



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**SEN KENOZOISK SEDIMENTASJONSMILJØ PÅ
KONTINENTALMARGINEN UTENFOR TROMS**

Tom Arne Rydningen

April, 2010

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**SEN KENOZOISK SEDIMENTASJONSMILJØ PÅ
KONTINENTALMARGINEN UTENFOR TROMS**

Tom Arne Rydningen

April, 2010

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

SAMMENDRAG

Batymetriske og seismiske data er analysert for å utrede den senkenozoiske utviklingen av kontinentalmarginen utenfor Troms.

Prograderende kiler av glasigene avsetninger er identifisert nær munningen av de glasi- traueene Andfjorden og Malangsdjupet. En seismisk stratigrafi med to hovedenheter, S1 og S2, er definert. Enhet S2 viser hovedsakelig et prograderende mønster mot nordvest, mens S1 er aggraderende på kontinentalhylla og prograderende på skråninga. En utviklingsmodell for studieområdet er utledet, der en tidlig (glasi-)fluvial fase er etterfulgt av en fase karakterisert av større isdekker som nådde ut til eggakanten gjentatte ganger.

Landformer på havbunnen er beskrevet og genesen til disse er tolket. Tre grupper av landformer er identifisert: subglasi-ale formelementer, formelementer dannet ved breanden, og post-glasi-ale formelementer. Under siste glasi-ale maksimum beveget isstrømmer seg i traueene, mens bankene var okkupert av en mer passiv is. Deglasi-asjonen av studieområdet var trolig hurtig i traueene, da megaskala glasi-ale lineasjoner er godt bevart på havbunnen. Lineasjonene er overlagret av avsetninger som viser noen stopp eller mindre fremrykk under tilbaketrekningen. Forekomsten av en serie frontavsetninger på banken tyder på at tilbaketrekningen var langsommere her. Etter at området var deglasiert har havstrømmer og vertikal migrasjon av fluider modifisert havbunnen.

FORORD

Masteroppgaven nærmer seg slutten, og det er på tide å se litt tilbake. Gjennomføringen av oppgaven har vært en krevende, lærerik, og inspirerende prosess. Mange burde takkes, og noen blir garantert glemt. Jeg vil likevel gjøre et forsøk:

Først og fremst rettes en stor takk til mine veiledere professor Tore Ola Vorren, dr. Jan Sverre Laberg og dr. Liv Plassen. Takk for gode råd og kritikk underveis, og for at kontor og telefonlinjer alltid har vært åpne.

Takk til Statens Kartverk for batymetridataene dere har stilt til rådighet til denne oppgaven, takk til Forsvarets forskningsinstitutt for tilgang til høyoppløselige seismiske data og takk også til TGS Nopec for multikanals seismiske data.

Takk til mine foreldre og øvrige familie for søndagsmiddager opptil flere ganger i uka. Min kjære samboer fortjener og en stor takk for all støtte gjennom studietida.

Takk til Iver og Tine for konstruktiv kritikk og annen hjelp, og takk til Jan P. Holm og Rune Mattingsdal for hjelp med tekniske utfordringer.

Til slutt en stor takk til alle mine medstudenter på brakka, spesielt dere som hjalp til i slutfasen.

Tom Arne Rydningen

April 2010

INNHALDSFORTEGNELSE

1	<i>Innledning</i>	1
1.1	Formål og prosjekttilknytning	1
1.2	Studieområdet	2
2	<i>Bakgrunn</i>	4
2.1	Kontinentalmarginens morfologi.....	4
2.2	Prograderende kiler	6
2.3	Pre-glasial utvikling av kontinentalmarginen	9
2.4	Glasiasjonshistorie	11
2.4.1	Eldre glasiasjoner.....	11
2.4.2	Den siste istiden – weichsel (117 -11,5 ka).....	12
2.5	Paleo-isstrømmer under den siste istiden	14
2.6	Deglasiasjonen av Andfjordområdet.....	14
2.7	Havstrømmer under deglasiasjonen og i dag	17
2.8	Moderne sedimentfordeling	18
3	<i>Materiale og metoder</i>	20
3.1	Datagrunnlag.....	20
3.2	Batymetriske data	21
3.2.1	Artefakter	21
3.3	Seismiske data	22
3.3.1	Artefakter	23
3.4	Programvare.....	24
3.4.1	Petrel	24
3.4.1.1	Seismisk tolkning.....	24
3.4.1.2	Generering av overflater i Petrel.....	25
3.4.1.3	Generering av havbunnen fra batymetriske punkter	25
3.4.1.4	Isokronkart.....	26
3.4.1.5	Isopakkart	26
3.4.1.6	Dipkart.....	26
3.4.2	ArcGis: ArcMap.....	26
3.4.3	CorelDraw.....	26

4	<i>Geomorfologi</i>	27
4.1	Førsteordens formelementer på kontinentalhylla	27
4.1.1	Glasiale trau	30
4.1.1.1	Andfjorden.....	30
4.1.1.2	Malangsdjupet	32
4.1.1.3	Fallbakdjupet	32
4.1.1.4	Ringvassdjupet.....	32
4.1.2	Glasiale banker.....	33
4.1.2.1	Sveinsgrunnen	33
4.1.2.2	Malangsgrunnen	33
4.2	Andreordens formelementer	34
4.2.1	Megaskala glasiale lineasjoner.....	34
4.2.2	Trauparallele rygger.....	35
4.2.3	Kurvede rygger	37
4.2.4	Buete rygger.....	37
4.2.5	Sidemorener	38
4.2.6	Frontavsetninger i traueene.....	39
4.2.7	Frontavsetninger på Sveinsgrunnen	41
4.2.8	De Geermorener	42
4.2.9	Pløyespor.....	42
4.2.10	Isfjellgroper.....	43
4.2.11	Sanddekker og sedimentbølger	44
4.2.12	Pockmarks.....	45
5	<i>Seismisk stratigrafi</i>	65
5.1	Hovedreflektorer	65
5.1.1	Rp: Bunn av prograderende kile	65
5.1.2	URU: Øvre regionale inkonformitetsflate.....	66
5.2	Seismiske enheter	72
5.2.1	Enhet S1	72
5.2.2	Enhet S2.....	79
6	<i>Diskusjon</i>	92
6.1	Sen kenozoisk utvikling av kontinentalmarginen utenfor Troms	92
6.1.1	Prograderende kiler	92
6.1.2	Avsetning av enhet S1.....	96
6.1.3	Avsetning av enhet S2.....	101
6.2	Landformer fra siste glasiale maksimum, deglasiasjonen og holocen	104

6.2.1	Subglasiale formelementer	104
6.2.1.1	Megaskala glasiiale lineasjoner	104
6.2.1.2	Trauparallele rygger	106
6.2.2	Formelementer dannet ved breranden	109
6.2.2.1	Kurvede rygger	109
6.2.2.2	Buete rygger	111
6.2.2.3	Sidemorener.....	114
6.2.2.4	Frontavsetninger i traueene	118
6.2.2.5	Frontavsetninger på Sveinsgrunnen.....	120
6.2.2.6	De Geermorener.....	124
6.2.2.7	Pløyesper	125
6.2.2.8	Isfjellgroper	126
6.2.3	Post-glasiiale formelementer.....	128
6.2.3.1	Sanddekker og sedimentbølger.....	128
6.2.3.2	Pockmarks	131
6.3	Siste glasiiale maksimum, deglasiasjonen og holocen	132
6.3.1	Siste glasiiale maksimum	132
6.3.2	Deglasiasjonen	136
6.3.3	Holocen.....	140
7	<i>Konklusjon</i>.....	141
8	<i>Referanser</i>.....	143

1 INNLEDNING

1.1 FORMÅL OG PROSJEKTTILKNYTNING

Formålet med denne oppgaven kan summeres opp i fire punkter:

- 1) Identifisere senkenozoiske avsetninger på kontinentalmarginen utenfor Troms
- 2) Gjøre en seismisk faciesanalyse av disse avsetningene og foreslå genese og sedimentasjonsmiljø
- 3) Identifisere glasiale og postglasiale landformer på havbunnen, og diskutere avsetningenes opprinnelse og utlede paleomiljøet da de ble avsatt
- 4) Diskutere avsetningene i forhold til glasieringshistorien med vekt på siste glasiale maksimum, deglasiasjonen og holocen

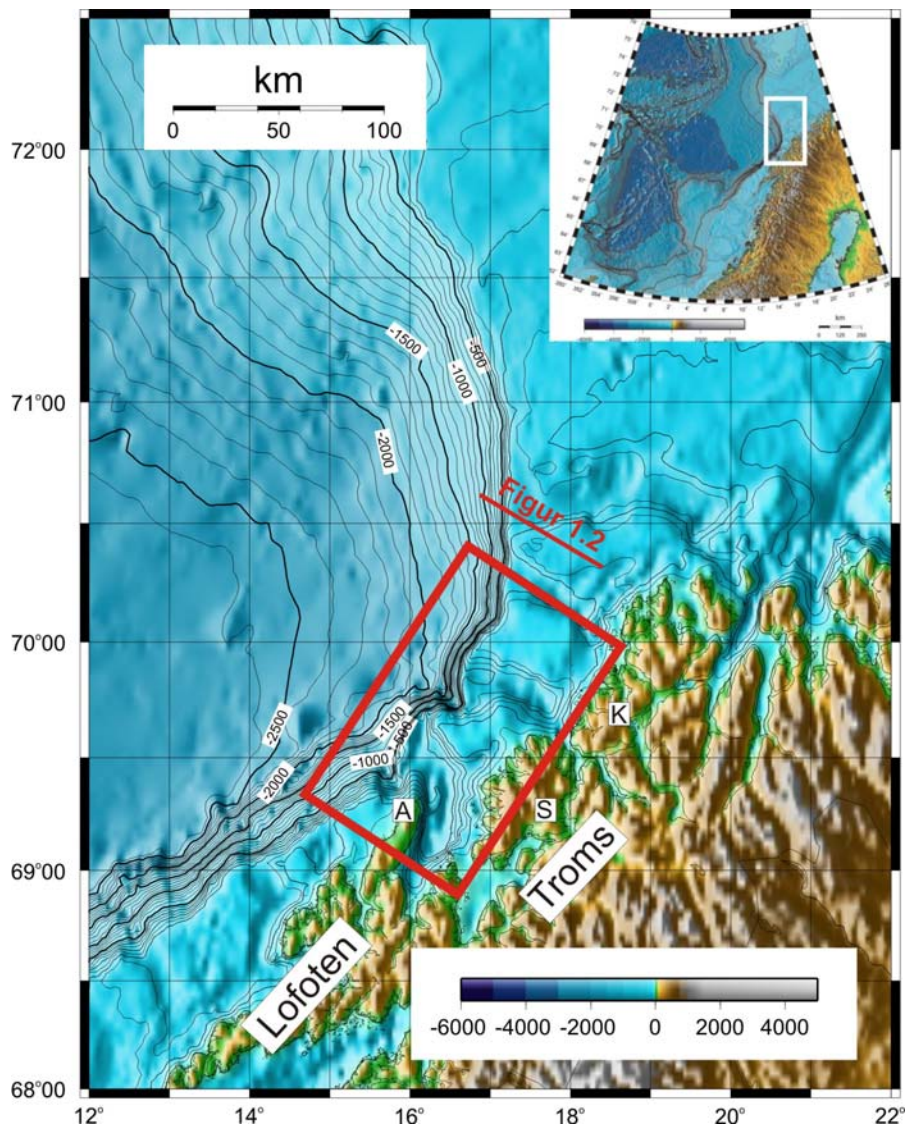
Datagrunnlaget for oppgaven er multikanals og enkanals seismiske data samt batymetriske data. I tillegg er tilgjengelige seismiske data forsøkt benyttet til korrelering av stratigrafien i studieområdet til den etablerte seismiske stratigrafi i det sørvestlige Barentshav (Faleide et al., 1996; Ryseth et al., 2003; Knies et al., 2009).

Arbeidet er en del av DEMOCEN-prosjektet (Depositional Models for Cenozoic Sandy Systems) som er finansiert av Norges Forskningsråd og Statoil. Forskningsprosjektet har fokus på kenozoiske prosesser på kontinentalmarginen utenfor Nord-Norge og det sørvestlige Barentshav. Universitetene i Tromsø, Bergen og Moskva deltar i prosjektet.

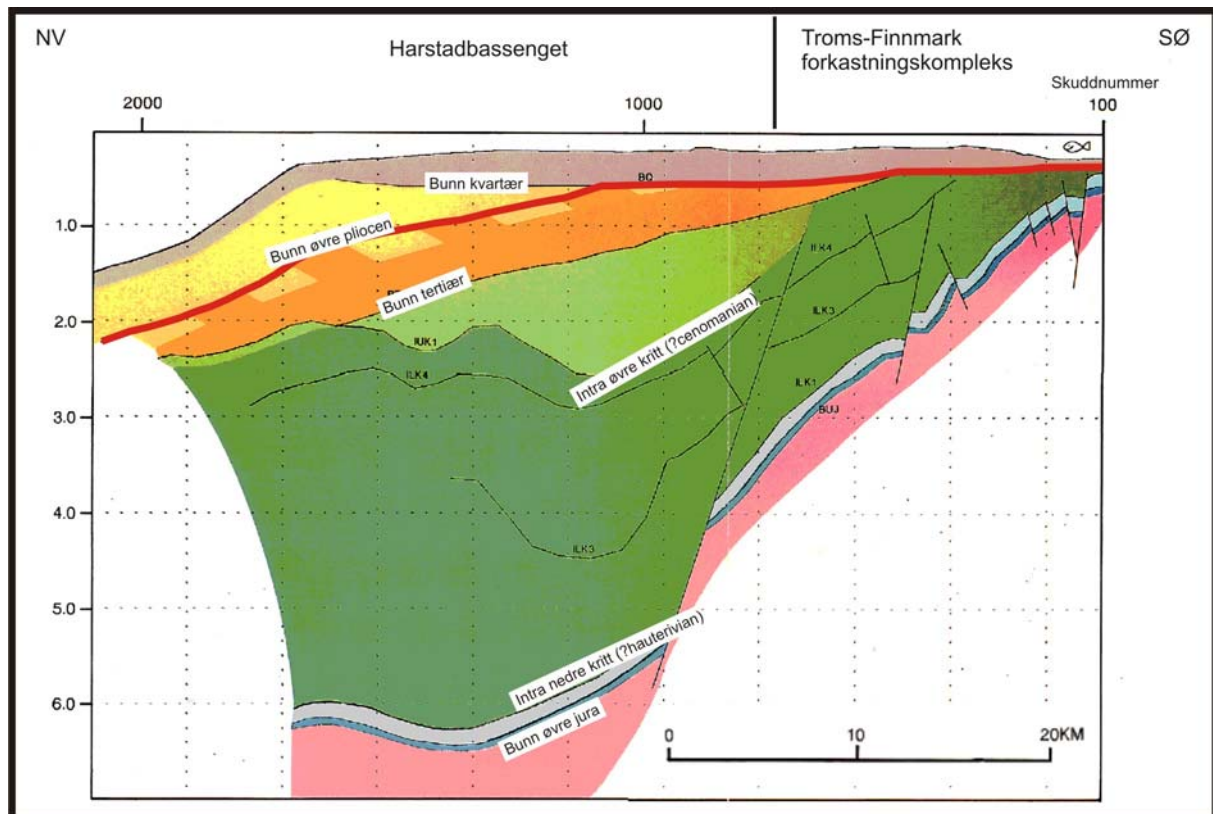
1.2 STUDIEOMRÅDET

Studieområdet er kontinentalsokkelen vest for Senja og Kvaløya utenfor Troms, mellom Barentshavsmarginen i nord og Lofoten-Vesterålen-marginen i sør (mellom 69°00'-70°50'N og 15°-18°Ø) (Figur 1-1). Området har en omtrentlig utstrekning på $1 \cdot 10^4$ km².

Studieområdet dekker i hovedsak kontinentalhylla. Vanddypet her varierer mellom 40-515 meter. Strukturgeologisk ligger studieområdet i Harstadbassenget (Gabrielsen et al., 1990) (Figur 1-2). I denne oppgaven vil de øverste delene av stratigrafien beskrives og tolkes, det vil si lagpakken over det som Gabrielsen et al. (1990) definerer som refleksjonen fra avsetningene fra bunn øvre pliocen og bunn kvartær, på henholdsvis skråning/ytre hylle og indre hylle (Figur 1-2).



Figur 1-1: Batymetriske kart som viser lokaliseringen av studieområdet (rød ramme). Hvit ramme i oversiktskart øverst til høyre viser lokalisering av figur. Rød linje er lokalisering av seismisk linje vist i Figur 1-2. A = Andøya, K = Kvaløya, S = Senja.



Figur 1-2: Tolkning av seismisk linje med stratigrafi for studieområdet utarbeidet av Gabrielsen et al. (1990). Bunn av lagpakken som er studert i denne oppgaven er uthevet med rød. For lokalisering av linje se Figur 1-1. Modifisert fra Gabrielsen et al. (1990).

2 BAKGRUNN

2.1 KONTINENTALMARGINENS MORFOLOGI

Den norske kontinentalmarginen er en passiv kontinentalmargin som strekker seg fra 62°N til 82°N. Vest for marginen ligger de dypmarine sedimentbassengene i Norske-Grønlandshavet. Kontinentalmarginen består av kontinentalhylla og skråninga ned mot dyphavet. Sokkelen og skråninga varierer i størrelse og form. Den smaleste delen av kontinentalhylla befinner seg utenfor Lofoten og Vesterålen (minimumsbredde 10 km) og utenfor Møre (minimumsbredde 65 km). Generelt er de smaleste områdene de som er grunnest og som har brattest skråning (Vorren et al., 1998).

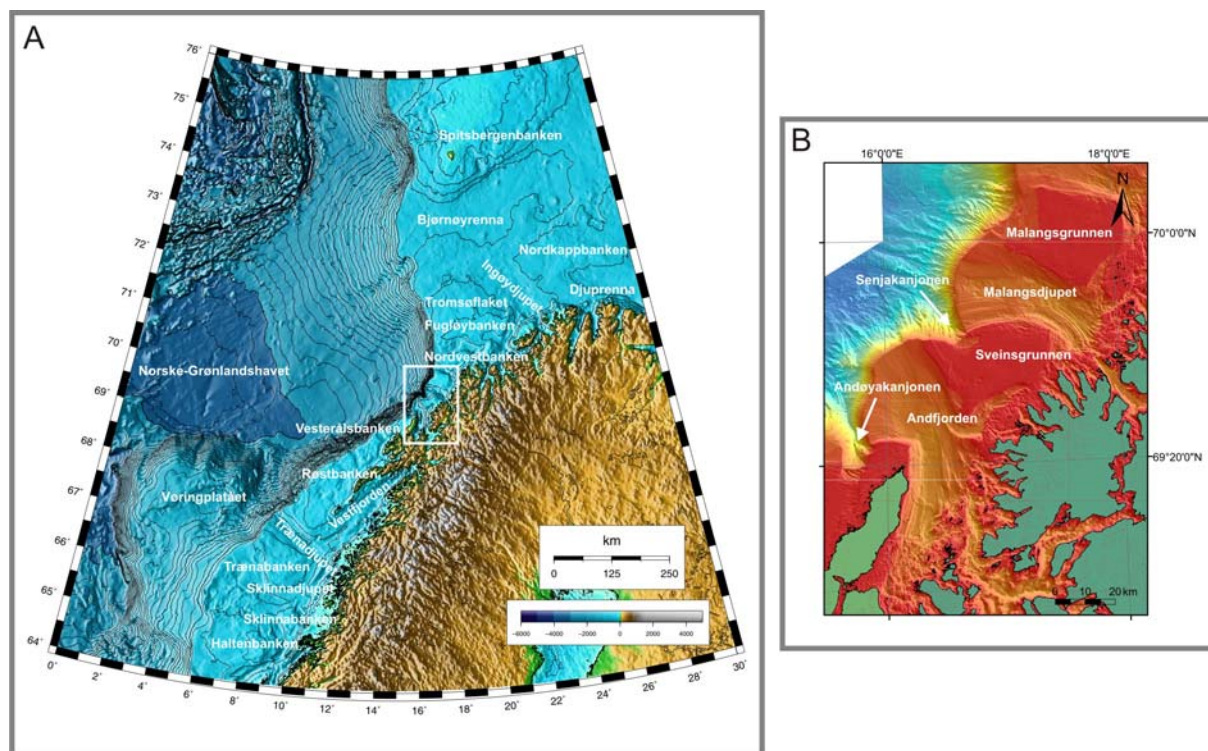
Marginen utenfor Midt-Norge (65°N-67°30') er opptil 200 km bred og eggakanten ligger ved 300-400 m vanndybde. Flere dype transverse trau har en bredde på opp mot 100 km og en vanndybde på over 450 m. Disse er separert fra grunnere banker med en vanndybde på opptil 150 m. Øvre del av skråninga er svakt hellende, med en gradient på $< 2^\circ$ i områder som ikke er påvirket av ras av holocen alder. Et marginalt platå, Vøringplatået, skiller seg fra omkringliggende morfologi (Figur 2-1). Vanndybden her er 1200-1400 m, mens dyphavs-bassengene Norske- og Lofotenbassenget har en vanndybde på over 3000 m.

Morfologien på kontinentalhylla i studieområdet er karakterisert ved to grunne banker: Malangsgrunnen og Sveinsgrunnen, samt to dype trau: Malangsdjupet og Andfjorden (Figur 2-1). Bankene har en relativt flat topografi og en vanndybde på 30-170 m. Trauene har en avlang form og er mellom 20-40 km brede og 80-515 m dype. Orienteringen til trauene varierer fra NV-SØ (Malangsdjupet) til tilnærmet N-S (Andfjorden). I trauene forekommer storskala glasiale lineasjoner som er parallelle med lengderetningen til trauene. På tvers av trauene forekommer det endemorener flere plasser. Foran trauene forekommer det submarine vifter, i likhet med viftene som observeres langs den vestlige Barentshavsmarginen (Faleide et al., 1996; Solheim et al., 1998).

Morfologien til kontinentalskråninga i studieområdet er ikke kjent i detalj. Unntakene er Andøyakanjonen og Andøyaset som ligger henholdsvis sørvest og vest i studieområdet. Bakveggen av Andøyakanjonen er omtrent 7 km bred og kanjonen er konveks i lengdeprofil. Den vestre sideveggen til kanjonen har en kompleks morfologi, mens den østre er dominert av renner (gullies) (Laberg et al., 2007b). Maksimal bredde på bunnen av kanjonen og mellom

kanjonens skuldre er henholdsvis 2 og 12 km. Nord for Andøyakanjonen ligger Andøyaraset som dekker et område på 9700 km². Av dette utgjør rasskrenten et område på omtrent 3600 km². Raset kan kartlegges over en distanse på 190 km (Laberg et al., 2000). Omtrent 40 km NØ for Andøyakanjonen forekommer en annen kanjonliknende struktur som ikke er beskrevet i litteraturen tidligere. Denne kanjonen vil bli referert til som Senjakanjonen i denne oppgaven (Figur 2-1).

Barentshavsmarginens topografi er påvirket av topografien til underliggende bergarter og strukturelle trender og av storskala glisjal erosjon gjennom senkenozoikum (Vorren, 1991; Faleide et al., 1996; Solheim et al., 1998). Batymetrien er karakterisert av relativt grunne banker på 100-200 m, separert av trau med dybde på opptil 500 m (Solheim et al., 1998) (Figur 2-1). Utenfor trauene ligger store traufrontvifter. Generelt har kontinentalskråninga langs Barentshavsmarginen en jevn morfologi, uten kanjoner eller større kanaler. Unntaket er en rasskrent i Bjørnøyvifta (Bjørnøyrenna slide scar) (Laberg og Vorren, 1993; Solheim et al., 1998).

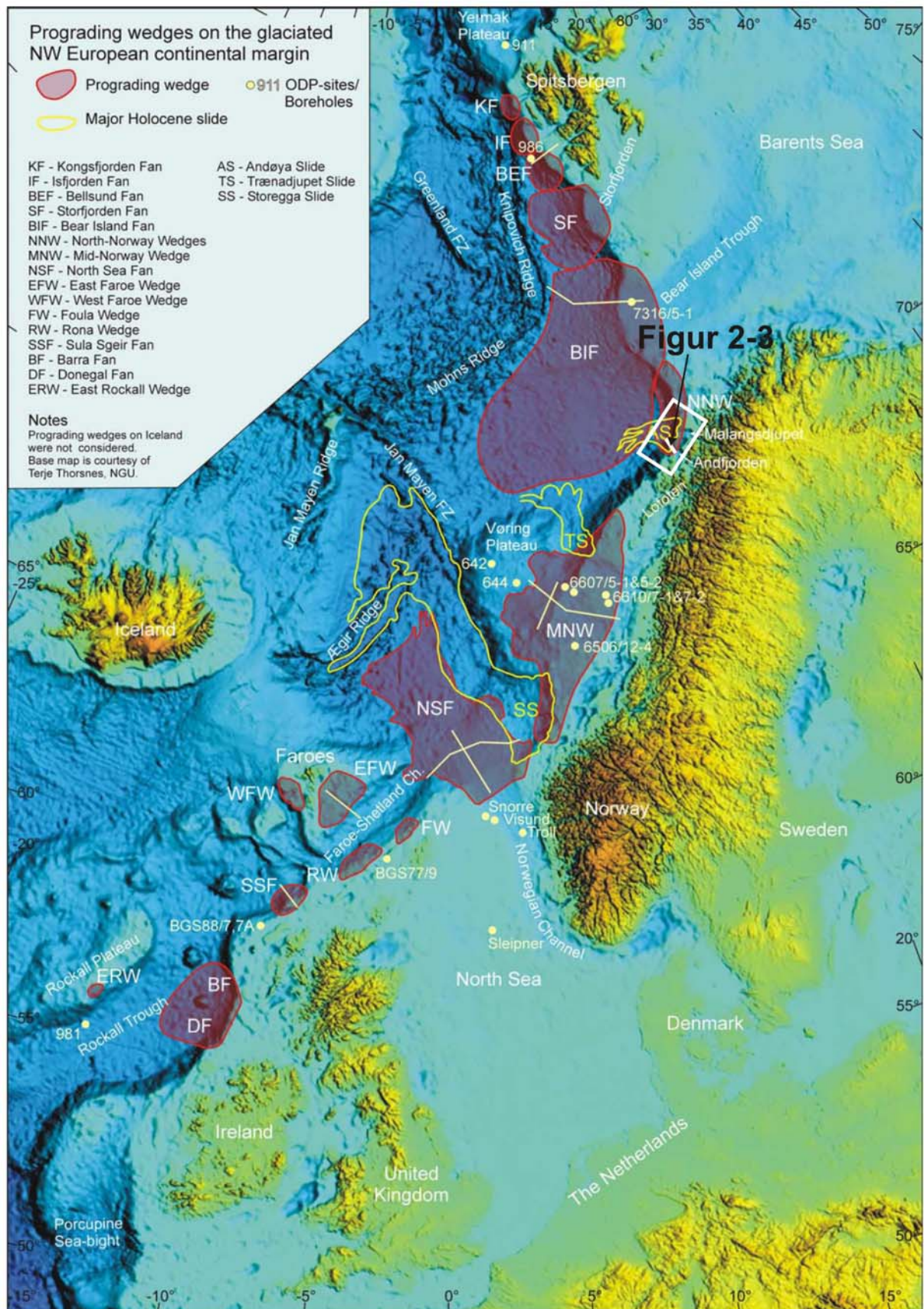


Figur 2-1: A: Oversiktsbilde med viktige formelementer på den norske kontinentalmarginen mellom 64°N og 76°N. B er innrammet. B: Studieområdet i denne oppgaven med viktige formelementer markert. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

2.2 PROGRADERENDE KILER

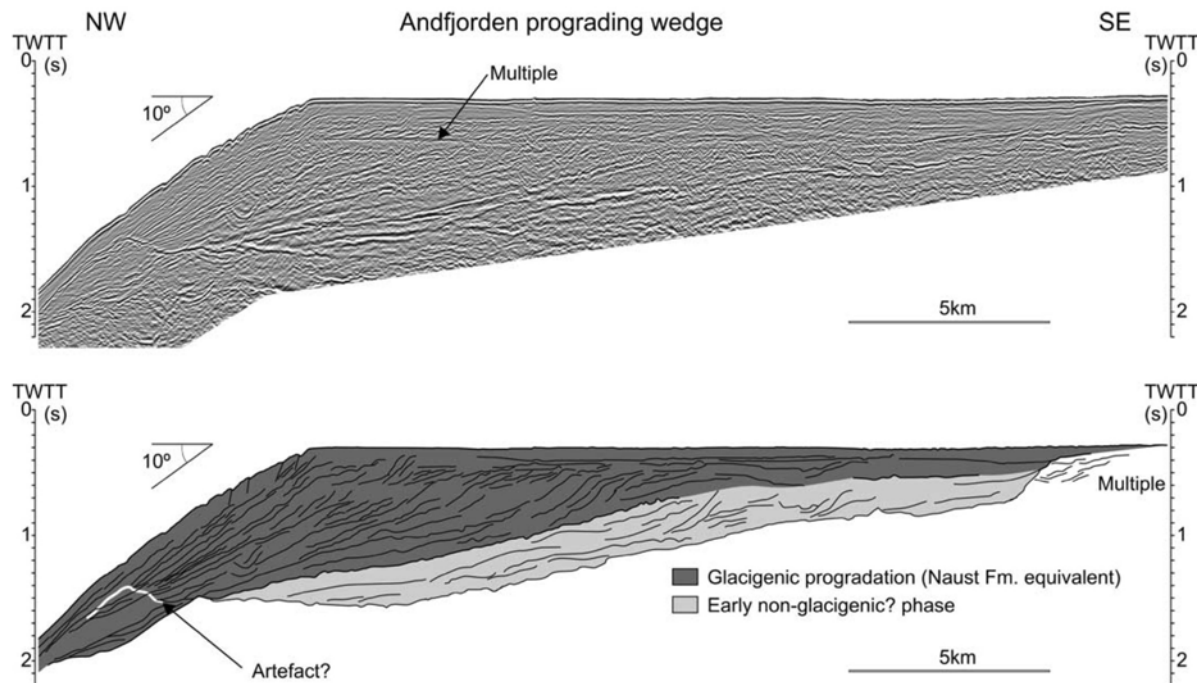
Langs hele den nordvestlige europeiske margin inntraff det et skifte i sedimentasjonen i sen kenozoikum. Dette er synlig gjennom oppbygningen av store prograderende kiler, som forekommer fra Storbritannia i sør til Svalbard i nord (Figur 2-2) (Dahlgren et al., 2005). Utenfor det norske fastland er refleksjonen som definerer bunnen av de prograderende kilene anslått til å ha inntruffet for 2,74 ma (millioner år) siden, noe som svarer til bunn Naust inkonformitetsflate langs den norske marginen. Et større skift i sedimenttransport skjer også ved 0.9-1.1 ma (Dahlgren et al., 2005). Øvre inkonformitetsflate (URU) er anslått til å være 0.44-0.35 ma utenfor Norge, der den representerer et markert skifte i avsetningsmønster i kilene.

Prograderende kiler dominerer langs store deler av marginen utenfor Norge (Dahlgren et al., 2005). Unntaket er Lofotenmarginen hvor sedimentasjonsraten er lavere og konturittavsetninger dominerer (Laberg et al., 2001). Nord for Lofotenmarginen, utenfor det vestlige Barentshav, kan traufrontvifter observeres (Figur 2-2) (Vorren et al., 1990; Vorren et al., 1998). Den norske kontinentalmarginen mellom 69 og 72° er karakterisert ved grunne banker adskilt av dype, transverse trau (Figur 1-1). Andfjorden og Malangsdjupet synes å være de eneste trauene assosiert med større deponentre på skråninga (Dahlgren et al., 2005). I tillegg har det blitt observert progradering på bankeområdene (Rokoengen et al., 1979). Dahlgren et al. (2005) foreslår at de glasiale sedimentene på den Nord-Norske marginen har utviklet seg som en kompleks prograderende kile.



Figur 2-2: Distribusjon og utbredelse av prograderende kiler langs den tidligere glasierte NV Europeiske margin. Hvitt rektangel indikerer studieområdet. Seismisk linje vist i Figur 2-3 er indikert. Modifisert fra Dahlgren et al. (2005).

Den prograderende kilen som ligger utenfor munningen av Andfjorden har en maksimal tykkelse på 1.0 s (toveg gangtid) ved eggkanten og gradienten til klinoformene blir gradvis større vestover (Figur 2-3) (Dahlgren et al., 2005). Den prograderende kilen i Andfjorden har lite utviklet toppsett med bare et tynt lag på omtrent 20 ms (toveg gangtid) som ligger over inkonformitetsflata som kutter klinoformene (Dahlgren et al., 2005).



Figur 2-3: Seismisk profil (over) og tolkning (under) som viser prograderende kile ved munningen av Andfjorden. Legg merke til økende gradient på klinoformene mot NV og lite utviklet toppsett. Se Figur 2-2 for lokalisering av seismisk linje. Fra Dahlgren et al. (2005).

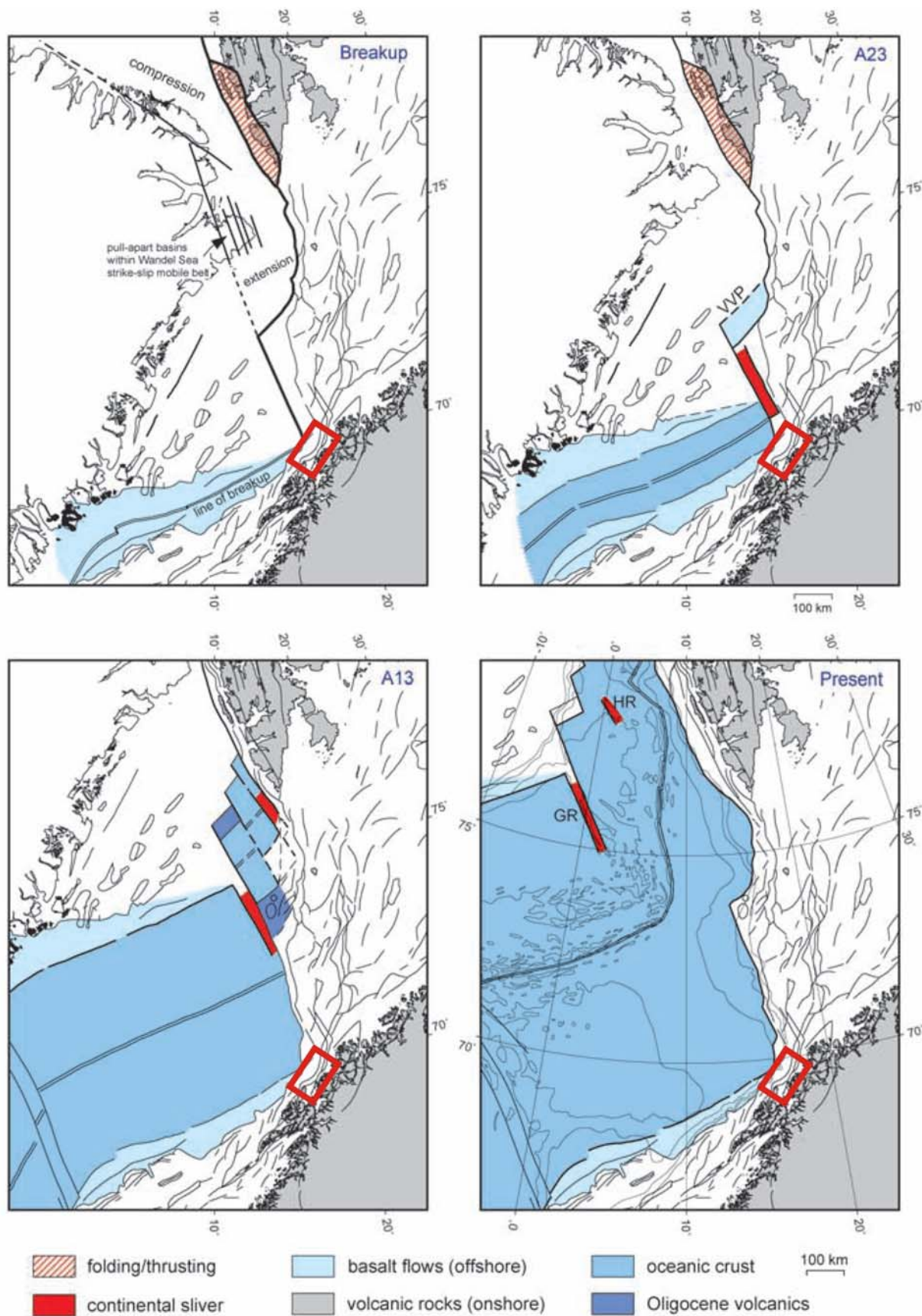
De glasigene delene av de prograderende kilene er dominert av avsetninger som er akustisk transparente, homogene, kaotiske eller strukturløse. Disse avsetningene er avlange ned skråninga og linseformet i tverrsnitt. De representerer trolig glasigen slam eller debristrømmer. Opprinnelsen til disse avsetningene er relatert til den høye sedimenttilførselen som oppstår når isdekket når helt ut til eggkanten og avsetter sedimenter som senere kan transporteres ned skråninga som massestrømmer. Marin og glasimarin hemipelagisk sedimentasjon relateres til akustisk laminerte facies innen prograderende kiler. Disse kan i noen tilfeller være påvirket av konturittstrømmer (Dahlgren et al., 2005).

2.3 PRE-GLASIAL UTVIKLING AV KONTINENTALMARGINEN

Havområdene utenfor Norge var en del av et epikontinentalt hav mellom Fennoskandia, Svalbard og Grønland før dannelsen av det moderne Norske-Grønlandshavet fra tidlig kenozoikum. De konjugerte kontinentalmarginene utenfor Norge og Grønland gjennomgikk en langvarig post-kaledonsk ekstensjon fra devon inntil starten av havbunnsbredningen i tidlig kenozoikum (Faleide et al., 2008).

Oppsprekking av litosfæren ved den norske marginen skjedde i overgangen mellom paleocen og eocen for ~55-54 ma (Figur 2-4). Dette kulminerte i en periode på 3-6 ma med massiv magmatisk aktivitet og starten på tidlig havbunnsbredning som beveget seg gradvis nordover (Faleide et al., 2008) (Figur 2-4). Den sørvestlige Barentshavsmarginen utviklet seg først ved transforme kontinent-kontinent bevegelser etterfulgt av havbunnsbredning (Figur 2-4). Vulkanisme assosiert med oppbruddet i Vestbakken vulkanske provins ble etterfulgt av normalforkastninger og avsetninger av mektige eocene strata (Faleide et al., 2008).

Etter en platetektonisk reorganisering i tidlige oligocene beveget Grønland (og Nord-Amerika) seg i en mer vestlig retning relativt til Eurasia (Figur 2-4). Siden oligocen har havbunnskorpe blitt dannet langs hele kontinentalmarginen mellom Norge og Svalbard. Dette har ført til innsynkning av den passive marginen og avsetning av en tykk sedimentkile i forbindelse med storskala heving av de østlige områdene (Faleide et al., 1996; Faleide et al., 2008).



Figur 2-4: Platetektonisk utvikling av Norske-Grønlandshavet gjennom kenozoikum. Rødt rektangel indikerer studieområdet. GR = Grønlandsryggen, HR = Hovgårdryggen, VVP = Vestbakken vulkanse basseng. Modifisert fra Faleide et al. (2008).

2.4 GLASIASJONSHISTORIE

2.4.1 Eldre glasiasjoner

De eldste indikasjoner på glasiasjoner av den nordlige halvkule er isdroppet materiale med en alder fra midt- til sen-miocen. De første isdekkene ble sannsynligvis etablert på Grønland (Thiede et al., 1998). Solheim et al. (1998) argumenterer for at isdekkene i de tidligste stadiene (15 -5 ma) sannsynligvis var begrenset til landområder, og ingen direkte avsetning fra isbreer skjedde på kontinentalsokkelen.

En intensifisering av glasiasjoner og sykluser av istider-mellomistider ble etablert for omtrent 2,3-2,6 ma siden (Faleide et al., 1996; Thiede et al., 1998; Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000). Denne overgangen korresponderer med reflektor R7, som markerer begynnelsen på glasiavsetninger langs Barentshavmarginen (Faleide et al., 1996). Ifølge Faleide et al. (1996) strakk isdekket seg helt ut til eggakanten utenfor Svalbard og Storfjorden på denne tiden. Nyere studier konkluderer imidlertid med at isbreene trolig ikke rakk så langt ut, men at glasifluvial drenering var den dominerende transportmekanismen (Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000; Laberg et al., 2010).

Isdekket ekspanderte helt ut til eggakanten på Svalbardmarginen for 1.5-1.3 ma siden og førte til avsetning av sedimentene over reflektor R5 (Butt et al., 2000). Tolkninger gjort av R5 i det sørvestlige Barentshav tyder på at isdekket også her strakk seg ut til eggakanten og avsatte sedimenter i form av massebevegelsesprosesser (Andreassen et al., 2004). Senere har store isdekker gjort flere framstøt over Svalbard- og Barentshavmarginen. Laberg og Vorren (1996a) og Andreassen (2004) indikerer minst åtte breframstøt siden R5 tid.

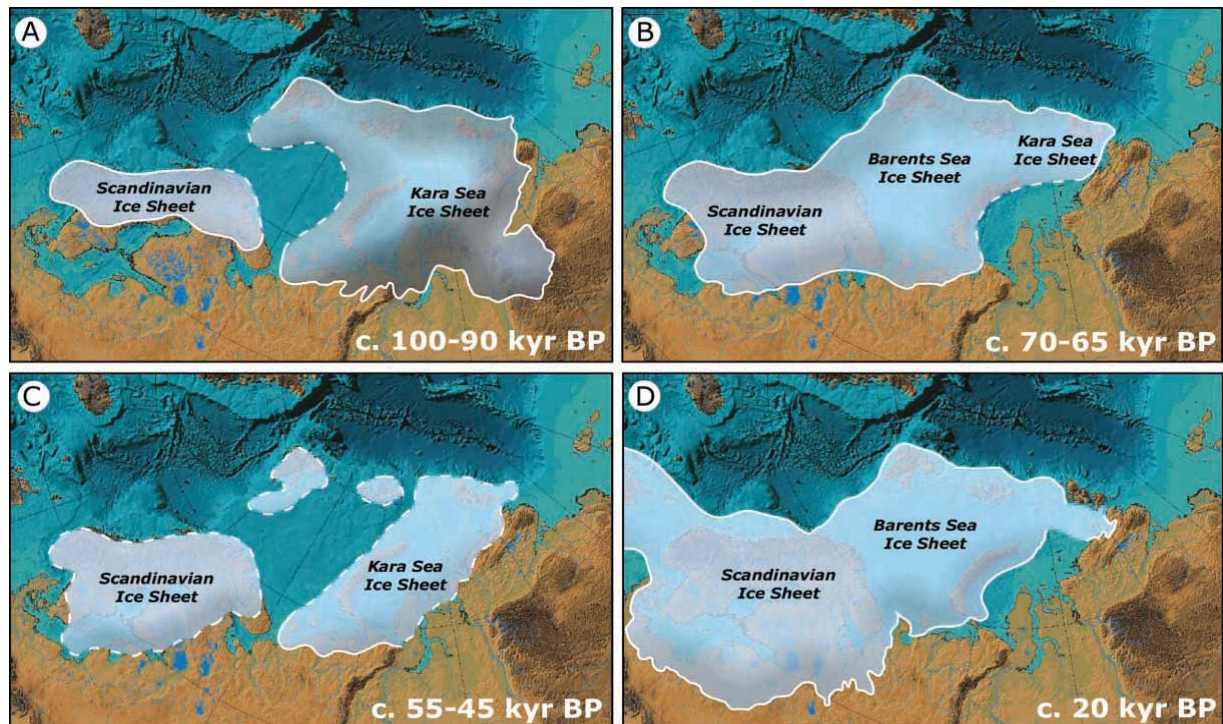
Glasiasjonene de siste 2.5 ma kan ha fjernet opp til 1000-1500 m med sedimenter fra kontinentalsokkelen (Elverhøi et al., 1998).

2.4.2 Den siste istiden – weichsel (117 -11,5 ka)

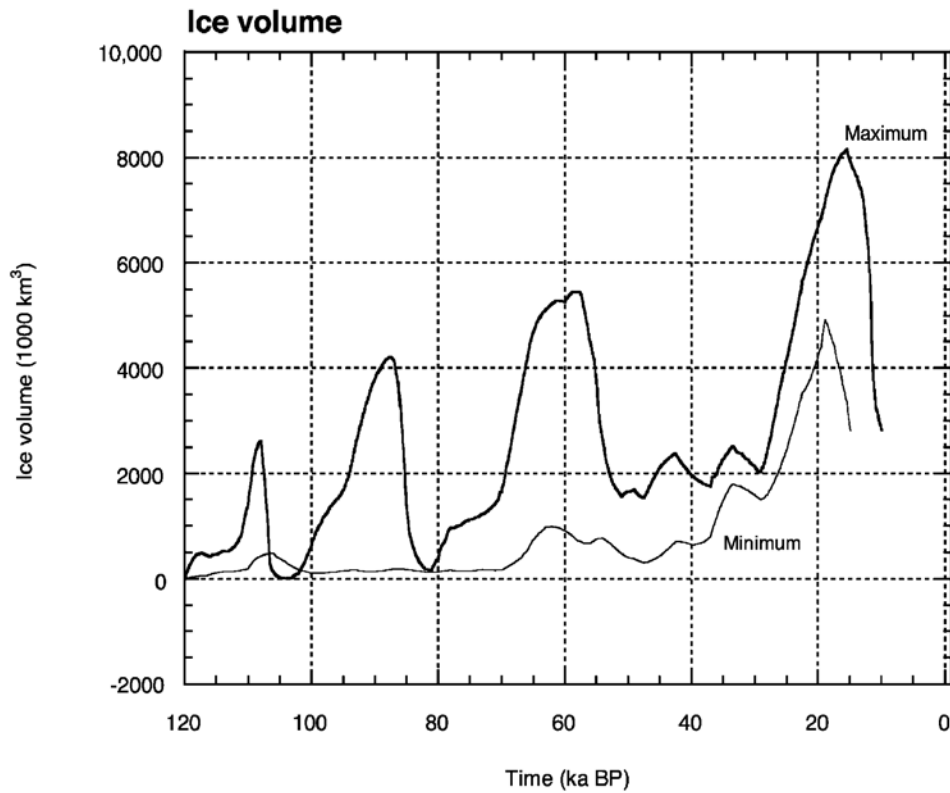
Svendsen et al. (2004) foreslår tre glasielle maxima til det Eurasiske isdekket gjennom de siste 100 ka: (1) tidlig weichsel (100-80 ka), (2) midt-weichsel (60-50 ka) og (3) sen-weichsel. Ifølge Larsen et al. (2006) kan glasiasjonene de siste 100.000 år deles inn i fire (Figur 2-5). Isdekkene som lå over Barents- og Karahavet avtok gradvis gjennom glasiasjonene, mens det skandinaviske isdekket økte i størrelse (Siegert et al., 2001; Svendsen et al., 2004).

Den første glasiasjonen, for 100-90 ka, var dominert av et østlig isdekke i Karahavet med et mindre isdekke over Skandinavia (Svendsen et al., 2004). En stor isdom var lokalisert på kontinentalsokkelen til Karahavet, og denne glasiasjonen definerer glasielt maksimum i øst (Svendsen et al., 2004). De glasielle fremstøtene som skjedde i midt-weichsel deles i to av Larsen et al. (2006) (Figur 2-5). Den første pågikk mellom 70-65 ka da Barentshavisdekket sannsynligvis gikk i et med det Skandinaviske. Den andre glasiasjonen skjedde mellom 55-45 ka. Isdekket var her sentrert rundt Karahavet og hang ikke sammen med det Skandinaviske isdekket. Barentshavet var isfritt under denne glasiasjonen. Tidligere arbeid har konkludert med en samlet glasiasjon i midt-weichsel (Mangerud et al., 1998; Siegert og Dowdeswell, 2002). Disse arbeidene konkluderer med at Skandinavia, Barentshavet og Karahavet var fullstendig dekket av is.

Det siste glasielle maxima i sen weichsel hadde ifølge Siegert et al. (2001) det største isdekket over Skandinavia og Barentshavet (Figur 2-6). Isdekket nådde sannsynligvis ut til eggakanten to ganger (Laberg og Vorren, 1995).



Figur 2-5: Rekonstruksjon av isdekker gjennom den siste istiden (weichsel). A: 100-90 ka, B: 70-65 ka, C: 55-45 ka, D: 20 ka. Fra Larsen et al. (2006).



Figur 2-6: Volum av isdekker gjennom weichsel. Fra Siegert et al. (2001).

2.5 PALEO-ISSTRØMMER UNDER DEN SISTE ISTIDEN

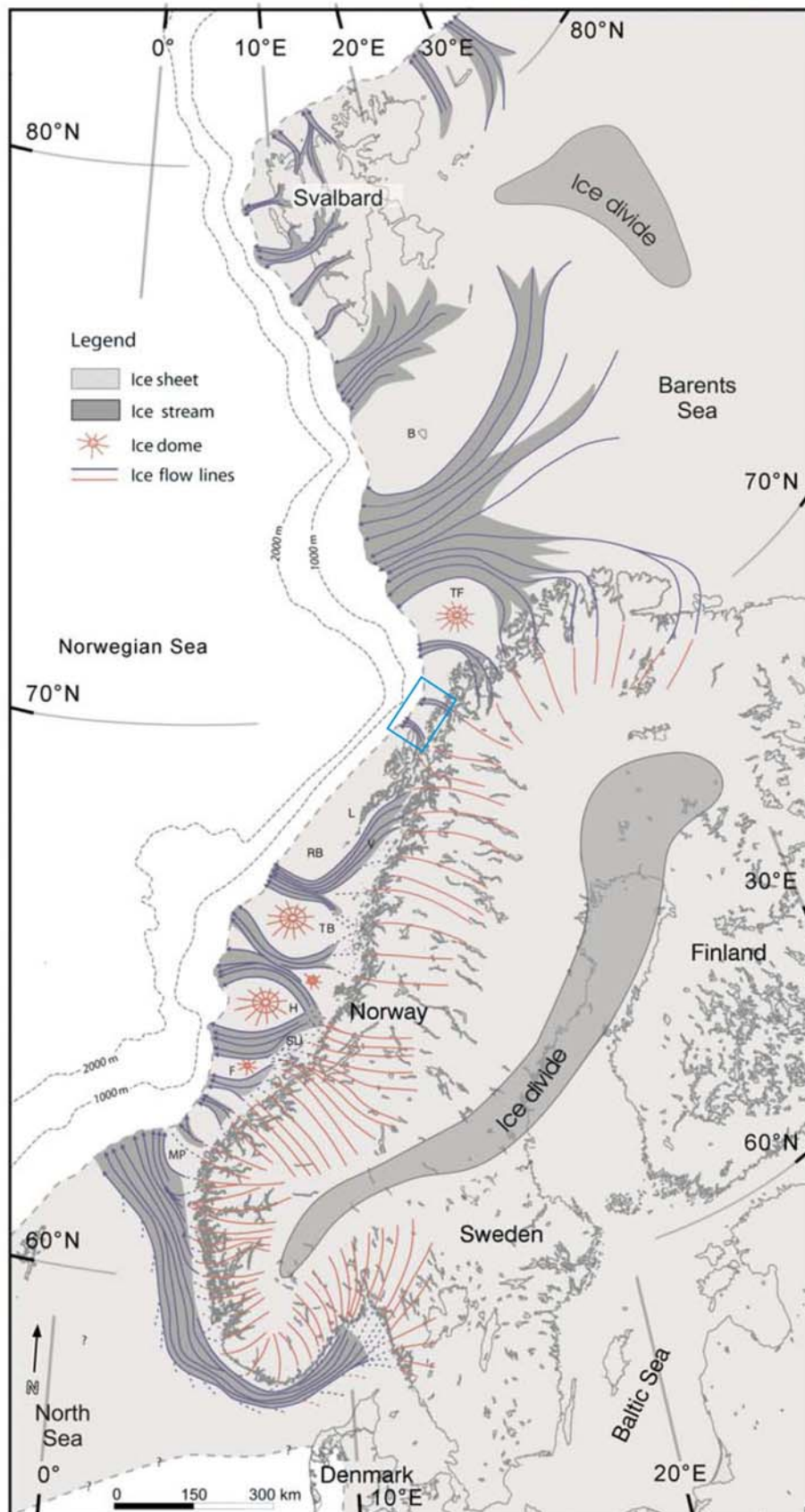
En isstrøm er definert av Stokes og Clark (2001) som et område i et grunnstøtt isdekke som strømmer mye fortere enn områdene det grenser til. Startsonen til isstrømmer ligger som regel nær kystlinja, i overgangen mellom krystalline og sedimentære bergarter (Ottesen et al., 2005a). Isstrømmer er karakterisert ved de brå laterale marginene til saktere strømmende is (Bentley, 1987; Clark og Stokes, 2003).

Ved å studere havbunns morfologien har Ottesen et al. (2005a) funnet at det eksisterte rundt 20 løp for isstrømmer på den norske kontinentalmarginen under siste istid (Figur 2-7). Isstrømmene var lokalisert i traue, og mellom disse befant passiv is seg. De største isstrømmene befant seg i Norskerenna og i Bjørnøyrenna. For studieområdet i denne oppgaven er det vist at isstrømmer beveget seg ut Andfjorden og Malangsdjupet (Figur 2-7).

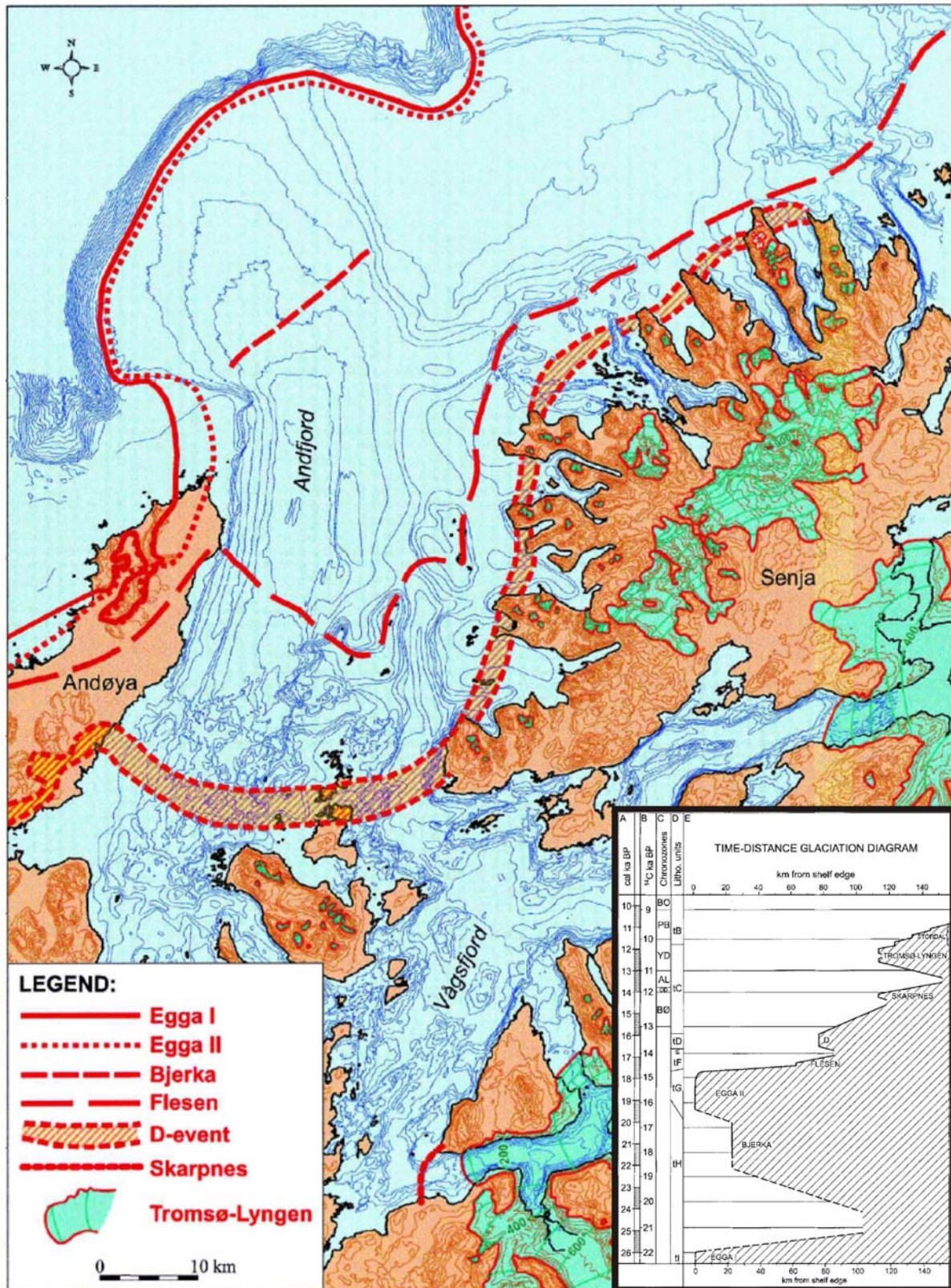
Isstrømmer er viktige for drenering av isdekker. Ifølge Dowdeswell og Siegert (1999) ble isdekket i det vestlige Eurasia drenert hovedsaklig av hurtigstrømmende is innimellom saktere strømmende is som var frosset fast i underlaget. I Antarktis er det vist at 80-90 % av dreneringen av ismasser har skjedd gjennom isstrømmer eller utløpsbreer (outlet glaciers) (Bentley, 1987).

2.6 DEGLASIASJONEN AV ANDFJORDOMRÅDET

Åtte glasiøse faser er registrert av Vorren og Plassen (2002) i Andfjord- og Vågsfjordområdet (Figur 2-8). Disse er navngitt Egga-I- (>22 ^{14}C ka BP), Bjerka-, Egga-II- (>14,6 ^{14}C ka BP), Flesen- (rundt 14,5 ^{14}C ka BP), D- (13,8-13,2 ^{14}C ka BP), Skarpnes- (rundt 12,2 ^{14}C ka BP), Tromsø-Lyngen- (10,7-10,3 ^{14}C ka BP) og Stordalfasen (10,0-9,5 ^{14}C ka BP). Deglasiasjonen av området startet for 14,6 ^{14}C ka BP da isfronten trakk seg tilbake fra eggakanten. Flesenmorenen (Figur 2-8) ble sannsynligvis avsatt under et kort opphold eller framstøt i løpet av deglasiasjonen. Mesteparten av det vestlige Fennoskandiske isdekket og Barentshavsisdekket trakk seg tilbake fra den ytre kontinentalhylla rundt 15-14 ^{14}C ka BP (Vorren og Plassen, 2002). Ifølge Vorren og Plassen (2002) var hastigheten på den glasiøse tilbaketrekningen 310 m/år de første to århundrene. D-fasen (13,8-13,2 ^{14}C ka BP) er en kald periode med framstøt av isdekket før det igjen trakk seg tilbake mellom 13,2-12,2 ^{14}C ka BP. Skarpnestrinnet markerer et nytt breframstøt mellom 12,5-12 ^{14}C ka BP. Gjennom Allerød trakk isbreene seg tilbake til fjordene og muligens enda lenger mot land. Isbreene gjorde nok et framstøt (lokalt mer enn 40 km) under yngre dryas og nådde maksima her etter 10,7 ^{14}C ka BP før de trakk seg endelig tilbake ca 10,3 ^{14}C ka BP.



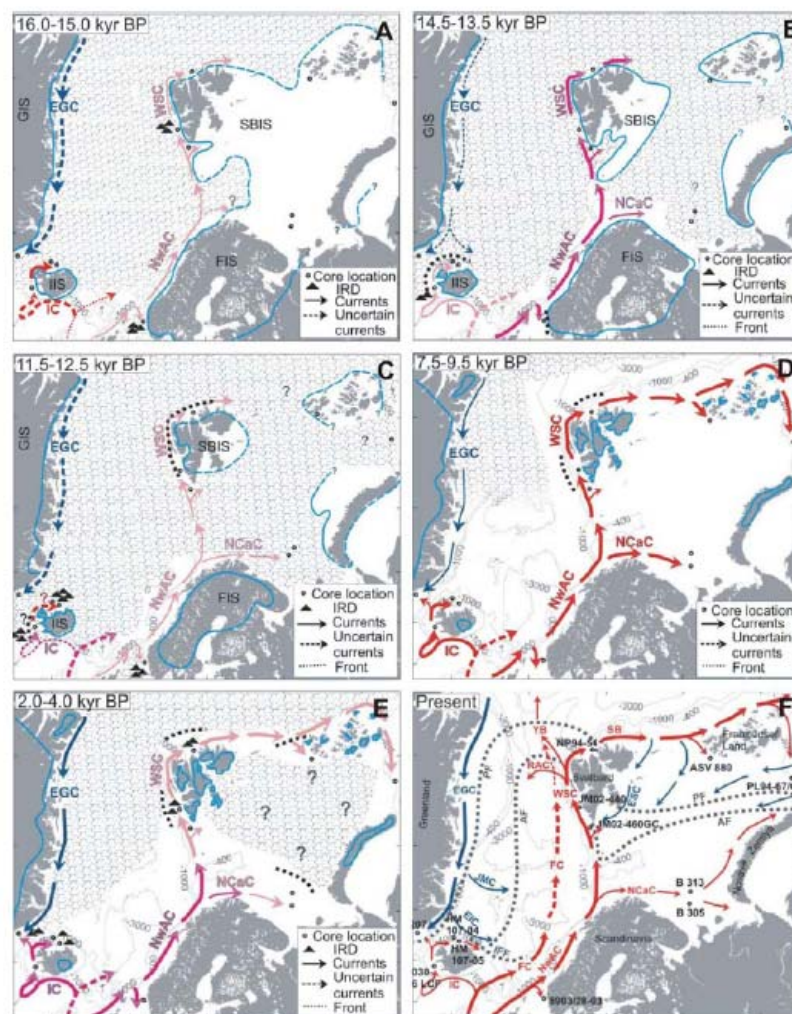
Figur 2-7: Rekonstruksjon av isdekkets strømningsregime langs den vestlige marginen til det Eurasiske isdekket og Barentshavisdekket under sen weichsel. Studieområdet innrammet. Modifisert fra Ottesen et al. (2005a).



