite smeltevann og kileformen til avsetningen antas det at breen hadde en flytende brefront foran grunningsonekilen.

Grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna er tidligere tolket å representere et framrykk av en isstrøm under deglasiasjonen av Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010) og er nylig datert å være dannet mellom 17.1 og 16.6 cal ka (Rüther et al., 2011). Det er foreslått at denne alderen gir en pålitelig minimumsalder for deglasiasjonen av den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rüther et al., 2011), og avsetningen samsvarer med “deglasiasjonstrinn 2” (Fig. 1.4.4; Winsborrow et al., 2010). Mens Svalisdomen fungerte som et “pinning point” for grunningsonekilen i det sentrale Bjørnøyrenna, hadde trolig en eldre grunningsonekile samme effekt i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rüther et al., 2011). Avsetningen i det sentrale Bjørnøyrenna er tidligere tolket å samsvare med “deglasiasjonstrinn 3” (Fig. 1.4.4; Winsborrow et al., 2010).

Ved stigning i havnivå virker grunningsonekiler stabiliserende på isens grunningslinje og motvirker framrykk og tilbaketrekning, noe som fører til økt tykkelse av isen (Alley et al., 2007, Anandakrishnan et al., 2007, Dowdeswell og Fugelli, 2012). Som nevnt i kapittel 3.2.2 er grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna vesentlig lengre og bredere enn de fleste grunningsonekiler (Dowdeswell og Fugelli, 2012). Det antas at grunningsonekilen har hatt en oppbremsende effekt isstrømmen som drenerte ut Bjørnøyrenna. På grunnlag av dens omfang har den trolig hatt stor påvirkning på nedsmeltingen av isdekkene i Barentshavet og Fennoskandia. Det foreslås her at grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna stabiliserte store deler av isdekket som drenerte mot vest i Barentshavet. Grunningsonekilen i det sentrale Bjørnøyrenna har trolig hatt samme oppbremsende effekt, men basert på størrelsen stod den ikke på samme sted like lenge.

### 4.1.2 Nordkappbanken Sedimentkile

Det er ut fra seismisk data vanskelig å bestemme hvordan Nordkappbanken Sedimentkile (Fig. 4.1.1) er dannet og hvilke sedimenter den består av. Dette støttes av Hald (1990) som hevder at det generelt sett er vanskelig å bestemme om den glasigene sekvensen i Barentshavet består av subglasial morenemateriale eller glasimarine sedimenter (Hald et al., 1990). Diskusjonen om opprinnelsen av Nordkappbanken Sedimentkile vil derfor basere seg



på grunne boringer og gravitasjonskjerner på og rundt Nordkappbanken (Fig. 4.1.4), samt seismiske og geomorfologiske resultater fra kapittel 3.

Fra tidligere studier råder uenighet rundt dannelsen av avsetningen. Gravitasjonskjerner samlet fra Nordkappbanken av Universitetet i Tromsø i 1982 og 1984 (kjerne 30/1, 20/1, 8/1, 24/1; Fig. 4.1.4) penetrerer ned til glasimarine sedimenter som utgjør et opp til 150 cm tykt lag. To unntak (kjerne 32/1 og 37/1; Fig. 4.1.4) trenger ned til det som er tolket som morenemateriale under de glasimarine sedimentene (Vassmyr og Vorren, 1990). Disse sedimentene inneholder mer enn 70 % lett sementerte klaster fra kritt og tidlig trias, med opprinnelse fra Barentshavet. Det er trolig at morenematerialet ble avsatt av en isbre som var lokalisert i Barentshavet og ikke fra det Fennoskandiske isdekket. I sistnevnte tilfelle ville man forvente mer krystallinske klaster i sedimentene enn observert (Vassmyr og Vorren, 1990).

Fra seismiske undersøkelser favoriserer Vorren (1990) en glasimarin opprinnelse for Nordkappbanken Sedimentkile, basert på følgende argumenter: 1) Transparent akustisk signatur representerer trolig et homogent finkornet sediment med få klaster; 2) Lateral variasjon i akustisk tilbakestråling (backscatter) indikerer variasjon i avstand fra brefronten; 3) Bevaring av det som mest trolig er pløyespør på enhetens bunn er usannsynlig under en framrykkende tidevannsbre; 4) Overflaten av enheten etterlikner relieffet til bunnen av enheten (Vorren et al., 1990). Vorren (1990) tolker det meste av enheten til å ha blitt avsatt i en kalvingsbukt i det sammenhengende isdekket fra Fennoskandia og Barentshavet.

Et spørsmål som kan stilles ved en glasimarin dannelse av avsetningen er den store laterale utbredelsen (25 000 km<sup>2</sup>). Vorren (1990) har følgende argumenter for dette: 1) Buktens utforming gjør at sedimenter er tilgjengelig fra flere forskjellige kilder; 2) Ferskvann med lav tetthet kan ha blitt ført langt ut i bukten av overflatestrømmer som et resultat av katabatiske vinder fra isdekket (Vorren et al., 1990). 70 % lett sementerte klaster i kjerne 32/1 vitner mot glasimarin avsetning og transport av sedimenter i suspensjon. Det er mer rimelig å tro at de er ført dit og avsatt subglasialt eller proglasialt nær brefronten.

Grunne boringer fra kantene av Nordkappbanken (7227/08-U-01/02; Fig. 4.1.4) domineres av overkonsolidert, glasigen diamikton med vanninnhold mellom 26 og 31.8 % (Sættem og Hamborg, 1987, Sættem et al., 1992). Nær alle kjernene er massive, uten klare beviser på

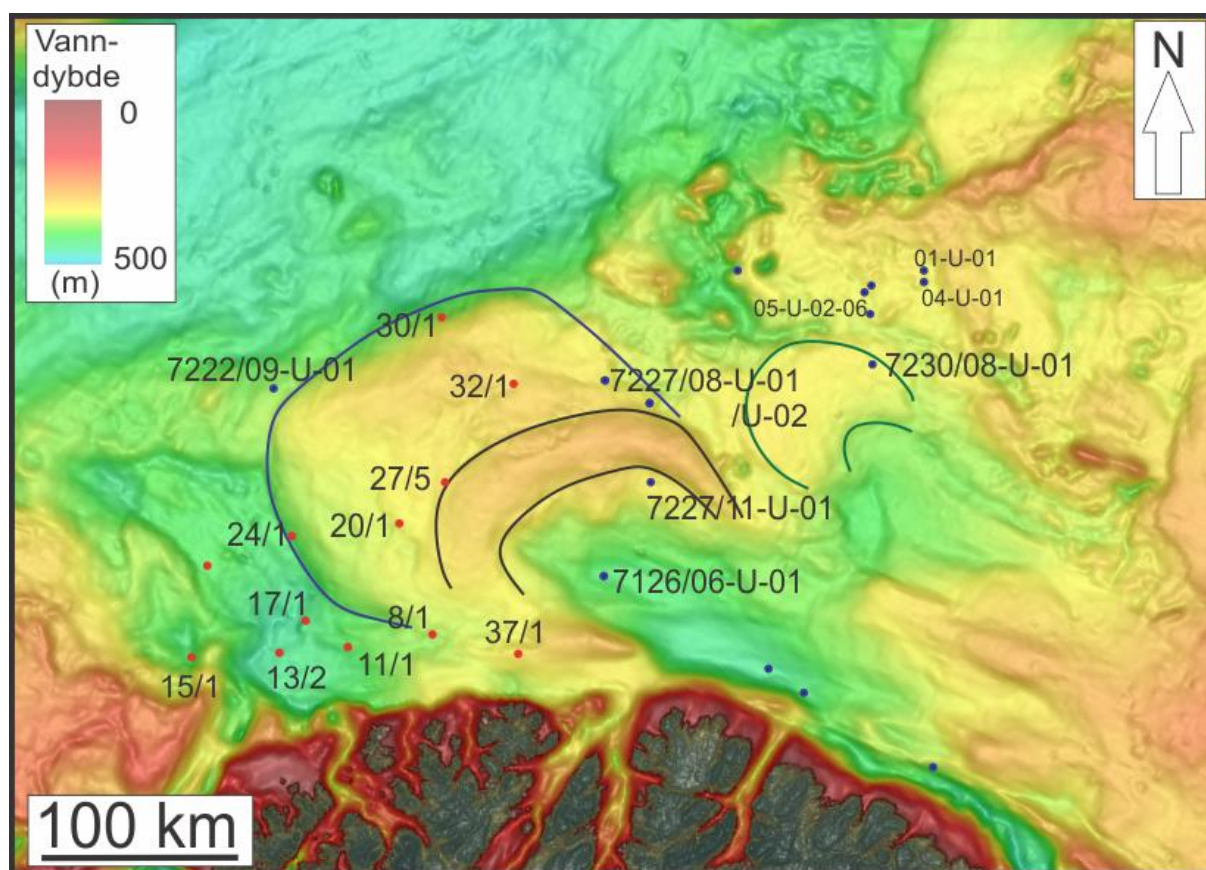
sortering eller avsetning i vann. Disse ble tolket å bestå av sedimenter hovedsakelig avsatt som bunnmorene. (Sættem og Hamborg, 1987). Senere ble det foreslått at både subglasiale og glasimarine avsetningsprosesser hadde samvirket under dannelsen av avsetningen (Hald et al., 1990, Sættem et al., 1992). I følge Sættem et al. (1992) er de overkonsoliderte glasiale sedimentene i kjernene (7227/08-U-01/02; Fig. 4.1.4) helt klart et resultat av grunnet is, og det finnes ikke beviser for at sedimentene er avsatt i vann. Vorren et al. (1990) mener overkonsolidering av glasimarine sedimenter er et resultat av kompaktering under et senere breframrykk (Vorren et al., 1990).

På bakgrunn av sammensetningen av sedimenter på Nordkappbanken foreslås subglasial avsetning som en mulig prosess for dannelsen av Nordkappbanken Sedimentkile. To akustisk transparente avsetninger fra Sentraldjupet og Murmanskbanken i det østlige Barentshavet er nylig tolket å være avsatt subglasialt som utsmeltingsmorener (Epshtein et al., 2011a, 2011b; Fig. 4.1.5). Avsetningenes størrelse (40-110 km bred, 145-290 km lang og mellom 40 og 70 meter tykk) er omtrent det samme som for Nordkappbanken Sedimentkile. Fra borekjerner ble det påvist at avsetningene er normalt konsolidert med vanninnhold mellom 22 og 47 % (opp til 50 % nær overflaten). På grunn av isens statiske belastning er vanninnholdet størst nær overflaten der sedimentene nesten er flytende. Lengre ned er de mer kompaktet, inneholder mindre vann og er myke til stive/plastiske. Epshtein et al. (2011b) foreslår at stort poretrykk som følge av stor tilgang på smeltevann gjorde at det effektive vertikale trykket fra isen ble lavt. Dermed kunne sedimenter adskilles fra isens bunn og avsettes. Sedimentene unngikk dermed kompaktering fra isens belastning. Konstant avsetning av denne prosessen gjorde at sedimentene ble relativt homogene, derav den akustisk transparente seismiske signaturen. Periodevise forandringer i isens masse førte til økt trykk og dannelsen av mer konsoliderte sedimenter, som utgjør interne reflektorer i avsetningene (Epshtein et al., 2011b).

Avsetningene på Murmanskbanken og i Sentraldjupet skiller seg fra Nordkappbanken Sedimentkile ved høyt vanninnhold 22-47 % (Epshtein et al., 2011b) mot 26 og 31.8 % (kjernene 7227/08-U-01/02; Fig. 4.1.4; Sættem og Hamborg, 1987). Denne forskjellen kan forklares ved: 1) Et senere framrykk av is som har konsolidert sedimentene; 2) At sedimentene ikke er avsatt som en utsmeltingsmorene, men som en glasimarin avsetning eller en kombinasjon av flere prosesser; 3) Porevannet kan ha blitt fjernet fra de finkornede

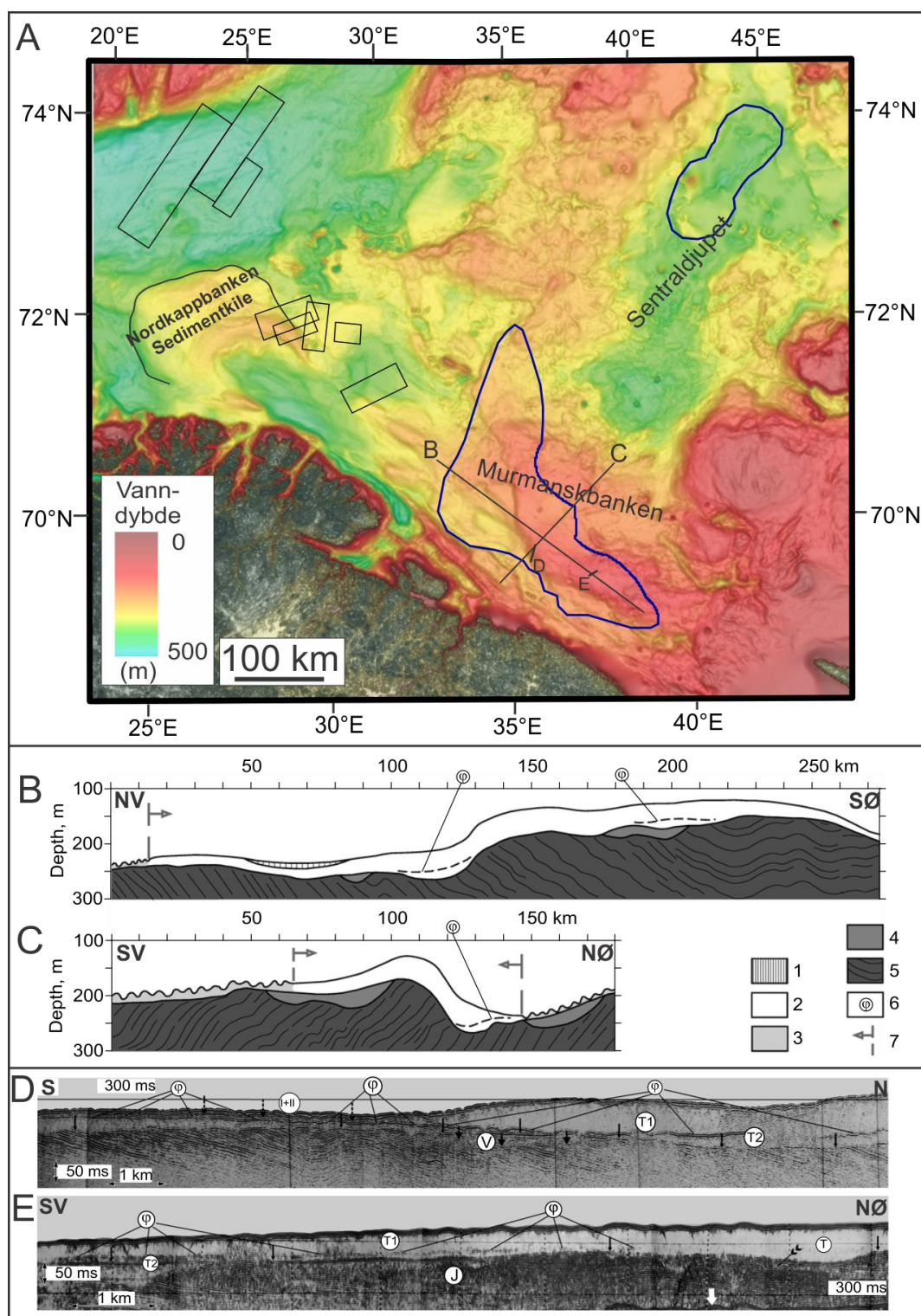
sedimentene ved påfrysing til bunnen av isen (Sættem, 1990) og dermed har avsetningen blitt konsolidert. Seismiske profiler fra Nordkappbanken indikerer en svakt undulerende overflatetopografi med økning i relieff fra sør mot nord (Fig. 3.3.1B, 3.3.5B, C). En undulerende overflate kan ha oppstått etter glasimarin avsetning fordi den påfølgende kompakteringen var ujevn. En annen forklaring på hvorfor batymetrien er mer ujevn i nord enn i sør, er at den er delvis skjøvet opp av is fra Bjørnøyrenna under eller etter avsetning. Den undulerende overflatetopografien kan også være et resultat av randavsetninger men bærer ikke preg av å være typiske morenerygger.

Hellende reflektorer langs den nordlige kanten og horisontale reflektorer i den sentrale delen av avsetningen (Fig. 3.3.5) kan skyldes perioder med økt vertikalt stress fra isen og økt



Figur 4.1.4. Batymetrikart fra Nordkappbanken-området, modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). Røde prikker indikerer gravitasjonsskjerner (Vassmyr og Vorren, 1990). Blå prikker indikerer grunne borer (Hald et al., 1990, Sættem et al., 1992). Blå linje markerer den ytre kanten av Nordkappbanken Sedimentkile. Svarte linjer er Nordkappbanken Bueformede Rygg. Grønne linjer er Nordkappbanken Østlige Sedimentkile.



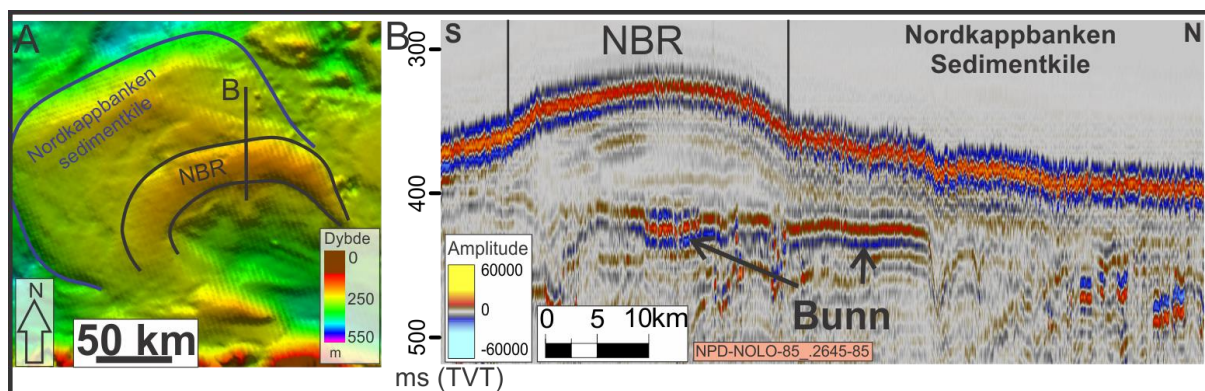


Figur 4.1.5. (A) Batymetrikart av det sørlige og sentrale Barentshavet, modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). Svarte rektangler er 3D områdene studert i oppgaven. Blå lukkede linjer indikerer to akustisk transparente avsetninger på Murmanskbanken og i Sentraldjupet. Avsetningene er georeferert fra Epshtein et al. (2011b). (B, C) Profiler av avsetningen på Murmanskbanken. 1) Glasimarine/holosene sedimenter. 2) Sedimenter med seismisk transparent signatur. 3) Sedimenter med kaotisk seismisk signatur. 4) Morenemateriale fra tidlig weichsel. 5) Pre-kenosoiske sedimenter. 6) Indre grense av 2. 7) Ytre grense av 2. Profilene er modifisert fra Epshtein et al. (2011b). (D, E) Lav-frekvente seismiske linjer. T1 og T2 er akustisk transparente sedimenter, skilt av en intern reflektor φ. Modifisert fra Epshtein et al. (2011a).

kompaktering (Epshtein et al., 2011b). En annen forklaring kan være at den er avsatt gjennom flere perioder. Det er mer sannsynlig at de skrånne reflektorene skyldes; 1) massestrømmer fra Nordkappbanken og ned mot Bjørnøyrenna eller; 2) at den ytre delen av avsetningen ble avsatt i et glasimarint miljø. Høy sedimentasjonsrate nær brefronten har en tendens til å danne ukonsoliderte ustabile sedimenter som ofte forårsaker massestrømmer (Boulton, 1990). Det er derfor rimelig å tro at punkt 1 og 2 henger sammen. Glasimarine sedimenter har trolig blitt avsatt langs randsonen av et isdekke som okkuperte det meste av Nordkappbanken. Resultatene fra Nordkappbanken Sedimentkile gir ingen klare svar på dannelsen av avsetningen. Oppsummert er en glasimarin opprinnelse med et påfølgende framrykk av is og resulterende kompaktering av sedimentene mulig. Det andre alternativet er at avsetningen er avsatt subglasialt, enten som utsmeltingsmorene eller påklustringsmorene. Nordkappbanken Sedimentkile tolkes i likhet med Hald et al. (1990) og Sættem et al. (1992) å være et resultat av flere avsetningsprosesser.

