

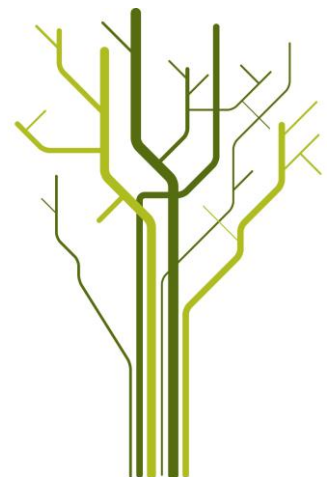
# 3D seismisk analyse av rasavsetninger fra Sklinnadjupraset på midtre delen av Vøringmarginen



**Torgeir Fjellaksel**

GEO-3900 Mastergradsoppgave i Geologi

November 2012





GEO-3900

Mastergradsoppgave i geologi

3D seismisk analyse av rasavsetninger  
fra Sklinnadjupraset på midtre delen av Vøringmarginen

Torgeir Fjellaksel

November, 2012





## SAMMENDRAG

I denne oppgaven har 3D seismiske data blitt benyttet for å studere den øvre del av Naustformasjonen fra den midtre delen av Vøringmarginen på den midt-norske kontinentalmarginen. Oppgavens hovedfokus har vært å beskrive og tolke paleomiljøet i perioden 0,8 Ma og frem til nåtid med hovedfokus på Sklinnadjuprasets utvikling og genesen av de ulike rasavsetningene i studieområdet. En seismisk stratigrafi er etablert for de tre hovedenhetene Naust U, S og T. Denne er korrelert med publiserte, regionale 2D linjer, som tidligere har blitt benyttet i studier av Naustformasjonen.

Den eldste enheten, Naust U, domineres av avsetninger som viser en pålappende intern seismisk signatur, dominert av undulerende, parallelle og kontinuerlige refleksjoner av medium amplitude. Disse avsetningene relateres til et avsetningsmiljø hvor sedimenter trolig har blitt påvirket av havstrømmer under avsetning. Langstrakte hauger tolkes til å være konturitt-driftavsetninger og representerer derved en videreføring av avsetningsmiljøet i den underliggende Kaiformasjonen. Kaiformasjonen har et polygonalt forkastningssystem som trolig også påvirker den overliggende enheten Naust U. Øvre del av enheten Naust U viser ett skifte i sedimentasjonsmiljø, som et resultat av at det Fennoskandiske isdekket avsatte glasigene sedimenter i form av glasiale debrisstrømmer innenfor studieområdet.

Naust S inkluderer tykke glasiale debrisstrømavsetninger med en mektighet på opptil 100 meter. Disse avsetningene er korrelert til Elster glasiasjonen, som markerer den tredje siste glasiale perioden i Skjoldryggen-regionen. Disse avsetningene har blitt utsatt for betraktelig erosjon og remobilisering som kan knyttes til Sklinnadjupraset. Innenfor studieområdet antas raset å ha utviklet seg i fem ulike faser, basert på tilstedeværelsen av gjennomgående skjærsoner som skiller avsetninger med ulike morfologiske og seismiske karakteristika. Interne skjærsoner indikerer et komplekst samspill mellom erosjons- og avsetningsprosesser også innenfor sonene. Den yngste enheten, Naust T, representerer et markant skifte i sedimentasjonsmiljø til hemipelagiske og konturittiske prosesser som helt, eller delvis draperer de underliggende rasavsetningene.



## FORORD

Det nærmer seg snart slutten som student ved Universitet i Tromsø, og jeg har vel aldri følt meg så sliten, men samtidig så fornøyd og stolt av meg selv! Rett og slett fordi jeg har en god magefølelse på at jeg klarte utfordringen! Masterperioden har vært både spennende og inspirerende, men også en utfordrende tid!

Først og fremst vil jeg takke mine to veiledere førsteamanuensis Stefan Buenz og dr. Jan Sverre Laberg. Jeg vil takke Stefan for å ha hjulpet med tekniske ting angående oppgaven og konstruktiv kritikk. Men vil rette en spesiell takk til Jan Sverre, som bestandig har støttet meg og kommet med vise ord underveis, men også konstruktiv kritikk til oppgaven! En stor takk rettes til dere begge.

Jeg ønsker også å takke Kjetil Indrevær og Morten Halvorsen for gjennomlesning av oppgaven! Men også for mange gode minner og for å tilføre god humor i passivhuset, her skal også Heidi og Thomas legges til!

Tiden på brakka har gitt meg mange gode venner! Jeg vil spesielt takke gjengen på kontoret Morten, Audun og Julie, som har bidratt med mye humor og diskusjoner rundt alt mulig rart, både faglig og sosialt, ikke minst alle kaffepausene og for å ha skapt et trivelig miljø! Men også Arne, Malin, Henrik og David, men også resten av folket på brakka for en fin tid!

Tilslutt vil jeg rette en stor takk til mine kjære foreldre, Atle og Gunn som har støttet meg og hatt troen på meg hele veien! Jeg vil også takke lillebroren min Jørgen for artig samtaler underveis, slik at jeg har fått opp humøret igjen! Nå har du igjen fått noe å strekke deg etter! Sist men ikke minst vil jeg takke kjæresten min Ingvild for å ha vært der for meg gjennom hele masterstudiet og du skal ha mye av æren for at disse to årene har gått så bra!



## Innholdsfortegnelse

<b>1. INNLEDNING</b> .....	- 1 -
1.1 Introduksjon og formål .....	- 1 -
1.2 Introduksjon av Sklinnadjupraset .....	- 1 -
1.3 Submarine massebevegelse .....	- 3 -
1.4 Utløsende faktorer langs kontinentalmarginen .....	- 5 -
1.5 Ras – utvikling.....	- 6 -
<b>2. BAKGRUNN</b> .....	- 8 -
2.1 Studieområde .....	- 8 -
2.2 Kontinentalmarginenes morfologi.....	- 9 -
2.3 Prosesser som har vært med på å forme den midt norske kontinentalmarginen .....	- 10 -
2.4 Pre-glasial utvikling av den midt-norske kontinentalmarginen.....	- 12 -
2.5 Glasiasjonshistorie.....	- 16 -
2.6 Sedimentære sekvenser.....	- 17 -
2.7 Massebevegelser under Naust og holocen tid.....	- 24 -
2.8 Oseanografiske forhold.....	- 24 -
<b>3. DATA OG METODER</b> .....	- 26 -
3.1 Seismisk datagrunnlag .....	- 26 -
3.2 Oppløsningsteori av seismiske data.....	- 26 -
3.2.1 Vertikal oppløsning.....	- 27 -
3.2.2 Horisontal oppløsning .....	- 28 -
3.2.3 Vertikal og horisontal oppløsning av MC3D-WHH2002 .....	- 29 -
3.3 Artefakter .....	- 30 -
3.4 Programvare.....	- 31 -
3.4.1 Petrel .....	- 31 -
3.4.2 Coral Draw .....	- 32 -
3.4.3 Landmarks Promax .....	- 32 -
<b>4. RESULTATER</b> .....	- 34 -
4.1 Seismisk stratigrafi og aldersestimater .....	- 34 -
4.1 Naust U .....	- 35 -
4.2.1 Bunn Naust U (refleksjonsflate R1).....	- 35 -
4.2.2 Intra Naust U (refleksjonsflate R2).....	- 42 -

4.3	Naust S.....	- 46 -
4.3.1	Bunn Naust S (refleksjonsflate R3).....	- 46 -
4.3.2	Topp Naust S (refleksjonsflate R4/bunn Naust T).....	- 66 -
4.4	Naust T .....	- 76 -
4.4.1	Intra Naust T (refleksjonsflate R5) .....	- 77 -
4.4.3	Topp Naust T (refleksjonsflate R6) .....	- 79 -
<b>5.</b>	<b>DISKUSJON</b> .....	- 81 -
5.1	Innledning .....	- 81 -
5.2	Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust U .....	- 81 -
5.3	Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust S (inkludert Sklinnadjupraset). -	85 -
5.4	Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust T .....	- 98 -
<b>6.</b>	<b>KONKLUSJON</b> .....	- 99 -
	REFERANSER .....	- 101 -
	Appendiks.....	- 105 -

## 1. INNLEDNING

### 1.1 Introduksjon og formål

Mulige hydrokarbonprospekter langs den sørvestlige delen av Vøringmarginen er dekket av opptil 200 meter tykke rasavsetninger. Disse avsetningene er knyttet til det ca. 250 ka (tusen år) gamle Sklinnadjupraset som har påvirket minst 1500 km<sup>2</sup> av datidens kontinentalsokkel.

Den økende interessen rundt leting og utvikling av kontinentalmarginens dypereliggende naturressurser krever en økt forståelse av submarin massebevegelse. Dette for å kunne gjøre nødvendige risikoevalueringer knyttet til å kunne forebygge/forhindre de eventuelle skadene massebevegelser vil kunne påføre det submarine miljø, offshore installasjoner (olje og gass plattformer og rørledninger), samt kystnær infrastruktur og menneskene der. En eventuell leteboring og utvikling av hydrokarbonprospekter langs den sørvestlige delen av Vøringmarginen krever en detaljert analyse av de begravde rasavsetningene tilhørende Sklinnadjupraset.

Formålet med denne oppgaven er å bruke 3D seismiske data til å studere de øvre deler av Naustformasjonen på midt-norsk sokkel (Naust-enhetene U – T), med hovedfokus på Sklinnadjupraset. Dette skal gjøres ved å:

- Kartlegge og beskrive Naust-enhetene U – T i studieområdet.
- Kartlegge og beskrive erosjons- og avsetningsformer som kan være knyttet til Sklinnadjupraset.
- Diskutere genesis til de morfologiske formelementene i rasområdet og hvordan denne del av raset utviklet seg samt utlede paleomiljøet i Naust enhet U – T tid.

### 1.2 Introduksjon av Sklinnadjupraset

Sklinnadjupraset har tidligere blitt beskrevet av Rise et al. (2006) og er antatt utløst for ca. 250.000 år siden på kontinentalskråningen utenfor Skjoldryggen på midt-norsk kontinentalmargin. Gradienten på skråningen i dette området er om lag 0,5°. Raset fjernet deler av den 350 meter tykke Naust S enheten bestående av glasiale debristrømvavsetninger fra øvre del av kontinentalskråningen. Naust S representerer en av flere glasiale enheter i den 2.8 millioner år gamle Naustformasjonen (Dahlgren et al. 2002, Rise et al. 2005, 2006, 2010). Naust S enheten ble avsatt under Elster glasieringen (ca. 400-200 Ka år siden) i Skjoldryggen-regionen. Under denne glasieringen ble kontinentalhylla utsatt for omfattende glisial erosjon, noe som førte til dannelsen av en bred depresjon kalt Sklinnadjupet mellom

Haltenbanken og Trænabanken (figur 2-1B og 2-2). Mellom disse bankene var datidens vestorienterte Sklinnadjupet lokalisert fordi det var her den mest omfattende glasiale erosjonen fant sted. Trauet leder direkte til den 90 km brede raskanten, som indikerer at et avsetningsområde var lokalisert her før raset inntraff (Rise et al., 2006).

Vøringmarginen var forholdsvis stabil under Naust tiden, hvor Sklinnadjupraset representerer den største utrasningen. Raset inntraff trolig kort tid etter avsetningen av den prograderende enheten Naust S og fjernet en masse på om lag 1500 km<sup>2</sup>, fra datidens kontinentalskråning og dannet en 90 km lang raskant (Rise et al., 2006, Rise et al., 2010).

Raset startet trolig i den bratteste delen av datidens skråning, som var lokalisert lengre mot vest sammenlignet med dagens skråning. Dette skyldes at store mengder sedimenter ble avsatt under Elster gliasasjonen noe som førte til at eggakanten progradert opptil 50 km mot vest og ble liggende over Helland Hansen Velvet ved slutten av denne gliasasjonen (Rise et al., 2006).

Dannelse av et høyt poretrykk internt i Helland Hansen Velvet og i den tilhørende Kaiformasjonen samt internt i de overliggende, eldre Naust lagpakker, inklusiv Naust S kan ha blitt dannet gjennom en kombinasjon mellom hurtig avsetning av glasiale sedimenter og en migrasjon av oppadgående porefluider i slamsedimentene tilhørende Helland Hansen Velvets øvre del. Det har vært antatt at et jordskjelv kan ha startet rasprosessen i et område hvor høyt poretrykk allerede hadde svekket sedimentenes skjærfasthet (forklart i kapittel 1.3). Raset startet trolig først ved skredkantens midtre og nordlige del. Her fungerte trolig lagdelte og leirrike sedimenter som det svake laget under en tykk og mer stabil Naust S enhet dominert av glasial debristrømvsetninger (Rise et al., 2006). Store deler av rasmaterialet ble deretter transportert nedover til den sørlige del av Vøringplataet. Det antas også at raset eroderte ned i Helland Hansen Velvets øvre deler under rasets slutfase. Dette medførte en kraterdannelse i dette området (figur 2-10B). Hvor deler av rasmaterialet ble avsatt i langstrakt rygger nedover skråningen (Riis et al., 2005, Rise et al., 2006, Rise et al., 2010).

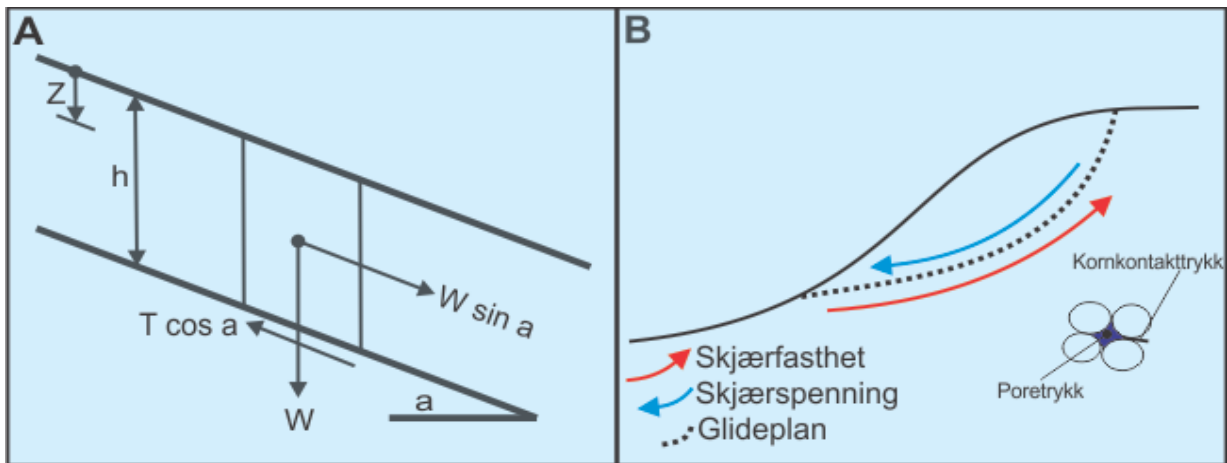
Tidligere resultater antyder en relasjon mellom Sklinnadjupraset og nærliggende nordvestliggende Vigridraset. I følge Johansen (2010) ble Sklinnadjupraset trolig utløst like etter Vigridraset. Rise et al. (2010) derimot, finner at Vigridraset trolig ble utløst som følge av rasavsetninger tilhørende Sklinnadjupraset. Dette fordi materialet tilknyttet Sklinnadjupraset ser ut til å ha blitt transportert og avsatt som fyllmasse i Vigrid - områdets paleo-forsenkning. Rise et al. (2010) antar at økt sedimentbelastningen trolig forårsaket brudd i de underliggende



svake og lagdelte sekvensene, Naust N og Naust A i Vigrid-området.

### 1.3 Submarine massebevegelse

Submarine ras er en av flere ulike typer av submarin massebevegelse (Hampton et al., 1996). Langs den midt-norske kontinentalmarginen har flere store submarine ras påvirket kontinentalmargin de siste 2.5 millioner år (Bryn et al., 2005a). Submarine ras oppstår i områder hvor skjærspenningen ( $\tau_s$ ) overskrider skjærfastheten ( $\tau_f$ ) (figur 1-1A). Skjærspenningen representerer drivkraften til materialet og er rettet nedover langs en skråning (figur 1-1B). Skjærfastheten representerer motstandskraften eller den bremsende effekt, og er uttrykt som sedimentenes motstandskraft mot brudd langs et glideplan (Hampton et al., 1996).



Figur 1- 1: A) Krefter som virker på et medium langs en skråning. Parameterne er:  $T \cos \alpha$  = skjærfastheten av sedimentene;  $W \sin \alpha$  = gravitasjonsdrevet skjærspenning i den potensielle bevegelsesretningen;  $W$  = vertikalkomponenten av kreftene som virker på legemet;  $Z$  = dybden av sedimentene;  $h$  = tykkelsen av mediet og  $\alpha$  = skråningsvinkelen. Modifisert fra Hampton et al. (1996). B) Viser en enkel skisse av kreftene som virker på en skråning.

#### Skjærspenning ( $\tau_s$ ):

$$\tau_s = \gamma' z \sin \alpha$$

$\tau_s$  er skjærspenningen, hvor  $\gamma'$  uttrykker tettheten til sedimentene under vann (virkelig tetthet – tettheten av sjøvannet),  $Z$  er tykkelsen av sedimentpakken og  $\alpha$  er skråningsvinkelen (Hampton et al., 1996).

**Skjærfastheten ( $\tau_f$ ):**

$$\tau_f = c' + (\sigma - \mu) \tan \varphi'$$

$\tau_f$  er skjærfastheten,  $C'$  er den effektive kohesjonen,  $\varphi'$  er friksjonsvinkelen,  $\sigma$  er kraften som virker normalt på bruddflaten/skråningen, og  $\mu$  er porevannstrykket. Termen  $(\sigma - \mu)$  er den effektive normalkraften, vanligvis uttrykt med  $\sigma'$  (Hampton et al., 1996). Skjærfastheten bestemmes av kombinasjonen mellom flere ulike faktorer som glidefriksjonen, kornkontaktrykket (effektivspenningen/porevannstrykk), kohesjon og «interlocking» (Løseth, 1999).

Glidefriksjonen oppstår når ulike korn forsøker og glid forbi hverandre, mens «interlocking» er et mål på den interne friksjonen som blir dannet mellom de ulike kornene innenfor samme lagpakke. De to faktorene blir ansett som materialets interne friksjon hvor kraften disse yter til sammen tilsvarer materialets motstandskraft. Dette uttrykkes som den interne friksjonsvinkelen  $\varphi$  (eller vinkelen av skjærfastheten). Tangenten av denne friksjonsvinkelen blir betegnet som den interne friksjonskoeffisienten. Totalkraften utviklet ved hjelp av friksjonskraft tilsvarer produktet av den interne friksjonskoeffisienten materialet utgjør, men også kraften som presser materialet sammen og utgjør den effektive normalkraften. I tillegg til friksjonskraften virker også elektrostatiske krefter på materialet, kalt kohesjon. Denne utgjør materialets evne til å binde finkornede elektrostatisk ladde sedimenter sammen og utgjør den andre store kilden til skjærfasthet (Løseth, 1999).

Forholdet mellom skjærfastheten og skjærspenningen er et mål av skråningens stabilitet og kan uttrykkes som en sikkerhetsfaktor (**Factor of safety**):

$$FS = \frac{(\tau_f)}{(\tau_s)} = \frac{\text{Skjærfasthet}}{\text{Skjærspenning}}$$

Der  $FS > 1$  (skjærfastheten > skjærspenningen) er skråningen stabil mens skråningen er ustabil ved  $FS < 1$  (skjærfastheten < skjærspenningen) (Løseth, 1999, Locat og Lee, 2002).

En reduksjon av skjærfasthet eller en økning av skjærspenning vil kunne medføre brudd. En reduksjon av sedimentenes skjærfasthet kan skje ved prosesser som jordskjelv, store tidevannsforskjeller og høy sedimentasjonsrate. Også bølgebelastning, klimapåvirkning og tilstedeværelse av gass kan påvirke skjærfastheten. Økning av skjærspenning skyldes

prosesser som bølgebelastning, jordskjelv, tidevannsskifte, diapirisme, sedimentasjon og erosjon (Hampton et al., 1996).

#### 1.4 Utløsende faktorer langs kontinentalmarginene

For at submarine ras skal kunne inntreffe, må en eller en kombinasjon av ulike faktorer påvirke sedimentære lagpakker. Disse lagpakkene må innfri de forhåndsbedingungen som må ligge til rette for at en skråning skal kunne gå i brudd (Canals et al., 2004).

Utløsende mekanismer kan deles inn i korte- eller langsiktige faktorer, disse tilsvarer ytre påvirkninger. De kortsiktige faktorene er bidragsytere til reduksjonen av skråningsstabiliteten, men er i seg selv ikke nok til å kunne forårsake brudd. Brudd blir hovedsakelig forårsaket av en kombinasjon mellom korte- og langsiktige faktorer (Sultan et al., 2004).

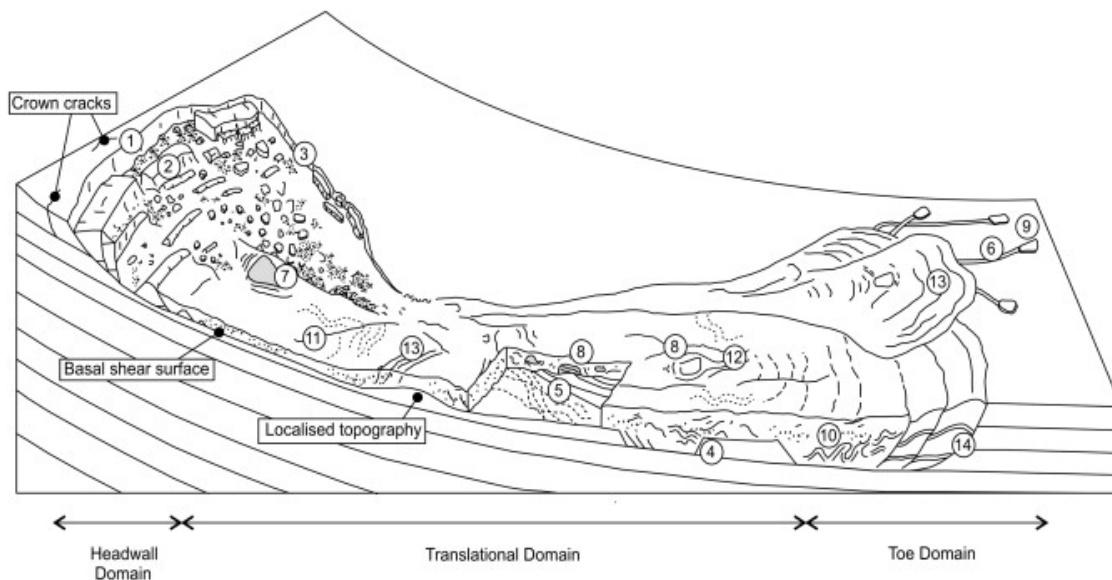
Et betydelig antall kortsiktige faktorer kan medføre en ustabil skråning langs kontinentalmarginene: (1) *Høye sedimentasjonsrater* som kan skape høyt poretrykk og underkonsoliderte lag. (2) *Økt statisk belastning* som vil kunne øke jordskorpens elastisitet. For eksempel ved at et grunnstøtt isdekke ligger over kontinentalmarginene. (3) *Rask belastning av dynamiske masser*, for eksempel ved at submarine ras avsetter sine materialer i dypereliggende områder. (4) *Frigjørelse av ustabile gasshydrater*. (5) *Utsiving av fluider*, blant annet utsiving av grunnmetangass. (6) *Tilstedeværelse av en diagenese-front*. (7) *Økning av kontinentalmarginens skråningsvinkel*. (8) *Erosjon ved foten av skråningen*. (9) *Seismisk aktivitet*, grunnet jordskjelv. (10) *Lavvann*. (11) *Stormbølgebelastning*. (12) *Havnivåendring*. (13) *Vulkanske prosesser*. (14) *Forkastninger*. (15) *Tektonisk kompresjon*. (16) *Diapir- og haug dannelse*. (17) *Biologiske prosesser*, samt (18) *menneskelig aktivitet* som påvirker havbunnen (Canals et al., 2004).

Langsiktige faktorer i det marine miljøet omfatter skråningsvinkelen, massebevegelseshistorikk og belastningsreduksjon. Gass-rike sedimenter er for eksempel svært utsatt ved en eventuell belastningsreduksjon. Økt belastning på skråningen grunnet menneskelig aktivitet vil også kunne være en utløsende faktor, avhengig av andre skråningsforhold (Sultan et al., 2004).

De vanligste forutsetningene knyttet til submarine ras er hurtig akkumulasjon av tykke sedimentære avsetninger, hellende havbunn og store miljøpåkjenninger. Disse forutsetningene er oftest tilstedeværende i fjorder, aktive elvedeltaer på kontinentalmarginene, submarine kanjon-vifte systemer og på kontinentalskråningen. De er også til stede ved vulkanske øyer og rygger i havet (Locat og Lee, 2002).

## 1.5 Ras - utvikling

Forskjellige morfologiske formelementer og strukturer dominerer de ulike delene av et submarint ras. Disse kan gi informasjon om retning, størrelsesorden og sedimentenes transportform og de sedimentære prosessene involvert (Bull et al., 2009). Bull et al. (2009) delte et undersjøisk ras i tre deler (figur 1-2). Den øvre delen av raset er karakterisert ved en bratt raskant og andre ekstensjonsrelaterte strukturer. Den bratte raskanten definerer rasets øvre grense og er ofte dannet ved at glideplanet stegvis har kuttet gjennom yngre strata ved høyere stratigrafisk nivåer, til og med havbunnen. Ekstensjonsrygger og -blokker er også representert i det øvre området.



**Figur 1- 2: Prinsippskisse som viser de strukturelle forskjellene som ofte forekommer i de ulike områdene av et ras: (1) Øvre raskant, (2) ekstensjonsrygger og blokker, (3) laterale marginer, (4) skjærrampe og skjærflater, (5) skjærspor, (6) skjærstriper, (7) rest av blokker, (8) forskjøvet blokk, (9) blokk transportert ut av raset, (10) folder, (11) førsteordens strømningsstrukturer, (12) andreordens strømningsstrukturer, (13) kompresjonsrygger, (14) fold - og skyvesystem (fra Bull et al. 2009)**

Mellom rasets øvre og nedre grense dannes ulike typer av strukturer relatert til glideplanet og massestrømmens overflate. På overflaten kan det dannes laterale marginer, som fremstår som bratte eller lineære strukturer. Disse er parallelle med skråningen og definerer massestrømmens ytre grenser. Rasets overflate består også av andre og komplekse strukturer, som er blitt dannet som et resultat av indre deformasjon etterhvert som massen har forflyttet seg nedover skråningen. Disse inkluderer langstrakte skjærsoner og andreordens strømningsstrukturer. De langstrakte skjærsonene vil ofte opptre parvis som distinkte lineasjoner som kutter andre overflatestrukturer. Disse indikerer et skille mellom ulike områder hvor materialene har beveget seg ved ulik hastighet og/eller til ulike tidspunkt (Bull et al., 2009).

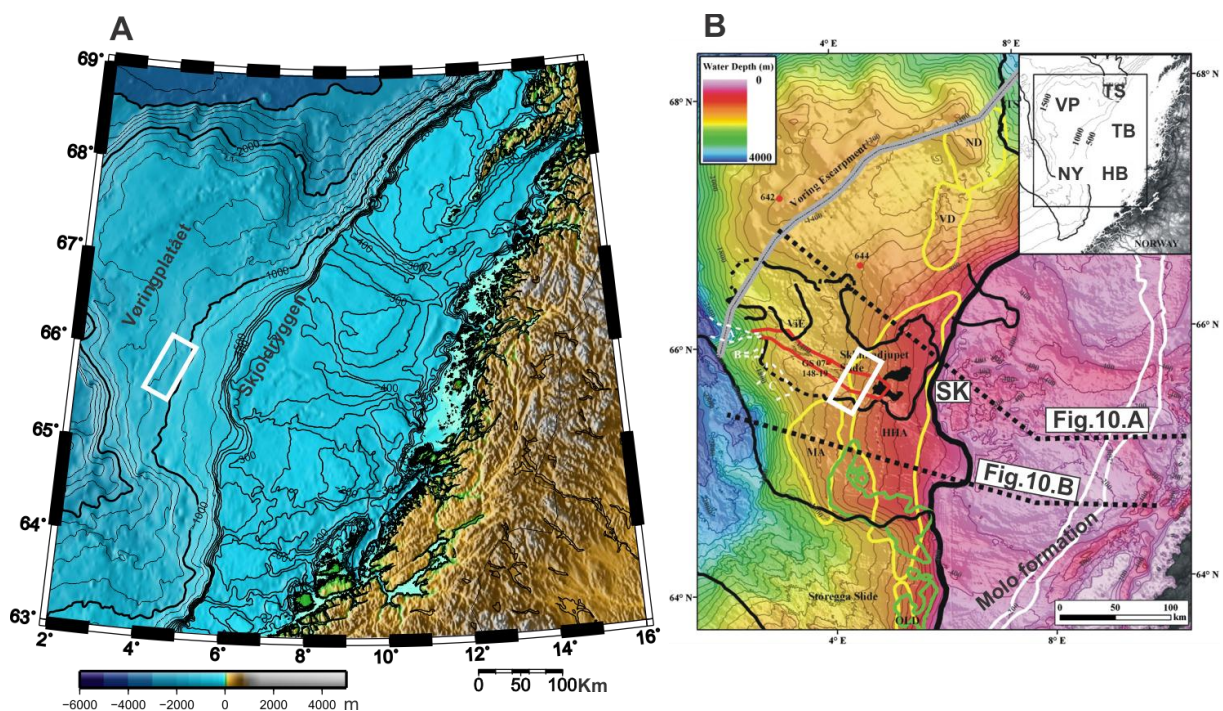
Skjærramper dannes ved at glideplanet kutter diskordant opp eller ned gjennom ulike stratigrafiske nivåer. Flatene mellom skjærrampene kalles skjærflater. Disse ligger ofte parallelt med glideplanet. Dannelsen av andre strukturer på glideplanet er også vanlig, deriblant skjærspor og skjærstriper, som dannes ved at glideplanet eroderes av intakte blokker, som transporteres nedover langs skråningen (Bull et al., 2009). Nedre del av raset domineres av kompresjonsrygger samt skyve - og foldesystemer (Bull et al., 2009).



## 2. BAKGRUNN

### 2.1 Studieområde

Studieområdet omfatter den midtre del av Vøringmarginen mellom 65°50' - 66°50'N og 4° - 5°Ø på den midt-norske kontinentalmarginen. Området har en utstrekning på omlag  $1.25 \times 10^3$  km<sup>2</sup>. Studieområdet dekker i hovedsak kontinentalskråningen og indre deler av Vøringplatået vest for Skjoldryggen (Figur 2-1). Vanddypet varierer mellom 1030-1260 meter.

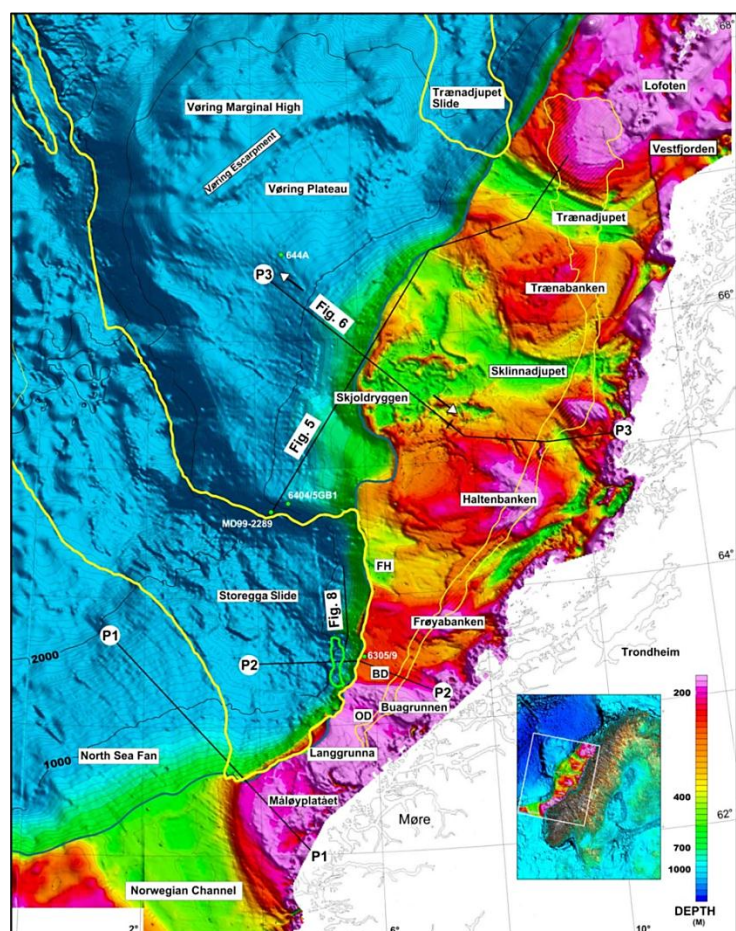


Figur 2- 1:A) Batymetrisk kart som viser lokalisering av studieområde (hvit ramme, 3D kube MC3D-WHH2002). B) Batymetrisk skyggerelieff kart over den midt-norske marginen. Markerte elementer er: studieområdet (hvit ramme), domstrukturene: HHA-Helland Hansen Velvet; MA-Modgunn Velvet; VD-Vema domene; ND-Nagelfar domene; OLD-Ormen lange domene (gule polygoner), SK-Skjoldryggen morenerygg, store ras (svarte polygoner), ras A, B, C (stiplede hvite polygoner), evakuerings krater (svarte områder), sokkelkanten (tykk svart linje), Vigridryggen og haugområder (rød polygon), Molo formasjonen (avgrenset av hvite, heltrukne linjer) og ViE- (tidligere tolket som Vigrid raset). Yttergrensene til Sklinnadjupraset er også vist i svart, der de uklare yttergrensene er stiplede. Figur i øvre høyre hjørne viser lokaliseringen av: TB-Trænabanken; TS-Trænadjupraset; NY-Nyegga; HB-Haltenbanken; VP-Vøringplatået. Modifisert fra Rise et al. (2010).



## 2.2 Kontinentalmarginenes morfologi

Den midt-norske kontinentalmarginen er karakterisert av en opp til 200 kilometer bred kontinentalhylle (Dahlgren et al., 2002, Laberg et al., 2005a). Vanddyptet på kontinentalhyllen varierer fra å være mindre enn 150 meter over de grunne bankeområdene til å bli dypere enn 450 meter i de transverse trauene (figur 2-2). Kontinentalskråningen øst av Vøringplatået ligger på vanddypt mellom 410-1200 meter og har en varierende gradient, hvor den sentrale delen av Vøringmarginen har en lav skråningsvinkel, rundt  $0,5^\circ$ . Denne øker markert mot nord, fra  $1,2^\circ$  utenfor Trænabanken til opp mot  $5^\circ$  utenfor Lofoten (Dahlgren et al., 2002). Kontinentalskråningen terminerer ved den dypere liggende marginale høyden, Vøringplatået (Dahlgren og Vorren, 2003). Vøringplatået er et forholdsvis flatt område, som ligger ved 1200 til 1600 meters vanddypt. Platåets ytre deler består av en relativt brattere skråning, som strekker seg videre ned til den 3000 meter dype dyphavssletten i Norske-bassenget mot sør og Lofoten-bassenget i nord. De to bassengene er skilt av Jan Mayen bruddssonen (figur 2-4) (Dahlgren et al., 2002, Laberg et al., 2005a).