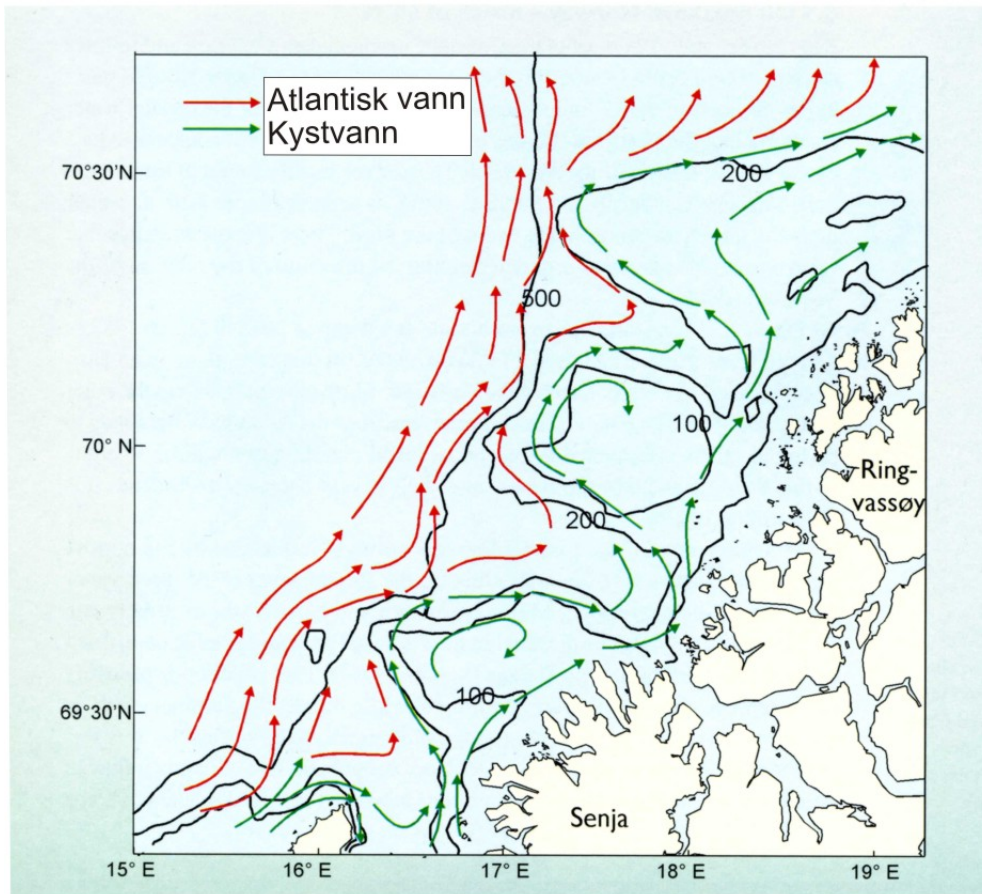
Figur 2-8: Utbredelsen av forskjellige randtrinn til Fennoskandiske isdekket på kontinentalhylla gjennom de siste 22 ¹⁴C ka BP. Innfelt er avstand til eggakanten vist i et tid-distansediagram. Modifisert fra Vorren og Plassen (2002).

2.7 HAVSTRØMMER UNDER DEGLASIASJONEN OG I DAG

Atlantisk vann har strømmet nordover langs eggkanten gjennom hele deglasiasjonen (Figur 2-9A-C) (Slubowska-Woldengen et al., 2008). Holocen utvikling er oppsummert i Figur 2-9D-F og dagens havstrømmer er vist i Figur 2-10. Kyststrømmer dominerer på kontinentalhylla, mens Norskestrømmen beveger seg nordover langs eggkanten (Figur 2-10). I tillegg beveger delen av Norskestrømmen seg et stykke inn på hylla i trauene (Figur 2-10). Kyststrømmene beveger seg inn sør i trauene og fortsetter hovedsakelig nærme traumarginen før de beveger seg tvers over trauet og beveger seg ut mot eggkanten i den nordlige delen. Deler av strømmene i trauene beveger seg inn de kystparallelle trauene (Figur 2-10). På bankene beveger kyststrømmene seg i gyrer (Figur 2-10).



Figur 2-9: Tidssnittekonstruksjoner for forskjellige perioder under deglasiasjonen og dagens situasjon. Atlantisk vann har strømmet langs eggkanten gjennom hele deglasiasjonen av studieområdet og frem til i dag. Piler: rød = varm Atlantisk vann, mørk rosa = avkjølt Atlantisk vann, lys rosa = relativt kaldt Atlantisk vann, mørk blå = polart vann. A: Sen glacial, B: Bølling-allerød interstadialer, C: yngre dryas, D: Tidlig holocen, E: Sen holocen, F: Dagens situasjon. Modifisert fra Slubowska-Woldengen (2008).



Figur 2-10: Havstrømmer i de øvre vannlagene mellom 69° og 71° N gjennom en typisk vinter. Atlantisk vann strømmer langs eggkanten, i tillegg til at deler av strømmen beveger seg inn i traueene i studieområdet. Kystvann dominerer på kontinentalhylla. Modifisert fra Sætre (2007).

2.8 MODERNE SEDIMENTFORDELING

Sedimentdistribusjonen i studieområdet er kartlagt av Bellec et al. (2009) (Figur 2-11). Generelt representerer bankene områder med omfattende erosjon av glacial morene, mens det i traueene hovedsakelig foregår avsetning (Bellec et al., 2009).

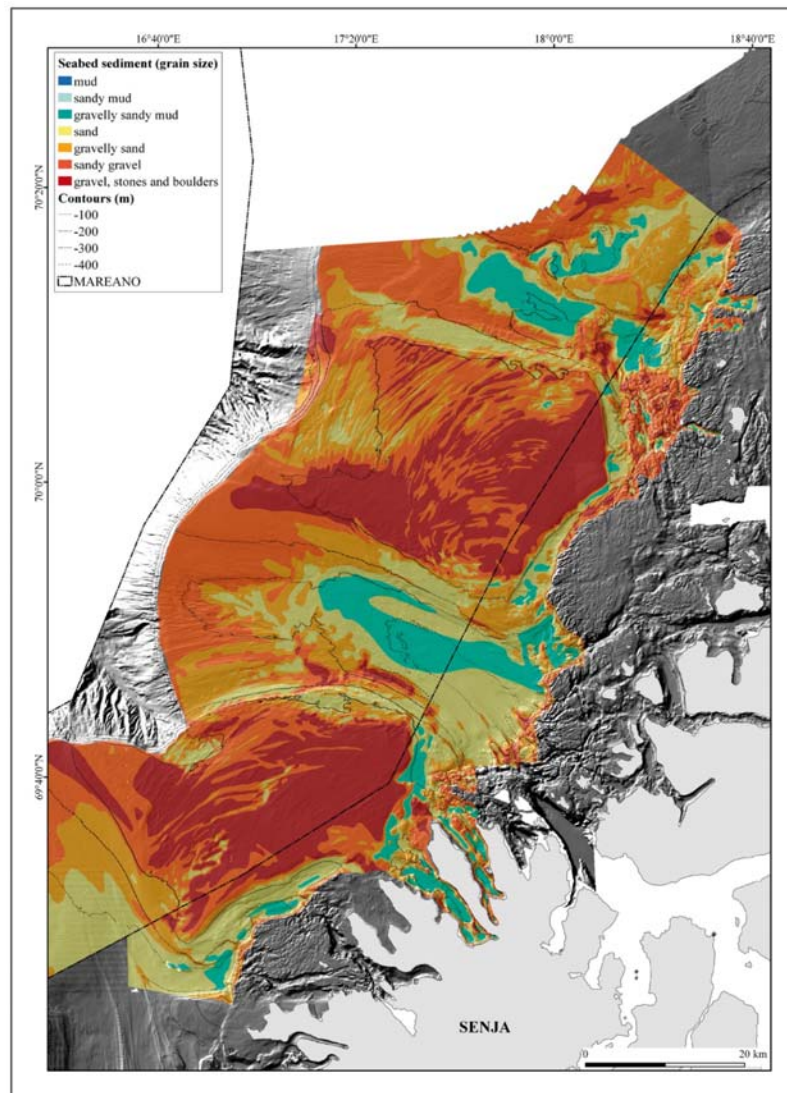
Havbunnen på Sveinsgrunnen og Malanggrunnen er dekt av sandig grus, grus og stein. Sandig grus forekommer i belter som følger rygger og fordypninger. Generelt avtar kornstørrelsen med økende vanddybde. Finkornede sedimenter forekommer stedvis i depresjoner. Skråningene ned til traueene er generelt dekt av sand eller grusig sand (Bellec et al., 2009).

De dypeste delene av traueene viser til sandig leire og sand. Finkornede avsetninger ansamles fortrinnsvis i de nordøstlige delene av traueene, mens de sørøstlige delene er dekt av grusig sand og grus. Mektigheten til de grovkornede sedimentene er vanligvis bare et par centimeter.

Marine suspensjonsavsetninger forekommer ofte lokalt i dypere deler av trauene (Bellec et al., 2009).

Størsteparten av studieområdet er dekt av morene, der de finkornete sedimentene ofte er fjernet i de øvre delene. I områder der marine suspensjonsavsetninger og bunntransporterte sedimenter forekommer ligger også vanligvis morene under. Morenene er avsatt gjennom flere glasierasjoner, enten under isdekket eller som randmorener. Det øverste laget på havbunnen kan også inneholde en del isdroppet materiale som er avsatt fra isfjell ved slutten av siste glasierasjon (Bellec et al., 2009).

Bunnstrømsavsetninger er dominert av sand. Disse avsetningene forekommer der styrken til bunnstrømmer avtar, som på skråninger, bak opphøyde områder samt lokalt som sandbanker i fordypninger og grunne områder (Bellec et al., 2009).

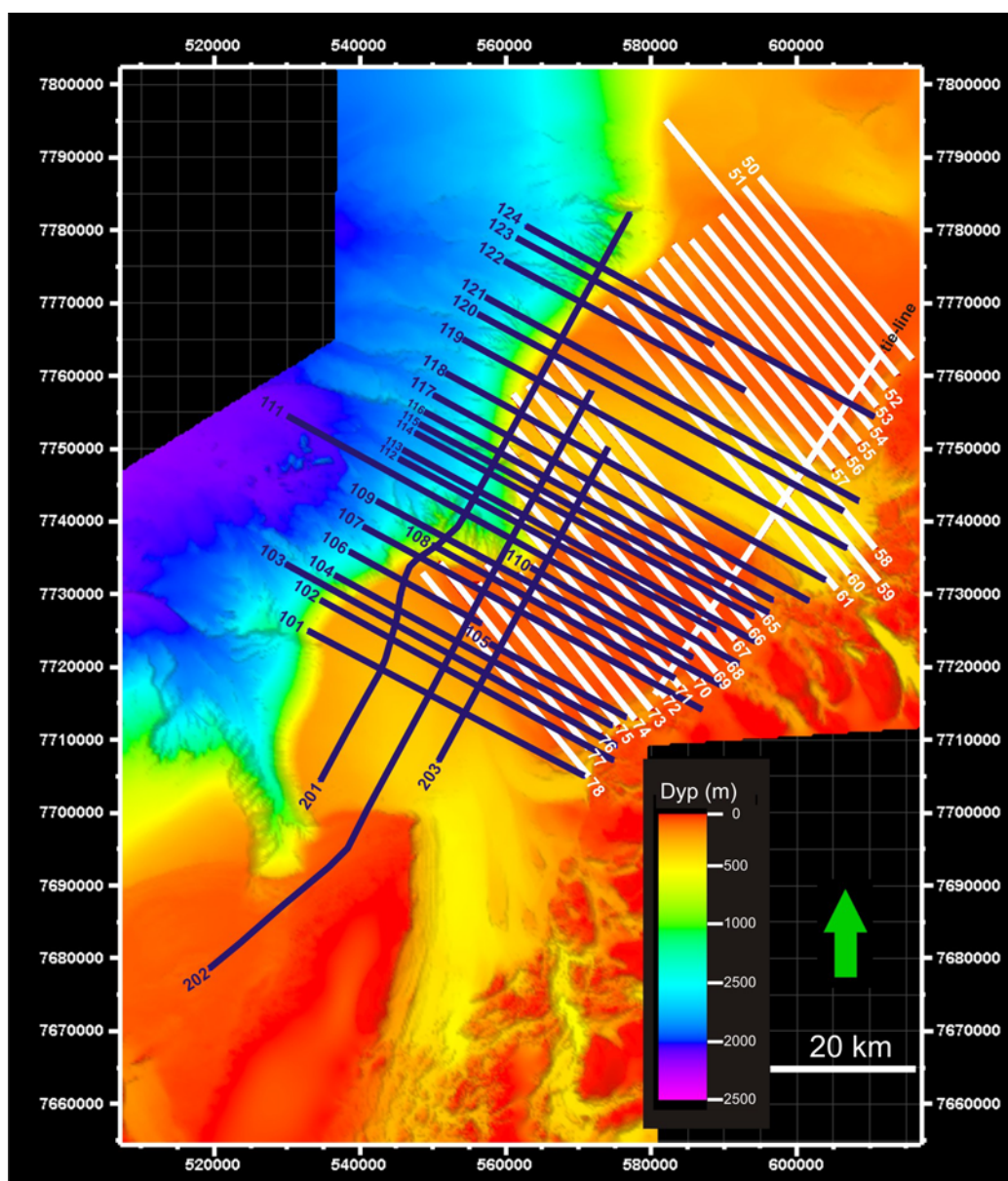


Figur 2-11: Kornstørrelser til havbunnsedimenter på kontinentalhylla utenfor Troms. Fra Bellec et al. (2009).

3 MATERIALE OG METODER

3.1 DATAGRUNNLAG

I denne oppgaven er det benyttet batymetriske og seismiske data (Figur 3-1). Førstnevnte består av multistråle batymetridata, mens de seismiske dataene består av et multikanals (HB-00) og et enkanals (01FFI_S3) datasett. I tillegg er diverse seismiske datasett i Barentshavet anvendt for korrelering til tidligere definert seismisk stratigrafi i det sørvestlige Barentshav (Faleide et al., 1996; Ryseth et al., 2003; Knies et al., 2009).



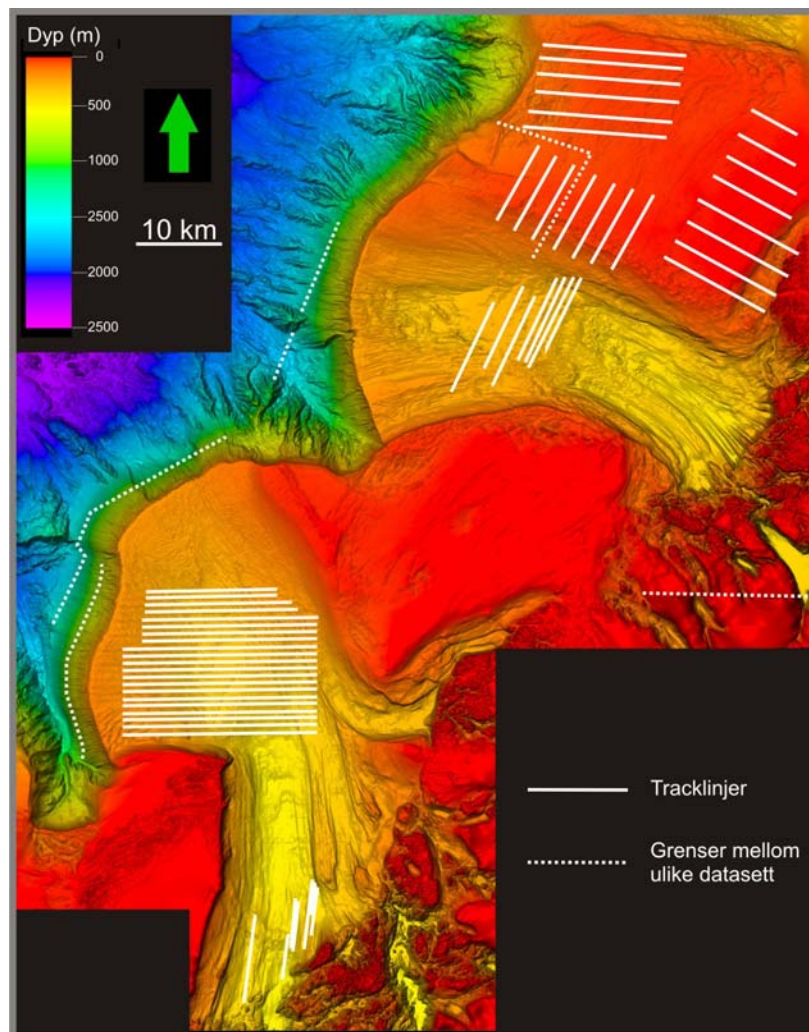
Figur 3-1: Lokalisering av datagrunnlaget i oppgaven med batymetri og seismiske linjer indikert. Multikanals seismiske data (HB-00) er markert med blått og enkanals er markert med hvitt. De batymetriske dataene innbefatter de fargede områdene. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

3.2 BATYMETRISKE DATA

De batymetriske dataene er stilt til rådighet av Statens Kartverk Sjøkartverket. Dataene består av Simrad EM100, og EM1002 multistrålebatymetri samlet inn mellom 1990 og 2004.

3.2.1 Artefakter

De mest fremtredende artefaktene i studieområdet er linjer som går parallelt med innsamlingsretningen av dataene (tracklinjer). De tydeligste forekommer i den ytre delen av Andfjorden og på Malangsgrunnen (Figur 3-2). I tillegg er flere av områdene satt sammen av data fra flere ulike tokt. Grensene mellom dem observeres også som rette linjer på havbunnen (Figur 3-2). Prosessering av dataene med ulike lydprofil og/eller ulike tidevannskorreksjoner kan være årsaken til at de fremkommer som sammenlappede.



Figur 3-2: Artefakter som forekommer i de batymetriske dataene. De mest markante er innsamlingsspor (tracklinjer) som fremkommer som linjer. I tillegg forekommer det datafeil der batymetriske punkter fra forskjellige innsamlinger er satt sammen. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

3.3 SEISMISKE DATA

De 2D-seismiske datasettene som er benyttet i denne oppgaven står listet i Tabell 3-1. I alt består oppgaven av 54 2D-seismiske linjer fordelt på to seismiske datasett. Total lengde på linjene er omtrent 2500 km. Datasettet HB-00 består av multikanals seismiske data som har en større penetrasjonsdybde og lavere oppløsning enn de høyoppløselige dataene. Dette datasettet vil derfor benyttes til beskrivelse og tolkning av de dypere sedimentpakkene. Enkanals høyoppløselige seismikk vil bli benyttet til beskrivelse av den øverste sedimentpakken.

Datasett HB-00 består av 27 linjer som er orientert omtrent vinkelrett på eggkanten (VNV-ØSØ) samt tre korreleringslinjer som er orientert SV-NØ (Figur 3-1). Noen av linjene strekker seg forbi kontinentalskråninga og ut mot dyphavet. Avstanden mellom linjene som ligger VNV-ØSØ er i gjennomsnitt 3,5 km. Linjene som ligger SV-NØ har en avstand på 5-10 km. Disse dataene er konfidensielle, og vil bli frigitt i 2011.

Dataene fra FFI begrenser seg i hovedsak til kontinentalhylla. Dette datasettet består av 28 linjer som er orientert NV-SØ, det vil si de krysser linjene fra HB-00 (Figur 3-1). I tillegg inneholder datasettet en korreleringslinje innerst på sokkelen. Avstanden mellom linjene som er orientert NV-SØ er i gjennomsnitt 2,5 km.

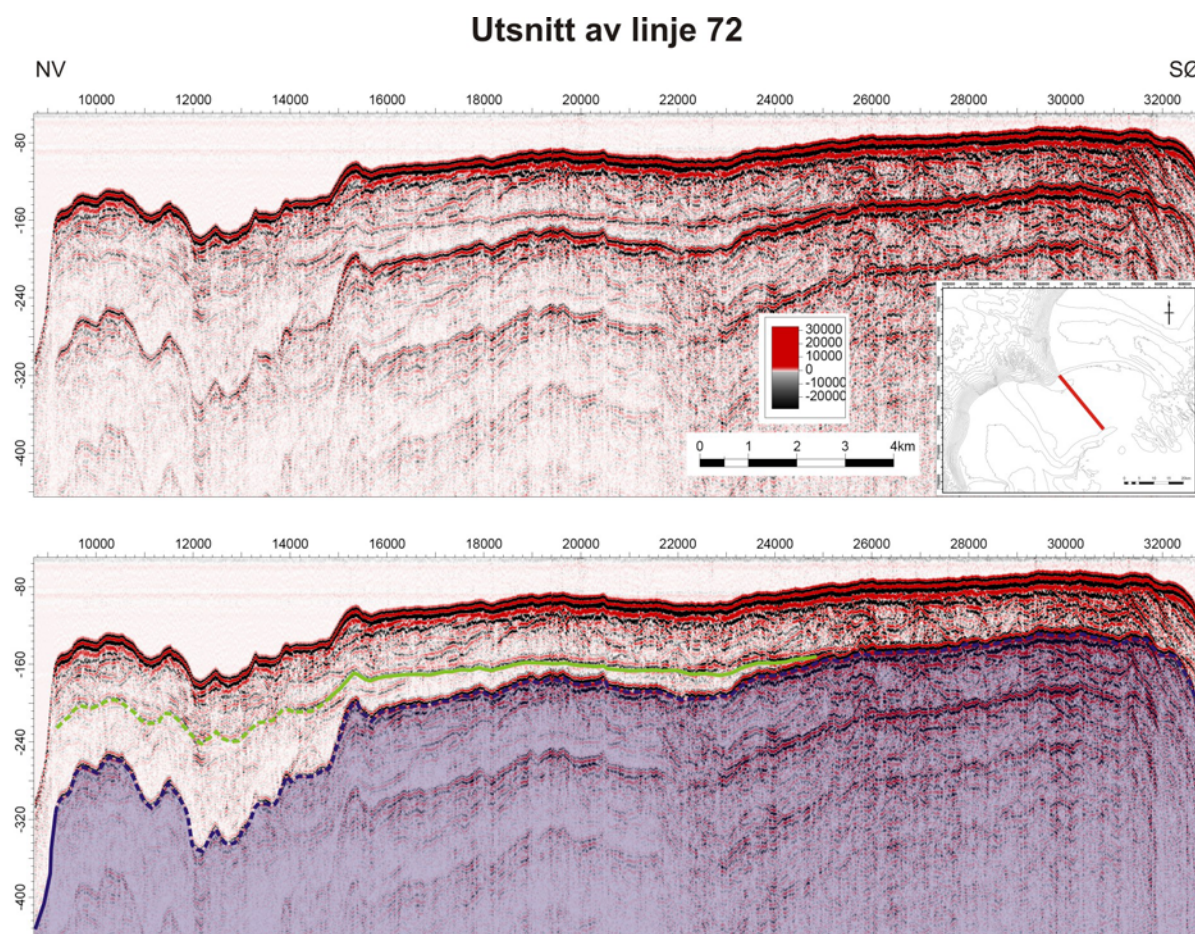
Datasett	Antall linjer	Lengde	Samlet inn av	Årstall
HB-00	27	Ca 1390 km	TGS Nopec	2000
01FFI_S3	27	Ca 1100 km	Forsvarets forskningsinstitutt	2001

Tabell 3-1: Oversikt over seismiske datasett som benyttes i oppgaven. Lokalisering av datasettene er vist i Figur 3-1.

3.3.1 Artefakter

På de dypseismiske dataene er ikke artefakter identifisert. De høyoppløselige dataene viser imidlertid til flere havbunnsmultipler, noe som gjør det vanskelig å tolke stratigrafien dypere enn ned til den første av disse. Dette er særlig et problem på bankene, da den grunne vanddybden her gjør at første havbunnsmultippel kommer tidlig (Figur 3-3). Første havbunnsmultippel er markert på figurene med blå, stiplet linje (Figur 3-3).

På de høyoppløselige dataene forekommer det også en refleksjon som er fasereversert og som etterligner refleksjonen fra havbunnen (Figur 3-3). Denne kommer inn før første havbunnsmultippel, og den kutter stratigrafien i de øvre lagene (Figur 3-3). Trolig er også denne en artefakt, muligens en peg-leg.



Figur 3-3: Høyoppløselig seismisk linje over Sveingsgrunnen. Lokalisering av linja er vist innfelt. Første havbunnsmultippel kommer tidlig på bankene (markert med stiplet blå). Dette gjør at signalet under denne blir forstyrret, og begrenser informasjonen fra disse dataene til det som ligger over multippelen. Den grønne linja markerer en fasereversert refleksjon som etterligner havbunnen og som kutter stratigrafien i de øvre lagene. Trolig er også denne en artefakt. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

3.4 PROGRAMVARE

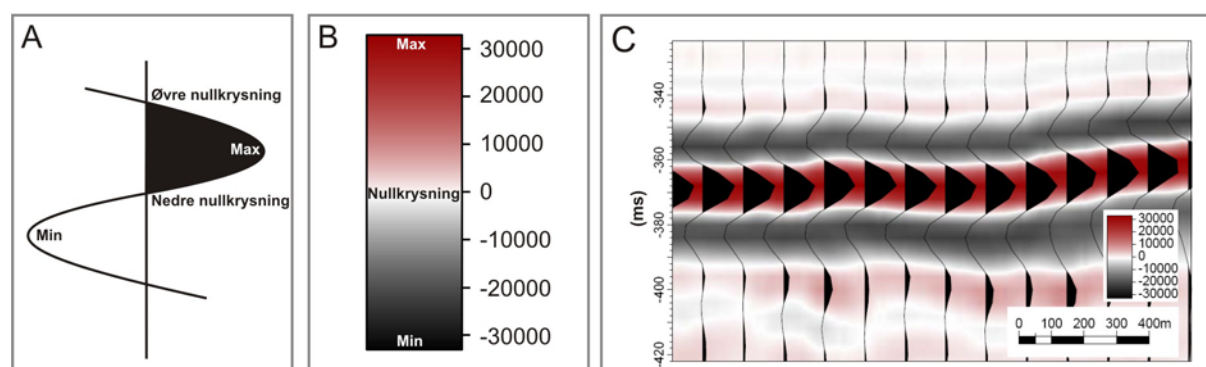
Under følger en kort beskrivelse av programvarer som er benyttet i denne oppgaven med hovedvekt på de viktigste funksjonene som er anvendt. Projiseringen som er brukt på kart og figurer er ED50, UTM 33 nord.

3.4.1 Petrel

Petrel er den programvaren som er mest benyttet i denne oppgaven. Dette er et tolkningsprogram som er utviklet av Schlumberger og benyttes av blant annet geologer, geofysikere og reservoaringeniører. Programvaren har i tidligere mastergradsoppgaver ved Universitetet i Tromsø blitt mest benyttet til 3D-seismisk tolkning. I denne oppgaven blir imidlertid Petrel anvendt til framstilling av havbunnen ved batymetriske data, i tillegg til 2D-seismisk tolkning. Videre følger en kort beskrivelse av de viktigste funksjonene som er benyttet i Petrel.

3.4.1.1 Seismisk tolkning

Tydelige og kontinuerlige refleksjoner ble identifisert i de seismiske datasettene og tolket ut ved hjelp av autotracking, som er en automatisk metode for å tolke ut refleksjoner. For refleksjonene i denne oppgaven er maksamplituden fra bølgesignalet tolket (Figur 3-4). De seismiske snittene er vist med en fargeskala der rød indikerer positive impedansekontraster, og svart indikerer negative (Figur 3-4). Amplitudeutslagene på trasene er gitt en tallverdi (Figur 3-4).



Figur 3-4: Definisjon av det seismiske signalet. A: Bølgefremstilling av det seismiske signalet med maksimum, minimum, nedre og øvre nullkrysning definert. B: Seismisk fargeskala som viser hvordan amplitudene vises i de seismiske dataene. Tallverdiene er et mål på utslaget til den akustiske impedansekontrasten. C: Traser lagt over den seismiske framstillingen.

3.4.1.2 Generering av overflater i Petrel

I Petrel finnes det verktøy for generering av flater ut fra forskjellige typer data. Dataene kan være for eksempel xyz-punkter, konturlinjer eller tolkninger fra seismiske linjer eller kuber. Grensene for flaten (griddet) bestemmes ved å enten i) definere et polygon som avgrenser flaten, ii) skrive inn UTM-koordinater eller iii) bruke ytterpunktene til selve datene. I denne oppgaven er det valgt å bruke metoden som involverer polygoner. Dette er gjort fordi de batymetriske dataene består av en mengde punkter der en flate ikke lar seg generere over hele studieområdet i en enkelt operasjon med den ønskede oppløsningen. Griddets oppløsning optimaliseres ved å sette gridcellestørrelsen så lav som mulig.

Videre velges en algoritme som benyttes for generering av flaten. I denne oppgaven er minimumskurve benyttet (Minimum curvature interpolation). Denne metoden er delt i to steg. Først forsøker programmet å tilegne gridnoder i nærheten til inputpunktene (lokal interpolering). Dette gjøres med en radius på en halv celle. Interpoleringsmetoden benyttet her beregner et gjennomsnitt av punktene nær gridnoden. Punktene som ligger nærmest gridnoden blir vektlagt mest når verdien blir kalkulert. Det andre steget består av at de resterende verdiene som ikke ble kalkulert i det første steget blir ekstrapolert (global ekstrapolering). Her blir minimumskurveinterpolering benyttet. Denne bruker en utjevningsoperator som opprettholder trenden gjort i det første steget.

3.4.1.3 Generering av havbunnen fra batymetriske punkter

Batymetridataene ble importert til Petrel som generelle punkter (General points). En flate ble generert ut fra disse som beskrevet i avsnittet over. Inputet her var da isokorpunkter (xyz-punkter) og celledimensjonen ble satt til 10x10 m i x- og y-retning. Da datasettet består av veldig mange xyz-punkter lot det seg ikke gjøre å generere hele studieområdet i en operasjon. Totalt utgjøres studieområdet av 18 polygoner der havbunnen er generert for hvert polygon.

For å fremstille formelementer på en best mulig måte har forskjellige lyskilder blitt benyttet i denne oppgaven. Dette har blitt gjort ved å vri på havbunnsflaten(e) i tre dimensjoner og satt lyskilden i ønsket posisjon. Imidlertid har ikke Petrel en funksjon som definerer den nøyaktige posisjonen til lyskilden, slik at den mest presise posisjonen som vil bli beskrevet her er for eksempel "Lyskilde fra sør".

3.4.1.4 Isokronkart

Isokronkart er dybdekart vist i toveg gangtid. Disse er generert fra tolkninger av 2D-seismiske linjer. Dataene her kommer fra seismiske linjer med lav tetthet og gridøkningen er 50x50 m i x- og y-retning. Ellers er samme innstillinger benyttet som for generering av havbunnen fra batymetriske punkter. En glatting av flaten som fjerner tilfeldig støy ble gjort til slutt.

3.4.1.5 Isopakkart

Isopakkart er tykkelseskart i tovegs gangtid mellom to flater. Den flaten som ligger stratigrafisk lavest trekkes fra den som ligger høyest. Dette kan bare gjøres mellom flater som er tolket ut fra seismiske data, det vil si flater som har dybde i tovegs gangtid. Den batymetriske flata har dybde i meter, slik at flate-flate operasjoner ikke kan benyttes på denne uten eventuell dybdekonvertering av de seismiske dataene.

3.4.1.6 Dipkart

Dipkart er generert ut fra den batymetriske flata. De andre flatene har såpass lav oppløsning at det er vanskelig å generere dipkart fra dem. Dipkartet lages ved å kalkulere vinkelen på gradienten på hver node i gridet. Vinkelen måles mellom flata og et horisontalt plan. Verdien 0 betyr at flata ligger parallelt med det horisontale planet, mens 90 betyr at de ligger vinkelrett på hverandre.

3.4.2 ArcGis: ArcMap

ArcMap er en av komponentene i ESRI (Environmental Systems Research Institute) sin ArcGIS programpakke. Programmet blir brukt til å fremstille, redigere og analysere georefererte data. I denne oppgaven er de batymetriske dataene lagt inn i ArcMap, og den viktigste funksjonen som er benyttet i dette programmet er fremstilling av batymetriske profiler.

3.4.3 CorelDraw

CorelDraw er et vektorbasert redigeringsprogram som er benyttet til fremstilling av figurer. Alle tolkningsfigurer er ferdigstilt i dette programmet.

4 GEOMORFOLOGI

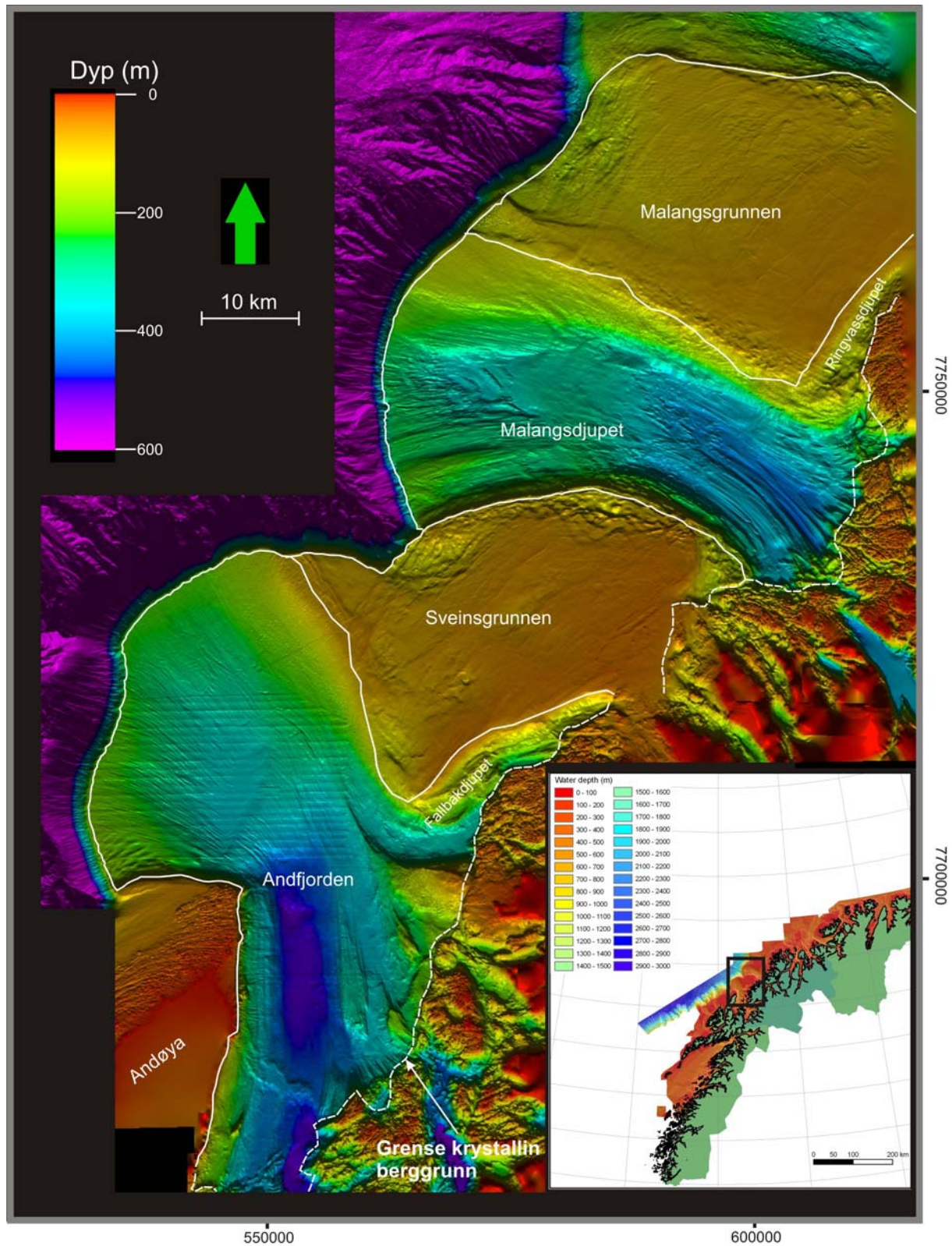
4.1 FØRSTEORDENS FORMELEMENTER PÅ KONTINENTALHYLLA

På kontinentalhylla er det identifisert tre grupper av glasiale formelementer: i) to tversgående trau (relativt til fastlandet), ii) to banker og iii) to kystparallelle trau (Tabell 4-1 og Figur 4-1). De tversgående trauene som beskrives er Andfjorden og Malangsdjupet, det sørlige kystparallelle trauet er Fallbakdjupet og bankene er Sveinsgrunnen og Malangsgrunnen (Figur 4-1). Det nordlige kystparallelle trauet er ikke tidligere navngitt, og vil her bli kalt Ringvassdjupet. Grensene mellom bankene og trauene er enkelte steder markante, og andre steder gradvise (Figur 4-2).

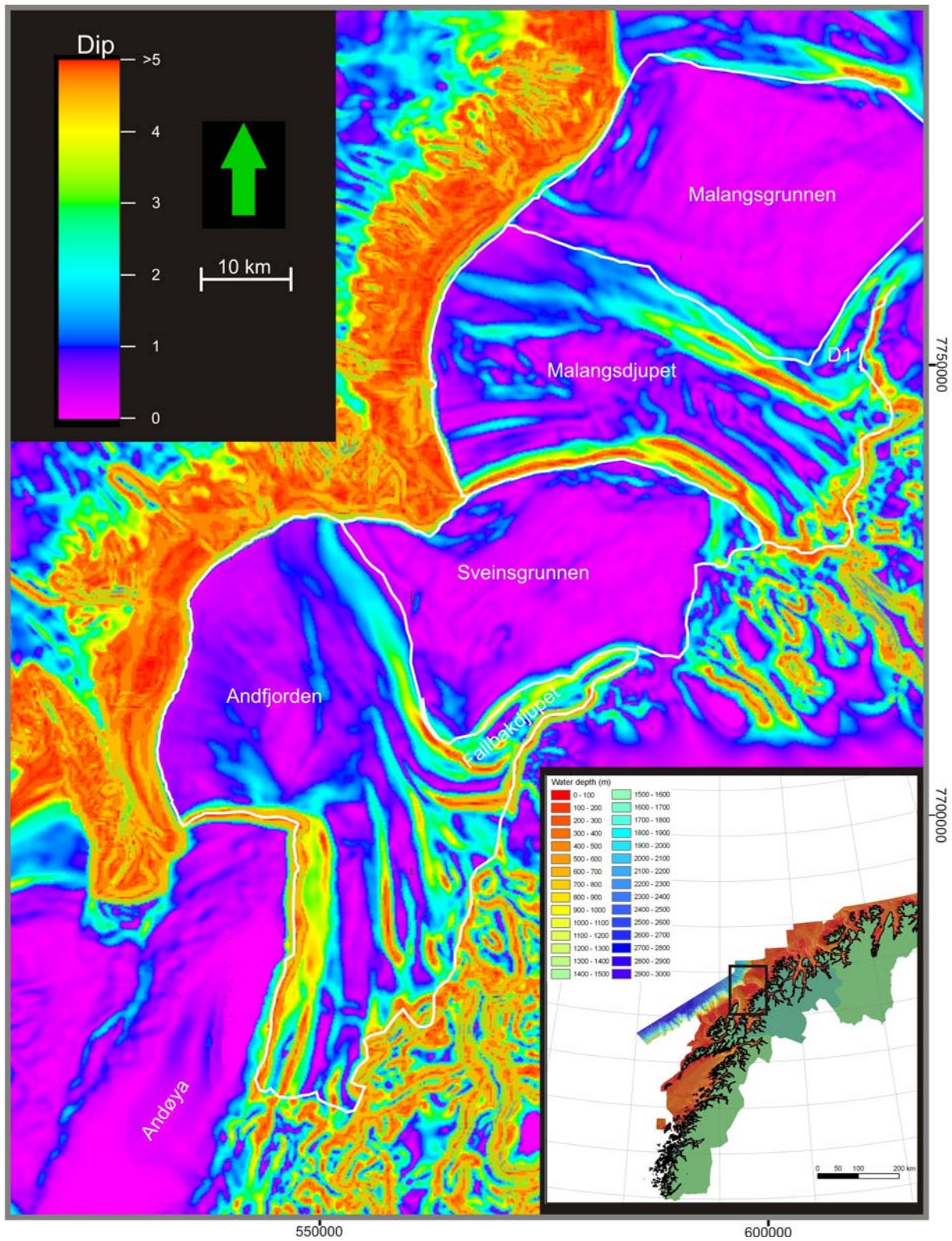
	Bredde (km)	Lengde (km)	Vanndyp (m)	Areal (km ²)
Andfjorden	40	60	80-515	1400
Sveinsgrunnen	40	25	30-140	820
Fallbakdjupet	5	28	150-300	180
Malangsdjupet	30	50	130-450	1100
Ringvassdjupet	5	15	100-170	50
Malangsgrunnen	30	35	50-180	970

Tabell 4-1: Dimensjoner til førsteordens formelementer på kontinentalhylla. Lengdene og breddene er maksimalverdier. Se tekst for nærmere beskrivelse av hvert element.

Videre følger en nærmere beskrivelse av hver enkelt av førsteordensformene fra sør mot nord. Deretter blir andreordens formelementer som forekommer innenfor Andfjorden, Sveinsgrunnen, Fallbakdjupet og Malangsdjupet beskrevet og tolket.



Figur 4-1: Oversiktsfigur som viser underinndeling av kontinentalhylla i Andfjorden, Fallbakkdjupet, Sveinsgrunnen, Malangsdjupet, Malangsgrunnen og Ringvassdjupet. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Grensen til krystallin berggrunn er angitt. Lokalisering av studieområdet er vist innfelt. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 4-2: Dipkart over studieområdet. Bankene er relativt flate områder, det vil si de har en jevn topografi. Grensene mellom traunene og bankene har relativt høye gradienter. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

4.1.1 Glasiale traue

4.1.1.1 Andfjorden

Andfjorden er et overfordypet traue som går på tvers av kystlinja og er lokalisert helt sør i studieområdet (Figur 4-1). I sørvest avgrenses området av Andøya, og i nordøst av Sveinsgrunnen. Fallbakdjupet drenerer inn i Andfjorden fra nordøst. Trauet starter i sørøst ved overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn (Figur 4-1).

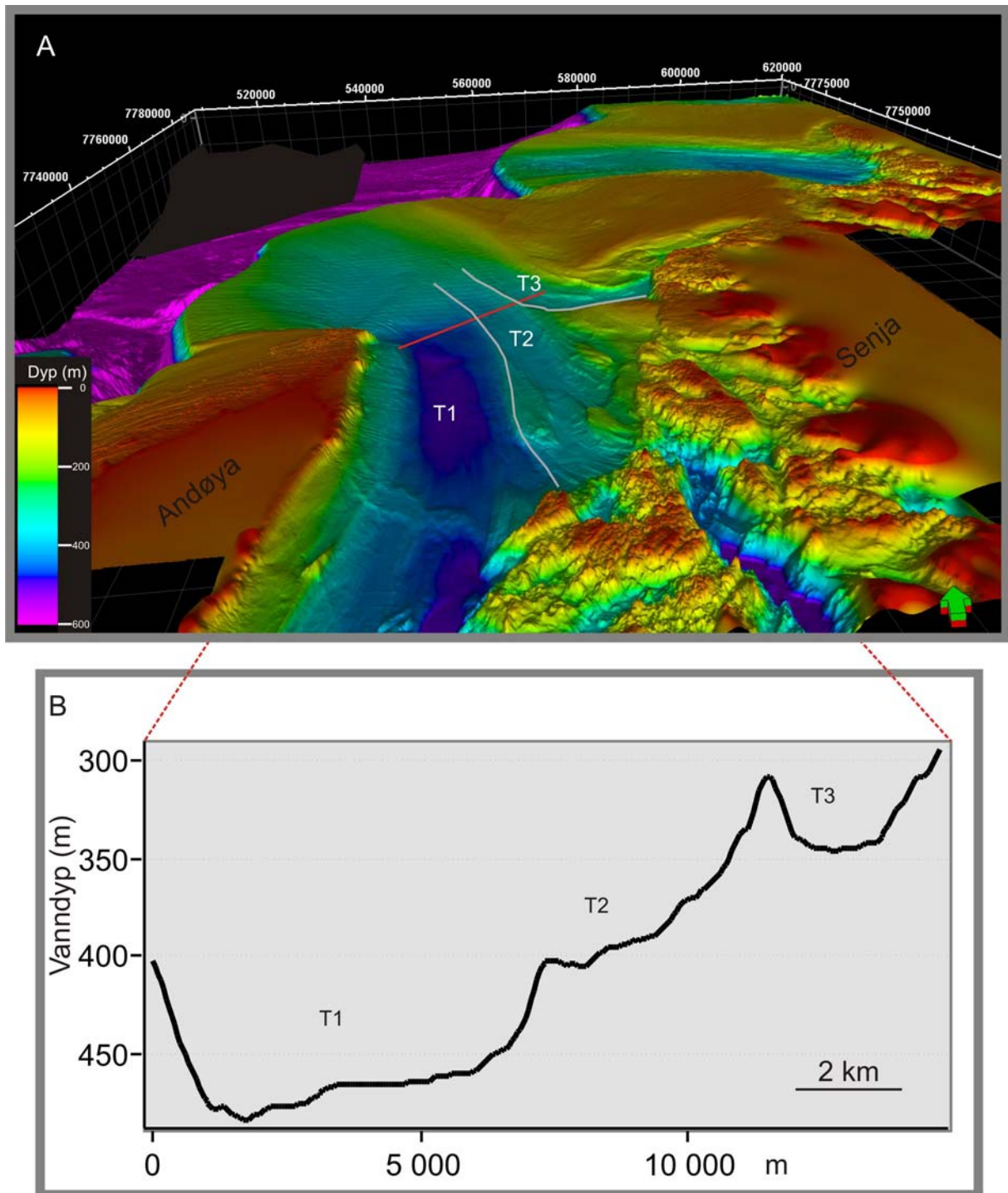
Andfjorden er et traue som er 20-40 km bredt, 40-65 km langt og har et vanddypp på mellom 80-515 m. De dypeste delene observeres i de indre, sentrale deler (430-515 m). De grunneste delene forekommer langs kantene av trauet, mot grensene i SV og NØ (ned mot 80 m). Andfjorden er bredest i de indre og ytre delene, og smalest i de sentrale og midtre delene. Trauet munner ut i en konveks form ved eggakanten, med en bredde på omtrent 40 km (Figur 4-1).

Den innerste delen av Andfjorden har en orientering som er tilnærmet N-S. Videre ut mot eggakanten dreier trauet mot NV. I den indre delen forekommer tre mindre traue som er orientert parallelt med lengderetningen til Andfjorden (Figur 4-3 og Tabell 4-2). Trauene er navngitt T1-T3 fra sørvest mot nordøst. Trauene smalner utover i Andfjorden (Figur 4-3). T1 er det dypeste, bredeste og lengste trauet (Figur 4-3 og Tabell 4-2).

De største gradientene i Andfjorden forekommer i grensene til bankene og i overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn (Figur 4-2). I tillegg forekommer det høyere gradienter i grensene mellom T1-T3 (Figur 4-2).

Traue	Lengde (km)	Bredde (km)	Vanddypp (m)
T1	~40	~10	420-515
T2	~32	~4	330-380
T3	~20	~4	270-350

Tabell 4-2: Dimensjoner til traue observert i Andfjorden.



Figur 4-3 A: 3D-figur av kontinentalhylla i studieområdet med synsvinkel ut Andfjorden. Mindre traue (T1-T3) er avmerket på figur. Rød linje angir batymetrisk snitt vist i B. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. B: Batymetrisk snitt som viser vanndyp i de forskjellige traue. Generelt øker vanndypet mot sørvest. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

4.1.1.2 Malangsdjupet

Malangsdjupet er i likhet med Andfjorden et overfordypet trau som går på tvers av kystlinja. I sør grenser Malangsdjupet mot Sveinsgrunnen og i nord mot Malangsgrunnen. Ringvassdjupet drenerer inn i Malangsdjupet fra NØ. Malangsdjupet starter i øst ved overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn (Figur 4-1).

De smaleste partiene (17-19 km) er mot midten av traует og det blir gradvis bredere mot eggakanten (30 km), der traует munner ut i en konveks form. Vanddybden er størst i den innerste delen av Malangsdjupet (450 m), og de grunneste delene (130 m) observeres langs flankene helt ytterst i traует (Figur 4-1). Generelt kan en si at vanddybden øker mot midten av traует og mot den østlige delen.

I den østlige delen har traует en orientering på SØ-NV, før det gradvis dreier over til en orientering som er omtrent Ø-V. De største gradientene i Malangsdjupet forekommer i grensene til bankene og i overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn (Figur 4-2).

4.1.1.3 Fallbakdjupet

Fallbakdjupet er et kystparallelt trau som ligger innenfor Sveinsgrunnen og som fortsetter inn i Andfjorden (Figur 4-1). I øst begrenses Fallbakdjupet av krystallin berggrunn (Figur 4-1). Vanddybden er størst der Fallbakdjupet og Andfjorden møtes (300 m). Generelt øker vanddypet fra nord mot sør.

Orienteringen til traует er NØ-SV i den østlige delen før den bøyes av mot vest og orienteringen blir parallell med lengderetningen til Andfjorden. Området er bredest i den vestlige delen (7 km) og blir jevnt smalere mot nordøst. Lengden på Fallbakdjupet fra den østlige delen til området går over i Andfjorden er omtrent 28 km.

4.1.1.4 Ringvassdjupet

Ringvassdjupet er et NØ-SV orientert og kystparallelt trau som ligger innenfor Malangsgrunnen (Figur 4-1). Traует fortsetter inn i Malangsdjupet mot sørvest. Det er bredest i den sørvestlige delen (5 km) og blir gradvis smalere mot nordøst. Lengden på traует er omtrent 15 km, målt fra nordøst til inngangen ved Malangsdjupet. Den faktiske lengden kan være større, da der ser ut til at traует fortsetter ut av studieområdet. Vanddypet i traует ligger på omtrent 100-160 m. Generelt øker vanddybden fra flankene og mot midten av traует.

4.1.2 Glasiale banker

4.1.2.1 Sveinsgrunnen

Sveinsgrunnen er lokalisert nord for Andfjorden (Figur 4-1). Senja ligger i sørøst, og nord for området ligger Malangsdjupet. I sørvest ligger Fallbakdjupet. Sveinsgrunnen har et areal på omtrent 820 km² og er en relativt flat banke (Figur 4-1 og Figur 4-2). De dypeste delene (140 m) forekommer i den nordvestlige delen og det er grunnest mot øst. Generelt øker vanddybden fra sørøst mot nordvest.

4.1.2.2 Malangsgrunnen

Malangsgrunnen ligger nord for Malangsdjupet (Figur 4-1). Nord for Malangsgrunnen ligger Rebbenesdjupet. I den sørøstlige delen grenser området til Ringvassdjupet. Malangsgrunnen har et areal på omtrent 970 km² og er i likhet med Sveinsgrunnen relativt flat (Figur 4-1 og Figur 4-2). Vanddypet er størst i de vestlige delene (180 m). Vanddypet øker generelt fra øst mot vest. Minste vanddyp som observeres er mellom 50-60 m.

4.2 ANDREORDENS FORMELEMENTER

4.2.1 Megaskala glasiiale lineasjoner

Med lineasjoner menes langstrakte furer og/eller rygger som er semiparallelle til parallelle med trauenes lengste akse. Lineasjoner forekommer i begge de kysttransverse traueene (Figur 4-4). Størst tetthet observeres i ytre del av Andfjorden (Figur 4-4).

Lineasjonene opptrer ofte tett inntil hverandre og de kan følges over store avstander flere steder (opp mot 25 km). Dimensjonene til lineasjonene varierer mye innad i traueene og mellom dem. Relieffet er på mellom 1-15 m. Avstanden mellom hver rygg (bredden), ligger på 120-140 m. I indre deler av Malangsdjupet forekommer de bredeste lineasjonene (Figur 4-4B og C). Her ligger bredden på omtrent 500 m og lengde/bredde-forholdet på omtrent 25:1, mens det generelt i studieområdet ligger på 100:1.

Geometrien til lineasjonene veksler fra tilnærmet lineære til svakt krummede. Lineasjonene følger trenden til traueene, det vil si at de krummer der traueene bøyer av. Dette er særlig tydelig i sørvestlige delen av Andfjorden, samt der Andfjorden og Fallbakdjupet møtes (Figur 4-4). Størst tetthet av lineasjoner forekommer ytterst i Andfjorden der de kan følges helt ut til eggakanten fra omtrent midt i utløpet av trauet. Lenger ut mot kantene stopper lineasjonene noen kilometer før eggakanten. Ytterst i Malangsdjupet ser det ut til at majoriteten av lineasjonene krenger mot den sørlige delen av trauet (Figur 4-4). I den nordlige ytterdelen av trauet observeres det ikke lineasjoner.

Det observeres at lineasjoner starter som rygger i overgangen mellom krystalline og sedimentære bergarter (Figur 4-5). Forhøyninger i den krystalline berggrunnen ligger ofte i bakkant (Figur 4-5).

Tolkning

Basert på formen, lengde/bredde-forholdet og lokaliseringen av lineasjonene i traueene er det naturlig å tolke dem til å være dannet av hurtigstrømmende is. Denne type formelementer tolkes derfor til å være megaskala glasiiale lineasjoner.

Megaskala glasiiale lineasjoner er tidligere beskrevet fra Antarktis (Stokes og Clark, 2001), det nordlige Canada (Clark, 1993) og utenfor Norge, Svalbard og Barentshavet (Ottesen et al., 2005a; Andreassen et al., 2007; Ottesen et al., 2008). Clark (1993) har også beskrevet megaskala glasiiale lineasjoner på land. Forekomsten av subglasiiale formelementer som

megaskala glasiale lineasjoner er et av de viktigste geomorfologiske kriteriene for identifisering av tidligere isstrømmer (Stokes og Clark, 1999), og opptreden av svært smale subglasiale formelementer (lengde/bredde-forhold >10) er foreslått som en indikasjon på raske isstrømmer (Stokes og Clark, 2002b).

En rekke teorier rundt dannelsen av megaskala glasiale lineasjoner er foreslått i litteraturen. I kapittel 6 vil to teorier diskuteres: (1) sedimenter som presses opp i hulrom i isen og (2) iskjøler som pløyer bunnsedimenter, samt en kombinasjon av disse.

4.2.2 Trauparallele rygger

Fem markante ryggformer som er orientert parallelt med den lengste akse til traueene er vist i Figur 4-6. Ryggene gis notasjonen R1-R5 (Tabell 4-3 og Figur 4-6). Samtlige av ryggene smalner utover i traueene. R1-R4 ligger i de indre deler av Andfjorden, mens R5 ligger ytterst i Malangsdjupet.

R1 er bredest i den sørlige delen hvor den er opptil 2700 m. Den smalner gradvis nordover før den forsvinner. Lengden til ryggen er omtrent 12 km. Vanddypet ligger på 300 m i den sørlige, og 340 m i den nordlige delen. Dette betyr at ryggen ligger fra 90-150 m høyere enn havbunnen i vest og 40-50 m høyere i øst. Høydeforskjellen er størst i de sørligste delene. Ut fra de batymetriske dataene ser det ut til at det høyeste punktet til R1 kan være av krystallin berggrunn (Figur 4-7). Ryggen er overpreget av glasiale lineasjoner.

R2 er bredest omtrent midt på (2100 m). Lengden til ryggen er omtrent 4 km og den ligger på et vanddypp mellom 200-250 m. I likhet med R1 er relieffet til omkringliggende havbunn størst i vest (80 m), mens det mot øst ligger på rundt 20-30 m. Denne ryggen har en bratt kant i den delen som ligger fralands (Figur 4-7).

R3 er bredest i den sørlige delen (1700 m) og tynner ut mot nord. Lengden er på omtrent 7 km. Ryggen befinner seg på et vanddypp på 170-240 m. Relieffet til havbunnen er størst vest for ryggformen, hvor den er opp mot 60 m. I øst er relieffet opp mot 30 m. Ryggen er overpreget av glasiale lineasjoner. Det høyeste punktet ligger bak på ryggen.

R4 ligger mellom T2 og T3. Ryggen ligger helt inntil den krystalline berggrunnen, og fortsetter omtrent 9 km ut i Andfjorden. Ryggen er relativt flat på toppen og har et relieff til

omkringliggende havbunn på 80-250 m. Utbredelsen til ryggen er tydelig i nord, mens den er mer gradvis i sør.

R5 ligger i Malangsdjupet og er ikke like tydelig avgrenset som ryggene i Andfjorden. Denne ryggen strekker seg helt ut til eggakanten og er totalt rundt 11 km lang. Det er vanskelig å avgjøre hvor ryggen starter. Ryggen blir bredere ut mot eggakanten, og den er overpreget av glasielle lineasjoner.

Rygg	Lengde (km)	Maksimal bredde (m)	Relieff (m)	Lengde/bredde-forhold
R1	12	2700	40-150	~5
R2	4	2100	20-80	~2
R3	7	1700	30-60	~5
R4	9	4200	80-250	~2
R5	11	2800	20-50	~5

Tabell 4-3: Dimensjoner til trauparallele rygger i Andfjorden og Malangsdjupet.

Tolkning

Ut fra lengde/bredde-forholdet og orienteringen til ryggene er det naturlig at genesen er relatert til isstrømmer. En nærmere diskusjon rundt dette vil bli gitt i kapittel 6.

4.2.3 Kurvede rygger

Ved eggakanten på den sørlige flanken av Andfjorden er det et område der rygger med en kurvete form opptrer (Figur 4-8). Flere av ryggformene danner løber (Figur 4-8). Relieffet til ryggene ligger på 5-15 m, og avstanden mellom hver ryggtopp er 500-1000 m. I mellom noen av ryggformene ligger det pløyespor og pockmarks (Figur 4-8). Glasiale lineasjoner forekommer nord og øst for ryggene.

Også på den nordvestlige flanken av Andfjorden observeres det rygger med en kurvet form (Figur 4-8). Disse er imidlertid så overkjørt av pløyespor at det er vanskelig å illustrere dem med en figur.

Tolkning

Genesen til ryggene er ikke åpenbar. En diskusjon rundt dette vil bli gitt i kapittel 6.

4.2.4 Buete rygger

I de dypeste delene av Malangsdjupet (fra omtrent 280 m vanddyp) forekommer det rygger som har buete form, og som er konvekse i retning ut traue. Ryggene forekommer med høy tetthet, og størst konsentrasjon kan observeres i bakkant av R8 (Figur 4-9).

Enkelte av ryggene er sammensatt av flere mindre rygger og kan følges over flere titalls kilometer (Figur 4-9). Det observeres også at rygger overlager hverandre, samt rygger som ligger i rekker (Figur 4-9). Ryggene har et relieff som varierer fra et par meter til opp mot 15 m. Inne i den konvekse delen som ryggene inneslutter er havbunnen relativt flat. Ofte kan det observeres at glasiale lineasjoner terminerer inne i ryggformene, det vil si de konvekse ryggene ligger over disse.

Tolkning

Genesen til ryggene er ikke åpenbar. En diskusjon rundt dette vil bli gitt i kapittel 6.

4.2.5 Sidemorener

Rygger som er parallelle med trauenes akse forekommer flere steder i studieområdet (Figur 4-6). Disse ryggene har en mer bølgete form enn de beskrevet i kapittel 4.2.1, og de er smalere enn de beskrevet i kapittel 4.2.2.

Ute ved eggakanten i overgangen mellom Sveinsgrunnen og Andfjorden forekommer det to semiparallelle ryggformer som er orientert parallelt med Andfjorden (Figur 4-10). Relieffet til ryggene er 2 m, bredden er 100-200 m og de er omtrent 12 km lange. Den ytre formen til ryggene er svakt bølgende. De strekker seg fra ytterst på eggakanten og innover kontinentalhylla før de blir begravd av frontavsetninger (beskrevet under). Øst for ryggene forekommer det et relativt strukturløst område (Figur 4-10). På vestsiden forekommer det en rekke mindre ryggformer som er orientert vinkelrett på de to ryggene, og som overlager dem. Ryggene fortsetter i retning ned mot Andfjorden. Enkelte av disse avslutter i lobeformer (Figur 4-10).

På nordkanten av Sveinsgrunnen forekommer det en lang sammenhengende rygg som markerer overgangen til Malangsdjupet (Figur 4-11). Den kan følges fra indre deler av Sveinsgrunnen og helt ut til eggakanten. Ryggen er 1-6 m høy og 50-100 m bred. Videre innover Sveinsgrunnen forekommer det en sone med en rekke ryggformer som er semiparallelle med den sammenhengende ryggen (Figur 4-11). For beskrivelse av disse ryggene se kapittel 4.2.7. Også på sørkanten av Malangsgrunnen forekommer det liknende ryggformer (Figur 4-6). Disse er imidlertid ikke like tydelige som på Sveinsgrunnen.

I ytre deler av Fallbakdjupet forekommer det en tydelig rygg som er parallell med, og som markerer den nordlige marginen til T3 (Figur 4-12). Ryggen har et relieff på 5-15 m til havbunnen i nord, og den ligger oppå en avsats som har et relieff til havbunnen i sør på opp mot 130 m (Figur 4-12). Ryggen fortsetter et stykke opp på Sveinsgrunnen før den blir begravd (Figur 4-12). Bredden til ryggen er 50-100 m.

Forutenom de tre tydelige gruppene med ryggformer beskrevet over forekommer det mindre tydelige ryggformer på den sørlige flanken av Andfjorden, og på den nordlige marginen til Malangsdjupet (Figur 4-6). Sørflanken av Andfjorden er markert med en bratt kant, der ryggformer forekommer oppå. Den bratte kanten starter der Andfjorden svinger, og fortsetter helt ut til eggakanten. Ryggene er opptil 3000 m lange og 3 m høye. Ryggformene på den nordlige marginen til Malangsdjupet markerer overgangen til Malangsgrunnen (Figur 4-6).

Disse består av en rekke diskontinuerlige rygger som er 500-2000 m lange og 3-10 m høye. Ryggene er orientert med lengderetningen til Malangsdjupet. Disse ryggene er utseendemessig lik de i overgangen mellom Malangsdjupet og Sveinsgrunnen.

Tolkning

Med begrunnelse i plasseringen til ryggene og at de er parallelle med isstrømsretningen, tolkes de til å være sidemorener. Noen av disse ryggene kan også tolkes til å være frontavsetninger (se kapittel 4.2.7). I kapittel 6 vil genesen til sidemorenene bli diskutert nærmere. I tillegg vil genesen til ryggene som er orientert vinkelrett på sidemorenene i overgangen mellom Andfjorden og Sveinsgrunnen bli diskutert.