### 4.1.3 Nordkappbanken Bueformede Rygg

En storskala ryggstruktur på Nordkappbanken ble beskrevet og tolket i kapittel 3.3.1. Ryggen ble basert på geomorfologi tolket å være en moreneavsetning avsatt langs randen av en bre. Det er ut fra de seismiske profilene i kapittel 3 (Fig. 3.3.1, 3.3.2) vanskelig å skille Nordkappbanken Bueformede Rygg fra Nordkappbanken Sedimentkile. Den seismiske signaturen internt i ryggen er mer eller mindre akustisk transparent og interne reflektorer kan verken ses på 3D seismikk eller på 2D seismikk (Fig. 3.3.1, 3.3.2, 3.3.4). Dette skiller avsetningen fra Nordkappbanken Sedimentkile, der også kaotiske og interne kontinuerlige reflektorer er klare (Fig. 3.3.5). En horisontal bunn under Nordkappbanken Bueformede Rygg ble beskrevet fra 3D data i kapittel 3 og indikert i figur 4.1.6. Reflektoren fortsetter noen steder under Nordkappbanken Sedimentkile og kan markere en deformasjon- eller erosjonsbunn, dannet under et framrykk av is fra Djuprenna, foreslått for ~16 ka siden (Winsborrow et al., 2010). Det er mulig at isen eroderte/deformerte området på Nordkappbanken Sedimentkile, for så å trekke seg tilbake og avsette Nordkappbanken Bueformede Rygg. Selv om dette skulle være tilfelle, indikerer topografien til ryggen, den buete formen til avsetningen og ulik seismisk signatur at de er to separate avsetninger.



Figur 4.1.6. Batymetrikart av Nordkappbanken og Nordkappbanken Bueformede Rygg (NBR). Vertikal overdrivelse er 130X og lyskilde er satt fra nord. Batymetrikartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) V 3.0 (Jakobsson et al., 2012). (B) Seismisk profil av NBR indikert i A.

Ut fra formen til ryggen antas det at den er dannet langs en lobeformet bretrand. Ryggens tilknytning til isstrømmer diskuteres senere.

Ingen gravitasjonskjerner og grunne boringer er tatt direkte fra ryggen (Fig. 4.1.4). Diskusjon av avsetningens dannelselse er derfor basert på seismisk karakter og avsetningens geomorfologi. Ut fra ryggens geomorfologi (Fig. 4.1.1) antas den å være avsatt av flere ulike prosesser. Det er rimelig å anta at både støt og press er prosesser som medvirket til dannelsen av avsetningen. Glasimarin avsetning foran brefronten kan også ha bidratt. Mangel på interne lagninger/kryssjikt i avsetningen, som er typisk for formelementer avsatt glasifluvialt (Benn og Evans, 2010) argumenter mot en glasimarin avsetningsmåte. Det kan likevel ikke utelukkes at slike lag tynnere enn den vertikale oppløsningen til seismikken (6 – 12 m) finnes. Slak helning på den distale delen av avsetningen ( $\sim 0.2^\circ$  -  $\sim 0.6^\circ$ ) taler for glasimarin avsetning langs den ytre kanten. Det antas at de dominerende avsetningsprosessene for ryggen hovedsakelig var støt, press og glasimarin avsetning (Fig. 4.1.2). At avsetningen opptrer som akustisk transparent i seismikk, indikerer et finkornet homogent materiale (Vorren et al., 1990). Forskjellige episoder med støt og deformasjon, tidsbrudd i sedimentasjon og ulike avsetningsprosesser ville trolig ført til klare refleksjoner i seismikken. At dette ikke er funnet indikerer en dynamisk avsetningsmåte av Nordkappbanken Bueformede Rygg, der prosessene enten var kontinuerlige eller sammenhengende. Ryggen antas derfor å være avsatt som en kontinuerlig randavsetning, der indre deler av ryggen har blitt støtt/presset opp av brefronten mens ytre deler er avsatt glasimarint. Ryggens geomorfologi tyder på at den ble avsatt av en bre som var helt eller delvis grunnet. Trolig var



isens grunningslinje lokalisert på selve ryggen. MSGL i den dypere Djuprenna tyder på at isen var grunnet der. Isstrømmen som strømmet i motbakke fra Djuprenna mot Nordkappbanken må derfor ha blitt betydelig tynnere før den ble flytende på Nordkappbanken Bueformede Rygg. Ryggens omfang tyder på omfattende erosjon av isstrømmen i Djuprenna.

### 4.1.4 Nordkappbanken Østlige Sedimentkile

Avsetningen øst for Nordkappbanken har i likhet med Nordkappbanken Bueformede Rygg akustisk transparent seismisk signatur gjennom hele avsetningen (Fig. 3.3.6, 3.3.7). Til tross for en buet indre og ytre form på havbunnen (Fig. 4.1.1), er avsetningen geomorfologisk mer lik Nordkappbanken Sedimentkile enn Nordkappbanken Bueformede Rygg. Basert på prøver fra grunne borer (Fig. 4.1.4) beskrev Sættem (1992) de fleste kjerner i det SV Barentshavet å bestå av overkonsolidert glasigen diamikton. Det er uklart om den ene kjernen som er lokalisert på avsetningen (Fig. 4.1.4; 7230/08) består av overkonsolidert glasigen diamikton eller om den er normalt konsolidert. Dette kan derfor ikke brukes for å bestemme avsetningens genese.

I likhet med avsetningen i vest er en subglasial dannelsesmåte et alternativ til en is-proksimal glasimarin genese, som foreslått av Andreassen et al. (2008). Sublasialt kan avsetningen være avsatt som utsmeltingsmorene (Epshtein et al., 2011b), eller som påklustringsmorene (Fig. 4.1.2; Powell og Domack, 1995). Det er i så tilfelle vanskelig å forklare den buede formen på den indre og ytre delen av avsetningen. MSGL på avsetningen (kapittel 3.3.5) indikerer at en isstrøm øst for Djuprenna nådde den sentrale delen av avsetningen. Nordkappbanken Østlige Sedimentkile kan være avsatt subglasialt av denne isstrømmen om den dekte hele avsetningen. Den indre buen er trolig modifisert langs en bueformet brerand av støt/press under et mindre framrykk. Det er ut fra tilgjengelig seismisk data ikke mulig å fastslå avsetningens genese. Videre undersøkelser med høyoppløselig seismikk og flere kjerneprøver er nødvendig for å bestemme om den er avsatt glasimarin eller subglasialt.

#### 4.1.5 Langstrakte kystparallelle avsetninger i Djuprenna

De langstrakte avsetningene i Djuprenna (Fig. 4.1.1) er tolket å være overkjørt av is etter at de ble avsatt. Dette gjør det vanskelig å bestemme avsetningenes genese fra de ble avsatt. Fra diskusjonen ovenfor kan akustisk transparent seismisk signatur tyde på at de opprinnelig ble avsatt glasimart, som endemorener, eller som bunnmorener. Den avlange formen til avsetningene stammer trolig ikke fra dannelsen, men fra senere påvirkning av is i bevegelse. De indikerer derfor isbevegelse i ØSØ-VNV retning. Avsetningens betydning for deglasiasjonen av Barentshavet og paleo-isstrømmers dynamikk vil diskuteres senere.

#### 4.2 MSGL og strømningssett

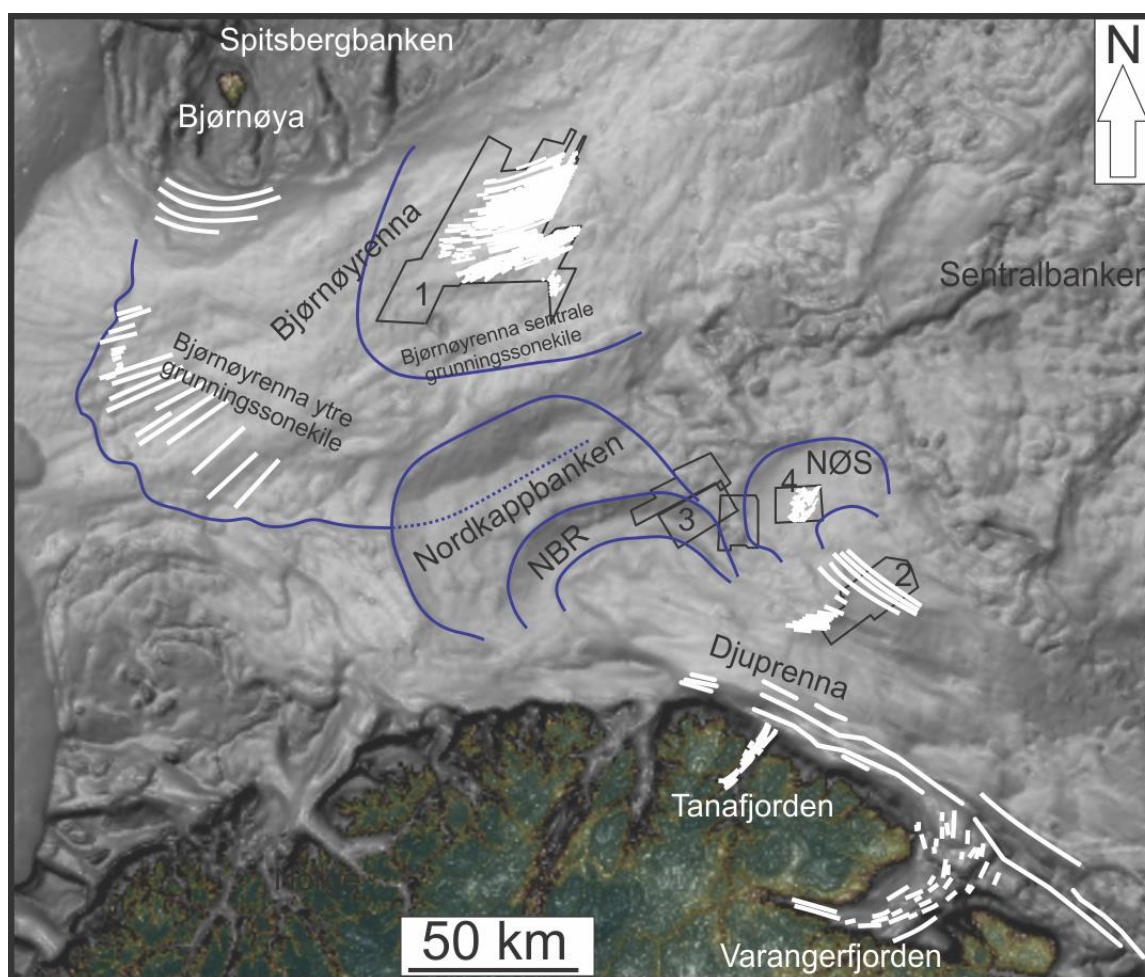
Megaskala glasielle lineasjoner er i oppgaven kartlagt fra Bjørnøyrenna, Djuprenna, Varangerfjorden, Tanafjorden og fra den østlige delen av Nordkappbanken (Fig. 4.2.1). I dette kapitlet vil megaskala glasielle lineasjoner bli delt opp i strømningssett ut fra orientering, geomorfologi og relativ alder. Fordi orienteringen av MSGL er indikasjon på tidligere isstrømretning vil de ulike strømningssettene illustrere paleo-isstrømmers retning og bane. Der flere generasjoner MSGL finnes på samme sted indikerer strømningssettene retningsforskjeller innad i en isstrøm. Strømningssettene i oppgaven er klassifisert i henhold til Kleman (2006). Denne typen strømningssett er definert fra megaskala glasielle lineasjoner, konvergerende strømningsmønstre og andre geomorfologiske kriterier som indikerer isstrømkraft (Stokes og Clark, 1999, Kleman et al., 2006).

Modeller viser at fokus for massetap av is som forbindes med isstrømmer vil forandre seg gjennom dynamiske endringer i isstrømmenes akkumulasjonsområde og tilløp (Stokes og Tarasov, 2010). Det er viktig å kartlegge slike forandringer fordi endringer i isstrømmers hastighet og bane ("flow switching") kan skje over relativt korte tidsrom (Winsborrow et al., 2012). MSGL og tilhørende strømningssett er derfor av stor betydning for å kartlegge forandringer i isdekkers dynamikk og massetap under en deglasiasjon.

##### 4.2.1 MSGL i Bjørnøyrenna

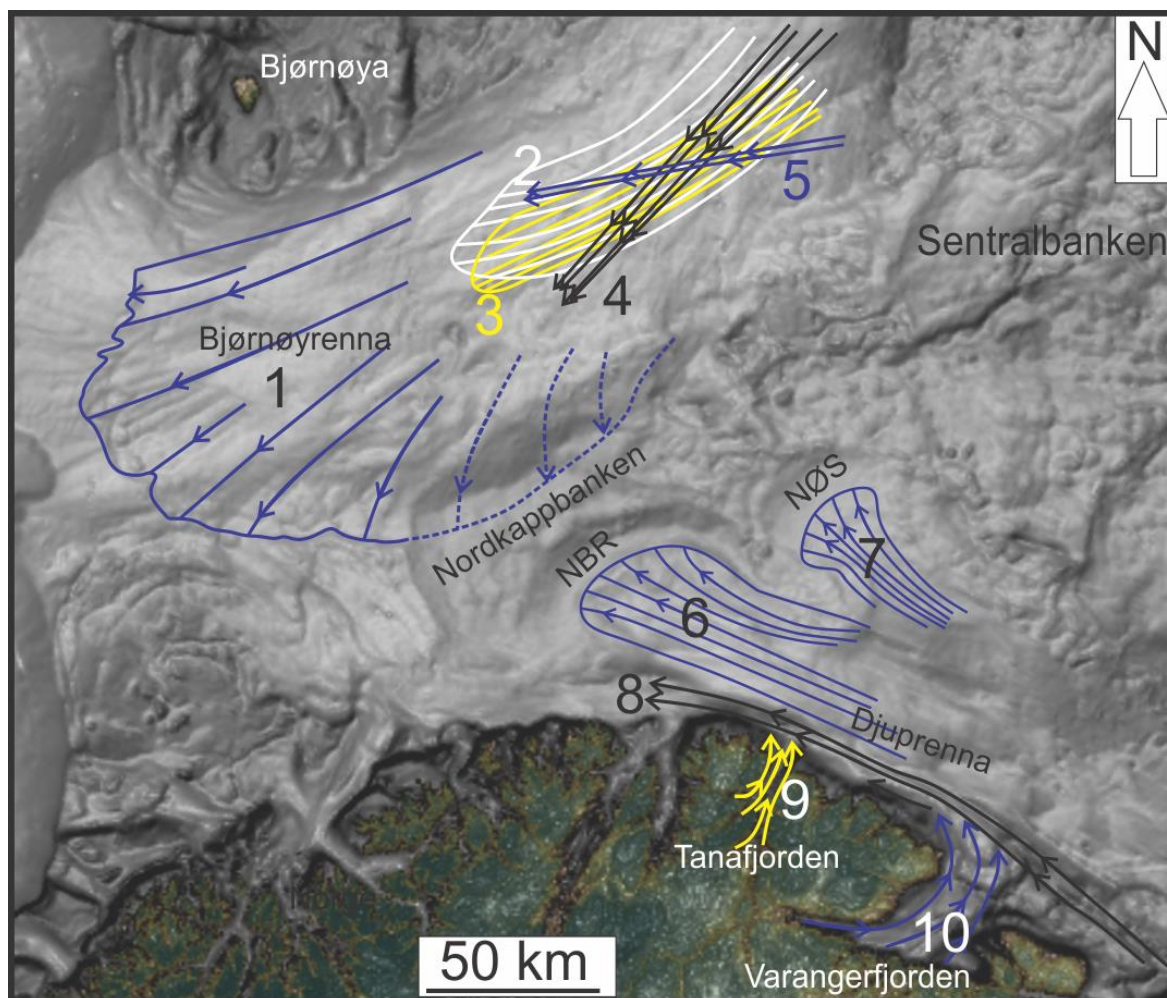
MSGL ble i kapittel 3.2.2 beskrevet på en grunningsonekile i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Fig. 3.2.17, 4.2.1). Grunningsonekilen er tolket å være avsatt submarginalt ved fronten av en isstrøm under et framrykk eller en stillstand, og er datert til å være mellom 17.1 og 16.6

ka (Rüther et al., 2011). Lineasjonene på den sørvestlige delen av avsetningen (Fig. 4.2.1) er tolket å være dannet i et sent stadium av grunningsonekilens dannelselse. Siden denne avsetningen er eldre enn avsetningene på Nordkappbanken og lineasjonene er lokalisert distalt for MSGL i det sentrale Bjørnøyrenna, nummereres de som strømningssett 1 (Fig. 4.2.2). Dette strømningssettet er det eldste kartlagt i studien. Fra tidligere studier er MSGL på havbunnen også kartlagt vest for grunningsonekilen (Fig. 1.5.1; Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010). Det har ikke lyktes å kartlegge disse da rygg- eller fure strukturer ikke gjenkjennes på batymetridata fra OLEX eller IBCAO. Det er likevel rimelig å anta at isstrømmen i Bjørnøyrenna også okkuperte dette området, og at den i samsvar med Andreassen et al. (2008) og Winsborrow et al. (2010) strakk seg til eggkanten under LGM. Dette støttes av observasjonen av MSGL på den sørvestlige skråningen av Spitsbergbanken, som indikerer at isstrømmen har strømmet nord for grunningsonekilen (Fig. 4.2.1).