**Figur 2- 2: Oversiktskart over den midt-norske kontinentalmarginen; FH-Frøyabankhola; BD-Buadjupet; OD-Onadjupet; Ormen Lange gassfelt (grønn polygon); omriss av den kystnære oligocen-miocen Moloformasjonen er markert med gule linjer. Figuren er fra Rise et al. (2005)**



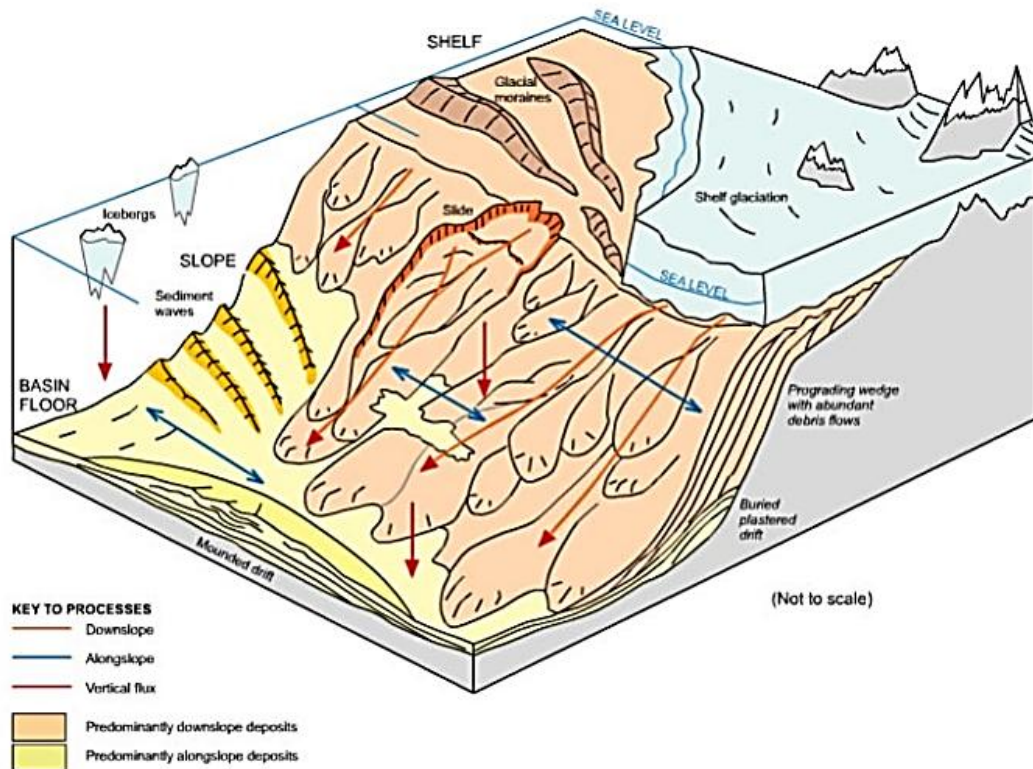
### 2.3 Prosesser som har vært med på å forme den midt norske kontinentalmarginen

Et oseanisk sirkulasjonssystem ble dannet etter hvert som Vøringmarginen forflyttet seg vekk fra den midtoseaniske spredningsryggen. Dette førte til at sedimentasjonen i perioden eocen til tidlig miocen hovedsakelig ble styrt av havstrømmer lokalisert langs Vøringmarginens ytre deler, ved plataets marginalhøyde, og konturitter ble avsatt (Laberg et al., 2005a). Fra sen miocen til tidlig pliocen ble hemipelagiske sedimentasjonsprosesser mer dominerende. Dette skyldes en avtagende topografisk kontroll av Vøringplataets marginale høyde på grunn av innsynkning, noe som medførte til at havstrømmene flyttet seg østover og nærmere dagens kontinentalskråning (Laberg et al., 2005a). I denne perioden ble konturitter avsatt ved flere av domstrukturene, inkludert Helland Hansen Velvet (Hjelstuen et al., 2004a).

I perioden sen pliocen og pleistocen var utviklingen av Norsk kontinentalsokkel dominert av glasiøse prosesser. I denne perioden dekket det Fennoskandiske isdekket gjentatte ganger det Norske fastlandet og kontinentalhylla helt ut til sokkelkanten. Under disse glasiøse prosessene førte isdekket med seg store mengder sedimenter fra fastlandet og ut på kontinentalsokkelen. Disse sedimentene ble avsatt som en prograderende kile bestående av tykke glasiøse lagpakker, hovedsakelig av debristromavsetninger, med innslag av hemipelagiske og konturittiske sedimenter (Dahlgren et al., 2002).

Havbunnens morfologi er også i stor grad et resultat av den glasiøse påvirkningen. De dypereliggende traue ble dannet som følge av kraftig erosjon av hurtigstrømmende is og fungerte som dreneringsveier for det Fennoskandiske isdekket. Traue er adskilt av grunnere banker, som markerer områder bestående av mer passiv, saktestrømmende is (figur 2- 2). Foran traue ligger mektige avsetningssentre som er identifisert foran Trænadjupet, Sklinnadjupet, øst for Storeggaraset og ved munningen av Norskerenna, hvor Nordsjøviften er lokalisert (Dahlgren et al., 2002).

Utviklingen av kontinentalskråningen i denne perioden skjedde gjennom en kombinasjon av ulike sedimentære prosesser. Disse kan deles inn i tre hovedgrupper (1) gravitasjonsdrevne -, (2) havstrømstyrte -, og (3) hemipelagiske prosesser og prosesser relatert til avsetning av isdroppet materiale (IRD) (STRATAGEMPartners, 2002).



**Figur 2- 3: Modell som viser de ulike sedimentære prosessene som virker på en kontinentalskråning, under glasielle perioder (fra STRATAGEM Partners, 2002)**

### ***Gravitasjonsdrevne prosesser***

Gravitasjonsdrevne prosesser er dominert av glasielle debrisstrømmer. Debrisstrømmene antas å ha et laminært strømningsmønster hvor sedimentene ofte inneholder opptil 50 – 60 % leire og silt og dermed er kohesive. Disse strømmene har evne til å bevege seg nedover svært slake skråninger ( $< 1^\circ$  helning) og ha utløpsdistanser på opptil 300 kilometer. Debrisstrømmene relateres ofte til store undersjøiske vifter ved munningen av dype transverse glasielle trau (King et al., 1998). Dahlgren et al. (2002) viser at de sen kenozoiske sedimentære lagpakkene på den midt-norske kontinentalskråningen og Vøringplataets indre del hovedsakelig består av glasielle sedimenter, avsatt som små eller større homogene løber stablet oppå hverandre (figur 2-3). Lobene ble tolket til å være avsatt som følge av glasielle debrisstrømmer som antas å være den dominerende avsetningsprosessen på skråningen under glasielle maksima. Observasjoner gjort av King et al. (1998) ved munningen av Norskerenna viser til flere hundre meter tykke lagpakker, avsatt som følge av glasielle debrisstrømmer ved eggakanten.

### ***Havstrømstyrte prosesser***

Havstrømstyrte prosesser er skråningsprosesser som relateres til havstrømmenes evne til å kunne erodere, transportere og avsette sedimenter (figur 2-3). Fra sen neogen tid ble det avsatt konturitter mellom glasiale enheter på kontinentalskråningen og også som innfylling av flere eldre, begravde rasgroper (Laberg et al., 2005b). Fire konturitt-drift akkumulasjoner har blitt identifisert på kontinentalskråningen, deriblant Sklinnadjupet drift som er karakterisert som en innfyllingsdrift og som delvis har fylt igjen rasgropa dannet av Sklinnadjupraset. Lenger nord ligger Nyk-, Lofoten og Vesterålen drift som er klassifisert som haugete og elongerte drifter, og som har progradert oppover kontinentalskråningen (Laberg et al., 2001).

### ***Hemipelagiske og IRD prosesser (vertikal flux)***

Hemipelagisk sedimentasjon kan betraktes som en bakgrunnsprosess i det marine miljø der finkornede sedimenter, inkludert biogent (karbonat og silika) og ikke-biogent materiale blir avsatt fra suspensjon, ikke-biogent materiale inkluderer også isdroppet materiale (IRD), som ofte er avsatt som følge av en kombinasjon mellom vertikal sedimentasjon og langsom lateral adveksjon (figur 2-3). Dette resulterer i drapering av sedimenter (STRATAGEMPartners, 2002).

## **2.4 Pre-glasial utvikling av den midt-norske kontinentalmarginen**

Den pre glasiale utviklingen inkluderer to store platetektoniske episoder: 1) den kaledonske fjellkjededannelsen, og 2) oppsprekkingen av det nordlige Atlanterhavet (Blystad, 1995). Utviklingen før sen devon tid markeres av en fullstendig lukning av Iapetushavet samt den påfølgende Kaledonsk fjellkjededannelse fra sen silur til tidlig devon tid. Dette ble etterfulgt av flere episoder med ekstensiv deformasjon fra sen devon til paleocen tid, som kulminerte ved kontinental separasjon mellom Eurasia og Grønland fra paleocen til eocen tid. En aktiv havbunnsbredning mellom Eurasia og Grønland karakteriserer perioden fra tidlig eocen til nåtid (Blystad, 1995).

De gjentatte rift episodene fra slutten av devon til tidlig kenozoikum førte til dannelsen av sedimentære bassenger på den konjugerte kontinentalmarginen utenfor Norge, Grønland og det vestlige Barentshavet (Faleide et al., 2008). Den midt-norske marginen ble utsatt for en usedvanlig lang riftingase på opptil 270 millioner år (Bukovics og Ziegler, 1985) som resulterte i litosfærisk ekstensjon fra sen kritt til paleocen (Faleide et al., 2008) og dannelsen av tre hovedsegmenter; Møre, Vøring og Lofoten-Vesterålen-segmentene, som er adskilt av den

østliggende Jan Mayen- og Bivrost bruddsonen (figur 2-4) (Faleide et al., 2008).

Forkastningsaktivitet i Vestfjordbassenget og på Trøndelagsplattformen er identifisert fra perm til tidlig trias (Brekke, 2000). Sen trias karakteriseres ved avsetning av betydelige mengder sedimenter og en regional innsynkning av bassengene (Faleide et al., 2008). Midt jura til kritt tid var preget av den nordlige forflytningen av Atlanterhavsriften noe som førte til betraktelige ekstensjon og tynning av skorpen samt dannelsen av Møre – og Vøring bassengene, som består av flere mindre bassenger og høyder (Faleide et al., 2008).

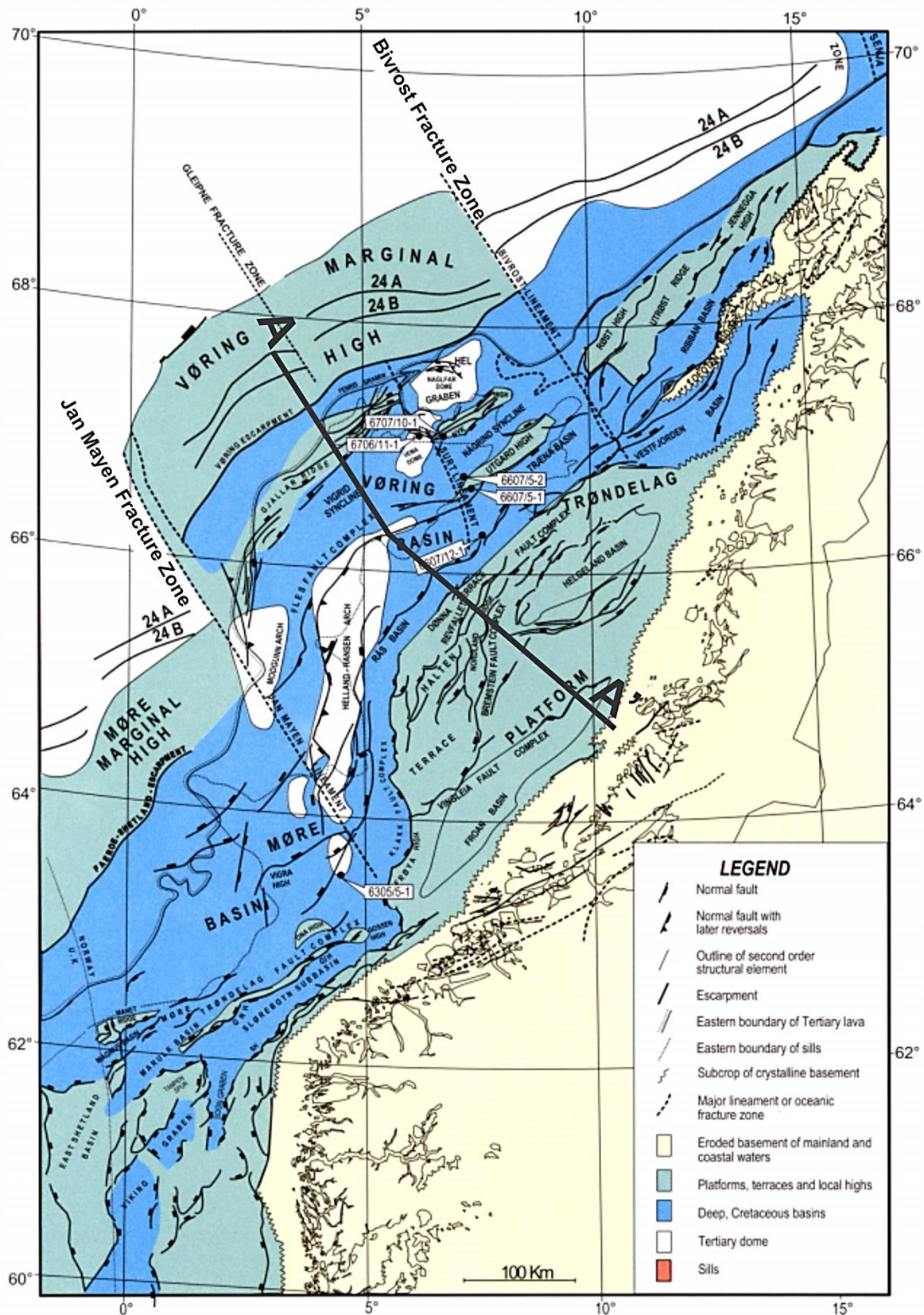
Den endelige oppsprekningen av litosfæren skjedde i overgangen mellom paleocen–eocen, for ~ 55-54 millioner år siden. Oppsprekningen kulminerte over en periode på 3-6 millioner år og var karakterisert av betydelig magmatisk aktivitet (Faleide et al., 2008).

Fra midt eocen tid ble den midt-norske marginen utsatt for regional innsynkning og en relativt beskjeden sedimentasjon og marginen utviklet seg til en passiv kontinentalmargin. Den midt cenozoiske perioden ble karakterisert ved dannelsen av kompresjon- og deformasjons strukturer inkludert domer, antiklinaler, reversforkastninger og stor skala inversjoner (Faleide et al., 2008).

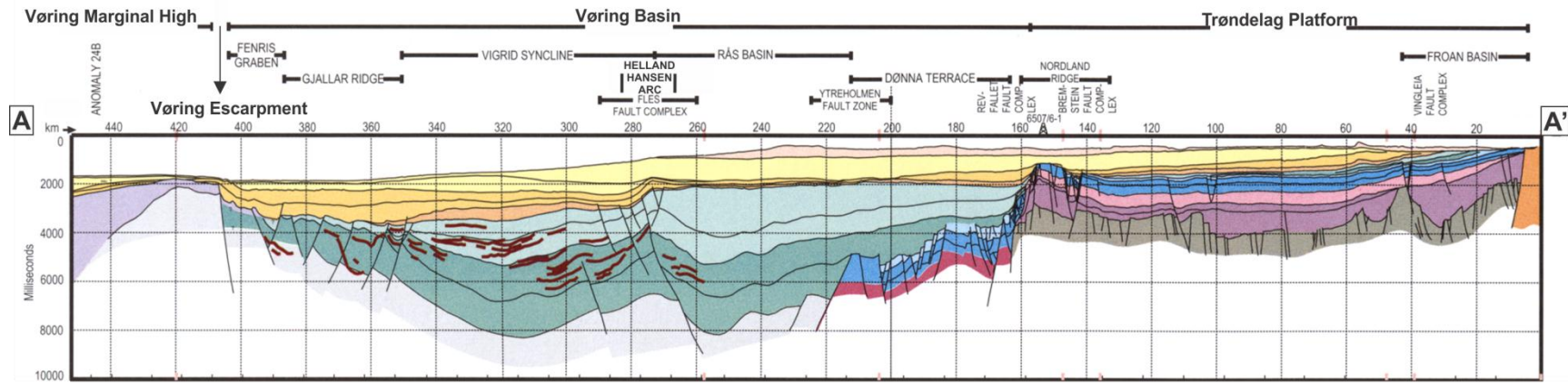
Ved slutten av eocen tid hadde havbunnsspredningen forflyttet seg nordover til den sørlige del av Spitsbergen. Etter reorganiseringen av platebevegelsene i tidlig oligocen forflyttet Grønland og Nord-Amerika seg i en vestlig retning i henhold til Eurasia (Faleide et al., 2008).

I miocen ble det etablert et sirkulasjonssystem tilsvarende det vi har i Norske-Grønlandshavet i dag og som en konsekvens av det startet avsetningen av konturittiske sedimenter på den midt-norske kontinentalskråningen (Laberg et al., 2005b). I sen miocen ble Fennoskandia utsatt for en moderat regional heving med påfølgende utbygging av kontinentalsokkelen (Eidvin et al., 2007).





Figur 2- 4: Forenklet strukturgeologisk kart over Norsk kontinentalmargin. GIH = Giskehøyden; GNH = Gnausenhøyden; SH = Seljehøyden. De stiplede linjene viser bruddsonene Bivrost og Jan Mayen. Modifisert fra Brekke (2000).



**Legende**

- Intra kvartær
  - Bunn øvre-pliocen
  - Midt-miocene
  - Intra øvre-eocen
  - Øvre-paleocen
  - Bunn-tertiær
  - Intra campanian?
  - Øvre cenoman
  - Intra aptian?
  - Bunn kritt
  - Bunn øvre-jura
  - Øvre trias
  - Midt-trias salt
  - Bunn (?) Trias salt
- (Inkonformitet)
- Trias
  - Trias og Jura
  - Paleosoisk og Mesozoikum
  - Paleosoisk
  - Berggrunnen og Paleosoisk
  - Krystallin berggrunn
  - Eosene lava
  - Sill og ganger

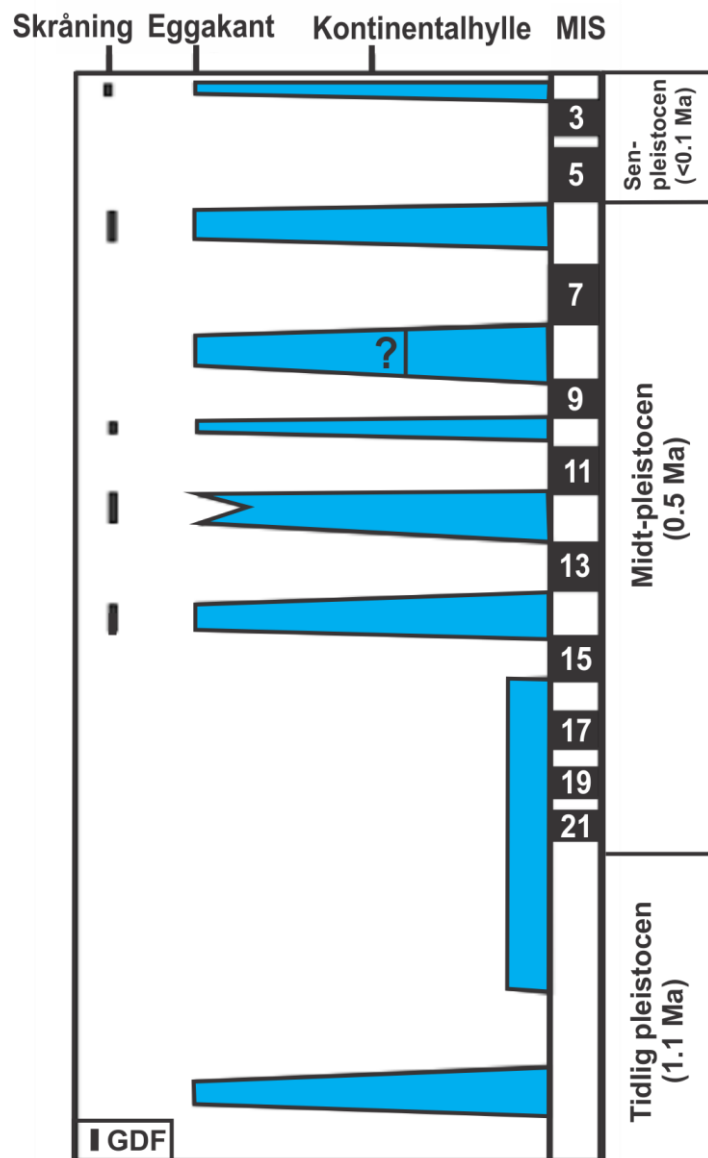
Figur 2- 5: Geoseismisk profil A-A' (lokalisering vist i figur 2-4). Modifisert fra Faleide et al. (2008).

## 2.5 Glasiasjonshistorie

Kenozoikum er karakterisert ved at høyere breddegrader ble utsatt for en betydelig nedkjøling. Dette førte til en utvikling av små skala glasiasjoner allerede så tidlig som 16-10 Ma (Fronval og Jansen, 1996). Starten på nedkjølingen ble markert ved at dyphavssedimenter for første gang viste innhold av sedimentpulser bestående av IRD. Disse pulsene ble datert til å være av midt miocen alder. Pulsene fra Framstredet og Vøringplatået har en relativ alder på henholdsvis 14 og 12,6 Ma, noe som tilsier at det første isdekket trolig utviklet seg på Grønland fra tidlig/midt miocen tid (Thiede et al., 1998).

Dyphavssedimentene fra Framstredet indikerer at det ble gradvis kaldere fra sen miocen tid da det er en trinnvis økning av IRD-pulser mellom 10,8 – 8,6 Ma, og rundt 7,2, 6,8 og 6,3 Ma (Thiede et al., 1998).

Et markant skifte fra små- til stor-skala glasiasjoner skjedde ikke før rundt 2,7 Ma. Dette medførte at isdekkene på den Nordlige halvkule økte i størrelse (Fronval og Jansen, 1996). I Fennoskandia ble perioden mellom 2,6-1,0 Ma preget av mer langvarige og moderate glasiasjonsforhold (Henrich og Baumann, 1994). En klimatisk endring skjedde rundt 1,1 Ma ved at det Fennoskandiske isdekket vokste og ble for første gang omfattende nok til og kunne strekke seg ut på kontinentalsokkelen i Nordsjøen og den sørlige del av norsk sokkel. Dette ble etterfulgt av normale



Figur 2- 6: Glasiasjonskurve for den midt-norske kontinentalmarginen. MIS- Marin isotopfaser, GDF- Glasiale debrisstrømmer. Modifisert fra Sejrup et al. (2005)



marine avsetningsforhold (Haflidason et al., 1991) der isdekkene var begrenset til fjorder og til sokkelens indre del helt frem til 0,5 Ma (Hjelstuen et al., 2005).

De siste 0,5 Ma rykket det Fennoskandiske isdekket frem til sokkelkanten på den midt-norske marginen opptil flere ganger (figur 2-6). Dette skjedde under MIS (marin isotopfase) **2** (ca. 15-22 Ka), **6** (128-186 Ka), **10** (339-362 Ka), **12** (423-478 Ka) og **14** (524-565 Ka), samt til den indre del av kontinentalsokkelen under MIS **8** (245-303 Ka) (Dahlgren et al., 2002, Hjelstuen et al., 2005).

## 2.6 Sedimentære sekvenser

Etter åpningen av det Norske – Grønlandshavet ble den Norske marginen utsatt for innsynkning og avsetning av tykke sedimentære lagpakker. Disse lagpakkene ble inndelt i tre hovedenheter: Brygge- (eocen – oligocen), Kai (miocen – tidlig pliocen) og Naust-formasjonen (sen pliocen - pleistocene) (Dalland et al., 1988). De seismiske karakteristika av de ulike enhetene er beskrevet av bl. a. Hjelstuen et al. (2004a) (fig. 2-7).

Sequence boundary (reflector name)	Formation (Dalland et al., 1988)	Seismic pattern	Lithology
Base Late Pliocene (BP)	Naust	High amplitude reflectors separating sub-sequences of non-structurally, weakly layered and chaotic seismic facies. Well-stratified seismic units deposited outside the prograding wedge on the Vøring margin	Diamicton, hemipelagic/ glacimarine sediments, till
Lower Miocene (LM)	Kai	Parallel medium amplitude reflectors. Small-offset faults.	Siliceous ooze
Intra Oligocene (IO)	Brygge	Parallel low to medium amplitude reflectors. Small-offset faults.	Clay
Middle Oligocene (MO)		Chaotic/non-structural to weakly layered	
Top Paleocene (TP)		Band of parallel, non-faulted, high amplitude reflectors characterise the upper unit. An acoustic non-structural seismic pattern dominate the lower unit.	Clay

**Figur 2- 7: Identifiserte sekvensgrenser med beskrivelse av seismisk signatur og litologier av den kartlagte kenozoiske mega-sekvensen på midt-norsk sokkel (fra Hjelstuen et al. 2004a) basert på kronostratigrafien til Hjelstuen et al. (1999).**

### **Bryggeformasjonen (tidlig eocen – tidlig miocen):**

Bryggeformasjonen består av sedimenter av tidlig eocen til tidlig miocen alder (Dalland et al., 1988). Formasjonen inngår i Hordalandsgruppen og består hovedsakelig av leirsteiner med begrensede innslag av sandstein, siltstein, kalkstein og mergel. Disse sedimentene reflekterer et dypmarint avsetningsmiljø (Dalland et al., 1988).



**Kaiformasjonen (tidlig miocen – sen pliocen):**

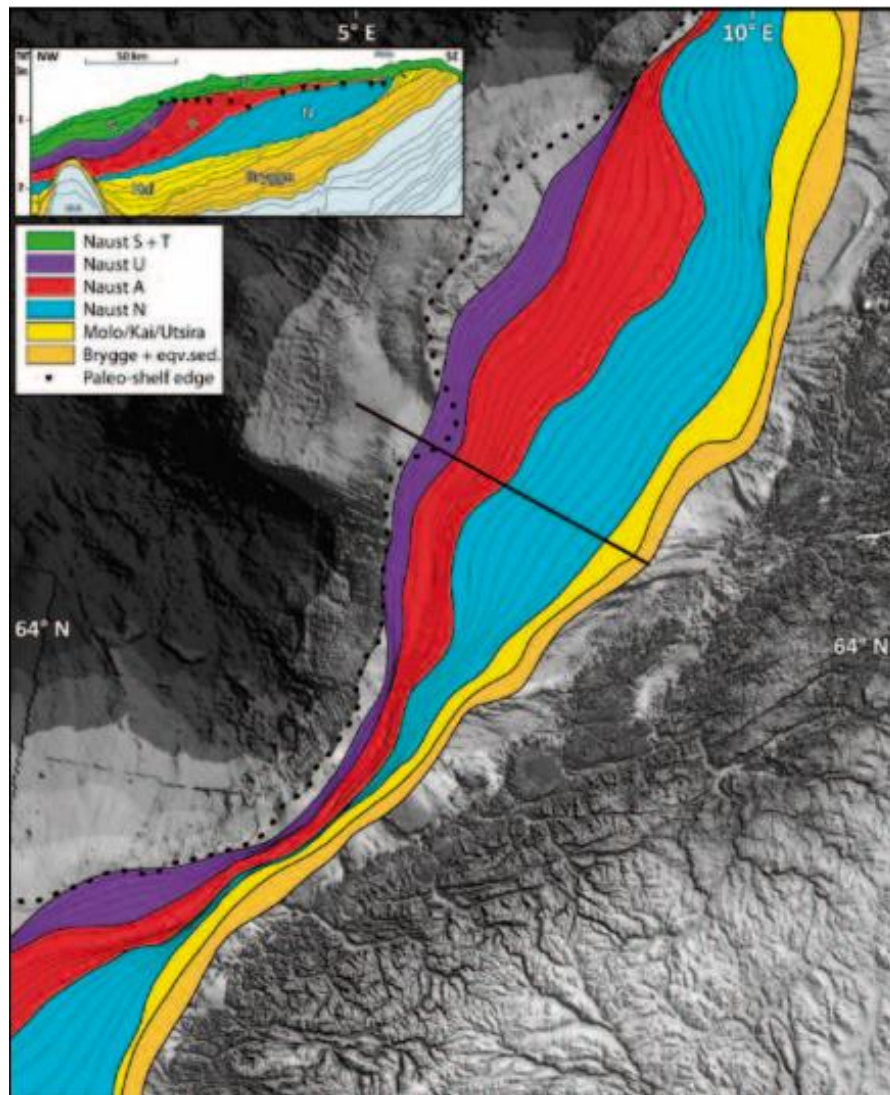
Kaiformasjonen består av sedimenter av tidlig miocen til sen pliocen alder. Litologien har et vekslende innhold av leirsteiner, siltsteiner og sandsteiner samt små innslag av kalkstein. Sedimentene reflekterer et marint avsetningsmiljø, med varierende vanddyp (Dalland et al., 1988). Distribusjonsmønsteret og den seismiske signaturen til sedimentene på den indre del av Vøringmarginen indikerer at sedimentene ble påvirket av havstrømninger under avsetningen. Derfor antas det at mye av sedimentene kan være konturittiske avsetninger (Hjelstuen et al., 2004a). Den nordlige delen av Vøringplatået karakteriseres av haugete og langstrakte konturittavsetninger (Hjelstuen et al., 2004a). Disse er også observert på kontinentalmarginen utenfor Lofoten og Vesterålen (Laberg et al., 2001).

**Naustformasjonen:**

Naustformasjonen representerer sedimenter avsatt de siste ~2.7 millioner år (Rokoengen et al., 1995, Rise et al., 2005, Rise et al., 2006). I løpet av denne perioden ble den midt-norske kontinentalsokkelen utsatt for gjentatte glasiasjoner (Dahlgren et al., 2002). Store mengder sedimenter ble erodert og fraktet vestover fra det Norske fastlandet, samt fra sokkelens indre del. Sedimentene ble deretter avsatt som prograderende kiler, i et middels dypt basseng utenfor Midt-Norge. Naustformasjonen er en over 1000 meter tykk lagpakke liggende vest for Moloforasjonen (figur 2-8B og 2-12), og har en stor regional utstrekning (Rise et al., 2005). De sedimentære enhetene i Naustformasjonen lapper ned på den underliggende Kai-formasjonen (Rokoengen et al., 1995, Dahlgren et al., 2002, Rise et al., 2005).

Under avsetningen av Naustformasjonen, prograderte sokkelkanten mellom Haltenbanken og Trænabanken opptil 100-150 kilometer vestover. Skjoldryggen-området hadde den største prograderingen, som foregikk under Elster glasiasjonen (Rise et al., 2005). Mesteparten av avsetningene består av sedimenter avsatt i et glasimarin miljø eller som glasialt materiale som ble dumpet utenfor sokkelkanten. Disse ble så utsatt for aktive gravitasjonsprosesser (Rise et al., 2005). Under de isfrie periodene, dominerte hemipelagiske og konturittiske avsetningsprosesser på skråningen (Rise et al., 2005).

Naustformasjonen ble inndelt i fem avsetningssekvenser; N (den eldste), A, U, S og T (yngste) etter Rise et al., (2006), som erstatter eldre terminologier utviklet av bl.a. Dahlgren et al. (2002).



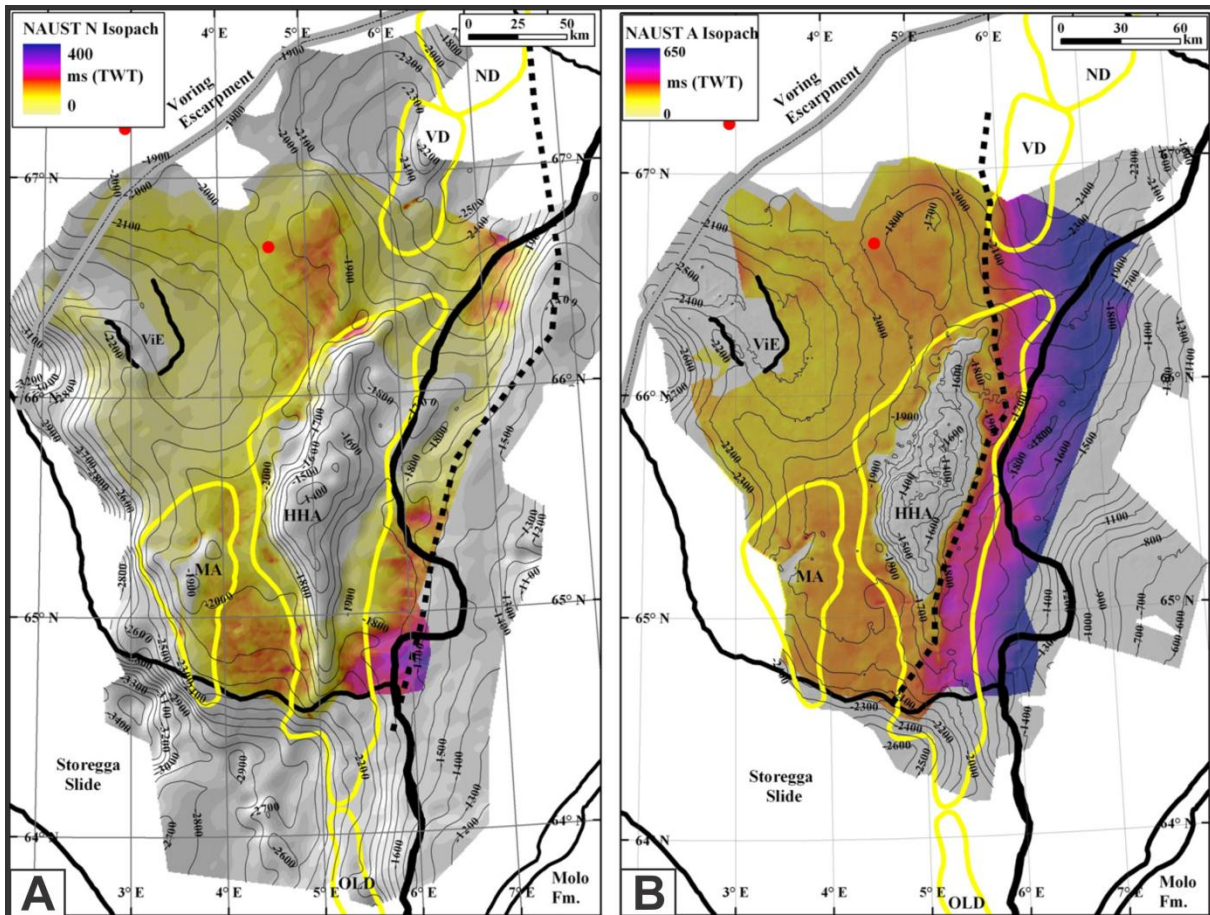
Figur 2- 8: Figuren viser det vestlig prograderende mønsteret av paleo-sokkelkant gjennom tidsperiodene Naust N, A, og U. Den svarte linjen viser lokaliseringen av det geoseismiske profilet over Haltenbanken, vist i øvre venstre hjørne. Nåtidens sokkelkant er indikert med svart stiplet linje (fra Ottesen et al. 2009).

### **Naust N og A:**

Naust N (figur 2-9A) antas å være ca. 2,8 – 1,5 million år gammel (Eidvin et al., 2007). Enheten består hovedsakelig av vestlig prograderende kiler av massive akustisk signatur. Dette indikerer at ulike typer av massebevegelse og nedskrånings gravitasjonsstrømmer var ansvarlig for redistribusjonen av sedimenter utenfor paleo-sokkelkanten (Rise et al., 2010). De yngste enhetene nedlapper 20 til 30 kilometer øst for Helland Hansen Velvet (Rise et al., 2010). Naust A (figur 2-9B) representerer en fortsettelse av den vestlige prograderingen, og ble avsatt mellom ca. 1,5 – 0,8 millioner år siden. Noen av enhetene i Naust A representerer trolig glasiale debrisstrømmer avsatt under glasiale maksima (Ottesen et al., 2009).