4.2.6 Frontavsetninger i traueene

I studieområdet forekommer det tre brede forhøyninger som ligger på tvers av de glasiale traueene. Disse ryggene gis benevnningen R6-R8 (Figur 4-6 og Tabell 4-4). I tillegg forekommer det mindre rygger som ligger på tvers av Fallbakdjupet (Figur 4-6).

R6 er orientert skrått over Andfjorden, det vil si tilnærmet NV-SØ. Denne ryggen er bredest i den vestlige delen (2200 m) og smalner østover. Ryggen ser ut til å være todelt, det vil si i vest er yttergrensene til ryggen veldig tydelige, mens de blir mindre markante mot øst. Toppen av denne ryggen har en jevn topografi i den vestlige delen og en mer haugete topografi mot øst (Figur 4-7). I vest ser det ut til at ryggen fortsetter opp på Andøya (Figur 4-7). Lengden til ryggen er omtrent 6 km. Den østlige delen ligger på 430-440 m vanddypp mens den vestlige delen ligger på 400-420 m. Omkringliggende vanddypp er større i den østlige delen, slik at ryggen stikker høyere opp fra havbunnen her. I henholdsvis vestlig og østlig del ligger ryggen 20-30 m og 30-40 m høyere enn T1. Denne ryggen er ikke overpreget av glasiale lineasjoner.

R7 ligger nord for nordspissen av Andøya og er en konveks ryggform som er orientert omtrent parallelt med eggakanten (Figur 4-6). Utbredelsen til denne ryggen er vanskelig å definere. Den er bredest i øst der den er omtrent 10 km, og den smalner vestover. R7 ligger på et vanddypp som varierer mellom 300-400 m. Ryggen er overkjørt av glasiale lineasjoner.

R8 ligger på tvers av ytre halvdel av Malangsdjupet (Figur 4-6). Vanddyppet her ligger på 300-400 m. Ryggformen blir gradvis høyere mot midten fra øst- og vestsiden. I nord og sør

har ryggformen en større gradient. I front, samt i nord og i sør, begraver den andre formelementer. Ryggen er ikke overkjørt av glasiale lineasjoner.

I bakkant av sidemorenen i de ytre delene av Fallbakdjupet forekommer det en bratt kant som er omtrent 50 m høy, med en avsats i bakkant (Figur 4-12). En trauparallell rygg ligger oppå denne avsatsen (Figur 4-12). Lengre inn i Fallbakdjupet forekommer det en tydelig rygg som er 200-300 m bred, 2 km lang og omtrent 10 m høy (Figur 4-12).

Rygg	Lengde (km)	Bredde (km)	Relieff (m)
R6	~2	12	20-80
R7	4-10	12	20-40
R8	Opp mot 19	10	50-100

Tabell 4-4: Dimensjoner til brede forhøyninger i traue. Lengde angis parallelt med traueakse, bredde angis på tvers av traue.

Tolkning

Ryggene er plassert på tvers av de glasiale traue. De tolkes derfor til å være frontavsetninger dannet av en grunnstøtt bre som har stoppet opp eller rykket noe fram under tilbaketrekning.

Rygger som er dannet på tvers av isbevegelsesretningen er godt beskrevne morfologiske elementer på den norske kontinentalsokkel. Blant annet beskriver Laberg et al. (2007a) pushmorener i Vestfjorden og Andreassen et al. (2008) beskriver morener som markerer stopp i isbevegelsen eller isfrontoscillasjoner i Barentshavet. Anandakrishnan (2007) har beskrevet liknende formelementer i moderne isstrømmer på Antarktis.

R6 og R7 er tidligere tolket av Vorren og Plassen (2002) til å være randmorener, der førstnevnte er Flesenmorenen og den andre er Bjerkamorenen. Alderen til disse er henholdsvis 14,5 ¹⁴C ka BP og 14,6 ¹⁴C ka BP. Ottesen et al. (2008) har tolket R7 og R8 til å være grunningssoner.

4.2.7 Frontavsetninger på Sveinsgrunnen

På Sveinsgrunnen forekommer det en rekke rygger som har et relieff på omtrent 5 m, og bredde i størrelsesorden 100-300 m. Tettheten av rygger er størst i en sone som er opp mot 6 km bred langs ytre deler av banken (Figur 4-13). Yttergrensen til denne sonen er markert av en sidemorene (Figur 4-13). Lengden til ryggene innenfor sonen varierer fra et par hundre meter til opp mot 7 km. Enkelte steder ligger ryggene tett inntil hverandre (100-200 m), mens de andre steder ligger med en avstand på opp mot 1000 m. De lengste ryggene ligger nærmest marginen til banken. Innimellom ryggene forekommer det pløyespor og isfjellgroper. Generelt kan en si at ryggformene innad i sonen er orientert ØNØ-VSV til NØ-SV.

Videre innover Sveinsgrunnen er ryggene orientert NØ-SV (Figur 4-13). Kontinuiteten til disse ryggene varierer mye. De lengste kan følges over 15 km, mens majoriteten er fra <1-5 km. Avstanden mellom ryggene er generelt lengre her i forhold til i sonen beskrevet over (200-1500 m). Stort sett alle ryggene er krummet med den konvekse delen ut mot eggakanten. Det er mulig at noen ryggformer krysskutter hverandre (Figur 4-13).

Tolkning

Ut fra at den overordnede orienteringen til ryggene er såpass parallell tolkes de til å markere midlertidige opphold eller framrykk under tilbaketrekningen av isdekket. Enkelte av ryggene nærme Malangsdjupet kan som nevnt i kapittel 4.2.5 være sidemorener.

4.2.8 De Geermorener

Sørøst for Sveinsgrunnen forekommer en sone med relativt parallelle ryggformer (Figur 4-14). Avstanden mellom ryggene er 200-300 m. Høyden ligger på omtrent 1 m og lengden er 500-3000 m. Orienteringen til ryggene er NØ-SV. Ryggformene er kortest mot land, og øker i lengde ut mot havet. Vanddypet der ryggformene observeres er omtrent 20-50 m. Det ser ut til at utbredelsen av ryggene er begrenset av krystallin berggrunn, og de er begravd i nord av sanddekker (se kapittel 4.2.11).

Tolkning

Ryggformer med liknende morfologi og dimensjoner beskrives som De Geermorener (Benn og Evans, 1998; Dowdeswell et al., 2008; Shaw et al., 2009). Disse markerer et episodisk tilbaketrekkende isdekke som terminerer i vann og forekommer som rygger som er tett plasserte (Benn og Evans, 1998).

4.2.9 Pløyespor

Krumlinjeformete furer observeres på havbunnen både i trauene og på Sveinsgrunnen. I trauene varierer lengden på furene fra et par hundre meter til 10-15 km. Typisk bredde ligger på omtrent 100-150 m. De dypeste furene er opp mot 8 m, mens majoriteten ser ut til å være rundt et par meter. Vanddypet som furene forekommer i ligger på 100-300 m. Furene forekommer spredt i trauene, med størst tetthet ut mot eggakanten der de har en klar orientering (Figur 4-15 og Figur 4-16). Noen av furene er korte og svært krummede uten noen utpreget orientering (Figur 4-15). Disse forekommer i hovedsak lengre inn i trauene, og de er ofte dypere.

På Sveinsgrunnen forekommer furer med dybder i størrelsesorden <1 m. Fordypningene er opptil 10 km lange, mens majoriteten er <2 km. Furene har en klar Ø-V (Figur 4-17). Det observeres at furene bare forekommer på vanddyp som er større enn omtrent 50 m (Figur 4-17), og de tydeligste furene forekommer på de største vanddypene. Noen av furene kan følges over flere kilometer, mens andre er korte. Felles for furene er at de har en kontinuerlig krummet form, det vil si de holder på retningen sin over flere kilometer uten å plutselig skifte kurs. Flere av furene terminerer mot frontavsetningene på Sveinsgrunnen beskrevet over.

Tolkning

Dybden, formen og orienteringen til furene gjør at de tolkes til å være pløyespor fra isfjell. Siden vanddybden på bankene er lav i forhold til i de glasiale traueene antas det at isfjellene her var betydelig mindre. Dette støttes av at dybden observert (<1 m) er betydelig mindre enn det som ble observert i traueene. Ifølge Dowdeswell og Bamber (2007) er det et klart forhold mellom dybden et pløyespor forekommer på og størrelsen på isfjellet som har dannet det. En mulig årsak til at det ikke observeres pløyespor med større dimensjoner er at de største isfjellene har grunnstøtt (se kapittel 4.2.10).

Pløyespor er et vanlig morfologisk element i det sørvestlige Barentshav og ble trolig dannet under deglasiasjonen i sen weichsel (rundt 20-15 ¹⁴C ka BP) når Barentshavs- og det Skandinaviske isdekket trakk seg raskt tilbake og intens isbergkalving foregikk (Andreassen et al., 2007). Laberg et al. (2007b) beskriver pløyespor vest for bakveggen av Andøyakanjonen på omtrent 400 m vanddyp. Disse antas å være dannet fra isfjell, og orienteringen til pløyesporene er forårsaket av sterke havstrømmer. Bellec et al. (2008) har kartlagt pløyespor på Tromsøflaket. Det ble vist at sedimentdistribusjonen på tvers av pløyesporene var en sterk indikator for retningen til moderne havsstrømmer.

4.2.10 Isfjellgroper

På Sveinsgrunnen forekommer det flere markante fordypninger som har en semisirkulær form (Figur 4-17). Fordypningene har en dybde på 5-17 m og de er opp mot 2800 m på tvers. Rundt enkelte av fordypningene forekommer det en mindre rygg som inneslutter den, og i noen observeres det pløyespor (Figur 4-18).

Tolkning

Ut fra at vanddypet på Sveinsgrunnen er såpass grunt, samt forekomsten av pløyespor nede i flere av fordypningene, tolkes de til å være dannet av isfjell som har grunnstøtt på havbunnen.

4.2.11 Sanddekker og sedimentbølger

I tre av områder på kontinentalhylla forekommer det tydelige ryggformer med en parallell karakter. Disse navngis gruppe 1-3 og blir beskrevet separat.

Gruppe 1 forekommer i front av Bjerkamorenen (Figur 4-19). Den største ryggen her (omtrent 7 km lang) ligger orientert parallelt med og inntil Bjerkamorenen (Figur 4-19). I den sørlige delen av området ligger det kortere rygger på omtrent 500-1500 m som skrår inn mot den større. Avstanden mellom toppene på ryggene er 100-200 m. Lenger mot nord i området blir ryggene mer utydelige, imidlertid kan det observeres at de er mer parallelle her. I den nordligste delen kan det ikke observeres noen strukturer. Vanddypet der ryggene forekommer ligger på 340-360 m. Formelementene ligger i en lokal depresjon som utgjør et sedimentbasseng i front av Bjerkamorenen. Avgrensingen av området er relativt lett å bestemme da sedimenter begraver glasiøse lineasjoner både innover Andfjorden og ut mot eggakanten. Vorren og Plassen (2002) har tidligere funnet at disse sedimentene er avsatt i holocen.

Gruppe 2 forekommer ved eggakanten i det strukturløse området nordøst for sidemorenene (Figur 4-10). Her ligger det en rekke parallelle rygger som fortsetter innover Sveinsgrunnen og overlager frontavsetninger (Figur 4-10). Ryggene har en høyde som er <1 m, og avstanden mellom ryggtoppene er omtrent 200-300 m.

Gruppe 3 forekommer innerst på Sveinsgrunnen. Her er det et område som skiller seg fra resten av banken ved å ha en glattere overflate (Figur 4-20). Overgangen til området i vest er bølgete, med enkelte lobeformer (Figur 4-20). Det forekommer rygger med en høyde på 2-3 m, lengde på 4-5 km og bredde på 300-500 m. Disse har en kurvete ytre form. Innenfor ryggene er det et område der mindre ryggformer opptrer. Berggrunn stikker opp fra sedimentene i området og De Geermorenene forsvinner inn under det (Figur 4-20).

Tolkning

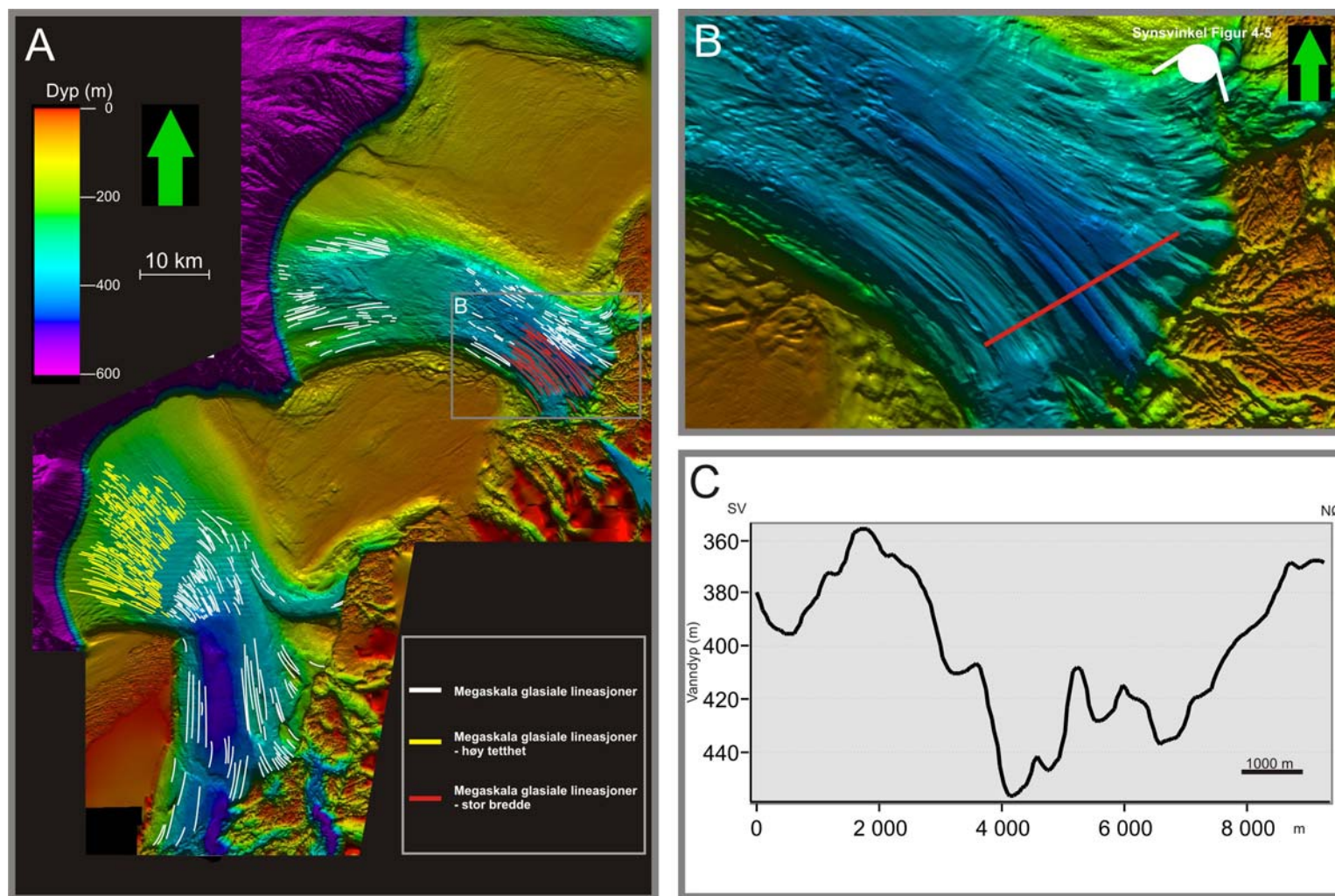
Den parallelle karakteren til ryggformene i gruppe 1 og 2 gjør at de tolkes til å være sedimentbølger. Området innerst på Sveinsgrunnen tolkes til å være migrerende sanddekker med begrunnelse i den glatte overflaten, lobene i overgangen til havbunnen i vest, og de kurvede ryggene i gruppe 3.

4.2.12 Pockmarks

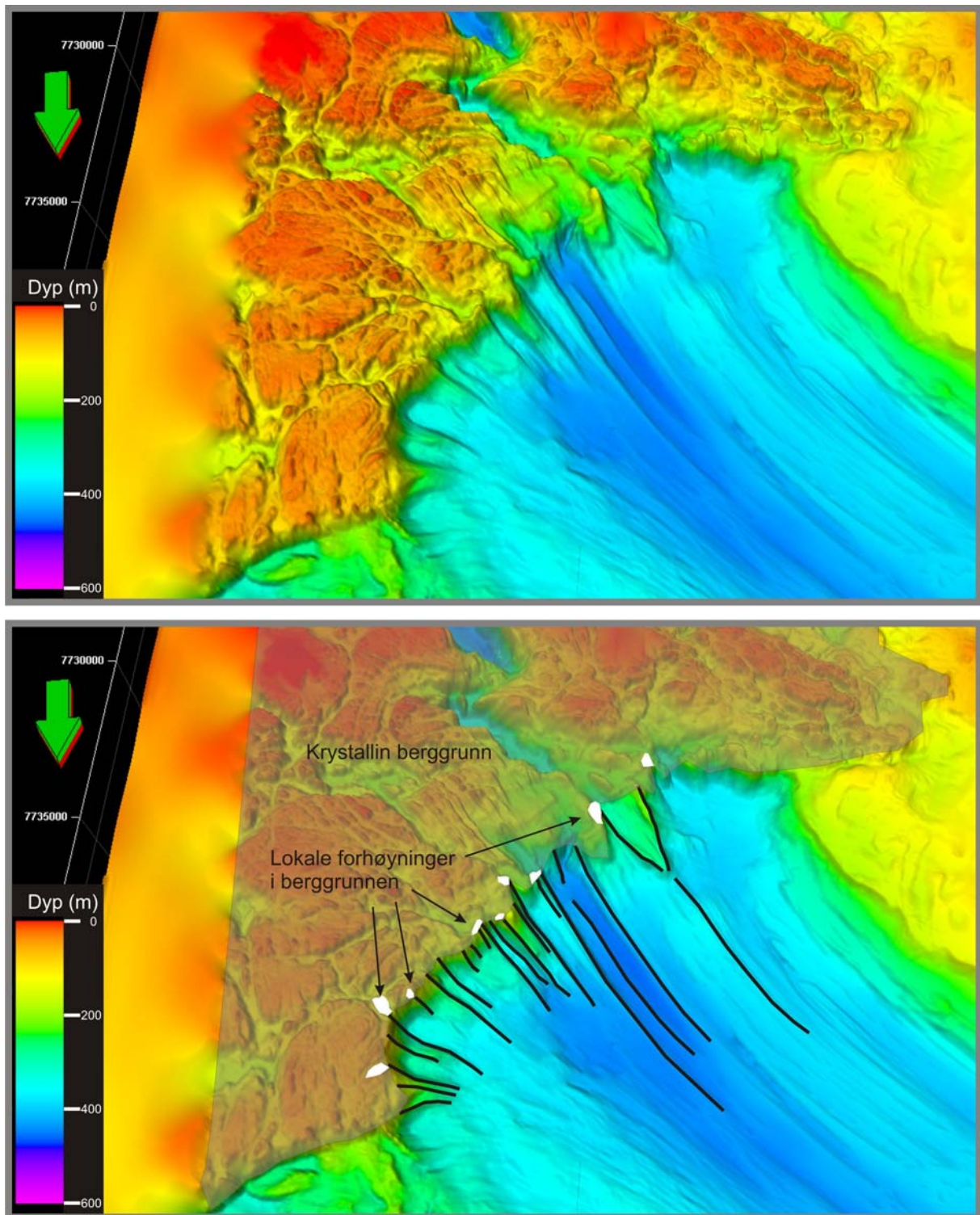
Fordypninger med en sirkulær til semisirkulær form opptrer spredt i Andfjorden og Malangsdjupet (Figur 4-21). Spesielt høye konsentrasjoner kan observeres i belter langs de østlige traumarginene (Figur 4-21). Her ligger fordypningene så tett at det er vanskelig å skille mellom dem. De største fordypningene har en diameter på 250 m, mens majoriteten ligger på <100 m. Dybden varierer fra 0,5-4 m. Flere steder forekommer fordypningene i rekker (Figur 4-22), og de forekommer både nede i pløyedor og i glasielle lineasjoner. Frontavsetningene og de trauparallelle ryggene er også preget av sirkulære fordypninger.

Tolkning

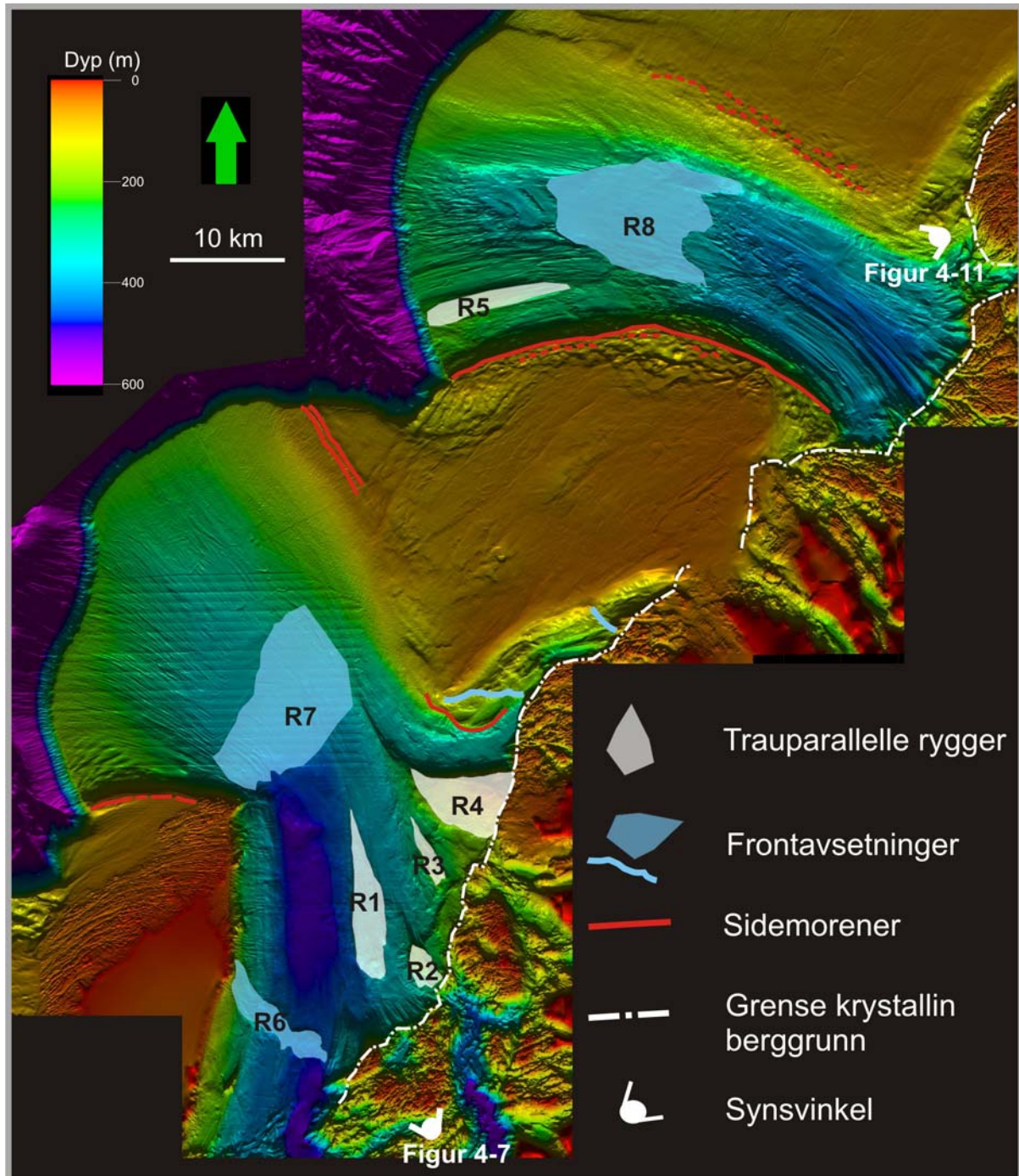
Den sirkulære til semisirkulære formen og dimensjonene til fordypningene tyder på at de er pockmarks, noe som også er tolket av Plassen og Knies (2009) for fordypningene i Andfjorden.



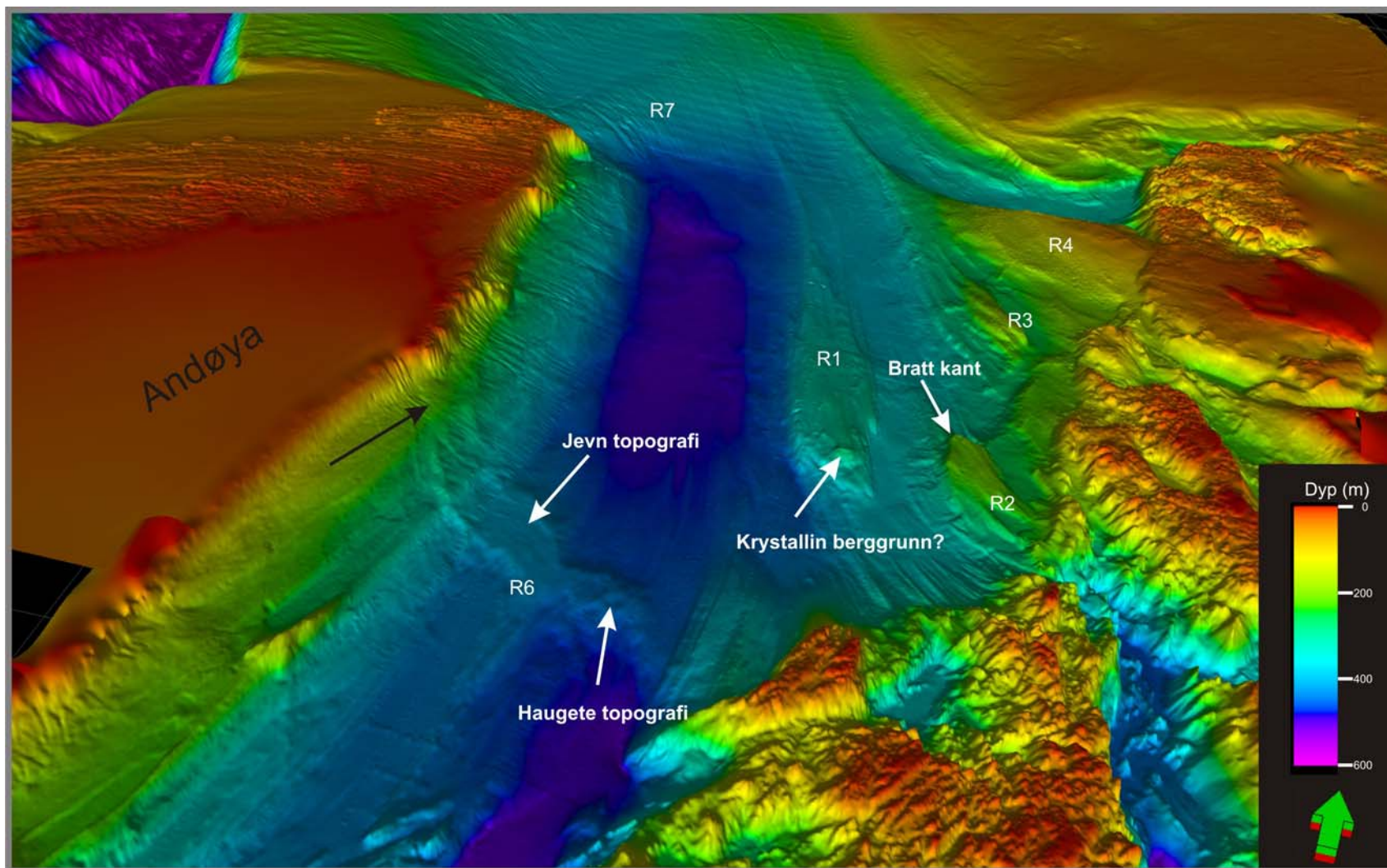
Figur 4-4: A: Oversiktsbilde over kontinentalhylla med linjer som angir megaskala glasiiale lineasjoner i traue. B er innrammet. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilde fra sør. Se Figur 4-1 for utolket versjon. B: Detaljfigur fra indre delen av Malangsdyppet (se A for lokalisering). Furene mellom ryggtoppene er spesielt brede her (500 m). Synsvinkel for Figur 4-5 indikert. C: Batymetrisk snitt over spesielt brede lineasjoner innerst i Malangsdyppet. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



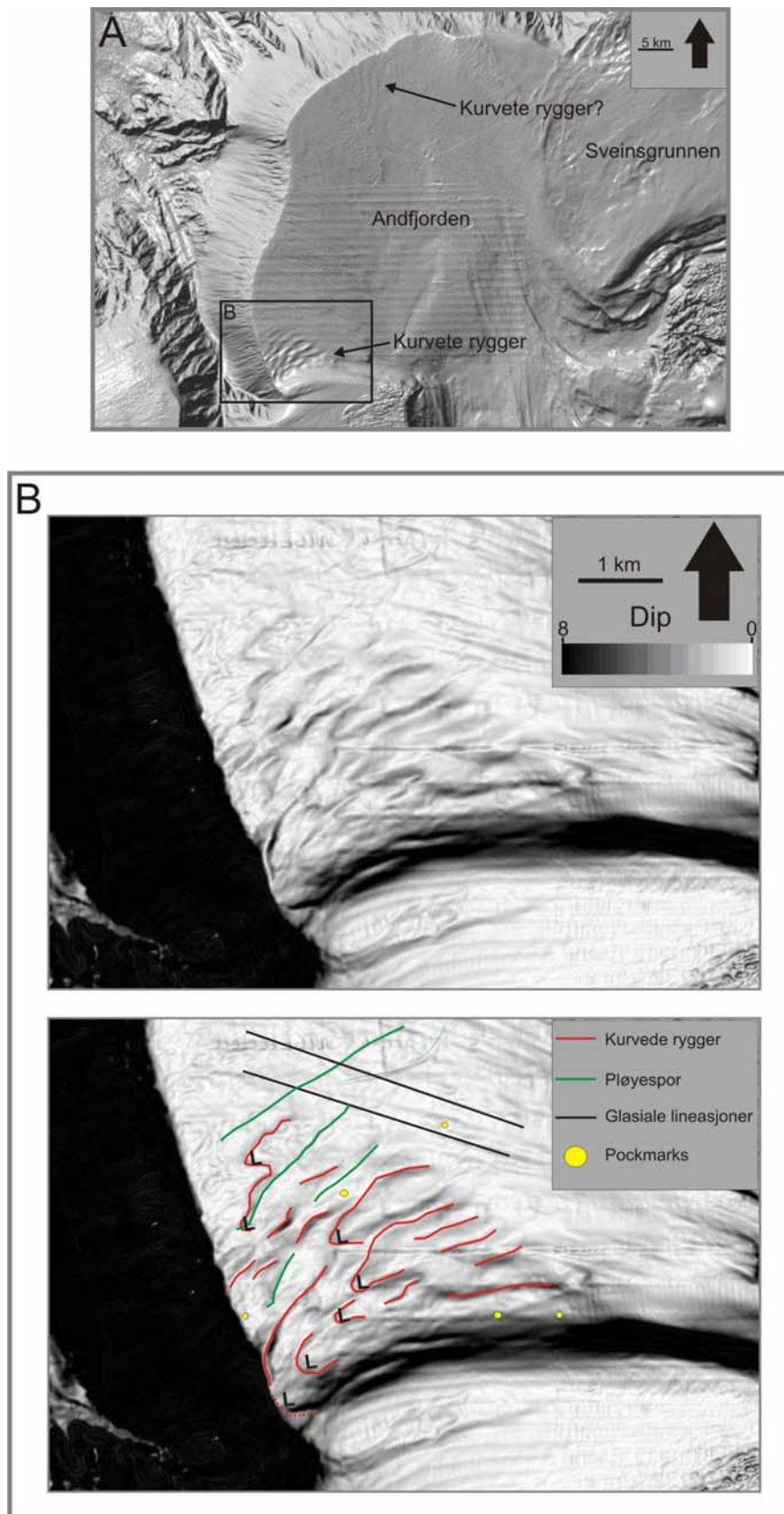
Figur 4-5: 3D-figur av den indre delen av Malangsdjupet, synsvinkel er indikert i Figur 4-4. Megaskala glasiøle lineasjoner starter ved overgangen mellom krystalline og sedimentære bergarter (svarte linjer). I bakkant av ryggene observeres det ofte berggrunn som har en høyere topografi enn områdene rundt. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er satt direkte ned på området. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



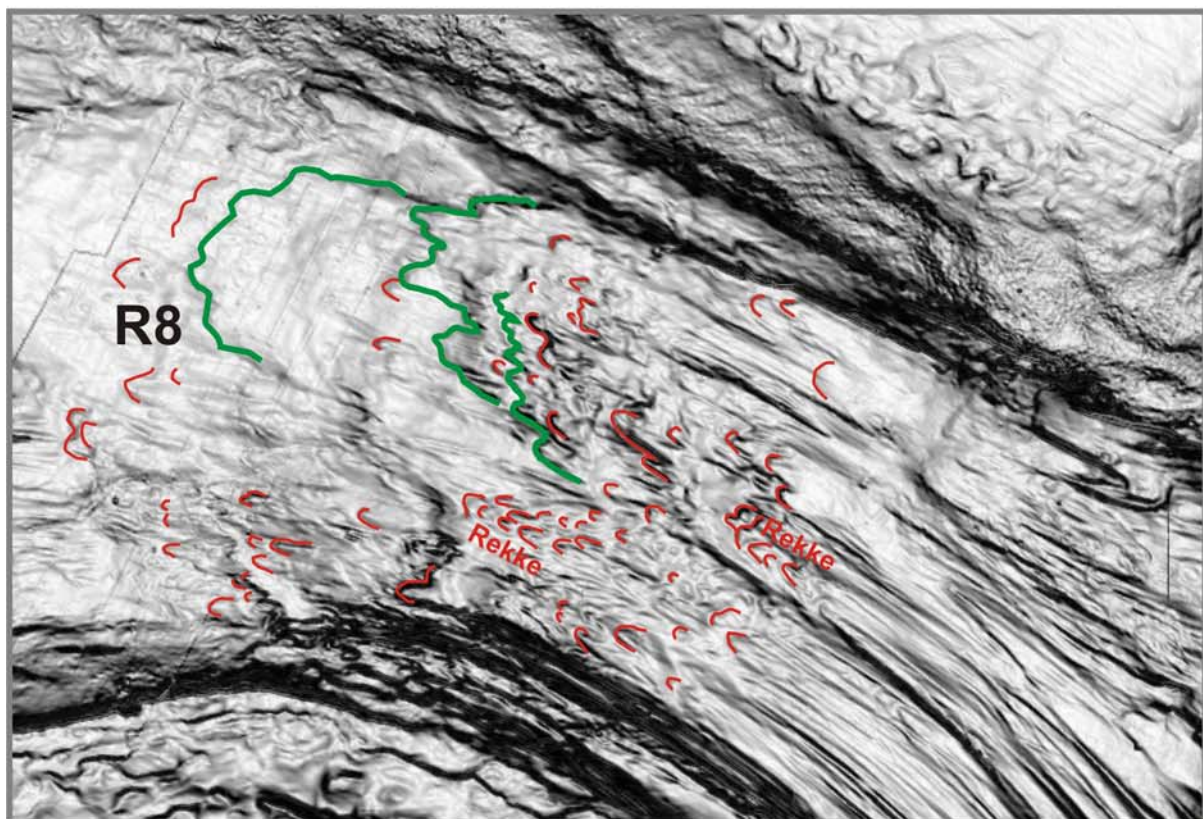
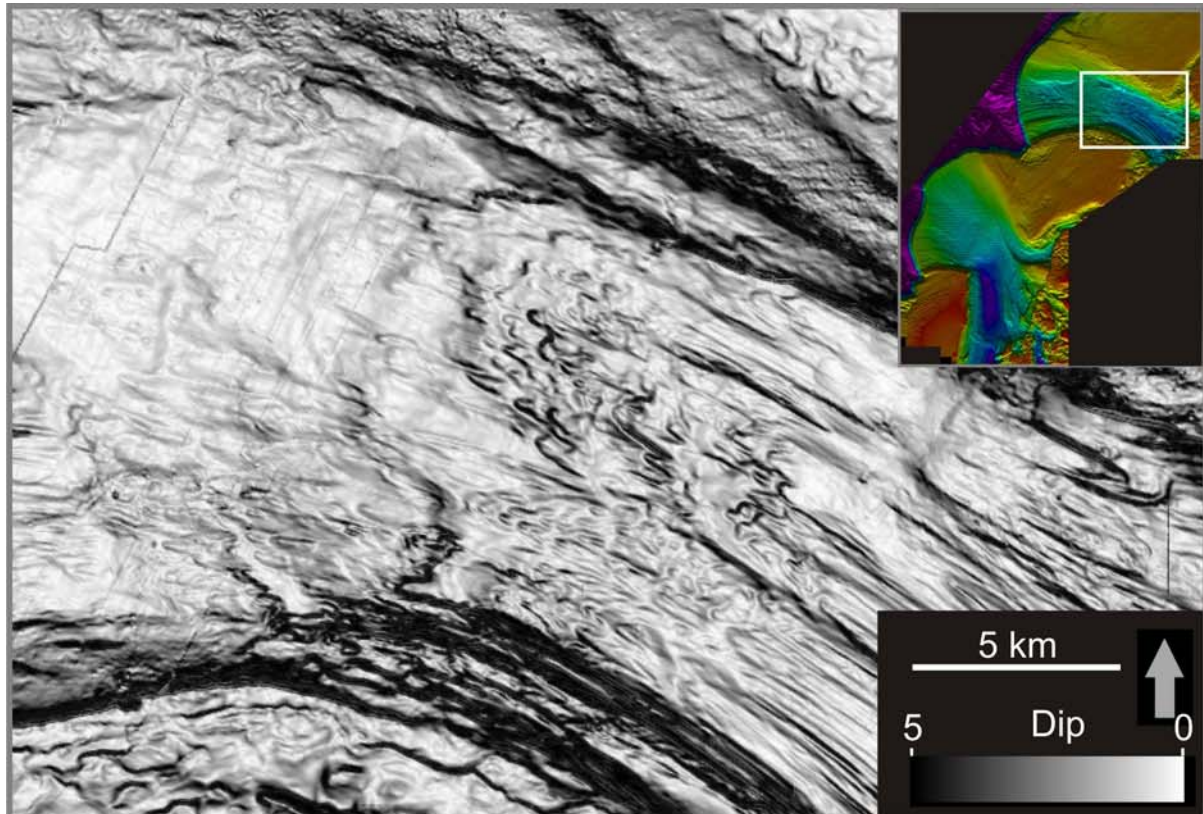
Figur 4-6: Oversiktsbilde over kontinentalhylla der trauparallele rygger, frontavsetninger i traue, og sidemorener er indikert. Stiplede røde linjer indikerer usikker utbredelse av sidemorener. Synsvinkel for Figur 4-7 samt og Figur 4-11 er indikert. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Se Figur 4-1 for en utolket versjon. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



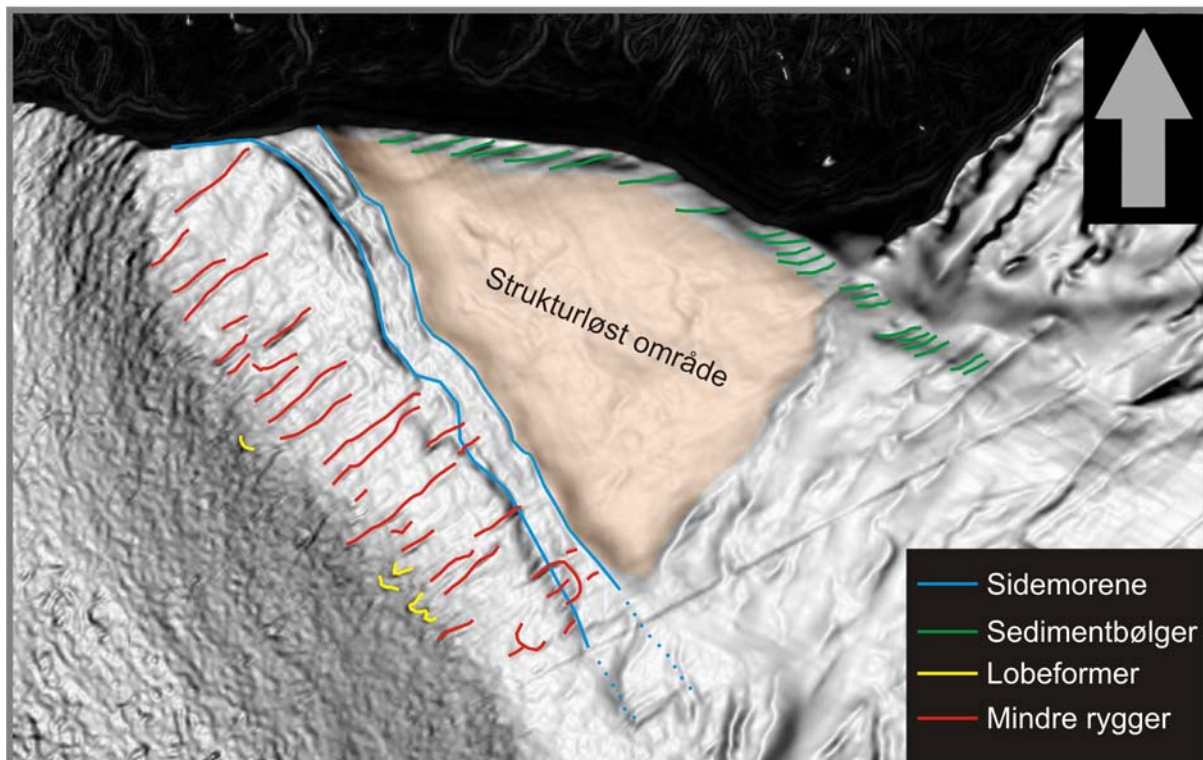
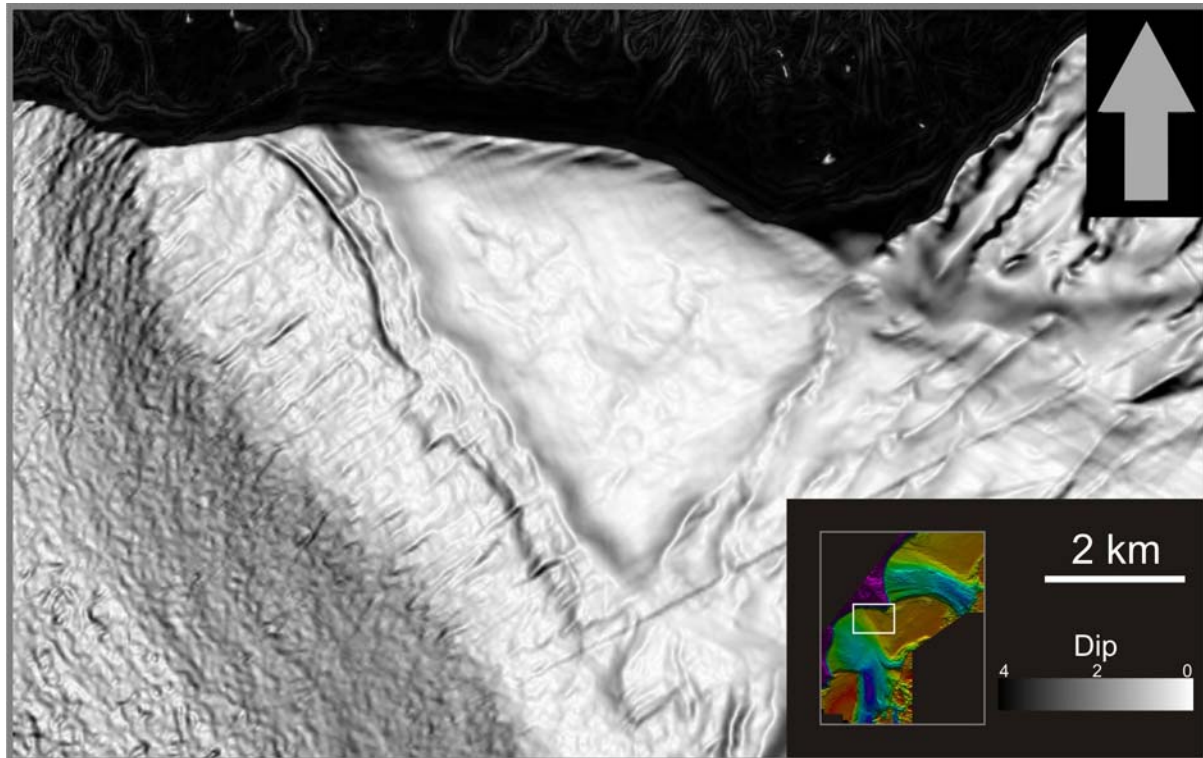
Figur 4-7: 3D-figur av den indre delen av Andfjorden med ryggformer markert. Viktige observasjoner er indikert med hvite piler (for nærmere beskrivelse se tekst). Svart pil indikerer forlengelse av R4 opp mot Andøya. Se Figur 4-6 for tolkning av ryggenes ytre grenser. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Synsvinkelen er angitt i Figur 4-6. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



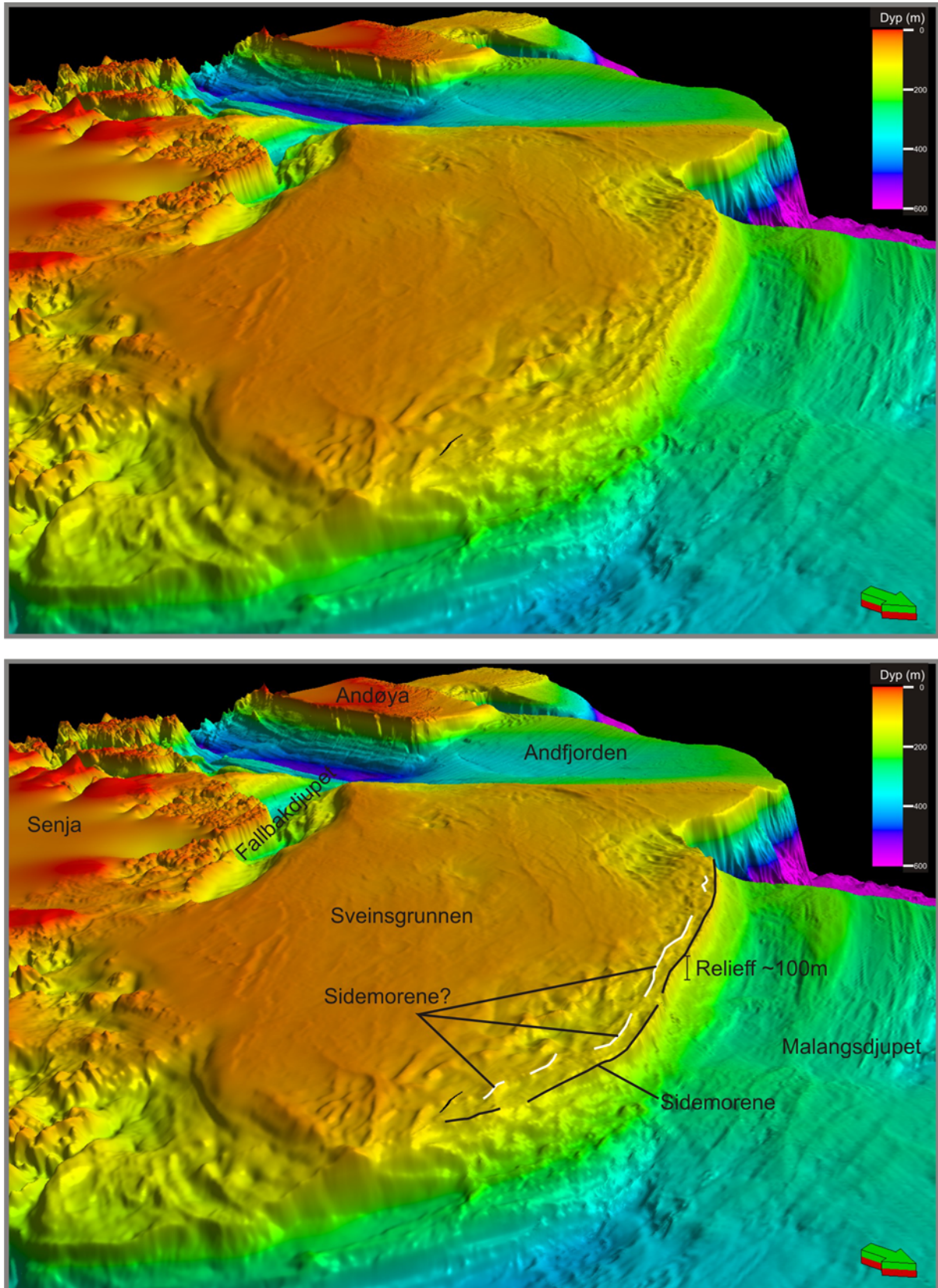
Figur 4-8: A: Skyggerelieffkart over ytre deler av Andfjorden. Kurvete rygger er fremtredende på den sørlige flanken av traetet. De kurvete ryggene på den nordlige flanken er mer utydelige. Figur B er innrammet. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. B: Dipkart som viser kurvede rygger ved eggkanten ytterst i den sørvestlige delen av Andfjorden. Flere av ryggene ender i loper (L). Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



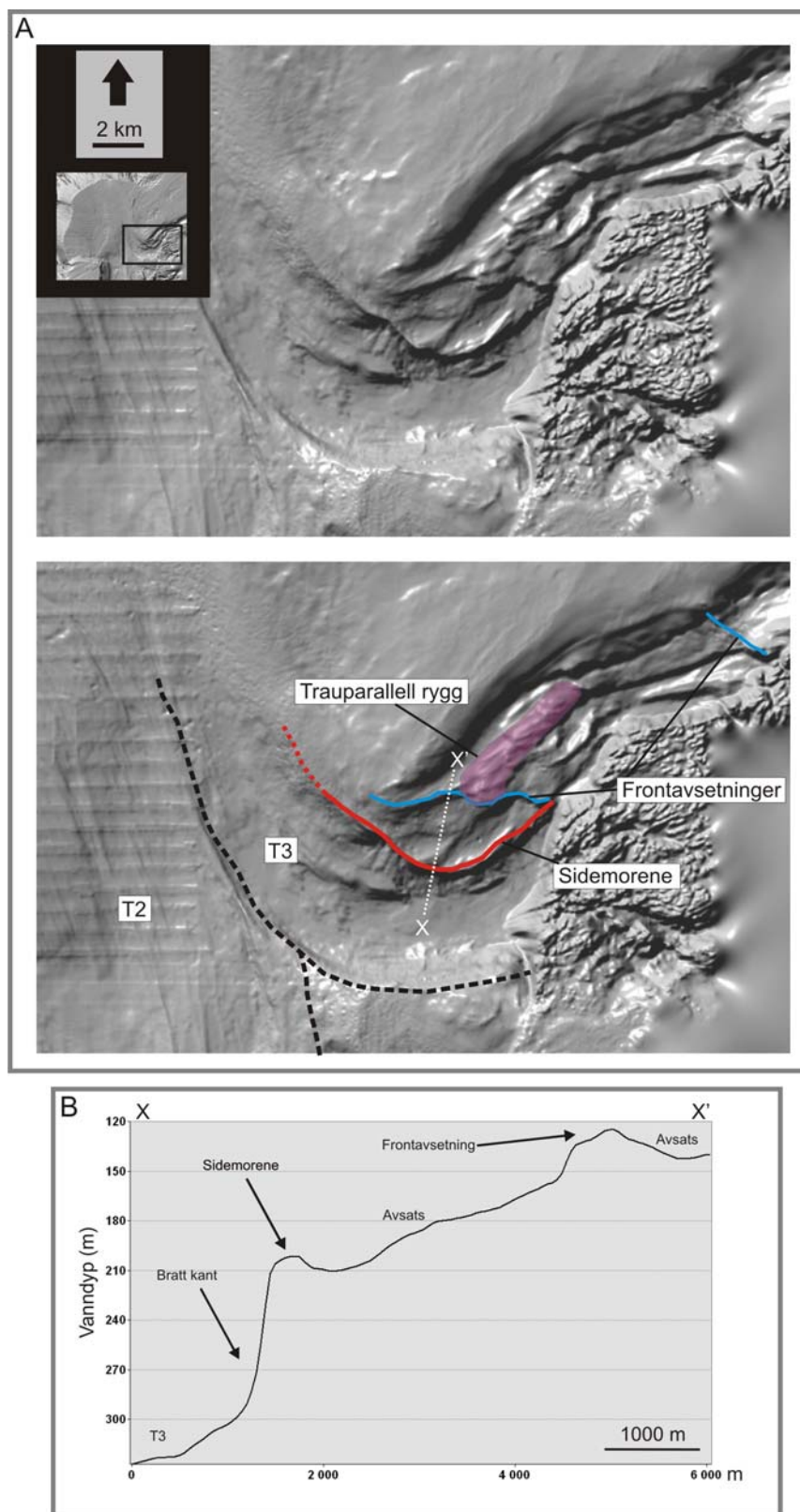
Figur 4-9: Dipkart over indre deler av Malangsdyppet. Buete rygger er markert med rødt. Ryggene forekommer både som sammenhengende og i rekker etter hverandre. Rygger som kan korreleres over lengre avstander er markert med grønn. Korreleringen er tentativ. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



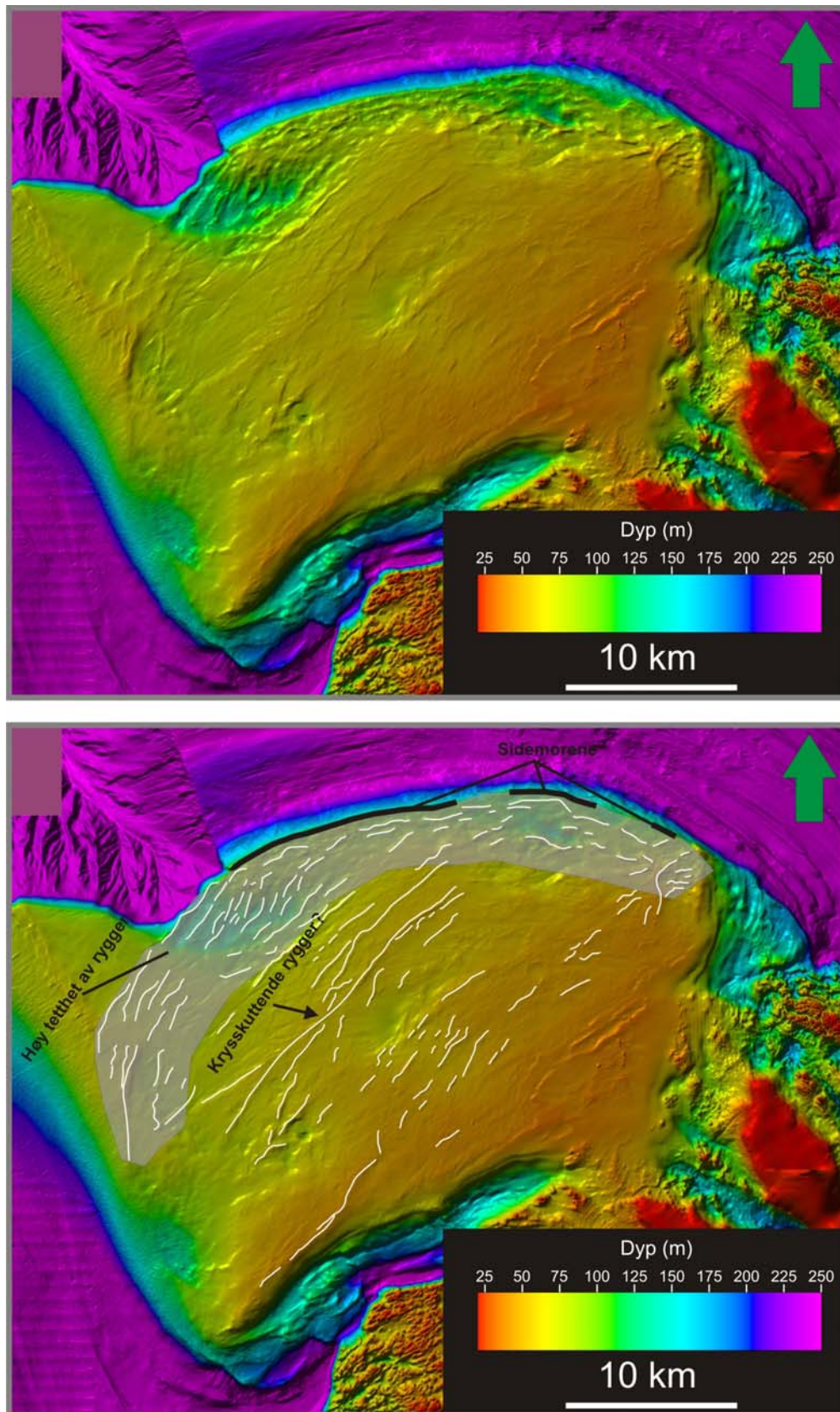
Figur 4-10: Dipkart som er lokalisert i overgangen mellom Andfjorden og Sveinsgrunnen. To semiparallele sidemorener som er overlagret av mindre rygger forekommer her. Sidemorenene begraves av frontavsetningene lengre inn på kontinentalhylla. Øst for ryggene forekommer det et relativt strukturløst område. Ute ved eggkanten forekommer det sedimentbølger som fortsetter et stykke inn på Sveinsgrunnen og overlager frontavsetningene. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



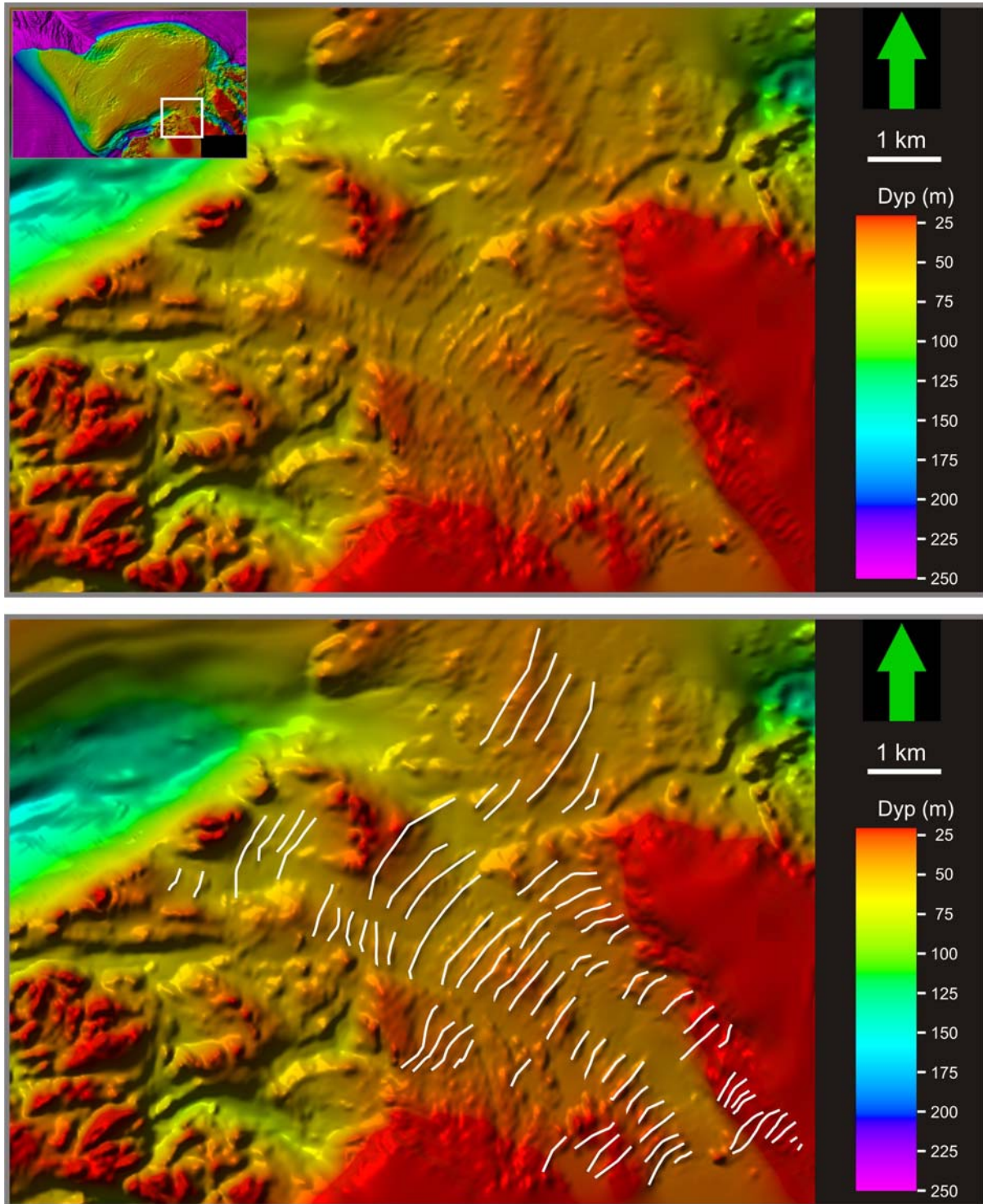
Figur 4-11: 3D-figur av Sveinsgrunnen med synsvinkel mot SV (indikert på Figur 4-6). Sidemorener er merket med svart, mens hvite linjer er rygger som kan være enten sidemorener eller frontavsetninger. Relieffet fra Sveinsgrunnen og ned til Malangsdjupet er på omtrent 100 m. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