Figur 4.2.1. Gemorfoloigkart av det SV Barentshavet. MSGL tidligere beskrevet er lagt på som hvite linjer. Blå linjer indikerer randen av storskala avsetninger kartlagt i studien. Svarte polygoner indikerer 3D områdene 1-4. NØS = Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. NBR = Nordkappbanken Bueformede Rygg.





Figur 4.2.2. Gemorfologikart av det SV Barentshavet. Isstrømmer tolket fra linesjonene i figur 4.2.1 er lagt på. Strømningssettene er nummerert fra 1-10. NØS = Nordkappbanken Østlige Sedimentkile. NBR = Nordkappbanken Bueformede Rygg.

5-20 km lange MSGL på den nordvestlige kanten av avsetningen (Fig. 4.2.1) er trolig dannet i et tidlig stadium av dannelsen av grunningsonekilen. De er synlig på havbunnen på grunn av manglende overlaging av sedimenter fra smeltevann. Linesjonene har samme orientering som andre linesjoner sørvest på avsetningen og er derfor en del av strømningssett 1. Fordi MSGL ikke er kartlagt vest for grunningsonekilen vil ikke strømningssett derfra lages (Fig. 4.2.2).

De 3-6 km brede linesjonene i den ytre delen av Bjørnøyrenna er bredere enn MSGL fra Antarktis, der opp til 3 km bredde linesjoner er kartlagt (Canals et al., 2000). Lengden og relieffet er mellom maksimum- og minimumsverdier for MSGL fra de fleste andre lokaliteter. Den store bredden skiller dem klart fra MSGL i det sentrale Bjørnøyrenna (kapittel 3.2.1) og

det er derfor fornuftig å stille spørsmål om ulike prosesser bak dannelsen av disse. Dette vil bli tatt opp i kapittel 4.3.

Megaskala glasiale lineasjoner fra det sentrale Bjørnøyrenna ble basert på geomorfologi og orientering inndelt i strømningssettene 2-5 (Fig. 3.2.15, 4.2.2), der hvert sett har ulik orientering. At flere ulike retninger opptrer på samme sted indikerer at isstrømmen i Bjørnøyrenna endret retning med tiden. Fire generasjoner MSGL på havbunnen i et og samme område er uvanlig og kjennes kun til fra et område på den antarktiske halvøy (Heroy og Anderson, 2005). Det nærmeste antallet i Barentshavet er fra den ytre delen av Bjørnøyrenna hvor 3 strømningsretninger er beskrevet på en begravd flate (Andreassen og Winsborrow, 2009). Grunningssonekilens uvanlige opptreden med 4 strømningssett på havbunnen kan forklares ved en relasjon til Svalisdomen, som fungerte som oppbremsingsområde ("pinning point"). Dette kan ha ført til at isfronten i lengre tid ikke opplevde større framrykk eller tilbaketrekninger, men var stabil på grunningsssonekilens.

Studier av glasial geomorfologi på Victoriaøyene i Kanada indikerer flere forandringer i hastighet og posisjon av isstrømmer under en deglasiasjon (Stokes et al., 2009). Fra målinger på Grønland er det vist at hastighetsendringer i isstrømmer forekommer fra år til år (Howat et al., 2007). Det er tidligere nevnt at undersøkelser fra Antarktis (Ó Cofaigh et al., 2008, Bougamont et al., 2011), Viktoriaøyene på den Kanadiske arktiske øygruppe (Stokes et al., 2009), Grønland (Howat et al., 2007) og Barentshavet (Andreassen et al., 2008, Winsborrow et al., 2010; 2012) viser at isstrømmer har evnen til å akselerere, stagnere, bli reaktivert, forandre bredde og tykkelse og endre posisjon. Observasjoner fra Vest-Antarktis viser at isstrømmer kan påvirke hverandre over korte tidsrom ved at økning i tykkelse av en isstrøm kan føre til omfordeling av smeltevann og aktivisering av en annen isstrøm (Vaughan et al., 2008). Til sammen fem ulike mekanismer for endringer av isstrømmers hastighet og retning er oppsummert i Winsborrow et al. (2012); 1) Oppbygging av glasiale sedimenter på kontinentalsokkelen og endringer i tilgjengelig plass (Dowdeswell et al., 2006); 2) Forskjeller i lokale batymetriske forhold som forårsaker asynkron respons av individuelle isstrømmer til forandringer i havnivå (Stokes et al., 2009); 3) Variasjon i opptreden av frosne og tinte subglasiale forhold, der tynning og nedsmelting av en isstrøm leder til aktivisering av en annen (Dyke og Morris, 1988, Ó Cofaigh et al., 2010); 4) Variasjon i opptreden og fordeling av områder med høy oppbremsingsevne ("pinning points"), og relaterte forandringer i

strømningsruten til subglasialt smeltevann til såkalte “naboisstrømmer”, forårsaket av forskjeller i tynning av isen (Anandakrishnan et al., 2001, Conway et al., 2002); og 5) Konkurransen om drenering av is mellom sideliggende isstrømmer (Payne og Dongelmans, 1997). De fire isstrømningene som er indikert fra megaskala glasielle lineasjoner i det sentrale Bjørnøyrenna (Fig. 4.2.2) antas å være relatert til nevnte endringer i isstrømmers dynamikk.

Mens strømningssett 2-4 ser ut til å stamme fra en isstrøm nord i Bjørnøyrenna, er det femte og eldste strømningssettet i området orientert øst-vest (Fig. 4.2.2). Retningen indikerer en isstrøm fra Sentralbanken (Fig. 4.2.2). Fordi strømningssett 5 er eldre enn settene 2-4 antas det at en isstrømmen fra Sentralbanken i en kort periode var dominerende i Bjørnøyrenna. Dette kan forklares ved at isstrømmens mer sørlige posisjon gjorde at den ble hurtigere aktivert under en varmere periode. Isstrømmen nord i Bjørnøyrenna responderte noe senere på denne varmeperioden. Begge isstrømmene var trolig aktive på samme tid, og ble koplet sammen før de nådde det sentrale Bjørnøyrenna. Det er vanskelig å si nøyaktig hvilke prosesser som førte til at isstrømmen i Bjørnøyrenna endret retning flere ganger. Mindre endringer, som konkurransen om drenering av smeltevann fra sideliggende isstrømmer samt oppbygging av grunningsonekilen, var trolig nok til å endre strømningsretningen til isstrømmen ved grunningsonekilen. Perioder med påfrysing og treg strømming eller stillstand, påfulgt av reaktivering og hurtig strømming kan også føre til mindre endringer i marine isstrømmers dynamikk (Andreassen og Winsborrow, 2009). Alle endringer i isstrømdynamikk nevnt ovenfor kan trolig ha ført til at eldre furer ble bevart, noe en ikke ville forventet ved større framrykk (Vorren et al., 1990). Det er derfor sannsynlig at isstrømmen i Bjørnøyrenna gjennomgikk en eller flere av disse endringene. Det er også rimelig å anta at to eller flere prosesser opptrådte samtidig, og at isstrømmens retningsendringer var periodiske og dynamiske.

### **4.2.2 MSGL i Djuprenna og på den østlige delen av Nordkappbanken**

Megaskala glasielle lineasjoner med to forskjellige orienteringer er kartlagt fra 3D område 2 (Fig. 3.3.14, 4.2.1). Lineasjonene nordøst i området har retning mot Nordkappbanken Østlige Sedimentkile, mens lineasjonene sørvest i området er orientert mot Nordkappbanken



Bueformede Rygg (Fig. 4.2.1). De deles derfor opp i to ulike strømningssett (Fig. 4.2.2). De nummereres som strømningssett 6 og 7 (Fig. 4.2.2), men er trolig dannet samtidig av to parallelle isstrømmer. Det er vanskelig å gi en alderskorrelering mellom disse og strømningssettene i den sentrale delen av Bjørnøyrenna. Det er tidligere foreslått at isstrømmene i Djuprenna, Nordkappbanken (her strømningssett 6 og 7) og Bjørnøyrenna tilhørte det samme regionale framrykket for 16 ka siden (Winsborrow et al., 2010). Akkumulasjonsområdet for isstrømmene i Bjørnøyrenna var trolig Storbanken-området i nord og Sentralbanken-området i øst (Fig. 1.1.1; Larsen et al., 2003, Andreassen et al., 2008). For isstrømmene i Djuprenna lå trolig akkumulasjonsområdet lengre sørøst i Barentshavet og på fastlandet i sør (Fig. 1.1.1; Larsen et al., 2003, Winsborrow et al., 2010). På grunn av den ulike breddegraden til disse områdene ville en temperaturstigning trolig ikke påvirket områdene samtidig. Eustatisk havnivåøkning kan forklare samtidige framrykk av isstrømmene i Bjørnøyrenna og Djuprenna. Dette avhenger av om isstrømmene i Djuprenna fikk tilløp av is fra isdekket i Barentshavet eller Fennoskandia, da en vil forvente at økning i havnivå ikke påvirket det Fennoskandiske isdekket i like stor grad som isdekket i Barentshavet (Winsborrow et al., 2010). Om framrykkene i Bjørnøyrenna og Djuprenna var en respons av havnivåøkning kan det indikere at begge isstrømmene i Djuprenna (6 og 7) hovedsakelig fikk tilløp av is fra øst. Den relative alderen mellom strømningssettene 2-5 og 6-7 vil først kunne bestemmes når dateringsundersøkelser foretas.

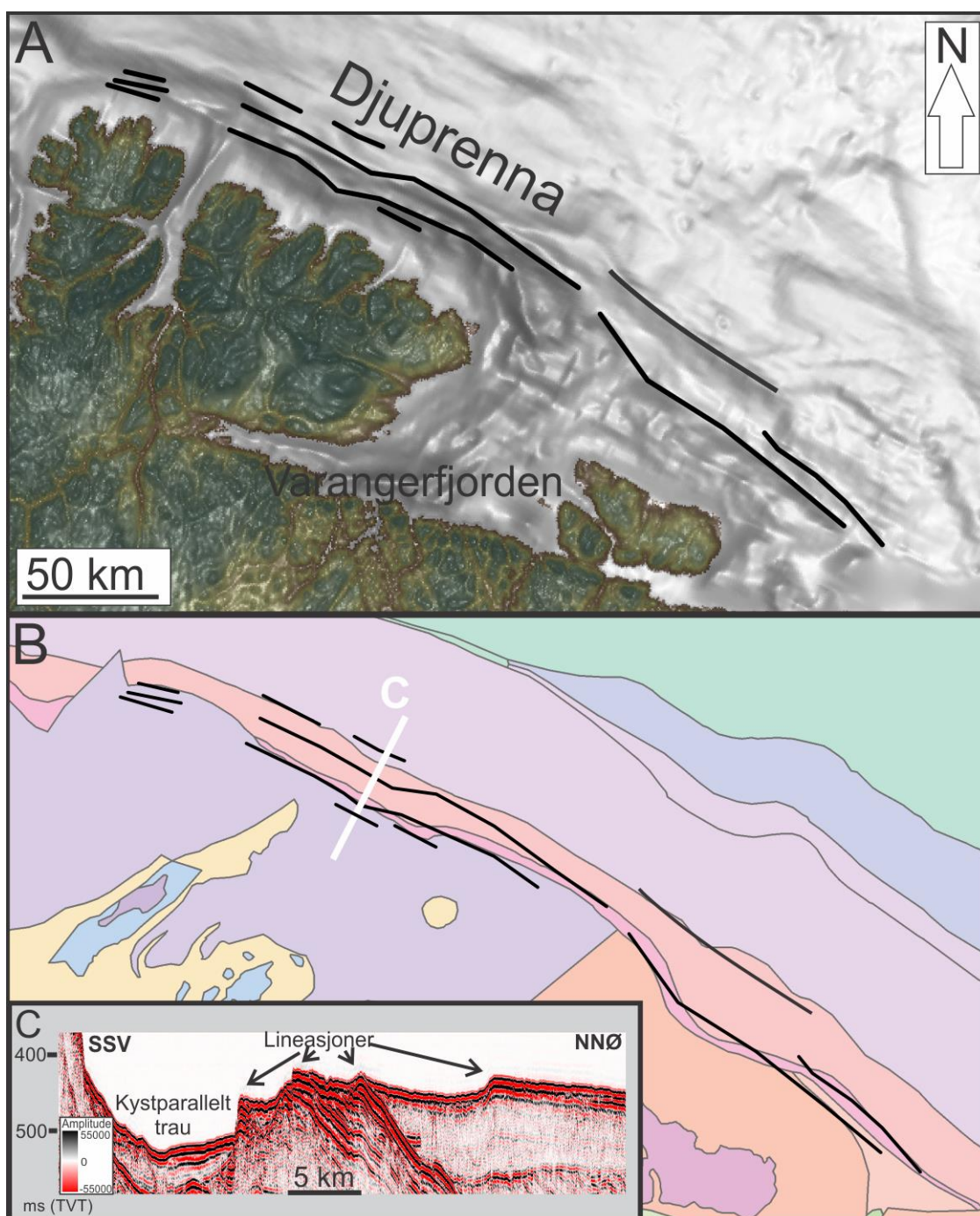
Lineasjonene fra strømningssett 6 kan ikke følges mer enn 10-15 km mot Nordkappbanken Bueformede Rygg. Lineasjoner fra strømningssett 6 har retning mot Nordkappbanken Bueformede Rygg, men kan ut fra tilgjengelig batymetridata ikke følges fram til ryggen. Det antas i likhet med Larsen et al. (2003), Andreassen et al. (2008), og Winsborrow et al. (2010), (2012) at denne isstrømmen strakk seg helt fram til den bueformede ryggen (Fig. 4.2.2). Det antas videre at isstrømmen har hatt en tilnærmet lik bredde som den indre delen av ryggen.

Langstrakte furer i 3D område 4 (Fig. 4.2.1) ble til tross for deres svake framtoning tolket til å være MSGL. De antas å ha en sammenheng med MSGL i 3D område 2 (Fig. 4.2.1) og sammen utgjør de strømningssett 7. Lineasjonene i 3D område 4 utgjør trolig den nordvestlige grensen til isstrømmen før tilbaketrekning (Fig. 4.2.2). Samme grense ble også trukket av Larsen et al. (2003), som tolket lineasjoner markert med svarte linjer i figur 3.3.15B til å være MSGL. Enda svakere lineasjoner nordvest for denne grensen (Fig. 3.3.15) er trolig et resultat

av at fronten av isstrømmen lå lengre nordvest under en tidligere periode. Lineasjonene antas å være delvis begravde MSGL, og den ulike graden av synlighet skyldes trolig ulik grad av begravning.

Megaskala glasiale lineasjoner lengre sørvest i Djuprenna (Fig. 4.2.1) har en annen opptreden og kan følges over lengre avstander enn MSGL i nord. Seismiske linjer indikerer at de består av underliggende skråstilt sedimentær berggrunn (Fig. 4.2.3). Årsaken til disse langstrakte lineasjonene er tolket å skyldes hurtigstrømmende is. Blotningskart (Fig. 4.2.3) viser at lineasjonene opptrer parallelt med bergartsgrenser som blottes på havbunnen. Disse følger hverandre med relativt stor nøyaktighet. Det antas derfor at MSGL i sørvestlige Djuprenna består av rygger av sedimentær berggrunn, som i flere tilfeller er skråstilt. I motsetning til MSGL nord i Djuprenna og i Bjørnøyrenna består ikke disse av oppskjøvne rygger eller eroderte furer, noe som kan tyder på ulike dannelsesmåter for MSGL. Dette vil bli diskutert videre i kapittel 4.3

Både Tanafjorden og Varangerfjorden er dominert av langstrakte lineasjoner (Fig. 4.2.1), og det er derfor trolig at isstrømmen i Djuprenna har hatt tilløp av is fra begge disse fjordene. Lineasjoner som ser ut til å strekke seg mot sørøst (Fig. 4.2.1) viser at is også har strømmet langs kysten av Kolahalvøya. Isen i Djuprenna antas å ha strømmet nordvest mot Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 4.2.2). Deler av isstrømmen har trolig strømmet videre vestover langs kysten, og denne delen utgjør strømningssett 8 (Fig. 4.2.2). Strømningssett 8 er en kystparallel isstrøm som drenerte is fra Kola, Varangerfjorden, Tanafjorden og andre fjorder lengre vest. Den var trolig aktiv etter dannelsen av Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlig Sedimentkile for 16 ka siden, og fikk tilløp av is fra det fennoskandiske fastlandet og kysten utenfor Kola-halvøya. Det samme gjelder isstrømmene som utgjør strømningssett 9 og 10 i Tanafjorden og Varangerfjorden (Fig. 4.2.2). Dette var trolig de isstrømmene som var lengst aktiv i studieområdet og er tidligere foreslått å ha vært aktive fram til 15 ka (Winsborrow et al., 2010).



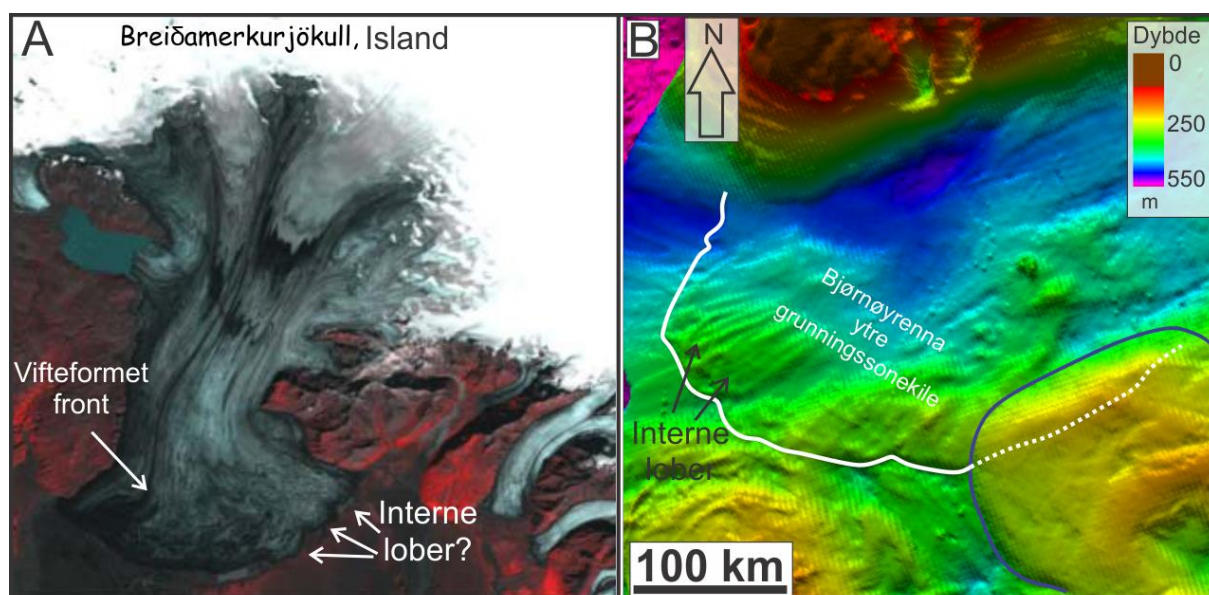
Figur 4.2.3. (A) Geomorfologikart av havbunnen i Djuprenna. Svarte linjer indikerer megaskala glasiiale lineasjoner beskrevet i kapittel 3.3.5. (B) Blotningskart av URU. Svarte linjer indikerer MSGL fra A. Disse er orientert parallelt med flere bergartsgrenser i Djuprenna. Kartet er modifisert fra NPD (2009). (C) Seismisk profil indikert i B. En kan se at lineasjonene i B og de tilhørende bergartsgrensene flere steder opptre som skråstilte lag.