**Naust U:**

Naust U (figur 2-10A) antas å være avsatt i perioden 0,8 – 0,4 Ma og karakteriseres ved at den prograderende enheten begravde Helland Hansen Velvet og Modgunn Velvet. Helland Hansen Velvet hadde tidligere fungert som en sediment barriere gjennom tidsperiodene Naust N, A og tidlig U, ved å forhindre gravitasjonsdrevende sedimenter fra øst til å kunne bli avsatt på antiklinalstrukturens vestside (Rise et al., 2010).



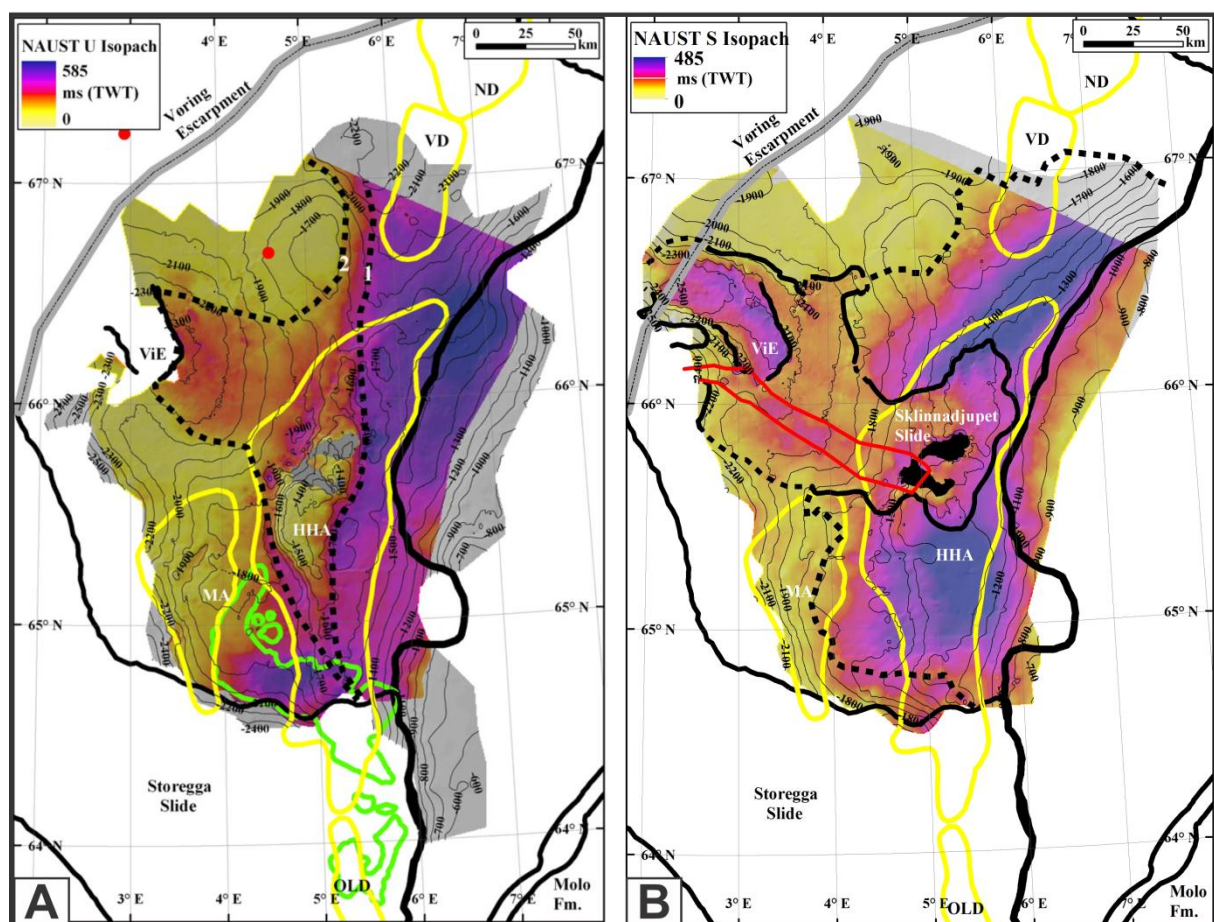
**Figur 2- 9:** Figuren viser kombinerte isokron- og isopak kart, der (A) viser bunn Naust N isokronflaten (gråtoner) og (B) Bunn Naust A isokronflaten (gråtoner) (dyp i ms TVT (millisekund to-vei gang-tid)). Tykkelsen (isopakkart) av henholdsvis Naust N og Naust A sekvensene er indikert med farger (ms TVT). Den stiplede svarte linjen viser overgangen mellom de akustiske massive sedimentene på østsiden og lagdelte sedimenter på vestsiden av Helland Hanssen Velvet (HHV). Modifisert fra Rise et al. (2010). Se figur 2-1B for øvrig lokaliseringsinformasjon.

**Naust S:**

Naust S (figur 2-10B) ble avsatt i perioden mellom 0,4 og 0,2 Ma. Tykke glasiale avsetninger har blitt korrelert med Elster glasieringen, som var den tredje siste glasieringen i Skjoldryggen regionen (Rise et al., 2006, Rise et al., 2010). Datidens iskappe hadde sin



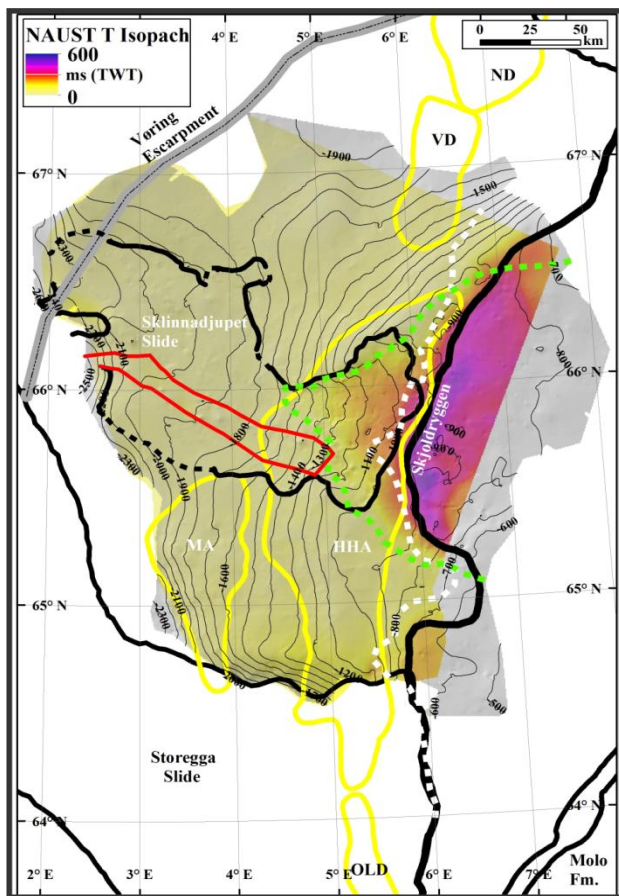
hoveddreneringsrute gjennom det vest-orienterte Sklinnadjupet paleo-trau der en omfattende glasial erosjon fant sted (Rise et al., 2010). Som et resultat av dette ble store mengder glasialt materiale avsatt på skråningen, noe som medførte at sokkelkanten prograderte opptil 50 kilometer vestover. Opptil 200 meter tykke glasiale avsetninger ble liggende over Helland Hansen Velvets grunnere del. Sokkelkanten hadde da progradert til sitt ytterste vestlige punkt. Sklinnadjupraset ble trolig utløst ved slutten av Elster glasieringen, eller like etter at iskapen hadde trukket seg tilbake (Rise et al., 2006). Dette førte til at store volum av Naust S sedimenter raste ut, og strømmet ned i den nord-vestorienterte Vigrid depresjonen (Rise et al., 2010).



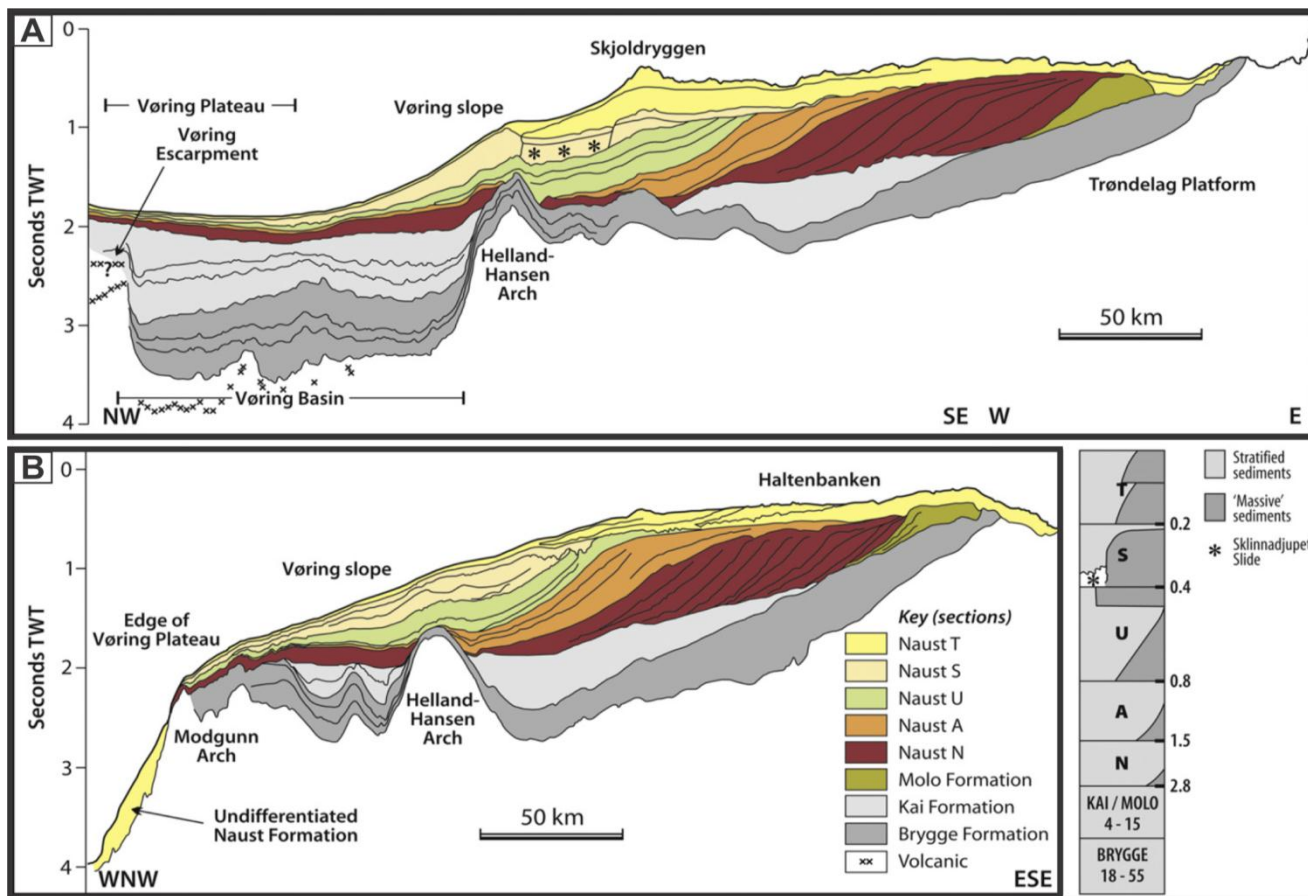
Figur 2- 10: Kombinerte isokron- og isopak-kart, der A) viser bunn Naust U (grå flate) og mektigheten av Naust U, og B) viser bunn Naust S (grå flate) og mektigheten av Naust S (ms TVT). Mektigheten av enhetene er indikert med farge (ms TVT). På østsiden av den svarte stiplede linjen 1, (A) er det hovedsakelig akustiske massive sedimenter mens vestsiden av linje 2 domineres av lagdelte sedimenter. I området som ligger mellom linjene forekommer det en enhet bestående av lagdelte sedimenter. Disse ligger under en tykk massiv enhet som ble avsatt under sen Naust U tid. Den stiplede svarte linjen sør og vest for Sklinnadjupraset, (B) representerer den markerte grensen mellom massive glasiogene sedimenter i øst og lagdelte sedimenter i vest. I sen Naust S tid ble lagdelte sedimenter avsatt også øst for denne grensen og inne i store deler av rasområdet. Den røde linjen markerer grensen til rygger og hauger liggende på havbunnen, som representerer strømming av slamsedimenter (ooze) fra evakueringskratere, markert som svarte områder. Modifisert fra Rise et al. (2010).

**Naust T:**

Naust T (figur 2-11) representerer de to siste glasi-ale-interglasi-ale syklusene, hovedsakelig bestående av sedimentære avsetninger av aggraderende karakter. Disse ble avsatt på kontinentalsokkelen og skråningens øvre del de siste 200 ka (Hjelstuen et al., 2004b, Rise et al., 2005). Enhetene består av massive moreneavsetninger og glasimarine sedimenter, avsatt under istidene Saalian (ca. 0,2 – 0,125 ka) og Weichsel (siste istid). Nedre del av skråningen var dominert av hemipelagiske og konturittiske prosesser. Sen Weichsel isutbredelse er markert ved dannelsen av den marginale morenen Skjoldryggen (Rise et al., 2010).



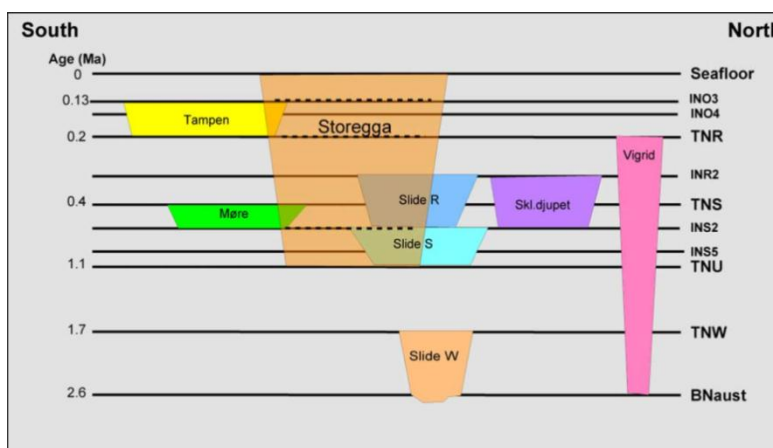
Figur 2- 11: Isokron- og isopak-kart av bunn Naust T (ms TVT). Flaten er i gråtoner, fargene gir tykkelse av Naust T sekvensen (ms TVT). Den hvite linjen indikerer den vestligste termineringen av massive sedimenter (morene og andre glasigene sedimenter) avsatt henholdsvis under Weichsel og Saalian. Sedimentene fra Saalian istiden strømmet ned i de dypere delene av rasområdet (fra Rise et al. 2010).



Figur 2-12: To geoseismiske seksjoner A) og B) fra den midt-norske kontinentalsokkelen. Disse strekker seg fra kysten og ut til Vøringplatået og viser den generelle stratigrafien til regionen. Den antatte alderen av Naust sekvensen er gitt i millioner år (fra Rise et al. 2010). Lokaliseringen av profilene er vist i figur 2-1.B.

## 2.7 Massebevegelser under Naust og holocen tid

Syv store ras er identifisert på den midt-norske kontinental - marginen mellom 62° og 67° (figur 2-13). De fleste rasene er lokalisert i området rundt Storeggaraset, noen har også påvirket deler av Nordsjøviften (Solheim et al., 2005).



**Figur 2- 13: En skjematisk stratigrafi over tidligere ras på den midt-norske kontinentalmarginen. De stiplede linjene gjennom Storegga raset indikerer de viktigste glideplanene for rasehendelsen under holocen tid. Andre nivåer slik som TNS og INS4 viser til lokale hendelser under Storegga- hendelsen (fra Solheim et al. 2005).**

Seks av de sju rasene er trolig yngre enn 0,5 Ma. Rasmorfologien til de ulike rasene viser en stegvis bakoverkutting av yngre lag

samt andre fellestrekk deriblant glideplan, bestående av hemipelagiske avsetninger og/eller konturitter, indikert ved en lagdelt seismisk signatur (Solheim et al., 2005). Skråningsstabiliteten til de ulike områdene ble trolig svekket som følge av høyt poretrykk før de ulike rashendelsene fant sted. Dette oppstod trolig som følge av rask belastning grunnet avsetning av glasiale sedimenter eller av fluidmigrasjon fra underliggende slam sedimenter (oozes). Utløsningsmekanismen antas å ha vært jordskjelv (Solheim et al., 2005).

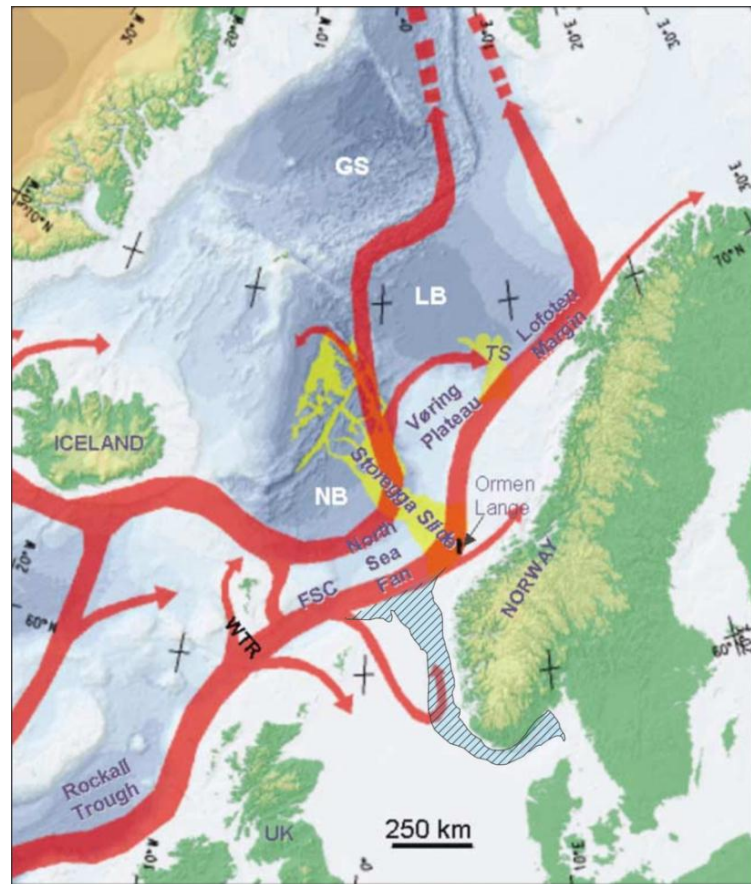
## 2.8 Oseanografiske forhold

Den midt-norske kontinentalmarginen ble trolig påvirket av bunnstrømmer fra sen eocen eller tidlig oligocen tid (Davies et al., 2001, Bryn et al., 2005b, Hjelstuen et al., 2005, Laberg et al., 2005a). Et sirkulasjonssystem tilsvarende dagens antas å ha blitt etablert i midt miocen. Dette ble forårsaket av åpningen av Framstredet og den sørlige Færøy-Shetland kanalen (Thiede og Myhre, 1996).

Dagens sirkulasjon består av varmt og salint Atlanterhavsvann, som strømmer nordover som den Norske Atlanterhavs-strømmen (NAC). Det varme vannet blir utsatt for en gradvis nedkjøling mot nord, noe som fører til at vannet begynner å synke. Dette fører til dypvanns dannelsen i Norskehavet (NSDW). Dette dypvannet returnerer sørover gjennom dypvanns korridorer, deriblant Færøy-Shetland kanalen (figur 2-14) (Laberg et al., 2005b).



Under sen neogen tid utviklet konturitter og sediment drifter seg i dypvannsbassengene på den midt-norske sokkelen. Tilførselen av sedimenter kom fra områder hvor bunnstrømerosjon var aktiv, deriblant fra områder hvor prograderende kiler var under utvikling i plio-pleistocen tid. Havstrømmen bragte med seg materiale fra kontinentalhylla og den øvre del av skråningen. Sedimentene ble deretter avsatt mellom glasiale enheter, men også som innfyllavsetninger i flere paleo-rasgroper (Laberg et al., 2005b). Innfyllingsdriftene består hovedsakelig av leir og silt og representerer marine og glasimarine forhold. Konturitter er mer sensitiv til økt belastningen, knyttet til hurtig avsetning av glasiale sedimenter (Bryn et al., 2005b). Disse avsetningene fungert som glideplan for blant annet Storeggaraset, som inntraff for rundt 8.2 ka (Bryn et al., 2005a).



**Figur 2- 14: Viser den Norske Atlanterhavsstrømmen (rød). WTR-Wyllie Thomson ryggen; FSC- Faroe-Shetland kanalen; TS- Trænadjupetraset; NB- Norskebassenget; LB-Lofoten bassenget. Modifisert fra Bryn et al. (2005b)**



### 3. DATA OG METODER

#### 3.1 Seismisk datagrunnlag

Dette studiet er basert på den 3D seismisk kuben MC3D-WHH2002 som ble innsamlet av Petroleum Geo-Services i 2002 med skipet «M/V Ramform Valiant». Datasettet er lokalisert på den midtre del av Vøringmarginen (figur 2-1A og B), vest for Helland Hansen Velvet på den midt-norske kontinentalmargin. Datasettet inneholder tidsmigrert seismikk i SEG-Y format.

Tabell 3-1: Innsamlingsparametre for de 3D-seismiske dataene.

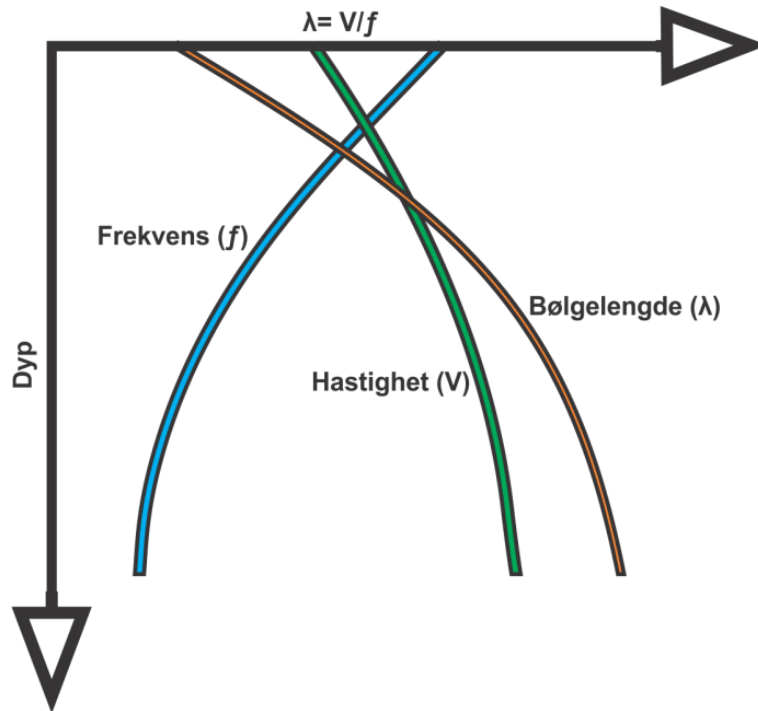
	Linjeavstand (m)
Innlinje	12,5
Krysslinje	12,5

Kilde	G-Guns
Tauedybde	7 m
Antall streamere	10 stk
Streameravstand	100 m
Antall kanaler per streamer	480 stk
Skuddintervall (to kilder skutt avvekslende)	50 m
Samplingsrate	2 ms

#### 3.2 Oppløsningsteori av seismiske data

Beregning av seismisk oppløsning er nødvendig for å kunne estimere størrelsen på strukturer og elementer som kan registreres i de seismiske data. Oppløsningen avhenger av to faktorer; hastighet ( $V$ ) og frekvens ( $f$ ), som definerer bølgelengden ( $\lambda$ ) til signalet som er gitt ved forholdet mellom hastighet og frekvens. Seismisk oppløsning avtar proporsjonalt med økende dyp. Dette skyldes at eldre, underliggende bergarter i hovedsak har blitt utsatt for økt kompaktering/sementering og derved har høyere hastighet. I tillegg vil høyere frekvenser absorberes hurtigere enn lavere frekvenser ved økende dyp (figur 3-1). Oppløsningen av seismiske data kan deles inn i vertikal og horisontal oppløsning (Badley, 1985, Brown, 1999).



**Figur 3- 1: Forholdet mellom signalets frekvens, hastighet og bølgelengde mot dyp. Hastigheten øker, mens frekvensen minker. Dette fører til økt bølgelengde, og resulterer i at den seismiske oppløsning reduseres ved økende dyp. Figuren er modifisert fra Brown (1999).**

### 3.2.1 Vertikal oppløsning

Vertikal oppløsning defineres som den minste vertikale tykkelsen et lag kan ha for å kunne fremtre som et separat lag på et seismisk profil (Formel 3-1). Denne tykkelsen bestemmes av den dominerende bølgelengden ( $\lambda$ ) (Formel 3-2). Teorien tilsier at tykkelsen av et lag må være minimum  $\frac{1}{4}$  av den dominerende bølgelengden for at to nærliggende refleksjoner skal kunne adskilles. Er tykkelsen større en  $\frac{1}{4} \lambda$  vil refleksjonens topp og bunn være synlige. Ved mindre tykkelser helt ned til  $\frac{1}{30} \lambda$  vil refleksjonene gå sammen og danne en refleksjon. Er derimot tykkelsen mindre enn  $\frac{1}{30} \lambda$  vil de ikke kunne oppdages (Badley, 1985, Brown, 1999).

#### Formel 3.1

$$\text{Vertikal oppløsning} = \lambda \frac{1}{4}$$

#### Formel 3.2

$$\text{Bølgelengde, } \lambda = \frac{v}{f}$$

Bølgelengde ( $\lambda$ ) i meter, hastighet ( $v$ ) i m/s, dominerende frekvens ( $f$ ) i Hz.

### 3.2.2 Horisontal oppløsning

Den horisontale oppløsningen for umigrerte seismiske data er definert ved størrelsen av Fresnelsonen (Formel 3-3 og 3-4). Denne sonen representerer den minste horisontale avstanden to refleksjonspunkter må ha for å kunne adskilles. Dette skyldes at bølgefronten har en sfærisk utbredelse mot dypet, slik at reflekterte signaler fra en reflektor ikke bare kommer fra et enkelt punkt, men fra flere punkter innenfor en sirkulær sone (Fresnelsonen). Strukturer og elementer er derfor avhengige av å være større en Fresnelsonen for å kunne fremtre som separate hendelser i seismikken (Badley, 1985). Ved migrasjon av seismiske data vil oppløsningen bli betraktelig forbedret, ved at Fresnelsonen innsnevres. Ved 2D migrasjon vil denne kunne innsnevres til en ellipse perpendikulært med innsamlingsretningen (figur 3-2). Ved 3D migrasjon er det mulig å migrere både i kryss- og innlinjeretning. Ved perfekt 3D migrasjon vil alle retninger kunne bli migrert ned til  $\lambda/4$  (figur 3-2) (Brown, 1999).

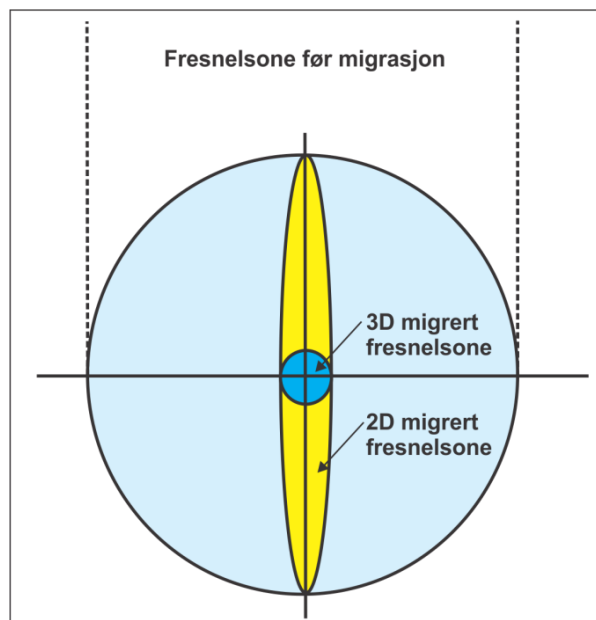
**Formel 3-3:**

$$\text{Fresnelzone før migrasjon (F)} = v \sqrt{\frac{t}{f}}$$

**Formel 3-4:**

$$\text{Fresnelzone etter migrasjon} = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f}$$

F= Fresnelsonen (m), v= hastighet m/s, t= toveis gangtid (s), f= dominerende frekvens (Hz)

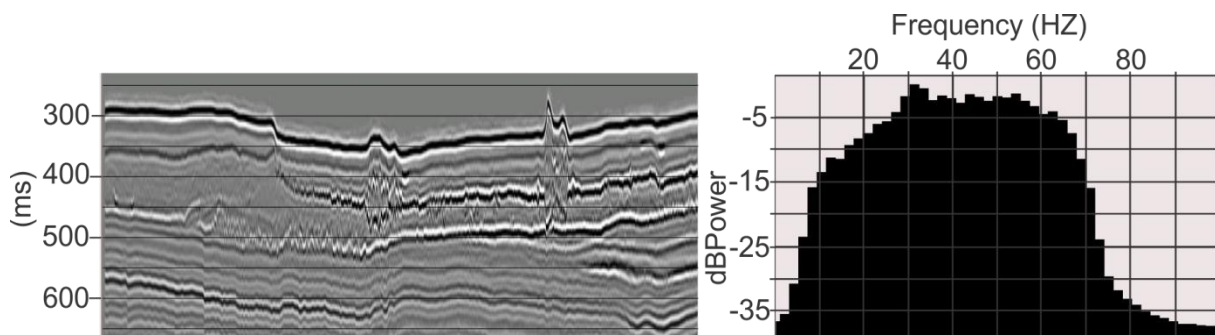


**Figur 3- 2: Størrelsen av Fresnelsonen før- og etter migrasjon. Sonen har form som en stor sirkel før migrasjon, Ellipse etter 2D migrasjon og liten sirkel etter 3D migrasjon. Modifisert fra Brown (1999).**

### 3.2.3 Vertikal og horisontal oppløsning av MC3D-WHH2002

Ved bruk av spektralanalyse har det vært mulig og bestemme den vertikale - og horisontale oppløsningen av MC3D-WHH2002 datasettet. Dette har blitt utført ved hjelp av prosesseringsverktøyet Landmarks Promax og en utvalgt seismisk innlinje fra datasettet ble brukt (figur 3-3). Den dominerende frekvensen ble kalkulert til å ligge rundt 45 Hz for det utvalgte intervallet, som representerer øvre del av Naustformasjonen.

Det finnes dessverre ikke noen hastighetsmodeller eller -målinger for den øvre del av Naustformasjonen. Derfor brukte Rise et al. (2006) anslagsvise hastigheter for de ulike sekvensene. Naust T ble antatt å ha en hastighet på 1550 m/s (lagdelte sedimenter), mens den underliggende/begravde sekvensen Naust S (rasavsetninger av glacial opprinnelse) ble antatt å ha en hastighet på 1800 m/s. Rise et al. (2006) brukte 1650 m/s for de underliggende Naust-sekvensene. I denne studien er det for enkelthets skyld brukt en gjennomsnittlig hastighet på 1700 m/s ved dybdekonvertering av de studerte Naust-enhetene, og ved beregning av seismisk oppløsning.



Figur 3- 3: Spektralanalyse av øvre del av Naustformasjon, for sekvensene Naust U, S og T, ved en utvalgt innlinje i 3D blokken MC3D-WHH2002.

#### **Vertikal oppløsning i øvre del av Naustformasjonen (Naust U - T):**

$$\text{Bølgelengde} = \lambda = \frac{v}{f} = \frac{1700 \text{ m/s}}{45 \text{ Hz}} = 38 \text{ meter}$$

$$\text{Vertikal oppløsning} = \lambda \frac{1}{4} = 37.77\text{m} \times \frac{1}{4} = \underline{\underline{9,5 \text{ meter}}}$$

Bølgelengde ( $\lambda$ ) i meter, hastighet ( $v$ ) i m/s, dominerende frekvens ( $f$ ) i Hz.

**Horizontal oppløsning i øvre del av Naustformasjonen (Naust U – T):**

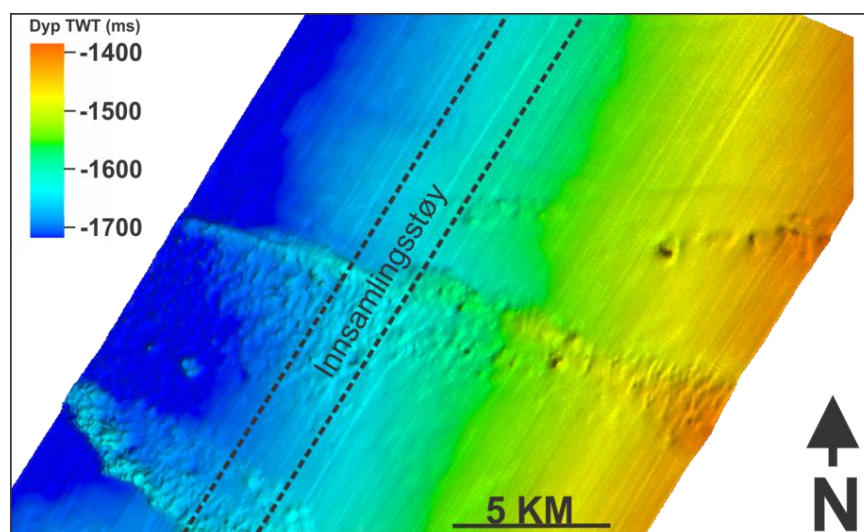
$$\text{Fresnelone før migrasjon (F)} = v \sqrt{\frac{t}{f}} = 1700 \text{ m/s} \sqrt{\frac{0.65 \text{ s}}{45 \text{ Hz}}} = 204 \text{ meter}$$

$$\text{Fresnelone etter migrasjon} = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f} = \frac{1700 \text{ m/s}}{4 \times 45 \text{ Hz}} = \underline{9,5 \text{ meter}}$$

**F**= Fresnelonen (m), **v**= hastighet m/s, **t**= toveis gangtid (s), **f**= dominerende frekvens (Hz)

**3.3 Artefakter**

Artefakter er observert i det seismiske datasettet MC3D-WHH2002 og de opptrer svakt på alle flater som parallelle lineasjoner. Disse er trolig dannet som følge av innsamlingsstøy, som er vanlig å finne i nesten alle 3D-seismiske kuber (Marfurt et al., 1998). Innsamlingsstøy defineres som systematisk støy med relasjon til kildens - og mottakerens innsamlingsgeometri og kan observeres som små tidsvariasjoner mellom nærliggende innlinjer av lik avstand der linjene er parallelle med båtens innsamlingsretning (Marfurt et al., 1998, Bulat, 2005). Støyen på flatene kan begrenses til et minimum ved å bruke riktig belysning, parallelt med innsamlingsretningen. Settes lyset derimot vinkelrett på innsamlingsretningen vil støyen komme tydelig frem (figur 3-4). Generelt sett kan artefakter virke forstyrrende og/eller feiltolkes til å være strukturer som i virkeligheten ikke eksisterer, det er derfor viktig at disse identifiseres før tolkningsarbeidet starter.