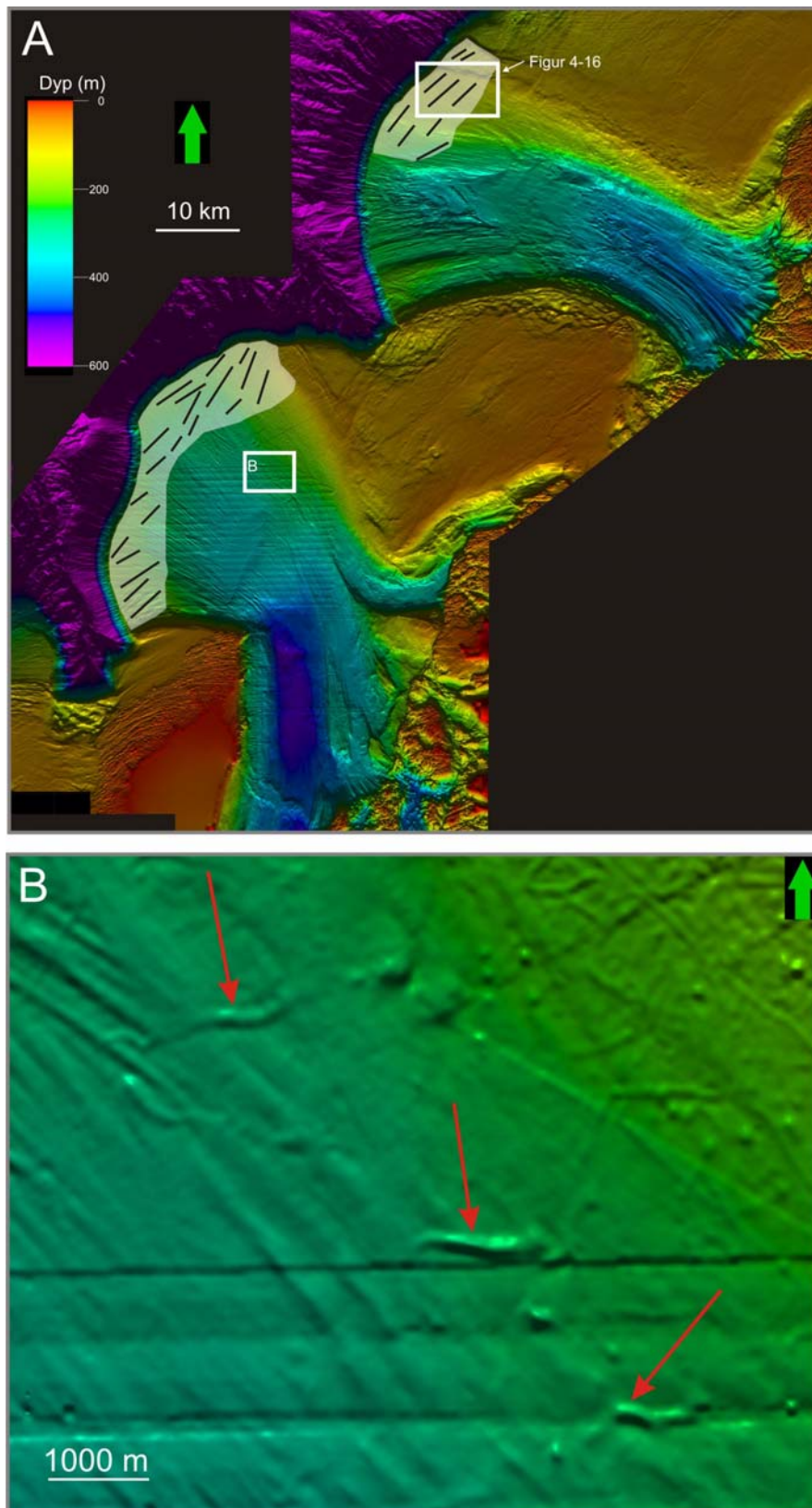
Figur 4-12: A: Skyggerelieff av ytre del av Fallbakdjupet som drenerer inn i Andfjorden. Sidemorenen som markerer nordlige margin for T3 er indikert. Innenfor sidemorenen forekommer det frontavsetninger som er plassert på tvers av lengderetningen til Fallbakdjupet samt en trauparallell rygg. Batymetrisk profil i B indikert. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. B: Batymetrisk profil som viser at sidemorenen og frontavsetningen ligger på avsats. En bratt kant forekommer mellom havbunnen i T3 og avsatsen i bakkant av sidemorenen. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



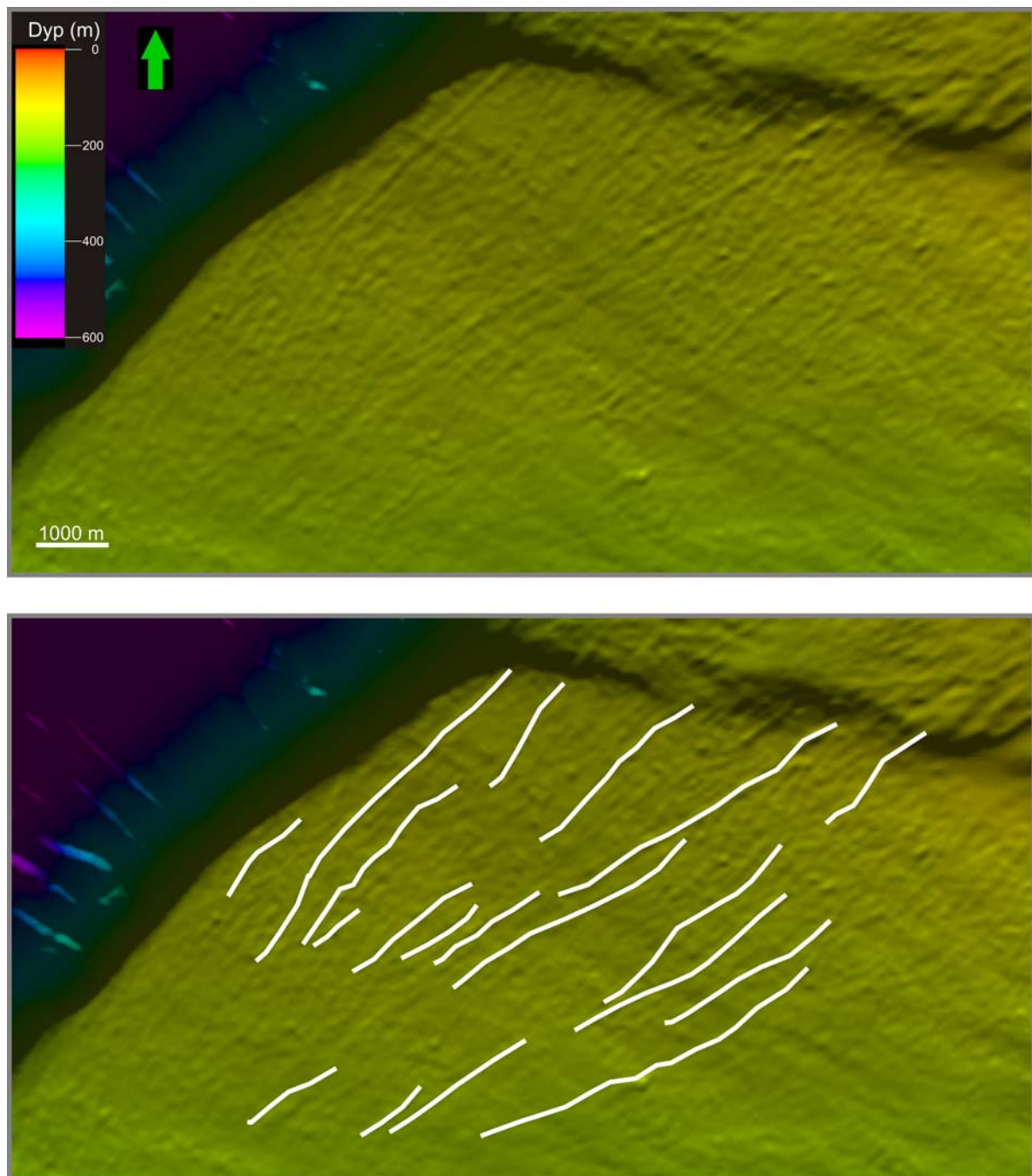
Figur 4-13: Oversiktsbilde over Sveinsgrunnen der frontavsetninger er markert. Ryggene forekommer med høy tetthet i en sone langs ytre deler av banken. Yttergrensen til denne sonen mot Malangsdjupet er markert ved en sidemorene. Enkelte av ryggene ser ut til å krysskutte hverandre. Obs: I den ytterste sonen kan flere av ryggene avmerket være sidemorener i stedet for frontavsetninger. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



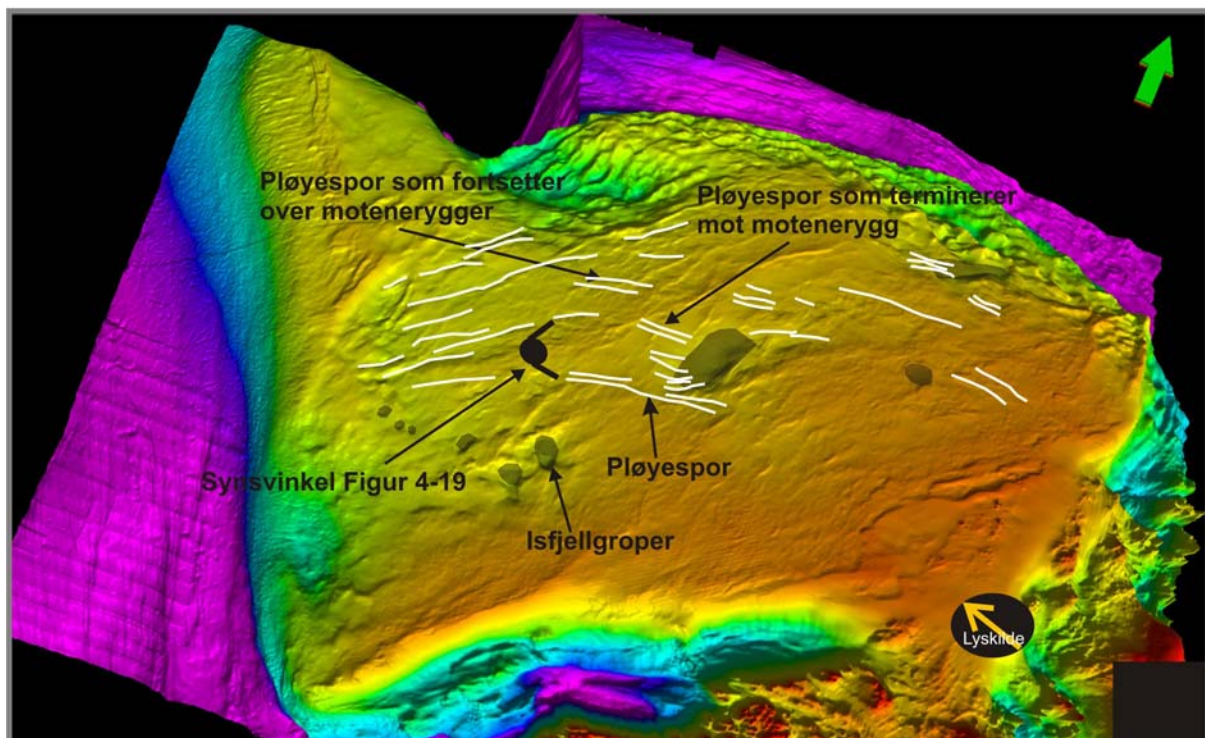
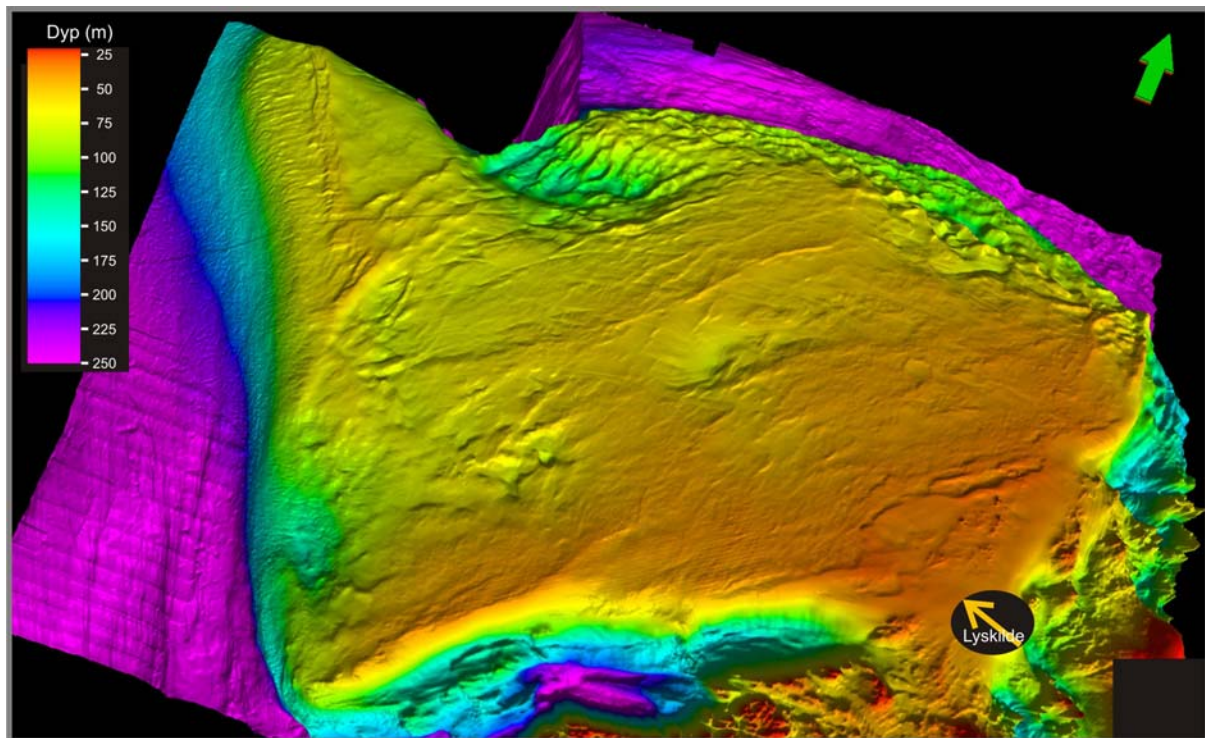
Figur 4-14: Forstørret del av havbunnen sør for Sveinsgrunnen der De Geermorener forekommer. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



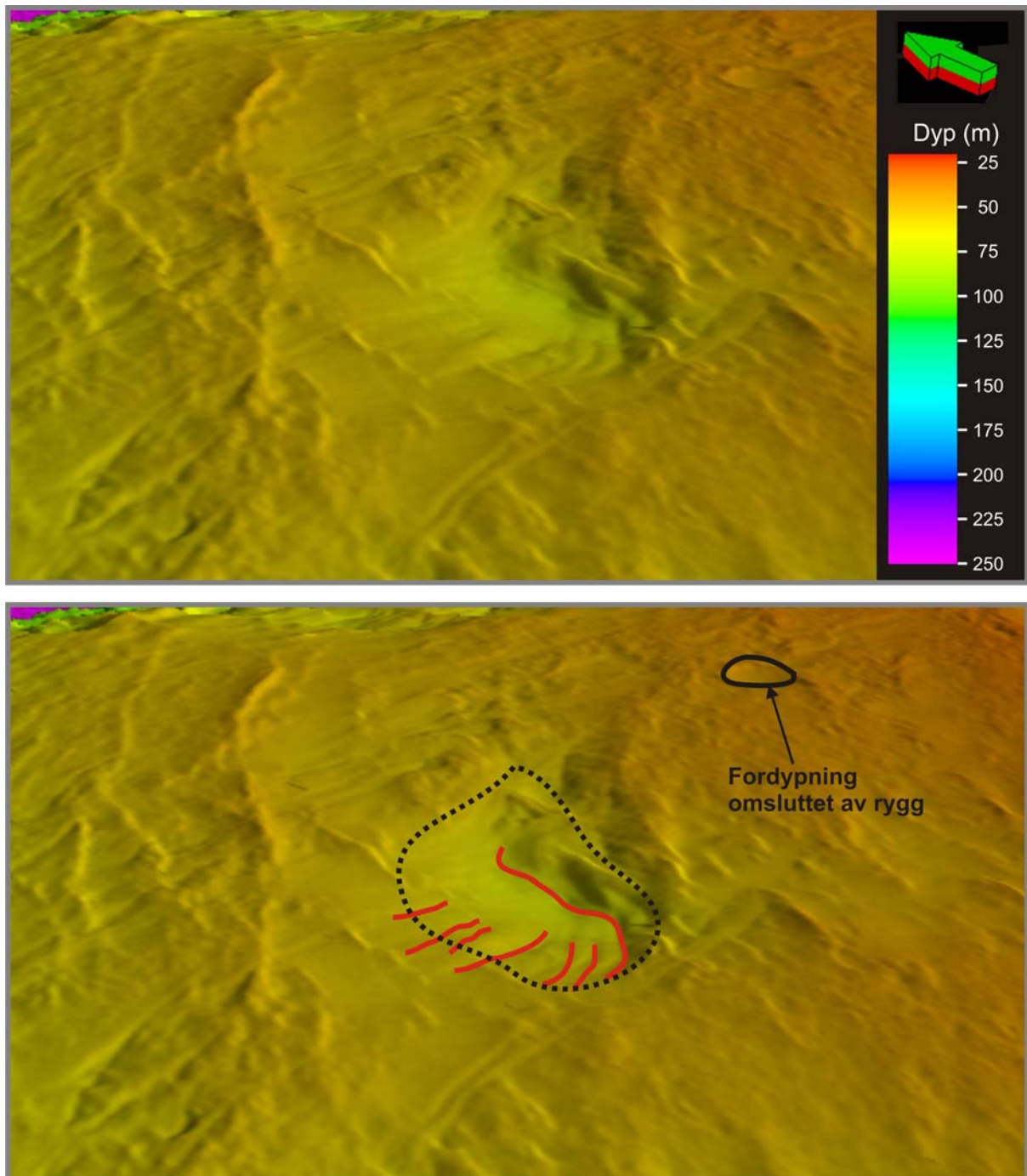
Figur 4-15: A: Oversiktskart over kontinentalhylla der områder som er dominert av pløyespor med tydelig orientering i traene er markert med hvitt. Omtrentlig orientering er vist med svarte linjer. Lokalisering av Figur 4-16 er innrammet. For utolket versjon se Figur 4-1. B: Forstørret del av nordøstdelen av Andfjorden. Spesielt fremtredende pløyespor er merket med røde piler. Dybdeintervallet er det samme som i A. Figurene er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



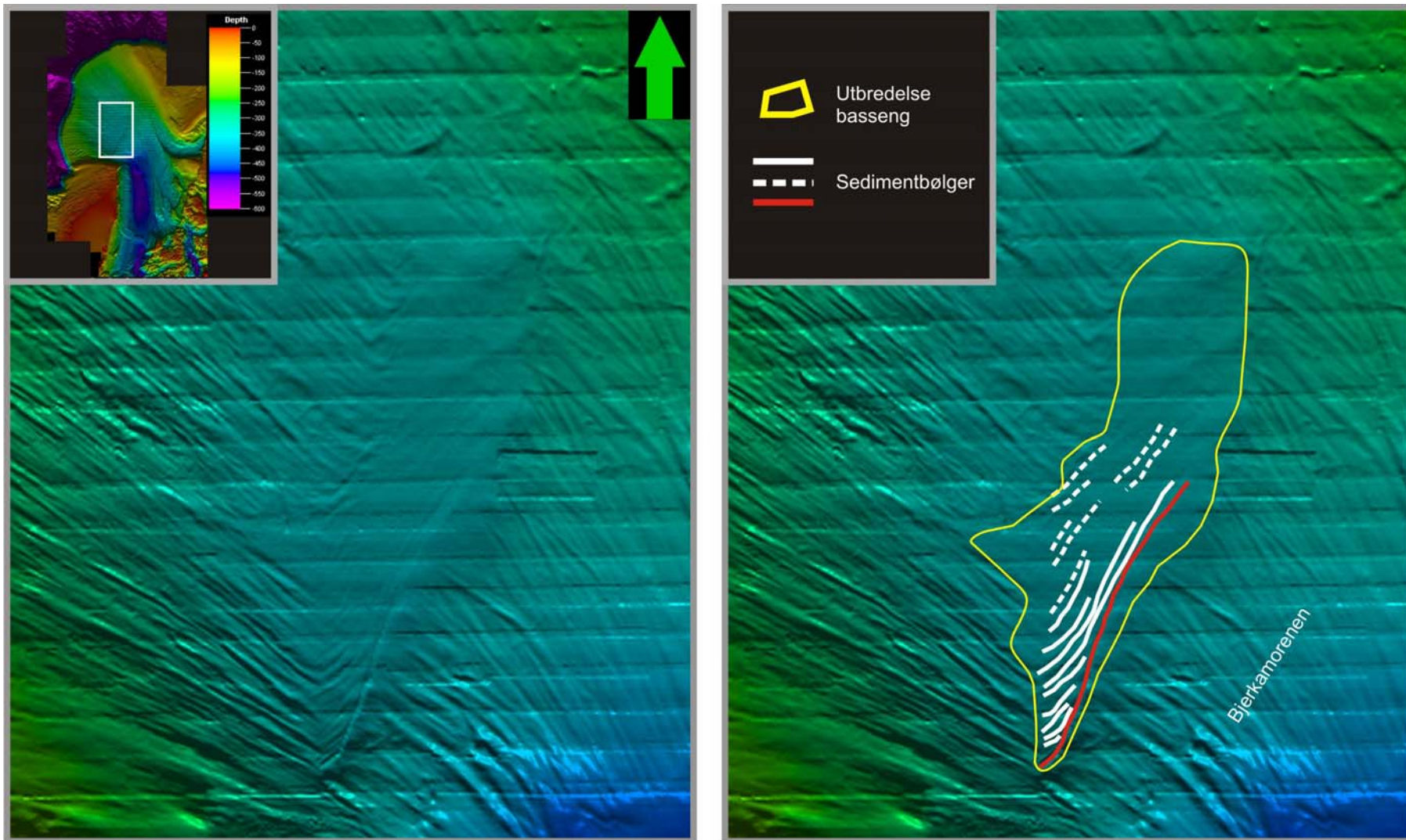
Figur 4-16: Forstørret del av nordlige Malangsdjupet (se Figur 4-15 for lokalisering). Pløyesporene har her en overordnet orientering som er NØ-SV. Noen av de mest markante pløyesporene er markert med hvitt. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



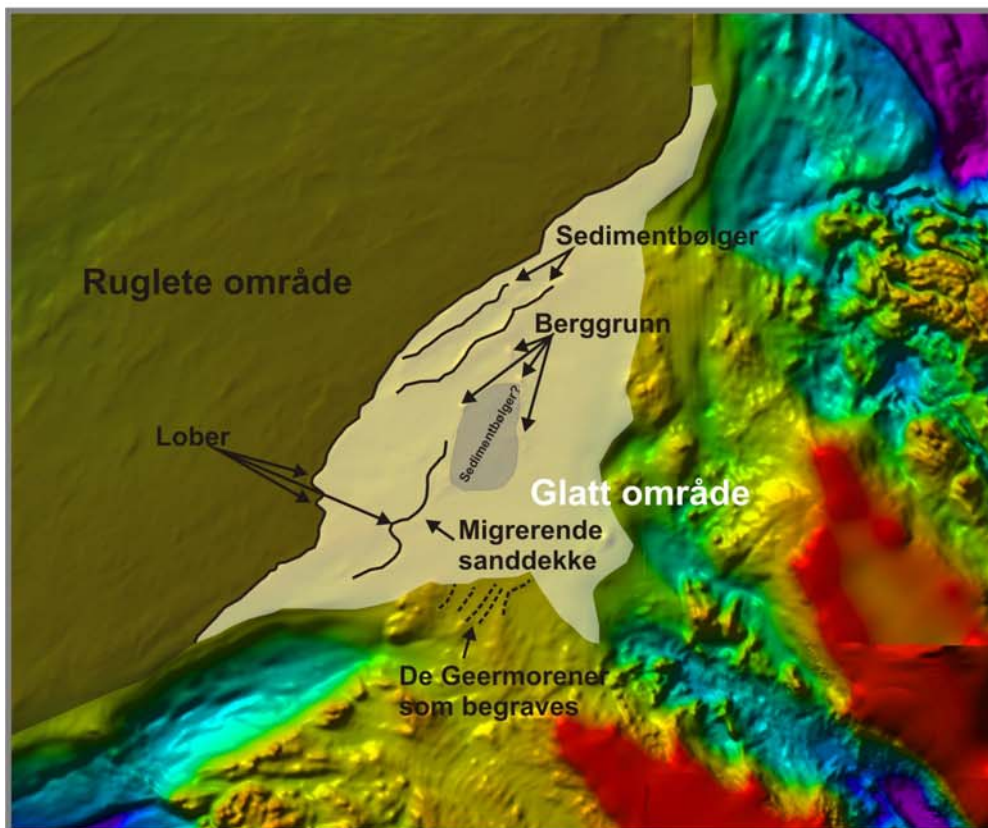
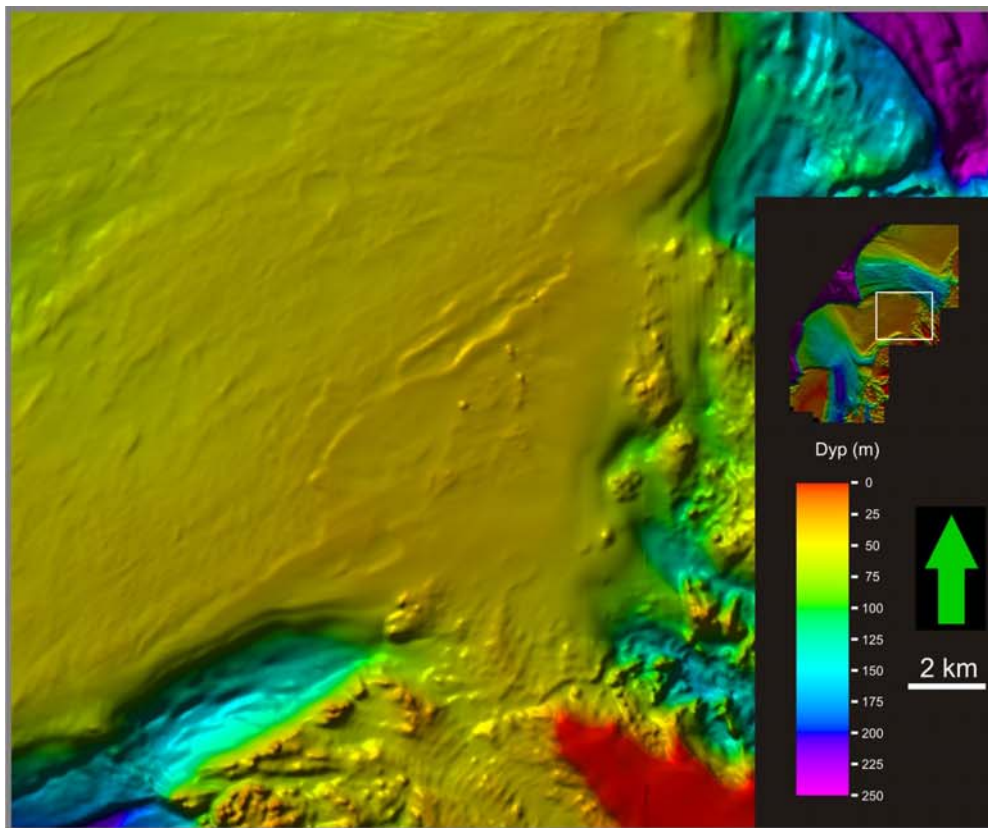
Figur 4-17: 3D-figur som viser pløyespor med en klar ØV-trend samt semisirkulære isfjellgroper på Sveinsgrunnen. Noen av pløyesporene ser ut til å stoppe opp når de treffer morenerygger, andre går rett over dem. Figuren er vist med 20x vertikal overdrivelse. Lyskilde indikert på figur. Synsvinkel for Figur 4-18 indikert. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



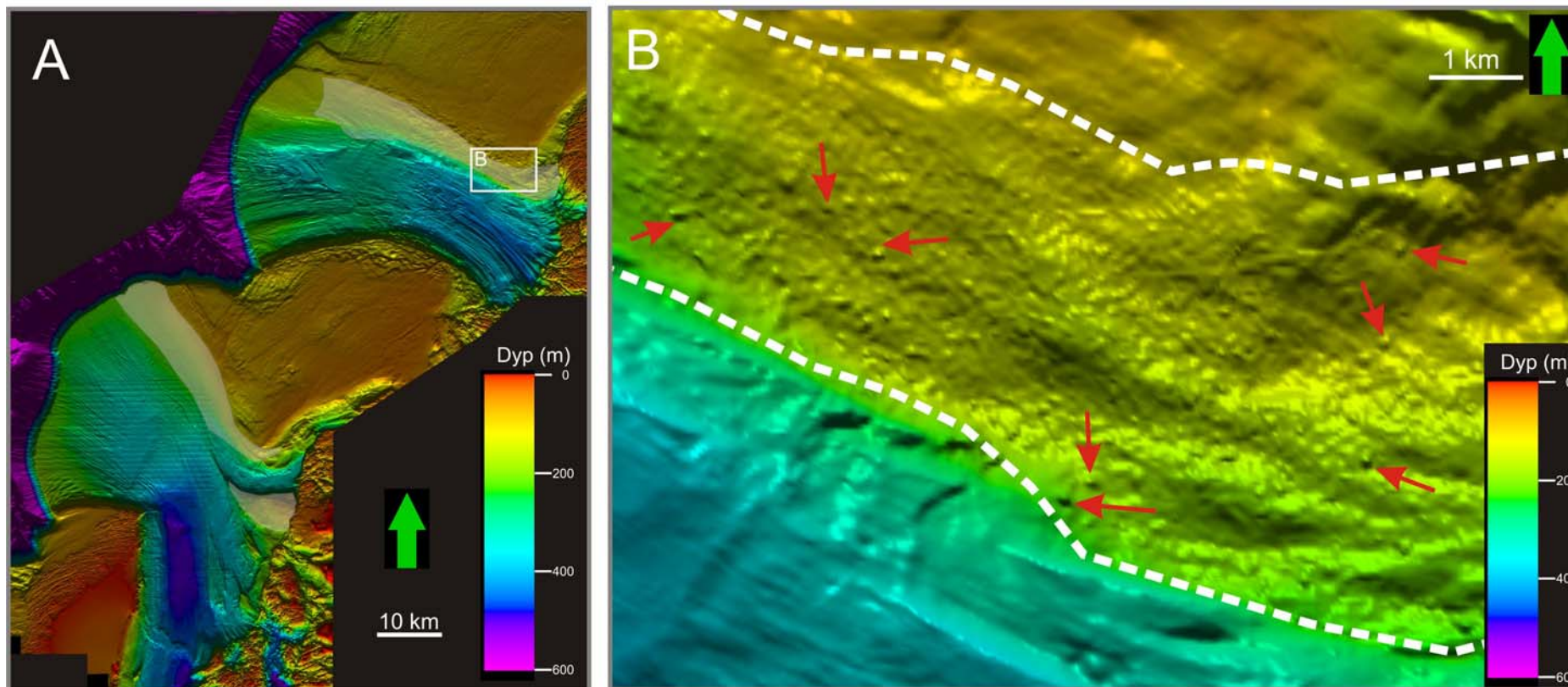
Figur 4-18: 3D-figur av fordypninger dannet av grunnstøtt isfjell (markert med svart, stiplet linje). Legg merke til pløyespor i bunnen av fordypningen (markert med rød). Fordypningen i bakkant er omsluttet av en tydelig rygg. Figuren er vist med 15x vertikal overdrivelse og med lyskilde som i Figur 4-17. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



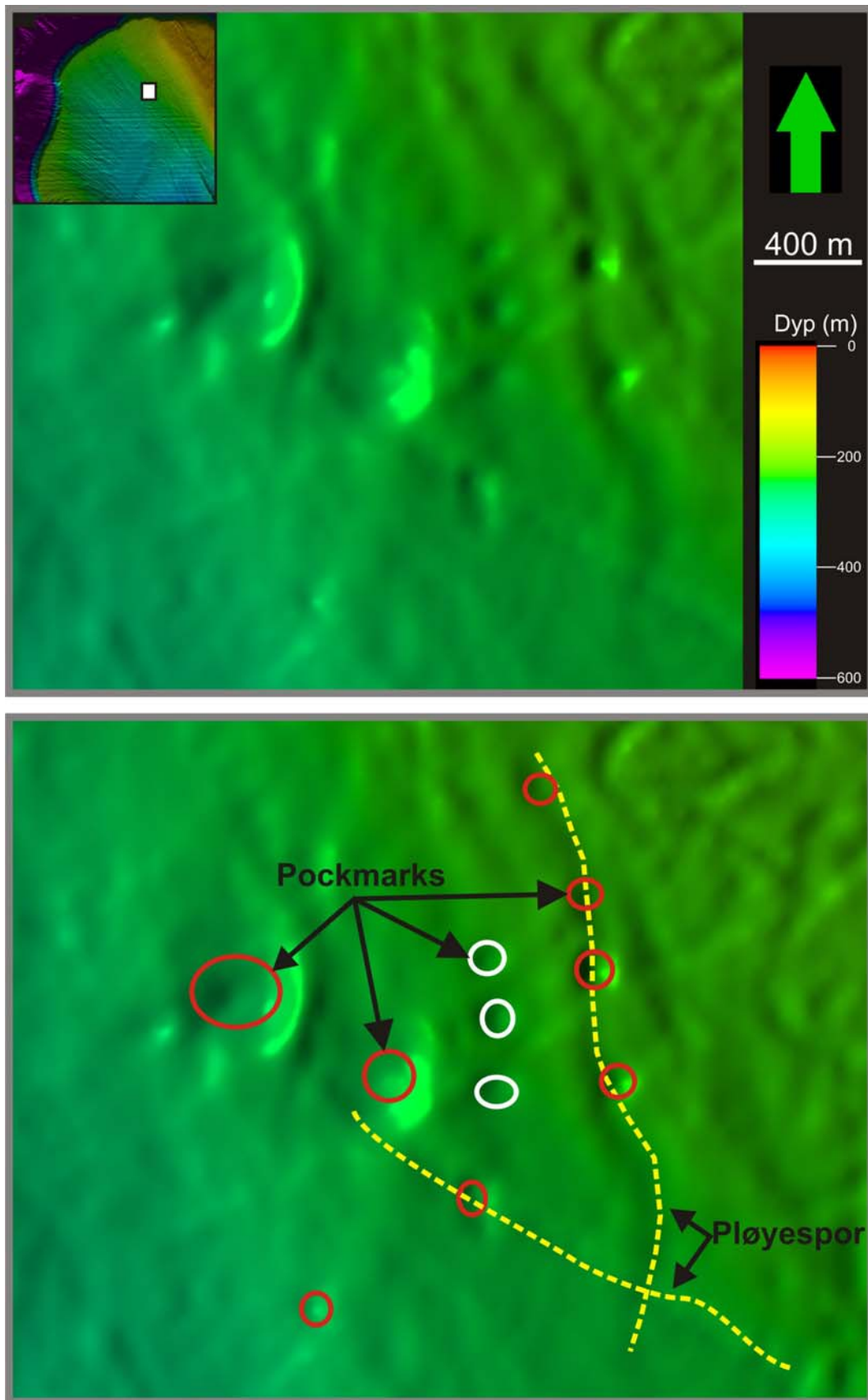
Figur 4-19: Detaljbilde av sedimentbølger som ligger i et basseng i front av Bjerkamorenen. Helstrukket hvit linje indikerer tydelige, mens stiplet linje indikerer mindre tydelige ryggformer. Rød linje markerer rygg som ligger tilnærmet parallelt med Bjerkamorenen. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 4-20: Område nær land på Sveinsgrunnen som har en glattere topografi i forhold til resten av banken. Området tolkes til å være dannet av sand som migrerer på havbunnen og begraver andre formelementer. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden skrå ned fra NV. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 4-21: A: Oversiktsbilde over studieområdet der områder med høy tetthet av pockmarks er skravert med hvitt. Tettheten av pockmarks er her ofte så høy at det er vanskelig å skille mellom dem. B er innrammet. For utolket versjon se Figur 4-1. B: Belte langs den østlige delen av Malangsdjupet der tettheten av pockmarks er høy. Røde piler indikerer tydelige pockmarks. Figurene er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 4-22: Detaljfigur fra den NØ delen av Andfjorden. Pockmarks forekommer ofte i rekker (markert med hvitt) og i pløyespor (gul stiptet linje). Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

5 SEISMISK STRATIGRAFI

Den seismiske stratigrafien vil her bli nærmere beskrevet med fokus på reflektorer, isokron- og isopakkart samt indre refleksjonsmønstre fra de seismiske enhetene. En oversikt over seismiske linjer benyttet i dette kapitlet er vist i Figur 5-1. Dybder og mektigheter som blir presentert er gitt i tovegs gangtid (ms).

Den etablerte seismiske stratigrafi fra Barentshavet er forsøkt korrelert sørover fra 3D-survey NH9803 på Sørvestnaget. I hovedsak innebar dette korrelasjon av reflektorene R1, R5 og R7 (Faleide et al., 1996; Ryseth et al., 2003; Knies et al., 2009). Dette viste seg imidlertid å være vanskelig å gjennomføre da det bare har vært tilgang på to korreleringslinjer til studieområdet fra det sørlige Barentshav, og disse er av dårlig kvalitet. Korreleringen er dermed utelatt.

En seismisk stratigrafi er definert for de senkenozoiske avsetningene i studieområdet. Dette er gjort med utgangspunkt i at de seismiske enhetene viser to karakteristiske refleksjonsmønstre: en dypere enhet med prograderende klinoformer og en grunnere med aggraderende reflektorer. De seismiske enhetene navngis S1 og S2, der S1 ligger dypest (Figur 5-2). Reflektorene som skiller mellom disse er: Rp (prograderende), URU (Upper regional unconformity) og havbunnen (Figur 5-2). Beskrivelsen benytter Badley (1985) og Veeken (2007) sin terminologi.

5.1 HOVEDREFLEKTORER

5.1.1 Rp: Bunn av prograderende kile

Reflektor Rp utgjør bunnen av det prograderende utbyggingsmønstret mot nordvest. Denne kan observeres på de ytre delene av kontinentalhylla, på skråningen utenfor Andfjorden og Malangsdjupet samt på skråninga utenfor Senjakanjonen (Figur 5-3A). Det er imidlertid vanskelig å identifisere Rp videre østover fra Senjakanjonen og inn på Sveinsgrunnen. Refleksjonsamplituden og kontinuiteten til reflektoren varierer fra høy til lav. Ofte er det slik at refleksjonen fra Rp har lav amplitude der kontinuiteten er lav (Figur 5-4). Generelt er refleksjonen fra Rp tydeligst (høy amplitude og kontinuerlig) under de glasiale traue, og spesielt god i de øvre delene av reflektoren (Figur 5-4). Rp er en inkonformitetsflate da reflektorer trunkerer mot denne fra undersiden (Figur 5-2).

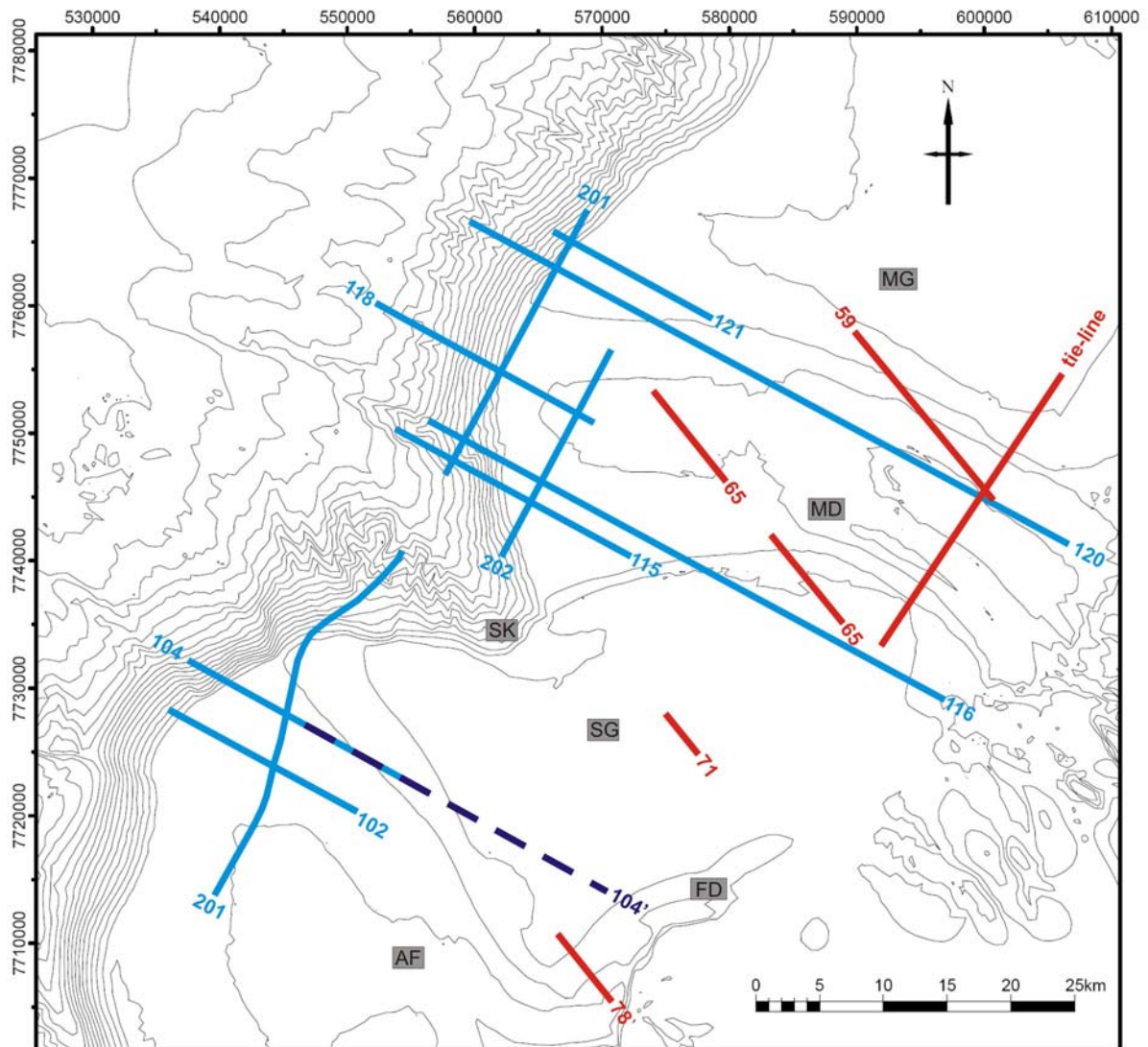
Rp ligger gradvis dypere ut mot eggakanten. De grunneste delene ligger på omtrent 320 ms og er lokalisert et stykke inn på kontinentalhylla. De dypeste delene (opp mot 2440 ms) observeres vest for Senjakanjonen. De største gradientene på flata følger skråninga til Senjakanjonen. Generelt er det slik at gradienten blir høyere ut mot eggakanten.

5.1.2 URU: Øvre regionale inkonformitetsflate

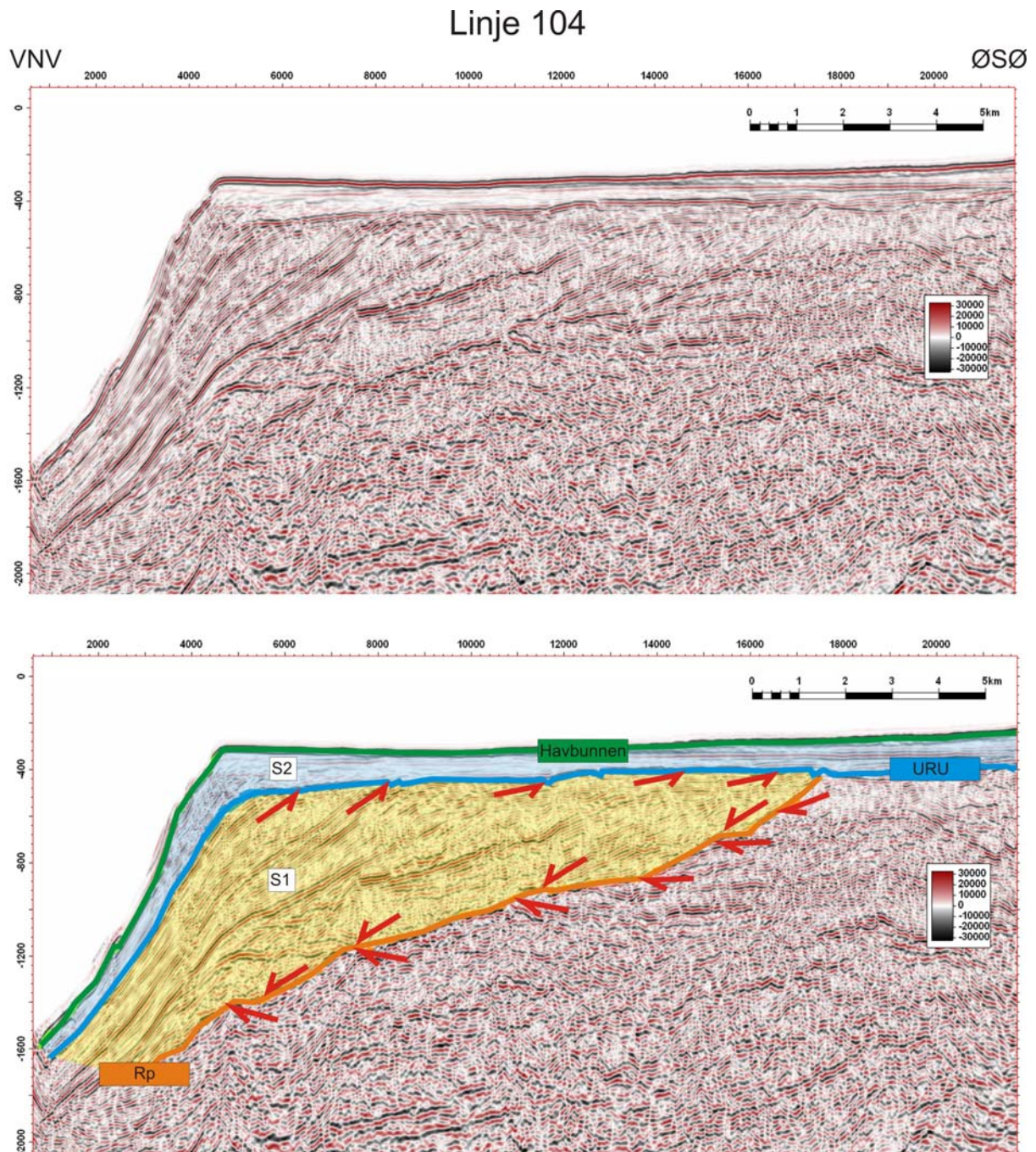
URU definerer overgangen fra prograderende klinoformer til aggraderende reflektorer (Figur 5-2). Da det i likhet med Rp observeres at reflektorer trunkerer mot URU fra undersiden tolkes den til å være en inkonformitetsflate. URU kan observeres ut over størsteparten av kontinentalhylla, der den har en horisontal til subhorisontal karakter. Fra eggakanten og videre ut over skråninga fortsetter reflektoren som en klinoform. Imidlertid er det vanskelig å følge reflektoren nedover skråninga da lagpakken her er preget av gjentatte utrasninger. Inn mot fastlandet i Malangsdjupet ligger URU så grunt i stratigrafien at den nesten går sammen med havbunnsreflektoren.

Amplituden og kontinuiteten til refleksjonen fra URU er generelt høyere enn fra Rp. Refleksjonen har høyest amplitude og kontinuitet i trauene (Figur 5-5). På bankene er imidlertid URU ofte vanskelig å definere da refleksjonen fra flaten er diskontinuerlig. Her benyttes forskjeller i indre seismisk mønster mellom enheten over og under for å definere reflektoren (Figur 5-5).

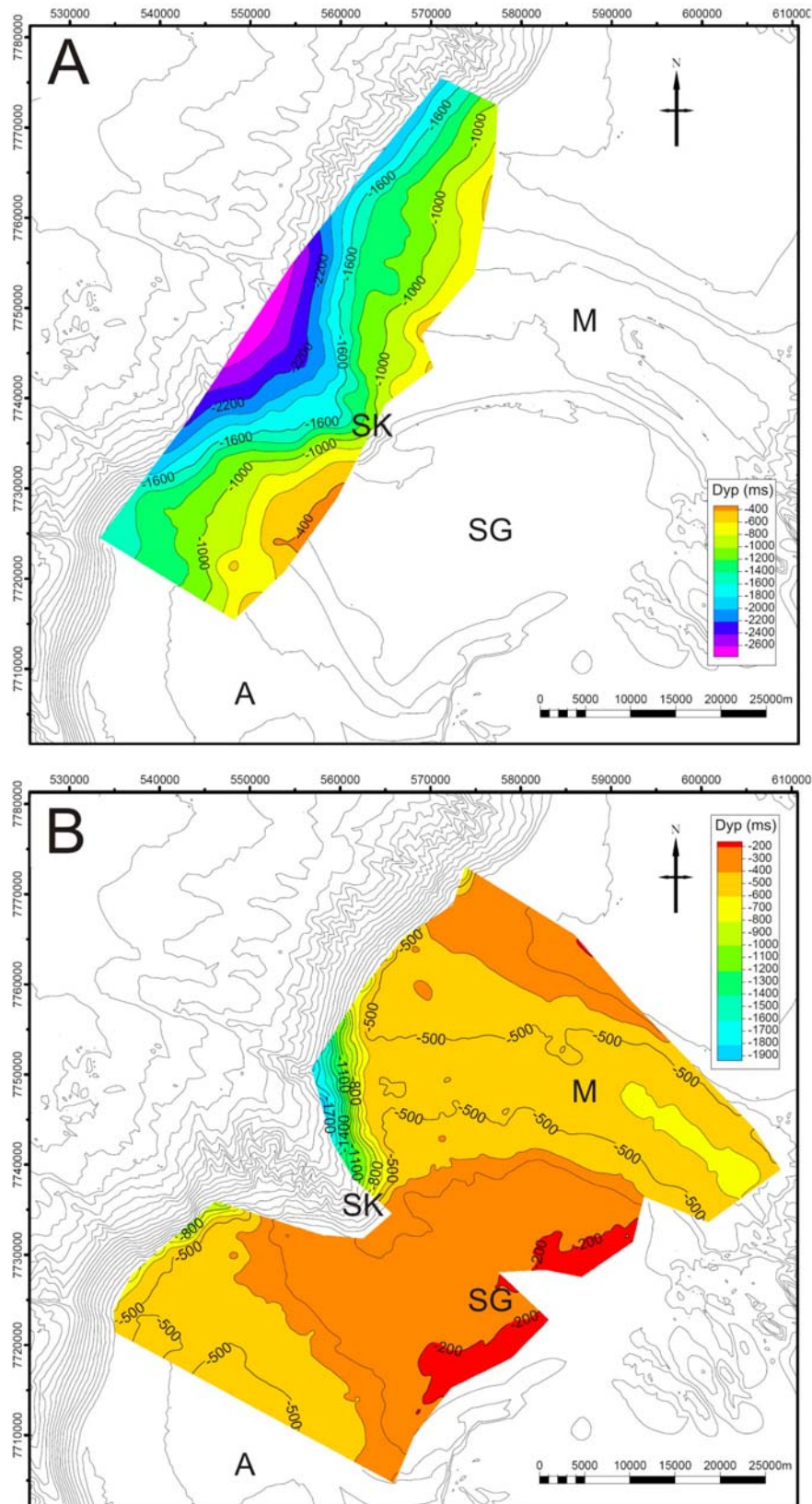
Isokronkartet til URU er stort sett et speilbilde av havbunnen (Figur 5-3B). Dette betyr at en tydelig banke kommer frem under Sveinsgrunnen, og at en traulignende form ligger under Malangsdjupet. Mot sør observeres en del av en trauforn under Andfjorden. Det er rimelig å anta at denne ville fortsatt sørover dersom linjedekningen hadde vært bedre. I den nordlige delen blir URU grunnere, og de sørlige delene av en paleobanke kan observeres. Dybden til flata varierer fra omtrent 100-350 ms under bankene og 350-800 ms under trauene. På flata til URU er overgangen mellom banker og trau markant (Figur 5-3). Topografien på bankene og i trauene er relativt jevn.



Figur 5-1: Batymetri over studieområdet med seismiske linjer benyttet i dette kapitlet. Multikanals og enkanals seismiske linjer er indikert med henholdsvis blå og røde linjer. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

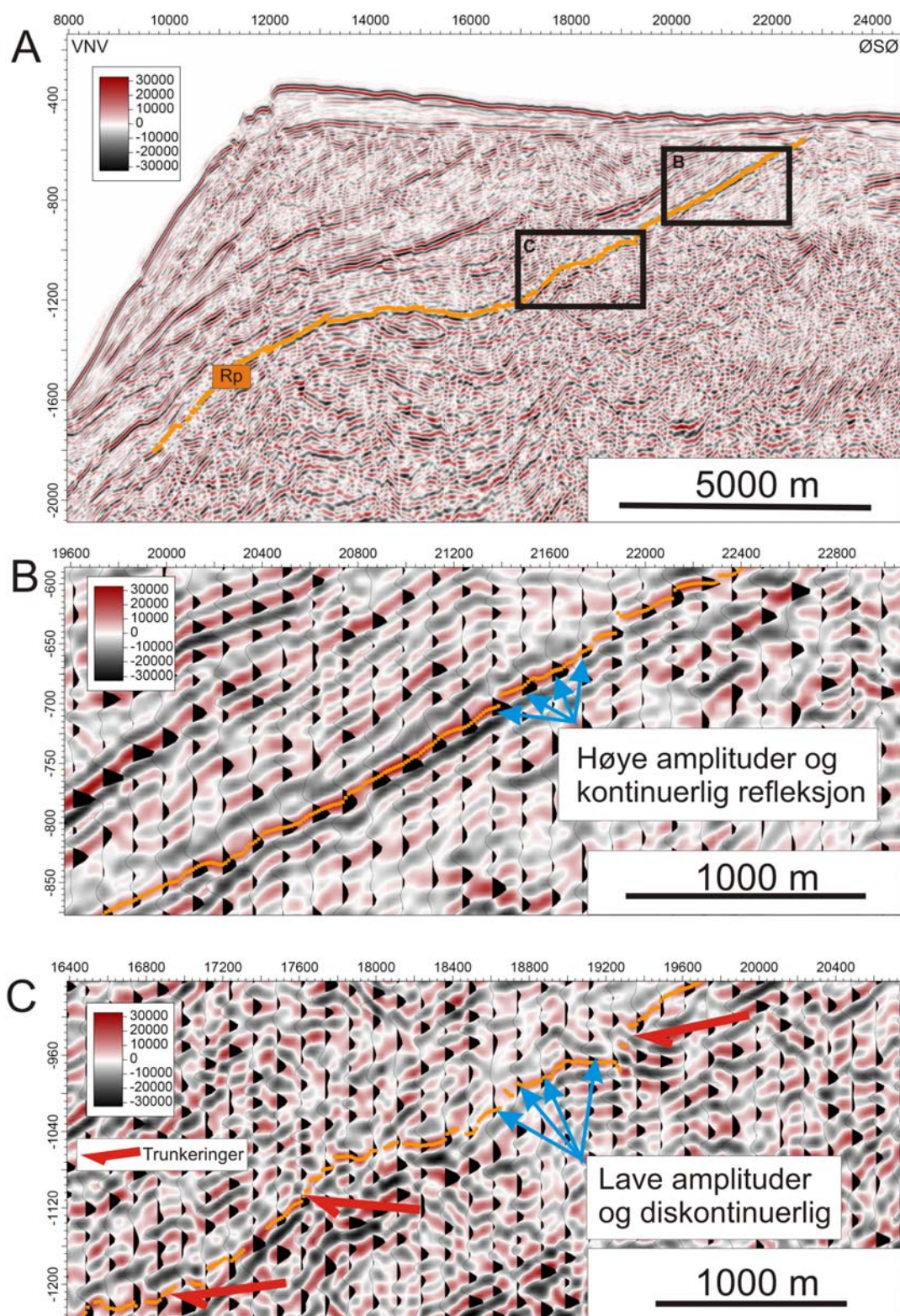


Figur 5-2: Multikanals seismisk linje med hovedreflektorer og seismiske enheter. Trunkeringer og nedlapping mot inkomformitetsflatene er angitt med røde piler. Trunkeringer av reflektorer benyttes for å definere Rp og URU der de er vanskelige å identifisere. For lokalisering av profilet se Figur 5-1.

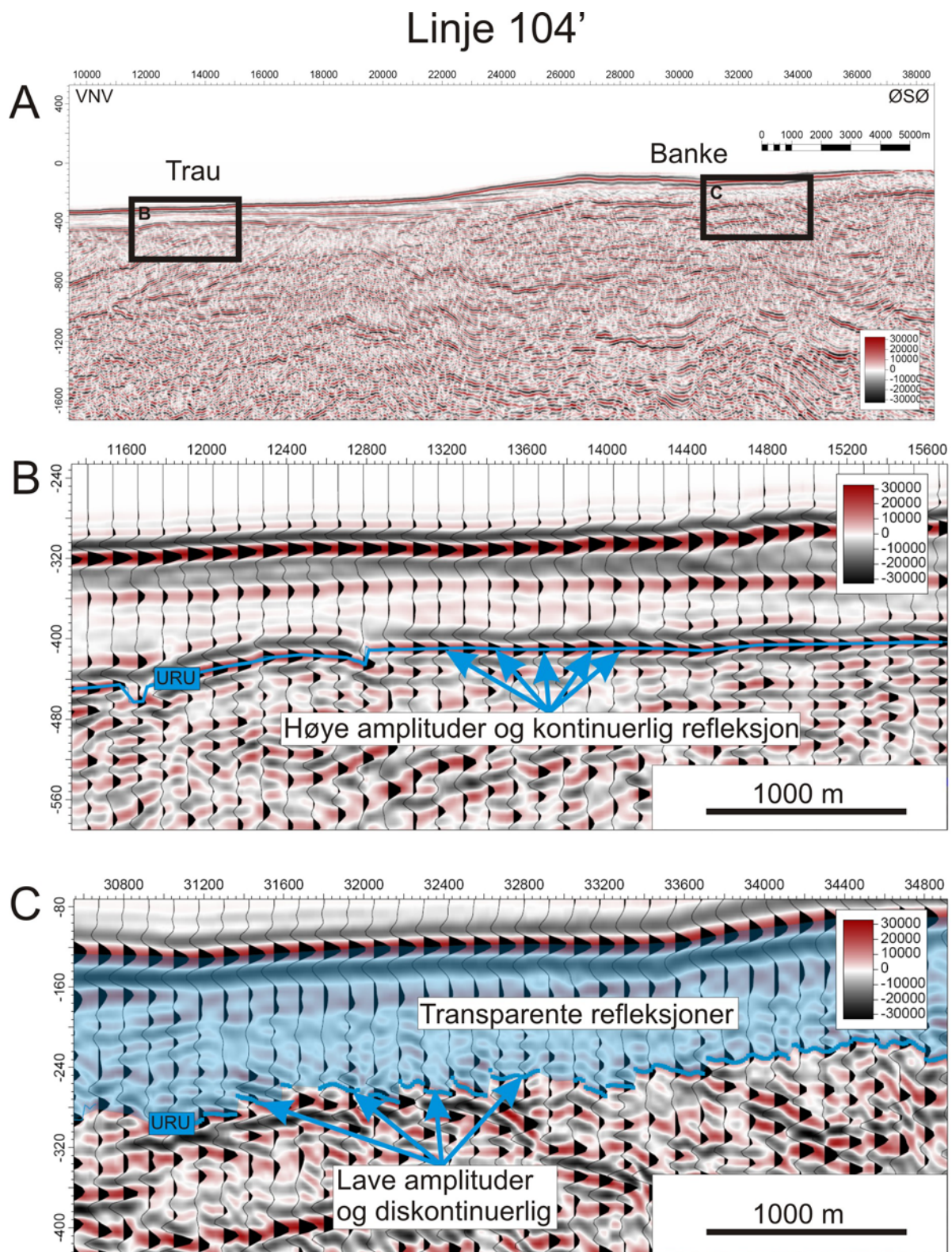


Figur 5-3: A: Isokronkart for reflektor Rp. Flata blir generelt dypere fra SØ mot NV. B: Isokronkart for URU. Topografien til flata følger trenden til den nåværende havbunnen, med de grunneste områdene under Sveinsgrunnen og Malangsgrunnen, og de dypeste områdene under Andfjorden og Malangsdjupet. Overgangen mellom banker og trau er markant. A=Andfjorden, SG=Sveinsgrunnen, SK=Senjakanjonen, M=Malangsgrunnen. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

Linje 118



Figur 5-4: Eksempler på amplitude og kontinuitet av refleksjonen fra Rp. A: Seismisk linje 118 i Malangsdjupet. B og C er innrammet. B: Område der refleksjonsamplituden og kontinuiteten er høy. C: Område 300 ms dypere enn det vist i B. Amplituden og kontinuiteten er her betydelig lavere, og vanskeliggjør tolkningen av refleksjonen fra Rp. For å definere Rp utnyttet det at reflektorene under trunkeres. For lokalisering av profilet se Figur 5-1.



Figur 5-5: Eksempler på amplitude og kontinuitet av refleksjonen fra URU. A: Seismisk linje 104 i Andfjorden og Sveinsgrunnen. B og C er innrammet. B: Refleksjonen fra URU er typisk kontinuerlig og har høy amplitude i de glasiale trauene. C: På bankene har reflektoren generelt lavere refleksjonsamplituder og er mer diskontinuerlig. URU defineres her ut fra at enheten over har en transparent seismisk karakter. For lokalisering av profilet se Figur 5-1.

5.2 SEISMISKE ENHETER

5.2.1 Enhet S1

Isopakkartet for enhet S1 har en begrenset utbredelse (Figur 5-6). Dette er fordi Rp i hovedsak bare kan identifiseres ytterst i traueene og et stykke ut på skråninga. Generelt øker sedimenttykkelsen vestover, det vil si mot eggakanten. Maksimal sedimentmektighet ligger i ytre deler av nordlige Andfjorden og nordlige Malangsdjupet der mektigheten er opp mot 1000 ms (Figur 5-6). Den ytre formen til S1 har en kileform, som starter 12 og 16 km øst for den nåværende eggakanten i henholdsvis Malangsdjupet og Andfjorden.

Refleksjonskonfigurasjonen til enhet S1 kan beskrives som bestående av kliniformer som danner et prograderende mønster mot vest (Figur 5-7 og Figur 5-8). Refleksjonsamplitudene innad i enheten varierer fra høy til lav og reflektorene er flere steder diskontinuerlige. De dypeste reflektorene nedlapper på Rp (Figur 5-7 og Figur 5-8). Reflektorene trunkeres mot URU (Figur 5-7 og Figur 5-8). Enkelte av disse reflektorene stikker lengre opp enn andre. Flere av reflektorene kan følges over store deler av traumunningene (Figur 5-8 og Figur 5-9).