### 4.3 Relasjon mellom storskala avsetninger, isstrømmer og MSGL

MSGL på grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna er kartlagt på den vestlige delen av avsetningen (Fig. 4.2.1). Tidligere er det vist at MSGL fra toppen av



grunningssonekilen forsetter under Nordkappbanken Sedimentkile, indikert ved NNV eller SSØ orienterte MSGL (Rafaelsen et al., 2002, Andreassen et al., 2008, Rüther et al., 2011). Det antas derfor at isstrømmen okkuperte hele avsetningen. Isstrømmen hadde trolig en vifteformende front som strakk seg langs hele avsetningens rand fra SØ til NV (Fig. 4.2.2). Den vifteformede fronten liknet trolig fronten av en terrestrisk isstrøm fra Breiðamerkurjökull, Island (Fig. 4.3.1A). Det antas i likhet med analogien fra Island (Fig. 4.3.1A) at isstrømmen i Bjørnøyrenna spredte seg ut i en vifteform da isstrømmen ikke lengre ble støttet på sidene (Fig. 4.2.2). Det kan se ut som om den sørøstlige kanten av isstrømmen på Island består av flere lober (Fig. 4.3.1A). Det foreslås at de interne lobene på grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna ble formet under slike lober. De interne lobene (Fig. 4.3.1) kan skyldes mindre forskjeller i hastighet innad i isstrømmene, forårsaket av ulik friksjon mot bunnen.



**Figur 4.3.1.** (A) Flyfoto av en isstrøm ved Breiðamerkurjökull på Island. Legg merke til vifteformen langs fronten av isstrømmene, og mulige interne lober. Bildet er modifisert fra Andreassen (2012). (B) Grunningssonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna. Hvit linje indikerer avsetningens margin.

Som tidligere nevnt skiller MSGL i den ytre delen av Bjørnøyrenna seg geomorfologisk fra MSGL i det sentrale Bjørnøyrenna og Djuprenna. De 3-6 km brede ryggene er klart bredere enn de 150-500 meter brede lineasjonene i det sentrale Bjørnøyrenna. Forskjell i lengde-breddeforhold fra 14 til ~390, samt den svært tette konsentrasjonen av furer i det sentrale Bjørnøyrenna gjør det rimelig å anta forskjeller i dannelsesmåte. MSGL som i Djuprenna består av sedimentær berggrunn opptreer som tydelige erosjonsstrukturer. Det antas at den

sedimentære berggrunnen var mer resistent mot erosjon enn omkringliggende glasiale sedimenter og annen sedimentær berggrunn, og at de derfor er bevart som parallelle rygger. I den ytre delen av Bjørnøyrenna består MSGL av subglasiale sedimenter. På grunn av omfattende deformasjon under dannelsen av grunningsonekilen (Rüther et al., 2011) foreslås disse å være avsetning- eller deformasjonsformer. I det sentrale Bjørnøyrenna opptrer MSGL som parallelle rygger og furer. Dannelsesmåten for disse er uklar og kan være dominert av avsetning, erosjon eller deformasjon.

Det er lagt fram flere ulike teorier (se kapittel 3.2.1 for beskrivelse av de ulike teoriene) for dannelse av MSGL: 1) Erosjon fra ujevnheter i isens bunn (Clark et al., 2003); 2) Turbulent strømning av vann (Shaw et al., 2008); og 3) Ustabilitetsteorien (Fowler, 2010). Det er ikke innenfor målet med oppgaven å finne en ny teori, eller å bestemme hvilken av de nevnte teoriene som passer med dannelsen av MSGL kartlagt i oppgaven. Likevel er det viktig å påpeke at de ulike måtene MSGL opptrer på i studieområdet åpner for at MSGL kan dannes på flere ulike måter, og at de formodentlig kan være både erosjon- og avsetningsformer. Teorier for dannelse av MSGL avhenger av klassifikasjonen av MSGL, som per dags dato kan sies å være "parallelle elongerte rygger og furer som har et lengde-breddeforhold over 10" (Stokes og Clark, 2002, Clark et al., 2003). Så lenge alle langstrakte parallelle formelementer med dette lengde-breddeforholdet fortsettes å klassifiseres som MSGL vil ikke én teori alene kunne forklare dannelsen av disse formelementene. Trolig trengs en ny definisjon, der MSGL kategoriseres ut fra geomorfologi, størrelse, sedimenttype, vannmengde, om de er marine eller terrestriske, tykkelse på sedimentene, og om de ligger over sedimenter eller berggrunn. Kanskje må definisjonen av MSGL gjøres smalere, slik at ytterpunkter (som i Djuprenna, Tanafjorden og Varangerfjorden) defineres som andre formelementer eller andre typer MSGL. Først etter en ny klassifikasjon kan man forstå MSGL sin fulle relasjon til isstrømmers dynamikk.

### 4.4 Pløyesper

Morfologien av isfjell er kontrollert av dynamikken til isen den stammer fra og hvordan samhandlingen mellom og havet og isens margin er (Dowdeswell og Bamber, 2007). Isfjellpløyesper kartlagt i studieområdet eroderer i alle tilfeller andre formelementer, og de antas

derfor å ha blitt dannet samtidig som, eller etter at isen trakk seg tilbake fra området. Det store antallet pløyesper indikerer stor grad av kalving i det sørvestlige Barentshavet, og de relateres derfor til deglasiasjonen av Barentshavet. Isfjell blir dannet langs kanten av marine breer og isdekker, og er trolig et fenomen som oftest opptrer under en deglasiasjon eller en interstadial etter et glasialt maksimum (Dowdeswell og Bamber, 2007, Hill et al., 2008). Det er i litteraturen beskrevet to perioder med høy kalvingsrate under deglasiasjonen av Barentshavet, en for 16 ka og en mindre rundt 13.5 ka (Siegert og Dowdeswell, 2002).

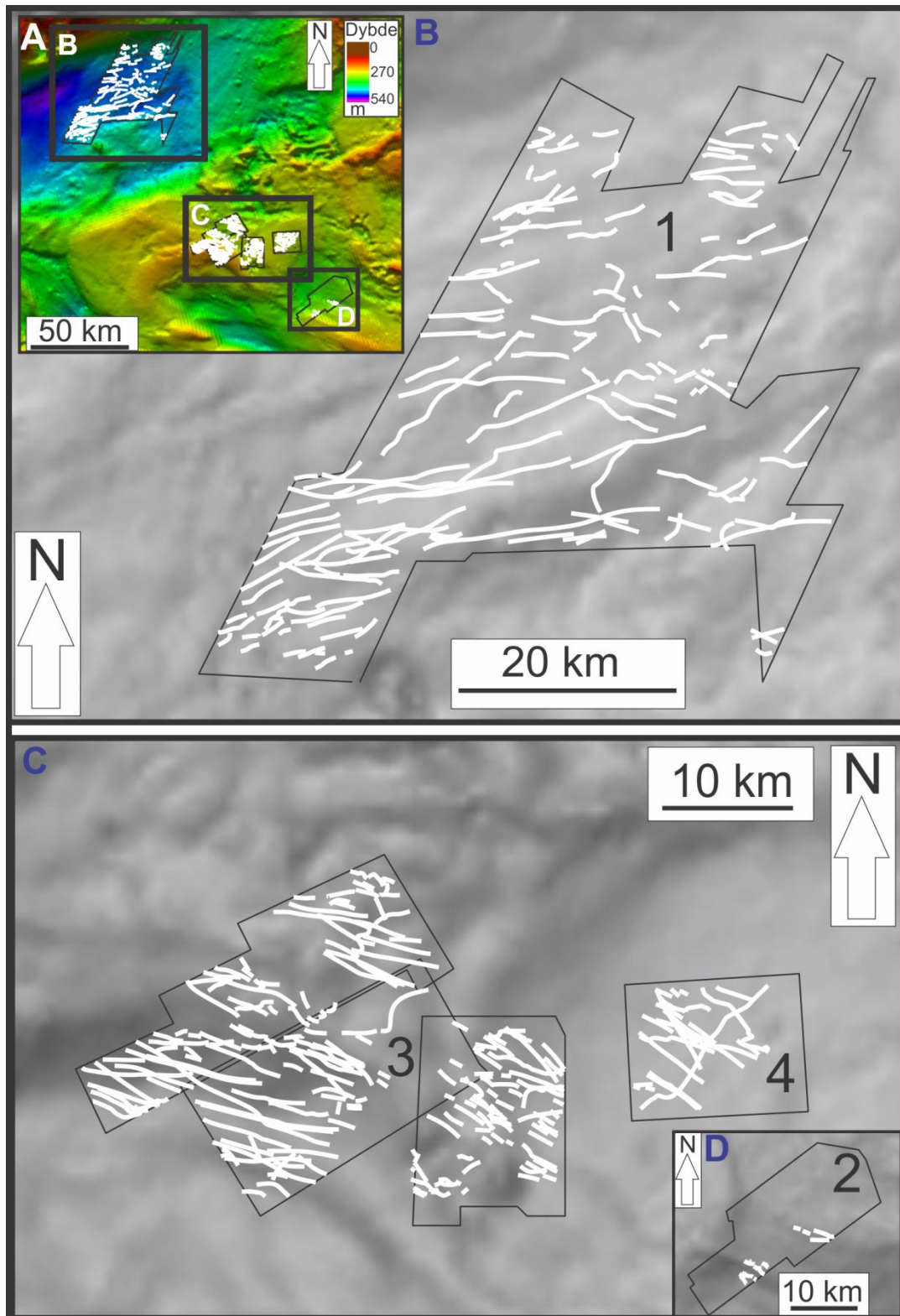
Pløyesper erodert av grunnstøtte isfjell er beskrevet fra alle 3D områdene studert i oppgaven. Et sammendrag av kartlagte pløyesper fra studieområdet indikerer en dominerende øst-vest retning (Fig. 4.4.1). I 3D område 1 er de fleste pløyesper orientert VSV-ØNØ, mens 3D område 2, 3 og 4 domineres av VNV og ØSØ orienterte pløyesper (Fig. 4.4.1). Som tidligere nevnt er den dominerende drivkraften for bevegelse av isfjell havstrømmer, og i mindre grad vind og bølger (Woodworth-Lynas et al., 1985). En skulle derfor anta at orienteringen på pløyesporene reflekterer tidligere dominerende havstrømretning og omvendt. I en studie av bentiske foraminiferer er havstrømmer for 16-15 ka og 14.5-13.5 ka foreslått langs kontinentalsokkelen av norskekysten og Svalbard (Fig. 4.4.2; Ślubowska-Woldengen et al., 2008). I studien er de første tegnene på innstrømning av atlantisk vann nord for Island datert til 16-15 ka. Vannet strømmet langs kysten av Norge og langs vestsiden av Svalbard (Fig. 4.4.2). En gren av strømmen er med usikkerhet tolket å strømme mot øst i Barentshavet (Fig. 4.4.2A). Denne havstrømmen indikerer en VSV-ØNØ rettet transport av vann, noe som kan ha dominert bevegelsen av isfjell i denne perioden. Det er ut fra groper/hull i enden av pløyesper ikke funnet noen beviser på om isfjellene har bevegde seg mot vest eller øst.

Den dominerende retningen på pløyesper i Bjørnøyrenna og på Nordkappbanken er orientert omtrent 90° på fronten av isdekket under deglasiasjonstrinn 3 (Fig. 1.4.4; Winsborrow et al., 2010). Dette kan tyde på at de er avsatt i nærhet av fronten til isdekket, noe som er dokumentert i Bjørnøyrenna der MSGL går over til å bli pløyesper (kapittel 3.2.1; Fig. 3.2.6, 3.2.7). En slik overgang ble tolket å representere en kalvingsfront og dens lokalisering på en grunningssonkile styrket denne teorien. En slik overgang er ikke dokumentert på Nordkappbanken, men en potensiell kalvingsfront kan ha eksistert på Nordkappbanken Østlige Sedimentkile der pløyesper ikke finnes i området med MSGL, men



befinner seg nordøst for disse (Fig. 3.3.17, 4.4.1B). Eksistensen av pløyespor i 3D område 4 kan også ha sammenheng med minkende havdyp mot nordvest. Det er ut fra tilgjengelig data ikke mulig å konkludere med en liknende nærhet mellom isens front og pløyespor på Nordkappbanken. Det store antallet pløyespor på Nordkappbanken kan ha sammenheng med det grunne havdypet i området, som hovedsakelig er grunnere enn ~290 meter (Fig. 4.4.1). Dette er ikke tilfelle lengre øst i det ~20-30 meter dypere 3D område 2, der få pløyespor er kartlagt på havbunnen (Fig. 4.4.1). At den ~430-460 meter dype havbunnen i 3D område 1 er rikt på pløyespor, viser at 3D område 2 ikke var for dypt for at pløyespor kunne bli grunnnet. Det antas derfor at antall pløyespor i studieområdet er relatert til havdyp, men at en viktigere faktor for konsentrasjonen trolig er nærhet til en kalvende isfront. At flest pløyespor i 3D område 1 finnes på den grunne delen i sørvest har trolig sammenheng med at kalvingsfronten lå noe lengre nordøst. Det antas derfor at den viktigste faktoren for konsentrasjon av pløyespor i studieområdet ikke er havdyp, men nærhet til isens kalvende front. De fleste isfjell som dannet pløyespor på havbunnen kom trolig fra studieområdet og ble ikke transportert fra andre områder. At isfronten over lengre tid var lokalisert på grunningssonen i Bjørnøyrenna, Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile støtter dette, og forklarer det store antallet isfjell under denne tiden. Fordi isfrontene lå ved disse lokalitetene for 16 ka siden (Winsborrow et al., 2010), underbygges modellen om stor kalvingsrate i det SV Barentshavet for 16 ka siden (Siegert og Dowdeswell, 2002). Isfjellene i studieområdet antas å ha beveget seg mot vest siden isdekket stengte veien mot øst.

Viktige geologiske faktorer som påvirker kjøldybden til isfjell er; 1) tykkelsen av isen ved dens grunningslinje, der isen mister kontakt med havbunnen og danner en flytende isbrem og; 2) avstanden fra grunningslinjen til kalvingsfronten av isbremen (Dowdeswell og Bamber, 2007). At MSGL går direkte over til å bli pløyespor, kan derfor tyde på at det ikke var en flytende isbrem i Bjørnøyrenna da disse ble dannet, men en grunnnet tidevannsklippe (Powell og Domack, 1995). Det er viktig å påpeke at dette gjelder for det yngste strømningssettet (2) og at dette har skjedd i et sent stadium av grunningssonens dannelse. Dybden til pløyesporene, som er lokalisert på opp mot 460 meter vandyp, kan reflektere tykkelsen på isstrømmen de kalvet fra. Tar en høyde for at eustatisk havnivåendring og isostatisk

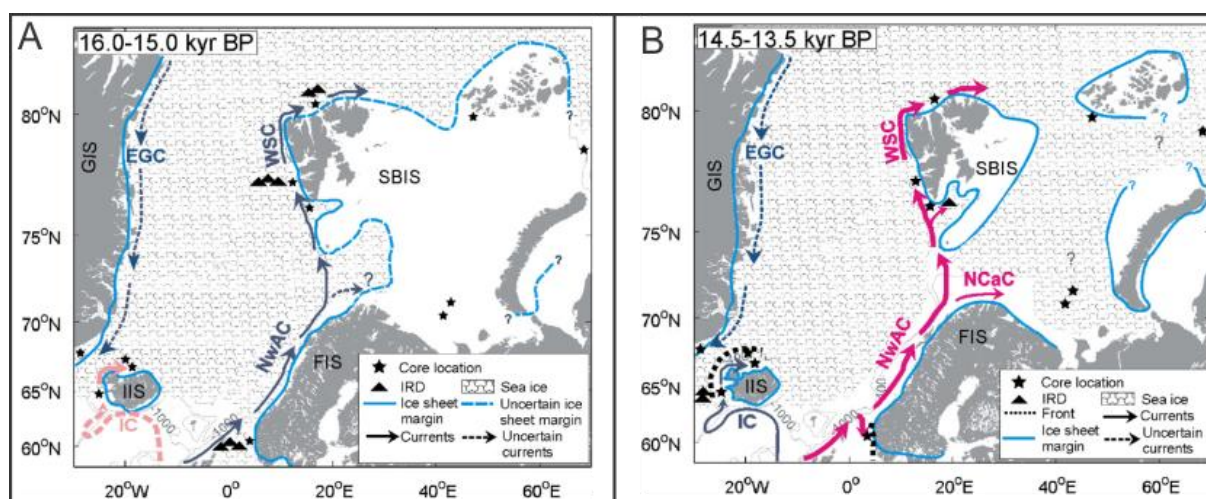


Figur 4.4.1. Pløyespor kartlagt i studien. Tallene 1-4 indikerer 3D områder studert. (A) Batymetrikart over studerte 3D datasett og kartlagte pløyespor. Figur B-D er indikert. (B) 3D område 1 der de tydeligste pløyesporene er inntegnet. (C) 3D område 3 og 4, der de fleste pløyesporene er inntegnet. (D) 3D område 2.

oppløfting utlikner hverandre og at 10 % av isen er over havnivå, kan en regne en tykkelse på isstrømmen på rundt 500 meter eller mer. Siden den isostatiske oppløftingen antakeligvis

var noe forsinket i forhold til havnivåendringene som var mellom 100 og 135 meter under LGM (Clark og Mix, 2002), kan dybden på isstrømmen justeres noe ned.