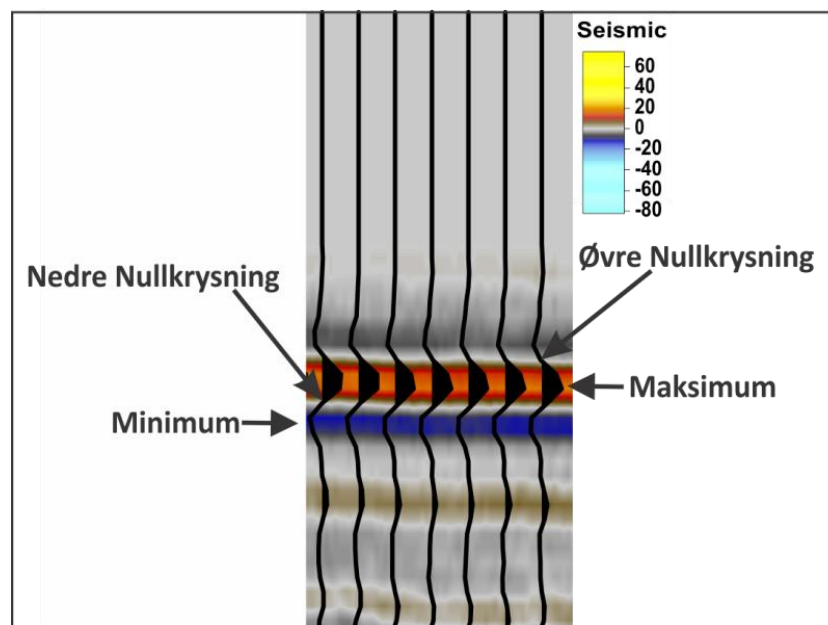
Figur 3- 4: Viser innsamlingsstøyen i datasettet med belysning vinkelrett på innsamlingsretningen.

## 3.4 Programvare

### 3.4.1 Petrel

I denne oppgaven har programvaren Petrel 2011 blitt benyttet som tolknings- og visualiseringsverktøy. Programvaren er utviklet av Schlumberger og inneholder ulike verktøy som kan benyttes til tolkning, generering av ulike attributtkart og diverse andre seismiske analyser.

Den generelle seismiske tolkning av datasettets ulike horisonter ble utført ved prosessen «seismic interpretation». Denne prosessen gjorde det mulig å tolke både manuelt og automatisk langs en refleksjon. Ved automatisk tolkning måtte strenge og romslige parametere defineres i henhold til refleksjonsmønster. Ved kaotiske/forstyrret- og et sterkt kontinuerlig refleksjonsmønster måtte henholdsvis sterke og svake parametere benyttes. Sterke parametere ble benyttet med hensikt for å kunne forebygge feiltolkninger. Tolkningsverktøy relatert til den automatiske tolkningen er «guided autotracking», 2D autotracking» og «3D autotracking». Petrel har kun et manuelt tolkningsverktøy «manual interpretation», dette ble benyttet i områder hvor refleksjonsmønsteret var svært kaotisk.



**Figur 3- 5:** Det seismiske signalet, markert ved maksimum, minimum og øvre - og nedre nullkrysning. På den benyttede fargeskalaen (oppe til høyre på figuren) tilsvarer fargene rødt til gult maksimum bølgetopp mens blå tilsvarer minimum bølgedal og hvit- tilsvarer nedre/øvre nullkryssning.

I denne oppgaven følger tolkningen trasesignalets maksimum og øvre nullkrysning, som er to av programvarens fire valgmuligheter (figur 3-5). Tolkningen av de ulike horisontene danner grunnlaget for å kunne generere overflate- og attributtkart, som senere vil bli presentert i kapittel 4. Attributtkart brukes til å fremheve ulike geologiske elementer og kan deles inn i volum - og overflate baserte attributter.

***De volumbaserte attributtene som ble brukt i denne oppgaven:***

***Varians*** - Estimerer den lokale variasjonen mellom ulike traser slik at områder med store trase-endringer fremheves. Denne teknikken er god til å isolere kanter, synliggjøre forkastninger, men også avsetningselementer som kanaler og rasavsetninger.

***Overflate attributter som vil bli brukt i oppgaven:***

***Isopak***- Måler mektigheten i meter/eller tid, mellom to egendefinerte horisonter. Denne brukes til å finne ut om enheter har blitt dominert av avsetning eller erosjons prosesser.

Overflatekartene (isokronkart) fremstilt i Petrel, programvaren definerer høyde over havet som positive verdier, mens negative verdier tilsvarer dypet under havnivå vist i tid [ms].

### 3.4.2 Coral Draw

Programvaren Coral Draw X5 har blitt benyttet til å fremstille figurene i oppgaven, dette er et vektorbasert bilderedigeringsprogram.

### 3.4.3 Landmarks Promax

Er et prosesseringsprogram som ble benyttet til å utføre spektralanalyse av en utvalgt seismisk innlinje fra datasettet for å kunne finne den dominerende frekvensen i lagpakken. Formålet med dette var å kalkulere den horisontale- og vertikale oppløsningen av dataene.





## 4. RESULTATER

I resultatkapitelet presenteres en beskrivelse og korte tolkninger av ulike horisonter fra den 3D seismiske blokken MC3D-WHH2002. Først vil den seismiske stratigrafi presenteres og korreleres til den etablerte stratigrafi på midt-norsk sokkel (Rise et al., 2010) ved bruk av utvalgte regionale 2D linjer. Deretter vil de tre identifiserte seismisk-stratigrafiske enhetene i studieområdet, enhet 1 (eldst), 2 og 3 beskrives og tolkes. Resultatene vil videre bli diskutert i kapittel 5.

Siden dette studiet fokuserer på Sklinnadjupraset samt underliggende enheter som kan ha blitt påvirket av raset eller fungert som glideplan, vil bare de øvre delene av Naustformasjonen presenteres og diskuteres.

### 4.1 Seismisk stratigrafi og aldersestimat

Etablering av et aldersestimat for den seismiske stratigrafien definert i dette studiet (figur 4-1) ble gjort ved å korrelere de tolkede refleksjonene i 3D-datasettet opp mot regionale 2D linjer der de ulike sekvensene i Naustformasjonen var identifisert (Rise et al., 2006, Rise et al., 2010). Videre ble stratigrafien etablert av Rise et al (2006, 2010), korrelert med stratigrafien til Dahlgren et al. (2002). I denne oppgaven vil aldersmodellen etablert av Rise et al. (2010) bli benyttet.

Refleksjonen R1 tilsvarer bunn enhet 1 i dette studiet, og er korrelert til bunn Naust U etter den seismiske stratigrafien til Rise et al. (2010) og bunn C1 etter Dahlgren et al. (2002). Enhet 1 korrelerer derved med Naust U enheten (Rise et al., 2010), tilsvarende enhet C1 og C2 definert av Dahlgren et al. (2002). Alderen på enhet 1 er estimert til 0,8 – 0,4 Ma (figur 4-1). Den interne refleksjonen R2 opptrer i deler av denne enheten.

Refleksjon R3 representerer bunn av enhet 2 og korreleres til henholdsvis bunn Naust S (Rise et al., 2010) og bunn Enhet B refleksjonen (Dahlgren et al., 2002). Enheten antas derved å ha en alder på 0,4 – 0,2 Ma. Det kaotiske refleksjonsmønsteret gjennom store deler av denne enheten er knyttet til rasavsetninger tilhørende Sklinnadjupraset (figur 4-20).

Refleksjon R4 viser også relasjon til Sklinnadjupraset og tilsvarer henholdsvis topp Naust S og bunnen av seismisk enhet 3. Denne enheten er avgrenset av refleksjonene R5 og R6, og er korrelert med Naust T (Rise et al., 2010) og enhetene A1 og A2 (Dahlgren et al., 2002). Det antas derfor at enheten har en alder som er yngre enn 0,2 Ma. På grunn av oppløsningen på de

seismiske dataene har det ikke vært mulig å korrelere refleksjonene R5 eller R6 til bunn enhet A2 definert av Dahlgren et al. (2002).

#### 4.1 Naust U

Naust U domineres av parallelle og kontinuerlige refleksjoner av medium amplitude, som lapper ned på det underliggende Helland Hansen Velvet i SØ (figur 4-2 og 4-4D). To sterke interne refleksjoner av medium amplitude har også blitt identifisert. Disse er lokalisert i den øvre del av Naust U og har en begrenset utbredelse (figur 4-7). Intra Naust U1 vil bli tolket og beskrevet ytterligere.

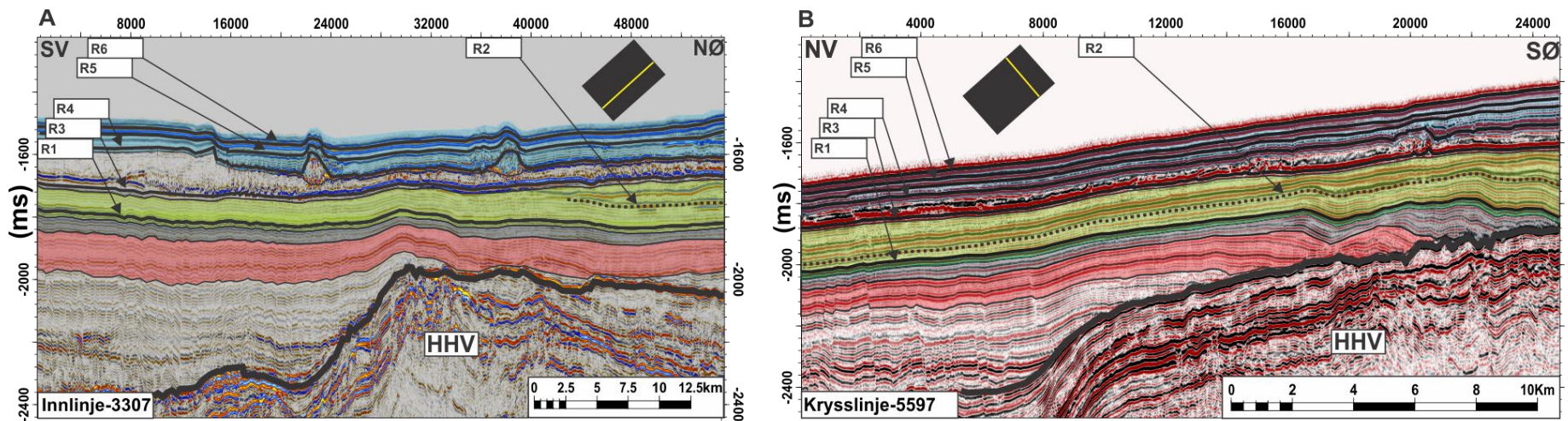
Isopakkartet (figur 4-3) viser at tykkelsen av Naust U varierer mellom 20 og 280 [ms], tilsvarende 17 m og 238 m (ved bruk av en hastighet på 1700 m/s, denne hastigheten vil bli brukt ved tilsvarende beregninger i resten av oppgaven). Et depositert er lokalisert i den nord-østligste og sentrale delen av studieområdet, over Helland Hansen Velvet (figur 4-3). Depositert sammenfaller med området der parallelle rygger og loper er identifisert (se under kapittel 4.2.1). I den øvrige del av studieområdet viser enheten liten variasjon i tykkelse.

##### 4.2.1 Bunn Naust U (refleksjonsflate R1)

Bunn Naust U refleksjonen er en kontinuerlig refleksjon med medium til høy amplitude og ligger på mellom -1750 og -2020 [ms tvt] dyp. Bunn Naust U flaten (figur 4-2A) karakteriseres ved en svak sør-vestlig helning og har en gradient mellom  $0.5^\circ$  -  $1.2^\circ$ .

Tre ulike morfologiske formelementer har blitt identifisert; krumlinjete furer, vertikale fordypninger og langstrakte rygger (figur 4-2). Disse vil under bli beskrevet og tolket.

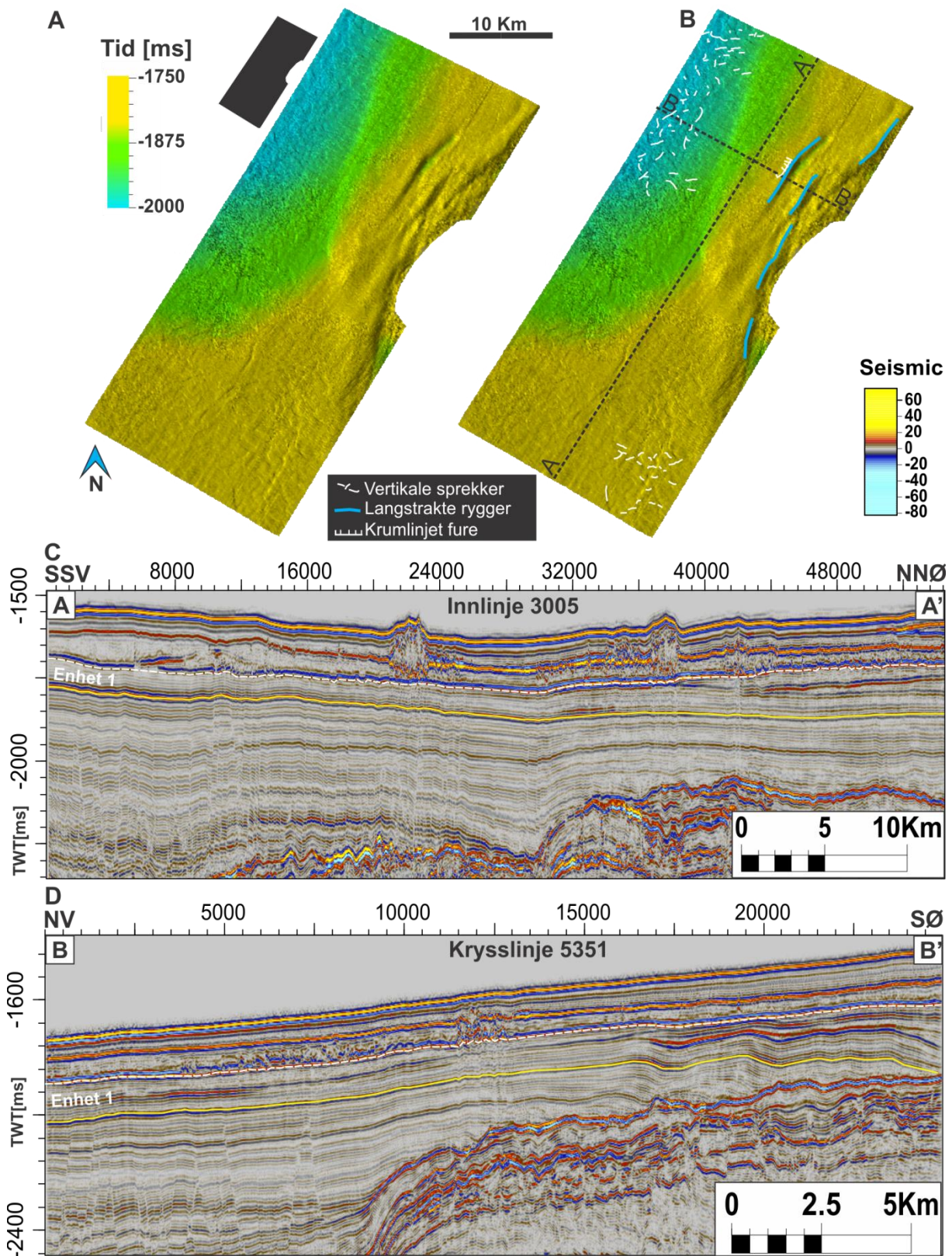
Et Artefakt opptrer også på denne flaten. Dette karakteriseres ved at formelementer fra et yngre stratigrafisk nivå blir gjenspeilet på flaten. Artefaktet dannes trolig som følge av store hastighetsforskjeller mellom de to sedimentære lagpakkene Naust S og U. Fordi rasavsetningene i enheten Naust S har mer kompakte sedimenter og blokker. Sammenliknet med den underliggende enheten Naust U med finkornede sedimenter.



DETTE STUDIET	(Rise et al.,2010)	(Dahlgren et al.,2002)	ALDER
Enhet 3 R6 Havbunn R5 Intra T1 R4 Bunn-Naust T	<i>Naust T</i>	A2	→ 0.2Ma
		A1	
Enhet 2 R3 Bunn- Naust S	<i>Naust S</i>	B	→ 0.4Ma
Enhet 1 R2 Intra U1 R1 Bunn-Naust U	<i>Naust U</i>	C2	→ 0.8Ma
		C1	
	<i>Naust A</i>	D	→ 1.5Ma
	<i>Naust N</i>	E	→ 2.8Ma

Figur 4- 1: Figuren viser den etablerte stratigrafien over Naustformasjonen i studieområdet. (A) den seismiske stratigrafien i inn-linje retning SV-NØ. (B) Den seismiske stratigrafien i krysslinsje retning NV-SØ. (C) Tabell som viser hvor de ulike enhetene og refleksjonene ligger stratigrafisk, samt korrelasjon til et aldersestimert etter Rise et al. (2006, 2010) og Dahlgren et al. (2002). R=Refleksjon, der R1 er eldst og R6 yngst.





Figur 4- 2: (A) Utolket isokronflate, Bunn Naust U. (B) Tolkning av isokronflaten med lokalisering av profilene i C og D. (C) Viser linjen A-A' (innlinje 3005). (D) Viser linjen B-B' (krysslinsje 5351) der den markerte gule linjen viser den stratigrafiske plasseringen av reflektoren R1 som tilsvarer Bunn Naust U. Den hvitstiplede linjen viser R3 som tilsvarer Bunn Naust S. Isokronflatene er presentert med belysning fra vest og en 10x vertikal overdrivelse.

### **Langstrakte rygger**

Parallele og relativt langstrakte lineære ryggformer orientert i SSV-NNØ retning opptrer i den østlige del av studieområdet (figur 4-2). Lengden til ryggene varierer fra 5,5 km og opp til 12,8 km. De har en bredde på mellom 380 m og 500 meter. Bredden avtar med avtagende relieff som avtar gradvis fra et maksimum på 28 m ved midten til rundt 6,5 m ved endepunktene av ryggens lengdeakse. Fra bølgetopp til bølgetopp varierer avstanden mellom dem (amplituden) ved å være 200 m til 300 m. Det seismiske profilet orientert vinkelrett på ryggens lengdeakse (figur 4-4D) viser at ryggene er betraktelig steilere i SØ retning og ligger orientert på tvers av skråningen. Det seismiske profilet viser også at disse formene opptrer i en enhet med indre refleksjonsmønster dominert av parallelle og kontinuerlige, lav frekvente, undulerende og pålappende refleksjoner med medium amplitude (figur 4-4D).

Basert på de langstrakte ryggens form, orientering og den pålappende interne seismiske signaturen tolkes disse avsetningene til å være langstrakte – haugete konturitt-drifter, tidligere beskrevet av Hjelstuen et al. (2004a) basert på 2D linjer. Disse tolkes til å være dannet som følge av avsetning av sedimenter fra havstrømmer som har strømmet parallelt med det underliggende Helland Hansen Velvet og som derved må ha dannet en topografisk høyde på Naust U tid. Ryggene representerer trolig områder med høy sedimentasjon og kan derved ha være lokalisert like under havstrømmens sentrum. Denne typen drift kan forekomme på ulike steder fra en kontinentalmargins ytre del og opp til skråningens øvre del. Utstrekningen er vanligvis parallell til sub-parallell til marginen (Faugères et al., 1999).

### **Vertikale sprekker**

Den nordvestlige og sørøstlige del av refleksjonsflaten domineres av sub-vertikale sprekker (figur 4-4 og 4-5). Sprekkene har en lengde fra ca. 450 m opp til 2,5 km. Disse danner polygonale mønstre med tilfeldig orientering. På de seismiske profilene har sprekkenes ulike spranghøyde, fall og orientering. Sprekkene kan følges fra Bunn Naust U nivå og ned i den underliggende Kaiformasjonen (figur 4-4E, F og 4-5D, F).

Basert på det polygonale mønsteret observert på refleksjonsflaten tolkes de sub-vertikale sprekkenes til å være polygonale forkastninger. Polygonale forkastninger er tidligere blitt definert av Cartwright et al., (2003) som ikke tektoniske strukturer, dannet av lagbundne ekstensjonsforkastninger i finkornede sedimentpakker. Disse kan ha ulike stratigrafiske utstrekning og varierende strøkretning, noe som gjør at nærliggende forkastninger vil kunne

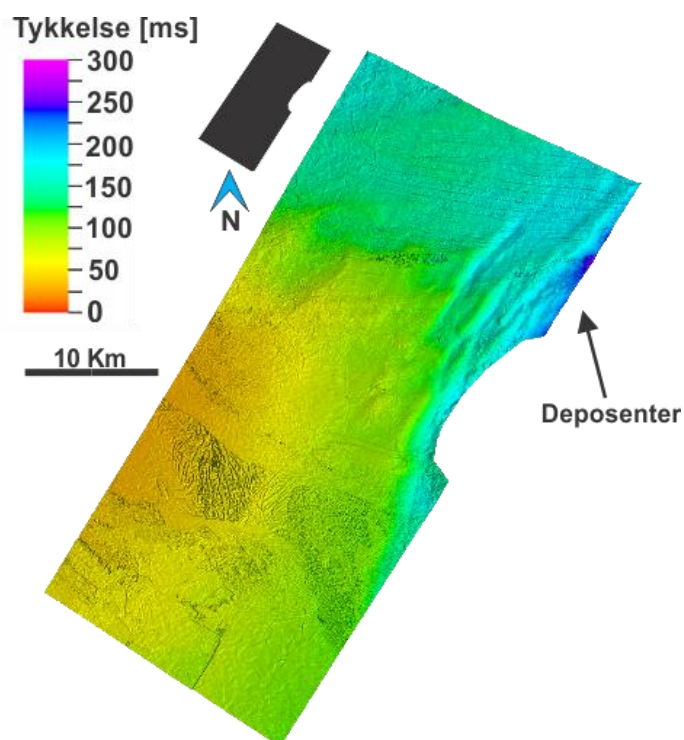


krysse hverandre (Cartwright et al., 2003). Opptreden av langstrakte polygonale forkastnings-systemer har tidligere blitt beskrevet av Berndt et al. (2003) og Hustoft et al. (2007), fra den midt-norske kontinentalmarginen. Men også av Hjelstuen et al. (2004a) fra Vøring bassenget, hvor disse opptrer i finkornede sedimenter av miocen alder, tilhørende Kaiformasjonen. I følge Berndt et al. (2003), opptrer polygonale forkastninger generelt sett ikke i Naustformasjonen, men sedimentene kan vise til en moderat deformasjon om polygonale forkastninger opptrer i den underliggende formasjonen.

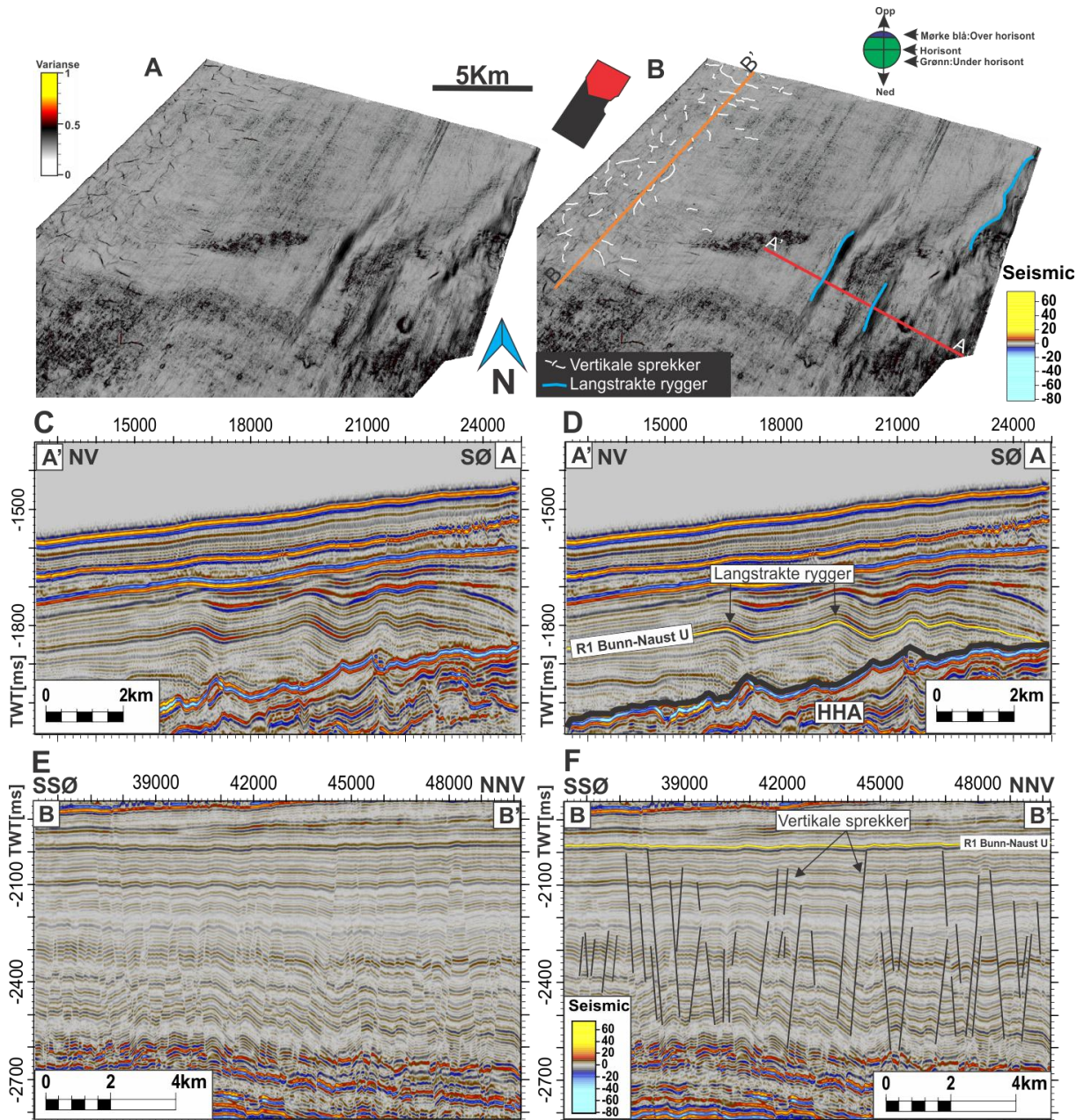
### **Krumlinjet fure**

En krumlinjet fure er identifisert i den østlige del av flaten (figur 4-6). Furen er orientert i SSV-NNØ retning og befinner seg på toppen til en av de langstrakte ryggene. Furen er 1390 m lang, 112 m bred og har et dyp på 3.5 m. Bunnen er u-formet i det seismiske snittet (figur 4-6D). I det seismiske snittet er også to underliggende vertikale sprekker identifisert.

Den krumlinjede furen er tolket til å være dannet som følge av innsynkning langs to underliggende forkastninger. Denne relasjonen gjør en alternativ tolkning som pløyespør mindre sannsynlig.

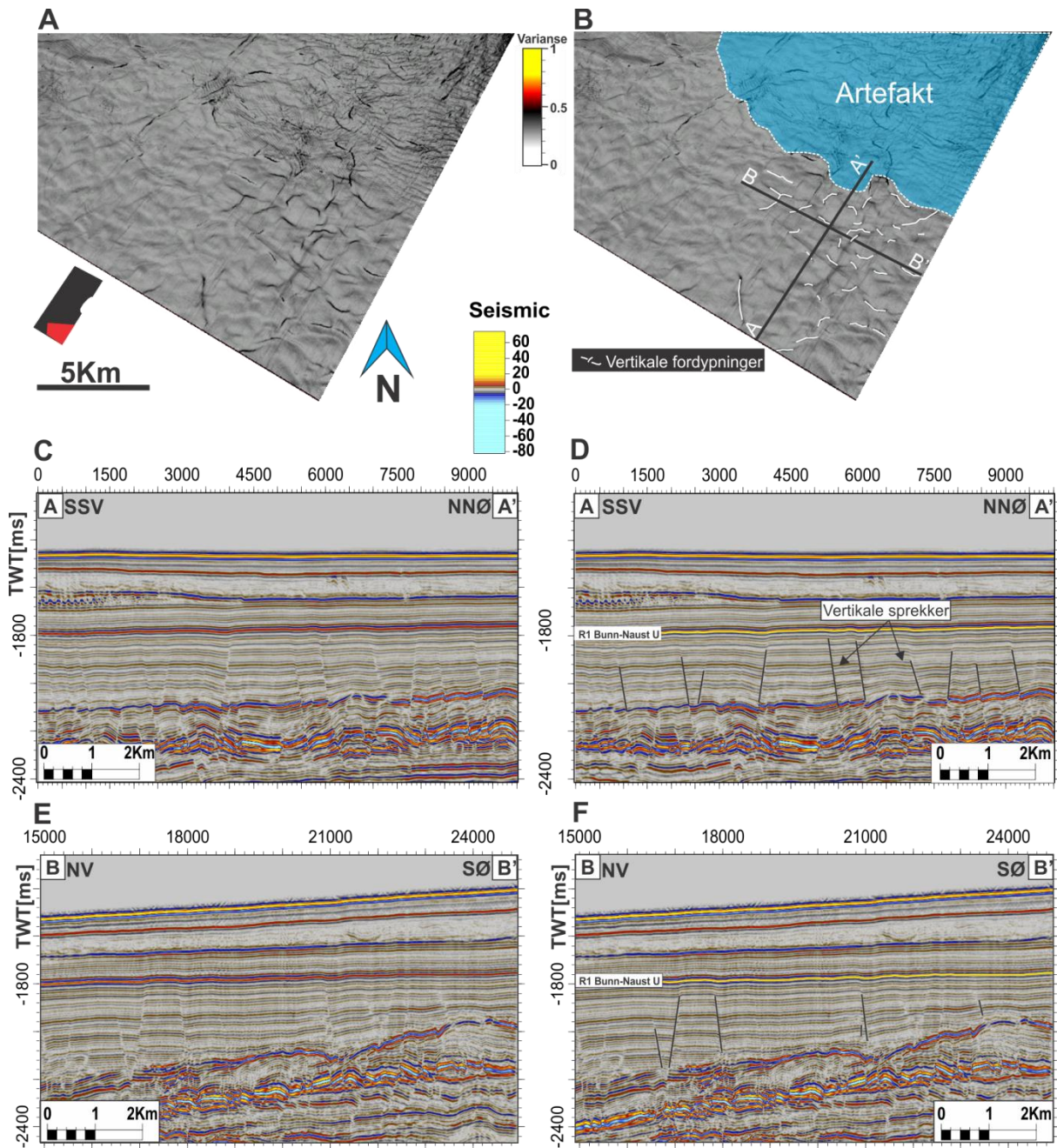


**Figur 4- 3: Tykkelseskart (isopakkart) over enhet 1 presentert med 10x vertikal overdrivelse.**

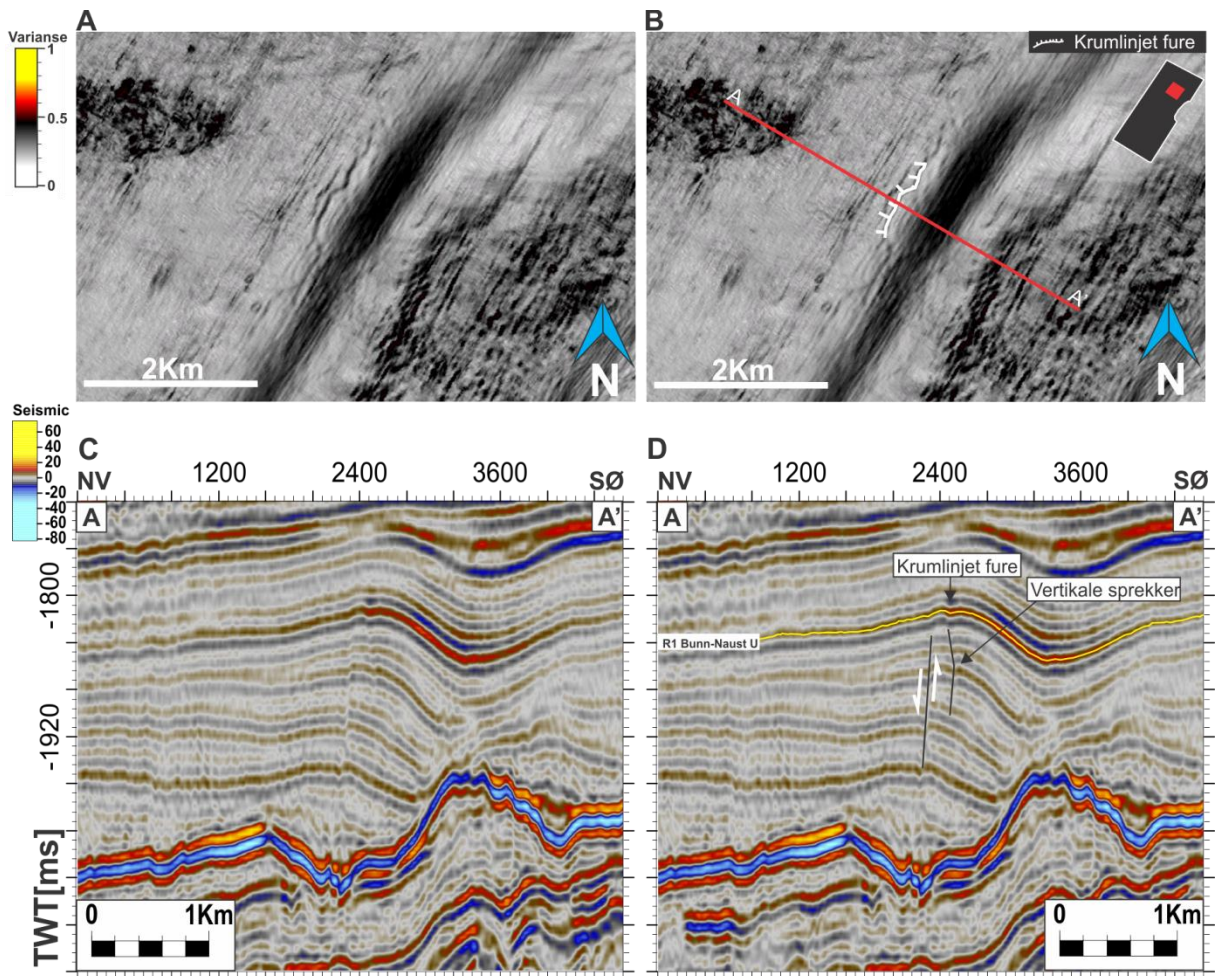


Figur 4- 4: (A) Utolket varianskart av refleksjonsflaten bunn Naust U, (B) tolket varianskart, (C) utolket seismisk linje A-A' over de langstrakte ryggene, (D) tolket linje A-A', (E) utolket linje B-B' som viser de sub-vertikale forkastningene. (F) Tolket linje B-B'. Lokalisering av seismiske snitt er vist i B. Varianskartene er presentert med belysning fra NV og en 7.5x vertikal overdrivelse. Rød boks-viser lokalisering på flaten. HHA-Helland Hansen Velvet.





Figur 4- 5: (A) Utolket varianskart av refleksjonsflaten bunn Naust U, (B) tolket varianskart, (C) seismisk inn-linje A-A' over de vertikale sprekker, (D) tolket linje A-A', (E) utolket utvalgt linje B-B' (F) tolket linje B-B'. Lokalisering vist i B. Varianskartene er presentert med belysning fra sør og en 10x vertikal overdrivelse.