I den nedre delen av enheten er kliniformene lavvinklede, mens de er mer høyvinklede lengre opp (Figur 5-7 og Figur 5-8). I Andfjorden er denne overgangen markert ved reflektor Rp1 (Figur 5-7). Refleksjonen fra Rp1 har høy amplitude og reflektoren har høy kontinuitet. Enhetene under og over denne gis henholdsvis benevningene S1-1 og S1-2.

S1-1 domineres av oblikk tangentielle kliniformer med relativt høye refleksjonsamplituder (Figur 5-7). Eventuelle toppsett er ikke bevart, da reflektorene trunkeres mot URU. Utbredelsen av reflektorene er liten (~2km), noe som sammen med begrenset tilgang på korreleringslinjer vanskeliggjør videre tolkning av disse. Reflektorene innad i S1-2 forekommer som oblikk parallelle kliniformer. Disse nedlapper på Rp1 både i strøk og dipretning (Figur 5-7). I overgangen mellom Andfjorden-Senjakanjonen og videre nordover blir forskjellen i gradient mellom kliniformene i enhetene gradvis mindre, og reflektorene går over til å være subparallelle (Figur 5-7).

Også i den nordlige delen av ytre Malangsdjupet observeres det lavvinklede kliniformer i den nedre delen av S1 (Figur 5-8). Utbyggingsmønstret endrer her karakter til mer oblikk parallelle kliniformer lengre opp i enheten, i likhet med i Andfjorden. Imidlertid er overgangen mer gradvis her, det vil si det er ingen reflektorer som tydelig markerer grensen mellom tangentielle og parallelle kliniformer.

I strøkretning observeres det at reflektorene faller mot Senjakanjonen et stykke inn på hylla sør i Malangsdjupet (Figur 5-8), mens de er relativt horisontale lengre ut i trauet (Figur 5-9). Også i Andfjorden har reflektorene fall mot Senjakanjonen i strøkretning (Figur 5-7).

Tolkning

Den ytre formen til S1 har en kileform, og reflektorene innad i enheten viser et prograderende mønster mot vest. Den nedre grensen til S1 er markert ved en inkonformitetsflate. Det er derfor tydelig at erosjon har pågått, og kileformen tilsier at sedimentene er transportert og avsatt vestover.

Det eldste prograderingsmønsteret til enheten viser til en oblikk tangentiell karakter, mens den yngre delen av enheten er mer oblikk parallell. Forskjellene i prograderingsmønster skyldes trolig endringer i energinivå, der førstnevnte ble avsatt i et miljø med lavere energi på grunn av den lavvinklede karakteren. I Andfjorden er denne overgangen relativt markant i forhold til i Malangsdjupet. Dette antyder at skiftet i avsetningsmiljø foregikk raskere i førstnevnte.

Oblikk tangentielle klinoformer har godt utviklete bunnsett (Veeken, 2007). Dette er imidlertid ikke veldig tydelig fra dataene her. Likevel er oblikk tangentiell den refleksjonskonfigurasjonen som passer best for enhet S1-1. Denne type klinoformer tyder på effektive transportmekanismer for sedimenter over kontinentalhylla og videre ut over større bassengområder (Veeken, 2007). Veeken (2007) beskriver at avsetninger med denne typen refleksjonskonfigurasjon trolig er avsatt fra suspensjon, samtidig som turbiditetsstrømmer også kan transportere sedimenter til dypere deler av bassenget. Oblikk parallelle klinoformer tyder på lite endringer i prograderingsretning (Veeken, 2007). Dette betyr også at innfyllingen av sedimentbassenget har vært relativt uniform, da endringer av deposenter ville resultert i forskjellige prograderingsretninger. Oblikk parallelle klinoformer gjenspeiler også normalt et skråningssystem utviklet ved høye energier (Veeken, 2007).

De oblikk tangentielle klinoformene kan være dannet ved fluviale eller glasifluviale prosesser, mens de oblikk parallelle klinoformene kan være resultater av at isbreer har vært lokalisert ute ved paleoeggakantene og avsatt sedimenter. En nærmere diskusjon rundt dette vil bli gitt i kapittel 6.

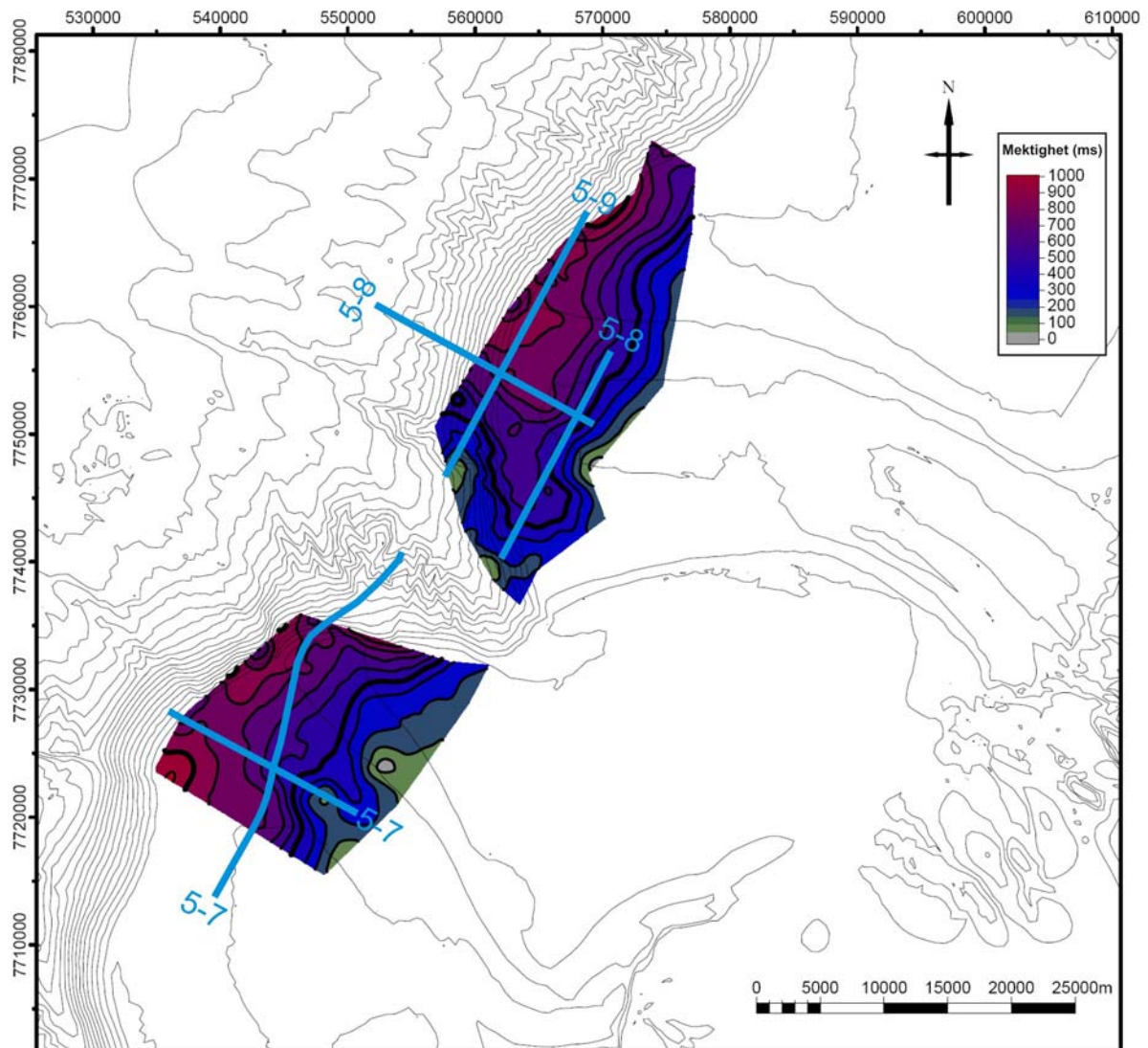
Trunkeringene som observeres mot enhetens øvre grense skyldes glasial erosjon. Gjentatte breframstøt mot eggakanten har ført til at toppsettet til avsetningene har blitt erodert, slik at bare den nedre delen av klinoformene står igjen. Imidlertid ligger enkelte av klinoformene i

S1 høyere enn de andre. Dette kan være resultat av at noen av de underliggende reflektorene har vært mer motstandsdyktig mot erosjon, slik at isdekket ikke har klart å erodere en jevn flate. Gjentatte breframstøt gjør URU til en asynkron flate, som tidligere definert av Vorren et al. (1986). Alderen på flata blir generelt eldre innover mot land.

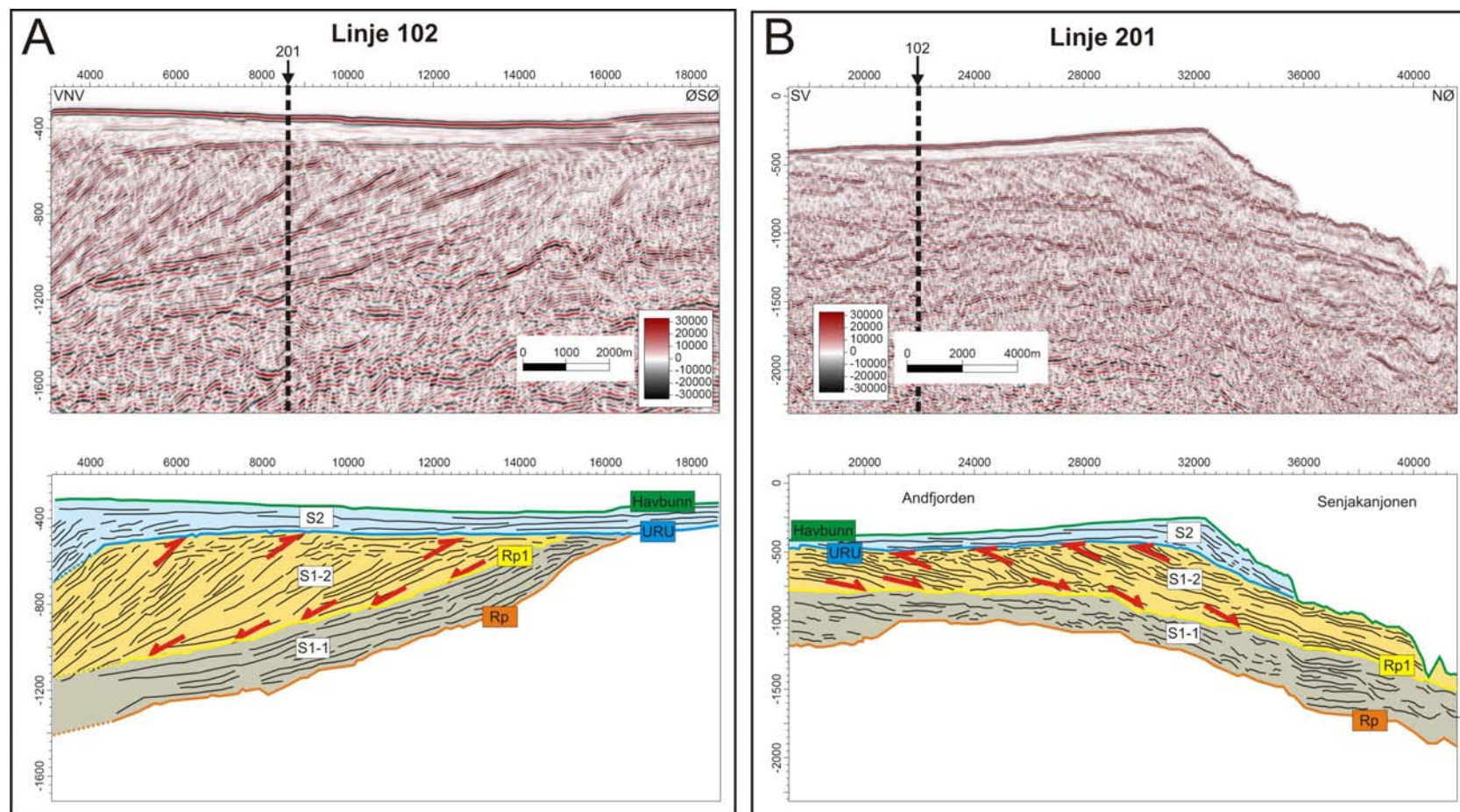
De eldste avsetningene på kontinentalhylla har blitt erodert og redistribuert på skråninga. Som følge av dette blir sedimentpakken mektigere ut mot eggakanten. Totalt har marginen progradert omtrent 12 og 16 km siden dannelsen av Rp i henholdsvis Malangsdjupet og Andfjorden. Mektigheten til S1 på skråninga utenfor Malangsdjupet er størst i den nordlige delen av trauet. Det viktigste deponentret for sedimenter mellom Rp og URU utenfor Malangsdjupet har derfor vært her. Det observeres lite tegn til progradering på bankeområdene. Dette kan bety at prograderingen ikke har vært så utbredt her, eller at sedimentene er fjernet som følge av dannelsen av Senjakanjonen.

Reflektorene faller mot Senjakanjonen i det sørlige Malangsdjupet og det nordlige Andfjorden. Dette betyr at sedimenttransporten har beveget seg ut langs flankene i tillegg til hovedstrømmen som beveget seg langs den sentrale trauaksen.

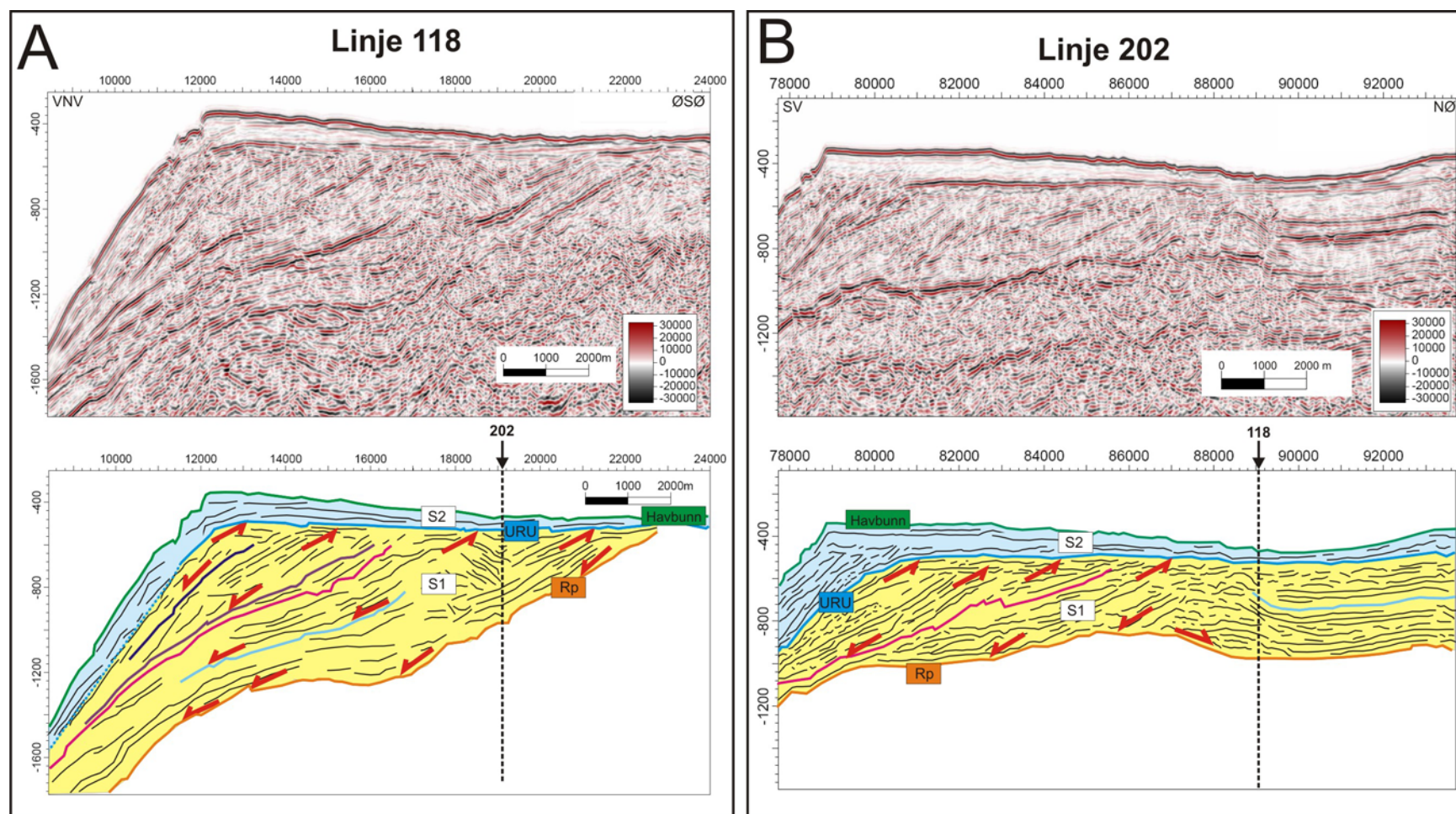
Flere av reflektorene i enheten har en diskontinuerlig karakter. I likhet med dagens skråning kan det ha skjedd utglidninger av eldre avsetninger (Faleide et al., 1996; Laberg et al., 2000).



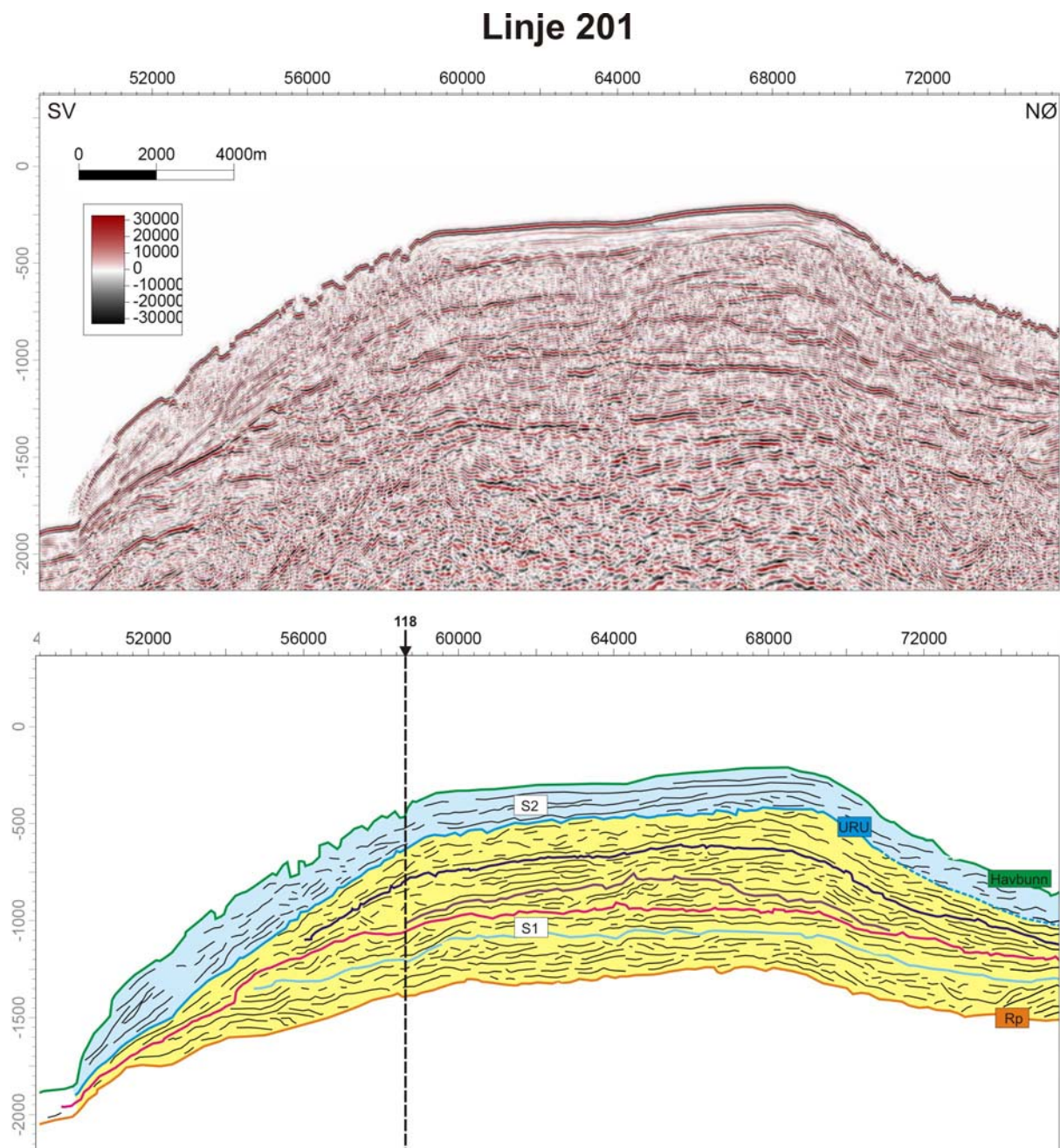
Figur 5-6: Isopakkart som viser mektigheten i ms mellom Rp og URU (enhet S1). Deler av seismiske linjer som er vist i kapittel 5.2.1 er indikert. Fete linjer er isopaker på flata. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 5-7: Multikanals seismiske linjer og strektolkninger i dip- og strøketretning (hhv 102 og 201) til klinofornene i Andfjorden. Linjene krysser hverandre (markert på figur). For lokalisering av profilene se Figur 5-6. A: Linje 102 i Andfjorden som er orientert i lengderetningen til trauret. Enhet S1 deles her inn i to underenheter, S1-1 og S1-2, der reflektor Rp1 markerer skillet mellom dem. Innad i S1-1 har klinofornene en oblikk tangentiell karakter, mens de i S1-2 er oblikk parallelle. I sistnevnte nedlapper reflektorene på Rp1. Reflektorer trunkeres mot URU i enhet S1. Reflektorene i enhet S2 er aggraderende på hylla, og fortsetter som klinofornene utenfor paleoeggakantene. B: Utsnitt av linje 201 som er orientert omtrent på tvers av ytre deler av Andfjorden. Også her viser reflektorene forskjellig gradient over og under Rp1. Nedlapping på Rp1 i enhet S1-2 observeres. Mot nord blir forskjellen i gradient på reflektorene innad i enhetene gradvis mindre, og de går over til å være subparallelle. Reflektorene faller mot Senjakanjonen.



Figur 5-8: Multikanals seismiske linjer og strektolkninger i dip- og strøketretning (hvh 118 og 202) til kliniformene i Malangsdyppet. Linjene krysser hverandre (markert på figur). For lokalisering av profilene se Figur 5-6. A: Det prograderende mønstret til S1 i Malangsdyppet har en gradvis overgang fra tangentielle til parallelle kliniformer. Innad i enheten observeres det flere markante reflektorer, der enkelte kan følges over korreleringslinjene (markert med farger). Reflektorer trunkeres mot URU i enhet S1. Reflektorene i enhet S2 er aggraderende på hylla, og fortsetter som kliniformer utenfor paleoeggakantene. B: Korreleringslinje som ligger et stykke inn på Malangsdyppet. Av de interne reflektorene markert i A er det bare en som kan følges så langt mot øst (markert med lys blå). De fleste reflektorene trunkeres mot URU et stykke inn i Malangsdyppet. Reflektorene mot sørvest heller ned mot Senjakanjonen.



Figur 5-9: Multikanals seismisk linje med strektolkning som går på tvers av de ytre delene av Malangsdjupet, Reflektorene i enhetene er horisontale til subhorisontale. Noen av de mest markante reflektorene kan følges på tvers av trauet (fargede linjer). Linje 118 på Figur 5-8 krysser denne linja. For lokalisering av profilet se Figur 5-6.

5.2.2 Enhet S2

Isopakkartet for enhet S2 er vist i Figur 5-10. Største registrerte mektighet er i overkant av 300 ms. De tynneste delene observeres sentralt i trauene og de mektigste vest for trauene, på skråninga (Figur 5-10). Større mektigheter forekommer også som belter i overgangen mellom trauene og bankene samt i de nordlige delene av trauene ved eggakanten. Også ved frontavsetning R8 observeres det tykkere sedimentlag mellom URU og havbunnen (80-130 ms) (Figur 5-11). Sveinsgrunnen viser til generelt høyere sedimentmektighet (90-220 ms) enn trauene. Utenfor Malangsdjupet er sedimentmektigheten større i den sørlige delen i forhold til den nordlige (Figur 5-12).

Generelt viser reflektorene innad i enhet S2 til et aggraderende mønster inne på kontinentalhylla, med klinoformer som fortsetter vestover fra eggakanten (Figur 5-7 og Figur 5-8). Prograderingen av sokkelen er i denne fasen mindre utbredt i forhold til det som ble observert i enhet S1. Sveinsgrunnen viser til liten grad av progradering, og enhet S2 ligger her som et dekke.

Reflektorene innad i S2 er generelt diskontinuerlige under Sveinsgrunnen (Figur 5-13). Et stykke inn på Sveinsgrunnen observeres det at reflektorene er diskonforme (Figur 5-14). Refleksjonsamplitudene til disse reflektorene er høyere enn til de omkringliggende. På de høyoppløselige seismiske linjene observeres det reflektorer med fall ned mot Malangsdjupet fra de ytre delene av Sveinsgrunnen (Figur 5-13). Disse trunkeres mot havbunnen i den øvre delen av enheten. Reflektorene lengre ned i enheten ser ut til å fortsette fra Sveinsgrunnen og videre under Malangsdjupet.

Enheden preges av reflektorer med generelt lave refleksjonsamplituder i trauene. Reflektorene er horisontale til subhorisontale og parallelle til subparallelle. Generelt er kontinuiteten til reflektorene høyere i trauene enn på bankene. I områder der mektigheten til S2 er større i trauene, med unntak av frontavsetning R8 i Malangsdjupet, er det seismiske signalet aggraderende (Figur 5-15). Reflektorene er trunkerte mot de sentrale delene av trauene (Figur 5-13, Figur 5-15 og Figur 5-16). På den nordlige delen av Sveinsgrunnen trunkeres reflektorene mot den bratte kanten ned til Malangsdjupet (Figur 5-13). I den nordlige delen av Malangsdjupet trunkeres reflektorene i flere nivå adskilt med bratte kanter (Figur 5-15).

R8 i Malangsdjupet har en transparent seismisk signatur (Figur 5-11). Dersom en antar at den mektigste delen av ryggen er langs den sentrale delen, så har den en mektighet på 120 ms.

Sidemorenen ytterst i Fallbakdjupet består av diskontinuerlige reflektorer (Figur 5-17). Lengre ned trunkeres reflektorene (Figur 5-17). Kontinuerlige og horisontale reflektorer forekommer sør for sidemorenene ytterst i Fallbakdjupet (Figur 5-17).

Sammenliknet med observasjonene fra havbunnen (kapittel 4) observeres det at de delene av traueene der S2 er mektigst sammenfaller med områder som har høyere tetthet av pockmarks (Figur 5-16). Der mektigheten til S2 er mindre dominerer glasiiale lineasjoner og buete rygger på havbunnen. I de indre delene av Malangsdjupet draperer et 20 ms tykt sedimentlag de glasiiale lineasjonene (Figur 5-18).

På skråninga består enhet S2 av klinoformer som har lav til middels amplitude. Det indre refleksjonsmønstret kan best beskrives som diskontinuerlig til kaotisk, med en overordnet orientering som er subparallell med kontinentalskråninga. Det forekommer bratte kanter et stykke ned på skråninga utenfor traueene (Figur 5-19). Reflektorer nedenfor kanten trunkeres her mot havbunnen (Figur 5-19).

Tolkning

S2 viser til et aggraderende mønster, samtidig som det er klare forskjeller mellom den seismiske signaturen til enheten under traueene i forhold til under bankene. Traueene viser til kontinuerlige reflektorer med lave refleksjonsamplituder, noe som tyder på små endringer i litologi. I tillegg observeres det glasiiale lineasjoner i den øvre delen (kapittel 4.2.1) og S2 er tynnere i de sentrale delene av trauet. Avsetningene i traueene tolkes derfor til å være avsatt ved glasiiale prosesser. Diskontinuerlige og diskonforme reflektorer på bankene tyder på et avsetningsmiljø som ikke er like uniformt som i traueene. Det observeres lite progradering utenfor bankene. S2 på bankene er derfor trolig først avsatt av et passivt isdekke, før enheten er påvirket av senere breframrykk. Reflektorene som ligger diskonformt (Figur 5-14) er orientert omtrent normalt på moreneryggene på havbunnen, og kan ansees som en indikasjon på glasitektonisering. Reflektorene indikerer større blokker som har blitt skjøvet over hverandre i isbevegelsesretningen. Et liknende fenomen er beskrevet i Vestfjorden av Laberg et al. (2007a).

Isstrømmer har beveget seg ut Malangsdjupet og Andfjorden under siste glasiiale maksima (Vorren og Plassen, 2002; Ottesen et al., 2005a; Ottesen et al., 2008). Ut fra sedimentmektigheten i traueene kontra på bankene er det tydelig at isstrømmene har hatt en eroderende effekt. Trunkeringene som forekommer mot traumarginene vitner også om

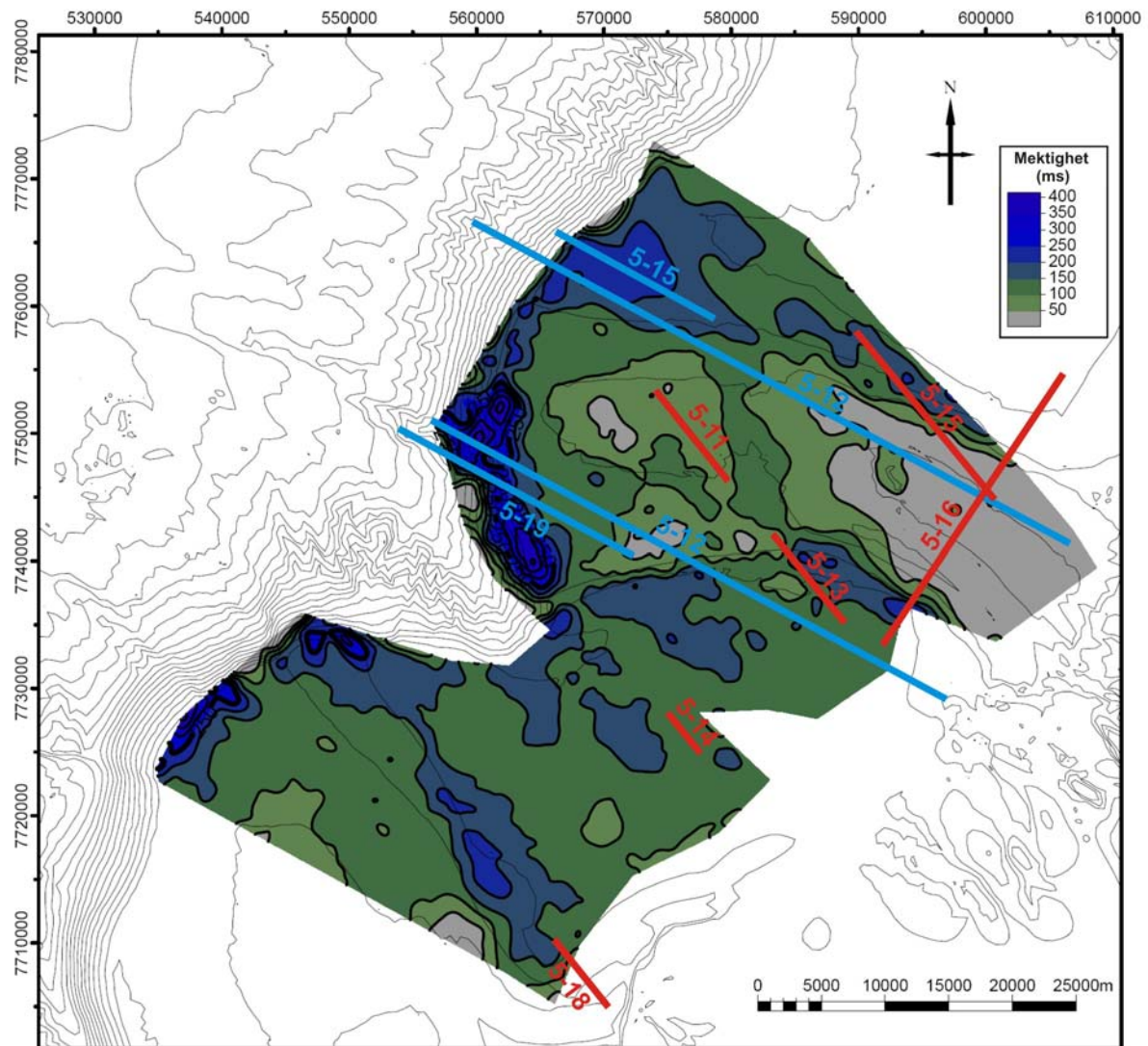
eroderende isstrømmer i Malangsdjupet og Andfjorden (Figur 5-13, Figur 5-15, Figur 5-16 og Figur 5-17). Trunkeringene på Sveinsgrunnen tyder på at avsetningene på bankene har hatt en større lateral utbredelse enn de har i dag. Ut fra trunkeringene ved den nordlige marginen til Malangsdjupet er det tydelig at isstrømmen har hatt en avtakende eroderende effekt mot Malangsgrunnen (Figur 5-15).

En faktor som bør nevnes er at Senjakanjonen kan ha fungert som en sedimentfelle for en del av avsetningene på skråninga vest for Sveinsgrunnen, slik at forskjellen i erosjonsgrad mellom banker og trau kan være mindre enn det som indikeres av korresponderende akkumulasjoner på de seismiske dataene.

Deposentret utenfor den sørlige munningen av Malangsdjupet er mektigere enn den nordlige for S2, samt at de glasiøse lineasjonene krenger mot det sørlige deposentret. I tillegg til dette er det største deposentret utenfor Malangsdjupet for enhet S1 i den nordlige delen. Dette kan skyldes at isens hastighet, og dermed sedimenttransporten, har vært størst i den sørlige delen av trauret under dannelsen av enhet S2. Dette kan ha skjedd som følge av at deposentret i nord var fylt delvis opp, slik at minste motstands veg for istransporten var mot sør. Videre kan sedimentene nord i trauret delvis ha stoppet opp før de nådde eggakanten og dermed blitt avsatt på hylla, og dannet deler av det aggraderende mønstret.

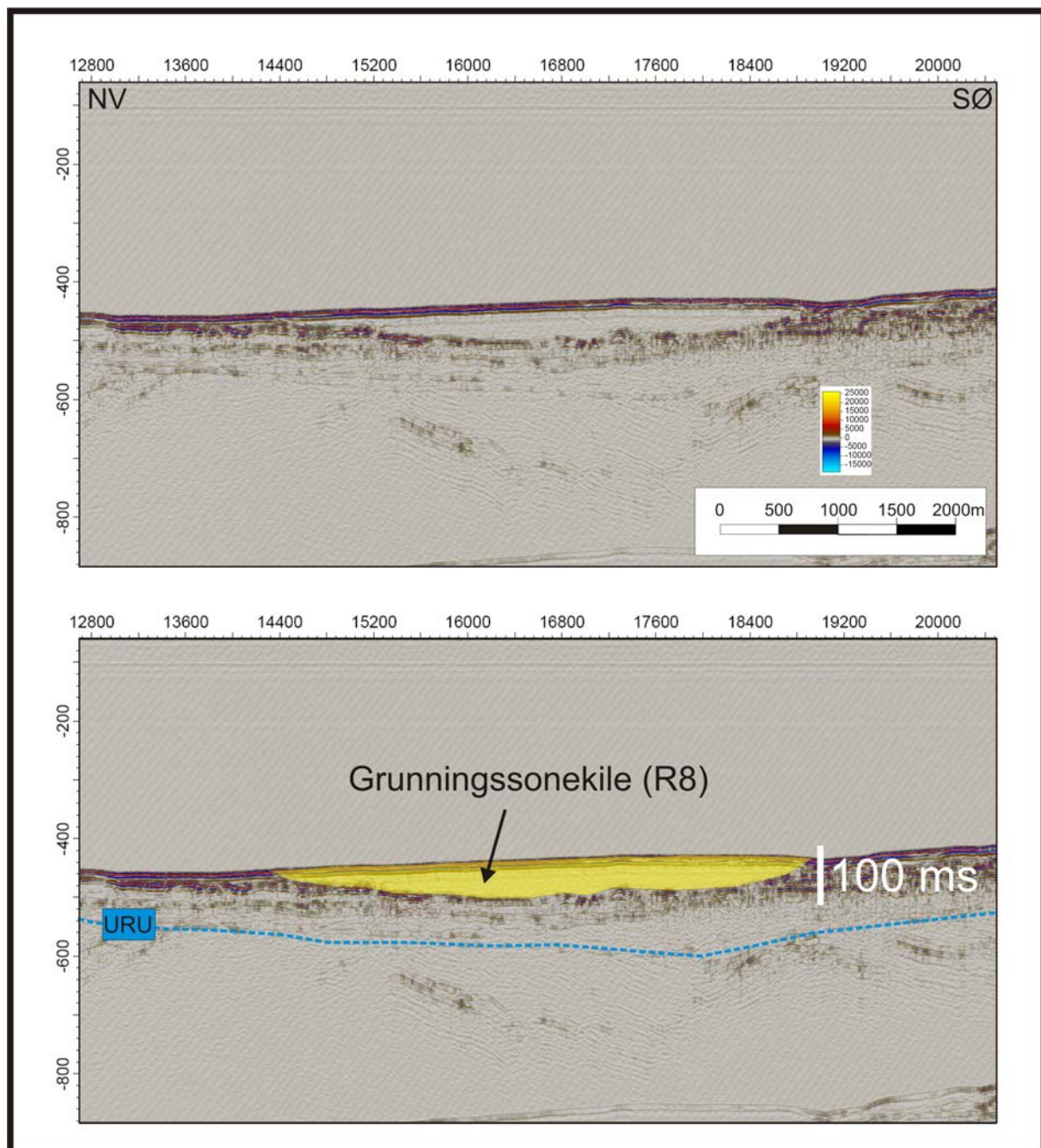
Sedimentdekket som draperer over de glasiøse lineasjonene innerst i Malangsdjupet er identifisert i kjerner som glasimarine og marine avsetninger som er avsatt etter at isen trakk seg tilbake (Elvsborg, 1979; Vorren et al., 1983). Også de kontinuerlige, horisontale reflektorene i T3 (Figur 5-17) tolkes til å være glasimarine og marine avsetninger. Den transparente karakteren til R8 i Malangsdjupet tyder på en homogen litologi. Disse avsetningene tolkes til å utgjøre en grunningsonekile.

Klinoformene som observeres utenfor skråninga tolkes til å ha samme opphav som klinoformene i enhet S2. Det vil si de er sedimenter som er dumpet ved eggakanten av isbreen, og videre transportert ned skråninga som massestrømmer som tidligere beskrevet fra Midt-Norsk sokkel (Dahlgren et al., 2002; Hjelstuen et al., 2004) og det sørvestlige Barentshav (Laberg og Vorren, 1995, 1996a; Vorren og Laberg, 1997). De bratte kantene markerer bakkanter av utrasninger på skråninga.

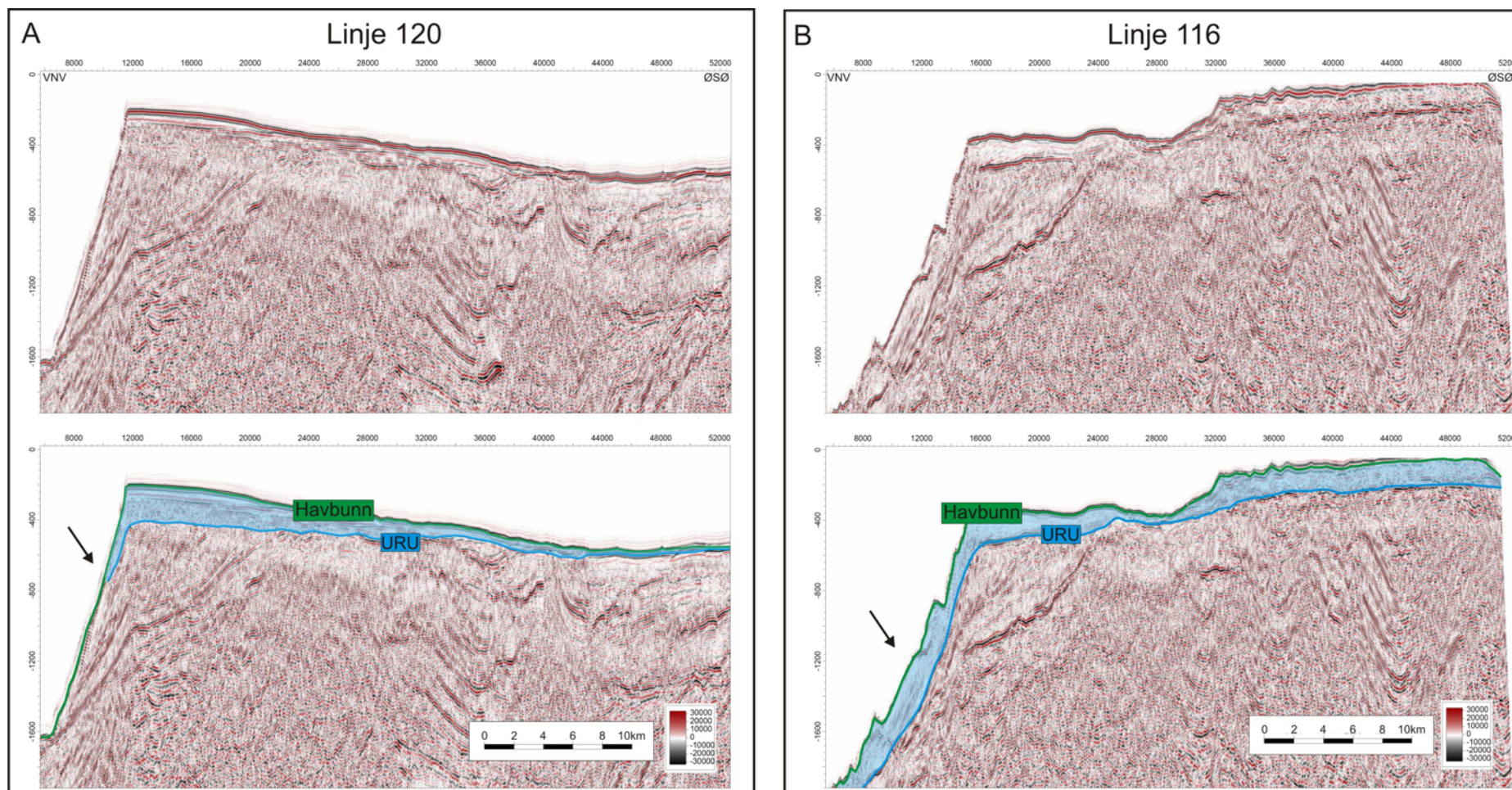


Figur 5-10: A: Isopakkart som viser mektigheten i ms mellom URU og havbunnen (enhet S2). Deler av seismiske linjer som er vist i kapittel 5.2.2 er indikert med figurnummer. Røde linjer er fra det høyopløselige datasettet, mens grønne linjer er multikanals seismiske linjer. Fete linjer er isopaker på flata. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

Utsnitt av linje 65

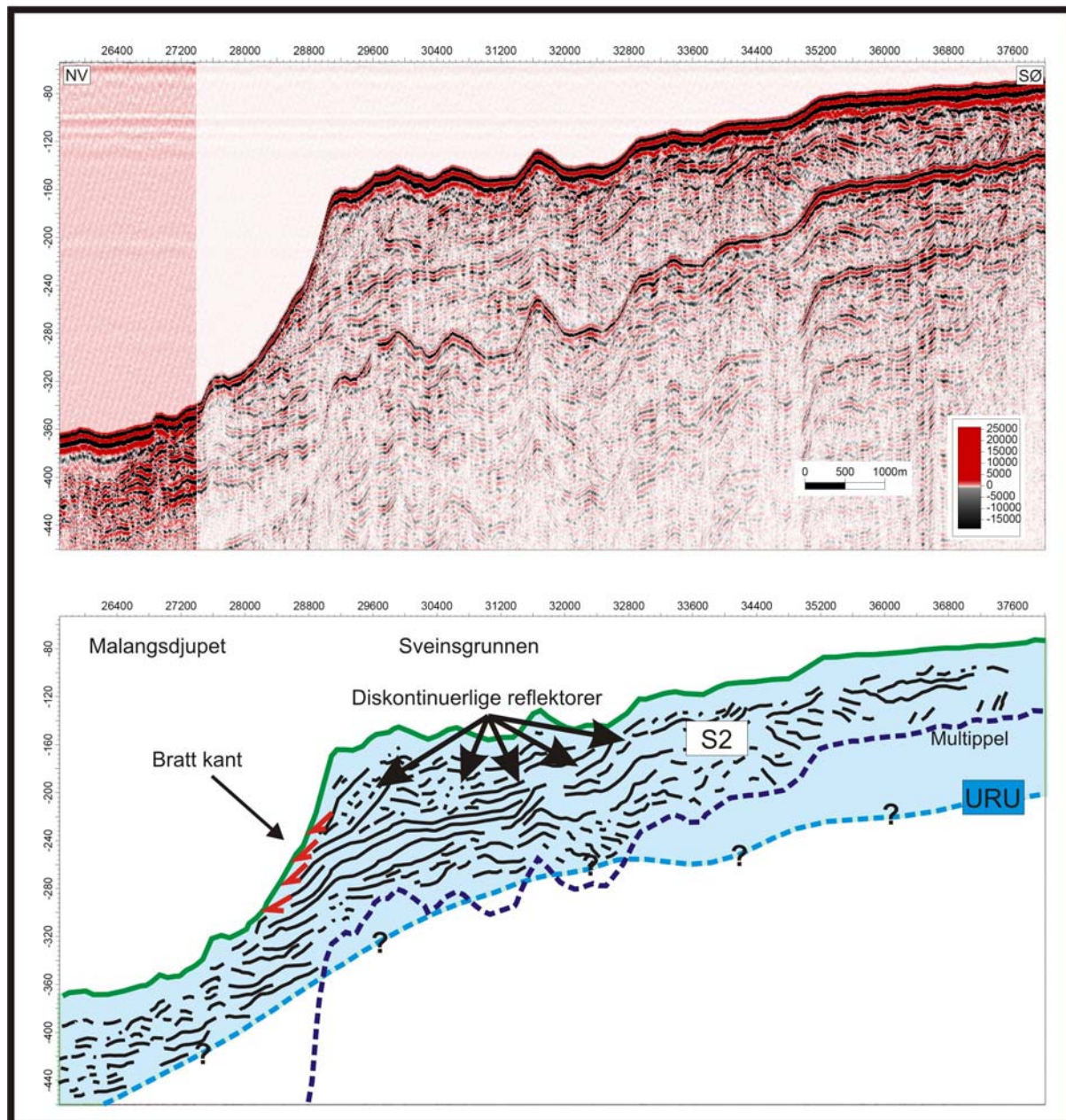


Figur 5-11: Del av høyoppløselig linje 65 som viser at frontavsetning R8, som går på tvers av Malangsdjupet, har en transparent seismisk karakter. Dette tyder på en homogen litologi og sedimentene tolkes til å utgjøre en grunningsonekile. Den seismiske linja går ikke over den mektigste delen av grunningsonekilen. Identifiseringen av URU er her usikker. For lokalisering av profilet se Figur 5-10.



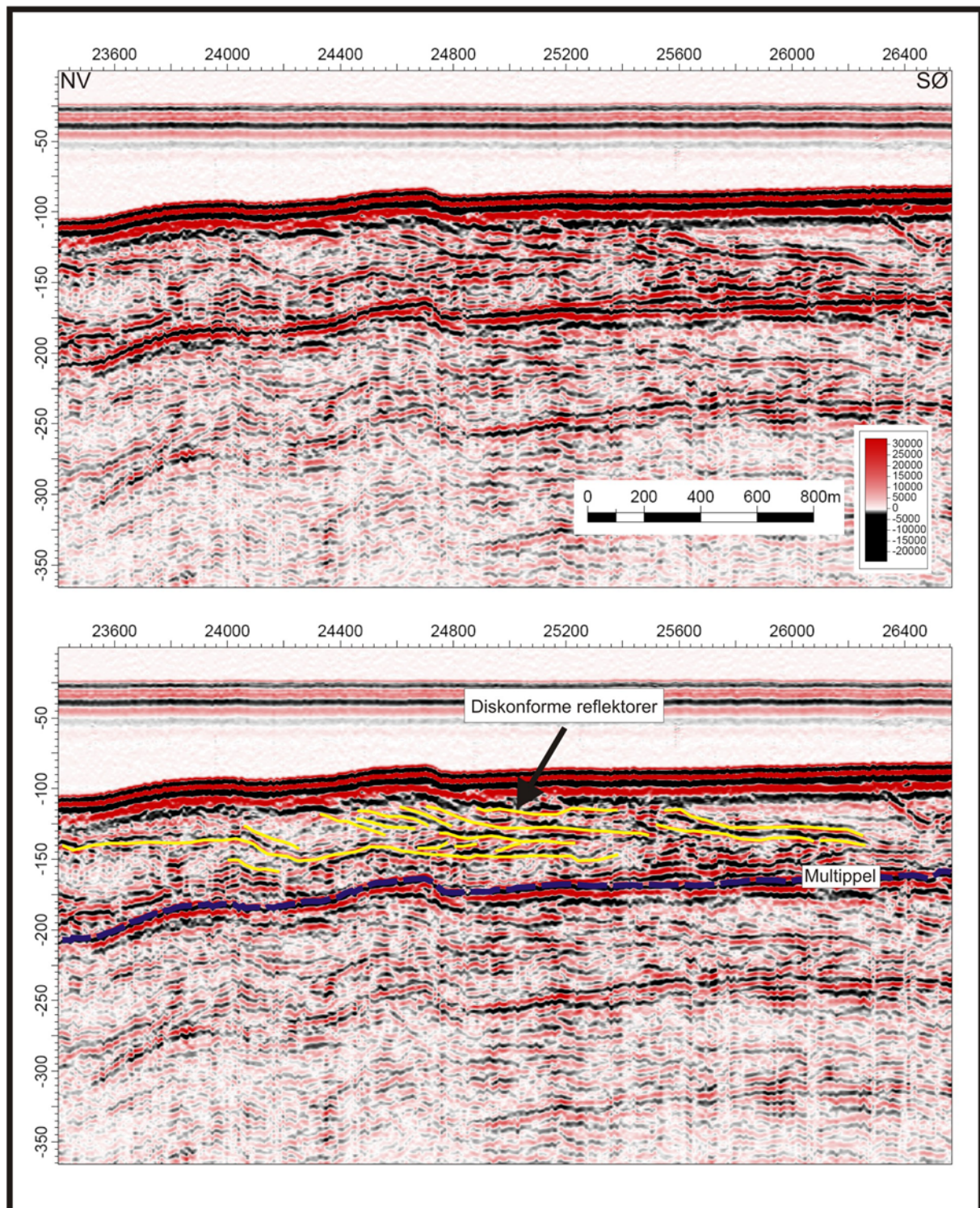
Figur 5-12: Multikanals seismiske linjer som viser forskjeller i mektighet for enhet S2 (blå) i Malangsdjupet. A: I den nordlige delen av trauret er S2 relativt tynn på skråninga (markert med pil). Mektigheten avtar fra eggkanten og innover mot land. B: Utenfor del sørlige delen av trauret er mektigheten til S2 større (markert med pil). For lokalisering av profilene se Figur 5-10.

Utsnitt av linje 65

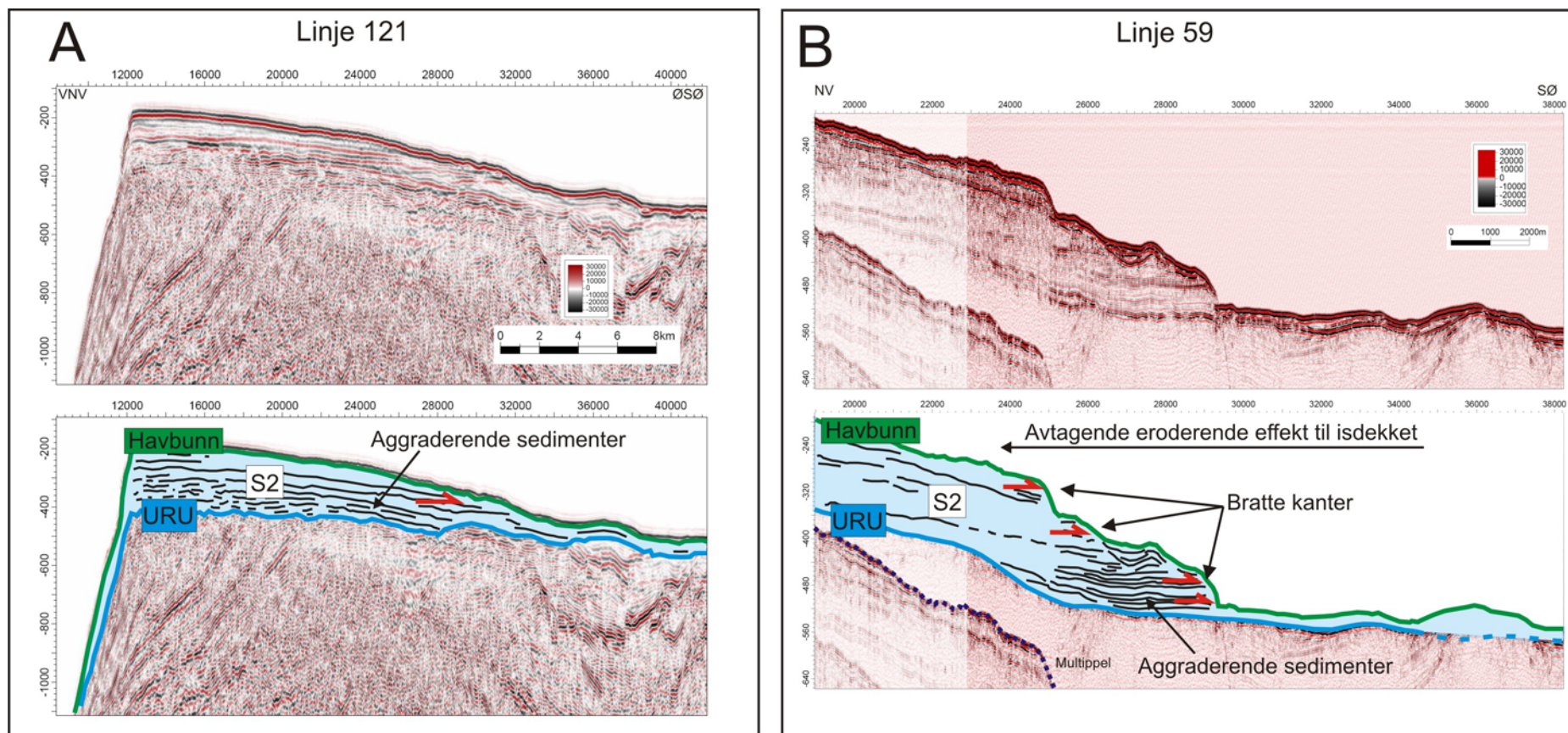


Figur 5-13: Utsnitt av høyoppløselig seismisk linje 65 som viser diskontinuerlige reflektorer i enhet S2 under Sveinsgrunnen. Reflektorer som faller mot Malangsdjupet fra den nordlige delen av Sveinsgrunnen, og trunkeres mot havbunnen. Første havbunnsmultippel vanskeliggjør videre tolkning av enhet S2. Identifiseringen av URU er usikker. For lokalisering av profilet se Figur 5-10.

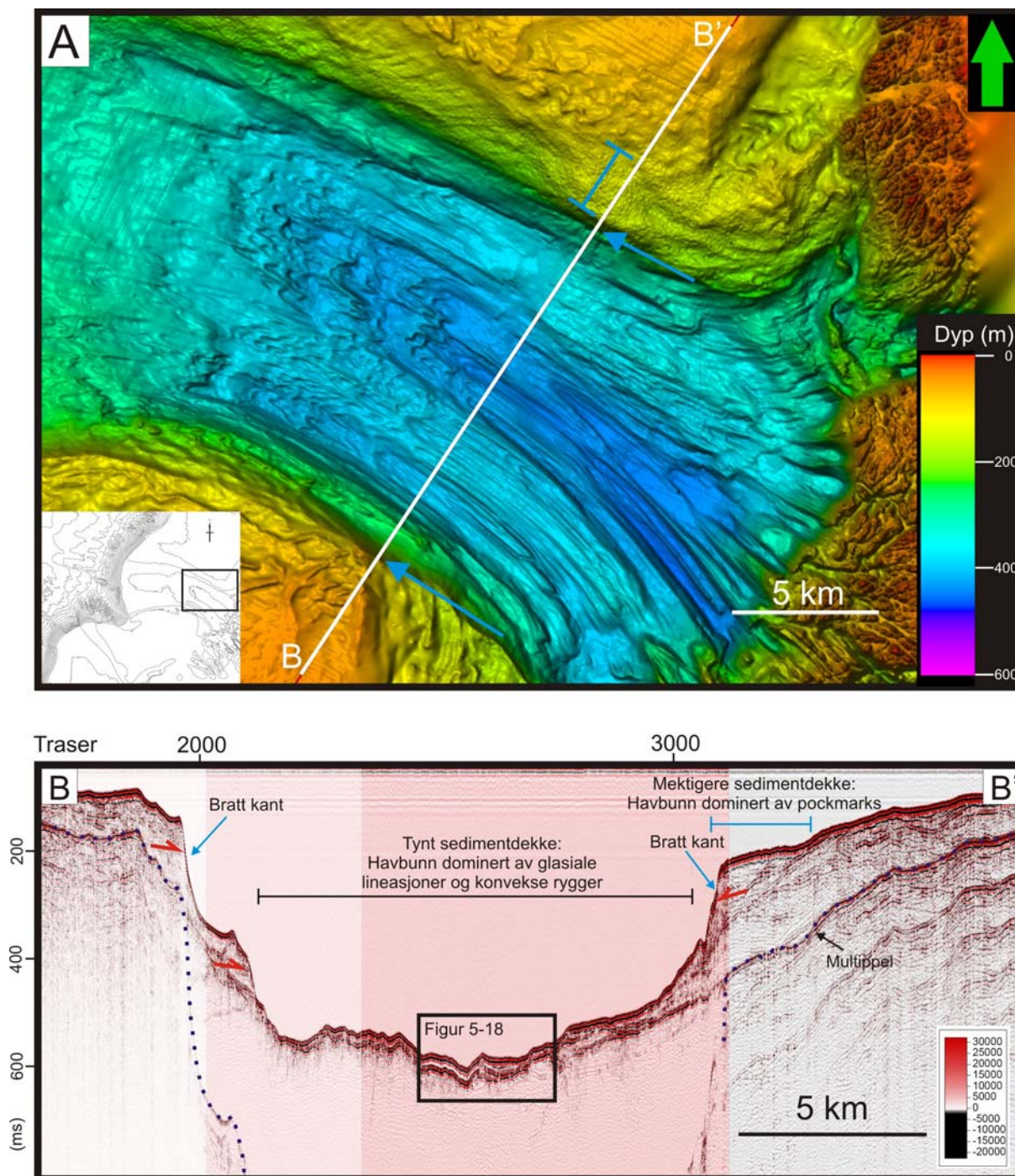
Utsnitt av linje 71



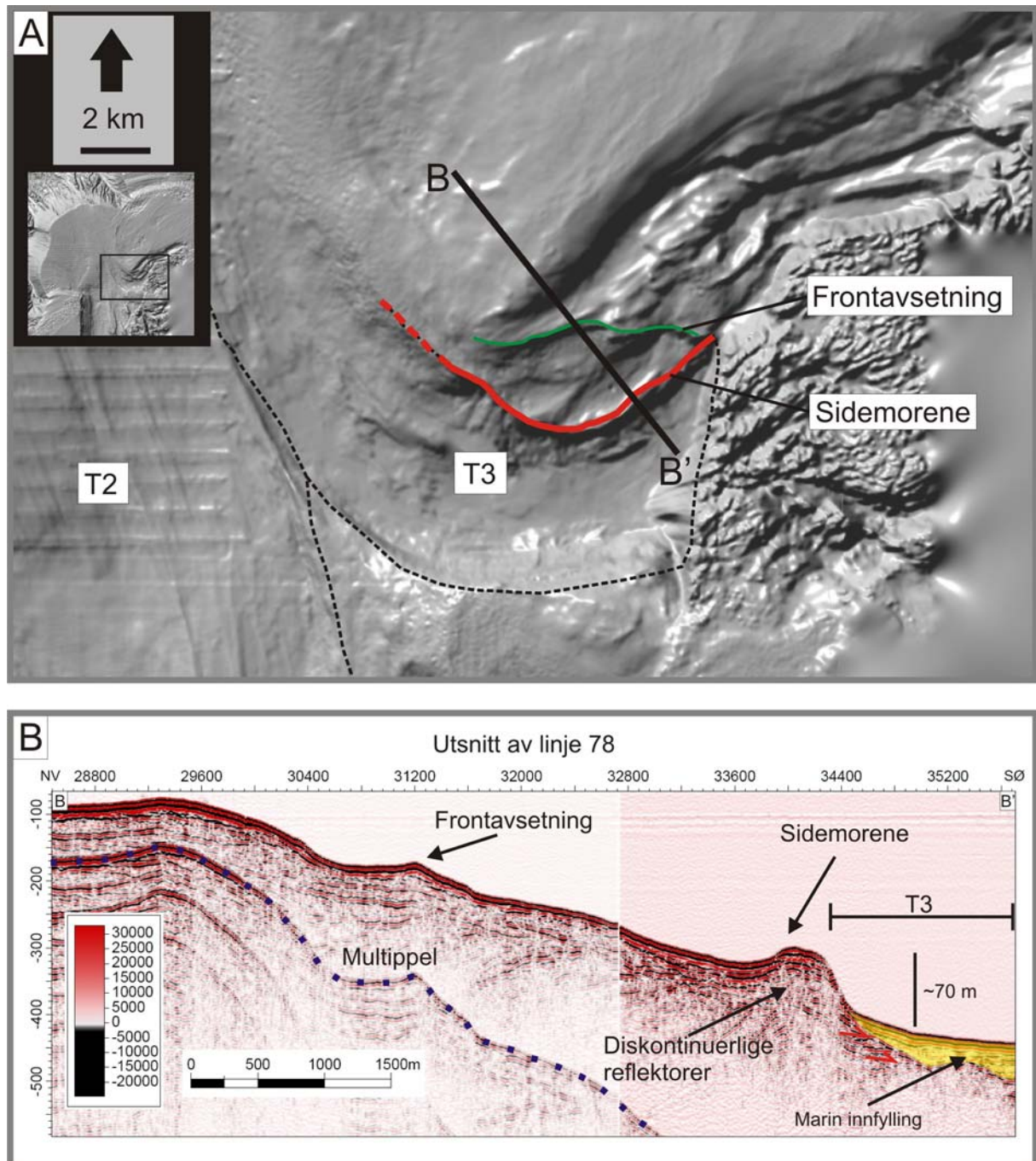
Figur 5-14: Utsnitt av høyoppløselig linje 71 som viser diskonforme reflektorer som faller mot øst (fall mot isbevegelsesretninga). Reflektorene har generelt høyere amplitude enn sedimentpakken som helhet. For lokalisering av profilet se Figur 5-10.