I likhet med Winsborrow (2010) sin rekonstruksjon av isdekket under deglasiasjonen av Barentshavet (Fig. 1.4.4) er en liknende kalvingsbukt i isdekket foreslått (Vorren et al., 1990). I modellen er overflatestrømmen av vann antatt å følge buktens krumning fra sør mot nord, som en følge av Corioliseffekten (Vorren et al., 1990). Smeltevann fra isen har trolig også blitt påvirket av sterke katabatiske vinder fra isen, et vanlig fenomen ved dagens breer i Antarktis (Parish og Bromwich, 1991). Disse har trolig ført overflatesmeltevann ut bukten, noe som støttes av Vorren et al. (1990). Med dette konkluderes det her med at den dominerende retningen for isfjellbevegelse i studieområdet var mot vest.



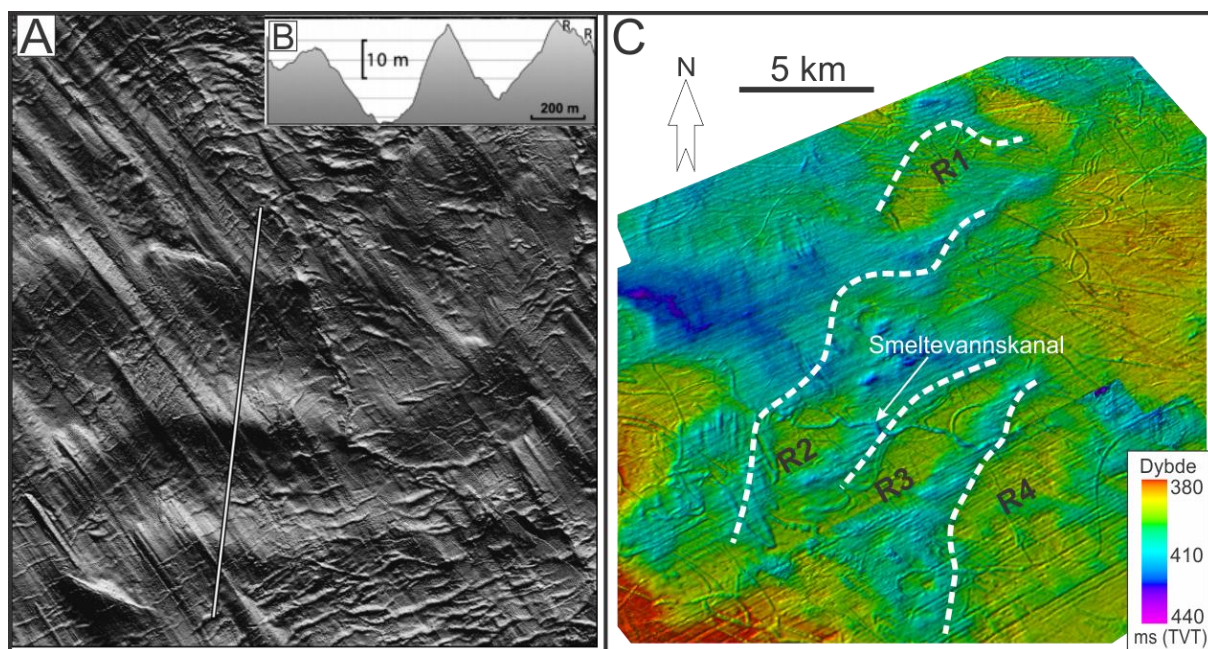
Figur 4.4.2. Figur som viser bunnstrømmene på sokkelen langs Norgekysten og Svalbard. (A) Havstrømmer i Nord-Atlanteren under sen glasiatid. Nordgående piler indikerer strømming av relativt kaldt atlantisk vann. Stiplet linje betyr at tolkningen er usikker. FIS= Det Fennoskandiske isdekket. SBIS= Svalbard-Barents isdekket. (B) Havstrømmer i Nord-Atlanteren under Bølling-Allerød. Nordgående piler indikerer strømming av avkjølt atlantisk vann. Modifisert fra Ślubowska-Woldengen et al. (2008).

#### 4.5 Endemorener og smeltevannskanal på Nordkappbanken

Fire subparallele rygger ble i kapittel 3.3.7 tolket til å være endemorener avsatt av en brefront under tilbaketrekning. Basert på morfologien av morenene er det trolig at brefronten regrederte mot sørøst. Moreneryggene er kalt endemorener selv om denne termen refererer til en avsetning dannet ved det ytterste punktet for et breframrykk (Benn og Evans, 2010). Et mer passende navn kan være tilbaketrekningsmorener som dannes proksimalt for den ytterste morenen (Benn og Evans, 2010). Det kan ikke bestemmes om R1



(Fig. 3.3.18B) er den ytterste morenen, eller om flere rygger finnes utenfor 3D området. Betegnelsen endemorener brukes derfor for enkelhetens skyld videre, da målet for oppgaven ikke er å klassifisere mindre formelementer, men kartlegge isens dynamikk under deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet. Fra Svalbard er liknende rygger tolket som ende- eller tilbaketrekningmorener (Fig. 4.5.1A; Ottesen og Dowdeswell, 2006). Ryggene som er av omtrent samme størrelse er senere overkjørt av is. Til tross for dette er morenene fortsatt bevart, noe som gjør det mulig at ryggene på Nordkappbanken også er overkjørt av is (Fig. 4.5.1). At ryggene på Nordkappbanken er så nær hverandre kan tyde på at tilbaketrekningen skjedde sakte. Den undulerende/ujevne formen langs avsetningene kan tyde på en ujevn brefront.



**Figur 4.5.1. (A, B) Detaljert multistrale-batymetri skyggerelieffkart av tverrgående rygger med lineasjoner og mindre rygger oppå, fra Borebukta, Isfjorden, Svalbard. Linje over ryggene vises som profil i B. Modifisert fra Ottesen og Dowdeswell (2006). (C) Morenerygger på Nordkappbanken. Den distale delen av ryggene er indikert med stiplet hvit linje. Ryggene er navngitt R1-R4.**

Endemorenene er lokalisert distalt for Nordkappbanken Bueformede Rygg og er trolig dannet før den ble avsatt. Orienteringen til ryggene tyder på at isen beveget seg i SØ-NV retning, noe som også gjelder for den bueformede ryggen. Mangel på lineasjoner, samt at ryggene er avsatt i kort avstand fra hverandre tyder på at isen beveget seg sakte. Dette kan være et resultat av at den i perioder under tilbaketrekningen var frosset til underlaget. Avsetningene er avsatt etter Nordkappbanken Sedimentkile. Grunnet den usikre genesen av

Nordkappbanken Østlige Sedimentkile er det vanskelig å si om ryggene ble avsatt før, etter eller samtidig som denne. Trolig er de dannet før.

I kapittel 3.3.8 ble en smeltevannskanal beskrevet og tolket. Kanalen antas å ha drenert vann fra øst mot vest. Den skjærer gjennom to av endemorenene (R2 og R3) diskutert ovenfor (Fig. 4.5.1), noe som tyder på at den ble dannet etter at R2 og R3 ble avsatt. At kanalen er subglasial impliserer et framrykk av brefronten som minst har strukket seg til den vestlige enden av kanalen. Et slikt framrykk har overkjørt ryggene både R2 og R3, noe som utgjør en avstand på 9-10 km. Kanalen finnes ikke på R4. Dette kan enten bety at ryggen er avsatt senere enn smeltevannskanalen eller at smeltevann ikke har påvirket dette området. Ryggene og smeltevannskanalen vitner om en brefront som har hatt gjentatte perioder med stillstand og framrykk under dens nedsmelting. Siden smeltevannskanaler dannes parallelt med isens bevegelsesretning (Bjarnadóttir et al., in review), er orienteringen av endemorenene og smeltevannskanalen til sammen en god indikator på isens bevegelse fra sørøst mot nordvest. Den subglasiale smeltevannskanalen antyder stor tilgang på smeltevann, noe som kan bety at isens såle på dette tidspunktet var varmebasert (Bjarnadóttir et al., in review). Tilgang på mye smeltevann kan være en indikator på at isen i denne perioden opplevde stor grad av smelting. Overflatesmelting som følge av økt varme og smelting langs isens bunn som følge av trykkendringer er mulige årsaker for dannelse av smeltevann.

Et begravd tunelldalsystem tidligere beskrevet av Mattingsdal (2008), forteller at området har vært utsatt for erosjon av subglasialt smeltevann ved flere anledninger. Det kommer ikke fram i oppgaven når systemet av kanaler ble dannet, men at den er fullstendig begravd tyder på at det var en tidligere hendelse.

At kanalen (Fig. 4.5.1) ikke er gjenfylt tyder på at det har vært lite sedimentasjon etter at den ble dannet. Dette kan bety at brefronten hadde en rask tilbaketrekning, der lite sedimenter ble avsatt fra suspensjon av subglasialt smeltevann foran breen.

#### 4.6 “Hill-hole pair”

Et system av irregulære depresjoner og en tilhørende forhøyning ble i kapittel 3.3.9 beskrevet og tolket som et “hill-hole pair”. Basert på den avrundede formen og meanderende oppførsel til depresjonen, ble det foreslått at smeltevann har påvirket og modifisert overflaten samtidig som, eller etter dannelsen. Posisjonen til forhøyningen i forhold til depresjonen kan fortelle noe om hvilken retning isen har bevegde seg da de ble dannet. Den tilhørende ryggen/forhøyningen i et “hill-hole pair” er lokalisert nedstrøms fra depresjonen den stammer fra (Sættem, 1990). Fra posisjonen av forhøyningen i forhold til depresjonen på Nordkappbanken kan en anta strømningsretning fra SØ mot NV (Fig. 4.6.1B). Et “hill-hole pair” på Skjoldryggen på midtnorsk sokkel viser en rygg som er konkav oppstrøms (Fig. 4.6.1A; Ottesen et al., 2005). Denne ryggen danner en klar buet indre form som minner om en lobeformet brefront. Morfologien av denne ryggen er et argument for at ryggen i et “hill-hole pair” dannes proglasialt. Ut fra geomorfologien til forhøyningen på Nordkappbanken kan argumentet overføres til denne, da den ser ut som en randavsetning. Den tette avstanden mellom forhøyningen og depresjonen indikerer at utgravingen av sedimenter har skjedd submarginalt/subglasialt i nær avstand fra brefronten. Systemet av irregulære depresjoner og forhøyningen er geomorfologisk sett noe ulik andre “hill-hole pair” beskrevet i litteraturen. Deformasjon og avrundning i depresjonene tyder på tilgang til store mengder smeltevann nær brefronten. Det er vanskelig ut fra skyggerelieffkartet å si hvor mye dette vannet har påvirket utgravingen av depresjonen, men denne påvirkningen kan ha vært omfattende, noe som skiller formelementet fra “hill-hole pairs” andre steder.

Hvorfor depresjonene er lokalisert på den østlige kanten av Nordkappbanken kan forklares ved å se på figur 3.3.23. Refleksjon med negativ refleksjonskoeffisient under depresjonene kan være en indikasjon på gass i sedimentene. Gass har langt mindre tetthet enn vann, og selv små mengder gass i porerommene kan føre til anomalt høye amplituder som er fasereverserte (Andreassen et al., 2007b). Gass kan ha migrert langs laggrensen mellom bergarter fra kritt og paleocen dersom denne er impermeabel. Dette er sannsynlig da paleocene bergarter fra området for det meste består av silt- og leirstein (NPD, 2009). Glasiale sedimenter rik på leire kan ha fungert som et lokk over dette (Gallagher et al., 1989) slik at poretrykket i sedimentene har økt. Økt poretrykk fører til svakere skjærstyrke i sedimentene (Duncan og Wright, 2005). Glasitektonisk deformasjon skjer når trykket isen



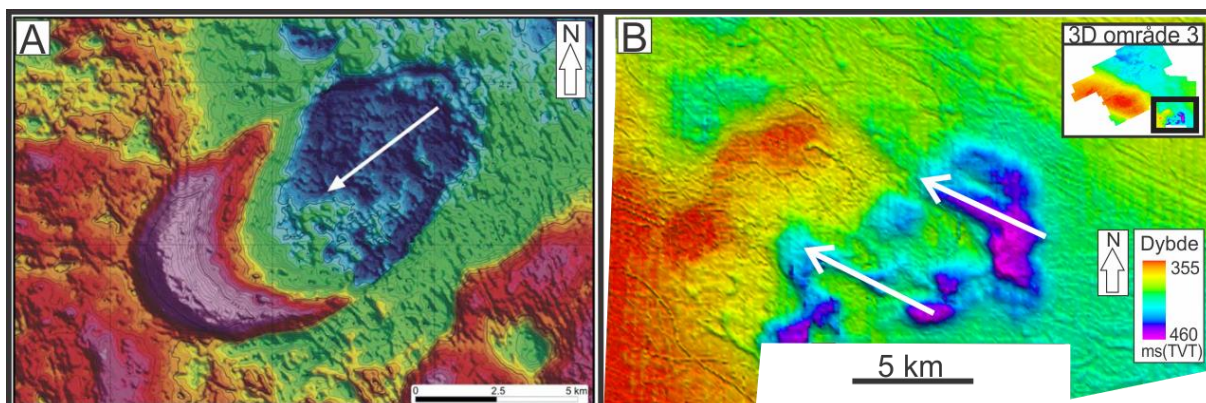
utøver på underlaget overgår skjærstyrken til underlaget (Aber og Ber, 2007). Gass under systemet av depresjoner kan dermed være en utløsende årsak til glasitektonisk deformasjon i den sørøstlige delen av 3D område 3.

Overtrykk i porene kan også oppstå når gasshydrater oppløses og ekspanderer i volum. Et annet fenomen som kan oppstå når gasshydrater oppløses er at "hydrat-sementerte" sedimenter bli flytende (Bünz et al., 2003). Området var godt innenfor stabilitetssonen for metanhydrater under LGM (Fig. 4.6.2; Chand et al., 2012). Da deglasiasjonen startet og isen trakk seg tilbake ble den tynnere, og trykket den utøvet på de underliggende sedimentene ble svakere. Dette førte til oppløsning av gasshydrater subglasialt og kanskje også proglasialt. Det er derfor mulig at oppløsning av gasshydrater er den utløsende årsaken for glasitektonikk i 3D område 3.

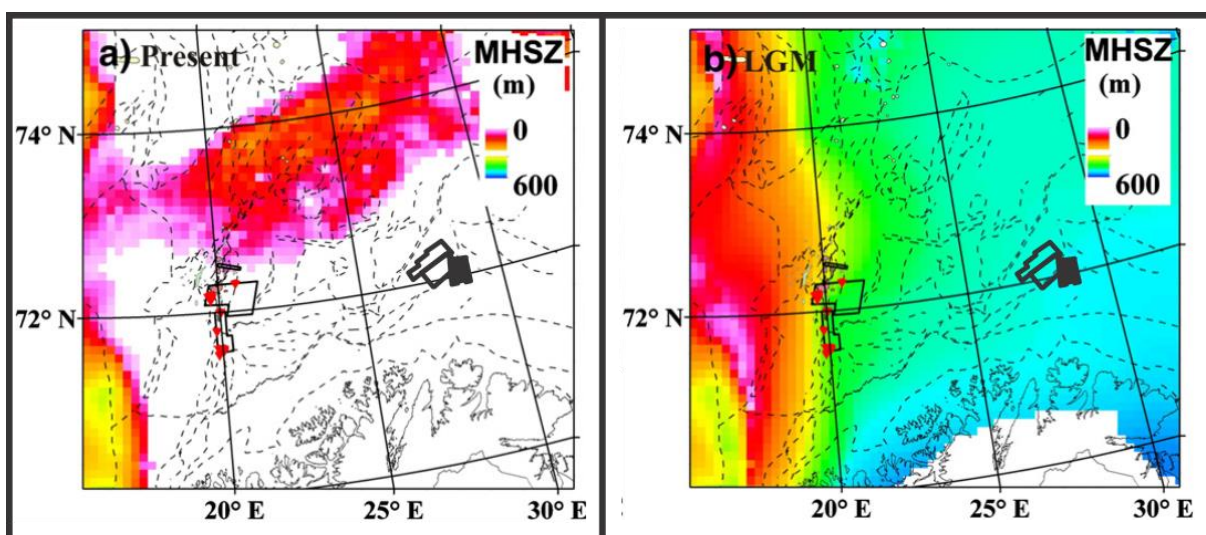
Depresjonene når ned bergarter fra kritt (Fig. 3.3.23). Der bergarter fra paleocen opptrer under de glasiiale sedimentene er det ingen depresjoner (Fig. 3.3.23). Dette indikerer at de sedimentære bergartene fra kritt er lettere eroderbar enn de fra paleocen. Liknende korrelasjoner er gjort ved hjelp av borekjerner og seismikk fra Pechorasjøen i det sørøstlige Barentshavet der glasitektoniske depresjoner forekommer i krittbergarter som underligger de glasiiale sedimentene (Gataullin et al., 2001). Intens deformerte krittbergarter opptrer også på Murmanskbanken og i Sentraldjupet (Epshtein et al., 2011a, 2011b). Glasitektonisk deformasjon i krittbergarter er tidligere også kartlagt i det sørvestlige Barentshavet (Fig. 4.6.3; Sættem, 1994, Midtbø, 2000, Rafaelsen, 2000, Rafaelsen et al., 2002, Richardsen, 2013), der det opptrer i krittbergarter som grenser til bergarter fra trias eller paleocen. Dette vitner om at bergarter fra kritt er mer utsatt for deformasjon i deler av Barentshavet. Det er derfor en mulighet for at depresjonene forekommer som et resultat av lett eroderbare sedimentære bergarter. Opptreden av grunn gass og gasshydrater kan ha hatt en utløsende faktor på hvorfor deformasjonen har skjedd akkurat i 3D område 3.