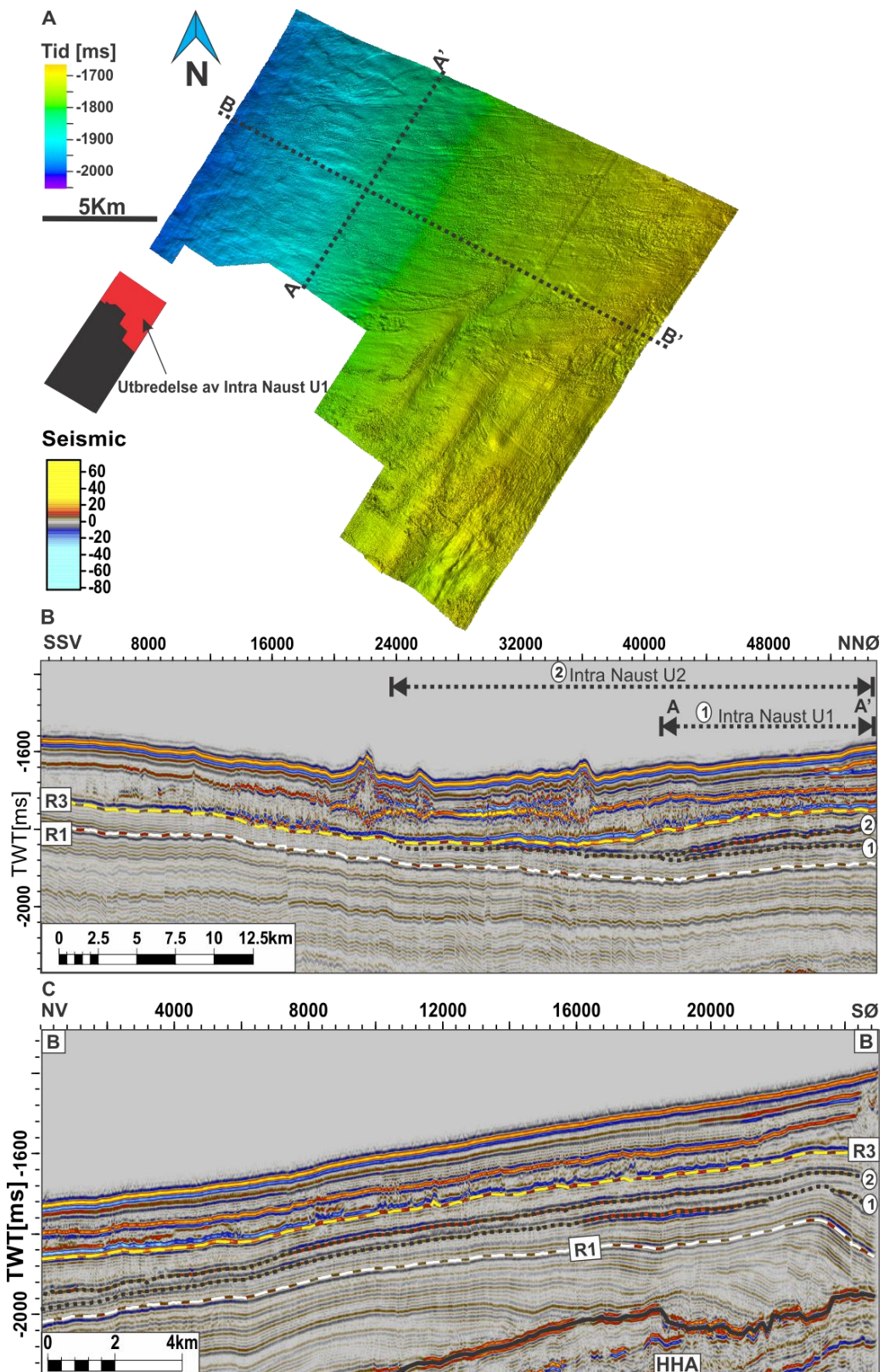
Figur 4- 6: (A) Viser utolket varianskart av refleksjonsflaten R1 bunn Naust U, (B) tolket varianskart, (C) et utvalgt seismisk snitt, utolket linje A-A' over de langstrakte ryggene og den krumlinjede furen, (D) tolket linje A-A'. Lokalisering vist i B. Varianskartene er presentert med belysning fra NV og en 10x vertikal overdrivelse.

#### 4.2.2 Intra Naust U (refleksjonsflate R2)

Intra Naust U1 refleksjonen (refleksjon R2) er en diskontinuerlig refleksjon med medium amplitude og ligger på mellom -1680 og -1980 [ms tvf] dyp. Flaten (figur 4-7A) karakteriseres ved en sør-vestlig helning og har en gradient mellom  $1.2^{\circ}$  -  $1.6^{\circ}$ .

De langstrakte ryggene identifisert på refleksjonsflate R1 kan også observeres på deler av R2. I tillegg har store loper blitt identifisert langs den østlige delen av flaten. Disse vil under bli beskrevet og tolket.





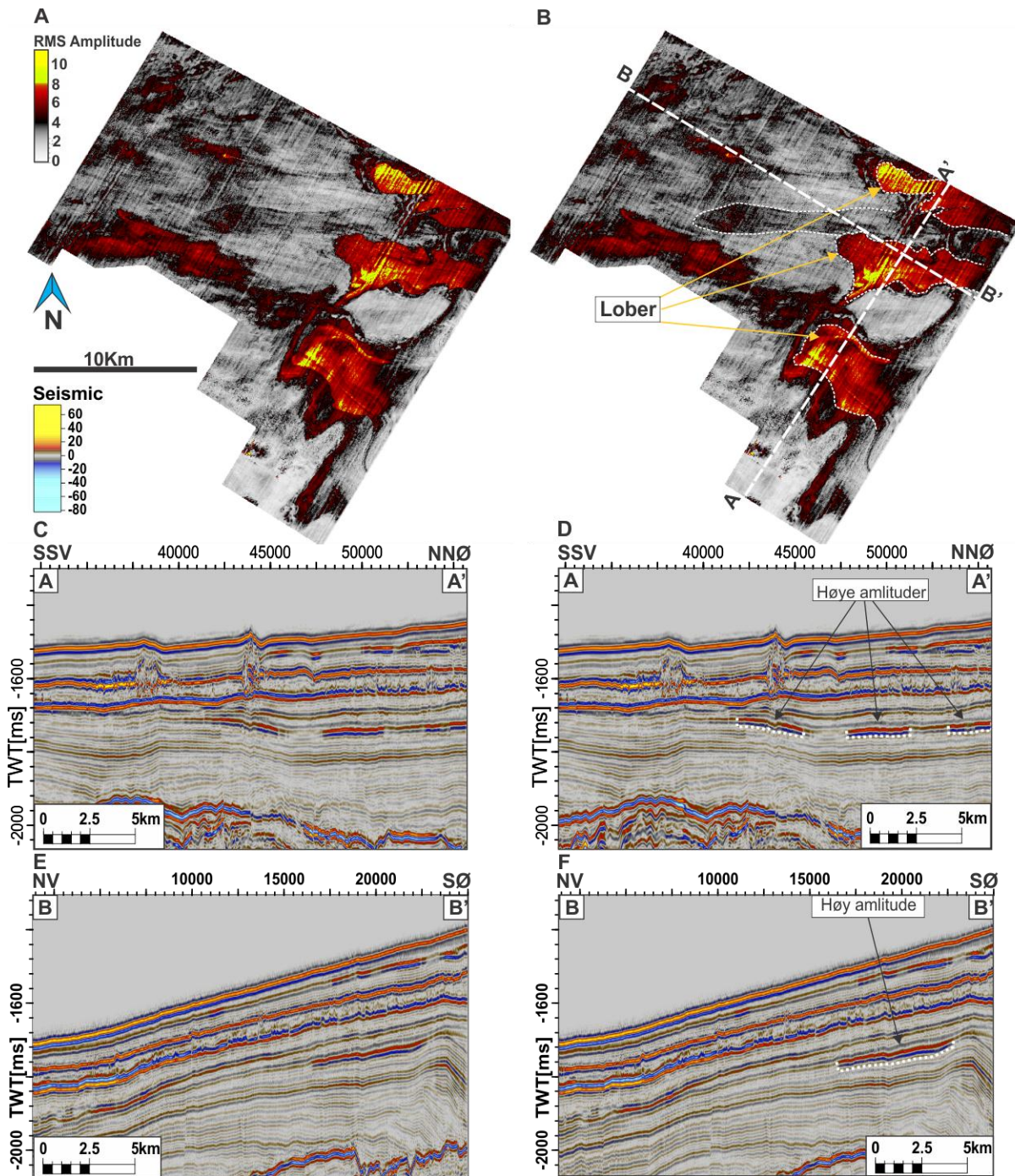
Figur 4- 7: (A) Isokronkart av Intra Naust U 1, (B) Innløst 2817 og (C) kryssløst 5901. Hvit stiplest linje i A og B indikerer bunn Naust U, der de svart stiplede linjene 1 og 2 viser den laterale utbredelsen og den stratigrafiske plasseringen av henholdsvis Intra Naust - U1 og U2. Lokalisering av de seismiske snittene er vist i A. Isokronkartet er presentert med belysning fra SSV og en 15x vertikal overdrivelse. HHA- Helland Hansen Velvet.

### Løber

Den østlige, yngste del av Naust U domineres av løber med en foretrukket sør-sørvestlig-nord-nordøstlig orientering (figur 4-8). Lengden innen studieområdet varierer fra 6.7 km til 8.1 km. Dette er minimumslengde da lobene forsetter ut av studieområdet. Bredden varierer mellom 930-3700 meter. Lobene viser en gradvis økning i bredde fra NNØ mot SSV nedover skråningen, hvor de kiler ut til en bredere lobeform med små forgreninger. I de seismiske profilene (figur 4-8) defineres bunnen av lobene med en sterk refleksjon med høyere amplitude sammenlignet med de underliggende parallelle refleksjonene og den indre signaturen som er kaotisk.

Basert på geometri og den akustiske signatur (figur 4-8) tolkes lobene til å være avsetninger dannet som følge glasiale debrisstrømmer. Disse har tidligere blitt beskrevet i detalj av blant annet Laberg og Vorren (2000a) fra Bjørnøyvifta og King et al. (1998) fra Nordsjøvifta som viser at glasiale debrisstrømmer er linseformet i tverrsnitt med en tydelig definert bunnrefleksjon. Massive enheter liggende på nordvest siden av Helland Hansen Velvet har tidligere blitt tolket av Rise et al. (2010) ved hjelp av 2D linjer, til å være avsatt som følge av glasiale debrisstrømmer.





Figur 4- 8: (A) Utolket RMS amplitudekart for volumet 25[ms] over og under refleksjonen R2, (B) tolket RMS kart, (C) utolket innlinje 3547 (D) tolket innlinje, (E) utolket krysslinje 6021 og (F) tolket krysslinje. Lokalisering av de seismiske snittene er vist i B. RMS amplitudekartene presenteres med en belysning fra SV. Innsamlingsstøy opptrer i NØ-SV retning.

### 4.3 Naust S

Naust S defineres mellom refleksjonene R3 og R4 (figur 4-1) korrelert til bunn Naust S (bunn enhet 2) og bunn Naust T (topp enhet 2). Enheten er avsatt mellom 0,4 Ma og 0,2 Ma (Rise et al., 2010).

I studieområdet kan store deler av enhet 2 relateres til rasavsetninger tilhørende Sklinnadjuprasat. Enhetens bunn og topp avgrenses av de to delvis kontinuerlige refleksjonene R3 og R4 som har medium til høy amplitude mens den interne refleksjonskonfigurasjonen er dominert av et kaotisk refleksjonsmønster (figur 4-20).

#### 4.3.1 Bunn Naust S (refleksjonsflate R3)

Bunn Naust S refleksjonen er en kontinuerlig til diskontinuerlig refleksjon med medium amplitude og ligger på mellom -1560 og -1940 [ms tvt] dyp. Bunn Naust S flaten (figur 4-9 og appendiks 1: isokronkart med konturer) karakteriseres ved en svak sør-vestlig (sett fra nordsiden av studieområdet) og nord-vestlig helning (sett fra sørsiden av studieområdet) og har en gjennomsnittlig gradient på 1.6°.

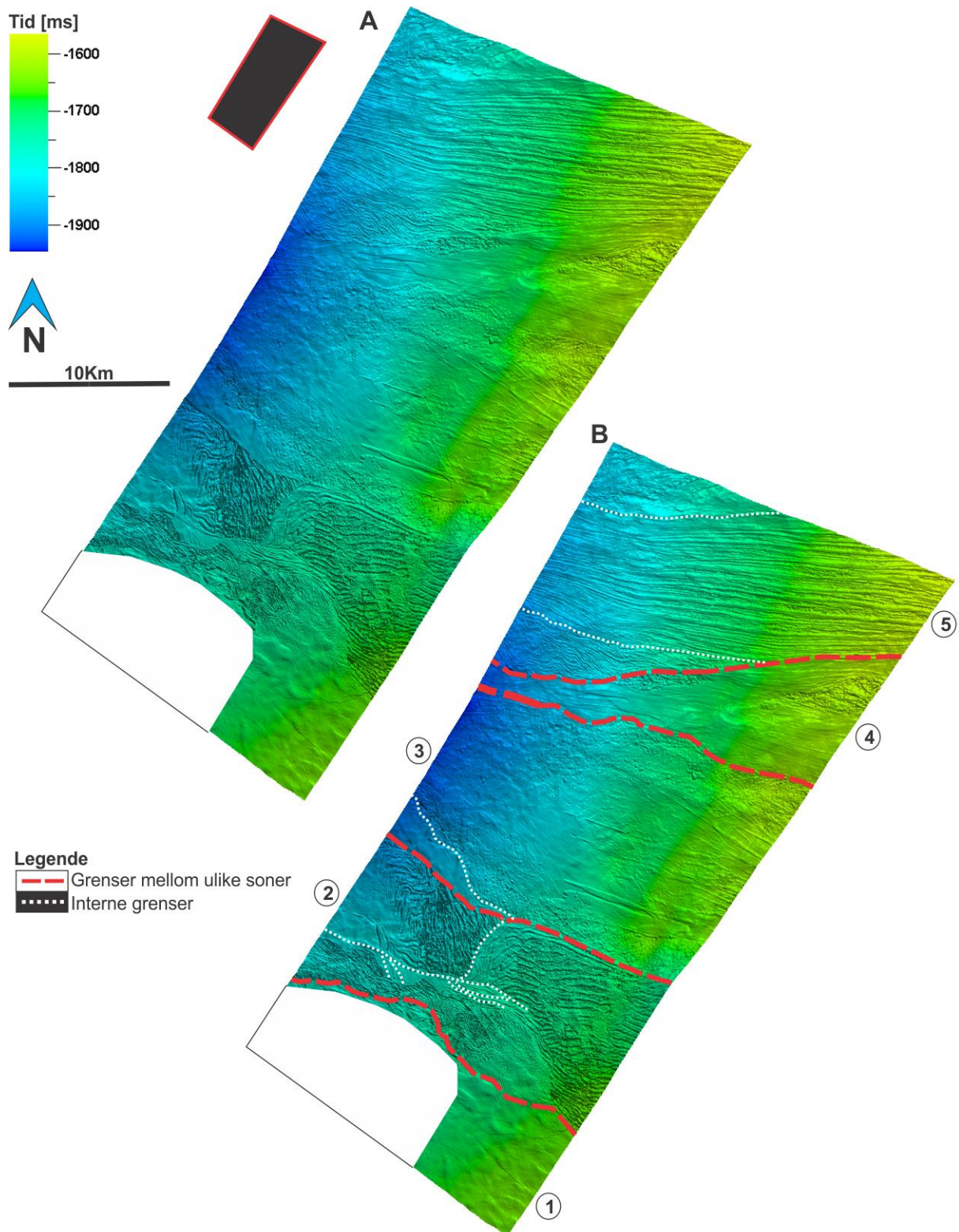
Isopakkartet (figur 4-10) viser at tykkelsen av Naust S varierer mellom 20 og 228 [ms], tilsvarende henholdsvis 17 m og 194 m. Betydelige deponentere forekommer i den sør-østlige og midtre del av enheten mens de resterende delene av enheten er dominert av betydelig lavere mektighet (figur 4-10).

Flaten er delt inn i fem ulike soner basert på opptreden av ulike morfologiske formelementer. Disse sonene vil under bli beskrevet og tolket (figur 4-9B).

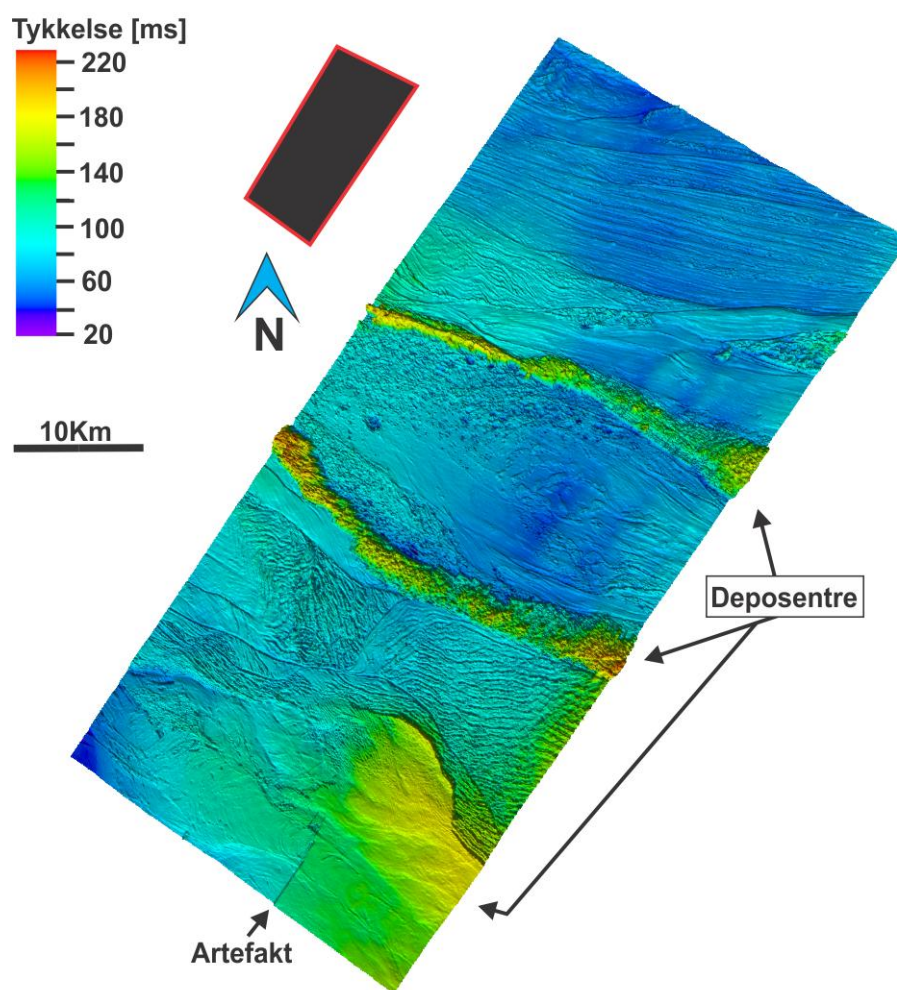
#### **Sone 1**

Sone 1 ligger i den sør-østlige delen av studieområde (figur 4-9) og domineres av to ulike morfologiske formelementer: hauger og en lobestruktur. Disse vil under bli beskrevet og tolket.





Figur 4- 9: Isokronkart av Bunn Naust S, (A) utolket, (B) tolket. Røde stiplede linjer viser gjennomgående soner. Hvit stiplede linjer viser interne soner innenfor områdene 1-5 som vil bli beskrevet og tolket under. Flaten er presentert med 15x vertikal overdrivelse og belysning fra SV. Det hel hvite polygonet i SV representerer et område som var vanskelig å tolke på grunn av et komplekst refleksjonsmønster.

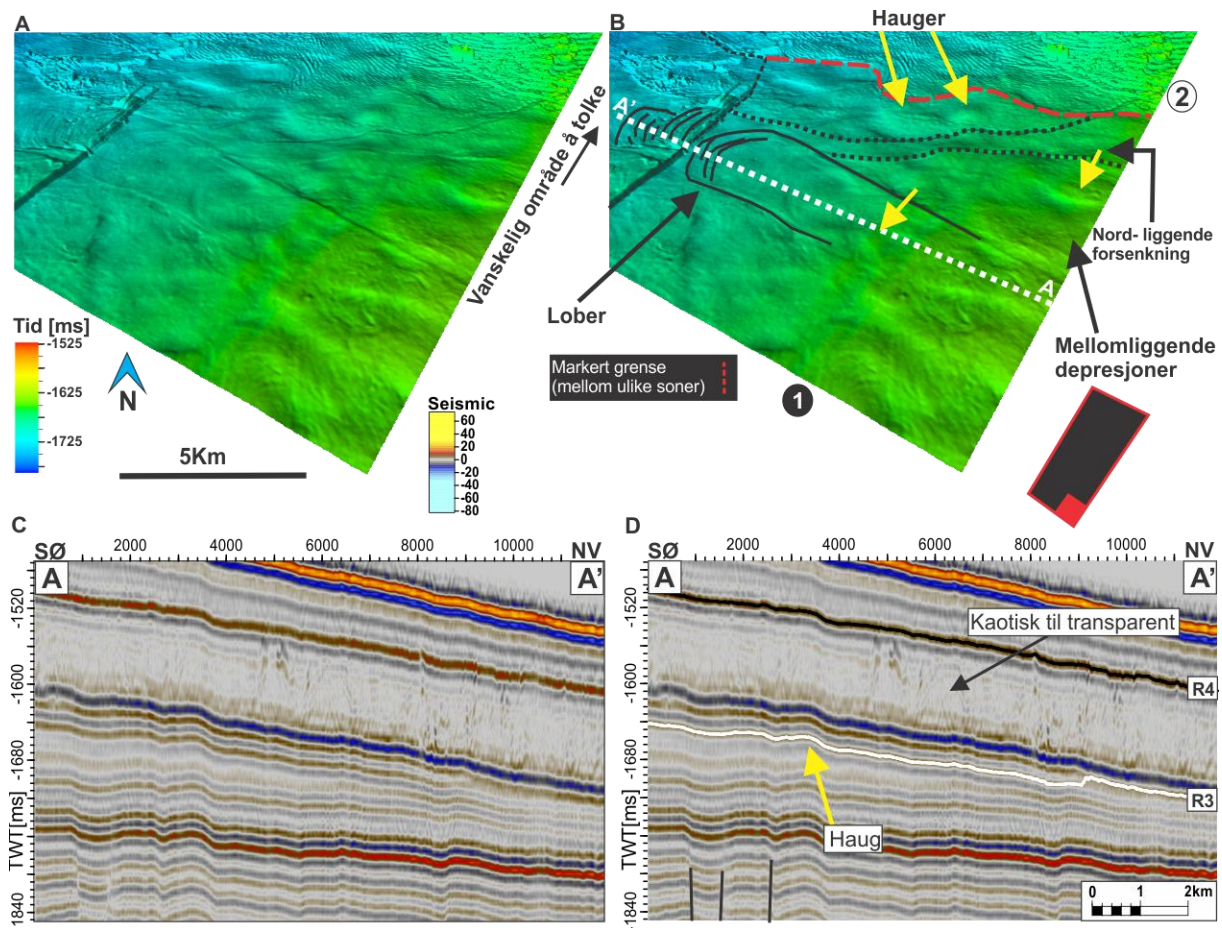


Figur 4- 10: Tykkelseskart over enhet 2. Presentert med 10x vertikal overdrivelse og belysning fra SV.

### Hauger:

De avlange haugene som opptrer i sone 1 (figur 4-11) har ulik orientering og adskilles av forsenkninger. De har en lengde på om lag 545-1600 meter og bredden varierer fra 430 til 1830 meter. Haugene er begrenset til den sør-østlige del av studieområdet og har ett relieff på ca. 13 meter. Haugene er trolig trunkert av en øst – vestlig orientert lobestruktur som vil bli beskrevet og tolket under. Haugene kan muligens opptre i den sør-vestlige del også, men dette er vanskelig å fastslå siden refleksjonene i dette området trolig er trunkert av overliggende strata. Det seismiske profilet (figur 4-11C og D) viser at haugformene kan følges ned til dypere stratigrafiske nivå og ligger over tidligere omtalte vertikale sprekker som ble tolket til å være polygonale forkastninger. Haugene tolkes derfor til å være dannet som følge av sediment drapering over et relieff dannet av underliggende polygonale forkastninger tilknyttet Naust U.





**Figur 4- 11:** (A) Utolket isokronkart over sone 1 (sør–østlige del av studieområdet, lokalisering vist i figur 4-9B), (B) tolket isokronkart, (C) utolket seismisk snitt over haugene og lobestruktur (utvalgt snitt), (D) tolket seismisk snitt. Markeringene R4 (svart linje) og R3 (hvit linje) i det seismiske snittet, indiker den stratigrafiske plassering av refleksjonene som er korrelert til bunn- og topp Naust S. Isokronkartene er presentert med belysning fra SV og 10x vertikal overdrivelse og er tiltet litt, men opprettholder retningen mot nord.

### **Lober:**

Bunn av lobestrukturen identifisert i sone 1 (figur 4-11B) og toppen av loben (figur 4-10) har en SØ-NV orientering. Loben karakteriseres med markerte krumlinjete ytterkanter som knyttes sammen av buede lineasjoner/rygger i nord-vest (figur 4-10). Loben er om lag 5 km lang og har en bredde på 2.1 km, denne har trolig tilknytning til en nord liggende krumlinjet forsenkning som karakteriseres ved en SV-NØ orientering fordi denne trunkerer over de omtalte haugene og forsetter videre langs grensen til loben i nord-vest og fortsetter ut i området som har vært vanskelig å tolke ut. I seismiske profiler (figur 4-11 C, D) er lobene vanskelig og observere i kryssprofil, men også i tverrprofil trukket fra den øvre del av samme avsetning tilknyttet topp Naust S (figur 4-22C). Lobene er tolket til å være avsetninger fra glisiale debrisstrømmer. Dette baseres på lobenes form, størrelse og at tykkelseskartet (figur 4-10) viser et markerte deposenter i denne sonen.

## **Sone 2**

Sone 2 avgrenses av sonene 1 og 3 (figur 4-12). I de ytre delene av sonen har ulike ryggformer blitt identifisert, henholdsvis tettliggende - og langstrakte rygger, men også rygger av ulik orientering. Sonens sentrale del består derimot av en mer jevn overflate som viser liten morfologisk variasjon på varianskartet (figur 4-12B). I den sentrale del har lineasjoner blitt identifisert. De ulike formelementene vil bli beskrevet og tolket under.

### **Langstrakte rygger (avstand > 100 m):**

Langstrakte rygger med relativt stor avstand forekommer i den østlige del av sonen (figur 4-12). Disse grenser mot de mer tettliggende ryggene som vil bli beskrevet og tolket under. De langstrakte ryggene har en øst-vest orientering. Lengden av ryggene varierer fra 2,3 til 3,2 km i sør-øst til å bli gradvis lengre mot nord hvor de er om lag 5,8 - 7 km lang. Avstanden mellom ryggene øker også gradvis mot nord, fra 110-160 meter i sør-øst til å være mellom 200-290 meter i den sentrale og nordlige del. Bredden viser også samme trend, fra å være mellom 140-340 meter i SØ til å være mellom 270-430 meter mot nord. Bredden øker også i den sentrale del fra å være tynnere i øst til å bli gradvis bredere mot vest. Ryggene er karakterisert ved å være delvis konkave, oppstykket og gradvis bøye av fra å ha en SØ-NV orientering i sør-øst til å få en Ø-V orientering i nord. Ryggene ligger trolig over lineasjonene tilknyttet den sentrale og nordlig del av sone 2.

Et seismisk profil trukket over ryggene (figur 4-12 C,D) indikerer at ryggene adskilles av innfyllinger som kan følges helt opp til toppen av enhet 2 (refleksjon R4). Relieffet av ryggene i det seismiske profilet varierer fra 15 meter i SØ til 9 meter i nord.

De langstrakte ryggene med relativt stor avstand tolkes til å være ekstensjonsrygger. Dette er basert på ryggens form, avstanden mellom ryggene og at de ligger sub-parallelt til en sidekant som heller mot nord (denne sidekanten vil presenteres senere, på topp Naust S). Lignende rygger har tidligere blitt rapportert fra Nyk raset på midt-norsk sokkel (Lindberg et al., 2004) og Storeggaraset (Haflidason et al., 2004). Disse ble tolket til å representere ekstensjonsrygger dannet som følge av en retrogressiv skredutvikling der raskanten gradvis forflyttet seg opp skråningen (Lindberg et al., 2004).



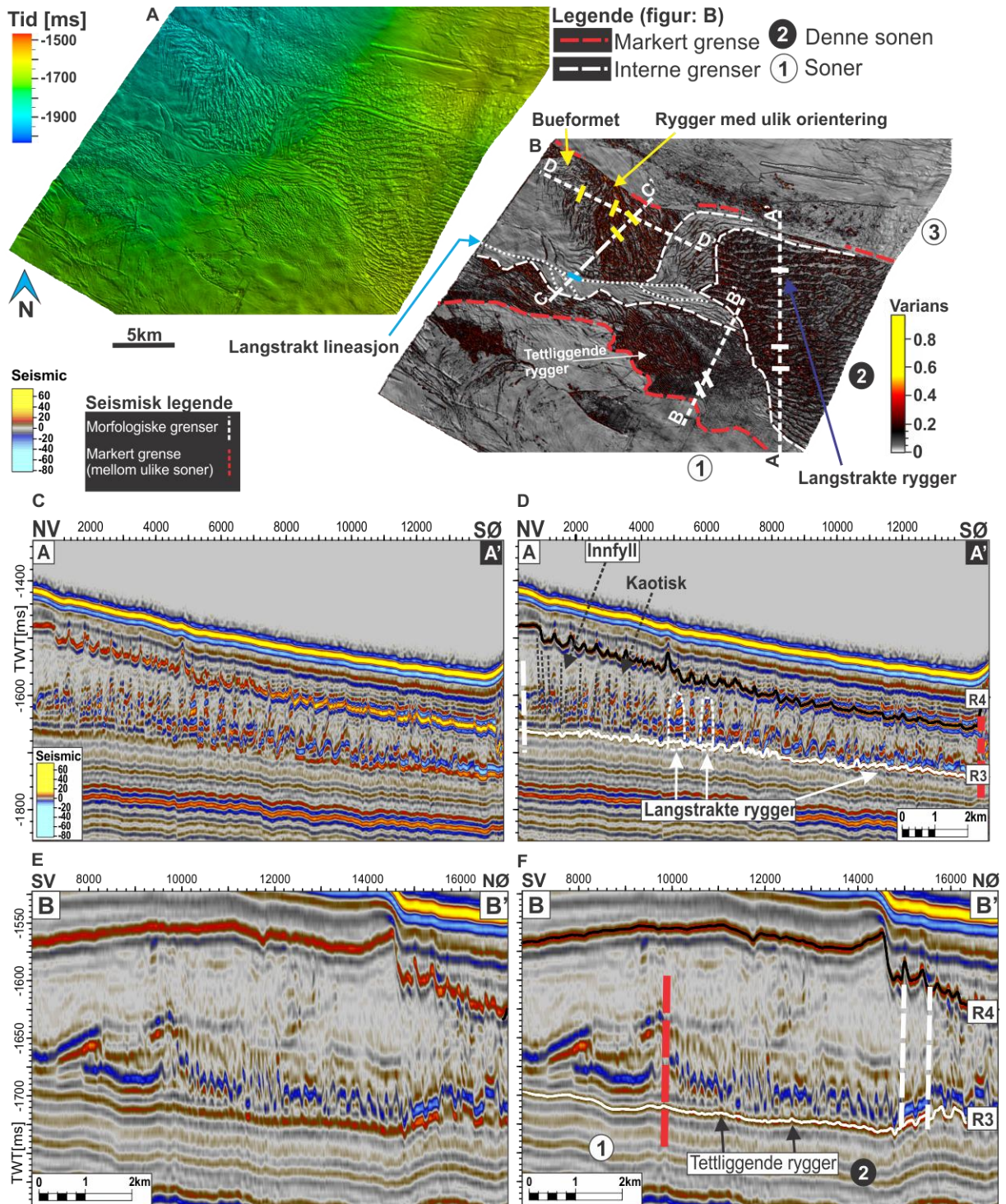
**Tettiliggende rygger:**

Tettiliggende rygger er identifisert i den sørlige del av sonen (figur 4-12). Disse strekker seg langs grensen til sone 1 og viser en dominerende øst-vestlig orientering. Lengden av ryggene er om lag 0,5 - til 8 kilometer, bredden er mellom 60 til 80 meter, relieffet ligger mellom 5-12 meter og avstanden mellom de ulike er fra 60 – 180 meter. Ryggene karakteriseres ved å ligge parallelt, selv om de varierer fra å ha en konkav til delvis rettlinjert form. Ryggene ligger vinkelrett på de langstrakte ryggene i øst. R3 refleksjonen karakteriseres ved en bølgete overflate der ryggene presenterer bølgetoppene. Den overliggende interne refleksjonen viser skråstilte innfyllinger mellom ryggene (figur 4-12 E, F).

De tettiliggende ryggene tolkes til å være dannet som følge av kompresjon. Dette er basert på at de ligger parallelt med den bratte sidekanten (presenteres senere, på topp Naust S) og at de ligger til dels vinkelrett på de tidligere omtalte ekstensjonsryggene, men også at de overliggende interne refleksjonene viser skråstilte innfyllinger. Tidligere resultater av Lindberg et al., (2004) viser lignende rygger av relativt lik størrelsesorden i relasjon til Nykraset. Disse ble tolket til å ha blitt dannet som følge av kompresjon av sedimenter som ble fraktet mot ytterkanten og ble utsatt for plastisk deformasjon noe som førte til dannelsen av rygger orientert vinkelrett på rasretningen.