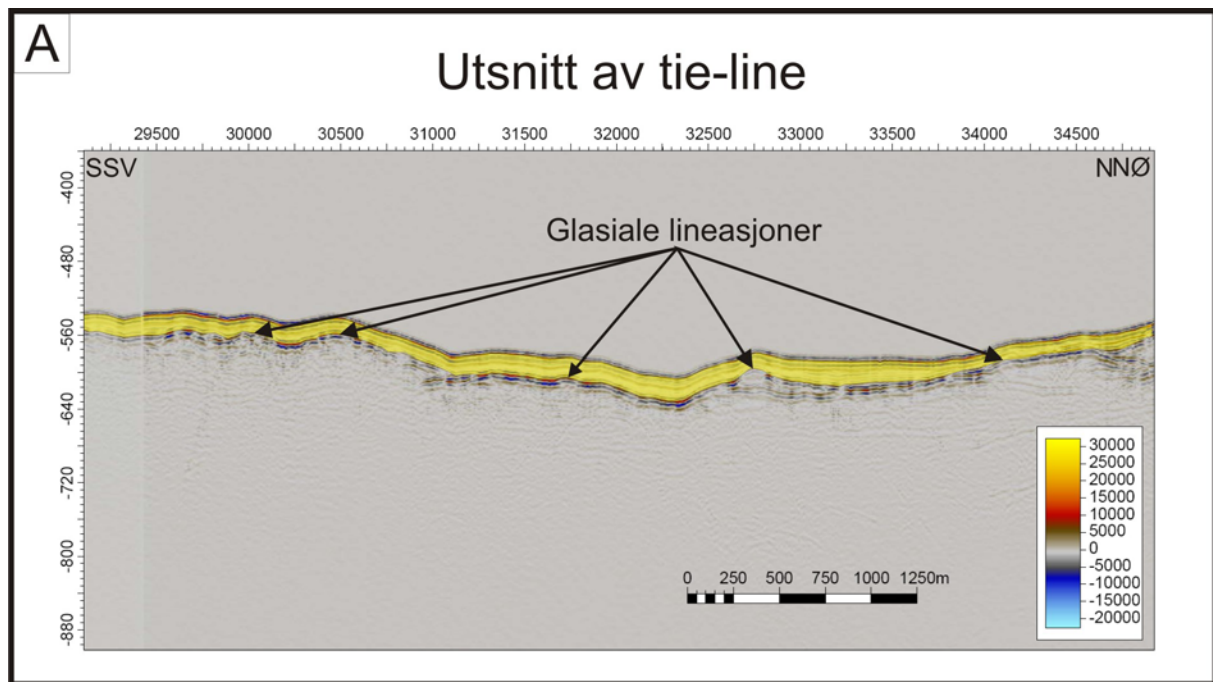
Figur 5-15: A: Multikanals seismisk linje med del av S2 som viser aggradering nær eggakanten i det nordlige Malangsdjupet. De lave refleksjonsamplitudene og den kontinuerlige karakteren gjør at sedimentene tolkes til å være avsatt under rolige forhold med stor lateral utbredelse. Reflektorene trunkeres mot havbunnen. B: Utsnitt av høyoppløselig seismisk linje. Sedimentene som ligger i overgangen mellom Malangsrunden og Malangsdjupet har en aggraderende signatur. Reflektorene trunkeres i forskjellige nivå adskilt med bratte kanter. Dette skyldes at den erosive kraften til isstrømmene som har operert i trauret har avtatt mot den nordlige traumarginen. For lokalisering av profilene se Figur 5-10.



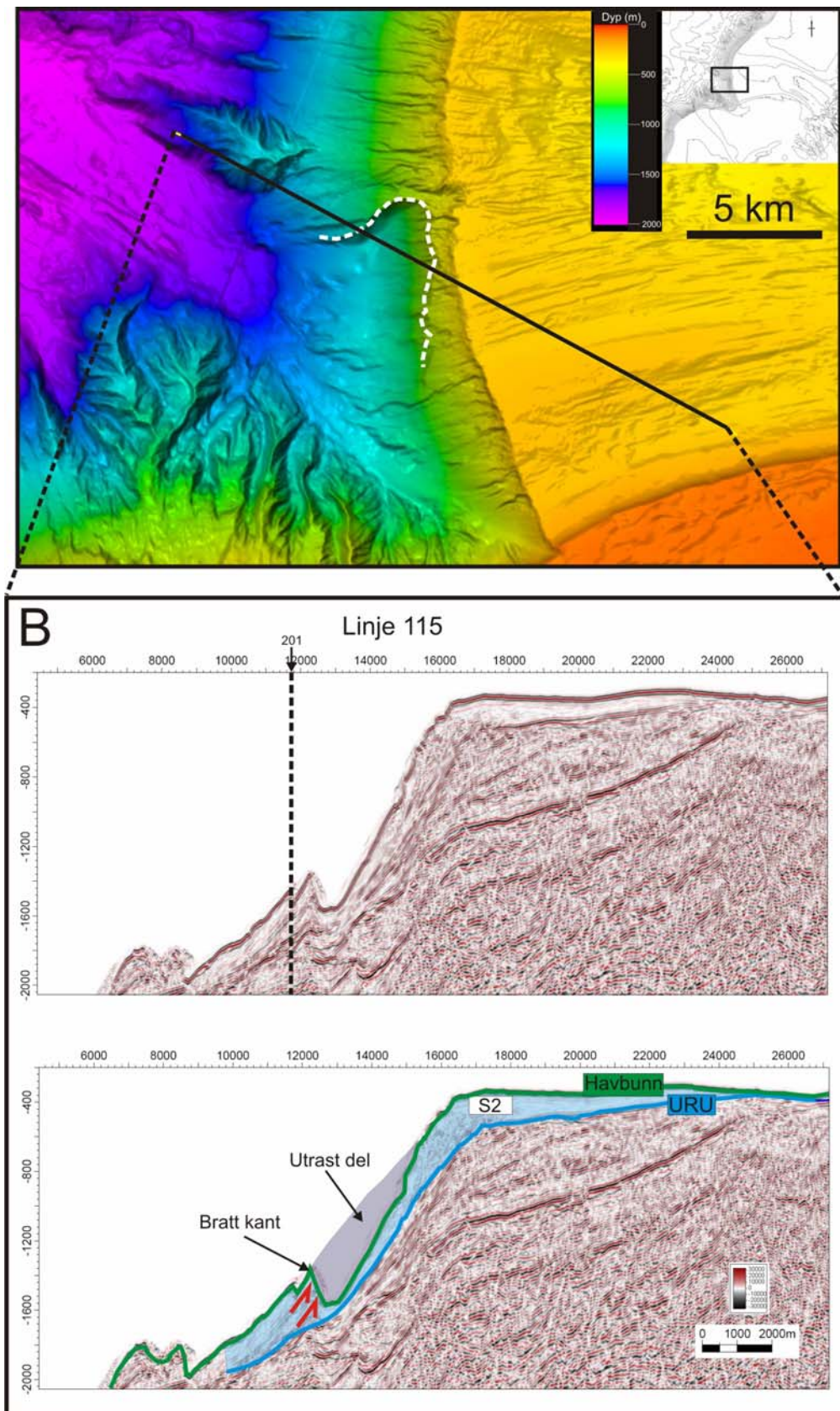
Figur 5-16: A: Batymetri over indre deler av Malangsdjupet. Blå piler markerer bratte kanter i trauet (også markert på B). Pockmarkområdet som er dekket av linja B-B' er markert med blå linje. Figuren er vist med 25x vertikal overdrivelse og lyskilden er direkte ned på området. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08. B: Høyoppløselig seismisk linje (B-B') på tvers av Malangsdjupet. I midten av trauet er sedimentdekket tynt. Bratte kanter markerer overgangen mellom banken og trauet, og trunkeringer indikerer erosjon. Umiddelbart over denne kanten i nord er sedimentdekket markant tykkere, og havbunnen er dominert av pockmarks.



Figur 5-17: A: Skyggerelieff av ytre Fallbakdjupet med formelementer på havbunnen indikert. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. Høyoppløselig seismisk linjer indikert. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08. B: Høyoppløselig seismisk linje der sidemorenen kommer tydelig frem. Denne har en indre seismisk signatur som består av diskontinuerlige reflektorer. Linja krysser også den ene frontavsetningen i Fallbakdjupet. Kontinuerlige og horisontale reflektorer sør for sidemorenen tolkes til å være marin innfylling.



Figur 5-18: A: Høyoppløselig seismisk linje som går tilnærmet normalt på glasiiale lineasjoner innerst i Malangsdjupet. Lineasjonene er overlagret av et tynt (20 ms) transparent sedimentdekke. Da det seismiske signalet ikke gir så mye informasjon under toppen av de glasiiale lineasjonene er det her vanskelig å definere URU. For lokalisering av profilet se Figur 5-16B.



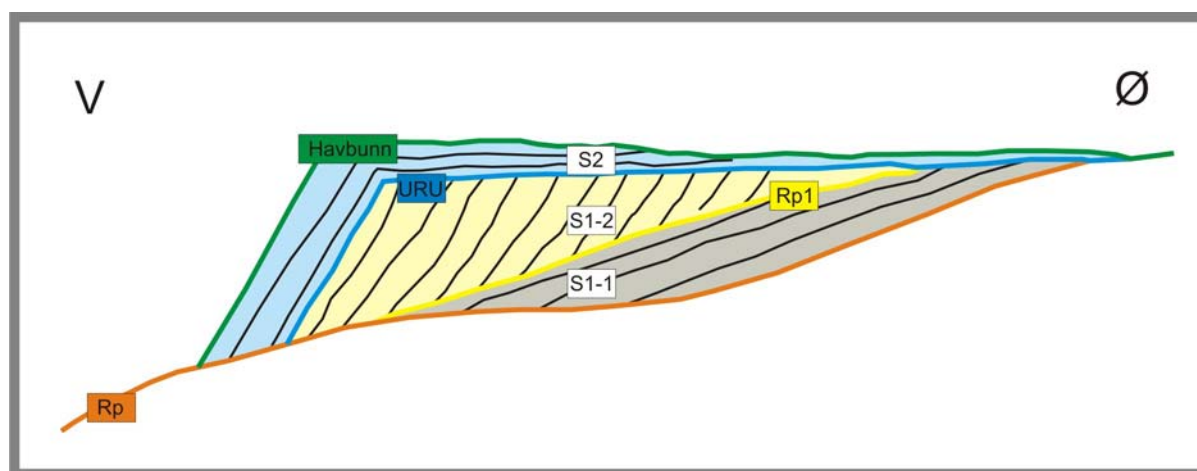
Figur 5-19: A: Batymetri av ytre del av Malangsdjupet og skråninga utenfor. Hvitstiplet linje markerer bakkanten av et ras. Seismisk linje i B indikert. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er direkte ned på området. Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08. B: Multikanals seismisk linje. Pil markerer samme bratte kant som i A. Trunkeringer observeres nedenfor den bratte kanten. Mulig utbredelse av utraste sedimenter er markert med lilla.

6 DISKUSJON

6.1 SEN KENOZOISK UTVIKLING AV KONTINENTALMARGINEN UTENFOR TROMS

6.1.1 Prograderende kiler

Reflektor Rp markerer underlaget for de prograderende avsetningene i studieområdet (Figur 6-1). I kapittel 5 ble det konstatert at de største depositene for sedimenter avsatt siden Rp tid er lokalisert utenfor trauene, og at disse har en kileform (Figur 6-1). På bankene har prograderingen vært begrenset, og avsetningene ligger her som et dekke. En seismisk stratigrafi ble i kapittel 5 definert, der den nedre enheten ble navngitt S1 og den øvre S2 (Figur 6-1). Videre ble den nedre enheten delt i to underenheter, S1-1 og S1-2. Enhet S1 er bygd opp av klinoformer med lite utviklete toppsett, mens S2 består av aggraderende reflektorer på kontinentalhylla som fortsetter som klinoformer ned skråninga (Figur 6-1). Enhet S2 har derfor toppsett som er bevart (Figur 6-1).

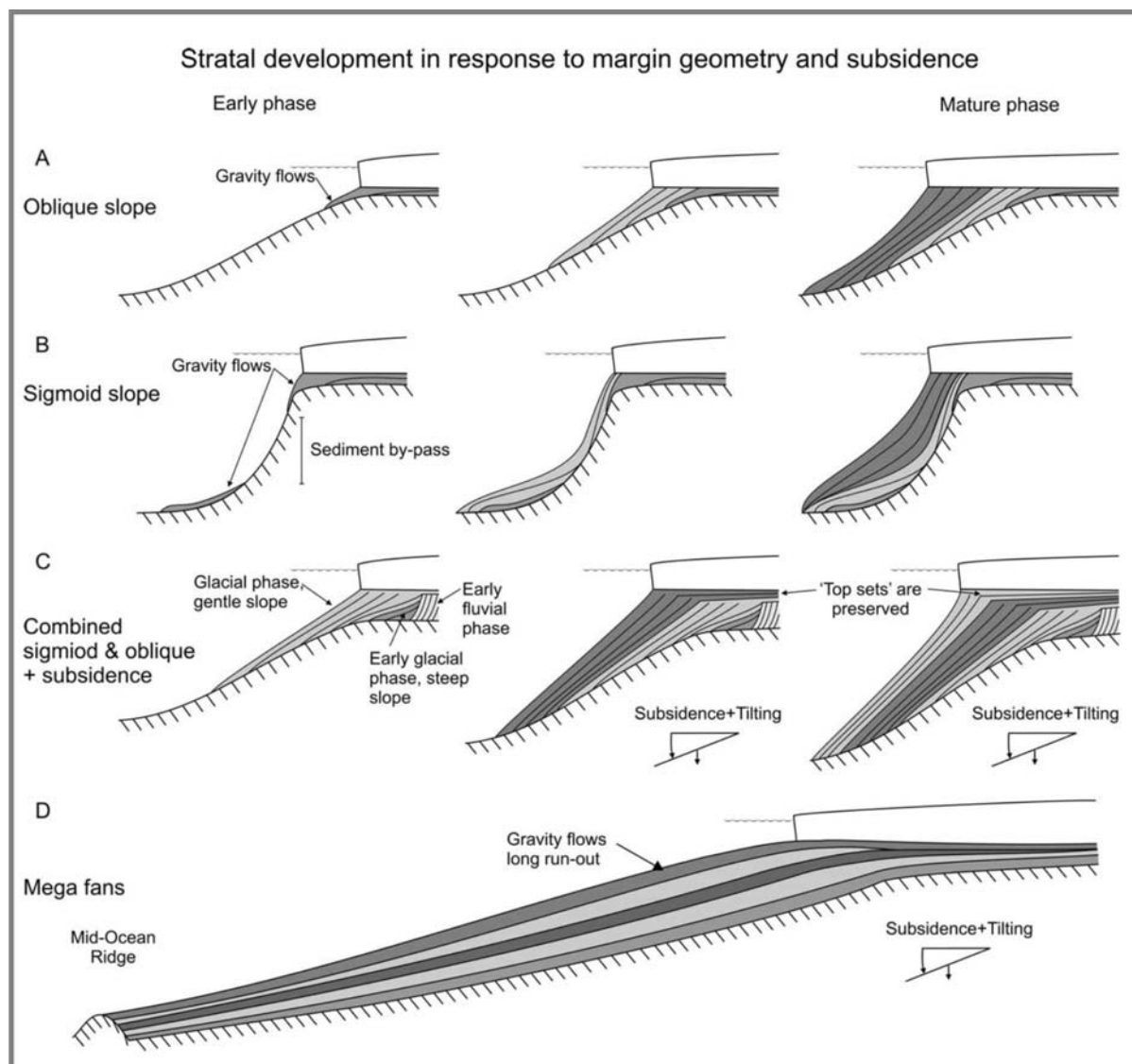


Figur 6-1: Skisse av de prograderende kilene i studieområdet. Det indre mønstret til kilene kan grovt deles i to: en nedre enhet bestående av klinoformer med lite utviklet toppsett (S1), og en øvre enhet med aggraderende reflektorer på kontinentalhylla som fortsetter som klinoformer ned skråninga (S2).

Den seismiske signaturen innad i enheten likner på det identifisert i andre kiler på norsk sokkel (Hjelstuen et al., 2004; Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2005; Sejrup et al., 2005). Prøvetaking kombinert med seismiske analyser har vist at de viktigste bestanddelene til disse kilene består av glasigene sedimenter (Vorren, 1991; Laberg og Vorren, 1995; Laberg og Vorren, 1996b; Laberg og Vorren, 1996a; Solheim et al., 1998; Vorren et al., 1998; Dahlgren et al., 2005). Basert på likheten i den seismiske signaturen antas kilene i studieområdet også å

være av glasigen opprinnelse. Analoger til reflektor Rp, det vil si reflektorer som definerer bunnen av prograderende kiler, er identifisert og datert både i Barentshavet og på midtnorsk sokkel samt lengre sør på kontinentet (Dahlgren et al., 2005). Ut fra den geografiske distribusjonen, samt stratigrafiske og kronologiske data er det foreslått at starten på utbyggingen av kilene på ulike måter er relatert til heving av kontinentalmarginene, i tillegg til å være en respons på sen plio-pleistocen klimaforverring (Dahlgren et al., 2005).

Dahlgren et al. (2005) har diskutert utbygging av prograderende kiler langs den NV Europeiske margin. En modell for utviklingen av disse er utarbeidet, der innsynkning av marginene og marginenes geometri blir diskutert i sammenheng med utviklingen av avsetningsmønstrer i kilene (Dahlgren et al., 2005) (Figur 6-2). Dahlgren et al. (2005) påpeker at tyngden av sedimenter avsatt på marginen har vært en viktig faktor for innsynkningen, mens isostatiske bevegelser relatert til isdekker på kontinentalhylla i det NV Europa er små og forbigående (Nygård et al., 2004). Dahlgren et al. (2005) slutter derfor at sistnevnte kan ansees som neglisjerbar med hensyn på deres direkte innflytelse på avsetningsmønstrer til marginen. Fire forskjellige typer avsetningsmønstre i prograderende kiler er definert av Dahlgren et al. (2005) (Figur 6-2). Den første utviklingstypen skjer på en svakt hellende skråning uten innsynkning av marginen (Figur 6-2A). Denne er karakterisert ved avsetning på alle områder av skråninga (Figur 6-2A). I motsetning til denne er avsetningen på brattere skråninger, uten innsynkning, karakterisert ved forbipassing av sedimenter på de øvre og midtre deler av skråninga (Figur 6-2B). Etter hvert som skråningsprofilen stabiliseres vil imidlertid sedimenter bli avsatt også her (Figur 6-2B). Ved begge disse kileutbyggingene er toppsettene lite utviklet (Figur 6-2A og B). Et mer markant toppsett utvikles dersom innsynkning av marginen forekommer samtidig som kilen bygges ut (Figur 6-2C). Innsynkningen kan ofte være differensiell, det vil si den kan være større ytterst på sokkelen og øvre del av skråninga der sedimentpakken er mektigere sammenlignet med indre deler av sokkelen. Innsynkning av marginen, sammen med høy sedimentasjonsrate, kan resultere i utbygging av prograderende kiler over store avstander (Figur 6-2D). Dette fører til aggradasjon i de distale delene av kilene (Figur 6-2D).



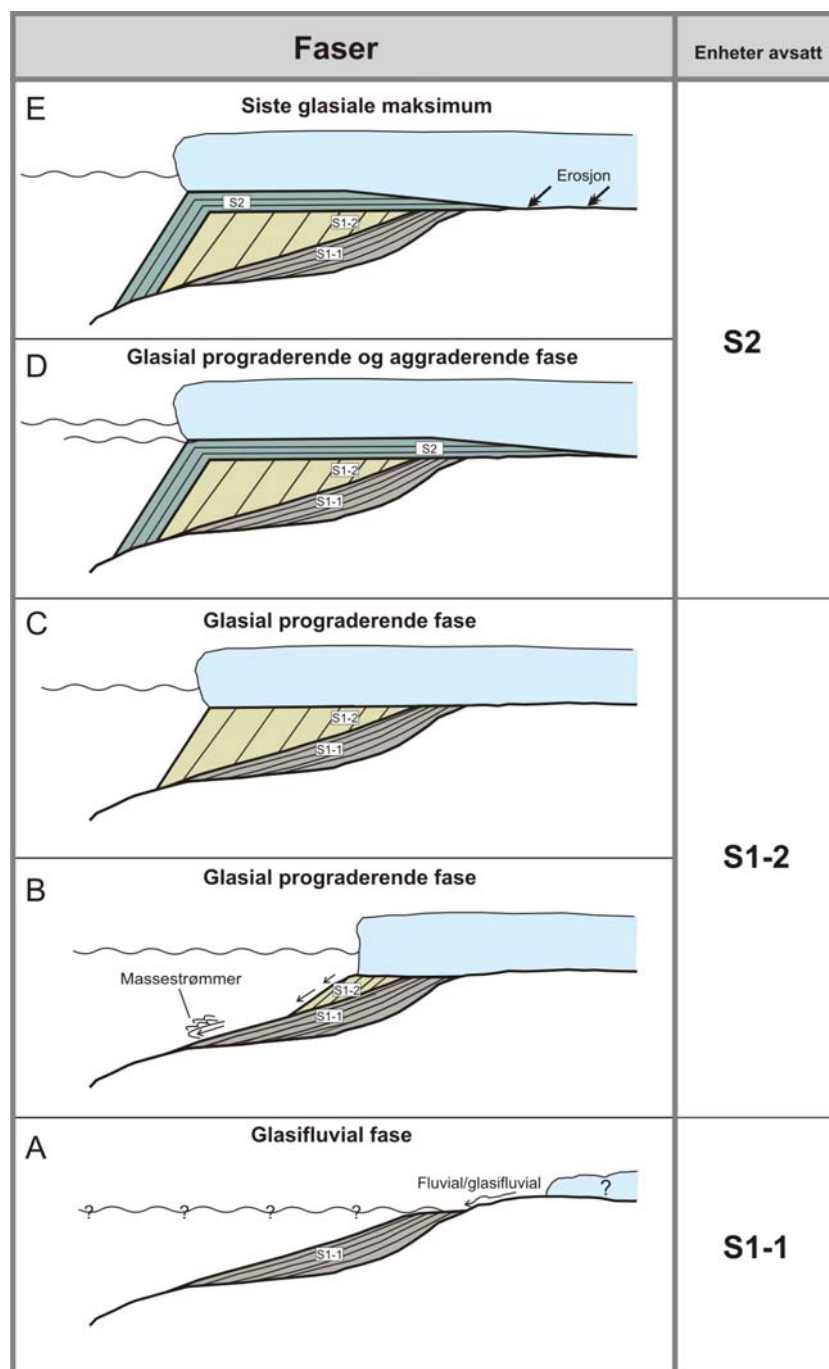
Figur 6-2: Modell som fremstiller hvilken innflytelse marginens geometri og innsynkning har på utbyggingsmønsteret til de prograderende kilene. Se tekst for beskrivelse av de forskjellige utviklingene. Fra Dahlgren et al. (2005).

Den indre seismiske signaturen til kilene i Andfjorden og Malangsdjupet viser til et prograderende mønster der toppsettene er erodert av yngre glasier i enhet S1, slik at bare klinoformene står igjen (Figur 6-1). Sammenliknet med modellen til Dahlgren et al. (2005) passer utviklingen av S1 derfor best med A på Figur 6-2. Høy sedimenttilførsel har sannsynligvis vært en viktig faktor i utviklingen av enheten, mens innsynkning av marginen trolig har vært liten (Figur 6-2). Andre faktorer, som reologi til massestrømmer, kan også ha vært viktig i tillegg til skråningsgradienten (Dahlgren et al., 2005).

Den siste fasen i utviklingen av kilen (S2) viser imidlertid til aggradering (Figur 6-1). Det vil si at toppsett er bevart. Den øvre delen passer derfor best med C i modellen til Dahlgren et al. (2005). Dette indikerer at innsynkning av marginen var liten i de første fasene med

progradering (Figur 6-1). Etter URU har imidlertid toppsett i større grad blitt bevart, noe som i følge modellen til Dahlgren et al. (2005) tilsier at innsynkning har spilt en rolle. Større sedimentmengder akkumulert på kontinentalsokkelen kan ha ført til at marginen har sunket inn.

En utviklingsmodell gjennom sen kenozoikum for de prograderende kilene er vist i Figur 6-3. Diskusjonen videre vil ta utgangspunkt i denne modellen.



Figur 6-3: Skjematisert backstripping langs en V-Ø linje gjennom traueene i studieområdet. Se tekst for gjennomgang av fasene.

6.1.2 Avsetning av enhet S1

Enhet S1-1

Utviklingen av enhet S1 kan hovedsakelig deles i to. Den første fasen involverer utbyggingen av oblikk tangentielle klinoformer (Figur 6-3A), mens den siste fasen omfatter utbyggingen av oblikk parallelle klinoformer (Figur 6-3B og C). Reflektor Rp1 markerer overgangen mellom disse fasene i Andfjorden, mens det i Malangsdjupet er en gradvis overgang. De oblikk tangentielle klinoformene ble i kapittel 5 tolket til å representere et lavere energimiljø enn de oblikk parallelle klinoformene. Sistnevnte antas dannet ved gravitasjonsstrømmer og slumping (Figur 6-3B), det vil si prosesser som var aktive da isdekket strakte seg ut mot eggakanten. Klinoformene i enhet S1-1 kan ha en mer distal sedimentkilde. En mulig tolkning av avsetningsmiljø til enheten er at den er avsatt fra elver eller breelver (Figur 6-3A).

Dahlgren et al. (2005) har identifisert en nedre enhet i den prograderende kilen i Andfjorden som trolig er identisk med enhet S1-1 i denne oppgaven. Dahlgren et al. (2005) har tolket denne til å være en tidlig fase i kileutbyggingen som er av pre-glasial opprinnelse. Liknende mønster, med lavvinklede klinoformer i bunn, er også identifisert av Clausen (1998) på den sørøstlige Grønlandsmarginen. Clausen (1998) tolker disse til å representere smeltevannsdominerte glasiale forhold under den tidlige fasen med nedkjøling i tidlig pliocen. Både tolkningen til Dahlgren et al. (2005) og Clausen (1998) er mulig i studieområdet.

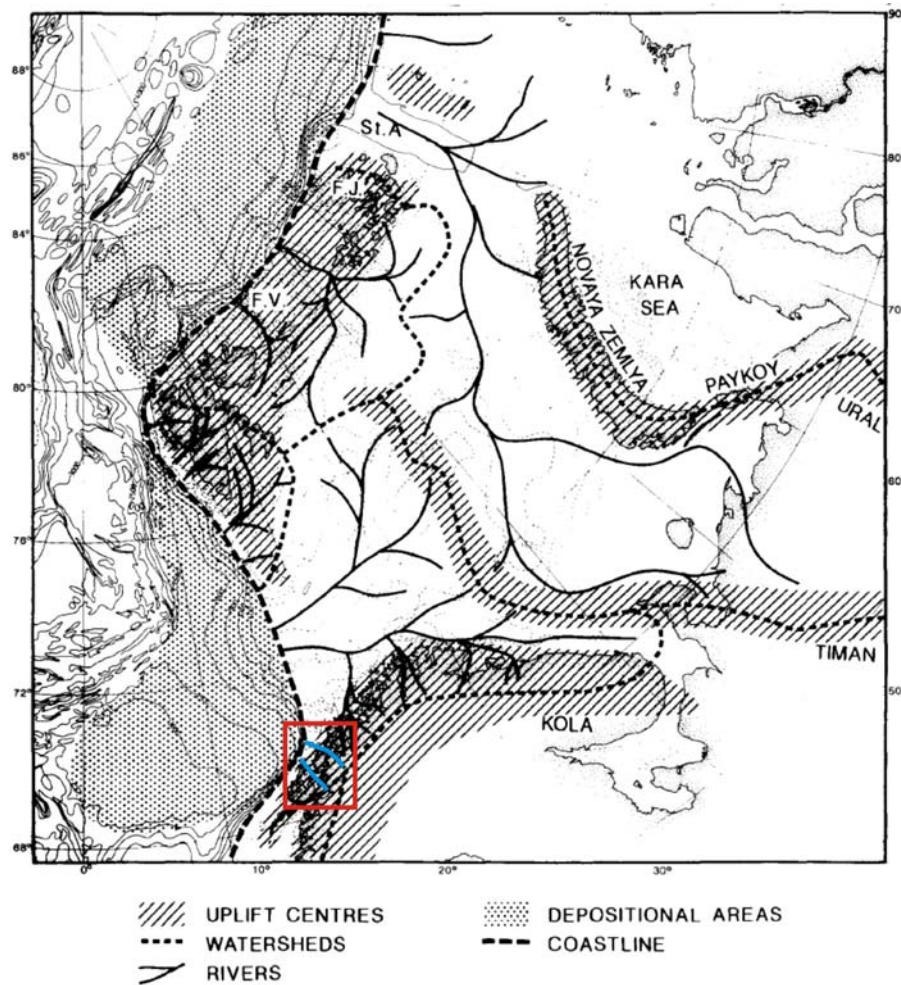
Litologiske data rundt de tidlige fasene med kileutbygging er begrenset til den vestlige Svalbardmarginen (Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000) og områdene utenfor det NV Storbritannia (Stoker et al., 1994; Stoker, 2002). Disse viser til dominerende sandige sedimenter, og har blitt tolket til å være dannet av henholdsvis glasifluviale (Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000) og ikke-glasiale prosesser (Stoker et al., 1994; Stoker, 2002). Liknende litologisk informasjon angående de tidlige utviklingene av kiler andre steder eksisterer ikke (Dahlgren et al., 2005). Imidlertid så er det påvist forekomst av IRD (ice-rafted debris) i de tidlige fasene av kileutbyggingen utenfor Midt-Norge og i det nordlige Nordsjøen (Eidvin et al., 1998; Eidvin og Rundberg, 2001).

Kleman og Stroeven (1997) har funnet at de tidlige fasene med glasiasjoner i Fennoskandia gjennom plio-pleistocen var dominert av botnbreer i fjellene. Videre framover i tid blir

isdekkene gradvis større. Under glasiøle maksima nådde de ut mot kysten (Kleman og Stroeven, 1997). Vorren et al. (1991) har rekonstruert fluviale dreneringsmønstre i Barentshavet gjennom sen neogen-tidlig pleistocen, og funnet at elver rant ut der Andfjorden og Malangsdjupet ligger i dag (Figur 6-4).

Dersom isbreer forekom på denne tiden kan dette ha økt sedimentasjons- og transportraten betydelig (Elverhøi et al., 1995). Enhet S1-1 er derfor muligens avsatt i en periode dominert av glasiøler i fjellområdene. Lavlandet var på denne tiden dominert av glasiølvial erosjon og transport av glasiøle sedimenter ut i havet. Sedimentene avsatt er derfor muligens av glasiølarinnelse. Dette betyr at elvedaler ble utviklet på kontinentalhylla under den tidlige fasen. Disse kan ha fungert som løp for senere isstrømmer over kontinentalsokkelen.

I Barentshavet er starten på kileutbygging markert med reflektor R7, og den nederste sedimentpakken er navngitt GI (Faleide et al., 1996). Laberg et al. (2010) konkluderer at avsetningene i GI på paleoskråninga i Barentshavet er avsatt i et distalt, glasiølarint miljø gjennom sen pliocen-tidlige pleistocen. Det foreslås av Laberg et al. (2010) at sedimentene ble transportert glasiølvialt til paleokystlinja i det sørvestlige Barentshav, i likhet med scenarioet som er foreslått for Svalbardmarginen for samme tidsrom (Butt et al., 2000). Enhet S1-1 kan derfor være en analog til GI i Barentshavet.

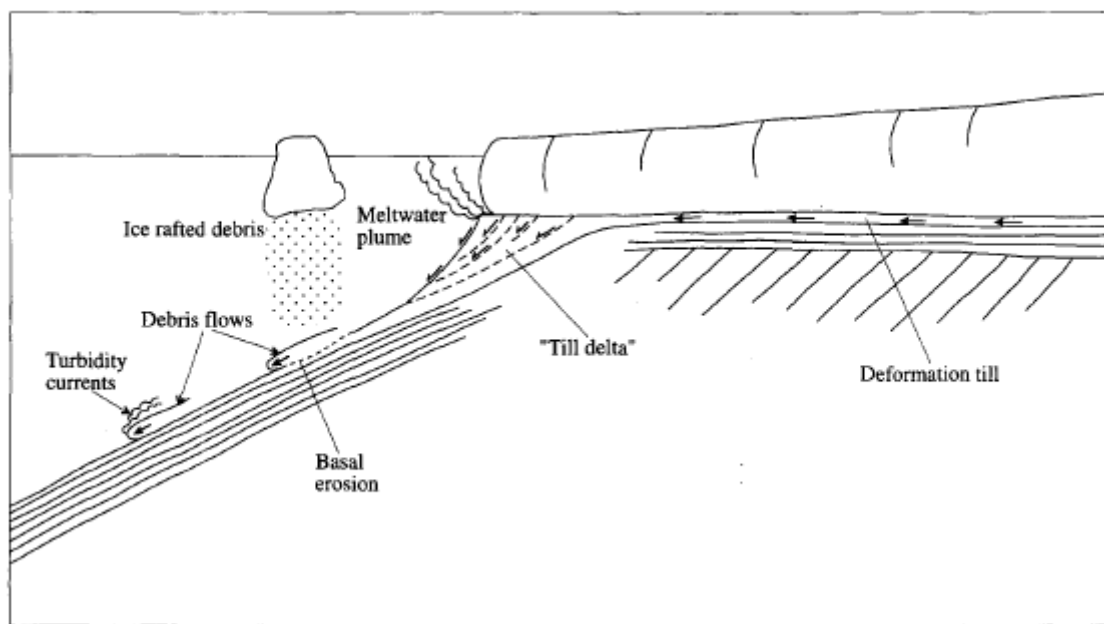


Figur 6-4: Rekonstruksjon av sen neogene–tidlig pleistocene fluviale dreneringsmønster i Barentshavet. Trauene i studieområdet har i denne perioden hatt elveløp (markert med blå). Studieområdet er innrammet. Modifisert fra Vorren et al. (1991).

Enhet S1-2

Reflektor Rp1 markerer overgangen til oblikk parallelle klinoformer (Figur 6-1), noe som i kapittel 5 ble tolket til å skyldes en økning i energinivået til avsetningene. Elveløpene som ble formet under avsetning av S1-1 kan ha spilt en rolle under dannelsen av S1-2. De kan ha fungert som områder der isstrømmer kan ha gått over kontinentalhylla. Dette betyr at lokaliseringene av trauene ble etablert under den tidlige glasifluviale fasen. Da is først startet å bevege seg her fortsatte erosjonen av trauene, og de fikk den utformingen de har i dag.

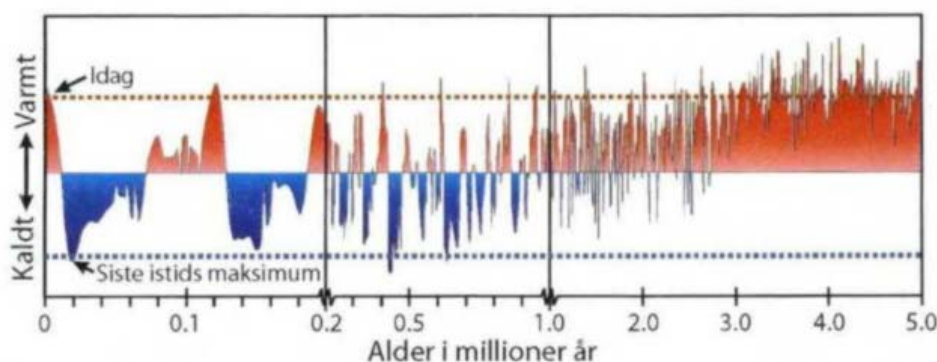
Prosesser som var rådende under utbyggingen av enhet S1-2 er vist på figur Figur 6-3B og Figur 6-5. Under denne fasen lå isdekket helt ute ved eggkanten og terminerte i vann (Figur 6-3B). Breen avsatte sedimenter ved eggkanten som senere beveget seg ned skråninga i form av slamstrømmer (Figur 6-5). Brefronten har trolig trukket seg tilbake mot land og ut mot eggkanten igjen flere ganger under utbyggingen av S1-2. Enheten har derfor trolig også innslag av hemipelagiske sedimenter og IRD.



Figur 6-5: Prosesser som er aktive mens ismarginen er plassert ved eggkanten. Fra Laberg og Vorren (1995).

Kileutbyggingen er størst utenfor de glasiiale trauene (Figur 5-6). De nåværende trauene har derfor sannsynligvis hatt isstrømmer også i tidligere glasier. Det observeres lite progradering av eggkanten på bankene, så disse områdene har derfor trolig vært tilholdssted for mer passive ismasser.

Thiede et al. (i Vorren og Mangerud, 2006) viser ved hjelp av oksygenisotopinnholdet i dyphavssedimenter at isdekker begynte å vokse og smelte vekk med sykluser på 41 og 23 ka for ca 2,75 ma siden (Figur 6-6). Dette pågikk til for omtrent 0,9 ma siden da sykluser på 100 ka ble dominerende, samtidig som isdekkene ble større. Kleman og Stroeve (1997) påpeker også en gradvis økning av ismasser på land i Fennoskandia gjennom plio-pleistocen, mens Vorren og Mangerud (2006) tilskriver perioden mellom 2 og 0,7 ma siden til å være dominert av innlandsis som hyppig strekker seg ut til kysten. Dahlgren et al. (2002) har funnet bevis på glasiasjoner som nådde eggakanten for 524-565 ka BP på Midt-Norsk sokkel. Dette er imidlertid ikke en maksimal alder for glasiasjoner som strekker seg til eggakanten, da de nedre enhetene i Naust ikke er studert (Dahlgren et al., 2002). Disse er trolig også av glasigen opprinnelse, og den sen plio-pleisocene sekvensen er tolket av Henriksen og Vorren (1996) til å være avsetninger fra en isfront.



Figur 6-6: Variasjoner i oksygenisotopinnholdet de siste 2,75 ma i dyphavssedimenter. Kurven gjenspeiler i hovedsak volumet av isbreer på jorda. Modifisert fra Thiede et al. (i Vorren og Mangerud, 2006).

Også i Barentshavet er det observert et markant skifte i avsetningsmønster etter den tidlige fasen med progradering. Dette er markert med reflektor R5 (Faleide et al., 1996). Faleide et al. (1996) beskriver at R5 markerer inntreden av storskala massebevegelser ved Bjørnøyrenna. Dette var sannsynligvis innledet av økt sedimenttilførsel ved at isdekker nådde ut til eggakanten (Faleide et al., 1996). R5 i Barentshavet kan derfor være en analog til Rp1 i denne oppgaven, da Rp1 markerer overgangen til et avsetningsmiljø der breer nådde ut til eggakanten (Figur 6-3B).

Laberg et al. (2010) påpeker at subglasial sedimenttransport til eggakanten var viktig under utbyggingen av GII i Barentshavet. Laberg et al. (2010) mener dette kan skyldes utviklingen av større isdekker, forårsaket av et kjøligere klima (Mudelsee og Raymo, 2005). Gjennom denne perioden var subglasial erosjon av sokkelen sannsynligvis størst i bunnen av

isstrømmer (Andreassen et al., 2007). Hjelstuen (2004) påpeker også at subglasial erosjon var størst under isstrømmer på den sørlige Vøringmarginen. Den samme trenden er også observert i denne oppgaven, da deponentene er størst utenfor Andfjorden og Malangsdjupet. Isstrømmer som beveget seg ut mot eggakanten har derfor vært viktige for drenering av ismassene gjennom de glasiere maksima langs den norske kontinentalmarginen.

6.1.3 Avsetning av enhet S2

Den øvre regionale inkonformitetsflaten (URU) markerer et skifte i avsetningsmønster. I tillegg til at eggakanten prograderer mot vest under dannelsen av S2, aggraderes også sedimenter på kontinentalhylla (Figur 6-1).

Overgangen mellom prograderende og aggraderende avsetningsmønstre er kjent fra andre glasierte marginer, både på Midt-Norsk sokkel (Dahlgren et al., 2005), i Barentshavet (Faleide et al., 1996; Solheim et al., 1996) og Antarktis (Cooper et al., 1991; ten Brink et al., 1995). Isdekkene strakk seg ut til eggakanten også etter dannelsen av URU (Dahlgren et al., 2005). De aggraderende avsetningene i studieområdet antas også derfor å være avsatt av is som har nådd helt ut til eggakanten (Figur 6-3D). En sannsynlig alder til URU på den Midt-Norske kontinentalmarginen er 0,44–0,35 ma i følge Dahlgren et al. (2005).

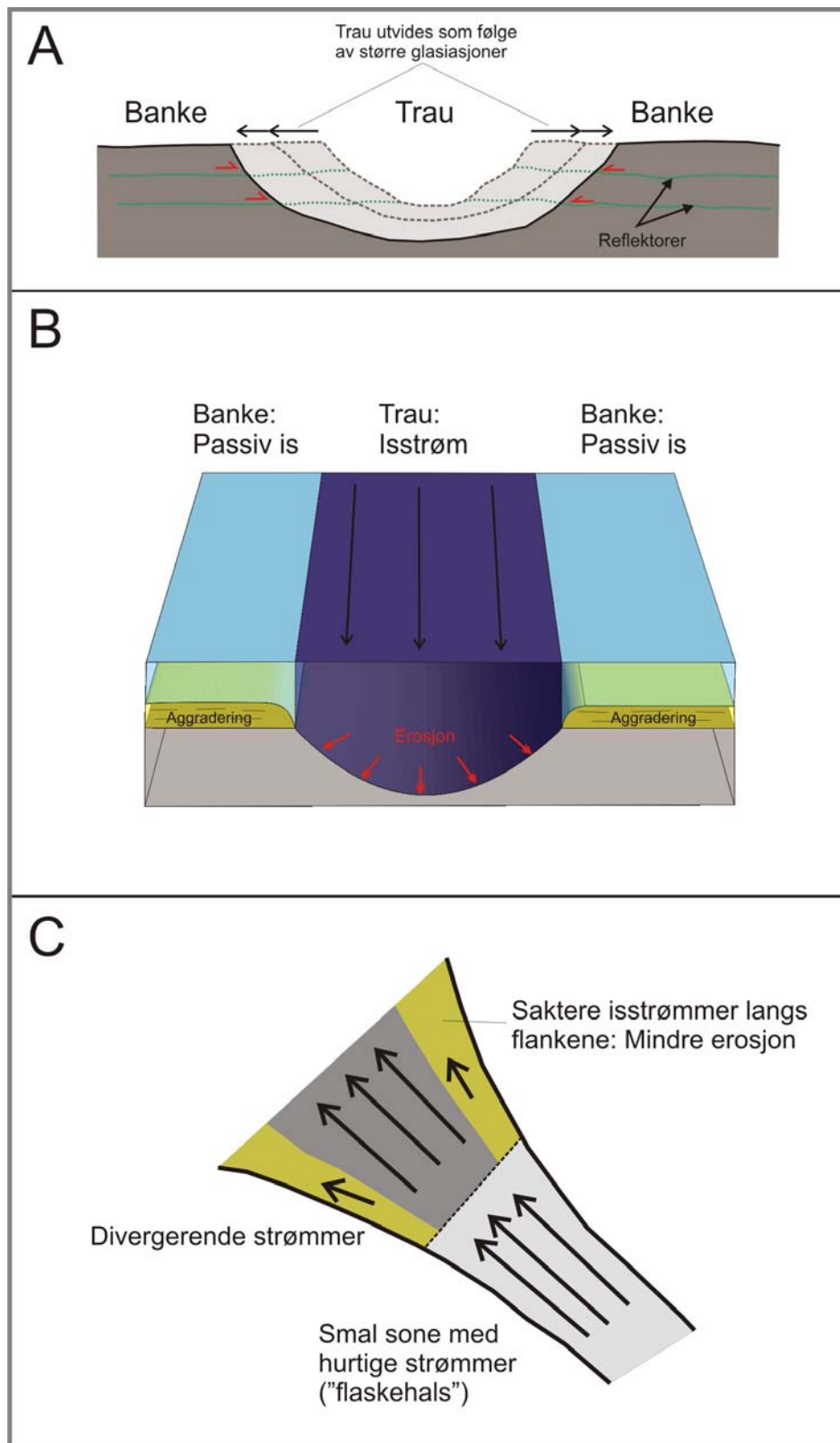
Skiftet i avsetningsmønster kan skyldes forandringer i isdynamikken. Solheim et al. (1998) beskriver at de siste 0,5 ma på Grønlandsmarginen er nesten bare aggraderende med en fortykning på mer enn 260 m, og bare rundt 5 km med progradering av eggakanten. Vanneste et al. (1995) tilskriver dette skiftet i avsetningsmønster til forskjeller i dynamikken til isdekkene gjennom de forskjellige klimatiske fasene. Den intermediære fasen med storskala fremrykning av eggakanten representerer perioder med veldig erosive isdekker, mens den siste, aggraderende perioden hadde redusert erosiv kraft. Dette kan være relatert til kortere oppholdstid for breene ved eggakanten (Vanneste et al., 1995). Denne forklaringen kan også gjelde for de aggraderende avsetningene i studieområdet. Dersom isdekkene hadde redusert erosiv kraft, samtidig som oppholdstiden ved eggakanten ble redusert etter URU, kan aggradering ha blitt resultatet. Det er imidlertid vanskelig å estimere hvor lenge breene oppholdt seg ved eggakanten. Dette krever dateringer, som det ikke er tilgang på i denne oppgaven.

Innsynkning kan ha spilt en rolle under avsetning av S2. Som nevnt i kapittel 6.1.1 kan denne delen av kilen best forklares med utviklingsmodell C på Figur 6-2. Dersom marginen sank inn etter hvert som S2 ble bygd ut kan dette ha tillatt at toppsettene ble bevart. Innsynkningen må dermed ha startet etter at enhet S1 var avsatt, siden toppsett ikke er bevart her. Dette er mulig, ettersom tyngden av sedimentene i S1 kan ha vært med på å presse marginen ned. Dette er imidlertid vanskelig å verifisere ved hjelp av dataene her.

Konsentrasjon av isstrømmer til trauene kan ha vært med på å føre til aggraderingen. Gjennom utviklingen av de prograderende kilene i plio-pleistocen ble isdekkene stadig større (Figur 6-7A) (Kleman og Stroeven, 1997; Vorren og Mangerud, 2006). Majoriteten av ismassene har trolig beveget seg som isstrømmer gjennom Malangsdjupet og Andfjorden (Figur 6-7A), mens de beveget seg sakte på bankene. Det er derfor naturlig å anta at bankene gjennomgikk mindre grad av erosjon, og sedimenter hadde større mulighet til å aggraderes her (Figur 6-7B). Dette støttes av at reflektorer som ligger under bankene er erodert mot traufankene (Figur 6-7A). Isstrømmene eroderte i bunn av trauene og mot flankene. Trolig har denne erosjonen eskalert opp gjennom glasiasjonene, etter som isstrømmene ble større og kraftigere.

Av faktorene nevnt her virker konsentrasjonen av isstrømmer i trauene til å best kunne forklare hvorfor det skjer et skifte i avsetningsmønster. Imidlertid er ikke denne faktoren konkluderende, og det er vanskelig å utelukke de andre.

Sedimentene i enhet S2 er akkumulert i de nordlige marginene av trauene (Figur 5-10). Dette er trolig et resultat av at isstrømmene ikke har hatt like stor eroderende effekt her. Isstrømmer har hatt høyest hastighet, og dermed størst eroderende effekt i de sentrale delene (Figur 6-7C). Lengre ut i trauene, forbi det smaleste punktet, er bredden større og strømningslinjene vil her divergere (Figur 6-7C). Erosjonskraften til isstrømmene er derfor mindre langs flankene i trauene, noe som førte til at sedimenter til en viss grad ble bevart her. I Malangsdjupet ser det imidlertid ut til at isstrømmene har hatt stor eroderende effekt også mot den sørlige marginen av trauet, da enhet S2 er tynn her (Figur 5-10). Det er ikke datagrunnlag for å si det om det samme er tilfelle på den sørlige marginen av Andfjorden.



Figur 6-7: A: Skjematisk profil gjennom to banker og et mellomliggende trau. Trauet utvides etter som glasieringene blir større. B: Skjematisk 3D-figur av isdynamikken under glisiale maksimum. Trauet er okkupert av isstrømmer, og erosjon dominerer derfor her. På bankene ligger passiv is, og sedimenter kan aggraderes. C: Skjematisk omriss av et trau. Den indre delen av trauet er smal, og fungerer som en flaskehals for isstrømmer. Trauet er bredere lenger ut, og divergerende isstrømmer forekommer. Disse beveger seg saktere på flankene, noe som gjør at erosjonen er mindre og sedimenter kan ansamles her.

6.2 LANDFORMER FRA SISTE GLASIALE MAKSIMUM, DEGLASIASJONEN OG HOLOCEN

I kapittel 4 ble en rekke formelementer på havbunnen beskrevet og tolket. I dette kapitlet blir formelementenes genese diskutert, for senere å kunne diskutere sedimentasjonsmiljøet gjennom siste glasiiale maksimum, deglasiasjonen og holocen. Relativ og absolutt alder blir angitt der dette er mulig.

Formelementene deles inn i tre grupper:

- 1) Subglasiiale formelementer
- 2) Formelementer dannet ved breranden
- 3) Post-glasiiale formelementer

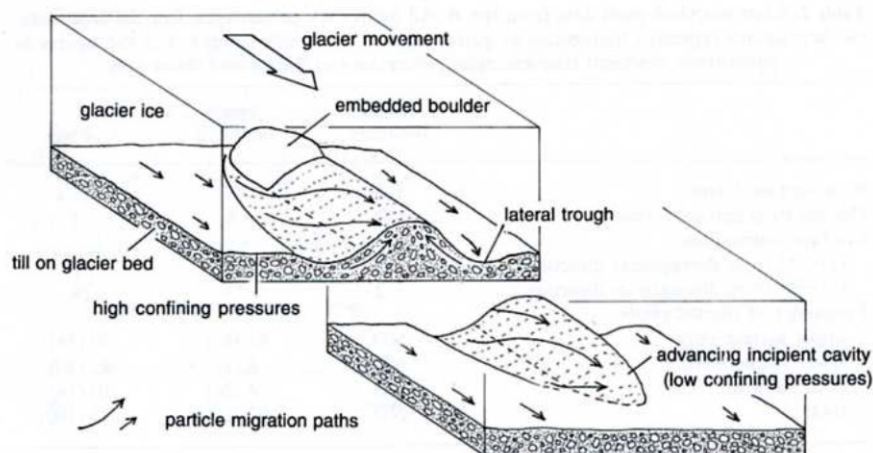
6.2.1 Subglasiiale formelementer

6.2.1.1 Megaskala glasiiale lineasjoner

Dannelsen av trauparallelle rygger og megaskala glasiiale lineasjoner ansees som relativt synkron. I tillegg er det ifølge Dowdeswell et al. (2008) mulig at grunningsonekiler og glasiiale lineasjoner kan dannes samtidig, noe som betyr at Bjerkamorenen kan være synkron med lineasjonene som overpreger den. Ifølge Vorren og Plassen (2002) har det Fennoskandiske isdekket nådd ut til eggakanten to ganger de siste 22 ¹⁴C ka BP (Figur 2-8), og Bjerkamorenen er datert til å være avsatt mellom to glasiiale maksima (Egga-I og Egga-II). Tettheten av glasiiale lineasjoner er størst mellom Bjerkamorenen og eggakanten i Andfjorden. Dette kan være fordi lineasjonene er resultater av to episoder med glasiiale maksima, noe som også er foreslått av Plassen et al. (2008). Lineasjonene i Malangsdjupet stammer trolig fra siste glasiiale maksima, da isdekket var på sitt største (Siegert et al., 2001; Larsen et al., 2006).

Ut fra formen og orienteringen til lineasjonene ble de i kapittel 4 tolket til å være dannet ved hurtige isstrømmer. Det er i en rekke tidligere arbeid utledet sammenhengen mellom glasiiale lineasjoner med lengde/bredde-forhold større enn 10:1 og hurtige isstrømmer (Clark, 1993; Ship et al., 1999; Stokes og Clark, 1999, 2001, 2002b; Clark et al., 2003; Ottesen et al., 2005a).

Tidligere i oppgaven ble to teorier rundt dannelsen av glasiiale lineasjoner presentert: (1) sedimenter som presses opp i hulrom i isen og (2) iskjøler som pløyer bunnsedimenter. Benn (1994) beskriver at flutes dannes ved at deformasjonsmorene fra underlaget presses opp i hulrom. Hulrommene dannes i lesiden av forhøyninger som isen beveger seg over (Figur 6-8). Trykket i hulrommet er lavere enn trykket omkring, noe som gjør at sedimenter blir presset opp her. Glasiiale lineasjoner er lik flutes, bare større i alle dimensjoner (Clark et al., 2003). En slik genese er mulig for dannelsen av lineasjonene som starter i overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn innerst i traue. Forhøyninger i berggrunnen kan ha skapt hulrom i lesiden, som på Figur 6-8, og rygger ble dannet.



Figur 6-8: Illustrasjon som viser modell for dannelsen av flutes. Is strømmer over forhøyninger og det dannes hulrom i lesiden der sedimenter presses opp. Fra Benn (1994).

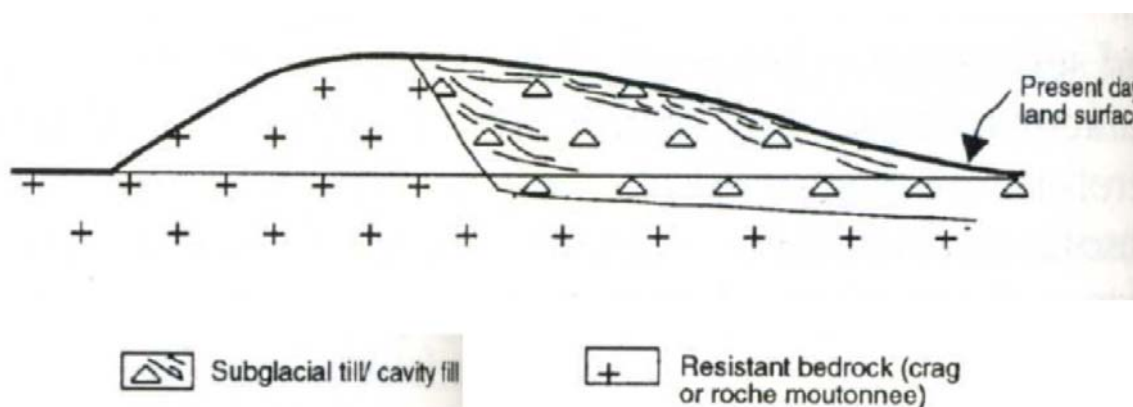
Lineasjoner lengre ut i traue kan være dannet ved andre prosesser. En alternativ genese er deformasjon ved pløying av iskjøler (Tulaczyk et al., 2001; Clark et al., 2003; Dowdeswell et al., 2004). Clark et al. (2003) foreslår at større iskjøler kan dannes i den basale delen av isen ved at den beveger seg over ujevnheter i berggrunnen. Etter som isen senere strømmer over morenemateriale kan disse kjølene, som er dannet langs forsenkninger, erodere underlaget. Resultatet er at det blir dannet avlange furer, med deformerte sedimenter i rygger mellom furene. Clark et al. (2003) indikerer at så lenge iskjølene blir bevart kan furene og ryggene utvikles over store avstander. Dersom isdekket beveger seg over en flate som lett lar seg erodere kan ujevnheter bevarer over avstander på 10^3 - 10^5 m (Clark et al., 2003). I tillegg nevner Clark et al. (2003) at avstanden mellom lineasjonene og dybden deres burde være større i begynnelsessonen, og avta ned isstrømmen. Det er derfor mulig at lineasjonene som observeres i ytre deler av traue er dannet ved denne prosessen, da traue har en lengde på 40-65 km og avstanden mellom lineasjonene minker utover i trauet.

Det er også mulig at det dannes nye iskjøler der isstrømmene konvergerer. Konvergerende isstrømmer kan gi opphav til subvertikale skjærsoner i ismassen, og gi ujevnheter og kjøler på bunnen av isen (Clark et al., 2003). Både Andfjorden og Malangsdjupet smalner sentralt i trauet, så det er sannsynlig at konvergerende isstrømmer eksisterte her.

Genesen til de glasielle lineasjonene som forekommer i overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn kan derfor forklares ved begge modellene beskrevet her. Imidlertid er de lokale forhøyningene i berggrunnen, og ryggene nedstrøms av disse, såpass fremtredende at teorien til Benn (1994) virker mer sannsynlig. Det kan likevel ikke utelukkes at iskjøler også har erodert underlaget mellom ryggene, i samsvar med modellen til Clark et al. (2003). Lineasjonene lengre ut i trauet forklares best med modellen til Clark et al. (2003), da det ikke forekommer forhøyninger i bakkant av ryggene her. Genesen til disse lineasjonene er derfor sannsynligvis relatert til nye iskjøler dannet ved konvergerende isstrømmer.

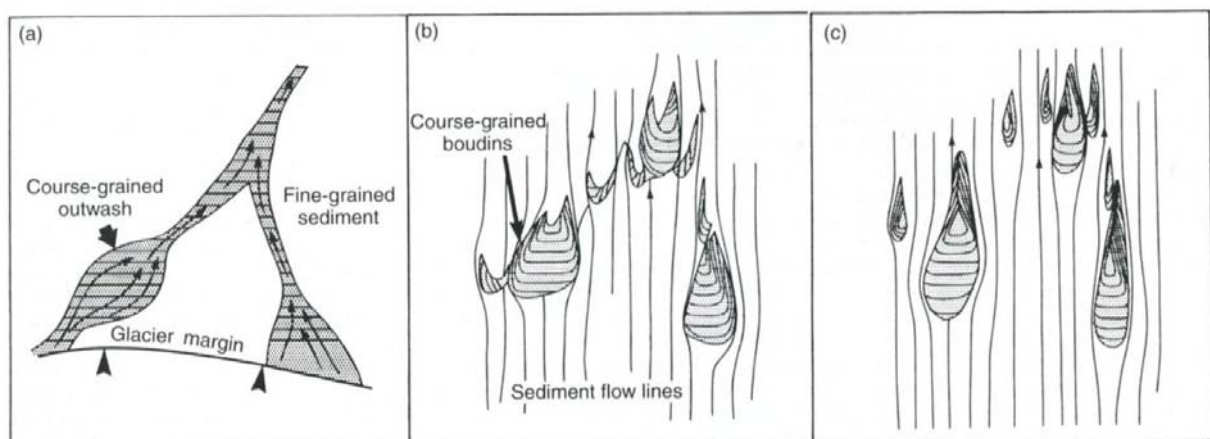
6.2.1.2 Trauparallele rygger

Disse ryggene er, som nevnt over, synkrone med de glasielle lineasjonene. I kapittel 4 ble genesen til ryggene relatert til isstrømmer. Langstrakte rygger dannet subglasielt i isstrømsretningen begrenser seg i hovedsak til crag-and-tails og drumliner. Benn og Evans (1998) beskriver crag-and-tails som langstrakte, strømlinjeformede åskammer. I bakkdelen består de av en motstandsdyktig topp som ofte er av berggrunn, og de har en avsmalende hale av sedimenter på lesiden (Figur 6-9). Genesen har likhetstrekk med den første teorien rundt dannelsen av glasielle lineasjoner beskrevet i delkapitlet over. Crag-and-tails er imidlertid bredere.



Figur 6-9: Crag-and-tails dannes ved innfylling av hulrom i lesiden av for eksempel en berggrunntopp. Isstrømmen er fra venstre mot høyre. Modifisert fra Benn og Evans (1998).

Benn og Evans (1998) beskriver at dannelsen av drumliner er relatert til sedimenterosjon og redistribusjon innenfor subglasiale deformasjonslag. Ifølge denne modellen vil områder som er sterkere eller stivere innenfor et deformasjonslag forbli statiske eller deformeres sakte i forhold til de svakere, mellomliggende områdene. Utviklingen av et slikt inhomogent underlag ved denne prosessen er vist i Figur 6-10. I dette eksemplet består det opprinnelige underlaget av gruskropper som ligger innenfor finkornete sedimenter. Gruskroppene er permeable og godt drenerte, noe som fører til lavt porevannstrykk og høy sedimentstyrke. De finkornete sedimentene er ikke så godt drenerte og er derfor svakere. Underlaget viser derfor til en variabel romlig respons til det påførte stresset av et avanserende isdekke. Gruskroppene danner stive og sakte deformerende kjerner, mens de finkornede avsetningene er mer utsatt for gjennomgående deformasjon. Sistnevnte kan bli transportert vekk ved glasitektoniske prosesser eller danne dekker av fortynnede morener rundt de stivere kjernene. De gjenværende gruskroppene blir strømlinjeformet drumliner.