Selve utgravingen av depresjonene kan være den samme som for depresjoner beskrevet fra den ytre delen av Bjørnøyrenna, der subglasialt transporterte megablokker ble plukket av isen under perioder den var fastfrosset til underlaget, og senere transportert bort (Andreassen et al., 2004, 2007a). Utgravingen kan også være et resultat av økt trykk fra isen under et breframrykk. Det er utenfor målet til oppgaven å diskutere dannelsen av de

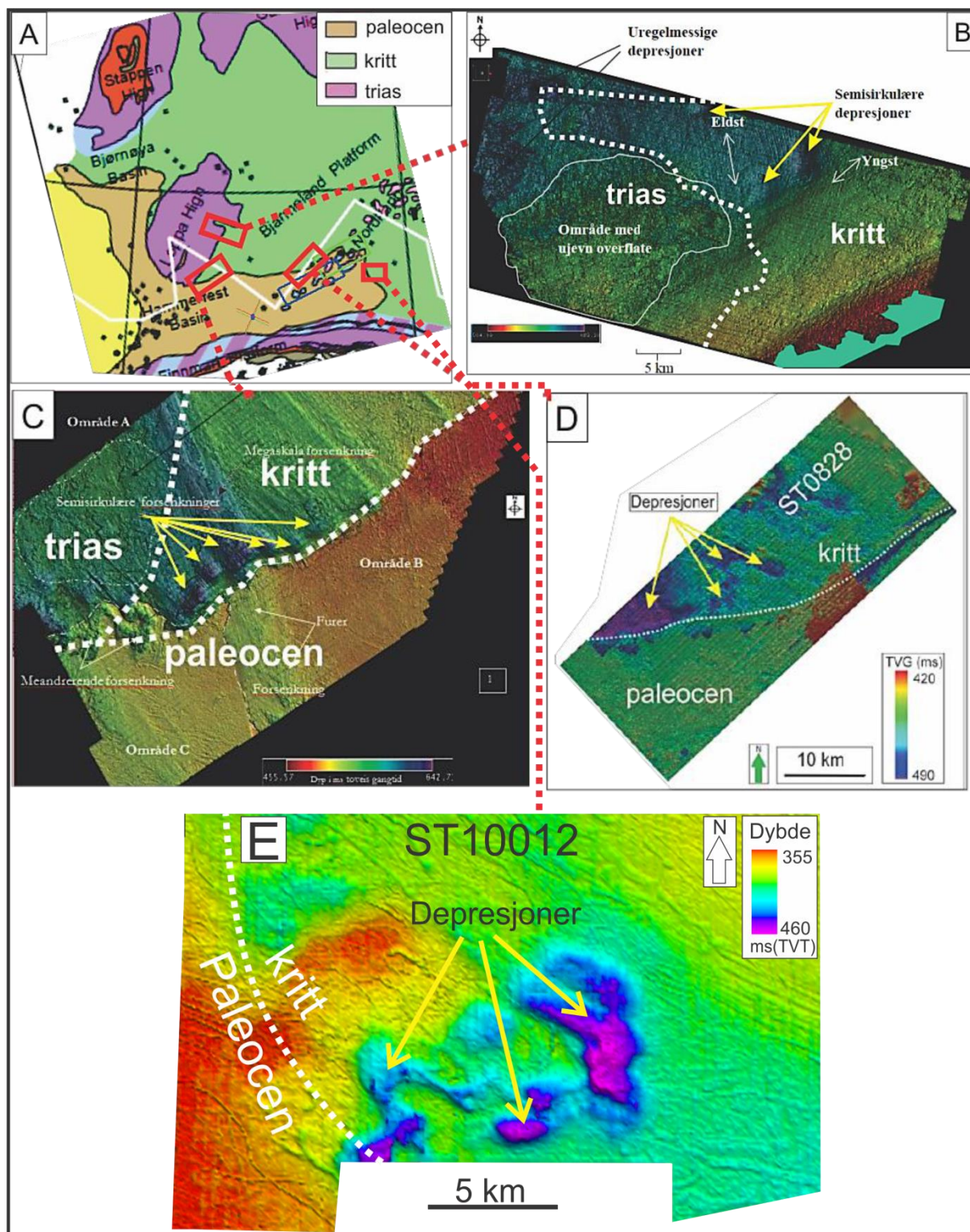
irregulære depresjonene og forhøyningen videre. Depresjonen er et resultat av glasitektoniske prosesser, og den tilhørende forhøyningen gjør det rimelig å tro at den er del av et "hill-hole pair". Ryggen ser ikke ut til å være overkjørt av is, noe som indikerer at depresjonene maksimalt er dannet 10 km fra breens front. En proglacial/submarginal dannelses måte er derfor rimelig å anta. Modifisering av subglasialt smeltevann kan ha skjedd like etterpå uten at isen trakk seg tilbake i mellomtiden.



Figur 4.6.1. (A) Batymetrikart av havbunnen øst for Skjoldryggen på den midnorske sokkelen. Figuren viser et glasitektonisk formet "hill-hole pair". Ryggen er opp mot 70 meter høyere enn den omkringliggende havbunnen mens depresjonen er 15 m dyp på det meste. Den hvite piler indikerer isens bevegelsesretning. Modifisert fra Ottesen et al. (2005). (B) Skyggerelieffkart av "hill-hole pair" i 3D område 3. De hvite pilene indikerer isens bevegelsesretning. Lokalisering av området er indikert øverst til høyre.



Figur 4.6.2. (A) Metan-hydrat stabilitetssoner i dag. (B) Metan-hydrat stabilitetssoner under LGM. 3D område 3 er indikert med svarte polygoner. Helsvart polygon indikerer 3D datasett ST10012 hvor storskala irregulære depresjoner er kartlagt. Modifisert fra Chand et al. (2012).



Figur 4.6.3. Relasjon mellom depresjoner og underliggende bergarter. (A) Utsnitt av blottingskart fra Henriksen et al. (2011b). Flatene i B-E er inntegnet med røde rektangler. (B) Flate av URU i 3D datasett SG9804 som viser semisirkulære depresjoner. Modifisert fra Rafaelsen (2000). (C) Flate av URU i 3D datasett SG9803 som viser semisirkulære forsøkninger. Modifisert fra Midtbø (2000). (D) Flate av URU i 3D datasett ST0828 som viser depresjoner. Modifisert fra Richardsen (2013). Havbunn i 3D datasett ST10012 viser et system av depresjoner. A-D er modifisert av Richardsen (2013) og hentet derfra.



### 4.7 Deglasiasjon av det SV Barentshavet

På grunnlag av formelementene beskrevet, tolket og diskutert i denne oppgaven vil en diskusjon rundt kronologi og historie av deglasiasjonen i det sørvestlige Barentshavet følge. Få dateringer er gjort av den øvre glasiale lagpakken i studieområdet og det er vanskelig å gi nøyaktige aldre på de ulike hendelsene. Sammen med dateringer vil derfor relative aldre mellom ulike formelementer være den viktigste indikatoren som brukes for å bestemme kronologien av de ulike hendelsene under isens tilbaketrekning. Som tidligere nevnt er siste istids maksimum (LGM) gitt en alder på 19 ka (Vorren og Laberg, 1996). Isen nådde da ut til eggakanten i det SV Barentshavet (Fig. 3.7.1A; Svendsen et al., 2004). På denne tiden var isdekkene fra Barentshavet og Fennoskandia sammenvokst (Svendsen et al., 2004, Ottesen et al., 2005). Studier av bentiske foraminiferer indikerer at deler av Ingøydjupet trolig var isfritt for 18.7 ka (Junttila et al., 2010). Dette er den første dateringsalderen etter LGM, og en tidsperiode på 300 år tyder på at isens tilbaketrekning fra eggakanten til Ingøydjupet skjedde raskt. Den neste dateringen er som tidligere nevnt mellom 17.1 og 16.6 ka da isen trakk seg tilbake fra grunningsonekilen i den ytre delen av Bjørnøyrenna (Rüther et al., 2011). Denne perioden utgjør trinn 1 (Fig. 5.7.1A). Avsetningen av grunningsonekilen i munningen på Ingøydjupet styrker teorien om at deler av Ingøydjupet var isfritt i denne perioden. Flere interne lober på grunningsonekilen tyder på at isstrømmens front opplevde gjentakende mindre oscillasjoner mellom 19 ka og 16.6 ka. Avsetningens størrelse og utbredelse tyder på at isfronten har stått på tilnærmet samme sted over lang tid. Dette indikerer små forandringer i brefrontens posisjon, som antas å ha vært relativt stabil gjennom denne perioden. Størrelsen på grunningsonekilen tilsier at isstrømmen i Bjørnøyrenna transporterte store mengder sedimenter gjennom denne perioden. Trolig drenerte også isstrømmen betydelige mengder is gjennom dette tidsrommet. Det antas at ismarginale områder i det sørvestlige Barentshavet ble betydelig tynnet i perioden mellom 19 ka og 16.6 ka, noe som også indikeres av en sterk smeltevannspuls mellom 17.6 og 17.1 ka, registrert fra kontinentalskråningen (Bischof, 1994). En liknende tynning kan i dag ses på Grønland og i Antarktis, der isstrømmer og isbremer blir dynamisk tynnet som følge av forandringer i brefrontenes dynamikk (Pritchard et al., 2009). Isfrontens tilbaketrekning fortsatte mot øst i Bjørnøyrenna, og trinn 2 markeres ved et fullstendig eller delvis isdekket Nordkappbanken (Fig. 4.7.1B). Denne antakelsen baseres på den interne stratigrafien og geomorfologien av Nordkappbanken Sedimentkile, som antas å være en avsetning dannet av flere prosesser.

Avsetningen er blant annet tidligere beskrevet av Andreassen et al. (2008), og Winsborrow et al. (2010) som en glasimarin avsetning dannet i en kalvingsbukt (Vorren et al., 1990). Den lagdelte stratigrafien som kan ses på seismiske 2D linjer, spesielt mot kantene av avsetningen kan tyde på at dette er tilfelle. Et argument mot dette er at den store mengden sedimenter (120 meter tykk og et areal på  $\sim 25\,000\text{km}^2$ ) må ha blitt avsatt av kalvende isfjell og sedimenter fra smeltevann mellom trinn 1 og trinn 3; en tidsperiode som var mellom 1100 og 600 år (17.1-16.6 ka Rüther et al., 2011, til 16 ka Winsborrow et al., 2010). For at den enorme mengden sedimenter skal ha blitt tilført, må kalvingsfronten ha bestått av isstrømmer som drenerte store mengder sedimenter og smeltevann. Dette impliserer at isstrømmer fra Djuprenna har nådd Nordkappbanken og pumpet ut store mengder sedimentrikt smeltevann. Isstrømmene har så hatt en jevn front over lengre tid slik at kilen fikk tid til å bygge seg opp. Den korte tidsperioden og det store volumet av avsetningen, gjør at teorien til Vorren. (1990) antas som usannsynlig. Det foreslås her at deler av Nordkappbanken Sedimentkile er en subglasial utsmeltingsmorene, som beskrevet fra Murmanskbanken og Sentraldjupet (Epshtein et al., 2011a, 2011b). En oscillerende brefront gjorde at sedimenter i perioder ble avsatt langs kanten av avsetningen. Dette førte til massestrømmer av sedimenter mot Bjørnøyrenna og Ing  yrdjupet, derav hellende reflektorer langs avsetningens kanter. Områder med akustisk transparens i den sentrale delen av avsetningen er trolig et resultat av subglasial utsmelting av morenemateriale. En oscillerende brefront indikeres av en forhøyning på den nordlige delen av avsetningen. Denne ryggen er tidligere beskrevet som en tverrgående morenerygg, avsatt av is fra s  r (Ottesen et al., 2005). Mindre endemorener og en smeltevannskanal (kapittel 4.5) mot sørøst bekrefter dette.

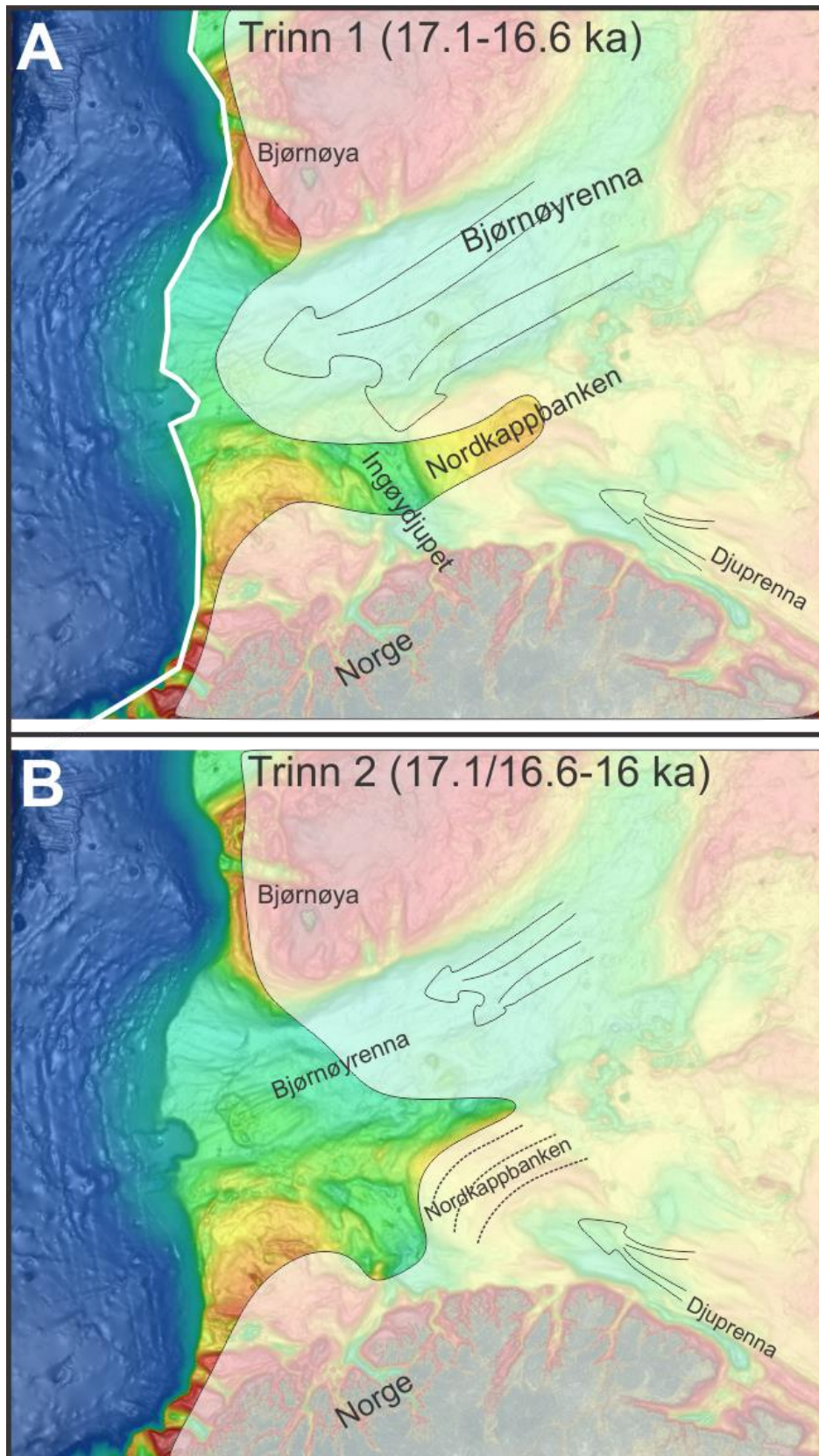
Trinn 3 (Fig. 4.7.2) representeres ved framrykk av en isstrøm fra Djuprenna mot Nordkappbanken Bueformede Rygg og en parallell østlig isstrøm mot Nordkappbanken   stlige Sedimentkile. Dette framrykket er antatt å skyldes en markant forandring i isdekkets dynamikk, der isens massesenter endret seg mot   st for  $\sim 16$  ka siden, en endring som linkes med et glasialt maksimum av det Fennoskandiske isdekket i Russland (Winsborrow et al., 2010). Disse framrykkene er antatt å føre til avsetning av Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken   stlige Sedimentkile. Grunningssonekilen i den sentrale delen av Bjørnøyrenna foreslås å tilhøre det samme framrykket. En lobe lengre inn på avsetningen

samt MSGL med 4 ulike retninger tyder på at isen stod ved denne lokaliteten i lengre tid og opplevde flere endringer i retning og posisjon. Framrykket av is og isstrømning mot Nordkappbanken varte i maksimum 1000 år (Winsborrow et al., 2010), og avsetningene tyder på omfattende erosjon i nord, øst og sør gjennom denne perioden. Et framrykk av isstrømmene i Djuprenna under trinn 3 indikerer at Nordkappbanken var helt isfri i en periode før ~16 ka.

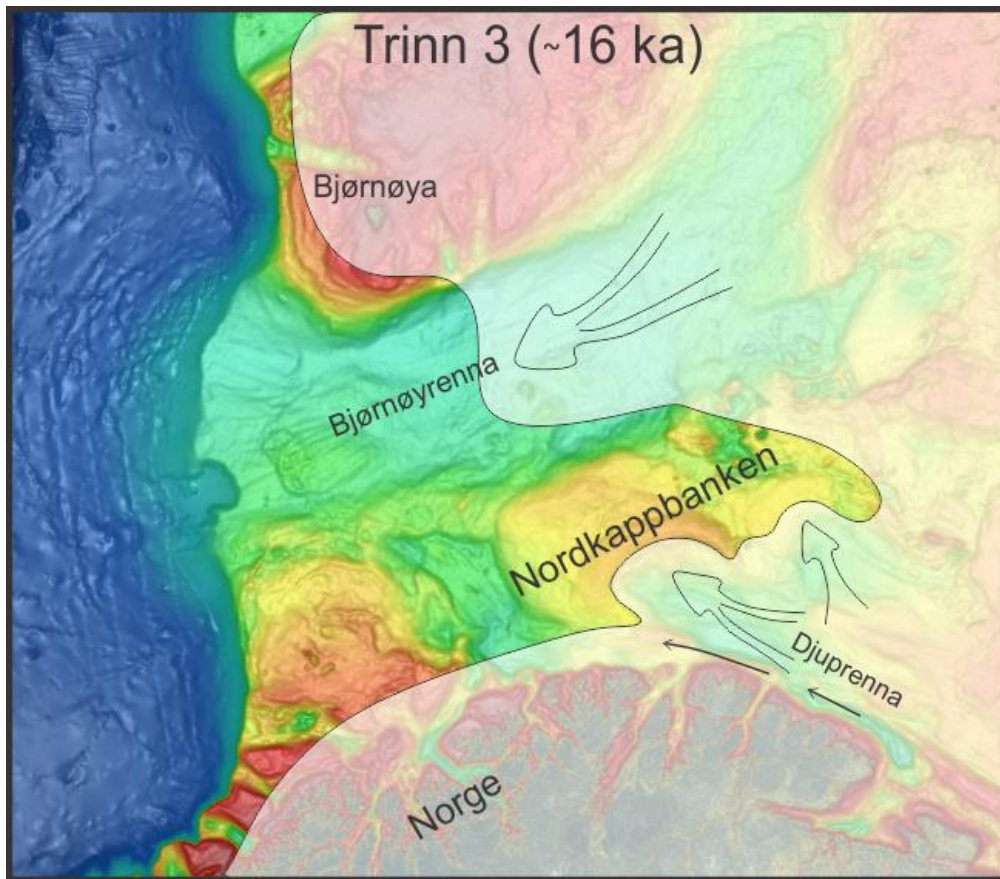
“Hill-hole pair” lokalisert mellom Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile, indikerer at det var is mellom disse avsetningene. Dette kan tyde på at den nordligste isstrømmen i Djuprenna okkuperte et større område enn tidligere antatt. Ut fra posisjonen til depresjonene kan fronten av isstrømmen i Djuprenna ser ut til å ha terminert inntil den østlige delen av Nordkappbanken Bueformede Rygg (Fig. 4.7.2). Mangel på MSGL som leder mot “hill-hole paret” kan tyde på at saktestrømmende is okkuperte området. Depresjonen i “Hill-hole paret” sin manglende innfylling av sedimenter og ryggens plassering ved siden av og delvis på Nordkappbanken Bueformede Rygg kan tyde på at de er dannet mot slutten av trinn 3. Tilhørende meandrerende sidekanal vest for systemet av depresjoner (Fig. 3.3.21) er erodert ned i overflaten av Nordkappbanken Bueformede Rygg, noe som styrker antakelsen om at dette er en sen hendelse under trinn 3.