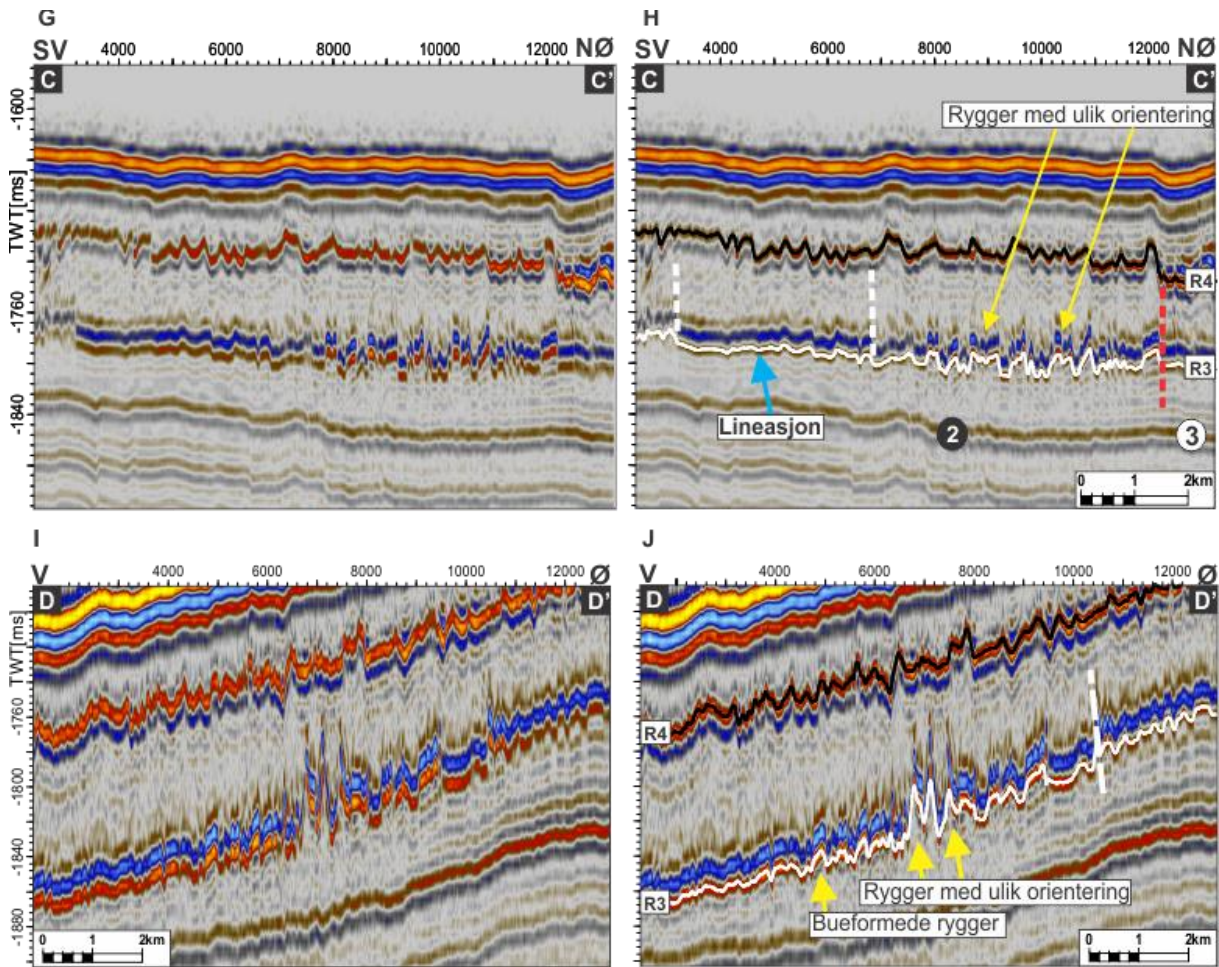
**Rygger med ulik orientering:**

Rygger med ulik orientering forekommer i den nord-vestlige del av sonen (figur 4-12). Disse har en dominerende NV-SØ orientering og karakteriseres ved å være til dels parallelle i øst til å bøyes av og bli bueformet i nord-vest hvor de fortsetter videre ut av studieområdet. Ryggenes lengde er om lag 1,6 – 5,3 km, bredden er 80-360 meter og avstanden mellom ryggene varierer fra 85 - 365 meter. Relieffet av ryggene ligger mellom 8-10 meter og de viser en begrenset utbredelse og blir trolig trunkert av sone 3 i nord-vest. I det seismiske profilet (figur 4-12 H, J) fremstår ryggene som positive høyder bestående av horisontale refleksjoner (kvadratiske). R3-refleksjonen karakteriseres ved å være diskontinuerlig over ryggformene. Ryggene med ulike orientering er tolket til å være kompresjonsrygger basert på ryggenes opptreden som skifter fra å være delvis parallelle til å bli bueformet i nord-vestlig retning. Kompresjonsrygger har tidligere blitt definert som positive, parallelle til sub-parallelle, lineære til buede rygger orientert vinkelrett til strømningsretningen (Posamentier og Kolla, 2003, Bull et al., 2009).



Figur 4- 12: (A) Utolket isokronflate av sone 2 (lokalisering vist i B og i figur 4-9), (B) tolket varianskart over samme sone, (C) utolket (utvalgt) seismisk snitt over langstrakte rygger, (D) tolket seismisk snitt, (E) utolket utsnitt av innlinje 3423 over tettliggende rygger, (F) tolket seismisk snitt, (G) utolket (utvalgt) seismisk snitt over rygger med ulik orientering, (H) tolket seismisk snitt, (I) utolket (utvalgt) seismisk snitt over rygger med ulik orientering og (J) tolket seismisk snitt. De seismiske snittene har hvite vertikale stiplede linjer som viser lokalisering av interne grenser innad i sonen. Røde vertikale stiplede linjer viser grensen mellom de ulike sonene (lokalisering vist i B). Isokronkartet og varianskartet er presentert med belysning fra SV og 15x vertikal overdrivelse. Figuren forsetter på neste side.





### Lineasjoner:

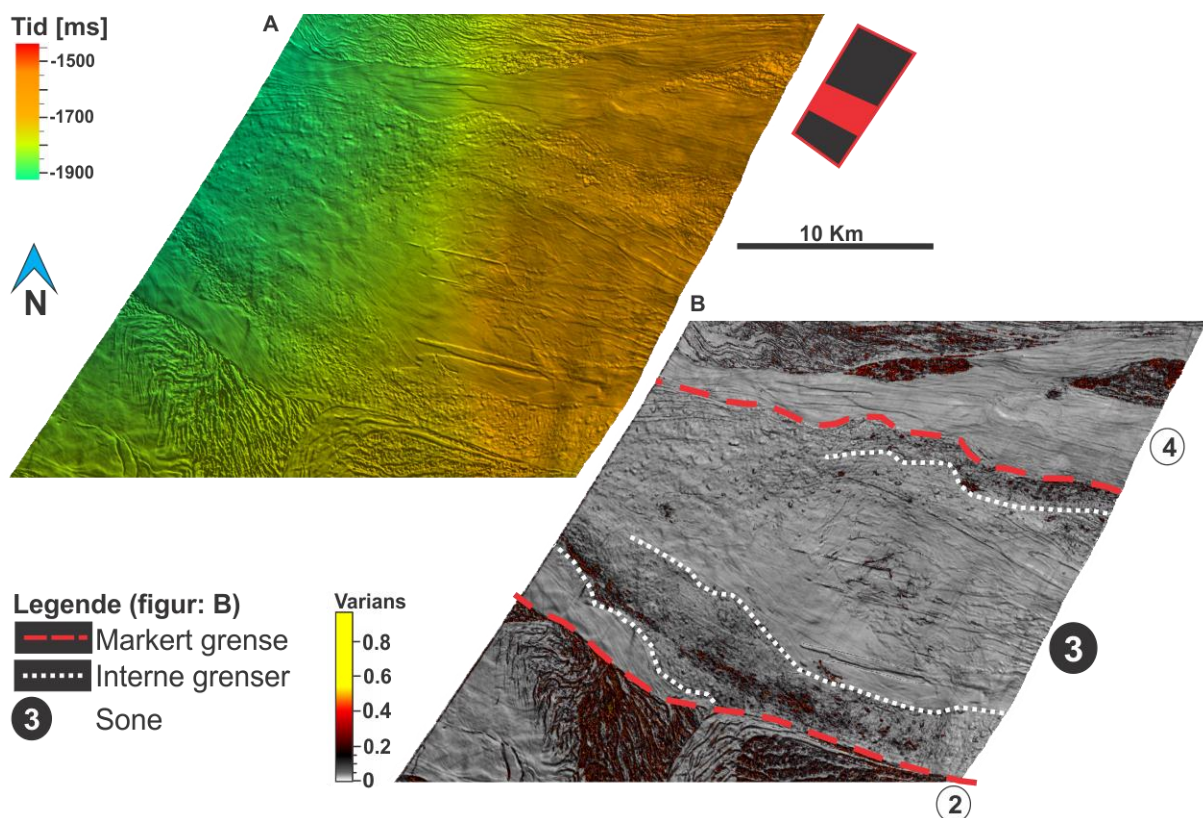
Lineasjoner forekommer i den sentrale del av sone 2 (figur 4-12). Lineasjonene har ulik orientering. Lengden er på om lag 1,9 til 14,3 kilometer, bredden er på omlag 100 meter og dybden av lineasjone er 4 meter. Den lengste lineasjonene starter i den sentrale del av sonen på grensen til de langstrakte ryggene og bøyes svakt av mot sør-vest, etterhvert som den følger grensen mellom ryggene av ulik orientering og det jevne området. Lineasjonen bøyes ytterligere av og forsetter langs grensen til de tettliggende ryggene lokalisert i sør-vest. På den sørlige side av den langstrakte lineasjonen, forekommer flere korte parallelle lineasjoner som bøyes av inn mot den langstrakte lineasjonen hvor de også kiler ut. Det seismiske profilet (figur 4-12 H) viser at lineasjonene er flatbunnet, der andre seismiske profiler også viser at den kan være u-formet. Lineasjonene forekommer også på refleksjonen R4 (kommer nærmere inn på dette i beskrivelsen av refleksjonen R4).

Lineasjonene tolkes til å være interne skjærsoner basert på at de nesten strekker seg gjennom hele sonen og kutter andre overflate strukturer. Interne skjærsoner har tidligere blitt definert

som kontinuerlige, distinkte lineasjoner som terminerer nedover skråning og kutter andre ordens strømningsstrukturer (Bull et al., 2009).

### **Sone 3**

Sone 3 er lokalisert i den sentrale del av studieområdet (figur 4-13). Her varierer flaten fra å være jevn i den sentrale del og et mindre område i sør-vest, til og i hovedsak være mer ujevn i ytre deler. Ulike formelementer har blitt identifisert i denne sonen. I ytre deler er det identifisert blokker og lineasjoner, mens i den sentrale del opptrer rettlinjede-furer, brede flater og lineasjoner. De ulike formelementene vil under bli beskrevet og tolket.



**Figur 4- 13:** (A) Isokronflate som viser sone 3 og (B) varianskart som viser markerte grenser til sone 2 i sør og sone 4 i nord (rød stiplede linjer) og interne grenser som viser ulik litologi (hvit stiplede linjer) fra en delvis jevn overflate til en mer ujevn overflate som viser større variasjon på varianskartet. Figurene er presentert med belysning fra sør og 15x vertikal overdrivelse.

**Blokker:**

Blokker har blitt identifisert langs ytterkantene og i den vestlige del. Hvor de forekommer inn mot midten av sonen. Diameteren er 230-250 meter, relieffet er om lag 3-5 meter og blokkene ligger forholdsvis tett ansamlet. Det seismiske profilet (figur 4-14 C, D) viser at blokkene opptrer som små høyder på den kontinuerlige sterke refleksjonen R3 av høy-amplitude og at de overliggende interne refleksjonene viser en kaotisk seismisk signatur.

Blokkene tolkes til å representere store blokker som har blitt transportert ut av raset og avsatt langs kantene av den dominerende strømmen. Fordi massestrømmen ikke hadde nok energi til å frakte blokkene videre nedover skråningen. Disse avsetningene har også blitt identifisert langs bunn Naust T (topp Naust S) som mektige rygger som definerer toppen av disse avsetningene (figur 4-26).

**Lineasjoner:**

Lineasjoner har blitt identifisert i den nordlige -, sørlige og den sentrale del av sone 3 (figur 4-14 og 4-16). Disse har en øst – vestlig orientering, bredden er om lag 75 - 125 meter. Lengden, relieffet og utbredelsen varierer innenfor sonen. I den sør-vestlige og nord-vestlige del av sonen er lineasjonene om lag 4,8 - 8 kilometer lang. I den sentrale del er de 25 kilometer lang og kan følges gjennom hele studieområdet fra øst til vest. I den sør-vestlige del er lineasjonene 8.5 kilometer lang men viser en begrenset utbredelse i østlig retning. Lineasjonene har flere felles trekk: de er parallelle, opptrer på en til dels jevn overflate, de bøyer av mot midten og fortsetter ut av studieområdet i vest om de ikke trunkeres av det ujevne området hvor blokker opptrer. Lineasjonene i den sør-vestlige del av sone 3 har derimot et begrenset relieff i seismiske profiler og er vanskelig å skille (figur 4-16). Derimot er lineasjonene i den nord - vestlige del av sonen mer tydelig og er karakterisert med en V-formet bunn og har et relieff på om lag 2,5 meter (figur 4-14 C,D).

Basert på lineasjonenes V-formede bunn, lengde og form, tolkes disse til å være erosjonsspor. Erosjonsspor har tidligere blitt tolket av Laberg og Vorren (2000b), Posamentier & Kolla (2003), Haflidason et al. (2004), Bull et al. (2009) og Micallef et al. (2009) til å bli dannet som følge av erosjon ved at sammenhengende blokker blir fraktet langs bunnen av en debrisstrøm. De underliggende blokkene eroderer bunnen etter hvert som strømmen forflytter seg nedover skråningen. Denne typen lineasjoner opptrer også i sone 4.

**Rettlinjede furer:**

Rettlinjede furer er identifisert i den vestlige og sentrale del av sone 3 (figur 4-14 og 4-15). Furene har en øst-vestlig orientering og har en varierende utstrekning. Lengden er om lag 2,8-12,3 kilometer, bredden varierer mellom 120-240 meter og dybden er 3-4 meter. Disse forekommer på den delvis jevne overflaten i den sentrale del. Furene karakteriseres ved å være forholdsvis rettlinjede, men også ved å bli tynnere mot vest hvor de kiler ut. Noen av furene karakteriseres ved å ha en forhøyning ved endepunktet og kutter de omkringliggende lineasjoner. Det seismiske profilet trukket vinkelrett på furene indikerer at furene har en V-formet bunn (figur 4-14 E, F).

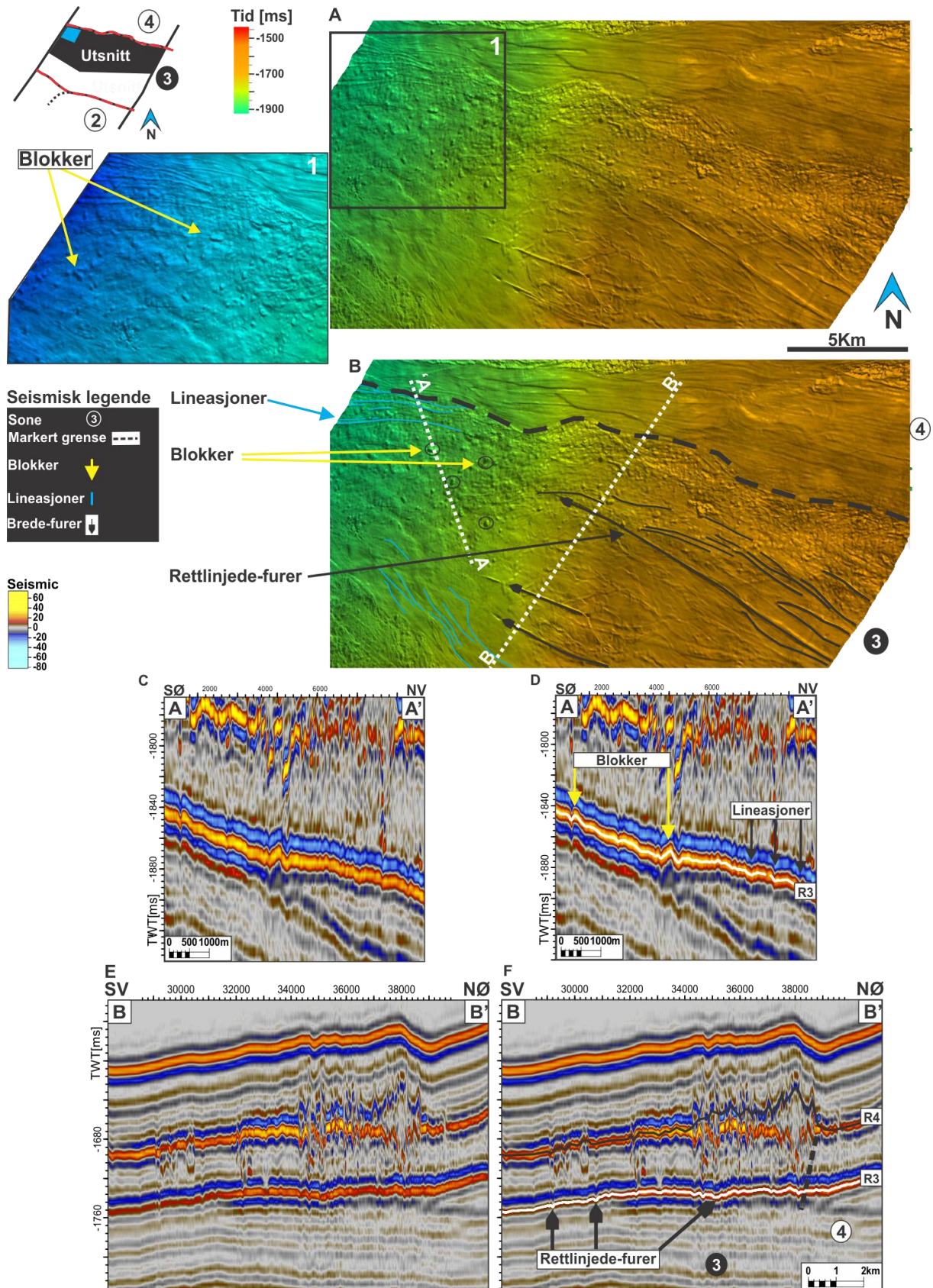
De rettlinjede furene tolkes til å være dannet som følge av erosjon etter blokker som har blitt transportert ut og foran raset. Blokkene etterlater glidespor og danner ofte en tilhørende kompresjonsrygg der de stopper opp. Lignende glidespor utenfor kontinental skråningen av Nigeria med relaterte glidespor, har tidligere blitt identifisert av (Nissen et al., 1999).

**Brede flater:**

Brede flater er identifisert i den sør-østlige del av sone 3 (figur 4-15). Flatene har en øst-vestlig orientering og ligger parallelt med hverandre. Lengden av disse er om lag 9,3 og 11 kilometer, bredden varierer mellom 280 til 1830 meter. Flatene karakteriseres ved en flat og jevn bunn, og adskilles av en tynn rygg. Den nordligste flaten er bredere og kutter inn i den ujevne sonen bestående av blokker. Det seismiske profilet (figur 4-15 E, F) viser at refleksjonsflaten heller svakt inn mot sone 2.

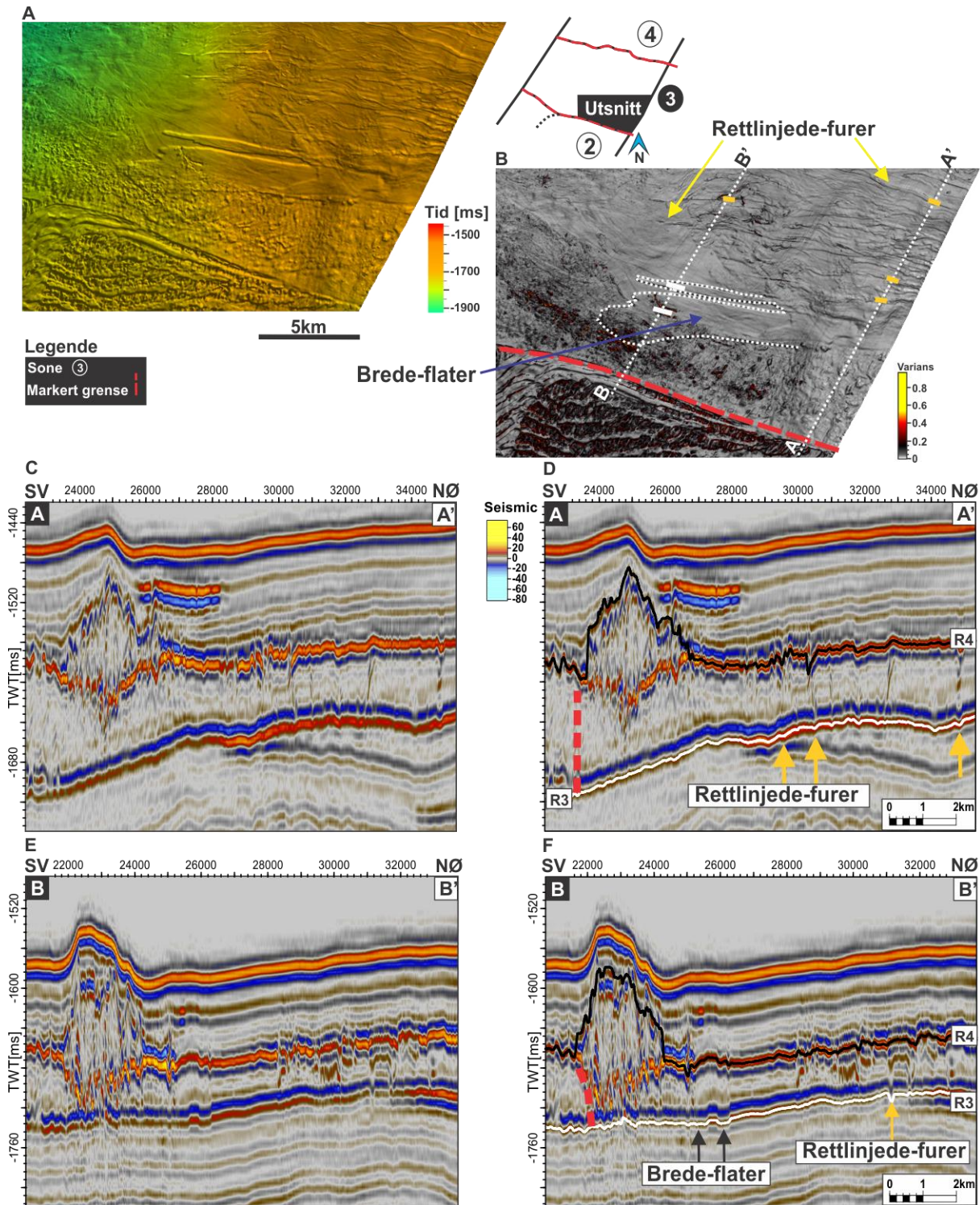
De brede flatene tolkes til å være dannet som følge av en mindre utglidning, trolig på grunn av at de store, langstrakte ryggene ble skjøvet inn i studieområdet. Og som utgjør toppen av blokkavsetningene (figur 4- 23B). Denne hendelsen kan trolig ha forårsaket ustabilitet i de omkringliggende sedimentene, slik at de raste ut. Eventuelt så kan disse representere store erosjonsspor dannet som følge av at store blokker ble transportert og avsatt samtidig med de store langstrakte ryggene.





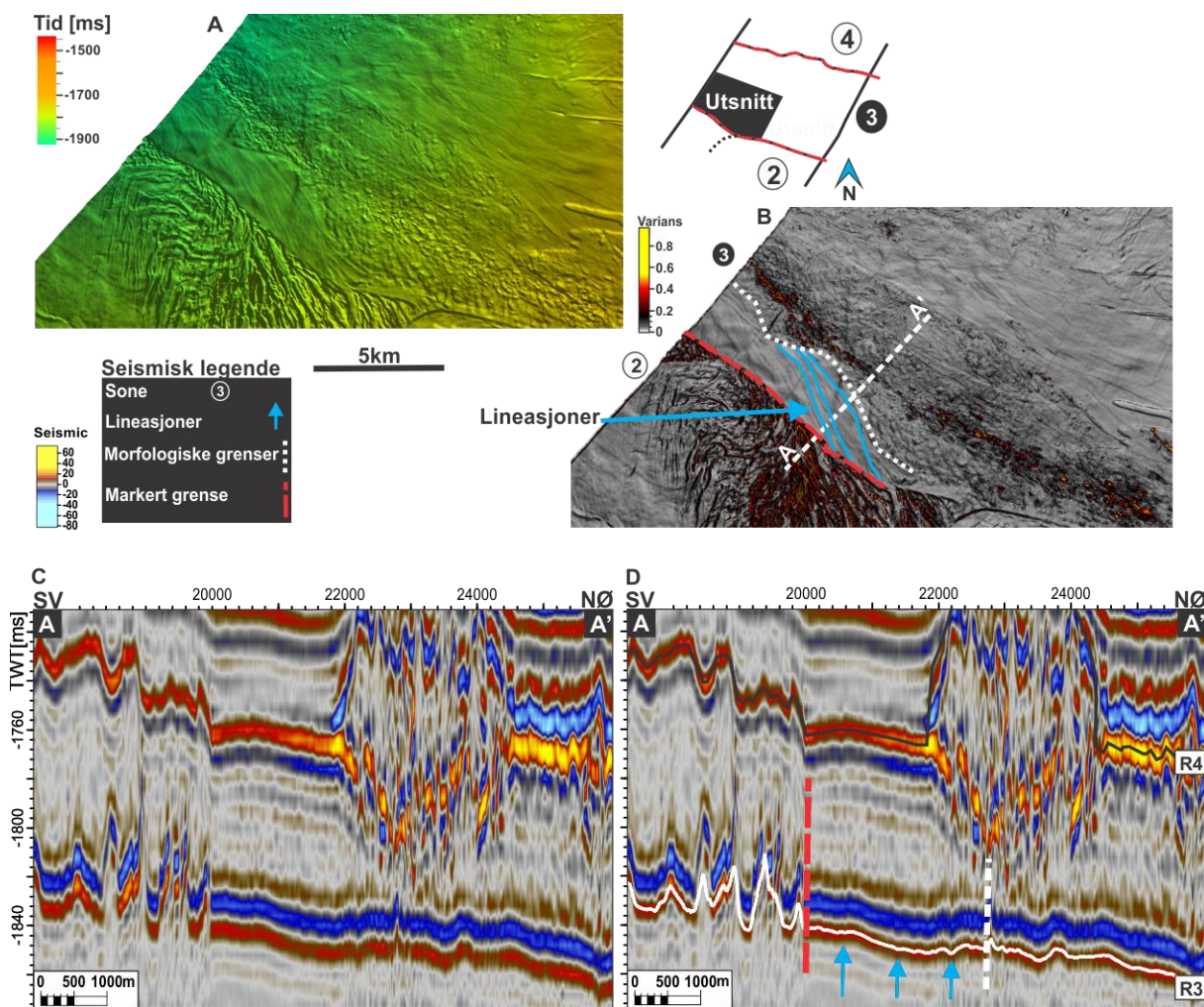
Figur 4- 14: (A) Utolket isokronkart over sone 3, (B) tolket isokronkart, (C) utolket seismisk innlinje 2150 (A-A') over blokkene og lineasjoner i NV, (D) tolket seismisk innlinje 2150, (E) utolket seismisk innlinje 3148 (B-B') over rettlinjede- furer og (F) tolket seismisk innlinje 3148. Isokronkartene er presentert med belysning fra sør og 15x vertikal overdrivelse.





Figur 4- 15: (A) Viser utolket isokronflater av den SØ-del av sone 3, (B) tolket variansflate over samme område, (C) utolket utsnitt av seismisk innlinje 3910 over de rettlinjede-furene, (D) tolket seismisk snitt, (E) utolket utsnitt av seismisk innlinje 3260 over brede-flater og rettlinjede furer og (F) tolket seismisk snitt. Isokronkartet og varianskartet er presentert med belysning fra sør og en 15x vertikal overdrivelse.





Figur 4- 16: (A) Viser utolket isokronflate av den SV-del av sone 3, (B) tolket variansflate over samme område, (C) utolket (utvalgt) utsnitt over linesjonene, (D) tolket seismisk snitt. Isokronkartet og varianskartet er presentert med belysning fra sør og en 15x vertikal overdrivelse.

## Sone 4

Sone 4 ligger i den nordlige del av studieområdet (figur 4-9 og 4-17). Denne karakteriseres av en jevn overflate som viser liten variasjon på varianskartet. Sone 4 grenser mot sone 3 og 5. To ulike formelementer opptrer i denne sonen: linesjoner og store forhøyninger. Disse vil bli beskrevet og tolket under.

### Linesjoner:

Linesjoner opptrer i hele sonen og ligner på linesjonene omtalt i sone 3. Disse har også en øst-vestlig orientering, ligger parallelt i forhold til hverandre, har en V-formet bunn og opptrer på en kontinuerlig flate som heller inn mot sone 3 (figur 4-17 C, D) Lengden av de ulike linesjonene er mellom 11 og 25 kilometer. De fleste kan følges gjennom hele

studieområdet. Bredden av lineasjonene er mellom 140-200 meter og de er 1.5-2 meter dyp. Lineasjonene som opptrer på den nordlige siden av den store forhøyningen lokalisert i øst, karakteriseres ved å trunkere deler av de langstrakte parallelle lineasjonene tilhørende sone 5. Disse lineasjonene bøyes av mot nord-vest og kiler ut på baksiden av forhøyningen lokalisert i den sentrale del. Lineasjonene på sørsiden av den østlige forhøyningen karakteriseres ved å bøyes av mot sør-vest og følger den sørlige ytterkanten av den sentrale forhøyningen og forsetter vestover.

Basert på lineasjonenes V-formede bunn, lengde og form, tolkes disse også til å være erosjonsspor dannet på tilsvarende måte som lineasjonene identifisert i sone 3. Erosjonsspor har tidligere blitt tolket av Laberg og Vorren (2000b), Haflidason et al. (2004) og Micallef et al. (2009) fra andre ras på norsk-sokkel, til å bli dannet som følge av erosjon ved at sammenhengende blokker blir fraktet langs bunnen av en debrisstrøm.

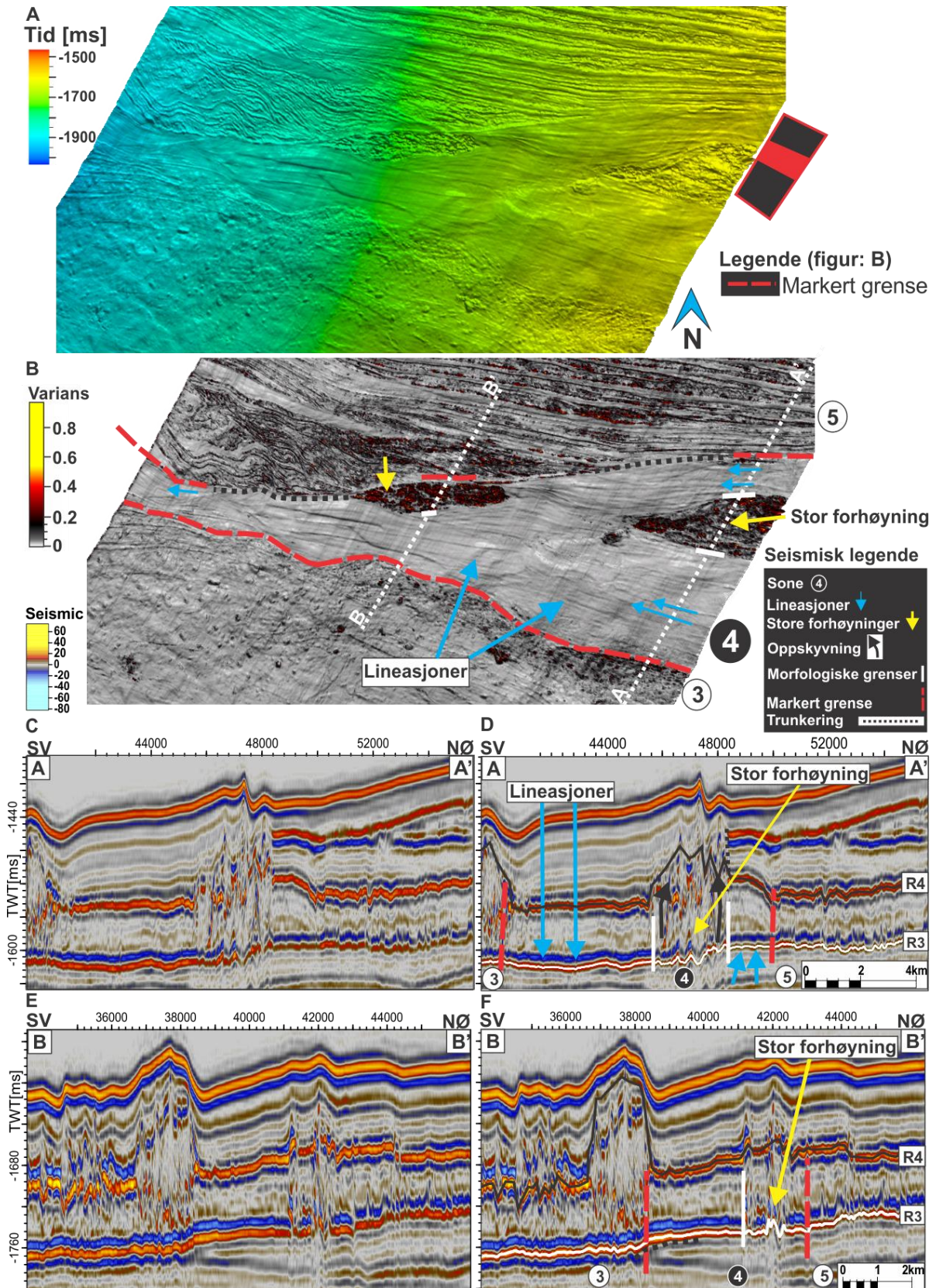
### **Store forhøyninger:**

Store forhøyninger er identifisert i den østlige og sentrale del av sonen (figur 4-17). Forhøyningene viser store variansforskjeller sammenlignet med de omkringliggende lineasjonene. Begge forhøyningene karakteriseres ved å være delvis linseformet og ha en haugete overflate samt bli gradvis tynnere mot vest. Lengden av forhøyningene er om lag 5,6 -5,9 kilometer, bredden er 570 meter til 2,8 kilometer og høyden er mellom 8 til 10 meter.

Det seismiske profilet (figur 4-17 D, F) viser at refleksjonen R3 er bølgeformet og diskontinuerlig, og forhøyningene opptrer som skråstilte refleksjoner. Den overliggende lav-amplitude refleksjonen er også diskontinuerlig og inkluderer skråstilte refleksjoner. Enhetens interne refleksjons-konfigurasjon viser refleksjoner av medium til høy amplitude som er omgitt av en kaotisk matriks. Forhøyningen i øst trunkerer den overliggende refleksjonen R4 og overliggende strata (figur 4-17 D). Forhøyningen i den sentrale del er også observert på en diskontinuerlig refleksjon, mens de overliggende refleksjonene er mer horisontale og trunkerer ikke overliggende strata (figur 4-17 F).

De store forhøyningene tolkes til å være isolerte blokker som ikke har blitt utsatt for brudd og derved ikke har beveget seg nedover skråningen, men har blitt utsatt for sterk kompresjon av omkringliggende masser. Dette er basert på blokkenes indre refleksjons konfigurasjon som indikerer oppskyvning langs kantene (figur 4-17D).





Figur 4- 17 (A) Utolket isokronflate over sone 4, (B) tolket varianskart over samme område, (C) utolket utsnitt av seismisk innlinje 3850 over lineasjoner og en stor-forhøyning i den østlige del av sonen, (D) tolket seismisk snitt, (E) utolket utsnitt av seismisk innlinje 3260 over ryggene og forhøyningen i den sentrale del og (F) tolket seismisk snitt. Isokronkartet og varianskartet er presentert med belysning fra SV og 15x vertikal overdrielse.



## **Sone 5**

Sone 5 ligger i den nordligste del av studieområdet (figur 4-9 og 4-18). I denne sonen har to ulike morfologiske formelementer blitt identifisert; langstrakte parallelle lineasjoner og krumlinjede lineasjoner. Disse er adskilt av et strukturløst område. Sone 5 karakteriseres ved å ligge på en ujevn overflate.

### **Langstrakte og parallelle lineasjoner:**

Langstrakte og parallelle lineasjoner forekommer i den nordlige del av studieområdet (figur 4-18). Disse har en øst – vestlig orientering og forsetter i begge retninger ut av studieområdet. Hver enkelt lineasjon er flatbunnet og adskilles av relativt flate, positive rygger. Lengden av lineasjonene er på omlag 26 kilometer (minimums lengde), bredden er mellom 180-370 meter og dybden er 3-5 meter. Ryggene mellom lineasjonene er 3-5 meter høye og har en bredde på om lag 250-460 meter. Overflatene til disse ryggene karakteriseres ved å være relativt flat og ha mindre V-formede furer som går parallelt med de langstrakte og parallelle lineasjonene. Avstanden mellom de langstrakte og parallelle lineasjoner avtar mot vest. Her ligger de tettere og bøyer svakt av i nordlig retning. Lineasjonene er tydelig avgrenset mellom forhøyning i nord (figur 4-18 B) og de krumlinjede lineasjonene (beskrevet og tolket under) i den sørvestlige delen av sone 5. De seismiske profilene orientert vinkelrett på de langstrakte og parallelle lineasjonene (figur 4-18 D, F) viser at reflektoren R3 fremstår som en kontinuerlig refleksjon av medium amplitude.