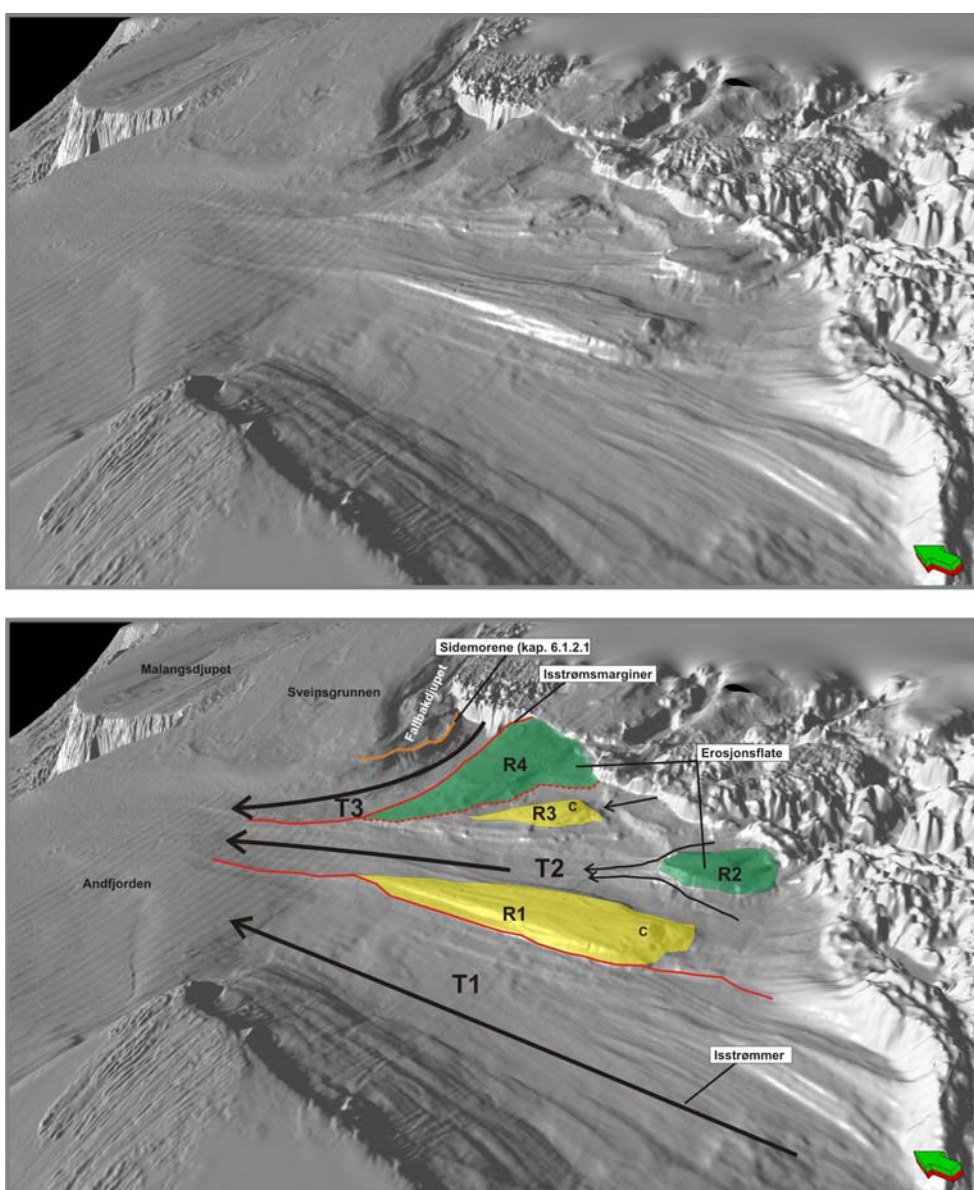


Figur 6-10: Mulig dannelsesprosess for drumliner. A: Opprinnelig distribusjon av grovkornede gruskropper med høy sedimentstyrke. B og C: Tiltagende utvikling av drumliner fra de grovkornede massene, med rask deformasjon av de mellomliggende svakere sedimentene. Modifisert fra Boulton (1987).

R1 og R3 på Figur 6-11 er trolig crag-and-tails, da disse har høyder ved begynnelsen av ryggene som kan fungere som en motstandsdyktig topp. Isen strømmer dermed rundt og over disse, og sedimenter avsettes i en avsmalende hale i retning ned isen (Figur 6-9).

R5 ytterst i Malangsdjupet (Figur 4-6) befinner seg i et område dominert av sedimentær berggrunn, i motsetning til ryggene i Andfjorden som ligger nær den krystalline berggrunnen. I tillegg observeres det ingen klar topp på denne ryggen. R5 tolkes derfor til å være en drumlin, ut fra formen og orienteringen til ryggen.

R2 har en bratt kant i retning ut traует (Figur 4-7 og Figur 6-11), samtidig som den ikke har noen høyde i bakkant. Ryggen er derfor sannsynligvis verken en crag-and-tail eller drumlin. Den bratte kanten til ryggen kan være et resultat av at isstrømmer har erodert rundt den (Figur 6-11). Overflaten til ryggen er sannsynligvis ikke særlig påvirket av isstrømmer, og ryggen kan tolkes til å være en erosjonsflate (Figur 6-11). Samme genese er også sannsynlig for R4. Denne er i nord tydelig begrenset av isstrømmen i T3, mens den i sør er begrenset av isstrømmen i T2 (Figur 6-11). Som det kommer frem av Figur 6-11 bøyer isstrømmen i T3 av, mens den i T2 beveger seg i en mer rettlinjet form. Dette gjør at R4 havner mellom isstrømmene, og får den formen som observeres.



Figur 6-11: 3D-bilde av indre deler av Andfjorden, med synsvinkel mot NØ. Crag-and-tails er markert med gul, og toppen er markert med en C (crag). Erosjonsflatene er markert med grønn. Figuren er vist med 5x vertikal overdrivelse og lyskilden er skrå ned fra NV. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

6.2.2 Formelelementer dannet ved breranden

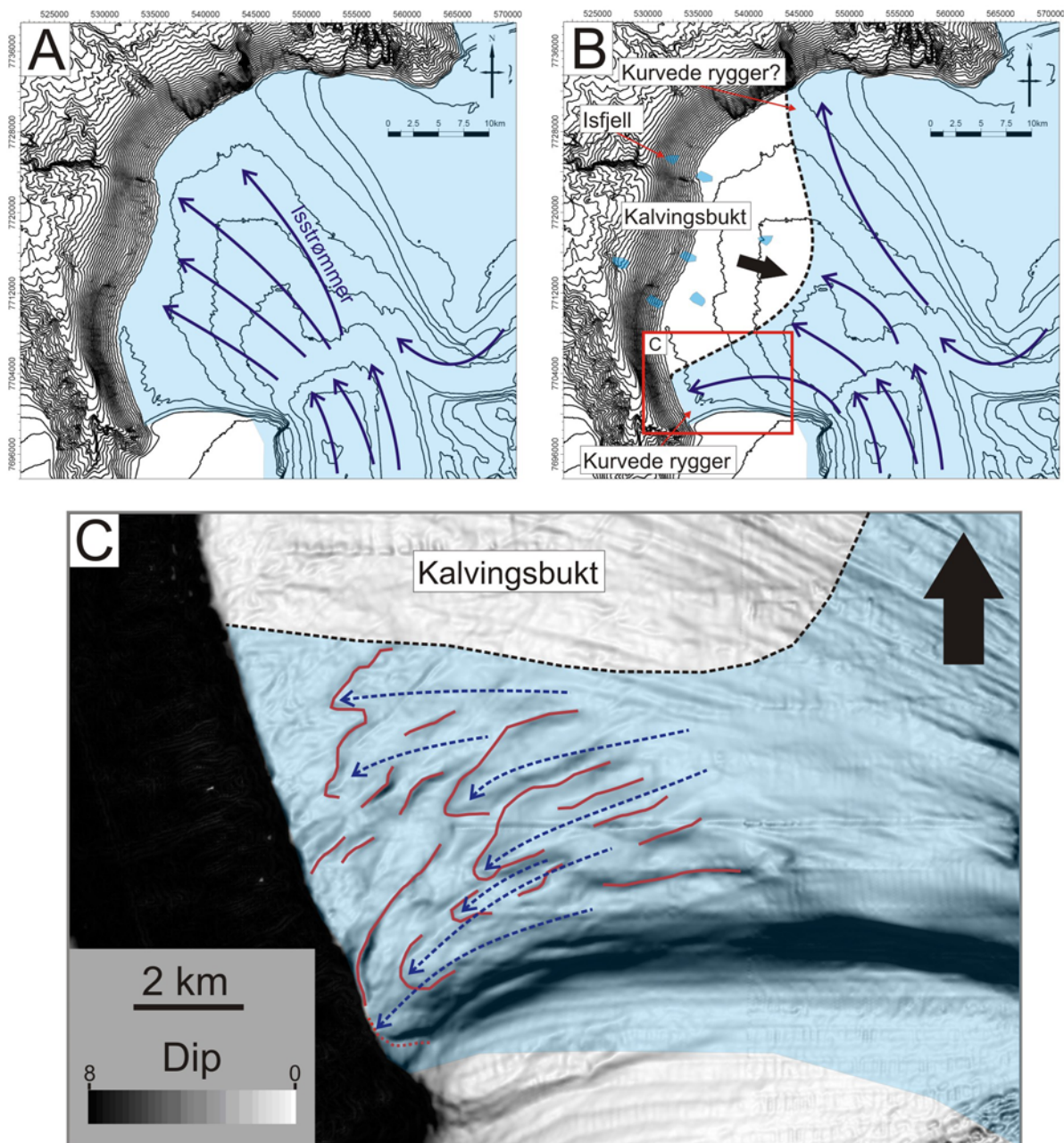
6.2.2.1 Kurvede rygger

De kurvede ryggene ligger ute ved eggakanten, der Norskestrømmen og kyststrømmen har relativt høy hastighet. Det kan derfor tenkes at ryggene er sedimentbølger formet av bunnstrømmer. Det er imidlertid vanskelig å forestille seg hvordan bunnstrømmer skulle kunne danne rygger med slik kurvete form. I tillegg ligger det pløyespor mellom ryggene på den sørlige flanken av Andfjorden (Figur 4-8), samt at pløyespor overlager ryggene på den nordlige flanken. Forflytninger av sedimenter på havbunnen under dannelsen av sedimentbølger ville fylt inn disse.

Områdene ryggene befinner seg i har vært isdekt gjennom begge de siste glasiale fremrykkene til eggakanten (Vorren og Plassen, 2002), og var derfor sannsynligvis påvirket av raske isstrømmer under siste glasiale maksimum. Da isdekket begynte å kalve tilbake ved starten av deglasiasjonen skjedde dette først i de sentrale deler av trauet, siden munningen av Andfjorden er på sitt dypeste mot midten og isdekket flyter opp her først. Det ble derfor trolig dannet en kalvingsbukt nær midten av traumunningen, mens trausidene fortsatt var isdekt. Isen som lå i Andfjorden fortsatte å strømme mot vest også under deglasiasjonen, det vil si isen strømmet ut over trauf flankene (Figur 6-12). Etter hvert som isen trakk seg videre tilbake kan den ha gjort framrykk eller stoppet opp. Islober kan da ha skjøvet opp eller avsatt sedimenter som frontavsetninger (Figur 6-12). Da ryggene bare forekommer på trauf flanken har disse framrykkene hatt en lokal karakter. Det antas at de kurvede ryggene er et av de første indikasjoner på deglasiasjonen av studieområdet (kapittel 6.3.2). Dette betyr at Sveinsgrunnen sannsynligvis fortsatt var isdekt (Figur 6-12).

Da de kurvede ryggene på den nordlige flanken av Andfjorden er sterkt overpreget av pløyespor, er det vanskelig å avgjøre om også disse ender i lober, i likhet med de på den andre flanken (Figur 6-12C). Det er derfor vanskelig å konkludere med en sikker genese for de kurvede ryggene.

Både de kurvete og de buete ryggene ender i lober, noe som er typisk for frontavsetninger. I tillegg er dimensjonene til ryggene ganske like. Prosessene som dannet de kurvete og de buete ryggene har derfor trolig likhetstrekk.



Figur 6-12: Forslag til genese for kurvede rygger. Blå indikerer isdekte områder. A: Andfjorden var isdekt under siste glasiiale maksimum, og isstrømmer beveget seg helt ut til eggakanten. B: Ved starten av deglasiasjonen kalvet isfjell først fra de sentrale deler av trauet, siden disse områdene ligger dypest. Resultatet ble at en kalvingsbuktt ble dannet i Andfjorden. Deler av isstrømmen beveget seg ut flankene, hvor de kurvede ryggene ble dannet. I den nordlige flanken er det usikkert om det ble dannet kurvede rygger. Lokaliseringen til kalvingsbukten er tentativ. C er innrammet. C: Dipkart over den sørlige flanken av Andfjorden. Ryggene som ender i lober er dannet under fasen vist i B. Under deglasiasjonen klarte ikke isen som lå i Andfjorden å transportere sedimentene helt ut til eggakanten, så de ble avsatt i lobeformede rygger. Lokaliseringen til kalvingsbukten er tentativ. For utolket versjon se Figur 4-8. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

6.2.2.2 Buete rygger

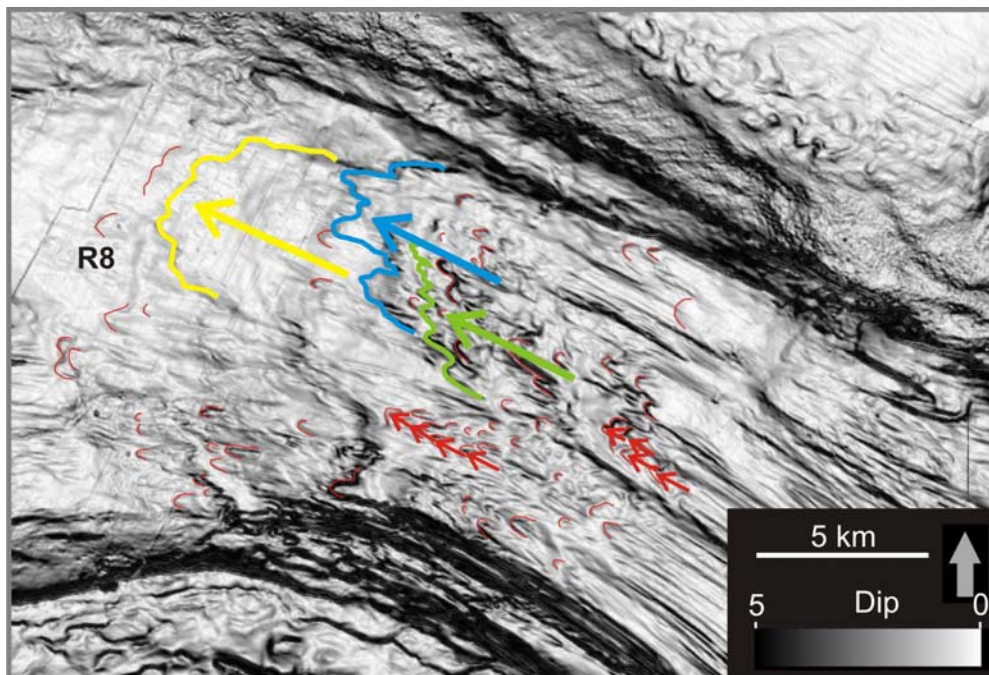
De buete ryggene som ligger i indre Malangsdjupet har en konveks form i isbevegelsesretningen (Figur 6-13). Sedimentmektigheten er her liten (Figur 5-10), og isstrømningshastigheten antas å ha vært relativt høy i forhold til på bankene. Ryggene ser ut til å være dannet i flere episoder, da de overlager hverandre. Enkelte av ryggene ligger i rekker (Figur 6-13).

Den gjennomgående konvekse formen i forhold til isbevegelsesretningen gjør at det er naturlig å tolke ryggene til å være dannet av is som beveger seg ut trauet. En mulighet er at de er resultater av breframrykk under deglasiasjonen, og forslag til dannelsesmodell er vist i Figur 6-14. I modellen tenkes det at glasiale lineasjoner er dannet under siste glasiale maksimum, og at frontavsetning R8 er dannet under opphold i tilbaketrekningen (Figur 6-14A). I neste fase trakk isdekket seg videre tilbake innover trauet, med mulig avsetning av morenerygger på tvers av de glasiale lineasjonene (Figur 6-14B). Isdekket gjorde så et framrykk til toppen av R8 (Figur 6-14C). Breen stoppet sannsynligvis her, da vanddypet blir større vest for frontavsetningen (Figur 4-1). Under framrykket ble sedimenter skjøvet vestover, og avsatt i buete rygger (Figur 6-14D). Videre trakk isdekket seg tilbake, med lokale oscillasjoner av brefronten (Figur 6-14D). Etter at isdekket forlot trauet, ble buete rygger som er konveks i isbevegelsesretningen liggende igjen på havbunnen (Figur 6-14E). Der brefronten har hatt en særlig oscillerende karakter under tilbaketrekningen ligger konvekse rygger i rekker (Figur 6-13). Større framrykk sees som sammenhengende rygger (Figur 6-13).

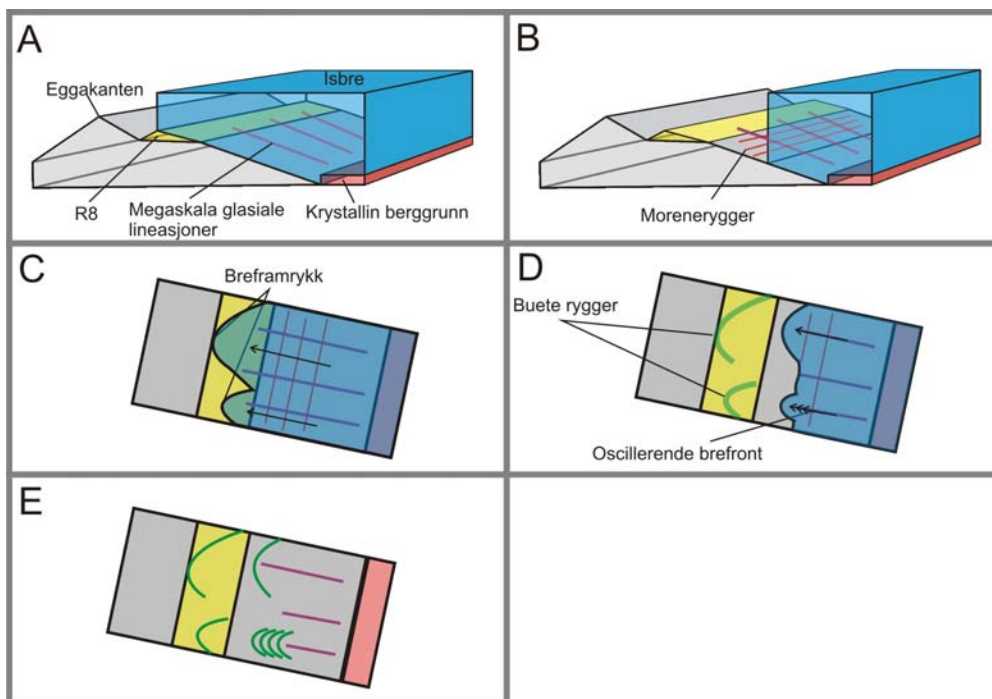
Hvorvidt isdekket har avsatt morenerygger på tvers av trauet gjennom fase B på Figur 6-14 er uklart. Det at de konvekse ryggene er sammenhengende flere plasser kan indikere dette. Imidlertid har havbunnen fra R8 og videre innover trauet fall mot land, noe som ikke favoriserer at breen skulle stoppet opp og avsatt morenerygger. De mest sammenhengende ryggene overpreger i tillegg R8, der tilgangen på sedimenter som kan avsettes i en sammenhengende rygg uansett er stor. Det velges derfor å tro at morenerygger sannsynligvis ikke ble avsatt i fase B.

Prosessene som dannet de buete og de kurvete ryggene har klare likhetstrekk, da begge trolig er frontavsetninger dannet ved at breen skyver framover sedimenter. Utbredelsen til de buete ryggene er imidlertid større enn de kurvede ryggene, samtidig som enkelte av de buete

ryggene kan følges over større avstander. Framrykket som dannet de buete ryggene var derfor trolig større.

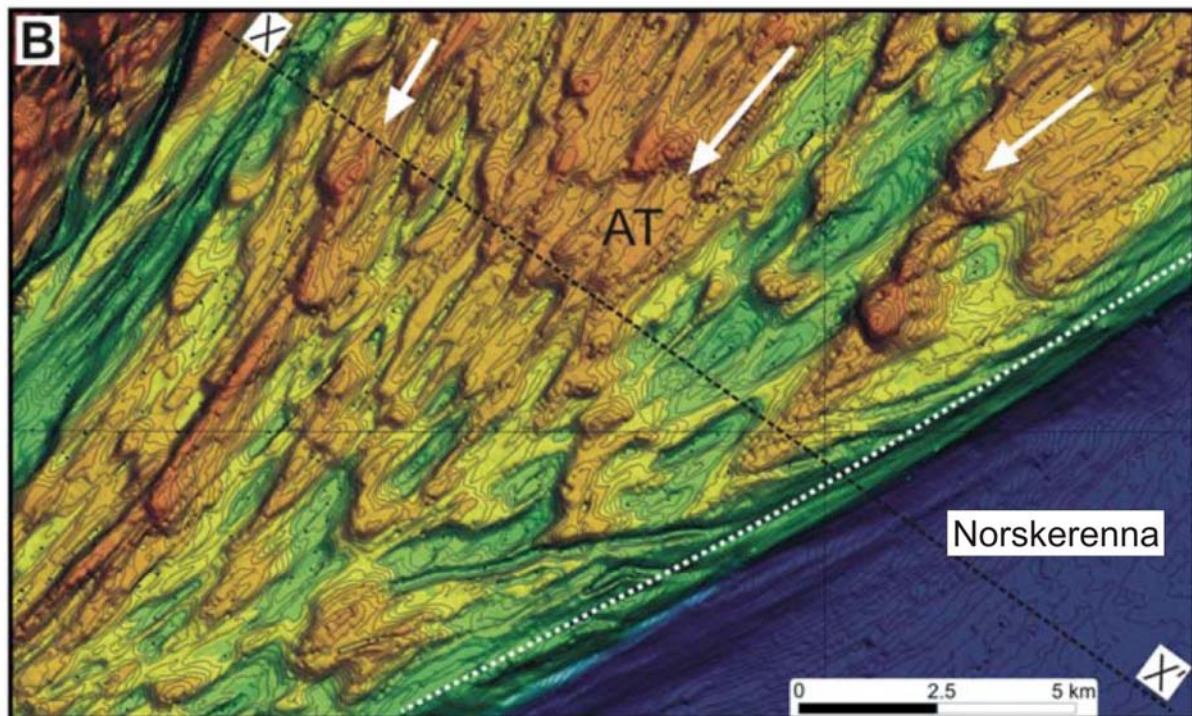


Figur 6-13: Dipkart som viser utbredelse av buete rygger i Malangsdjupet. Ryggene har en konveks form i isbevegelsesretningen. Den gule, blå og grønne ryggen kan markere tre større framrykk av isdekket. Utbredelsen av disse ryggene er tentative. Røde piler markerer områder der isfronten kan ha vært oscillerende under deglasiasjonen. For utolket versjon se Figur 4-9. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.



Figur 6-14: Forslag til genese for buete rygger. A og B er perspektivskisser av Malangsdjupet med synsvinkel mot nord. C-E er fugleperspektiv over trauet. Se tekst for gjennomgang av fasene.

Ottesen et al (2005a) beskriver liknende former på Arendalterrassen, som trolig ble dannet utenfor traudet der isstrømmer antas å ha beveget seg (Figur 6-15). Ottesen et al. (2005a) tolker disse ryggene til å være dannet subglasialt ved glasitektoniske prosesser. Breen har inkorporert sedimenter og enten fjernet dem fra området eller avsatt dem i front som en rygg (Ottesen et al., 2005a). Ryggene i denne oppgaven befinner seg i midten av et trau, der isstrømhastigheten antas å ha vært høy under siste glasiale maksima. Tolkningen til Ottesen et al. (2005a) kan derfor ikke anvendes direkte her.



Figur 6-15: Havbunnen på Arendalterrassen (AT) som er lokalisert nord for Skagerraktrauet. Overflaten til terrassen er veldig irregulær, og består av rygger og fordypninger med et konvergerende mønster som indikerer isstrøm mot sørvest (hvite piler). Modifisert fra Ottesen et al. (2005a).

6.2.2.3 Sidemorener

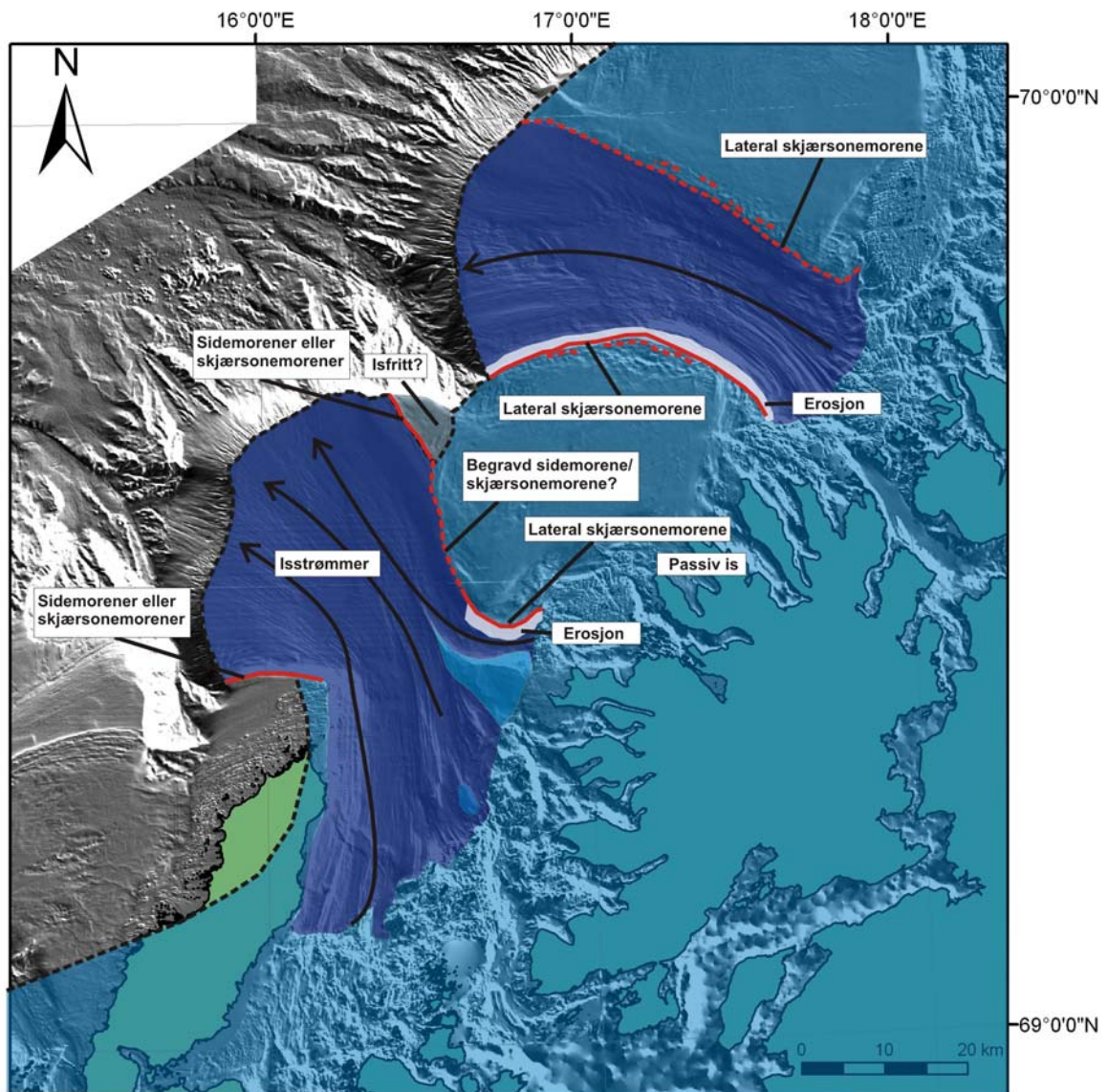
Sidemorenene er antatt dannet under siste glasiale maksimum. Denne gruppen formelementer innbefatter også skjærsonemorener.

Stokes og Clark (2002a) beskriver laterale skjærsonemorener som dannes i overgangen mellom hurtig og sakte strømmende is. Morenene foreslås dannet ved at isdekket eroderer og danner en avsats ved isstrømsmarginen, og at morenen er sammensatt av sedimenter fra denne erosjonen. En liknende genese er derfor sannsynlig for sidemorenene beskrevet på nordkanten av Sveinsgrunnen og ytre deler av Fallbakdjupet (Figur 6-16). Begge disse moreneryggene ligger i områder hvor det trolig har vært en overgang mellom hurtigstrømmende og passiv is (Figur 6-16), samt at begge morenene ligger på toppen av en bratt kant. I tillegg ble det identifisert trunkeringer av reflektorer ved begge disse kantene (Figur 5-13 og Figur 5-17), noe som indikerer erosjon. Da isen strømmet ut gjennom Malangsdjupet og Andfjorden eroderte de laterale ismarginene sideveggene der isstrømmen beveget seg. Deler av dette materialet ble så ansamlet i laterale skjærsonemorener.

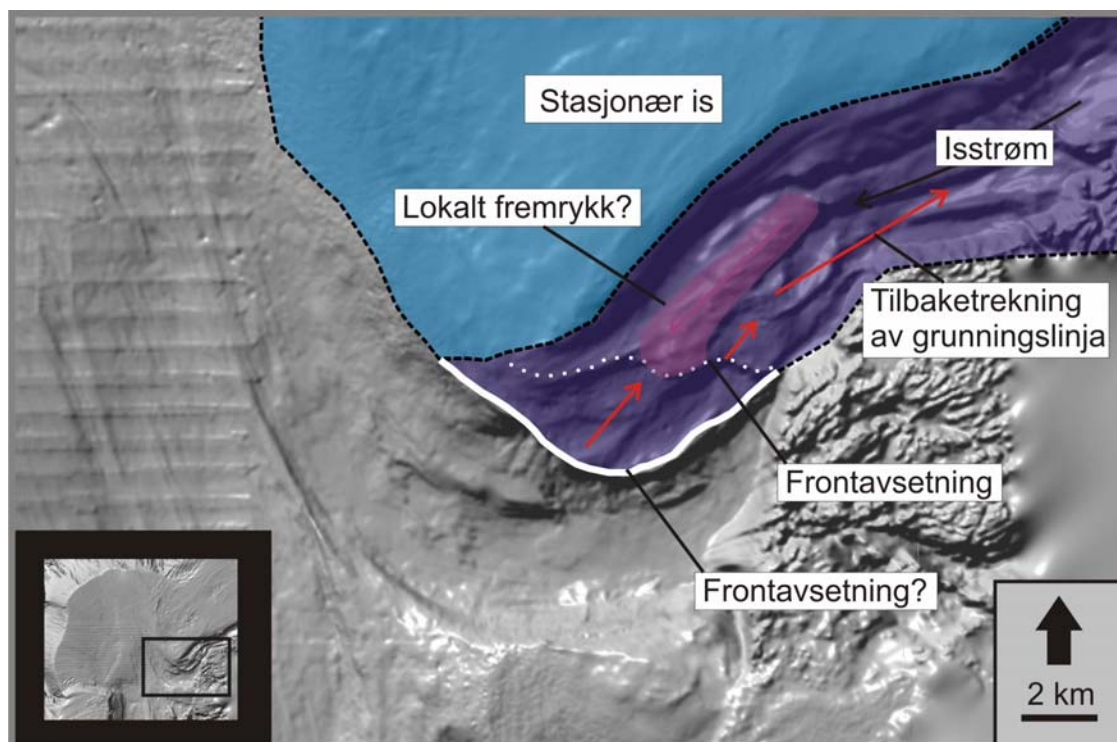
Posisjonen til skjærsonen mellom isstrømmen i Malangsdjupet og den passive isen på Sveinsgrunnen kan ha variert noe under siste istids maksimum. Dette kan ha resultert i dannelsen av skjærsonemorener lengre inn på Sveinsgrunnen, slik at noen av ryggene innenfor den sammenhengende moreneryggen også kan være sidemorener (Figur 4-11 og Figur 6-16).

Når det gjelder ryggene ytterst i Andfjorden (Figur 4-10) kan disse også være laterale skjærsonemorener. Imidlertid så kan området nord og øst for ryggene ha vært isfrie under siste glasiale maksimum. Dette betyr i så fall at ryggene er sidemorener som markerer den laterale marginen til breen. Også posisjonen til denne laterale grensen kan ha variert noe under siste glasiale maksimum, da sidemorenene her forekommer som to rygger (Figur 6-16). Disse ryggene er begravd av frontavsetningene på Sveinsgrunnen (kapittel 6.2.2.5), noe som betyr at de sannsynligvis strakte seg lengre innover mot land (Figur 6-16).

En alternativ tolkning av ryggen ytterst i Fallbakdjupet er at den er en frontavsetning (Figur 6-17). Dersom dette er tilfelle betyr det at Andfjorden sannsynligvis var isfri under dannelsen av den. I tillegg må is ha beveget seg ut Fallbakdjupet, samtidig som isen på Sveinsgrunnen var passiv. Videre har ismarginen kalvet tilbake og avsatt flere morenerygger innover Fallbakdjupet (Figur 6-17). Likevel er det mer sannsynlig at den ytterste ryggen i Fallbakdjupet er en lateral skjærsonemorene, basert på argumentene nevnt tidligere.



Figur 6-16: Oversiktsfigur over studieområdet der isdekte områder under siste glasiale maksimum er markert med blå. Mørk blå indikerer isstrømmer, mens passiv is er markert med lys blå. Sidemorener forekommer i overgangen mellom passiv og hurtigstrømmende is, samt på de laterale ismarginene. Isstrømmene eroderte i overgangen til passiv is. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

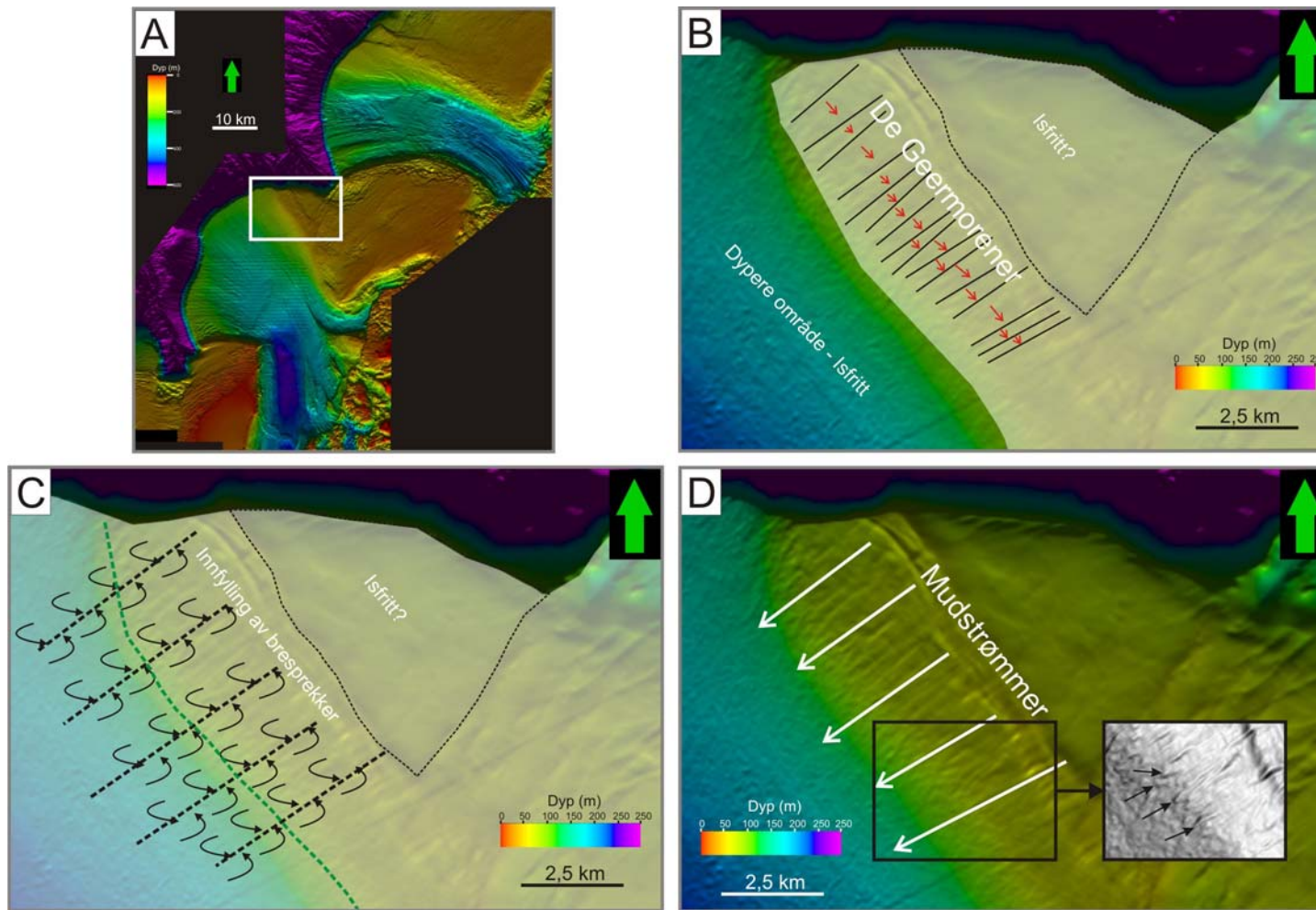


Figur 6-17: Alternativ teori rundt dannelsen av ryggene i Fallbakdjupet. Ryggen kan være en frontavsetning avsatt etter at isen i Andfjorden har trukket seg tilbake. For lokalisering og utolket versjon se Figur 4-12. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

Forslag til genese for de mindre ryggformene som ligger vinkelrett på sidemorenene ytterst i Andfjorden er oppsummert i Figur 6-18. Den første teorien er at ryggene er De Geermorener. Observasjoner som tyder på dette er at avstanden mellom ryggene er relativt jevn, samt at de forekommer på et område som er grunt og relativt flatt. Breen kalvet da tilbake i Andfjorden, mens is lå igjen på Sveinsgrunnen (Figur 6-18). Dette er mulig, da det vil ta lengre tid for isen å kalve fra Sveinsgrunnen kontra det dypere Andfjorden. Da isen trakk seg tilbake på Sveinsgrunnen skjedde dette episodisk (Figur 6-18), på samme måte som beskrevet i avsnitt 6.2.2.6 (De Geermorener), og ryggene ble avsatt.

Den andre teorien baserer seg på at ryggene er dannet som følge av sedimenter som presses opp i sprekker i den basale delen av isen. Dette kan både ha skjedd da isdekket lå helt ute ved eggakanten i Andfjorden, eller det kan ha skjedd etter at isen trakk seg tilbake i trauret. Ryggene er så modifisert av pløyespor og pockmarks i Andfjorden (Figur 6-18). Den tredje teorien er at ryggene er levere fra mudstrømmer. Lobeformene som observeres i enden av noen av ryggene støtter denne tolkningen. Området her er relativt flatt (Figur 4-2). Likevel kan det tenkes at mudstrømmer kan dannes og bevege seg ned mot de dypere delene i Andfjorden.

De tilgjengelige dataene gir ikke grunnlag for å favorisere noen av disse teoriene.



Figur 6-18: Forslag til genese for de mindre ryggformene som ligger vinkelrett på sidemorene ytterst i Andfjorden. Figurene er vist med 10x vertikal overdrivelse og lyskilden er fra sør. A: Lokalisering av B, C og D. B: Ryggene kan være De Geermorener. Området der ryggene forekommer ligger høyere enn Andfjorden, slik at en saktere tilbaketrekning av isdekket her i forhold til i trauret er mulig. C: Ryggene kan være dannet av sedimenter som presses opp i bresprekker. Ryggene kan ha hatt større lateral utbredelse enn det de har i dag. Området vest for den stiplede linja er sterkt preget av pløyespor og pockmarks, og kan derfor ha begravd ryggene. D: Ryggene kan være levert fra mudstrømmer, da lobeformer ned mot Andfjorden forekommer (markert med piler innfelt). Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

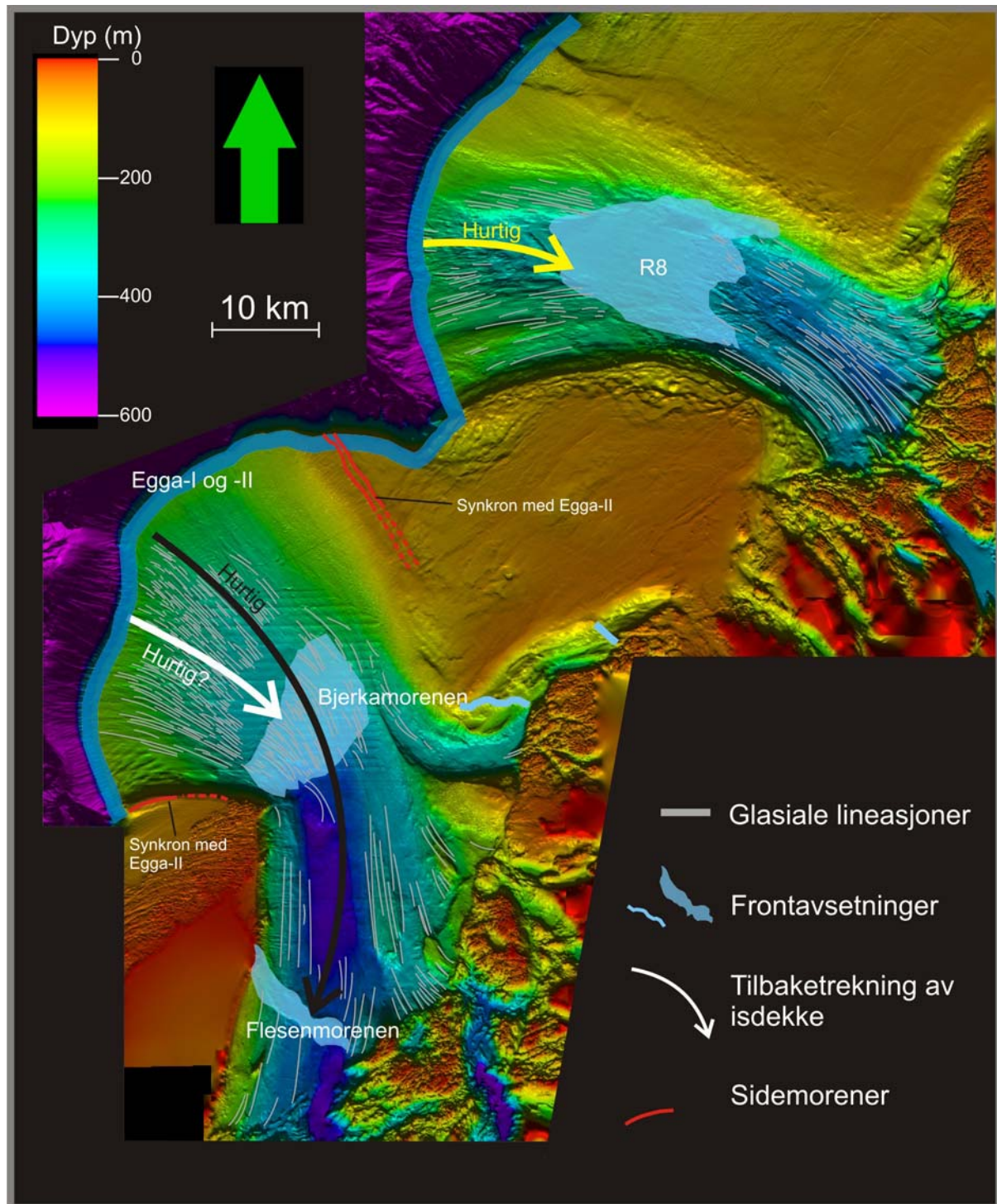
6.2.2.4 Frontavsetninger i traue

Tre større frontavsetninger er identifisert i traue, to i Andfjorden og en i Malangsdjupet (Figur 6-19). Bjerka- og Flesenmorenen er tidligere beskrevet av Vorren og Plassen (2002), mens R8 i Malangsdjupet er tolket til å være en grunningssonesone av Ottesen et al. (2008). I tillegg er det identifisert to mindre frontavsetninger i Fallbakdjupet (Figur 6-19).

Frontavsetningene i traue er dannet under midlertidige opphold eller framrykk i grunningsposisjonen til breen under tilbaketrekning. Det dannes rygger fordi breen fortsetter å transportere sedimenter til marginen (Ship et al., 1999; Howat og Domack, 2003; Ottesen et al., 2005a; Anandakrishnan et al., 2007; Dowdeswell et al., 2008; Ottesen og Dowdeswell, 2009). Siden grunningsposisjonen til breen er relativt fiksert under et opphold, vil sedimenter kunne ansamles i rygger. Volumet av sedimenter som avsettes er relatert til raten på sedimenttilførselen og lengden på oppholdet (Howat og Domack, 2003). Tilbaketrekningen mellom oppholdene i Andfjorden og Malangsgrunnen var trolig rask (Figur 6-19), siden megaskala glasiale lineasjoner er godt bevart på havbunnen (Dowdeswell et al., 2008). Dette kan imidlertid ikke konkluderes for tilbaketrekningen mellom Egga-I og Bjerkamorenen (Figur 6-19), da denne har gjennomgått et brefframrykk mellom Egga-I og -II (Vorren og Plassen, 2002).

Eggamorenene forekommer ikke som klare rygger på de batymetriske dataene. Disse er tidligere beskrevet i Andfjorden av Vorren og Plassen (2002) som klinoformer som prograderer mot eggakanten. Eggamorenene markerer glasiale maksima, og det er derfor rimelig å anta at sidemorenene ute ved eggakanten er synkrone med Egga-II (Figur 6-19). Det er rimelig å tro at Eggamorenene er synkrone i begge traue. Det er ingen observasjoner som knytter de andre frontavsetningene i Andfjorden og Malangsdjupet sammen.

Den ytterste frontavsetningen i Fallbakdjupet er plassert på en avsats (Figur 4-12) som kan ha fungert som et forankringspunkt for breen under tilbaketrekningen. Det vil si breen hadde et opphold her og frontavsetningen ble dannet. Trolig er den trauparallele ryggen i Fallbakdjupet et resultat av et brefframrykk. Frontavsetningen lengre inn i Fallbakdjupet indikerer at breen hadde enda et opphold under tilbaketrekningen (Figur 6-19).



Figur 6-19: Oversiktsfigur over studieområdet der frontavsetninger i traueene er indikert. Tilbaketrekningen av isdekket mellom frontavsetningene i de kystransverse traueene skjedde trolig hurtig, siden megaskala glasiiale lineasjoner er bevart på havbunnen. Det er usikkert om dette gjelder for tilbaketrekningen mellom Egga-II og Bjerkamorenen, da denne har gjennomgått et breframrykk. Sidemorenene ytterst i Andfjorden er trolig synkrone med Egga-II. Dybdeedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

6.2.2.5 Frontavsetninger på Sveinsgrunnen

En mengde mindre rygger som representerer frontavsetninger er identifisert på Sveinsgrunnen. Tettheten av rygger er størst på den ytre delen av banken, der de ligger med en avstand på et par hundre meter.

Ryggene er trolig dannet da isdekket begynte å trekke seg tilbake på banken. Under den tidlige tilbaketrekningssfasen fløt isdekket opp og trakk seg tilbake, før det igjen grunnstøtte. Under den nye grunnstøtingen ble frontavsetninger bygd opp, på samme måte som beskrevet for de i trauene. Imidlertid har trolig ismarginen vært grunnstøtt over kortere perioder på banken i forhold til i trauene, da ryggene på Sveinsgrunnen er mye mindre. Til gjengjeld har grunnstøttingene skjedd hyppigere på banken, da ryggene forekommer tettere her (Figur 6-20A). Da isdekket trakk seg videre tilbake innover Sveinsgrunnen stoppet det opp og avsatte morenerygger ved flere anledninger. Tilbaketrekningssdistansen mellom hver grunnstøting var større lengre inn på banken, da ryggene har lengre avstand mellom seg her (Figur 6-20B).

Tilbaketrekningen av isdekket på Sveinsgrunnen kan ha foregått helt øst til fastlandet, med de gitte stoppene som ryggene markerer. Alternativt har isdekket gjort fremrykk under tilbaketrekningen (Figur 6-21). Dette støttes av at moreneryggene på Sveinsgrunnen viser til to forskjellige orienteringer, der noen rygger muligens krysskutter andre (Figur 4-13). Det er imidlertid vanskelig å konkludere med at ryggene har en krysskuttende karakter ut fra dataene i denne oppgaven. Det er i tillegg lite trolig at morenerygger ville blitt bevart etter at isdekket har gjort fremrykk. En tilbaketrekning brefront på Sveinsgrunnen uten noen større fremrykk er derfor mer sannsynlig.

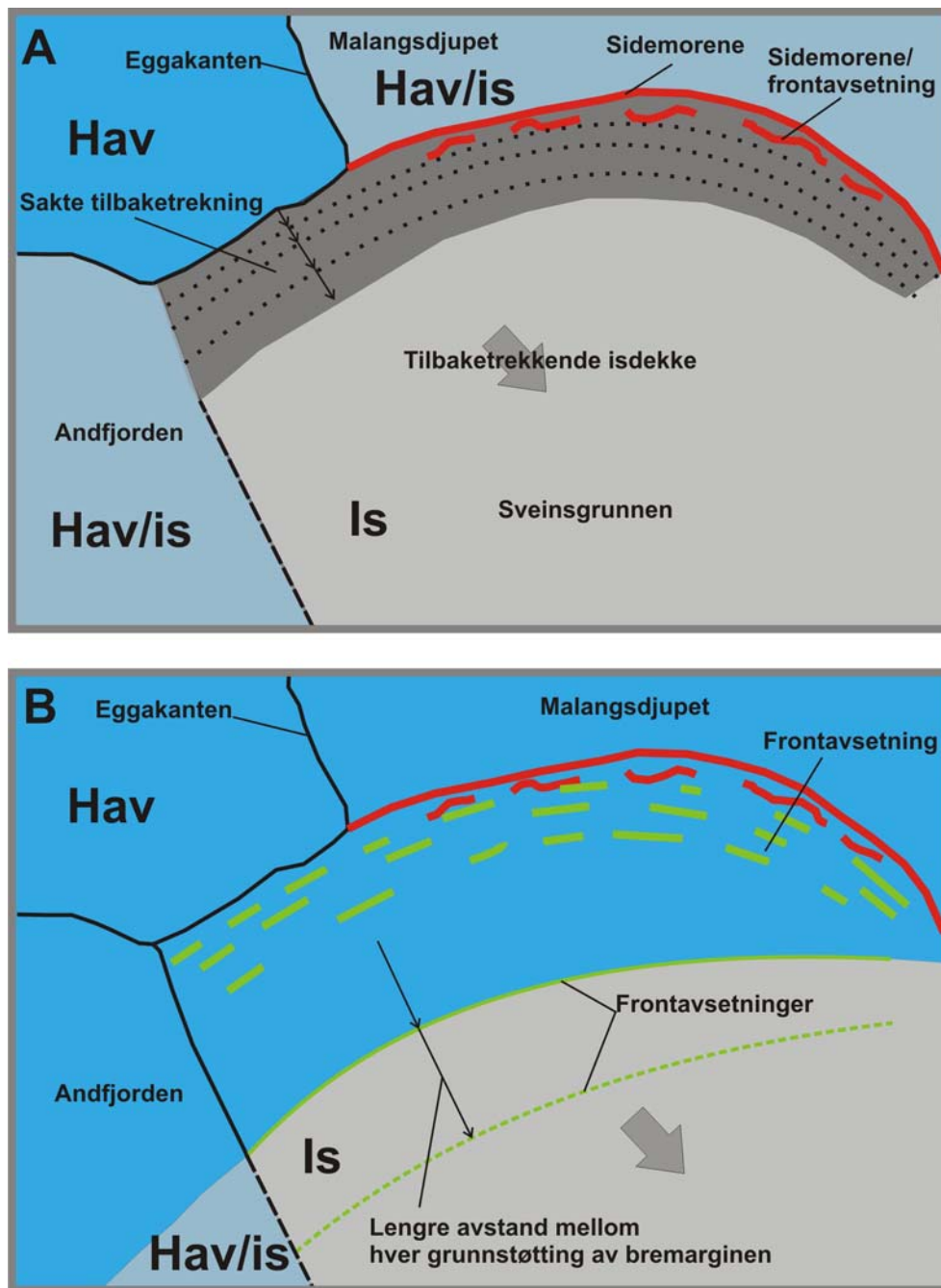
Det er en diffus overgang mellom frontavsetningene vist i Figur 4-13 og sidemorenene vist i Figur 4-11. Det er godt mulig at flere av ryggene som er definert som sidemorener kan være frontavsetninger, og vice versa.

Et annet alternativ er at ryggene på Sveinsgrunnen representerer strandvoller. Imidlertid så forekommer pløyespor i nær sammenheng med ryggene på den ytre delen av Sveinsgrunnen. Dersom ryggene er avsatt i en strandsone ville det vært naturlig at pløyesporene var fylt inn.

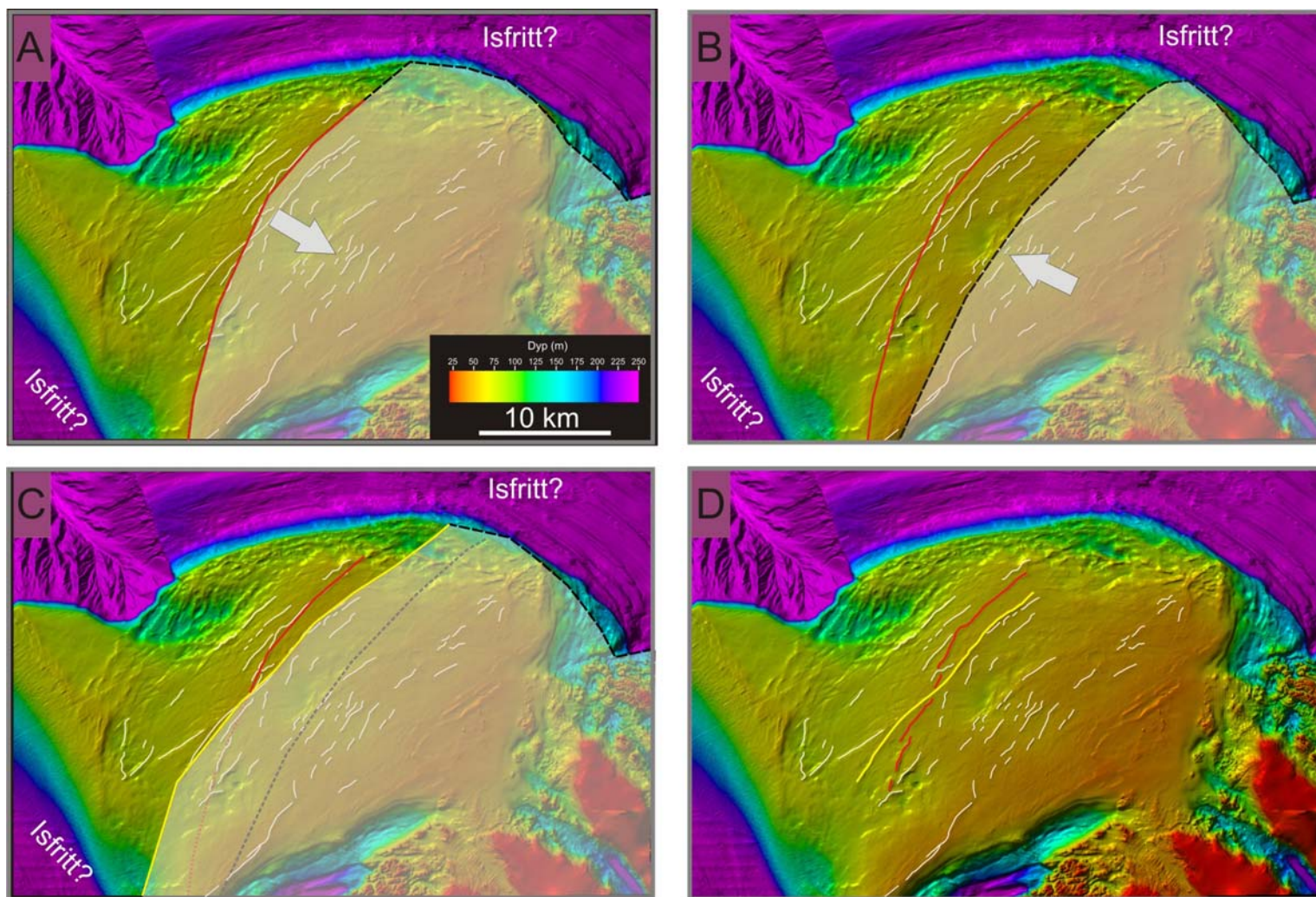
Ottesen og Dowdeswell (2009) beskriver lav-amplitude ryggformer på sokkelen NV for Svalbard. Ryggene antas dannet av en tilbaketrekning grunnstøtt bre, som flyter opp mellom avsetning av ryggene. Stoppene i tilbaketrekning varer ikke lenge nok til å bygge større

endemorener. Ottesen og Dowdeswell (2009) påpeker at den laterale kontinuiteten til ryggene tyder på en systematisk tilbaketrekning langs en bred ismargin. Disse ryggene er mer kontinuerlige enn de beskrevet i denne oppgaven, likevel er genesen ganske lik.

Ottesen og Dowdeswell (2009) beskriver videre et belte av irregulært og haugete terreng på kontinentalhylla utenfor Svalbard. De beskriver at den haugete formen med rygger og depresjoner er typiske for glasigene sedimenter. Videre sier de at ismarginen må ha vært grunnstøtt for å kunne danne slike former, og de foreslår at terrenget representerer randsonen til en tidevannsbre. Forandringer i oppdrift, muligens forårsaket av tidevann, kan ha produsert de observerte formene i en sone der ismarginen har vært variabel. De er dannet i sedimenter som er deformerbare og som har blitt avtrykt under den irregulære flaten under isen eller presset opp i basale sprekker. Det karakteristiske beltet representerer randsonen til isdekket under sen weichsel ved maks glasiasjon (Ottesen og Dowdeswell, 2009). Beltet beskrevet av Ottesen og Dowdeswell (2009) likner på den ytterste sonen med rygger på Sveinsgrunnen. Imidlertid er det ikke mulig at sonen med rygger i denne oppgaven representerer randsonen til en tidevannsbre, da Malangsdjupet var isdekt under siste glasiale maksimum. Isen må i så fall ha forlatt Malangsdjupet for at dette skal være tilfelle.



Figur 6-20: Forenklet modell av Sveinsgrunnen og traueene rundt under dannelsen av frontavsetninger på banken. Det er usikkert i hvor stor grad isen hadde trukket seg tilbake i traueene under dannelsen av frontavsetningene på Sveinsgrunnen. A: Isdekket begynner å trekke seg tilbake fra Sveinsgrunnen og flyter opp mellom avsetning av hver endemorene (frontavsetning). Under den første delen av deglasiasjonen var det kort opphold mellom hver gang isdekket fløt opp og grunnstøtte, noe som har gitt utslag i en sone med frontavsetninger som er tett plasserte (Figur 4-13). Sidemorenen som definerer yttergrensen til Sveinsgrunnen er markert. Enkelte av ryggene innenfor denne kan være sidemorener. B: I den siste delen av deglasiasjonen av Sveinsgrunnen beveget grunningslinja seg lengre inn mot land mellom hver gang den grunnstøtte, noe som har gitt utslag i lengre avstand mellom frontavsetningene.



Figur 6-21: Illustrasjon av et mulig framrykk av isdekket på Sveinsgrunnen under deglasiasjonen. Ismarginene er tentative. A: Isdekket trekker seg tilbake og avsetter frontavsetninger under midlertidige opphold i tilbaketrekingen. B: Isdekket gjør framrykk. C: Framrykket beveger seg delvis over frontavsetningene avsatt i A (markert med gul). D: Isen har forlatt området. Resultatet blir at frontavsetningene fra A blir krysskuttet av de avsatt i C (markert med gul). Dybdedata fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

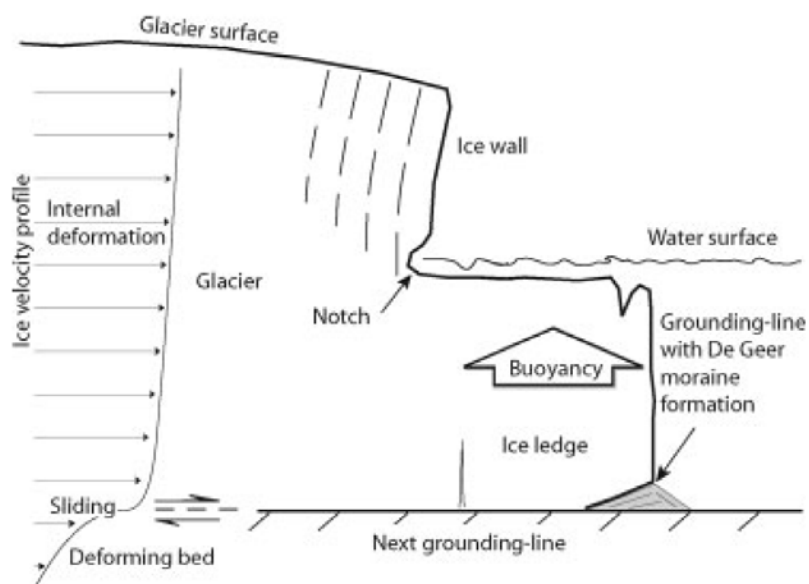
6.2.2.6 De Geermorener

Tett plasserte rygger sør for Sveinsgrunnen ble i kapittel 4 tolket til å være De Geermorener. Det er ingen glasiale formelementer som krysser dem (Figur 4-14), så de er sannsynligvis de siste restene av en grunnstøtt bre i studieområdet.

Disse ryggene er, i likhet med ryggene på Sveinsgrunnen, frontavsetninger som representerer grunningslinjer til breen under tilbaketrekningen. Høyden til De Geermorenene er imidlertid moderate i forhold til de på Sveinsgrunnen, noe som tyder på at oppholdstiden til grunningslinja var kortere. Avstanden mellom hver morenerygg er jevn (200-300 m), så en episodisk tilbaketrekking er sannsynlig. Den jevne avstanden kan antyde at tilbaketrekningen mellom hver morenerygg er årlig. Det er ikke observert pløyespor fra isfjell fralands fra De Geermorenene. Dette kan skyldes at isfjellene ikke var store nok til å rekke ned til havbunnen. Dersom isfjellene hadde grunnstøtt etter å ha blitt løsrevet fra isdekket ville dette satt spor etter seg i form av isfjellgroper.

Tidligere har det vært to teorier rundt dannelsen av De Geermorener (Larsen et al., 1991). Enten dannes de marginalt ved grunningslinja til breen ved at materiale dyttes fremover, eller så dannes de subglasialt ved at materiale blir presset opp i bresprekker (Zilliacus, 1989). I den senere tid er imidlertid hypotesen til Zilliacus (1989) blitt imøtegått av Linden og Møller (2005).