Et stort antall pløyespor i Bjørnøyrenna og på Nordkappbanken er relatert til en periode med økt kalvingsrate for ~16 ka, og antas derfor å ha sammenheng med trinn 3. Trolig er økt kalvingsrate og antall pløyespor distalt for Nordkappbanken Bueformede Rygg og grunningssonen i det sentrale Bjørnøyrenna et resultat av et regionalt framrykk av is til disse avsetningene. Avsetninger langs den sørvestlige delen av Djuprenna kan i denne perioden være avsatt som subglasiale utsmeltingsmorener. Grunnet avsetningenes avlange form er de trolig omformet i ettertid av hurtigstrømmende is mot nordvest. Dette kan ha skjedd under trinn 3. Avsetningene i Djuprenna er ikke en direkte indikator på breens frontposisjon under deglasiasjonen av Barentshavet, men kan brukes som indikasjon på isbevegelse ØSØ-VNV. Trolig fortsatte is å strømme i Tanafjorden og ut Varangerfjorden, mens is fra russisk side fortsatte å strømme mot vest. Gradvis mistet disse isstrømmene fart og masse, og fjordene i Finnmark og området langs Murmansk-kysten ble isfritt. Trolig var hele det SV Barentshavet isfritt for 15 ka, mens det i den ytre delen av Pechora bassenget nord for Kolahalvøya indikeres glasimarine forhold 14.9 ka (Winsborrow et al., 2010).





Figur 4.7.1. Deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet. (A) Illustrasjon av isens antatte utbredelse under trinn 1 av deglasiasjonen av Barentshavet. Trinnet er datert til å være mellom 17.1 og 16.6 ka (Rüther et al., 2011). Hvit linje indikerer iskanten under siste istids maksimum, geografert fra (Svendsen et al., 2004). (B) Trinn 2. Isens antatte utbredelse mellom 17.1 og 16 ka. Stiplede linjer indikerer mulige posisjoner til isfronten ettersom den trolig hadde flere framrykk og tilbaketrekkinger gjennom denne perioden.



Figur 4.7.2. Deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet. Illustrasjon av isens antatte utbredelse under trinn 3 av deglasiasjonen av Barentshavet. Framrykk i det sentrale Bjørnøyrenna og på Nordkappbanken kan ha hendt samtidig. Trinn 3 samsvarer med "Deglasiasjonstrinn 3" fra Winsborrow. (2010), antatt rundt 16 ka.

## 4 Diskusjon



## 5 Oppsummering og konklusjon

- En grunningsonekile i den ytre delen av Bjørnøyrenna med MSGL på toppen markerer fronten av en tidligere isstrøm. Kilens lobete form indikerer at isstrømfronten var omtrent 300 km bred. Fronten opplevde trolig gjentatte oscillasjoner før den trakk seg tilbake fra den ytre delen av Bjørnøyrenna mellom 17.1 og 16.6 ka. Isstrømmen i Bjørnøyrenna drenerte på denne tiden store mengder is og sedimenter fra isdekket i Barentshavet. Avsetningen markerer trinn 1 i deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet.
- En avsetning med akustisk transparent seismisk signatur og noen interne reflektorer ble deretter avsatt på Nordkappbanken. Den sentrale delen av avsetningen ble trolig dannet subglasialt, mens glasimarine prosesser forekom langs breens front. Kileformet signatur langs kantene tyder på at massestrømmer har transportert sedimenter mot nord og vest. Avsetningen markerer trinn 2 i deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet og er trolig avsatt mellom 17.1-16.6 og 16 ka.
- Fire strømningssett og en intern overlappende rygg på grunningsonekilen i det sentrale Bjørnøyrenna gir sterke indikasjoner på en oscillerende brefront, som gjennomgikk flere dynamiske endringer i posisjon og retning. Sammen med Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile utgjør den trinn 3, et regionalt framrykk av is fra øst for ~16 000 år siden.
- "Hill-Hole pair" mellom Nordkappbanken Bueformede Rygg og Nordkappbanken Østlige Sedimentkile tyder på at is okkuperte området mellom isstrømmene som utgjorde strømningssett 6 og 7. Store mengder subglasialt smeltevann antas ut fra modifisering av depresjonen.
- Et stort antall pløyespor i Bjørnøyrenna og på Nordkappbanken er relatert til en periode med økt kalvingsrate for ~16 ka. De antas derfor å ha sammenheng med et regionalt framrykk av is under trinn 3.
- Isens tilbaketrekning fortsatte fram til det SV Barentshavet var isfritt for ~15 000 år siden. Gjennom denne perioden kan de kystparallelle avsetningene langs den sørvestlige delen av Djuprenna ha blitt avsatt.

## 5 Oppsummering og konklusjon

- Deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet var preget av gjentatte små og store framrykk og stillstander. Ut fra registrerte endringer i posisjon og retning var isstrømmene ofte svært dynamiske. For bedre forståelse av isens tilbaketrekninger må trolig de store avsetningene studeres i detalj fra høyoppløselig seismikk, batymetridata og dateringer. Megaskala glasiøse lineasjoner med flere ulike retninger forekommer trolig flere steder enn i 3D område 1 og vil sammen med relaterte avsetninger bidra til en mer nøyaktig og detaljert forståelse av deglasiasjonen i det sørvestlige Barentshavet.

## 6 Referanser

- ABER, J. S. & BER, A. 2007. *Glaciotectonism*. Elsevier Science.
- 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(5820), s. 1838-1841. doi: 10.1126/science.1138396.
- ANANDAKRISHNAN, S., ALLEY, R. B., JACOBEL, R. W. & CONWAY, H. 2001. The flow regime of ice stream C and hypotheses concerning its recent stagnation. I: *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*. Serie: Antarct. Res. Ser. Washington, DC: AGU, s. 283-296. Tilgjengelig: <http://dx.doi.org/10.1029/AR077p0283>. doi: 10.1029/AR077p0283.
- 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(5820), s. 1835-1838. doi: 10.1126/science.1138393.
- ANDREASSEN, K. 2012. Lecture Notes. Geo-3123 Marine Geophysics. *Unpublished*.
- ANDREASSEN, K., LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97(1-2), s. 157-177.
- ANDREASSEN, K., NILSSEN, E. G. & ØDEGAARD, C. M. 2007b. Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data. *Geo-Marine Letters*, 27(2), s. 155-171.
- ANDREASSEN, K., NILSSEN, L. C., RAFAELSEN, B. & KUILMAN, L. 2004. Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics. *Geology*, 32(8), s. 729.
- ANDREASSEN, K. & WINSBORROW, M. 2009. Signature of ice streaming in Bjornoyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics. *Annals of Glaciology*, 50(52), s. 17-26.
- ANDREASSEN, K., ØDEGAARD, C. & RAFAELSEN, B. 2007a. Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 277(1), s. 151-169.
- BAMBER, J. L., ALLEY, R. B. & JOUGHIN, I. 2007. Rapid response of modern day ice sheets to external forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1-2), s. 1-13. doi: 10.1016/j.epsl.2007.03.005.
- BART, P. J. & OWOLANA, B. 2012. On the duration of West Antarctic Ice Sheet grounding events in Ross Sea during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 47(0), s. 101-115. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.04.023.
- BENEDIKTSSON, Í. Ö., MÖLLER, P., INGÓLFSSON, Ó., VAN DER MEER, J. J. M., KJÆR, K. H. & KRÜGER, J. 2008. Instantaneous end moraine and sediment wedge formation during the 1890 glacier surge of Brúarjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), s. 209-234. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.007>.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. 2010. *Glaciers and glaciation*. Hodder Education.
- BENNETT, M. R. 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*, 53(3-4), s. 197-236. doi: 10.1016/s0012-8252(00)00039-8.
- BENNETT, M. R., HUDDART, D. & MCCORMICK, T. 2000. An integrated approach to the study of glaciolacustrine landforms and sediments: a case study from Hagavatn, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), s. 633-665. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00013-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00013-X).
- BENNETT, M. R., WALLER, R. I., MIDGLEY, N. G., HUDDART, D., GONZALEZ, S., COOK, S. J. & TOMIO, A. 2003. Subglacial deformation at sub-freezing temperatures? Evidence from Hagafellsjökull-Eystri, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22(8-9), s. 915-923. doi: 10.1016/s0277-3791(03)00007-6.



- BETZLER, C., LINDHORST, S., HÜBSCHER, C., LÜDMANN, T., FÜRSTENAU, J. & REIJMER, J. 2011. Giant pockmarks in a carbonate platform (Maldives, Indian Ocean). *Marine Geology*, 289(1–4), s. 1-16. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.004>.
- BISCHOF, J. F. 1994. The decay of the Barents ice sheet as documented in nordic seas ice-rafted debris. *Marine Geology*, 117(1–4), s. 35-55. doi: 10.1016/0025-3227(94)90005-1.
- BJARNADÓTTIR, L. R., WINSBORROW, M. C. M. & ANDREASSEN, K. in review. Tunnel valleys in the Barents Sea.
- BLUEMLE, J. P. & CLAYTON, L. E. E. 1984. Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. *Boreas*, 13(3), s. 279-299. doi: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb01124.x.
- BOUGAMONT, M. & CHRISTOFFERSEN, P. 2012. Hydrologic forcing of ice stream flow promotes rapid transport of sediment in basal ice. *Geology*, 40(8), s. 735-738. doi: 10.1130/g33036.1.
- BOUGAMONT, M., PRICE, S., CHRISTOFFERSEN, P. & PAYNE, A. J. 2011. Dynamic patterns of ice stream flow in a 3-D higher-order ice sheet model with plastic bed and simplified hydrology. *J. Geophys. Res.*, 116(F4), s. F04018. doi: 10.1029/2011JF002025.
- BOULTON, G. S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), s. 15-52. doi: 10.1144/gsl.sp.1990.053.01.02.
- BROWN, A. R. 2004. *Interpretation of three-dimensional seismic data*. Soc of Exploration Geophysicists.
- BULAT, J. 2005. Some considerations on the interpretation of seabed images based on commercial 3D seismic in the Faroe-Shetland Channel. *Basin Research*, 17(1), s. 21-42. doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00253.x.
- BÜNZ, S., MIENERT, J. & BERNDT, C. 2003. Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(3–4), s. 291-307. doi: 10.1016/s0012-821x(03)00097-9.
- CANALS, M., URGELES, R. & CALAFAT, A. M. 2000. Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, 28(1), s. 31-34.
- CARTWRIGHT, J. & HUUSE, M. 2005. 3D seismic technology: the geological 'Hubble'. *Basin Research*, 17(1), s. 1-20.
- CHAND, S., MIENERT, J., ANDREASSEN, K., KNIES, J., PLASSEN, L. & FOTLAND, B. 2008. Gas hydrate stability zone modelling in areas of salt tectonics and pockmarks of the Barents Sea suggests an active hydrocarbon venting system. *Marine and Petroleum Geology*, 25(7), s. 625-636.
- CHAND, S., THORSNES, T., RISE, L., BRUNSTAD, H., STODDART, D., BØE, R., LÅGSTAD, P. & SVOLSBRU, T. 2012. Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332(0), s. 305-314. doi: 10.1016/j.epsl.2012.03.021.
- CLARK, C. D. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(1), s. 1-29.
- 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(165), s. 240-256. doi: 10.3189/172756503781830719.
- CLARK, P. U. & MIX, A. C. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1–3), s. 1-7. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00118-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00118-4).
- CLARK, P. U. & WALDER, J. S. 1994. Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 106(2), s. 304-314. doi: 10.1130/0016-7606(1994)106<0304:sdeadb>2.3.co;2.
- COLE, D., STEWART, S. A. & CARTWRIGHT, J. A. 2000. Giant irregular pockmark craters in the Palaeogene of the Outer Moray Firth Basin, UK North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 17(5), s. 563-577. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00013-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00013-1).
- CONWAY, H., CATANIA, G., RAYMOND, C., GADES, A., SCAMBOS, T. & ENGELHARDT, H. 2002. Switch of flow direction in an Antarctic ice stream. *Nature*, 419(6906), s. 465-467.

- DEMIDOV, I., HOUMARK-NIELSEN, M., KJÆR, K. & LARSEN, E. 2006. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: Ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*, 35(3), s. 425-443.
- DOWDESWELL, J. A. & BAMBER, J. L. 2007. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. *Marine Geology*, 243(1-4), s. 120-131. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.008>.
- DOWDESWELL, J. A. & FUGELLI, E. M. G. 2012. The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 124(11-12), s. 1750-1761. doi: 10.1130/b30628.1.
- DOWDESWELL, J. A., JAKOBSSON, M., HOGAN, K. A., O'REGAN, M., BACKMAN, J., EVANS, J., HELL, B., LÖWEMARK, L., MARCUSSEN, C., NOORMETS, R., Ó COFAIGH, C., SELLÉN, E. & SÖLVSTEN, M. 2010. High-resolution geophysical observations of the Yermak Plateau and northern Svalbard margin: implications for ice-sheet grounding and deep-keeled icebergs. *Quaternary Science Reviews*, 29(25-26), s. 3518-3531. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.002>.
- DOWDESWELL, J. A., OTTESEN, D., EVANS, J., COFAIGH, C. Ó. & ANDERSON, J. B. 2008. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, 36(10), s. 819-822. doi: 10.1130/g24808a.1.
- DOWDESWELL, J. A., OTTESEN, D. & RISE, L. 2006. Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34(4), s. 313-316. doi: 10.1130/g22253.1.
- DUNCAN, J. M. & WRIGHT, S. G. 2005. *Soil strength and slope stability*. John Wiley, Hoboken, N. J.
- DYKE, A. S. & MORRIS, T. F. 1988. DRUMLIN FIELDS, DISPERSAL TRAINS, and ICE STREAMS IN ARCTIC CANADA. *Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, 32(1), s. 86-90. doi: 10.1111/j.1541-0064.1988.tb00860.x.
- EPSHTEIN, O. G., DLUGACH, A. G., STAROVOYTOV, A. V. & ROMANYUK, B. F. 2011a. Pleistocene sediments of the eastern barents sea (Central Deep and Murmansk Bank Areas): Communication 1. Occurrence conditions and main structural features. *Lithology and Mineral Resources*, 46(2), s. 115-134. doi: 10.1134/S0024490211020027.
- EPSHTEIN, O. G., DLUGACH, A. G., STAROVOYTOV, A. V. & ROMANYUK, B. F. 2011b. Pleistocene sediments of the eastern Barents Sea (Central Deep and Murmansk Bank): Communication 2. Lithological composition and formation conditions. *Lithology and Mineral Resources*, 46(3), s. 220-249. doi: 10.1134/S0024490211030047.
- FALEIDE, J. I., SOLHEIM, A., FIEDLER, A., HJELSTUEN, B. O., ANDERSEN, E. S. & VANNESTE, K. 1996. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), s. 53-74.
- FALEIDE, J. I., VAGNES, E. & GUDLAUGSSON, S. T. 1993. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3), s. 186-214.
- FAUGÈRES, J.-C., STOW, D. A. V., IMBERT, P. & VIANA, A. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162(1), s. 1-38. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00068-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00068-7).
- FOWLER, A. C. 2010. The instability theory of drumlin formation applied to Newtonian viscous ice of finite depth. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science*, 466(2121), s. 2673-2694. doi: 10.1098/rspa.2010.0017.
- GALLAGHER, J., BRAATEN, A., HOVLAND, M. & KEMP, A. Use of an interpretation Station for the Study of Shallow Gas Sands on Haltenbanken, ". I: NPF Conference "Shallow Gas and Leaky Reservoirs," Stavanger, April, 1989, s. 10-11.
- GATAULLIN, V., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2001. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea. *Global and Planetary Change*, 31(1-4), s. 453-474. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00135-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00135-7).
- GRAHAM, A. G. C., LARTER, R. D., GOHL, K., HILLENBRAND, C.-D., SMITH, J. A. & KUHN, G. 2009. Bedform signature of a West Antarctic palaeo-ice stream reveals a multi-temporal record of flow and substrate control. *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), s. 2774-2793. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.003>.

- GUDLAUGSSON, S., FALEIDE, J., JOHANSEN, S. & BREIVIK, A. 1998. Late Palaeozoic structural development of the south-western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 15(1), s. 73-102.
- HALD, M., SÆTTEM, J. & NESSE, E. 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal, amino acid and radiocarbon evidence. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(4), s. 241-257.
- HART, J. K. 1994. Proglacial glaciotectonic deformation at Melabakkar-Ásbakkar, west Iceland. *Boreas*, 23(2), s. 112-121. doi: 10.1111/j.1502-3885.1994.tb00592.x.
- HENRIKSEN, E., BJØRNSETH, H., HALS, T., HEIDE, T., KIRYUKHINA, T., KLØVJAN, O., LARSSSEN, G., RYSETH, A., RØNNING, K. & SOLLID, K. 2011b. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), s. 271-281.
- HENRIKSEN, E., RYSETH, A., LARSSSEN, G., HEIDE, T., RØNNING, K., SOLLID, K. & STOUPAKOVA, A. 2011a. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implications for petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), s. 163-195.
- HEROY, D. C. & ANDERSON, J. B. 2005. Ice-sheet extent of the Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum (LGM)—Insights from glacial geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), s. 1497-1512. doi: 10.1130/b25694.1.
- HILL, J. C., GAYES, P. T., DRISCOLL, N. W., JOHNSTONE, E. A. & SEDBERRY, G. R. 2008. Iceberg scours along the southern U.S. Atlantic margin. *Geology*, 36(6), s. 447-450. doi: 10.1130/g24651a.1.
- HOVLAND, M., GARDNER, J. V. & JUDD, A. G. 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2(2), s. 127-136. doi: 10.1046/j.1468-8123.2002.00028.x.
- HOWAT, I. M., JOUGHIN, I. & SCAMBOS, T. A. 2007. Rapid Changes in Ice Discharge from Greenland Outlet Glaciers. *Science*, 315(5818), s. 1559-1561. doi: 10.1126/science.1138478.
- HUSTOFT, S., BÜNZ, S., MIENERT, J. & CHAND, S. 2009. Gas hydrate reservoir and active methane-venting province in sediments on < 20 Ma young oceanic crust in the Fram Strait, offshore NW-Svalbard. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1), s. 12-24.
- HUUSE, M. & LYKKE-ANDERSEN, H. 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews*, 19(12), s. 1233-1253. doi: 10.1016/s0277-3791(99)00103-1.
- JAKOBSSON, M., MAYER, L., COAKLEY, B., DOWDESWELL, J. A., FORBES, S., FRIDMAN, B., HODNESDAL, H., NOORMETS, R., PEDERSEN, R., REBESCO, M., SCHENKE, H. W., ZARAYSKAYA, Y., ACCETTELLA, D., ARMSTRONG, A., ANDERSON, R. M., BIENHOFF, P., CAMERLENGHI, A., CHURCH, I., EDWARDS, M., GARDNER, J. V., HALL, J. K., HELL, B., HESTVIK, O., KRISTOFFERSEN, Y., MARCUSSEN, C., MOHAMMAD, R., MOSHER, D., NGHIEM, S. V., PEDROSA, M. T., TRAVAGLINI, P. G. & WEATHERALL, P. 2012. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett.*, 39(12), s. L12609. doi: 10.1029/2012GL052219.
- JESSEN, S. P., RASMUSSEN, T. L., NIELSEN, T. & SOLHEIM, A. 2010. A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000–0 cal years BP. *Quaternary Science Reviews*, 29(9–10), s. 1301-1312. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.02.020.
- JUDD, A. G. & HOVLAND, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12(10), s. 1081-1095. doi: 10.1016/0278-4343(92)90070-z.
- JUNTTILA, J., AAGAARD-SØRENSEN, S., HUSUM, K. & HALD, M. 2010. Late Glacial–Holocene clay minerals elucidating glacial history in the SW Barents Sea. *Marine Geology*, 276(1–4), s. 71-85. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.009>.
- KAMB, B. 2001. Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in lubrication of their rapid motion. *Antarctic Research Series*, 77, s. 157-199.
- KHAN, M., I. 2013. Ice stream dynamics inferred from seismic geomorphology from the Bjørnøyrenna and Nordkappbanken area, SW Barents Sea. *Fakultet for Naturvitenskap og Teknologi, Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø*.