De langstrakte og parallelle lineasjonene er tolket til å være erosjonsspor basert på formelementenes negative relieff, den flate bunnen, deres parallelle opptreden og utstrekning på flaten. Lignende lineasjoner har tidligere blitt beskrevet av Gee et al. (2005, 2007) og Bull et al., (2009) som kontinuerlige lineære flatbunnete former og ble tolket til å representere forflytning av konsolidert materiale, bestående av intakte blokker som pløyer overflaten og etterlater markante erosjonsspor fordi blokker løsrives fra hovedmassen og blir transportert foran eller langs siden av sedimentstrømmen. Lignende erosjonsspor har tidligere blitt beskrevet fra sone 3 og 4, men disse viser ett betraktelig lavere negativt relieff.

**Strukturløst område:**

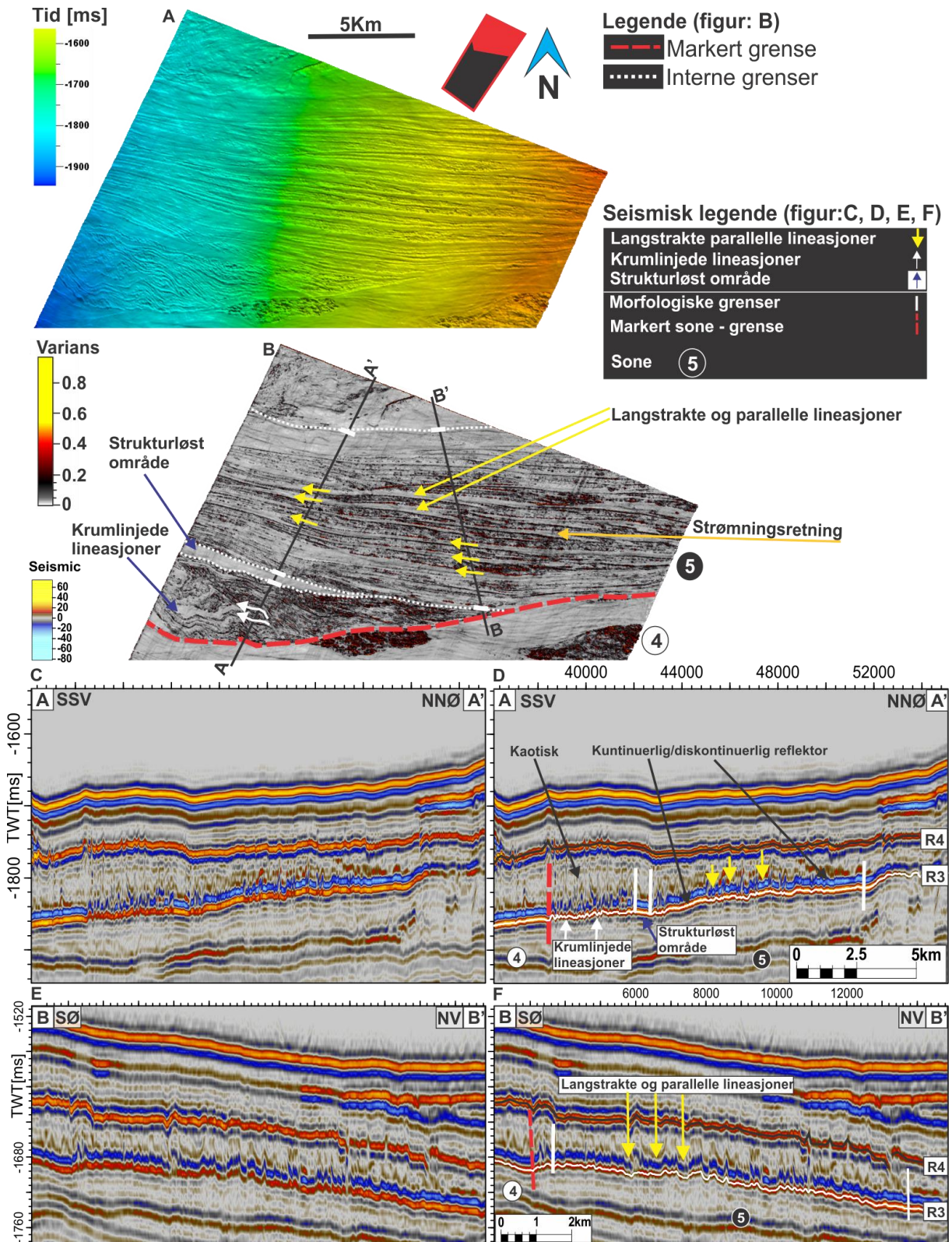
Et strukturløst område er identifisert i den vestlige del av sonen (figur 4-18 B). Området karakteriseres ved å være linseformet og ligger mellom de parallelle langstrakte lineasjonene og de krumlinjede lineasjonene. På varianskartet (figur 4-18 B) karakteriseres området ved å vise liten variasjon. Området er begrenset i østlig retning, men forsetter ut av studieområdet i vest. Området er om lag 10 kilometer langt (minimum), bredden er 370-950 meter. På det seismiske profilet (figur 4-18 C,D) karakteriseres reflektoren R3 og den overliggende lav-amplitude reflektoren med å være til dels parallelle og uforstyrret mens den overliggende interne refleksjons konfigurasjon er kaotisk.

Det strukturløse området tolkes til å representere en isolert blokk av materiale som ikke har vært i bevegelse. Dette er basert på at R3 refleksjonen og den overliggende lav-amplitude refleksjonen er kontinuerlig og uforstyrret. En alternativ tolkning er at området tilsvarer en sedimentblokk som har beveget seg et stykke for så å stoppe opp, men dette ansees basert på observasjonene over å være mindre sannsynlig.

**Krumlinjede lineasjoner:**

Krumlinjede lineasjoner forekommer i den vestlige del av sone 5 (figur 4-18). Disse har en øst – vestlig orientering og er begrenset til en liten del av sonen, men forsetter ut av studieområdet i vest. Lineasjonene karakteriseres ved å ligge betraktelig tettere i øst i forhold til den vestlige del. Lengden av lineasjonene er om lag 712-6300 meter, bredden er mellom 60-90 meter og de er 2 – 4,5 meter dyp. I den vestlige del bøyes de krumlinjede lineasjonene av mot hver sin side av et relativt strukturløst område. Ikke alle lineasjonene er parallelle og kontinuerlige, noen ser ut til å ha en begrenset utbredelse og karakteriseres ved å krumme av mot nord-vest og kile ut ved grensen til sone 4. Det seismiske profilet (figur 4-18 D) orientert vinkelrett på lineasjonene viser at de har en V-formet bunn og adskilles av små rygger, som ligger parallelt i forhold til hverandre. Den overliggende, interne, lav-amplitude refleksjonen er diskontinuerlig og er brutt opp av vertikaltstilte refleksjoner.

Basert på de krumlinjede lineasjonenes V-formede bunn, lengde og krumlinjede form, tolkes disse til å være erosjonsspor. Erosjonsspor har tidligere blitt tolket av Posamentier & Kolla (2003) og Bull (2009) til å bli dannet som følge av bunnerosjon ved at sammenhengende blokker blir fraktet langs bunnen av en debrisstrøm og eroderer bunnen etter hvert som strømmen forflytter seg nedover skråningen.

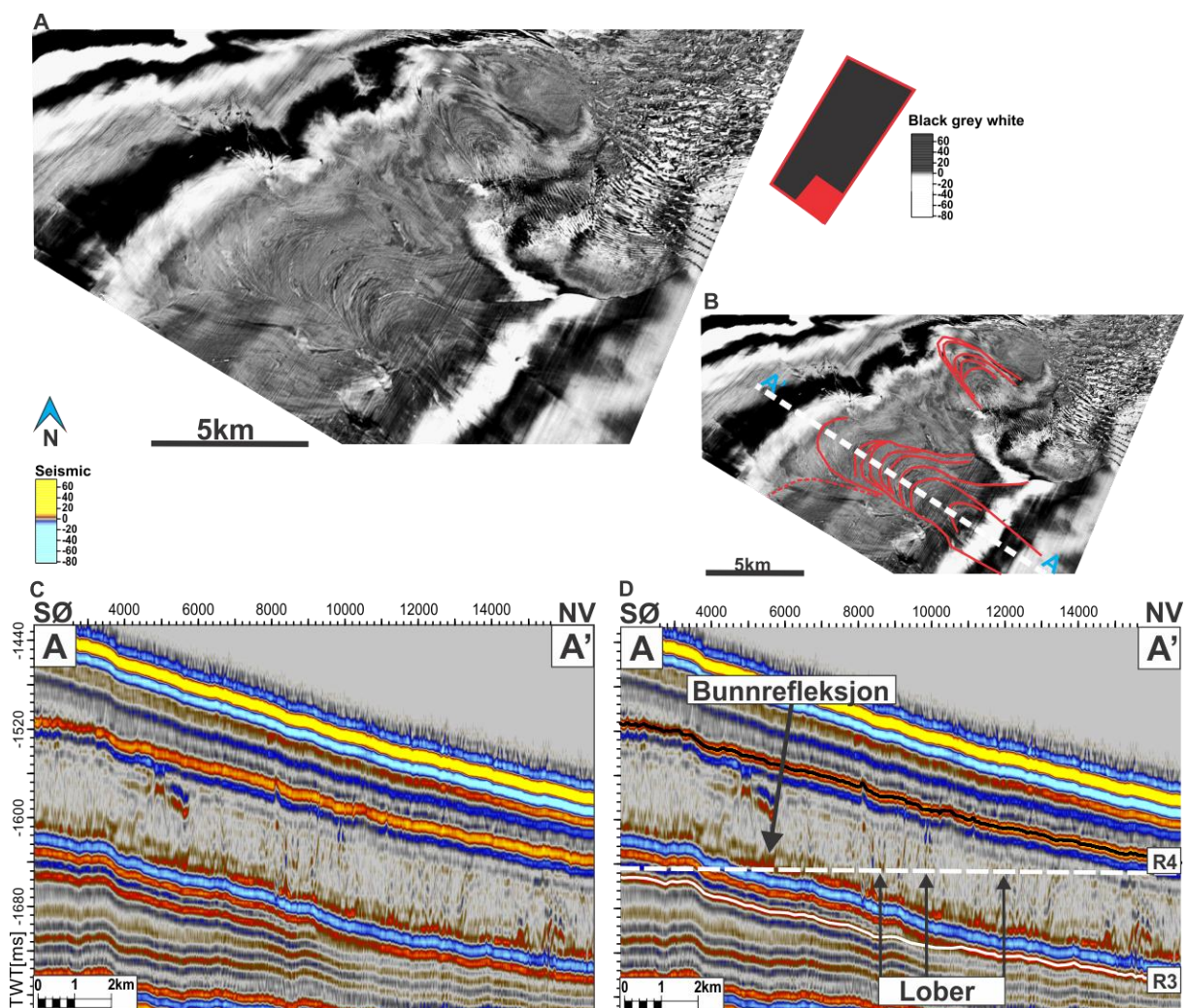


Figur 4- 18: (A) Utolket isokronflate av sone 5 i den nordlige del av studieområdet, (B) tolket varianskart over samme område, (C) utolket seismisk utsnitt av innlinje 2440 over de krumlinjede linesjonene, det strukturløse området og de langstrakte og parallelle linesjonene, (D) tolket seismisk snitt, (E) utvalgt (utvalgt) seismisk snitt over de langstrakt og parallelle linesjonene og viser overgangen til sone 4 og (F) tolket seismisk snitt. Isokronflaten og varianskartet er presentert med en belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.



### Den interne refleksjonskonfigurasjonen i Naust S

Den sørlige del av enhet 2 karakteriseres hovedsakelig av en kaotisk til transparent refleksjonskonfigurasjon og enheten har her en betydelig mektighet på om lag 80-100 meter (figur 4- 19 C og 4-20). Mens den sentrale - og nordlige del av hele studieområdet domineres av en tynnere lagpakke på mellom 70-44 meter som viser oppstykkede refleksjoner av medium-amplitude i en kaotisk matris (figur 4-20). I den sørlige del av studieområdet er også lobeformete avsetninger identifisert internt i lagpakken som er opptil 100 meter tykk, enheten viser en kaotisk til transparent intern seismisk signatur (figur 4-19D). Lobene vil bli beskrevet og tolket under.



**Figur 4- 19:** (A) Utolket tidssnitt (1640 [ms]) som viser opptreden av lober internt i den sørlige del av enheten Naust S, (B) tolket tidssnitt over samme område, (C) utolket seismisk snitt over den største av de identifiserte lobene og (D) tolket seismisk snitt som kun viser plasseringen av lobene, som ikke indikeres ved en tydelig bunnrefleksjon. Refleksjon R3 og R4 er presentert med henholdsvis hvit og svart linje i de tolkede seismiske snittene.



**Løber:**

To løber har blitt identifisert i den sørlige del av enheten Naust S (figur 4-19). Disse har en SØ-NV orientering og karakteriseres ved markerte ytterkanter som ender i en serie av buede lineasjoner i nord-vest. I de seismiske profilene karakteriseres lobene med skrånede medium amplituder inni en kaotisk matriks, der medium amplitude refleksjonen i bunnen av enheten trolig kan tolkes til å være bunnrefleksjonen til lobene, men dette er noe usikkert (figur 4-19 D, F).

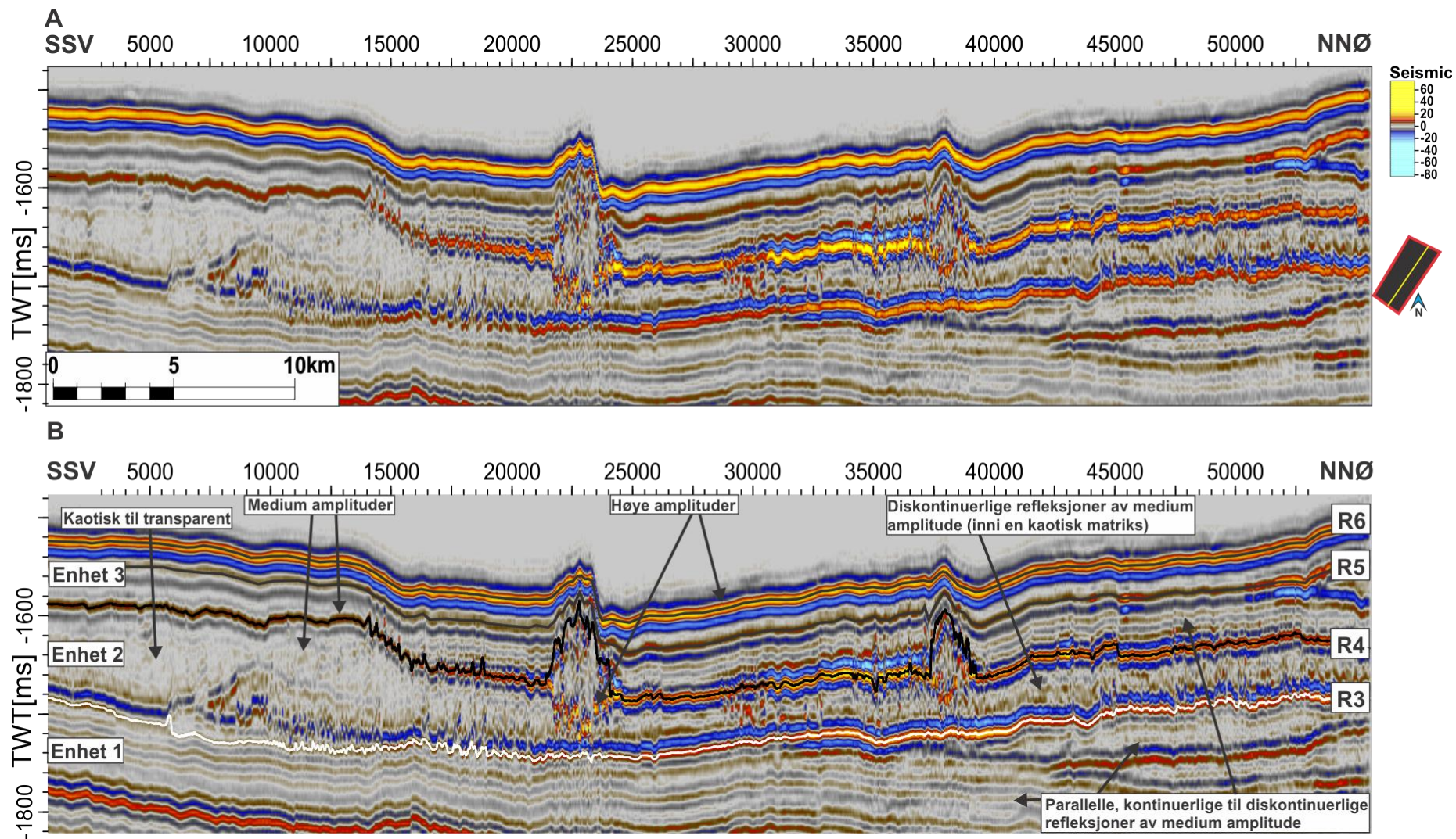
Basert på lobenes geometri og kaotiske seismiske signatur tolkes disse til å representere glasielle debrisstrømmer. Tilsvarende avsetninger er tidligere fra midt-norsk sokkel av Johansen. (2010) og Laberg et al. (2011).

**4.3.2 Topp Naust S (refleksjonsflate R4/bunn Naust T)**

Flaten representerer toppen av rasavsetningene og formelementene er i hovedsak knyttet til Sklinnadjupraset. Flaten presenteres og diskuteres derfor her og ikke som en del av enheten over, Naust T.

Topp Naust S refleksjonen er en kontinuerlig til diskontinuerlig refleksjon med medium til høy amplitude og ligger på mellom -1440 og -1800 [ms tv] dyp. Topp Naust S flaten (figur 4-21 og appendiks 2: isokronkart med konturer) karakteriseres ved en svak sør-vestlig (sett fra nordsiden av studieområdet) og nord-vestlig helning (sett fra sørsiden av studieområdet) og har en gjennomsnittlig gradient på 1.2°.

De identifiserte sone-grensene og de morfologiske formelementene, viser store likhetstrekk med de som opptrer på bunn Naust S flaten (kapittel 4.3.1), noe som viser at de har blitt dannet som følge av de samme prosessene knyttet til Sklinnadjupraset. Noen nye formelementer har også blitt identifisert på topp Naust S flaten, disse representerer også formelementer som er tilknyttet raset og vil under bli beskrevet og tolket, og videre diskutert i kapittel 5.

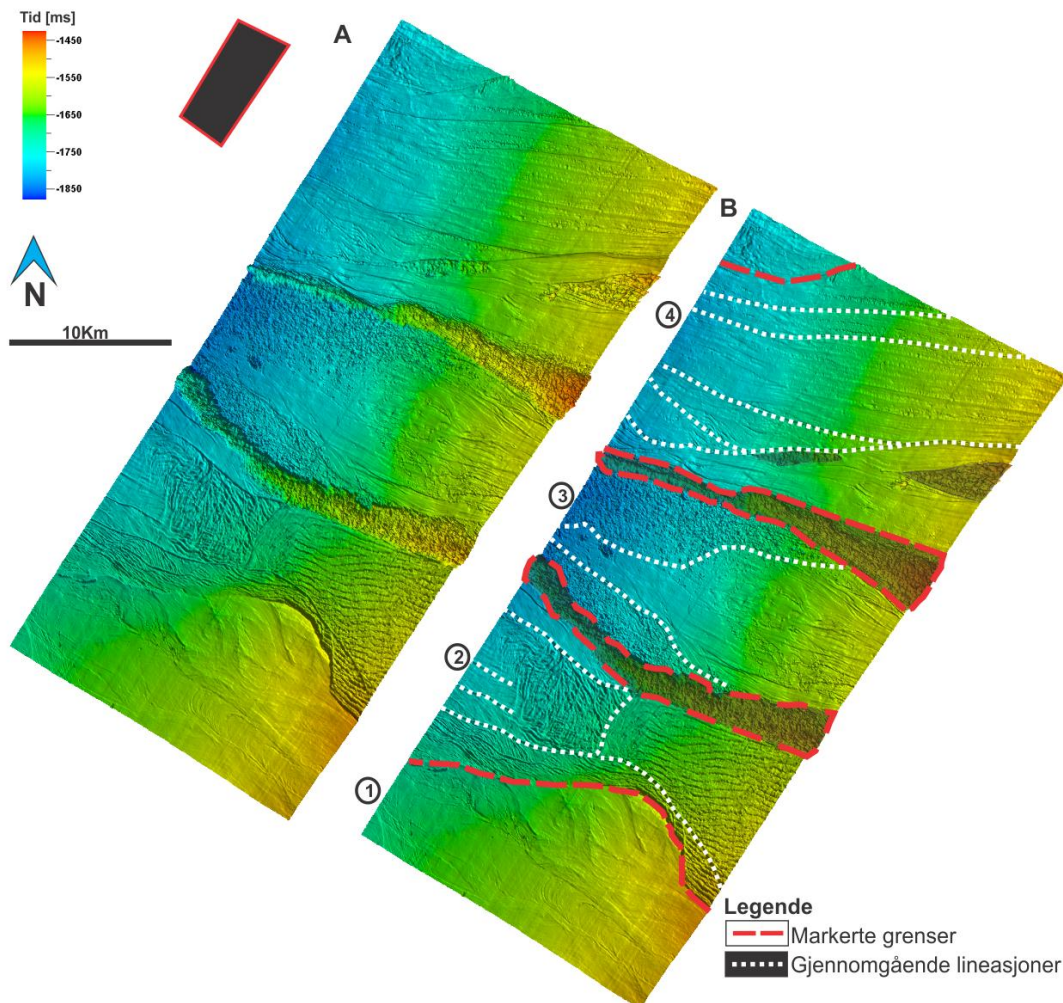


Figur 4- 20: Figuren viser tolkning av den interne refleksjonskonfigurasjonen av de ulike enhetene. Enhet 2 (ligger mellom R3 og R4) og enhet 3 (ligger mellom R4 og R6). (A) Utolket seismisk innlinje 3201, (B) tolket seismisk innlinje 3201.



## Sone 1

Sone 1 ligger i den sør-østlige del av studieområdet, her forekommer et nytt formelement: skråstilte lineasjoner.



**Figur 4- 21: Oversiktskart over refleksjonsflate topp Naust S (R4): (A) utolket isokronflate og (B) tolket isokronflate. Hvor de ulike sone-grensene og gjennomgående lineasjoner har blitt indikert. Figurene er presentert med belysning fra SØ og en 10x vertikal overdrivelse.**

### Skråstilte lineasjoner:

Skråstilte lineasjoner har blitt identifisert i den nordlige del av sone 1 (figur 4-22). Disse har en NV-SØ orientering og kan følges helt til den bratte kanten som definerer grensen til sone 2, hvor de bøyes av og følger de tettliggende ryggene mot vest. Lineasjonene har en lengde på

4,3 – 4,8 km, bredden er mellom 170 og 210 meter og de er 4 - 7 meter dyp. De karakteriseres ved å ha en u-formet bunn, ligge parallelt i forhold hverandre, men også ved å ligge parallelt med de underliggende tettliggende ryggene, som ble identifisert langs bunn Naust S flaten.

Basert på de skråstilte lineasjonenes beliggenhet over de tidligere omtalte tettliggende ryggene tolkes disse til å være dannet som følge av kompresjon. En alternativ tolkning er at disse representerer interne skjærsoner, men dette ansees mindre sannsynlig ut i fra sammenhengen med rygg-formene.

### **Lober**

Lobestrukturen identifisert i sone 1 (figur 4-22) har en SØ-NV orientering og er lokalisert stratigrafisk rett over en av de tidligere omtalte lobene fra sone 1 (figur 4-11 og 4-19). På grunnlag av lobenes likhet i geometri, utbredelse og stratigrafiske plassering tolkes disse til å definere toppen av de glasiale debrisstrømvæsetningene.

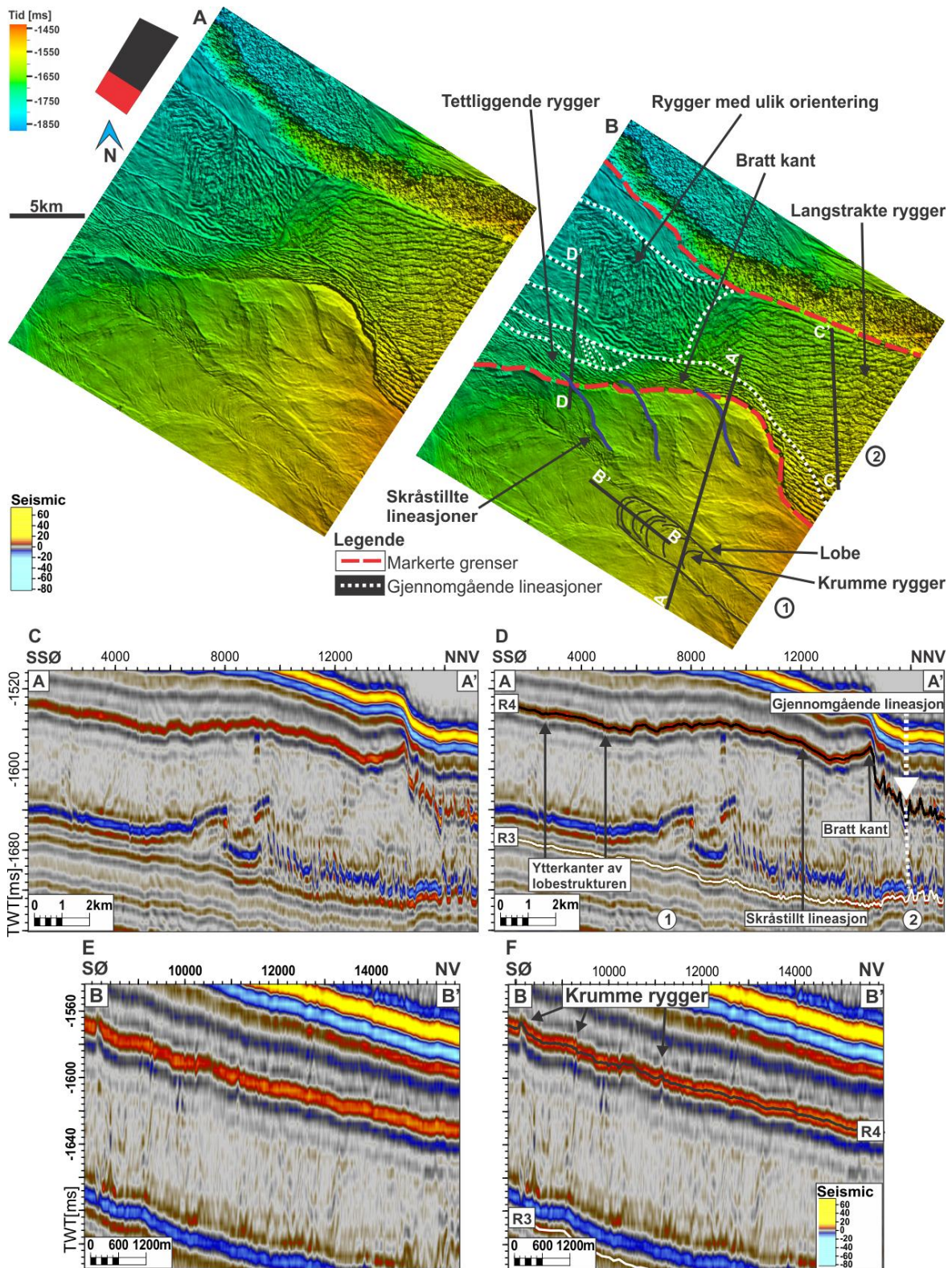
### **Sone 2**

Sone 2 avgrenses av sone 1 og 3 (figur 4-22). I de ytre delene av sonen opptrer de samme formene som på bunn Naust S flaten, henholdsvis tettliggende og langstrakte rygger og rygger av ulik orientering. I tillegg opptrer lineasjoner i den sentrale del av sonen. Et nytt morfologisk formelement er også identifisert: en bratt kant. Denne vil bli beskrevet og tolket under, i tillegg vil de langstrakte lineasjonene bli omtalt.

### **Bratt kant:**

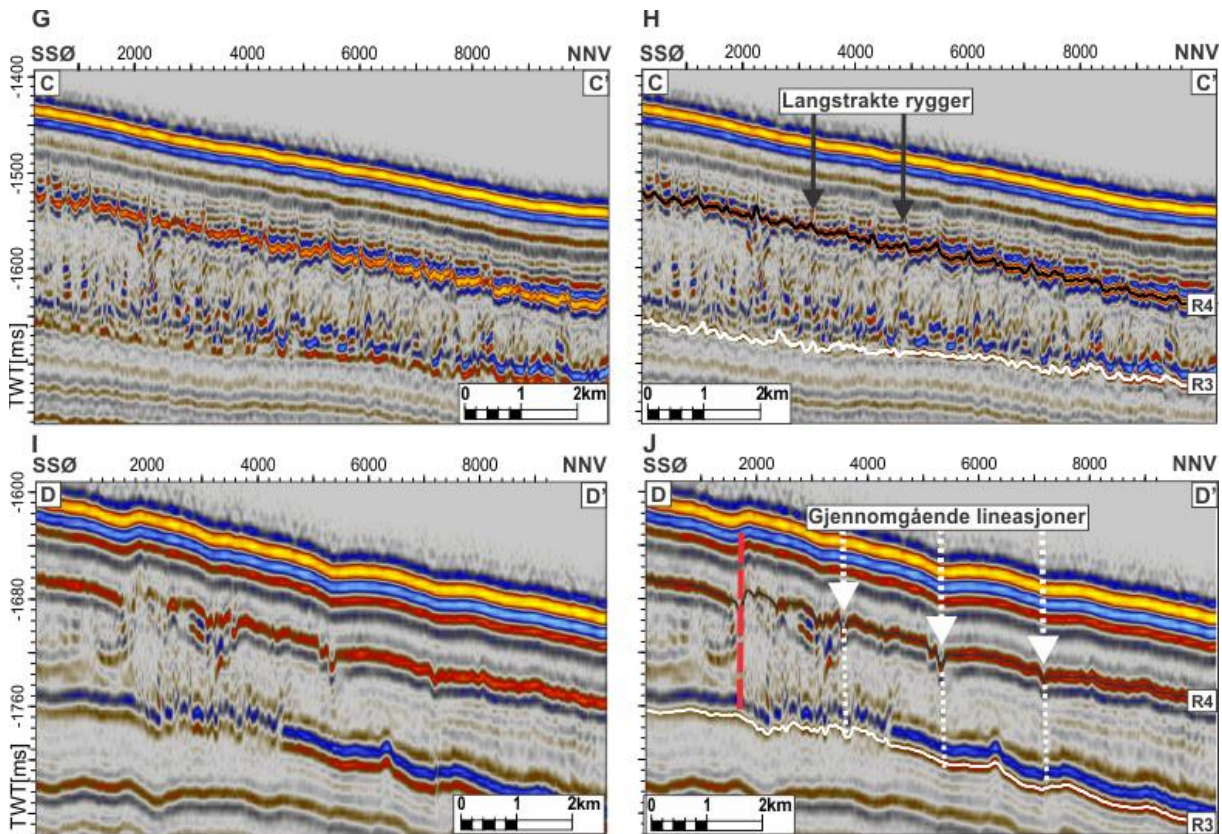
En bratt kant definerer grensen mellom sone 1 og 2 (figur 4-22), soner som viser helt ulik morfologi. Kanten karakteriseres ved å helle mot nordøst og er orientert parallelt med de tettliggende ryggene. Kanten kan følges gjennom hele studieområdet fra øst mot vest og har et maksimum relieff på om lag 30 meter i øst. Mot vest utjevnes høydeforskjellene over kanten.





Figur 4- 22: (A) Utolket isokronflate av den sørlige del av refleksjonsflaten R4 (sone 1 og 2), (B) tolket isokronflate, (C) utolket seismisk snitt A-A', som viser et tverrsnitt av lobene og de skråstilte lineasjonene, (D) tolket seismisk snitt A-A', (E) utolket seismisk snitt B-B', over de krumme ryggene internt i loben, (F) tolket seismisk snitt B-B', (G) utolket seismisk snitt C-C', på tvers av de langstrakte ryggene, (H) tolket seismisk snitt C-C', (I) utolket seismisk snitt D-D', på tvers av de gjennomgående lineasjonene og (J) tolket seismisk snitt D-D'. Isokronflatene er presentert med belysning fra sør-vest og 10x vertikal overdrivelse. Figuren fortsetter på neste side.





Basert på at kanten skiller to områder av ulik litologi, ligger parallelt med den antatte rasretningen og at relieffet avtar nedover skråningen, tolkes denne til å være rasets laterale margin. Laterale marginer er definert som rygger/kanter som blir dannet parallelt med massestrømmens ytre grenser og gir informasjon om rasets dominerende transportretning (Bull et al., 2009).

### **Langstrakte lineasjoner:**

Langstrakte lineasjoner forekommer i den sentrale del av sone 2 (figur 4-22). Disse karakteriseres ved å ligge over de tidligere omtalte langstrakte lineasjonene på bunn Naust S flaten (sone 2) (figur 4-12) og fremstår ved å trunkere de mellomliggende parallelle skråstilte lineasjonene lokalisert i den vestlige del av sone 2, hvor de langstrakte lineasjonene også viser til å forgreine seg. Det seismiske profilet (figur 4-22J) viser at lineasjonene er gjennomgående for enheten, som ikke viser til noen endringer i den interne facies. Basert på lineasjonenes opptreden både på bunn Naust S og topp Naust S flatene er disse tolket til å være interne skjærsoner, slike soner indikerer at deler av den samme massestrømmen har beveget seg med ulik hastighet og/eller har blitt utsatt for ulik grad av deformasjon nedover skråningen.

### **Sone 3**

Sone 3 er lokalisert i den sentrale del av studieområdet (figur 4-23) og viser stor grad av likheter med formelementene på den underliggende sonen på bunn Naust S flaten (figur 4-14). Hovedforskjellen mellom de to flatene er at de rettlinjede furene og blokkene opptrer i større skala på topp Naust S flaten. Blokkene, som opptrer sammen med de store langstrakte ryggene vil bli omtalt nærmere. Men først skal vi se nærmere på et nytt formelement som har blitt identifisert: linser.

#### **Linser:**

Linser med en øst-vestlig orientering har blitt identifisert i den sentrale del av sone 3 (figur 4-23). Disse har en lengde på om lag 0,5 - 2 km, bredden er mellom 600-1400 meter og de har et positivt relieff på opptil 8 meter. Linsene karakteriseres ved å ligge ved enden av de rettlinjede furene og ved at de bøyer av inn mot midten av sonen, hvor de også karakteriseres ved å ligge tettere ansamlet. Linsene fremstår som oppstykkede refleksjoner på den diskontinuerlige R4 refleksjonen (figur 4-23G).