I litteraturen beskrives De Geermorener som tett plasserte rygger som markerer en episodisk tilbaketrekkende ismargin som terminerer i vann (Benn og Evans, 1998; Todd et al., 2007; Dowdeswell et al., 2008). Flere forskere konkluderer med at De Geermorener markerer tidligere posisjoner til isfrontmarginer, der sedimenter er avsatt eller dyttet opp ved korte stans eller framrykk under tilbaketrekningen (Benn og Evans, 1998). Linden og Møller (2005) beskriver at De Geermorener dannes hovedsaklig i løpet av sommersesongen, som et resultat av høyere sedimenttilførsel til ismarginen. Imidlertid kan De Geermorener også dannes som pushmorener ved breframrykk i vintersesongen. Den stegvise tilbaketrekningen til grunningslinja, som er indikert av avstanden mellom ryggene, er et resultat av at isfjell kalver og fører grunningslinja bakover til en ny posisjon. Dette blir så etterfulgt av ny sedimenttilførsel til ismarginen, og en ny rygg dannes (Figur 6-22) (Linden og Møller, 2005). Trolig var prosessene vist i Figur 6-22 viktige under dannelsen av De Geermorenene i studieområdet.



Figur 6-22: De Geermorener bygges opp ved at sedimenter blir transportert til grunningslinja. Senere kalver isfjell, og grunningslinja blir flyttet bakover der en ny rygg dannes. Fra Linden og Møller (2005).

6.2.2.7 Pløyespor

I studieområdet er det observert pløyespor både i trauene og på Sveinsgrunnen (Figur 4-15 og Figur 4-17). Pløyesporene i trauene ligger over glasiiale lineasjoner. Dette er naturlig, da sistnevnte assosieres med isstrømmer, og isfjellpløyespor er blant de siste formelementene som blir dannet under tilbaketrekingen av et isdekke (Mosola og Anderson, 2006). I noen av pløyesporene observeres det pockmarks, som gjør sistnevnte til et yngre formelement.

Noen steder ser det ut til at pløyesporene fortsetter over moreneryggene på Sveinsgrunnen, mens det andre steder later til at moreneryggene overlager pløyesporene. Sannsynligvis har isfjellene stoppet opp når de møtte randmorenene. Dette betyr at noen av morenene har fungert som barrierer for isfjell som har forsøkt å passere over dem. Kjøl(e) til isfjellet har kjørt seg fast i morenen, og ikke passert før det har smeltet eller rullet rundt.

Pløyespor fra isfjell dannes ved at kjølen til fjellet når ned til havbunnen og eroderer havbunnssedimentene (for eksempel Vorren, 2003). Isfjell som kalves fra breen kan bli ført med vinder og strømmer over lange avstander før de smelter. Pløyespor er ofte mer kurvet enn glasiiale lineasjoner, og kan ha markerte retningsendringer. Noen av pløyesporene kan ha en rettlinjet form, men de er ofte ikke særlig utholdende. Dette betyr at pløyesporene ikke kan følges som sett av parallelle lineasjoner over titalls kilometer, slik som lineasjoner dannet ved hurtigstrømmende is kan gjøres (Andreassen et al., 2007).

Orienteringene til pløyesporene ytterst i traueene er parallelle med eggakanten. Dette kan sees i sammenheng med havstrømmer i studieområdet. Dersom man antar at pløyesporene er fra siste deglasiasjon, vil en alder på 14-15 ka ^{14}C på disse være rimelig. På den tiden, som nå, strømmet Atlantisk vann nordover langs eggakanten (Slubowska-Woldengen et al., 2008) (Figur 2-9). Dette strømningsmønsteret, i tillegg til kystvann, kan ha hatt en viktig innvirkning på isfjellene som kalvet fra isdekket. Isfjellene ble ført med Norskestrømmen nordover, samtidig som kjølen(e) pløyet havbunnen. De dypeste pløyesporene forekommer lengre inn i traueene og har ofte en mer tilfeldig orientering. Dette kan være fordi havstrømmene ikke er like sterke her, da Norskestrømmen stort sett strømmer langs eggakanten.

Pløyesporene på Sveinsgrunnen er orientert i en Ø-V retning. Disse er grunnere enn 1 m, og det forekommer ikke pløyespør på vanddyb grunnere enn 50 m. Dette indikerer at det var et grunt vanddyb under deglasiasjonen. Isfjellene som dannet disse pløyesporene kan komme fra Andfjorden eller Malangsdjupet, eller de kan stamme fra isdekket på Sveinsgrunnen. Disse isfjellene var trolig mer styrt av vinder enn de som forekommer i traueene, da Norskestrømmen sannsynligvis ikke strømmet så langt inn på bankene. Imidlertid kan det ha vært lokale strømmer i området som har styrt orienteringen til pløyesporene.

6.2.2.8 Isfjellgroper

Isfjellgropene forekommer på Sveinsgrunnen (Figur 4-17). Disse er yngre enn frontavsetningene. Genesen til gropene er relatert til isfjell som har kalvet fra isdekket og som er for store til å holde seg flytende, eller som har rullet rundt fra en ustabil posisjon og grunnstøtt på havbunnen (Bass og Woodworth-Lynas, 1988). Isfjell kan bli opp til 50 % dypere ved rulling eller kantring (Woodworth-Lynas et al., 1985; Lien et al., 1989). Det kan derfor tenkes at isfjell holdt seg flytende, før det senere rullet rundt og grunnstøtte. Vinder og havstrømmer kan ha forsøkt å løsrive isfjell, som dermed roterte på havbunnen og dannet sirkulære forsenkninger omsluttet av en rygg (Lewis og Woodworth-Lynas, 1990; Woodworth-Lynas et al., 1991).

En alternativ genese til fordypningene kan være en pockmarkopprinnelse. Elliptiske og sirkulære forsenkninger på havbunnen karakteriserer pockmarks (Hovland og Judd, 1988). Fordypningene på banken er større både i diameter og dybde i forhold til i traueene, uten at dette utelukker en pockmarkopprinnelse. Gropene der det forekommer en omsluttende rygg,

samt der pløyespor observeres i bunnen, er trolig dannet av grunnstøtte isfjell. De andre gropene kan imidlertid være pockmarks.

6.2.3 Post-glasiale formelementer

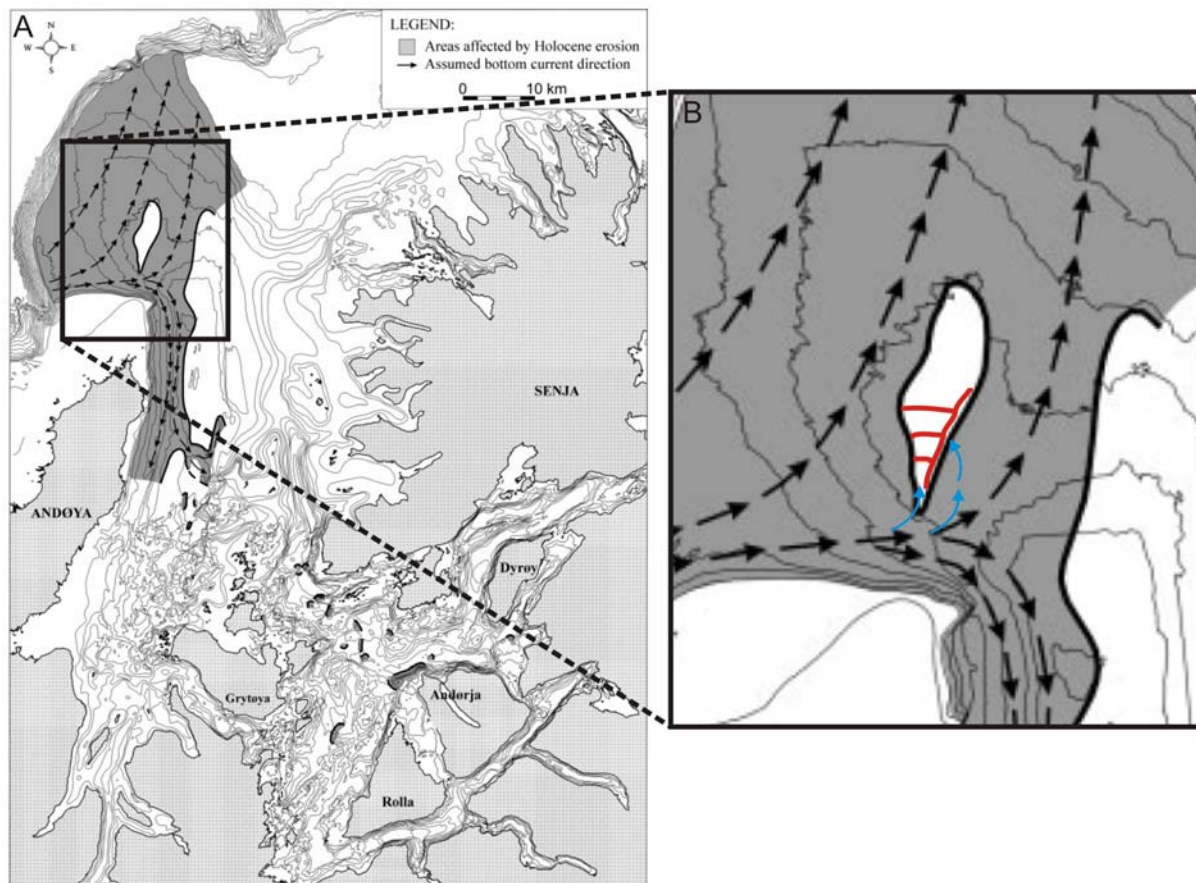
6.2.3.1 Sanddekker og sedimentbølger

Sandbølgene i Andfjorden (gruppe 1) ligger i et basseng med holocene sedimenter (Vorren og Plassen, 2002) (Figur 4-19). Sandbølgene i gruppe 2 overlager frontavsetningene på Sveinsgrunnen (Figur 4-10), og sanddekket i gruppe 3 begraver De Geermorene (Figur 4-20). Disse formelementene er derfor dannet av post-glasiale prosesser.

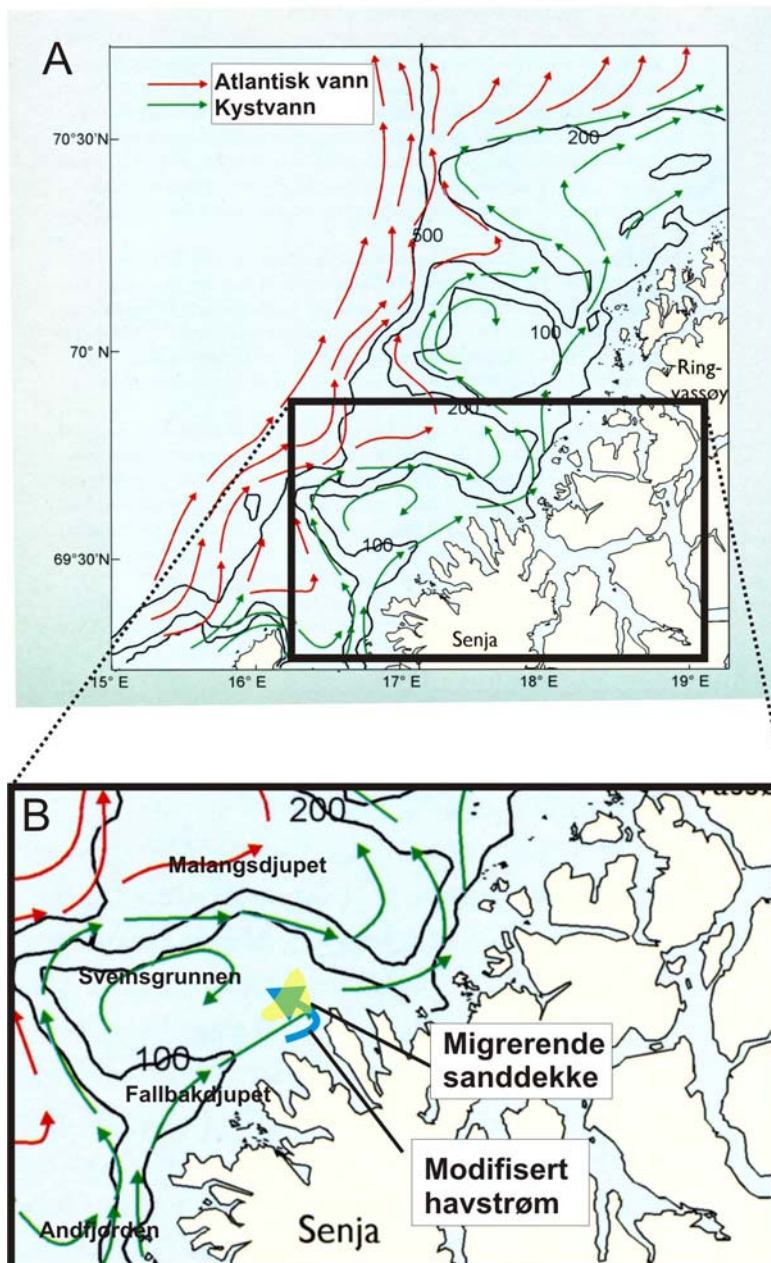
For at sedimentbølger skal dannes forutsettes sand og bunnstrømmer med en viss hastighet. I front av Bjerkamorenen ligger det holocene avsetninger som består av kalkholdig slam og sand, der karbonat- og sandinnholdet øker oppover (Hald og Vorren, 1984; Plassen og Vorren, 2002). I arbeidet til Plassen og Vorren (2002) ble det kartlagt områder i Andfjorden som er påvirket av holocen erosjon, og antatte bunnstrømmer ble utledet (Figur 6-23). Som det kommer frem av Figur 6-23 er området der sandbølgene forekommer ikke påvirket av holocen erosjon. En forklaring kan være at dette området ligger i en depresjon. Når Norskestrømmen kommer inn fra Bleiksdjupet forsetter deler av strømmen innover Andfjorden mens resten fortsetter nordover (Figur 6-23). Av sistnevnte strømmer en del over det dype holocene bassenget. Bunnstrømmene blir her bremset opp, og sedimenter kan avettes. Siden bevegelsen på strømmen er tilnærmet S-N vil sedimentene bli avsatt normalt på denne retningen som sedimentbølger. Det kan se ut som sedimentbølgene migrerer mot nord, siden de ikke er like godt utviklet her. Da bunnstrømmene går fra sør mot nord, er det naturlig at sedimentbølgene først blir utviklet i sør.

Gruppe 2 er dannet av Norskestrømmen som beveger seg nordover langs eggakanten. Sedimentbølgene er avsatt vinkelrett på strømmen, og det er tydelig fra disse at strømmen fortsetter innover Sveinsgrunnen.

Sanddekket og sandbølgene i gruppe 3 migrerer nordvestover på Sveinsgrunnen som følge av kyststrømmer som beveger seg inn Fallbakdjupet. Ut fra orienteringen til sandbølgene og lobene på sanddekket er det tydelig at deler av denne strømmen bøyer av og beveger seg nordvestover (Figur 6-24).



Figur 6-23: A: Kart som viser områder som er påvirket av holocen erosjon i Andfjorden. Svarte piler indikerer antatt retning på bunnstrømmer. B: Forstørret del av A der blå piler er forslag til modifisering av bunnstrømmer, og røde linjer er sedimentbølger. Figuren er modifisert fra Plassen og Vorren (2002).



Figur 6-24: A: Havstrømmer i de øvre vannlagene mellom 69°N og 71°N gjennom en typisk vinter. B innrammet. Figuren er modifisert fra Sætre et al. (2007). B: Forstørret del av A der forslag til modifisering av retningen til kyststrømmer er angitt (markert med blå pil). Modifiseringen baserer seg på at sanddekket og sedimentbølgene i gruppe 3 migrerer nordvestover på Sveinsgrunnen.

6.2.3.2 Pockmarks

Pockmarks er også dannet av post-glasiale prosesser, og er derfor blant de yngste formelementene i studieområdet.

Pockmarks er tidligere beskrevet fra en rekke forskjellige områder rundt om i hele verden med en stort spekter av geografiske og fysiografiske omgivelser. Pockmarks har blitt assosiert med biogen og termogen gass i tillegg til områder med lekkasje av grunnvann og hydrotermal aktivitet (Hovland og Judd, 1988). Det er bred enighet om at submarine pockmarks er indikatorer for lekkasje av fluider opp gjennom havbunnen, og at dannelsesmekanismen for de fleste pockmarks er avhengig av stigende fluidstrømmer.

285 pockmarks har tidligere blitt beskrevet og kartlagt i Andfjorden av Plassen og Knies (2009). Ut fra dataene benyttet i denne oppgaven foreslås det at antallet kan økes betraktelig. Blant annet forekommer det mange pockmarks i overgangen mellom Andfjorden og Sveinsgrunnen. Pockmarks er ikke observert på bankene, muligens med unntak av noen av fordypningene som er tolket til å være isfjellgroper. Plassen og Knies (2009) påpeker at pockmarks dannes der glasial diamikton dominerer på havbunnen. Diamiktonen har lavt innhold av organisk materiale, så det foreslås at forekomsten av pockmarks er relatert til migrasjon av fluider langs forkastningssoner og strukturelementer i den sedimentære berggrunnen.

Høyest konsentrasjon av pockmarks forekommer langs østsiden av traue (Figur 4-21). Dette vil si i områder der den seismiske enheten S2 er mektigst (Figur 5-10). Hovland og Judd (1988) beskriver at lavere permeabilitet til sedimenter fører til færre migrasjonsveger for fluider og dermed lavere tetthet av pockmarks. Avsetningene som ligger i midten av traue har derfor sannsynligvis lavere permeabilitet enn de som ligger langs østsiden av traue.

6.3 SISTE GLASIALE MAKSIMUM, DEGLASIASJONEN OG HOLOCEN

6.3.1 Siste glasiiale maksimum

Isdekkets konfigurasjon og strømnings i studieområdet gjennom siste glasiiale maksimum er vist i Figur 6-25. Orienteringen av glasiiale lineasjoner har blitt benyttet for å bestemme isstrømretninger. Disse viser at isstrømmene har fulgt trenden til traue, og at de har vært begrenset til Andfjorden og Malangsdjupet (Figur 6-25). De største deponentene for enhet S2 er lokalisert utenfor traue (Figur 5-10), noe som støtter opp om at isstrømmene var lokalisert her.

Startsonen til isstrømmene er mer komplisert i Andfjorden enn i Malangsdjupet, da førstnevnte består av tre mindre traue (T1-T3). Dette betyr at det sannsynligvis eksisterte tre forskjellige isdreneringsløp inn til Andfjorden (Figur 6-25). Dreneringen inn til T1 var trolig størst, siden dette traue er det bredeste og dypeste. Ismassene som ble drenert inn til T2 og T3 hadde en orientering på henholdsvis S-N og Ø-V (Figur 6-25). Dette gjorde at det kan ha vært passiv is mellom disse to isstrømmene i den indre delen av traue (Figur 6-25), noe som førte til at en erosjonsflater ble bevart. Det samme skjedde trolig litt lengre sør i T2 (Figur 6-25). I ytre deler av Andfjorden konvergente de tre isstrømmene. Malangsdjupet utgjør kun et stort traue, slik at dreneringene inn hit sannsynligvis var mer uniforme.

Lateralbegrensningene til isstrømmene er markert ved sidemorener (Figur 6-25). Det er viktig å påpeke at ismarginene, samt overgangene mellom isstrømmer og passiv is, ikke er absolutte i denne modellen. Posisjonen til disse kan ha variert noe under siste istids maksimum. Dersom en setter starten på isstrømmene til å være overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn så har disse en lengde på omtrent 55 og 50 km i henholdsvis Andfjorden og Malangsdjupet. Isstrømmene blir bredere ut mot de ytre delene av traue, der bredden er omtrent 45 og 38 km. På sitt smaleste er isstrømmene omtrent 20 og 17 km. Isstrømmene dekket et område på 1400 km² i Andfjorden og 1100 km² i Malangsdjupet.

På Sveinsgrunnen har det trolig vært et passivt isdekke karakterisert ved saktebevegende is (Figur 6-25), da det ikke er observert landformer fra isstrømmer. Isen på Sveinsgrunnen lå mellom to traue, så dreneringen av ismasser til banken har sannsynligvis vært begrenset. Et lite område på den ytre delen av Sveinsgrunnen kan ha vært isfritt under siste glasiiale maksimum (Figur 6-25), basert på fraværet av glasiiale landformer her. Trolig har også Malangsgrunnen

vært dekt av en mer passiv is (Figur 6-25). Dette betyr at ismassene drenerte fra de indre deler av det Fennoskandiske isdekket og ut i traue, mens bankene bare fikk tilført begrensede mengder is.

Resultatene rundt isdekkets konfigurering stemmer godt med tidligere arbeid i studieområdet. Store deler av kontinentalhylla utenfor Troms var isdekt under siste glasiiale maksimum (Vorren og Plassen, 2002; Ottesen et al., 2005a). Unntaket er muligens deler av Andøya (Vorren og Plassen, 2002). Is fra innlandet drenerte ut på kontinentalhylla. Denne beveget seg som isstrømmer i traue, mens passiv is var lokalisert på bankene (Ottesen et al., 2005a; Ottesen et al., 2008). Dette betyr at dreneringen av den Fennoskandiske innlandsisen har skjedd gjennom traue i studieområdet. Modellen vist i Figur 6-25 definerer grensene til isstrømmene mer detaljert enn tidligere litteratur (Ottesen et al., 2005a; Ottesen et al., 2008). I tillegg presiseres det her at isstrømmene gjennom ytre deler av Andfjorden bestod av tre isstrømmer, som tidligere antydte av Plassen et al. (2008).

Undersøkelser gjort andre steder på den norske kontinentalmarginen viser også at isstrømmene var lokalisert i traue, mens passiv is okkuperte bankene (Ottesen et al., 2005a; Andreassen et al., 2008; Ottesen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010). Isstrømmer tilskrives varmbaserte deler av isdekket, mens passiv is betegnes som fastfrosset (Winsborrow et al., 2010). Startsonene til isstrømmene forekommer ofte i overgangen mellom krystalline og sedimentære bergarter (Ottesen et al., 2005a), i likhet med i studieområdet.

Hovedmengden av isdrenering i Barentshavet har skjedd gjennom Bjørnøyrenna (Andreassen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010), der seks separate isstrømslober er identifisert (Andreassen et al., 2008). Disse er imidlertid avsatt til forskjellige tider (Andreassen et al., 2008). Bredden til lobene er omtrent 70 km, og det finnes spor av isstrømmer 80-100 km bakover i Bjørnøyrenna før de begraves av glasimarine sedimenter (Andreassen et al., 2008). Isstrømmene i Bjørnøyrenna kan dermed følges betydelig lengre bakover enn de beskrevet i traue i denne oppgaven. I tillegg er bredden til lobene i Bjørnøyrenna større enn isstrømmene i Andfjorden og Malangsdjupet. Som beskrevet av Dahlgren et al. (2005) er den prograderende kilen utenfor Bjørnøyrenna å betegne som en megavifte. Raten av ismasser, og dermed sedimenter, transportert gjennom Bjørnøyrenna er derfor betydelig større enn for traue i studieområdet. Den totale bredden til munningen av Bjørnøyrenna er omtrent 250 km (Vorren og Laberg, 1997), noe som er omtrent fem ganger større enn for Andfjorden og

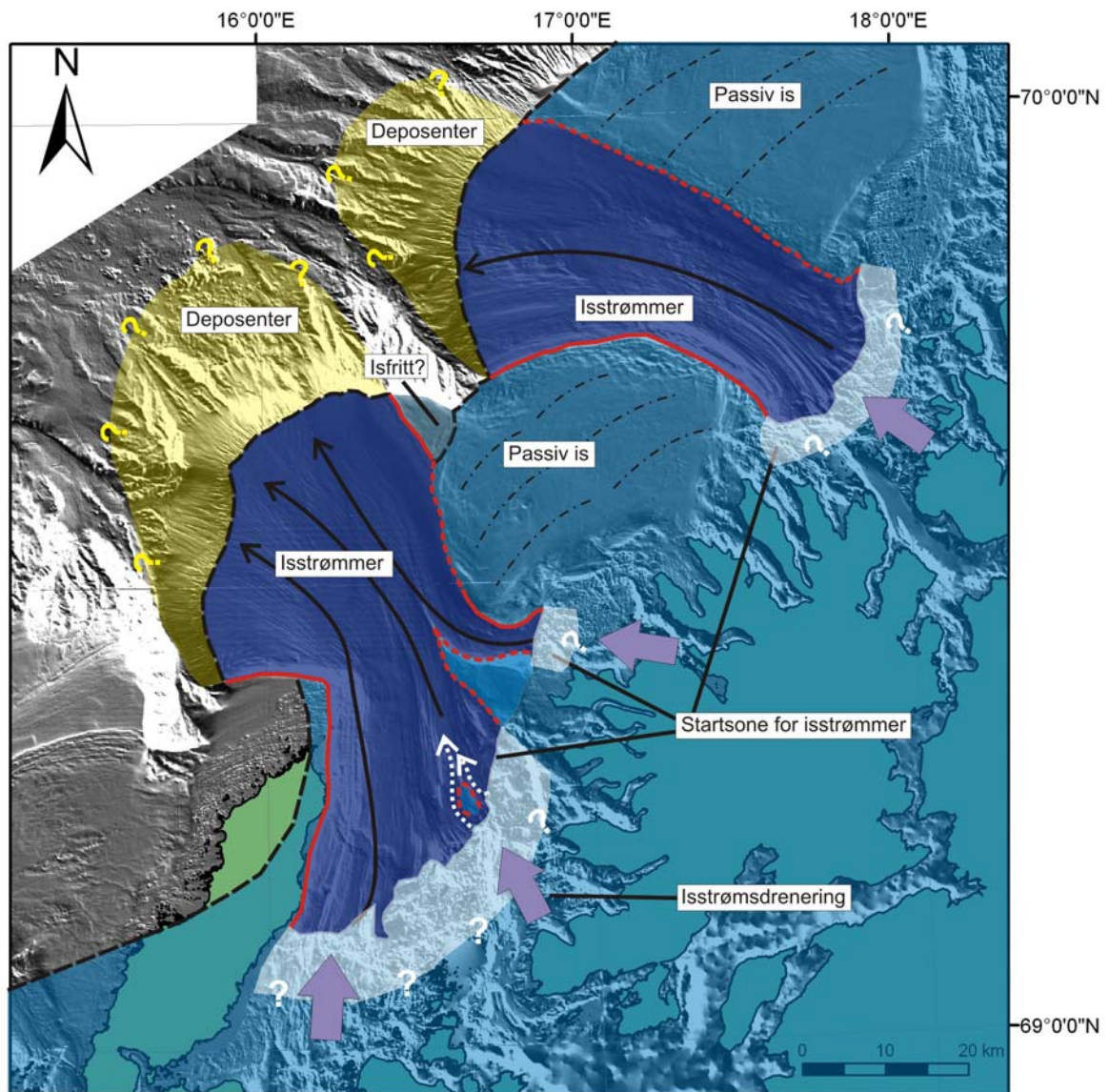
Malangsdjupet. Winsborrow et al. (2010) har beregnet Bjørnøyrenna, og dets tilsigsområde til å ha et areal på mer enn 350 000 km².

Isstrømmen som befant seg i Vestfjorden under siste glasiiale maksimum var 90 km bred ved eggakanten og omtrent 400 km lang. Isstrømmen dekket et område på 20 000 km². Bredden til denne isstrømmen var med andre ord omtrent dobbelt så stor som i studieområdet, mens lengden var en størrelsesorden større. Denne isstrømmen, sammen med den i Andfjorden forhindret ismasser fra de sentrale deler av det Fennoskandiske isdekket fra å strekke seg ut til øyene i Lofoten-Vesterålen. Dette gjorde at en passiv isdom dekket disse områdene under siste glasiiale maksimum (Ottesen et al., 2005b). Senere har imidlertid Elvenes (2009) påvist forekomsten av glasiiale lineasjoner her, slik at det er mulig at isstrømmer kan ha operert også her under siste glasiiale maksimum.

Isstrømmer har også beveget seg i mindre trau, som er sammenliknbare med de i studieområdet. For eksempel var Håkjerringdjupet i Barentshavet tilholdssted for isstrømmer under siste glasiiale maksimum (Ottesen et al., 2005a; Ottesen et al., 2005b; Winsborrow et al., 2010). Også på Midt-Norsk sokkel har flere mindre trau på kontinentalsokkelen drenert ismasser (Hjelstuen et al., 2004; Ottesen et al., 2005b).

Beskrivelse rundt isdynamikken på banker under siste glasiiale maksimum er begrenset. Det er likevel enighet om at is som lå på banker hadde liten hastighet i forhold til i trauene (Andreassen et al., 2008; Ottesen et al., 2008; Ottesen og Dowdeswell, 2009). Ottesen og Dowdeswell (2009) har studert landformer som er dannet mellom isstrømmer på sokkelen utenfor det nordvestlige Svalbard. Diskre rygger som indikerer aktiv is på bankene er identifisert (Ottesen og Dowdeswell, 2009). Likevel konkluderes det med at drenering av ismasser til områdene mellom isstrømmene trolig begrenset under siste glasiiale maksimum (Ottesen og Dowdeswell, 2009).

Trenden med isstrømmer som følger trauene og passiv is på banker under siste istids maksimum bekreftes i denne oppgaven. Isdreneringen gjennom trauene i studieområdet er imidlertid mindre i forhold til dreneringen gjennom Bjørnøyrenna og Vestfjorden. De er likevel med på å vise at isdekket under siste glasiiale maksimum var dynamisk, og at flere mindre isstrømmer bidro til å drenere isdekket.



Figur 6-25: Modell for isens dynamikk under siste glasiiale maksimum. Isdekte områder er markert med blå farger, der mørk blå indikerer områder med isstrømmer. Røde linjer indikerer overgangen mellom isstrømmer og passiv is. Stiplede røde linjer er benyttet der denne overgangen er usikker. Disse overgangene er ikke absolutte, det vil si de kan ha hatt laterale forflytninger gjennom siste istids maksimum. Startsoner for isstrømmer og utbredelser av depositene er også indikert (tentative). Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

6.3.2 Deglasiasjonen

Deglasiasjonen av studieområdet er delt inn i fem faser (Figur 6-26). Tilbaketrekningen av isdekket startet trolig i trauene. Da disse er dypest vil isdekket først flyte opp her og kalve ved en eustatisk økning av havnivå (Benn og Evans, 1998). Isfjellene som kalves gjennom deglasiasjonen vil kunne danne pløyespor gjennom alle fasene beskrevet under.

Den første fasen av deglasiasjonen startet trolig med en kalvingsbukt i Andfjorden, da de dypeste delene av traumunningene ligger mot midten. De kurvede ryggene ble dannet under denne fasen (Figur 6-26). Trolig ble det også dannet en kalvingsbukt i Malangsdjupet, da munningen til dette trauet ligger på omtrentlig samme vandyp som i Andfjorden. Imidlertid observeres det ingen tegn på at det ble dannet kurvede rygger her.

I fase 2 trekker isdekket seg videre tilbake innover kontinentalhylla. Timingene mellom tilbaketrekningen i trauene og på Sveinsgrunnen er usikker. Under tilbaketrekningen hadde breen flere midlertidige opphold eller framrykk, noe som er markert med større frontavsetninger i trauene og mindre frontavsetninger på bankene. Det er imidlertid ingen av disse som kan følges over hele studieområdet og dermed knytte deglasiasjonen av trauene og bankene sammen. Tilbaketrekningen mellom eggakanten og frontavsetningene i de respektive trauene var trolig rask, da glasiale lineasjoner er bevart på havbunnen. En saktere tilbaketrekning ville ført til at mer sedimenter ble transportert mot ismarginen mellom hver kalving (Benn og Evans, 1998). Et mektigere dekke med glasimarine avsetninger ville derfor trolig blitt avsatt, og megaskala glasiale lineasjoner kunne blitt dekt av disse. I tillegg ville flere frontavsetninger kunne bli dannet under en sakte tilbaketrekning, dersom ismarginen hadde lengre opphold. Grunningssonekilen i Malangsdjupet (R8) og Flesenmorenen i Andfjorden ble avsatt i denne fasen (Figur 6-26). Etter at R8 ble avsatt kan isdekket ha kalvet videre bakover i Malangsdjupet, og avsatt mindre morenerygger på tvers av trauet (Figur 6-26).

Deglasiasjonen av Sveinsgrunnen er preget av flere mindre opphold i tilbaketrekningen, siden tettheten av frontavsetninger er stor her. Tilbaketrekningen av isdekket skjedde derfor trolig saktere her i forhold til i trauene. Dette er naturlig, da Sveinsgrunnen ligger høyere enn trauene. Ismasser, og dermed sedimenter, må ha blitt tilført bremarginen på Sveinsgrunnen under deglasiasjon for å kunne danne frontavsetninger. Dersom isdekket på Sveinsgrunnen ikke hadde fått tilført ismasser under deglasiasjonen, det vil si isen her lå som en relativt isolert masse, ville dette sannsynligvis resultert i en raskere tilbaketrekning uten dannelsen av

morenerygger. Sveinsgrunnen er en såpass grunn og flat banke (Figur 4-1 og Figur 4-2) at marginen til breen trolig ville kalvet raskt tilbake uten at nye grunningslinjer ville blitt etablert. Uten stabile grunningslinjer over et visst tidsrom vil ikke morenerygger kunne dannes.

Timingen til deglasiasjonen av Fallbakdjupet er vanskelig å anslå. Den laterale skjærsonemorenen som markerer den nordlige grensen til isstrømmen i T3 er rundt 100 m høy. Denne kan dermed ha fungert som et forankringspunkt for breen som lå videre innover Fallbakdjupet, og ført til at isen fikk et opphold her ved tilbaketrekningen.

Under fase 3 gjorde breen et framrykk som dannet de buete ryggene (Figur 6-26). Ved å bruke utbredelsen av disse ryggene som et mål på hvor langt bak isdekket kalvet før det gjorde framrykk er det tydelig at trauet ikke var helt deglasiert før framrykket (Figur 6-26C). De buete ryggene kan observeres over store deler av R8, så framrykket strakte seg over denne frontavsetningen. Det er også mulig at det skjedde et framrykk av brefronten under deglasiasjonen av Sveinsgrunnen (Figur 6-26C), basert på orienteringen til ryggene og den mulige kryskuttende karakteren til dem. Dette framrykket kan ha vært synkron med det i Malangsdjupet. Imidlertid er det ingen observasjoner som kan bekrefte dette.

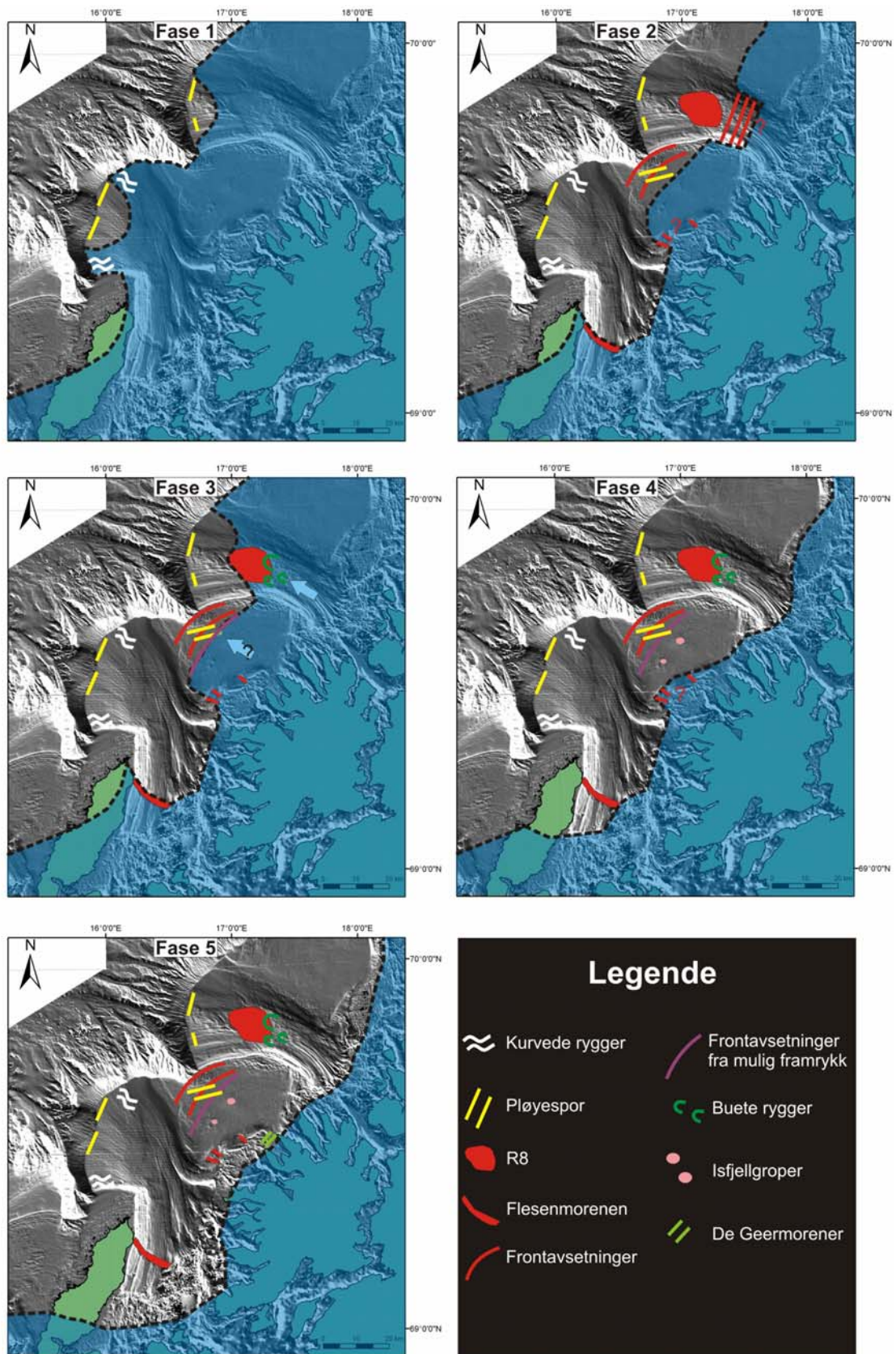
I fase 4 forlater breen Sveinsgrunnen (Figur 6-26). Isfjell kalves her fra isdekket, noe som gjør at pløyespor og isfjellgroper dannes (Figur 6-26). Den siste fasen med en grunnstøtt bre i studieområdet er markert med De Geermorenene under fase 5 (Figur 6-26).

Deglasiasjonen av Andfjordområdet startet for omtrent 14,6 ^{14}C ka BP (Vorren og Plassen, 2002). Dette vil derfor kunne være en rimelig alder for de kurvede ryggene dannet under fase 1 (Figur 6-26). Vorren og Plassen (2002) har vist at deglasiasjonen av Andfjorden skjedde raskt, og beregner denne til å ha hatt en hastighet på 310 m/år mellom Egga-II og Flesenmorenen. Det er rimelig å tro at isdekket i Malangsdjupet kalvet tilbake med en liknende hastighet, da dette trauet ligger på omtrent samme vanddyb som Andfjorden. Ottesen et al. (2008) tolker R8 i Malangsdjupet til å være en grunningssonekile som markerer en midlertidig stasjonær ismargin under tilbaketrekning eller framrykk. De buete ryggene, som markerer et breframrykk, overpreger R8. Brefronten har derfor trolig beveget seg over R8 etter at den ble avsatt, og det er mer sannsynlig at R8 er dannet ved opphold i tilbaketrekningen framfor å være dannet under et framrykk (Figur 6-26B).

Opphold og framrykk av ismarginen under deglasiasjonen er velkjente fenomen fra deglasiasjonen andre steder. Laberg et al. (2007a) beskriver to pushmorener i Vestfjorden dannet under deglasiasjonen. Disse er datert til 13,7 ^{14}C ka BP og 12,5 ^{14}C ka BP. Dette vil si at isstrømmen i Vestfjorden opererte senere enn den i Andfjorden, da Flesenmorenen er datert til å være avsatt mellom 14,6-13,8 ^{14}C ka BP (Vorren og Plassen, 2002). Grunningssonekiler i Håkjerringdjupet og Bjørnøyrenna indikerer tilbaketrekning og framrykk av isdekket også under deglasiasjonen i Barentshavet (Winsborrow et al., 2010).

Når det gjelder deglasiasjonen av banker er dette lite kjent fra andre studier. Laberg et al. (2007b) beskriver mulige De Geermorener ved eggkanten vest for Bleiksdjupet og knytter disse til en mulig tilbaketrekningfase. Disse ryggene er imidlertid ikke datert. Ottesen og Dowdeswell (2009) beskriver på sokkelen utenfor det nordvestlige Svalbard at breen hadde flere opphold under deglasiasjonen, indikert ved landformer av forskjellige dimensjoner som i hovedsak er orientert på tvers av isbevegelsesretningen. Ottesen et al. (2007) beskriver også mindre morenerygger på bankene i samme område, og tilskriver disse til å indikere en sakte tilbaketrekning. I likhet med i denne oppgaven påpeker Ottesen et al. (2007) at forekomsten av glasiøse lineasjoner på havbunnen i traue indikerer at isstrømmene gjennomgikk en hurtigere tilbaketrekning.

Lokaliseringen til De Geermorenene dannet under fase 5 gjør at de kan plasseres under D-eventen til Vorren og Plassen (2002) (Figur 2-8). Dateringer er imidlertid påkrevd for å bekrefte dette.



Figur 6-26: Utviklingsmodell for deglasiasjonen av studieområdet. Se tekst for gjennomgang av fasene. Dybde data fra Statens kartverk Sjø. Gjengitt med tillatelse 599/08.

6.3.3 Holocen

Etter deglasiasjonen av studieområdet har de post-glasiale prosessene påvirket kontinentalhylla (kapittel 6.2.3). Sedimentbølger og sanddekker indikerer at havstrømmer har vært aktive etter at isen forlot området. Sandbølgene som forekommer ute ved eggakanten er trolig dannet av Norskestrømmen, mens de som ligger lengre inn på hylla er dannet av Norskestrømmen. Sistnevnte startet å bevege seg inn i studieområdet etter at isdekket trakk seg tilbake.

Sedimentbølger dannet av tidevann og geostrofiske strømmer er også identifisert av Bøe et al. (2009) i Holatrauet utenfor Vesterålen. Bøe et al. (2009) beskriver at disse forekommer på et vanddyb på 200-260 m, og er dermed blant de dypeste sandbølgefeltene som er kjent. Sandbølgene som forekommer i front av Bjerkamorenene i Andfjorden ligger på et vanddyb på 340-360 m, og føyer seg dermed inn i de dypest kjente sandbølgefeltene. Bøe et al. (2009) skriver at dannelsen av sandbølgene trolig startet etter den glasimarine sedimentasjonen for 11-12 000 ^{14}C ka BP.

Forekomsten av pockmarks på havbunnen indikerer at fluidstrømning har vært en viktig prosess etter at isdekket forlot området. Utbredelsen og mengden av pockmarks i Andfjorden er betydelig større enn det foreslått av Plassen og Knies (2009). I tillegg viser resultatene fra denne oppgaven at det også i Malangsdjupet forekommer store mengder pockmarks. En interessant observasjon er at pockmarks konsentreres i de nordlige traumarginene, der S2 er mektigst. Pockmarks vil ikke bli diskutert videre i denne oppgaven.

7 KONKLUSJON

Batymetriske og seismiske data er i denne oppgaven analysert for å utrede det senkenozoiske sedimentasjonsmiljøet på kontinentalmarginen utenfor Troms. Resultatene kan oppsummeres i følgende punkter:

- 1) Prograderende kiler av glasigene avsetninger er identifisert nær munningen av de glasi- og subglasi- Andfjorden og Malangsdjupet. Basert på refleksjonskonfigurasjonen er de stratigrafisk delt inn i to hovedenheter (S1 og S2), der den nederste er delt inn i to mindre enheter (S1-1 og S1-2). Enhet S1 er bygd opp av oblique klinofomer, der S1-1 og S1-2 henholdsvis har en tangentiell og parallell konfigurasjon. Enhet S2 er bygd opp av aggraderende reflektorer på kontinentalhylla som fortsetter som klinofomer utenfor eggakanten. Prograderingen av eggakanten på Sveinsgrunnen har vært moderat i forhold til i traueene gjennom sen kenozoikum.
- 2) En utviklingsmodell for studieområdet innbefatter en tidlig (glasi-)fluvial fase (enhet S1-1), etterfulgt av en periode dominert av isdekker som gjentatte ganger strakk seg ut til eggakanten (enhet S1-2 og enhet S2). Eggakanten har progradert 16 og 12 km i henholdsvis Andfjorden og Malangsdjupet gjennom sen kenozoikum.
- 3) Lokaliseringen av de prograderende kilene indikerer at traueene har vært geografisk stabile, og at hoveddreneringen av sedimenter gjennom sen senozoikum har skjedd gjennom Andfjorden og Malangsdjupet.
- 4) Utbyggingsmønsteret til kilene indikerer grad av innsynkning til marginen. Den nederste enheten (S1) har lite utviklet toppsett, og grad av innsynkning antas derfor å ha vært liten. Enhet S2 har imidlertid utviklet toppsett, så innsynkningsgraden antas å ha vært større under utbyggingen av denne enheten.
- 5) Studiet av havbunnens morfologi har identifisert tre hovedgrupper av formelementer:
 - a) subglasi- formelementer, b) formelementer dannet ved breranden, c) post-glasi- formelementer.
- 6) Formelementenes lokalisering og genese viser at isstrømmer var lokalisert i traueene under siste glasi- maksimum, mens det på bankene har vært en mer passiv,

saktestrømmende is. Isstrømmen i Andfjorden har hatt en maksimal lengde og bredde på henholdsvis 55 og 50 km, mens den i Malangsdjupet var på 45 og 38 km.

- 7) Deglasiasjonen av traueene var relativ hurtig og avbrutt av flere stopp og/eller mindre fremrykk der grunningslinja var stabil lenge nok til å få dannet større frontavsetninger. Isen på bankene har trolig hatt en langsommere tilbaketrekning med gjentatte opphold og dannelse av 5 m høye, 100-300 m brede og opptil 7 km lange rygger med en avstand på mellom 100-2000 m.
- 8) Etter at kontinentalhylla var deglasiert har havstrømmer og vertikal migrasjon av fluider (porevann og/eller gass) modifisert havbunnen.

8 REFERANSER

- 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*, v. 315, p. 1835-1838.
- 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*, v. 32, p. 729-732.
- Andreassen, K., Ødegaard, C.M., & Rafaelsen, B., 2007, Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the southwestern Barents Sea, *in* Davies, R.J., Posamentier, H. W., Wood, L. J., Cartwright, J. A., ed., *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production, Volume 277*: London, Geological Society Special Publications, p. 151-169.
- Andreassen, K., Laberg, J.S., & Vorren, T.O., 2008, Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications: *Geomorphology*, v. 97, p. 157-177.
- Badley, M.E., 1985, *Practical seismic interpretation*: Boston, International Human Resources Development Corporation, 265 p.
- Bass, D.W., & Woodworth-Lynas, C., 1988, Iceberg crater marks on the sea floor, Labrador Shelf: *Marine Geology*, v. 79, p. 243-260.
- Bellec, V., Wilson, M., Bøe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L., & Buhl-Mortensen, P., 2008, Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsøflaket, Barents Sea: *Marine Geology*, v. 249, p. 257-270.
- Bellec, V.K., Dolan, M.F.J., Bøe, R., Thorsnes, T., Rise, R., Buhl-Mortensen, L., & Buhl-Mortensen, P., 2009, Sediment distribution and seabed processes in the Troms II area - offshore North Norway: *Norwegian Journal of Geology*, v. 89, p. 29-40.
- Benn, D.I., 1994, Fluted moraine formation and till genesis below a temperate valley glacier: Slettmarkbreen, Jotunheimen, southern Norway: *Sedimentology*, v. 41, p. 279-292.
- Benn, D.I., & Evans, D.J.A., 1998, *Glaciers and Glaciation*, Arnold, 734 p.
- Bentley, C.R., 1987, Antarctic ice streams: A review: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 8843-8858.
- Boulton, G.S., 1987, A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation, *in* Menzies, J., Rose, J., ed., *Drumlin Symposium*: Rotterdam, Balkema, p. 25-80.
- Butt, F.A., Elverhøi, A., Solheim, A., & Forsberg, C.F., 2000, Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results: *Marine Geology*, v. 169, p. 373-390.
- Bøe, R., Bellec, V.K., Dolan, M.F.J., Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Slagstad, D., & Rise, L., 2009, Giant sandwaves in the Hola glacial trough off Vesterålen, North Norway: *Marine Geology*, v. 267, p. 36-54.
- Clark, C.D., 1993, Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 18, p. 1-29.
- Clark, C.D., & Stokes, C.R., 2003, Palaeo-ice stream landforms, *in* Evans, D.J.A., ed., *Glacial landforms*: London, Arnold, p. 204-227.
- 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*, v. 49, p. 240-256.
- Clausen, L., 1998, The Southeast Greenland glaciated margin, 3D stratal architecture of shelf and deep sea, *in* Stoker, M., Evans, D., and Cramp, A., eds., *Geological Processes on*

- Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability, Volume 129: London, Geological Society Special Publications, p. 173-203.
- Cooper, A.K., Barrett, P.J., Hinz, K., Traube, V., Leitchenkov, G., & Stagg, H.M.J., 1991, Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events: *Marine Geology*, v. 102, p. 175-213.
- Dahlgren, T.K.I., Vorren, T.O., & Laberg, J.S., 2002, Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin-65 to 68°N: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1089-1113.
- Dahlgren, T.K.I., Vorren, T.O., Stoker, M.S., Nielsen, T., Nygård, A., & Sejrup, H.P., 2005, Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their formation and relationship to tectonics and climate: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1089-1110.
- Dowdeswell, J.A., & Siegert, M.J., 1999, Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-derived sedimentation on the Eurasian Arctic continental margins: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1080-1097.
- Dowdeswell, J.A., Cofaigh, C.Ó., & Pudsey, C.J., 2004, Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream: *Geology*, v. 32, p. 13-16.
- 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*, v. 243, p. 120-131.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., Evans, J., Cofaigh, C.Ó., & Anderson, J.B., 2008, Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse: *Geology*, v. 36, p. 819-822.
- Eidvin, T., Brekke, H., Riis, F., & Renshaw, D.K., 1998, Cenozoic stratigraphy of the Norwegian Sea continental shelf, 64°N-68°N: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 78, p. 125-152.
- Eidvin, T., & Rundberg, Y., 2001, Late Cainozoic stratigraphy of the Tampen area (Snorre and Visund fields) in the Northern North Sea, with emphasis on the chronology of early Neogene sands: *Norges Geologisk Tidsskrift*, v. 81, p. 119-160.
- Elvenes, S., 2009, Landskap og prosesser på Vesterålsbanken, Masteroppgave ved Universitetet i Tromsø, p. 92.
- Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud, J., & Hooke, R.L., 1995, Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area: *The Journal of Geology*, v. 103, p. 1-17.
- Elverhøi, A., Hooke, R.L., & Solheim, A., 1998, Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barents Sea region: implications for understanding erosion of glacierized basins: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 209-241.
- Elvsborg, A., 1979, Late Quaternary sedimentation in a glacial trough on the continental shelf off Troms, northern Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 59, p. 309-325.
- 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*, v. 12, p. 53-74.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., & Eldholm, O., 2008, Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea: *Episodes*, v. 31, p. 82-91.
- Forsberg, C.F., Solheim, A., Elverhøi, A., Jansen, E., Channell, J.E.T., & Andersen, E.S., 1999, The depositional environment of the western Svalbard margin during the upper Pliocene and the Pleistocene; sedimentary facies changes at Site 986, *in* Raymo, M.E., Jansen, E., Blum, P., Herbert, T.D., ed., Volume 162, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, p. 233-246.

- Gabrielsen, R.H., Førseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., & Riis, F., 1990, Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part I: The Barents Sea Region: NPD-bulletin, v. 6, p. 1-33.
- Hald, M., & Vorren, T.O., 1984, Modern and Holocene foraminifera and sediments on the continental shelf off Troms, North Norway: *Boreas*, v. 13, p. 133-154.
- Henriksen, S., & Vorren, T.O., 1996, Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 171-199.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I.M., & Knorr, G., 2004, Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1847-1865.
- Hovland, M., & Judd, A.G., 1988, Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment: London, Graham & Trotman Ltd., 293 p.
- Howat, I.M., & Domack, E.W., 2003, Reconstructions of western Ross Sea palaeo-ice-streams grounding zones from high resolution acoustic stratigraphy: *Boreas*, v. 32, p. 56-75.
- Kleman, J., & Stroeven, A.P., 1997, Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden: *Geomorphology*, v. 19, p. 35-54.
- Knies, J., Matthiessen, J., Vogt, C., Laberg, J.S., Hjelstuen, B.O., Smelror, M., Larsen, E., Andreassen, K., Eidvin, T., & Vorren, T.O., 2009, The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea-Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 812-829.
- Laberg, J.S., & Vorren, T.O., 1993, A Late Pleistocene submarine slide on the Bear Island Trough Mouth Fan: *Geo-Marine Letters*, v. 13, p. 227-234.
- , 1995, Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan: *Marine Geology*, v. 127, p. 45-72.
- , 1996a, The Middle and Late Pleistocene evolution and the Bear Island Trough Mouth Fan: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 309-330.
- , 1996b, The glacier-fed fan at the mouth of Storfjorden trough, western Barents Sea: a comparative study: *Geologische Rundschau*, v. 85, p. 338-349.
- Laberg, J.S., Vorren, T.O., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., & Taylor, J., 2000, The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea: *Marine Geology*, v. 162, p. 259-275.
- Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H., & Bryn, P., 2001, Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea: *Marine Geophysical Researches*, v. 22, p. 401-416.
- Laberg, J.S., Eilertsen, R.S., Salomonsen, G.R., & Vorren, T.O., 2007a, Submarine push moraine formation during the early Fennoscandian Ice Sheet deglaciation: *Quaternary Research*, v. 67, p. 453-462.
- Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Haflidason, H., & Nygård, A., 2007b, Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea: *Marine Geology*, v. 246, p. 68-85.
- Laberg, J.S., Andreassen, K., Knies, J., Vorren, T.O., & Winsborrow, M., 2010, Late Pliocene–Pleistocene development of the Barents Sea Ice Sheet: *Geology*, v. 38, p. 107-110.
- Larsen, E., Longva, O., & Follestad, B.A., 1991, Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics: *Journal of Quaternary Science*, v. 6, p. 263-277.
- Larsen, E., Kjær, K.H., Demidov, I.N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., & Lyså, A., 2006, Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia: *Boreas*, v. 35, p. 394-424.

- Lewis, C.F.M., & Woodworth-Lynas, C.M.T., 1990, Ice Scour, *in* Keen, M., J., Williams, G.L., ed., *Geology of the Continental margin of Eastern Canada*, Geological Survey of Canada.
- Lien, R., Solheim, A., Elverhøi, A., & Rokoengen, K., 1989, Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea shelf, *Antarctica: Polar Research*, v. 7, p. 43-57.
- Linden, M., & Møller, P., 2005, Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession: *Journal of Quaternary Science*, v. 20, p. 113-133.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I., & Vorren, T.O., 1998, Fluctuations of the Svalbard-Barents sea ice sheet during the last 150 000 years: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 11-42.
- 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*, v. 25, p. 2177-2196.
- Mudelsee, M., & Raymo, M.E., 2005, Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation: *Paleoceanography*, v. 20, p. PA4022.
- Nygård, A., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Cecchi, M., & Ottesen, D., 2004, Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 ¹⁴C ka BP: *Boreas*, v. 33, p. 1 - 17.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., & Rise, L., 2005a, Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N): *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L., & Henriksen, S., 2005b, The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf: *Marine Geology*, v. 218, p. 175-189.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Landvik, J.Y., & Mienert, J., 2007, Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology: *Boreas*, v. 36, p. 286 - 306.
- 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*, v. 27, p. 922-940.
- Ottesen, D., & Dowdeswell, J.A., 2009, An inter-ice-stream glaciated margin: Submarine landforms and a geomorphic model based on marine-geophysical data from Svalbard: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 1647-1665.
- Plassen, L., & Vorren, T.O., 2002, Late Weichselian and Holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjord and Vågsfjord, North Norway: *Journal of Quaternary Science*, v. 17, p. 161-180.
- Plassen, L., Ottesen, D., Clark, C.D., & Svindland, K.T., 2008, The Andfjorden palaeo-ice stream, North Norwegian continental margin; an important path for ice flow during the Last Glacial Maximum: The 33rd IGC, Oslo, HPQ04909P.
- Plassen, L., & Knies, J., 2009, Fluid flow structures and processes; indications from the North Norwegian continental margin: *Norwegian Journal of Geology*, v. 89, p. 57-64.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., & Lundin, E., 2005, Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 33-44.
- Rokoengen, K., Bugge, T., & Løfaldli, T., 1979, Quaternary geology and deglaciation of the continental shelf off Troms, north Norway: *Boreas*, v. 8, p. 217-227.

- Ryseth, A., Augustson, J.H., Charnock, M., Haugerud, O., Knutsen, S.-M., Midbøe, P.S., Opsal, J.G., & Sundsbø, G., 2003, Cenozoic stratigraphy and evolution of the Sørvestsnaget Basin, southwestern Barents Sea: *Norwegian Journal of Geology*, v. 83, p. 107-130.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Torbjørn Dahlgren, K.I., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M.S., & Vorren, T.O., 2005, Pleistocene glacial history of the NW European continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1111-1129.
- Shaw, J., Todd, B.J., Brushett, D., Parrott, D.R., & Bell, T., 2009, Late Wisconsinan glacial landsystems on Atlantic Canadian shelves: New evidence from multibeam and single-beam sonar data: *Boreas*, v. 38, p. 146-159.
- Ship, S., Anderson, J., & Domack, E., 1999, Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1--Geophysical results: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1486-1516.
- Siegert, M.J., Dowdeswell, J.A., Hald, M., & Svendsen, J.-I., 2001, Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 367-385.
- 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*, v. 188, p. 109-127.
- Slubowska-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*, v. 27, p. 1476-1492.
- Solheim, A., Andersen, E.S., Elverhøi, A., & Fiedler, A., 1996, Late Cenozoic depositional history of the western Svalbard continental shelf, controlled by subsidence and climate: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 135-148.
- Solheim, A., Faleide, J.I., Andersen, E.S., Elverhøi, A., Forsberg, C.F., Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., & Channell, J.E.T., 1998, Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the East Greenland and Svalbard-Barents Sea continental margins: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 155-184.
- Stoker, M.S., Leslie, A.B., Scott, W.D., Briden, J.C., Hine, N.M., Harland, R., Wilkinson, I.P., Evans, D., & Ardu, D.A., 1994, A record of late Cenozoic stratigraphy, sedimentation and climate change from the Hebrides slope, NE Atlantic Ocean: *Journal of the Geological Society of London*, v. 151.
- Stoker, M.S., 2002, Late Neogene development of the UK Atlantic margin, *in* Doré, A.G., Cartwright, J., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N, ed., *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration.*, Volume 196: London, Geological Society Special Publications, p. 313-329.
- Stokes, C.R., & Clark, C.D., 1999, Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams: *Annals of Glaciology*, v. 28, p. 67-74.
- , 2001, Palaeo-ice streams: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p. 1437-1457.
- , 2002a, Ice stream shear margin moraines: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, p. 547-558.
- , 2002b, Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow?: *Boreas*, v. 31, p. 239-249.
- 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*, v. 23, p. 1229-1271.
- Sætre, R., 2007, *The Norwegian coastal current: Oceanography and Climate: Trondheim, Institute of Marine Research*, 159 p.
- ten Brink, U., Schneider, C., & Johnson, A.H., 1995, Morphology and stratal geometry of the Antarctic Continental Shelf: insight from models, *in* Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G., ed., *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, Volume 68, Antarctic Research Series, p. 1-24.
- Thiede, J., Winkler, A., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myhre, A.M., Baumann, K.-H., Henrich, R., & Stein, R., 1998, Late Cenozoic history of the Polar North Atlantic: results from ocean drilling: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 185-208.
- Todd, B.J., Valentine, P.C., Longva, O., & Shaw, J., 2007, Glacial landforms on German Bank, Scotian Shelf: evidence for Late Wisconsinan ice-sheet dynamics and implications for the formation of De Geer moraines: *Boreas*, v. 36, p. 148-169.
- 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*, v. 86, p. 59-70.
- Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., & Miller, H., 1995, Seismic evidence for long-term history of glaciation on central East Greenland shelf south of Scoresby Sund: *Geo-Marine Letters*, v. 15, p. 63-70.
- Veeken, P.C.H., 2007, Seismic Stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation., *in* Helbig, K., Treitel, S., ed., *Handbook of geophysical exploration. Seismic exploration*, Volume 37: Oxford, Elsevier, p. 111-234.
- Vorren, T.O., Edvardsen, M., Hald, M., & Thomsen, E., 1983, Deglaciation of the Continental Shelf off southern Troms, North Norway: *Norges Geologiske Undersøkelse*, v. 380, p. 173-187.
- Vorren, T.O., Kristoffersen, Y., & Andreassen, K., 1986, Geology of the inner shelf west of North Cape, Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 66, p. 99-195.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., & Larsen, K.B., 1990, Geometry and genesis of the glacial sediments in the southern Barents Sea, *in* Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D., ed., *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society Special Publications, p. 269-288.
- Vorren, T.O., & Laberg, J.S., 1997, Trough mouth fans - palaeoclimate and ice-sheet monitors: *Quaternary Science Reviews*, v. 16, p. 865-881.
- Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J., & Werner, F., 1998, The Norwegian - Greenland sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 273-302.
- Vorren, T.O., & Plassen, L., 2002, Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway: *Boreas*, v. 31, p. 97-125.
- Vorren, T.O., 2003, Subaquatic landsystems: Continental margins, *in* Evans, D.J.A., ed., *Glacial Landsystems*, Hodder Arnold, p. 289-312.
- Vorren, T.O., & Mangerud, J., 2006, Istider kommer og går. Sein pliocen og pleistocen (kvartær); 2,7 Ma til 11 500 år, *in* Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., ed., *Landet blir til*, Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T.O., Richardsen, G., Knutsen, S.-M., Henriksen, E., 1991, Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology* v. 8, p. 317-340

- Winsborrow, M.C.M., Andreassen, K., Corner, G.D., & Laberg, J.S., 2010, Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 424-442.
- 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*, v. 10, p. 163-186.
- 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*, v. 11, p. 939-961.
- Zilliacus, H., 1989, Genesis of De Geer moraines in Finland: *Sedimentary Geology*, v. 62, p. 309-317.