- 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(8), s. 585-588.
- KLEMAN, J., HÄTTESTRAND, C., STROEVEN, A. P., JANSSON, K. N., DE ANGELIS, H. & BORGSTRÖM, I. 2006. Reconstruction of Palaeo-Ice Sheets - Inversion of their Glacial Geomorphological Record. I: *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing, s. 192-198. Tilgjengelig: <http://dx.doi.org/10.1002/9780470750636.ch38>. doi: 10.1002/9780470750636.ch38.
- KNIES, J., MATTHIESSEN, J., VOGT, C., LABERG, J. S., HJELSTUEN, B. O., SMELROR, M. & LARSEN, E. 2009. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea-Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 28(9-10), s. 812-829.
- KOYI, H., TALBOT, C. J. & TØRUDBAKKEN, B. O. 1993. Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: analogue modelling. *Tectonophysics*, 228(3-4), s. 167-187. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90339-L](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(93)90339-L).
- KRISTENSEN, L., BENN, D. I., HORMES, A. & OTTESEN, D. 2009. Mud aprons in front of Svalbard surge moraines: Evidence of subglacial deforming layers or proglacial glaciotectonics? *Geomorphology*, 111(3-4), s. 206-221. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.04.022>.
- LABERG, J. S., ANDREASSEN, K., KNIES, J., VORREN, T. O. & WINSBORROW, M. 2010. Late Pliocene-Pleistocene development of the Barents Sea ice sheet. *Geology*, 38(2), s. 107.
- LABERG, J. S., ANDREASSEN, K. & VORREN, T. O. 2012. Late Cenozoic erosion of the high-latitude southwestern Barents Sea shelf revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 124(1-2), s. 77-88. doi: 10.1130/b30340.1.
- LANDVIK, J. Y., BONDEVIK, S., ELVERHØI, A., FJELDSKAAR, W., MANGERUD, J. A. N., SALVIGSEN, O., SIEGERT, M. J., SVENDSEN, J.-I. & VORREN, T. O. 1998. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration. *Quaternary Science Reviews*, 17(1-3), s. 43-75. doi: 10.1016/s0277-3791(97)00066-8.
- LARSEN, E., ANDREASSEN, K., NILSSEN, L. & RAUNDALEN, S. 2003. *The prospectivity of the Barents Sea: Ice ages, erosion and tilting of traps*. NGU Report.
- LARSEN, E., KJÆR, K. H., DEMIDOV, I. N., FUNDER, S., GRØSFJELD, K., HOUMARK-NIELSEN, M., JENSEN, M., LINGE, H. & LYSA, A. 2006. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35(3), s. 394-424. doi: 10.1080/03009480600781958.
- LIEN, R. 1983. Iceberg scouring on the Norwegian continental shelf. *Continental Shelf Institute, Norway, Publication*, 109.
- LINTON, D. L. 1963. The Forms of Glacial Erosion. *Transactions and Papers (Institute of British Geographers)*(33), s. 1-28. doi: 10.2307/620998.
- LOWE, A. L. & ANDERSON, J. B. 2003. Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 49(164), s. 125-138. doi: 10.3189/172756503781830971.
- LØNNE, I. 2001. Dynamics of marine glacier termini read from moraine architecture. *Geology*, 29(3), s. 199-202. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0199:domgtr>2.0.co;2.
- LØSETH, H., GADING, M. & WENSAAS, L. 2009. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), s. 1304-1319. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.09.008.
- LØSETH, H., LIPPARD, S., SÆTTEM, J., FANAVOLL, S., FJERDINGSTAD, V., LEITH, T., RITTER, U., SMELROR, M. & SYLTA, Ø. 1992. Cenozoic uplift and erosion of the Barents Sea—evidence from the Svalis Dome area. *Arctic Geology and Petroleum Potential: Norwegian Petroleum Society, Special Publication*(2), s. 643-664.
- MARFURT, K. J., SCHEET, R. M., SHARP, J. A. & HARPER, M. G. 1998. Suppression of the acquisition footprint for seismic sequence attribute mapping. *Geophysics*, 63(3), s. 1024-1035.
- MATTINGSDAL, R. 2008. Glacial geomorfologi og deglasiasjon av Nordkappbanken-området, sørvestlige Barentshav, basert på 3D og 2D - seismiske data. . *Fakultet for Naturvitenskap og Teknologi, Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø*.

- MIDTBØ, M. 2000. Studier av Kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshavet ved bruk av tre-dimensjonale seismiske data. *Hovedfagsoppgave. Universitetet i Tromsø*, s. 136.
- 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(17–18), s. 2177-2196. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.12.013>.
- NESJE, A. 1995. Brelære. *HøyskoleForlaget*.
- NILSEN, K. T., VENDEVILLE, B. C. & JOHANSEN, J.-T. 1996. Influence of regional tectonics on halokinesis in the Nordkapp Basin, Barents Sea. *AAPG Memoir*, 65, s. 413-436.
- NPD. 2009. <http://www.npd.no/en/Topics/Geology/Temaartikler/Structure-elements/>. www.npd.no [22.01 2013].
- Ó COFAIGH, C. 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, 20(1), s. 1-19. doi: 10.1177/030913339602000101.
- Ó COFAIGH, C., DOWDESWELL, J. A., EVANS, J. & LARTER, R. D. 2008. Geological constraints on Antarctic palaeo-ice-stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(4), s. 513-525. doi: 10.1002/esp.1669.
- Ó COFAIGH, C., EVANS, D. J. A. & SMITH, I. R. 2010. Large-scale reorganization and sedimentation of terrestrial ice streams during late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet deglaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5-6), s. 743-756. doi: 10.1130/b26476.1.
- Ó COFAIGH, C., LARTER, R. D., DOWDESWELL, J. A., HILLENBRAND, C.-D., PUDSEY, C. J., EVANS, J. & MORRIS, P. 2005. Flow of the West Antarctic Ice Sheet on the continental margin of the Bellingshausen Sea at the Last Glacial Maximum. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11), s. B11103. doi: 10.1029/2005JB003619.
- OTTESEN, D. & DOWDESWELL, J. A. 2006. Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F1), s. F01016. doi: 10.1029/2005JF000330.
- OTTESEN, D., DOWDESWELL, J. A. & RISE, L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N). *Geological Society of America Bulletin*, 117(7-8), s. 1033-1050. doi: 10.1130/b25577.1.
- 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(9–10), s. 922-940. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.014>.
- OTTESEN, D. A. G., 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(3), s. 286-306. doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.tb01251.x.
- PARISH, T. R. & BROMWICH, D. H. 1991. Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime. *Journal of Climate*, 4(2), s. 135-146. doi: 10.1175/1520-0442(1991)004<0135:CSSOTA>2.0.CO;2.
- PAYNE, A. J. & DONGELMANS, P. W. 1997. Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), s. 12219-12233. doi: 10.1029/97JB00513.
- POWELL, R. D. & ALLEY, R. B. 1997. Grounding-line systems: processes, glaciological inferences and the stratigraphic record. *Antarctic Research Series*, 71, s. 169-187.
- POWELL, R. D. & DOMACK, E. W. 1995. Modern glaciomarine environments In: *Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments*. Vol. 1 (Ed. by J. Menzies), s. 445–486.
- PRAEG, D. 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), s. 273-298. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.001>.
- PRITCHARD, H. D., ARTHURN, R. J., VAUGHAN, D. G. & EDWARDS, L. A. 2009. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461(7266), s. 971-975.

- RAFAELSEN, B. 2000. Studier av kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshavet basert på tre-dimensjonale seismiske data. . *Hovedfagsoppgave. Universitetet i Tromsø.* , s. 173.
- RAFAELSEN, B., ANDREASSEN, K., KUILMAN, L. W., LEBESBYE, E., HOGSTAD, K. & MIDTBØ, M. 2002. Geomorphology of buried glacial horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data. *Geological Society, London, Special Publications*, 203(1), s. 259-276. doi: 10.1144/gsl.sp.2002.203.01.14.
- REINARDY, B. T. I., LARTER, R. D., HILLENBRAND, C.-D., MURRAY, T., HIEMSTRA, J. F. & BOOTH, A. D. 2011. Streaming flow of an Antarctic Peninsula palaeo-ice stream, both by basal sliding and deformation of substrate. *Journal of Glaciology*, 57(204), s. 596-608. doi: 10.3189/002214311797409758.
- RICHARDSEN, G., VORREN, T. O. & TØRUDBAKKEN, B. O. 1993. Post-Early Cretaceous uplift and erosion in the southern Barents Sea: a discussion based on analysis of seismic interval velocities. *Norsk geologisk tidsskrift*, 73(1), s. 3-20.
- RICHARDSEN, M. 2013. Geomorfologi av glasiere sedimenter basert på 3D seismikk fra Nordkappbanken, SV Barentshav. *Fakultet for Naturvitenskap og Teknologi, Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø.*
- RIGGS, N. P., THANGAM BABU, P. V., SULLIVAN, M. A. & RUSSELL, W. E. 1980. Iceberg drift observations in Lancaster Sound. *Cold Regions Science and Technology*, 1(3-4), s. 283-291. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0165-232X\(80\)90056-7](http://dx.doi.org/10.1016/0165-232X(80)90056-7).
- ROBINSON, P. & DOWDESWELL, J. A. 2011. Submarine landforms and the behavior of a surging ice cap since the last glacial maximum: The open-marine setting of eastern Austfonna, Svalbard. *Marine Geology*, 286(1-4), s. 82-94. doi: 10.1016/j.margeo.2011.06.004.
- RÜTHER, D. C., MATTINGSDAL, R., ANDREASSEN, K., FORWICK, M. & HUSUM, K. 2011. Seismic architecture and sedimentology of a major grounding zone system deposited by the Bjørnøyrenna Ice Stream during Late Weichselian deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), s. 2776-2792. doi: 10.1016/j.quascirev.2011.06.011.
- SHAW, J., PUGIN, A. & YOUNG, R. R. 2008. A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations. *Geomorphology*, 102(3-4), s. 364-375. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.005>.
- SIEGERT, M. J. & DOWDESWELL, J. A. 2002. Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modelling. *Marine Geology*, 188(1-2), s. 109-127. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00277-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00277-3).
- ŚLUBOWSKA-WOLDENGEN, M., KOÇ, N., RASMUSSEN, T. L., KLITGAARD-KRISTENSEN, D., HALD, M. & JENNINGS, A. E. 2008. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), s. 1476-1492. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>.
- SMELROR, M., PETROV, O., LARSEN, G. B. & WERNER, S. 2009. Geological History of the Barents Sea. *Geological Survey of Norway, Trondheim.*
- SMITH, A. M. & MURRAY, T. 2009. Bedform topography and basal conditions beneath a fast-flowing West Antarctic ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 28(7-8), s. 584-596. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.010>.
- SMITH, A. M., MURRAY, T., NICHOLLS, K. W., MAKINSON, K., AÐALGEIRSDÓTTIR, G., BEHAR, A. E. & VAUGHAN, D. G. 2007. Rapid erosion, drumlin formation, and changing hydrology beneath an Antarctic ice stream. *Geology*, 35(2), s. 127-130. doi: 10.1130/g23036a.1.
- SOLHEIM, A. & KRISTOFFERSEN, Y. 1984. The physical environment, Western Barents Sea; Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. *Nor. Polarinst. Skr*, 179(B), s. 26.
- STEFFENS, G., SHIPP, R., PRATHER, B., NOTT, J., GIBSON, J. & WINKER, C. 2004. The use of near-seafloor 3D seismic data in deepwater exploration and production. *Geological Society, London, Memoirs*, 29(1), s. 35-43.



- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. 1999. Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28(1), s. 67-74. doi: 10.3189/172756499781821625.
- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. 2002. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31(3), s. 239-249. doi: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01070.x.
- STOKES, C. R., CLARK, C. D. & STORRAR, R. 2009. Major changes in ice stream dynamics during deglaciation of the north-western margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 28(7-8), s. 721-738. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.07.019.
- STOKES, C. R., FOWLER, A. C., CLARK, C. D., HINDMARSH, R. C. A. & SPAGNOLO, M. 2013. The instability theory of drumlin formation and its explanation of their varied composition and internal structure. *Quaternary Science Reviews*, 62(0), s. 77-96. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.011>.
- STOKES, C. R. & TARASOV, L. 2010. Ice streaming in the Laurentide Ice Sheet: A first comparison between data-calibrated numerical model output and geological evidence. *Geophysical Research Letters*, 37(1), s. L01501. doi: 10.1029/2009GL040990.
- SVENDSEN, J. I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V. I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J. A., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H. W., INGÓLFSSON, Ó., JAKOBSSON, M., KJÆR, K. H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J. P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M. J., SPIELHAGEN, R. F. & STEIN, R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), s. 1229-1271. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.
- SYVITSKI, J. P. M., STEIN, A. B., ANDREWS, J. T. & MILLIMAN, J. D. 2001. Icebergs and the Sea Floor of the East Greenland (Kangerlussuaq) Continental Margin. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(1), s. 52-61.
- SÆTTEM, J. 1990. Glaciotectonic forms and structures on the Norwegian continental shelf: observations, processes and implications. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(2), s. 81-94.
- SÆTTEM, J. 1994. Glaciotectonic structures along the southern Barents shelf margin. C.R. Warren, D.C. Croot (Eds.), *Formation and Deformation of Glacial Deposits*, Balkema, Rotterdam (1994), s. 95-113.
- SÆTTEM, J. & HAMBORG, M. 1987. *The geological implications of the upper seismic unit, southeastern Barents Sea*. Serie: 1987, b. 3.
- SÆTTEM, J., RISE, L. & WESTGAARD, D. A. 1992. Composition and properties of glacial sediments in the southwestern Barents Sea. *Marine Geotechnology*, 10(3-4), s. 229-255. doi: 10.1080/10641199109379893.
- TULACZYK, S., KAMB, W. B. & ENGELHARDT, H. F. 2000. Basal mechanics of Ice Stream B, west Antarctica: 1. Till mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1), s. 463-481. doi: 10.1029/1999JB900329.
- TULACZYK, S. M., SCHERER, R. P. & CLARK, C. D. 2001. A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative treatment. *Quaternary International*, 86(1), s. 59-70. doi: 10.1016/s1040-6182(01)00050-7.
- VASSMYR, S. & VORREN, T. 1990. Clast petrography and stratigraphy in Late Quaternary sediments in the southwestern Barents Sea. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(2), s. 95-110.
- VAUGHAN, D. G., CORR, H. F. J., SMITH, A. M., PRITCHARD, H. D. & SHEPHERD, A. 2008. Flow-switching and water piracy between Rutford Ice Stream and Carlson Inlet, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 54(184), s. 41-48. doi: 10.3189/002214308784409125.
- VORREN, T. O., HALD, M. & LEBESBYE, E. 1988. Late Cenozoic environments in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3(5), s. 601-612.
- VORREN, T. O. & KRISTOFFERSEN, Y. 1986. Late Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. *Boreas*, 15(1), s. 51-59.
- VORREN, T. O. & LABERG, J. S. 1996. Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. *Geological Society, London, Special Publications*, 111(1), s. 303-321. doi: 10.1144/gsl.sp.1996.111.01.20.

- VORREN, T. O., LANDVIK, J. Y., ANDREASSEN, K. & LABERG, J. S. 2011. Chapter 27 - Glacial History of the Barents Sea Region. I: JÜRGEN EHLERS, P. L. G. & PHILIP, D. H. (red.). *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, s. 361-372. Tilgjengelig: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444534477000271>. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00027-1>.
- VORREN, T. O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. B. 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85(2-4), s. 251-272. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90156-4](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(89)90156-4).
- VORREN, T. O., LEBESBYE, E. & LARSEN, K. B. 1990. Geometry and genesis of the glacigenic sediments in the southern Barents Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), s. 269-288. doi: 10.1144/gsl.sp.1990.053.01.15.
- VORREN, T. O., RICHARDSEN, G., KNUITSEN, S. M. & HENRIKSEN, E. 1991. Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8(3), s. 317-340.
- WELLNER, J. S., HEROY, D. C. & ANDERSON, J. B. 2006. The death mask of the antarctic ice sheet: Comparison of glacial geomorphic features across the continental shelf. *Geomorphology*, 75(1-2), s. 157-171. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.05.015.
- WINSBORROW, M., ANDREASSEN, K., CORNER, G. D. & LABERG, J. S. 2010. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 29(3-4), s. 424-442.
- WINSBORROW, M. C. M., STOKES, C. R. & ANDREASSEN, K. 2012. Ice-stream flow switching during deglaciation of the southwestern Barents Sea. *Geological Society of America Bulletin*.
- WOODWORTH-LYNAS, C. M. T., JOSENHANS, H. W., BARRIE, J. V., LEWIS, C. F. M. & PARROTT, D. R. 1991. The physical processes of seabed disturbance during iceberg grounding and scouring. *Continental Shelf Research*, 11(8-10), s. 939-961. doi: 10.1016/0278-4343(91)90086-l.
- WOODWORTH-LYNAS, C. M. T., SIMMS, A. & RENDELL, C. M. 1985. Iceberg grounding and scouring on the Labrador Continental Shelf. *Cold Regions Science and Technology*, 10(2), s. 163-186. doi: 10.1016/0165-232x(85)90028-x.