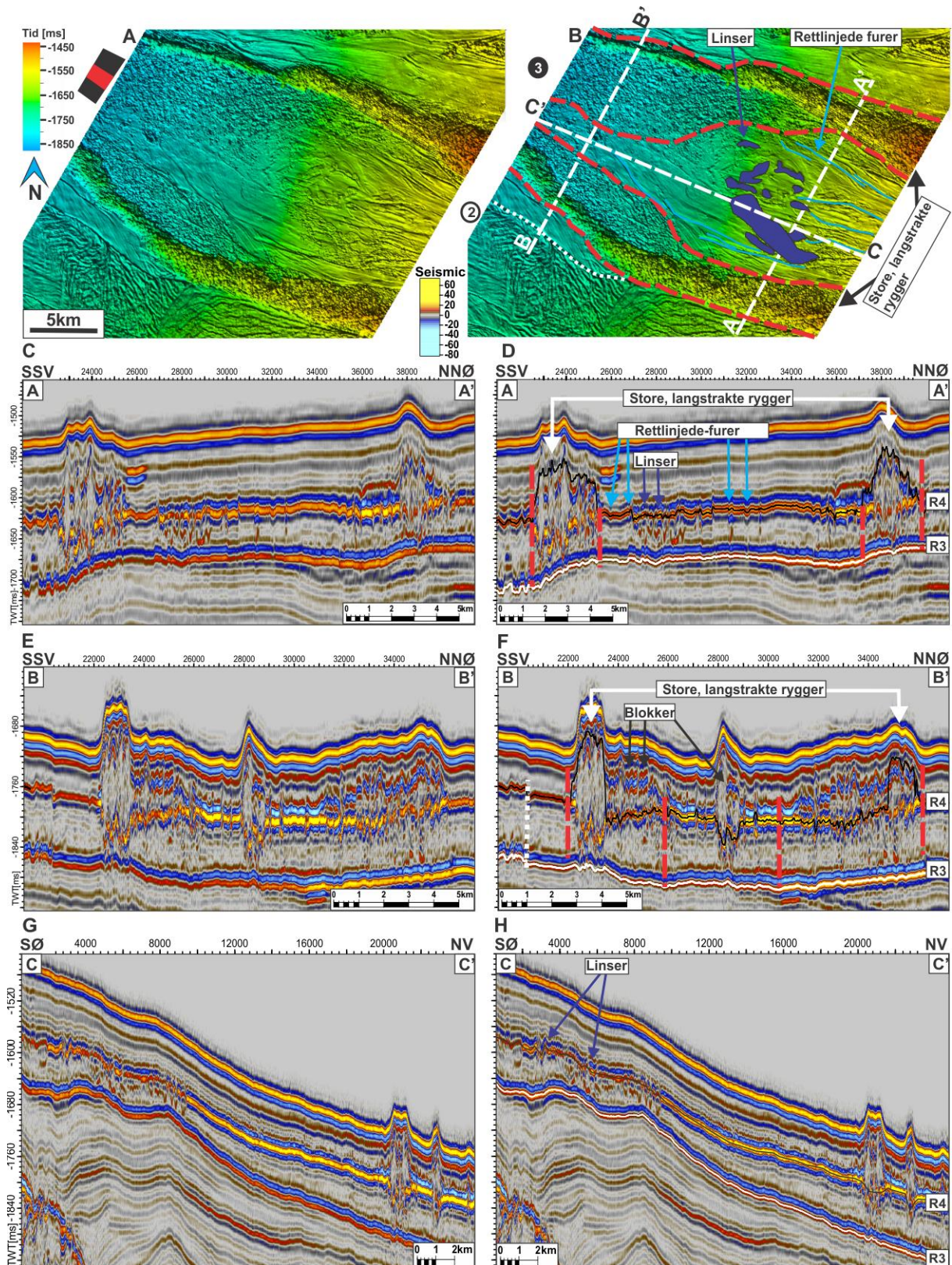
Basert på linsenes lokalisering foran de rettlinjede furene, tolkes disse til å være konsoliderte sedimentblokker som har blitt transportert som en del av massestrømmen. Lignende blokker med relaterte erosjonsspor har blitt identifisert av Nissen et al. (1999) utenfor kontinental skråningen av Nigeria.

#### **Store, langstrakte rygger:**

Store, langstrakte rygger representerer yttergrensene av sone 3 og har en dominert øst-vest orientering. Ryggene har en lengde på opptil 25,5 km, bredden er fra 1 til 3,3 km og høyden varierer fra 66 meter i øst til 109 meter i vest, hvor de brer seg ut mot den sentrale del av sonen. Seismiske profiler orientert transvers på ryggene (figur 4-23 D,F) viser at toppen av dem fremstår som diskontinuerlige refleksjoner av medium-amplitude og at den interne refleksjonen er kaotisk. Dette indikerer at ryggene domineres av større og mindre blokker (figur 4-23 og 4-27). Ryggene har en markert og veldefinert ytre grense mot sone 2 og 4.

Ryggene består trolig av materiale som har blitt fraktet fra skåningens øvre del som tidligere foreslått av Riis et al. (2005). Alternativt så domineres ryggene av diapir-strukturer som tidligere diskutert av Hjelstuen et al. (1997).





Figur 4- 23: (A) Utolket isokronflate av sone 3, (B) tolket isokronflate, (C) utolket innlinje A-A' (3576), trukket på tvers av lobene, rettlinjede-furer og linser, (D) tolket seismisk innlinje A-A' (3576), (E) utolket seismisk innlinje B-B' (2341) på tvers av lobene, (F) tolket seismisk innlinje B-B'(2341), (G) utolket seismisk krysslinje C-C' (4271) gjennom den sentrale del av sone 3 og (H) tolket seismisk krysslinje C-C' (4271). Isokronflatene er presentert med belysning fra sør-vest og 10x vertikal overdrivelse.



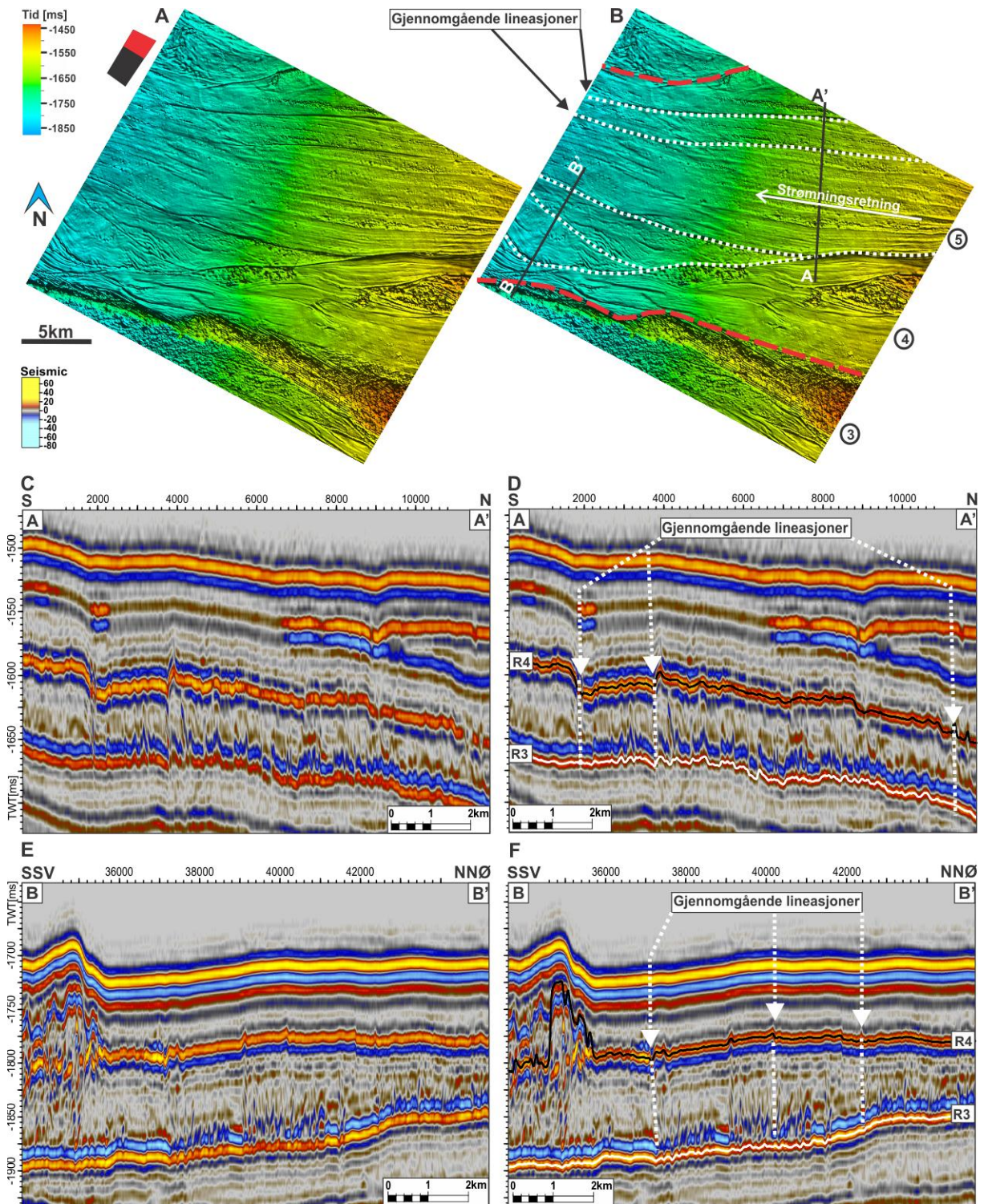
**Sone 4 og 5:**

Sone 4 og 5 viser mange av de samme formelementene som tidligere har blitt identifisert på bunn Naust S flaten. Under vil de gjennomgående lineasjonene som opptrer både på bunn Naust S og topp Naust S flatene, som vil bli nærmere presentert (figur 4-18 og 4-24), fordi disse er tydelige retningsindikatorer for raset, men også fordi de forteller at erosjonssporene tilhørende sone 4 og 5 trolig har blitt forårsaket av to ulike hendelser.

**Gjennomgående lineasjoner:**

Gjennomgående lineasjoner har blitt identifisert i sone 4 og 5, disse karakteriseres ved å trunkere andreordens strømningsstrukturer og strekker seg gjennom hele studieområdet fra øst til vest, hvor de også viser mindre forgreninger (figur 4-24).

Basert på lineasjonenes opptreden både på bunn og topp Naust S flatene er disse tolket til å være interne skjærsoner. Slike soner indikerer at deler av den samme massestrømmen har beveget seg med ulik hastighet og/eller på ulikt tidspunkt og kan derved ha blitt utsatt for ulik deformasjon. Det er liten forskjell i massens interne seismiske facies i områder med skjærsoner, noe som viser at skjærsonene skiller sedimenter med liten forskjell i sammensetning og/eller fysiske egenskaper.



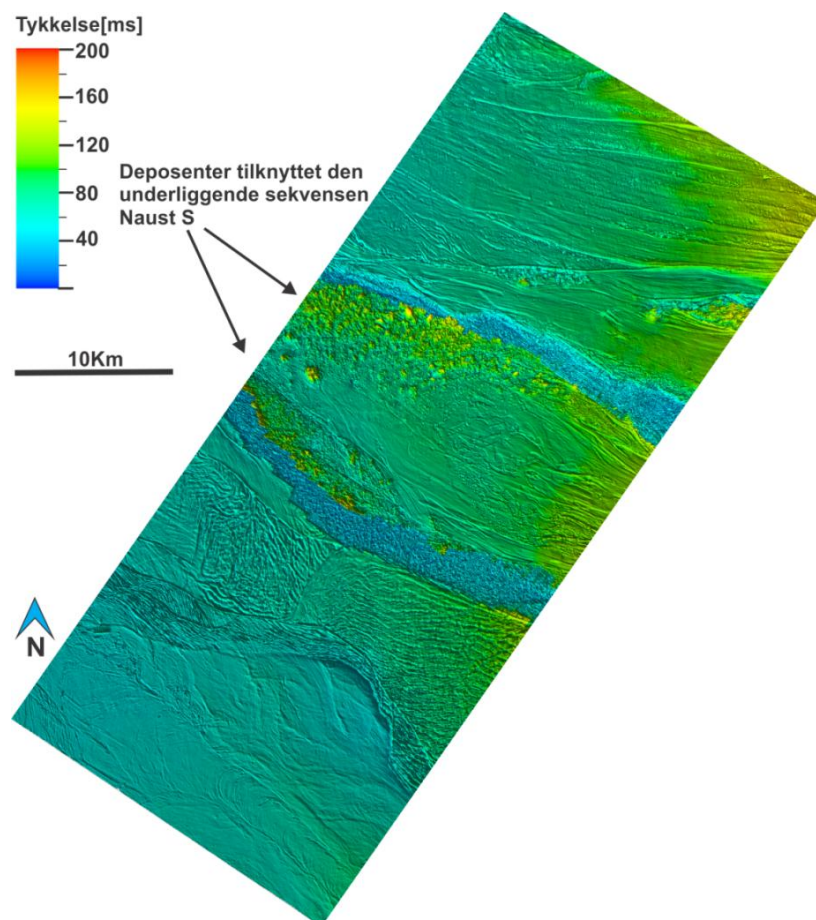
Figur 4- 24: (A) Utolket isokronflate over sone 4 og 5, (B) tolket isokronflate, (C) utolket seismisk snitt A-A', på tvers av de gjennomgående lineasjonene i øst, (D) tolket seismisk snitt A-A', (E) utolket seismisk snitt B-B', på tvers av de samme gjennomgående lineasjonene i vest. Isokronflatene er presentert med belysning fra sør-vest og 10x vertikal overdrivelse.

#### 4.4 Naust T

Naust T defineres mellom refleksjonene topp Naust S/bunn Naust T (R4) og havbunnen (R6) (figur 4-1 og 4-20) og består av avsetninger som er yngre enn 0,2 Ma (Rise et al., 2010). Sekvensen domineres av parallelle, kontinuerlige til diskontinuerlige refleksjoner av medium amplitude.

Isopakkartet (figur 4-25) viser at tykkelsen av Naust T varierer mellom 5 og 200 [ms], tilsvarende henholdsvis 4 m og 170 m. Enhetens gjennomsnittlig tykkelse er på om lag 78 [ms] noe som tilsvarer 66 meter.

To ulike deponer har blitt identifisert: henholdsvis i den nordlige og sentrale del av studieområdet. Deponeret lokalisert i den sentrale del av studieområdet, er avgrenset av de store, langstrakte ryggene som er en del av Sklinnadjuprasets avsetninger. Deponeret i nord viser ingen klar relasjon til underliggende relieff (figur 4-25 og 4-27). Den øvrige del av studieområdet viser liten variasjon i tykkelse.



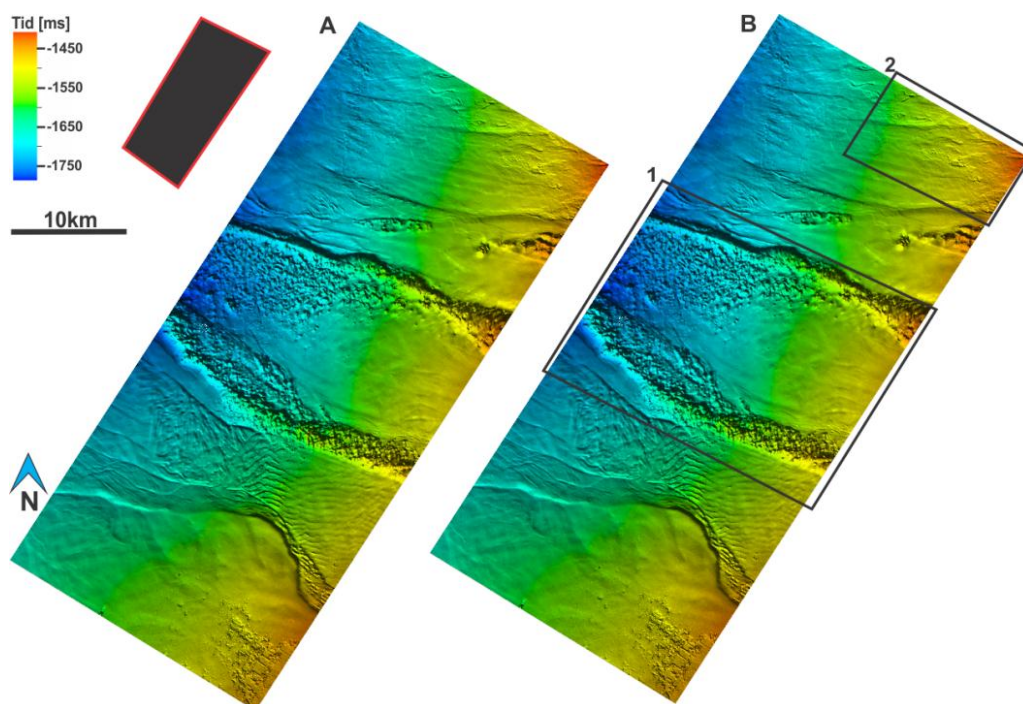
Figur 4- 25: Tykkelseskart (isopakkart) over Naust T. Figuren er presentert med belysning fra sør-vest og en 10x vertikal overdrivelse.



#### 4.4.1 Intra Naust T (refleksjonsflate R5)

Intra Naust T refleksjonen er en kontinuerlig til diskontinuerlig refleksjon med medium amplitude og ligger på mellom -1420 og -1800 [ms tvt] dyp (figur 4-26). Intra Naust T flaten draperer den underliggende flaten topp Naust S/bunn Naust T (R4). Ett nytt formelement har blitt identifisert på Intra Naust T flaten: krumlinjede furer som vil bli nærmere omtalt under (figur 4-28).

Den interne seismiske refleksjonskonfigurasjon domineres av parallelle kontinuerlige til diskontinuerlige refleksjoner av medium amplitude (figur 4-20). Basert på dette tolkes Naust T til å domineres av draperende, marine og glasimarine, hemipelagiske sedimenter.



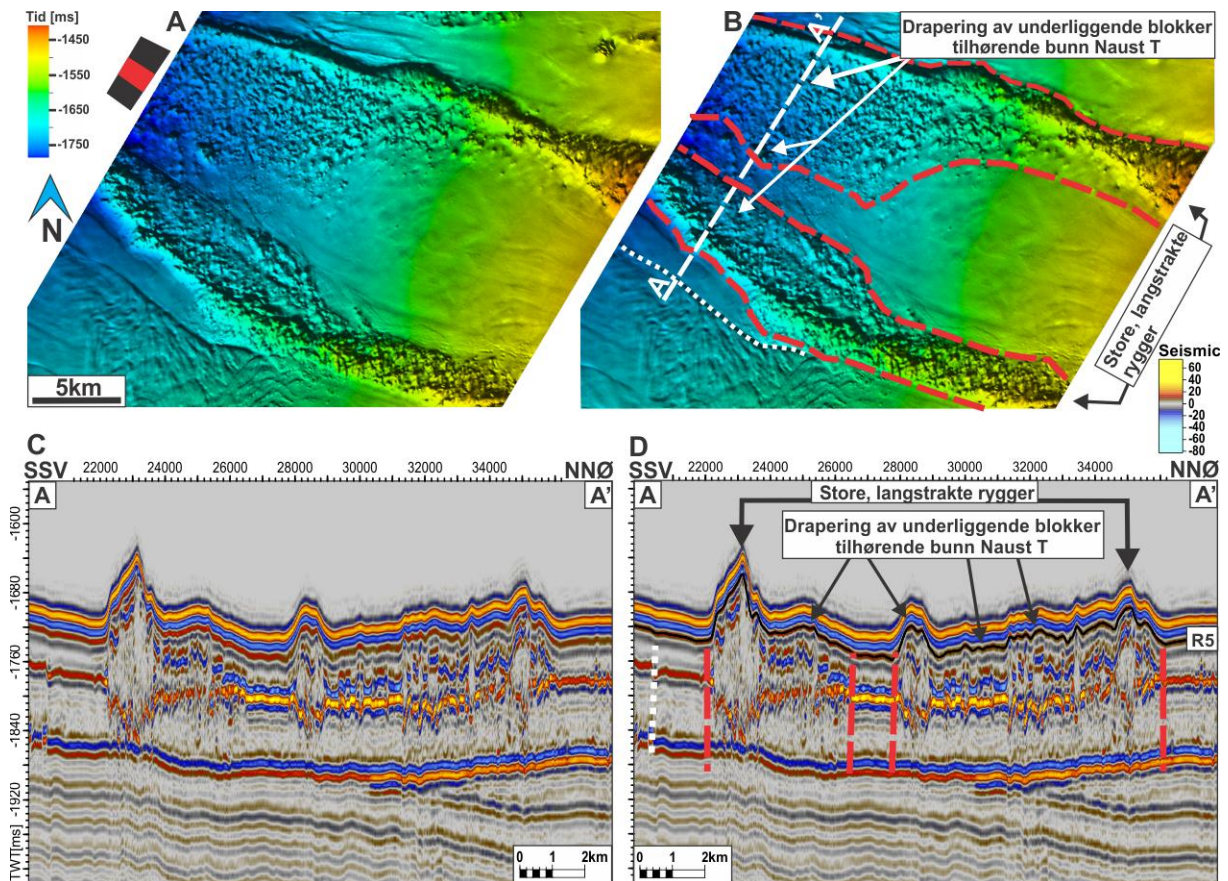
**Figur 4- 26: (A) Utolket isokronflate som viser refleksjonsflaten R5 og (B) markerer ulike områder (svarte bokser) som vil bli beskrevet og tolket under. Figuren er presentert med belysning fra sør og 15x vertikal overdrivelse. Refleksjonsflatens stratigrafiske plassering er vist i (figur 4-1 og 4-20).**

#### **Krumlinjede furer:**

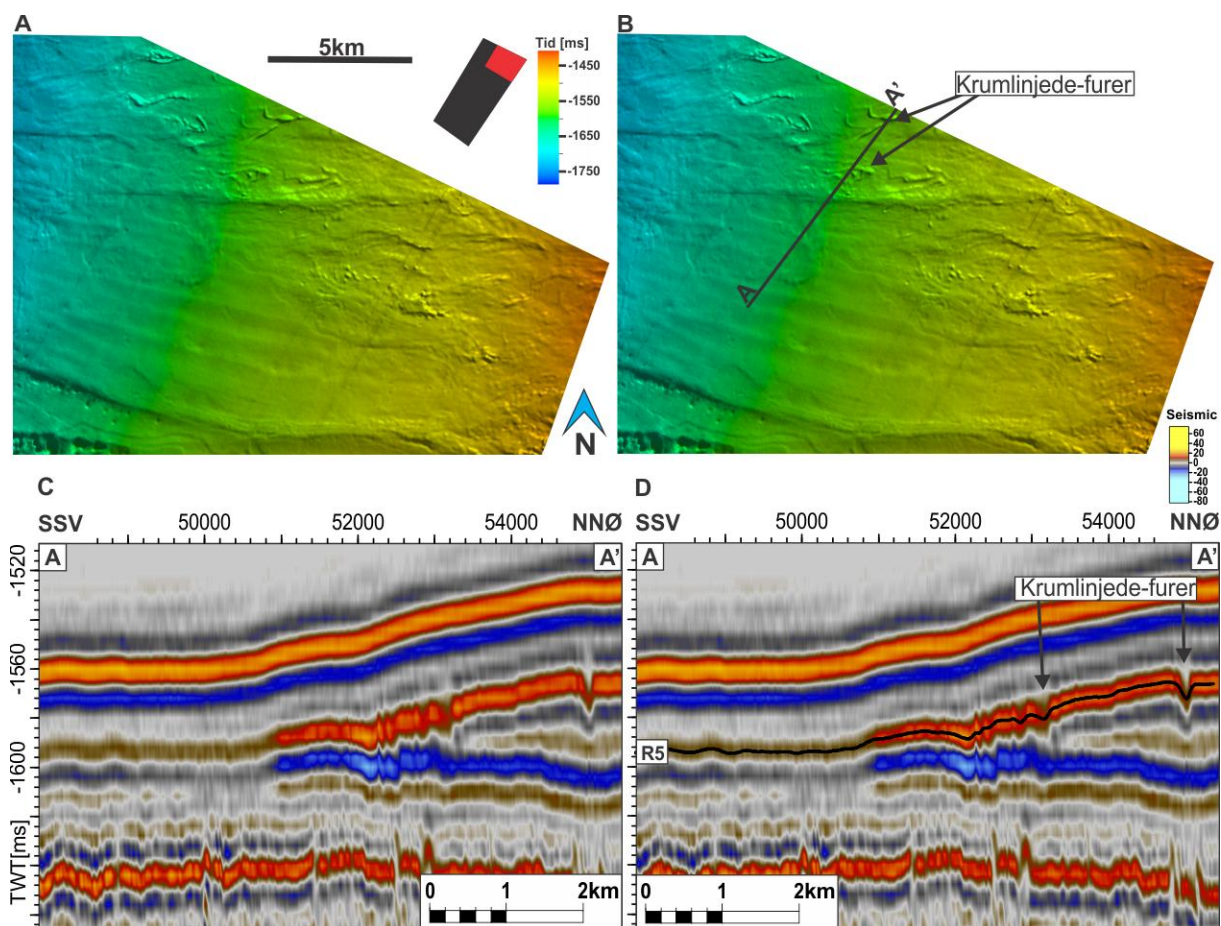
Krumlinjede furer har blitt identifisert i den nord-østlige del av studieområdet (figur 4-28). Disse viser ingen foretrukket orientering. Lengden av furene er fra 420 meter til 2 km, bredden er mellom 100 til 200 meter og de er opptil 7 meter dyp. I det seismiske profilet trukket travers på furene (figur 4-28) viser at de har en V-formet bunn og at slike strukturer ikke forekommer langs de underliggende refleksjonene.



Basert på størrelsen og den V-formede bunnen av de krumlinjede furenes tolkes disse til å være pløyespor dannet av isfjell som skuret den tidligere havbunnen. Gigantiske pløyespor dannet av isfjell, har tidligere blitt rapportert utenfor vest Grønland på over 1000 meters havdyp av (Kuijpers et al., 2007). En alternativ tolkning er at furene har blitt dannet som følge av innsynkning, men dette ansees basert på observasjonene over å være mindre sannsynlig.



Figur 4- 27: A) Utolket utsnitt av isokronflate tilsvarende refleksjonen R5-intra Naust T, (B) tolket isokronflate, (C) utolket seismisk innlinje A-A' (2321) over de stor, langstrakte ryggene og (D) tolket seismisk innlinje A-A' (2321). Isokronflatene er presentert med belysning fra sør og 15x vertikal overdrivelse (lokalisering vist i figur 4-26). Dette området har lik lokalisering som den tidligere omtalte sone 3 fra den underliggende refleksjonen R4 bunn Naust T.



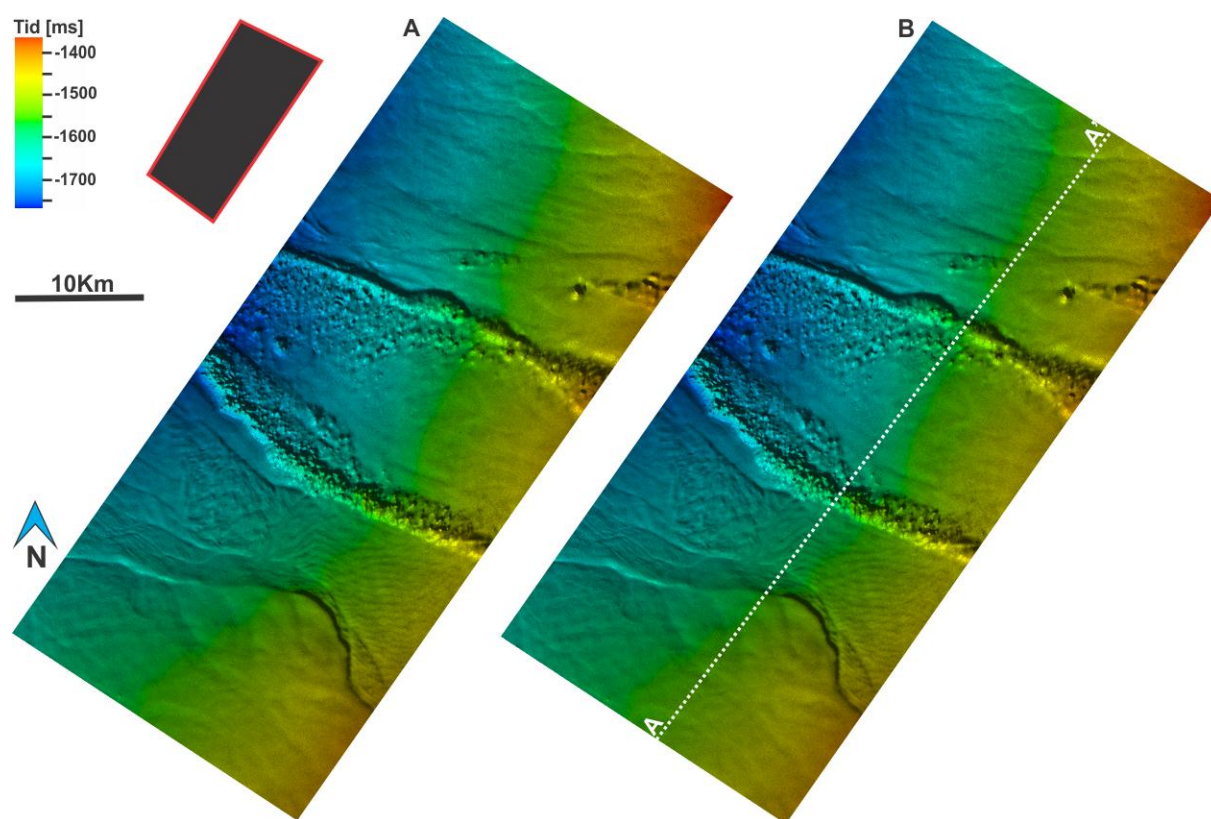
Figur 4- 28: (A) Utolket isokronflate som viser den nord-østlige del av refleksjonsflaten, (B) tolket isokronflate, (C) utolket seismisk snitt A-A', over de krumme furene, (D) tolket seismisk snitt A-A'. Isokronflatene er presentert med belysning fra sør og 15x vertikal overdrivelse (lokalisering vist i figur 4-26).

#### 4.4.3 Topp Naust T (refleksjonsflate R6)

Topp Naust T refleksjonen (havbunnen) er en kontinuerlig sterk refleksjon med høy amplitude (figur 4-20) og flaten ligger på mellom -1360 og -1760 [ms tv] dyp. Topp Naust T flaten (figur 4-29) karakteriseres ved en svak sør-vestlig helning og har en gjennomsnittlig gradient på  $1.2^\circ$ .

Topp Naust T gjenspeiler i hovedsak de morfologiske formentene som tidligere er identifisert på de underliggende refleksjonsflatene bunn Naust S, topp Naust S/bunn Naust T og Intra Naust T. Havbunnen viser store likhetstrekk med Intra Naust T, som ble tolket til å være en del av en draperende enhet. Den resente sedimentasjon i dette området er derfor i hovedsak hemipelagisk.





Figur 4- 29: (A) Utolket isokronflate av refleksjonen R6 havbunnen og (B) tolket isokronflate. Den seismiske innlinje A-A' (3201) er vist i figur 4-20. Isokronflatene er presentert med belysning fra sør og en 15x vertikal overdrivelse.





## 5. DISKUSJON

### 5.1 Innledning

Under vil sedimentasjonsmiljøet ved avsetning av Naust U, S og T bli diskutert. Hovedvekten vil bli lagt på Naust S og utviklingen av den del av Sklinnadjupraset som ligger innenfor studieområdet. Dette vil bli basert på avsetningenes geometri, interne seismiske signatur og morfologien langs de kartlagte flatene, som har blitt inndelt i ulike soner. Utviklingen av studieområdet vil også bli sett i sammenheng med kontinentalmarginens utvikling i perioden fra 0,8 Ma og frem til i dag.

### 5.2 Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust U

#### *Bunn Naust U*

Bunn Naust U er en relativt jevn overflate som domineres av to ulike morfologiske formelementer. Langstrakte lineære ryggformer med en SSV-NNØ orientering ble identifisert i den østlige del av studieområdet. Ryggene ligger parallelt med skråningen og viste en pålappende intern seismisk signatur, dominert av undulerende, parallelle og kontinuerlige refleksjoner av medium amplitude (figur 4-4). Disse ble tolket til å være langstrakte, haugete konturitt drifter, som tidligere er blitt tolket av bl. a. Faugères et al. (1999) til å være relatert til et avsetningsmiljø hvor sedimenter har blitt påvirket av havstrømmer under avsetning. De kan forekomme fra kontinentalmarginens ytre del og opp til skråningens øvre del og utstrekningen av disse er vanligvis parallell til sub-parallell til marginen.

Denne typen avsetninger har også blitt beskrevet av Hjelstuen et al. (2004a) basert på 2D seismiske linjer fra Vøring bassenget, Modgunn Arch og langs den vestlige flanken av Helland Hansen Velvet. Hvor flere generasjoner med det samme avsetningsmønsteret har blitt identifisert noe som indikerer avsetning over en lengre periode. Konturittiske drift avsetninger har også tidligere blitt omtalt av blant annet Bryn et al. (2005b) som den dominerende avsetningsprosessen i den underliggende Kaiformasjonen, fordi langsgående prosesser fikk dominere uten påvirkning av nedadgående glasielle prosesser.

Ryggene observert i dette studiet ligger lokalisert langs den vestlige flanken av Helland Hansen Velvet, slik som de tidligere omtalte avsetningene beskrevet av Hjelstuen et al. (2004a), som viser lik seismiske signatur og har en haugete geometri. Dette støtter opp tolkningen om at ryggene i studieområdet trolig er dannet som følge av at sedimenter ble erodert, transportert og avsatt fra havstrømmer. Havstrømmene hadde trolig en dominerende

strømningsretning parallelt med det underliggende Helland Hansen Velvet, som derved må ha dannet en topografisk høyde på Naust U tid. Ryggene i studieområdet representerer trolig områder med høy sedimentasjon og kan derved ha vært lokalisert like under havstrømmens sentrum, der området mellom ryggene trolig representerer områder med lavere sedimentasjonsrate (figur 5-1).

Ryggene i studieområdet ligger i nedre del av Naustformasjonen og derved stratigrafisk over avsetningene i Kaiformasjonen. Men er trolig dannet av de samme prosessene som konturittene i Kaiformasjonen (Bryn et al., 2005b). Fordi Helland-Hansen Velvet fungerte som en avsetningsbarriere for nedadgående prosesser helt fram til sen Naust U (Rise et al., 2010). Dette er også i samsvar med Bryn et al. (2005b) som fant at konturittiske drift avsetninger tilhørende Naustformasjonen trolig bare representerer en videreføring av avsetningsmiljøet i den underliggende Kaiformasjonen. Ryggene i studieområdet representerer mest sannsynlig bare en liten del av en større langstrakt haugedrift avsetning fordi noen av dem fortsetter ut av studieområdet i både SSV og i NNØ retning (figur 4-4).

På bunn Naust U ble også vertikale sprekker identifisert i den nordvestlige og sørøstlige del av studieområde (figur 4-4 og 4-5). Disse ble tolket til å være polygonale forkastninger. Polygonale forkastninger har tidligere blitt definert som ikke-tektoniske strukturer, dannet av lagbundne ekstensjonsforkastninger i finkornede sedimentpakker som kan ha ulik stratigrafisk utstrekning og varierende strøk retning, noe som gjør at nærliggende forkastninger vil kunne krysse hverandre (Cartwright et al., 2003). Slike forkastningssystemer har tidligere blitt observert på den midt-norske kontinentalmarginen av Berndt et al. (2003) og i Vøringbassenget av Hjelstuen et al. (2004a), hvor disse viser til å opptre i finkornede sedimenter tilhørende Kaiformasjonen.

I følge Berndt et al. (2003) opptrer polygonale forkastningssystemer generelt sett ikke i Naustformasjonen, men sedimentene tilhørende Naustformasjonen kan vise moderat deformasjon om polygonale forkastninger er tilstede i den underliggende Kaiformasjonen. Denne typen forkastninger antas å bli dannet som følge av fire ulike prosesser: kollaps som følge av gravitasjon, forandring i materialets tetthet, synerese (krymping ved drenering, gjennom sprekker på grunn av økning i egenvekt) og kompaktering ved økt belastning (Cartwright et al., 2003). Forkastningene er relatert til sediment-kompaktering og porevann som blir presset ut. Basert på likhetene mellom tidligere omtalte polygonale forkastninger og sprekke i studieområdet tolkes også disse til å være dannet som følge av polygonale

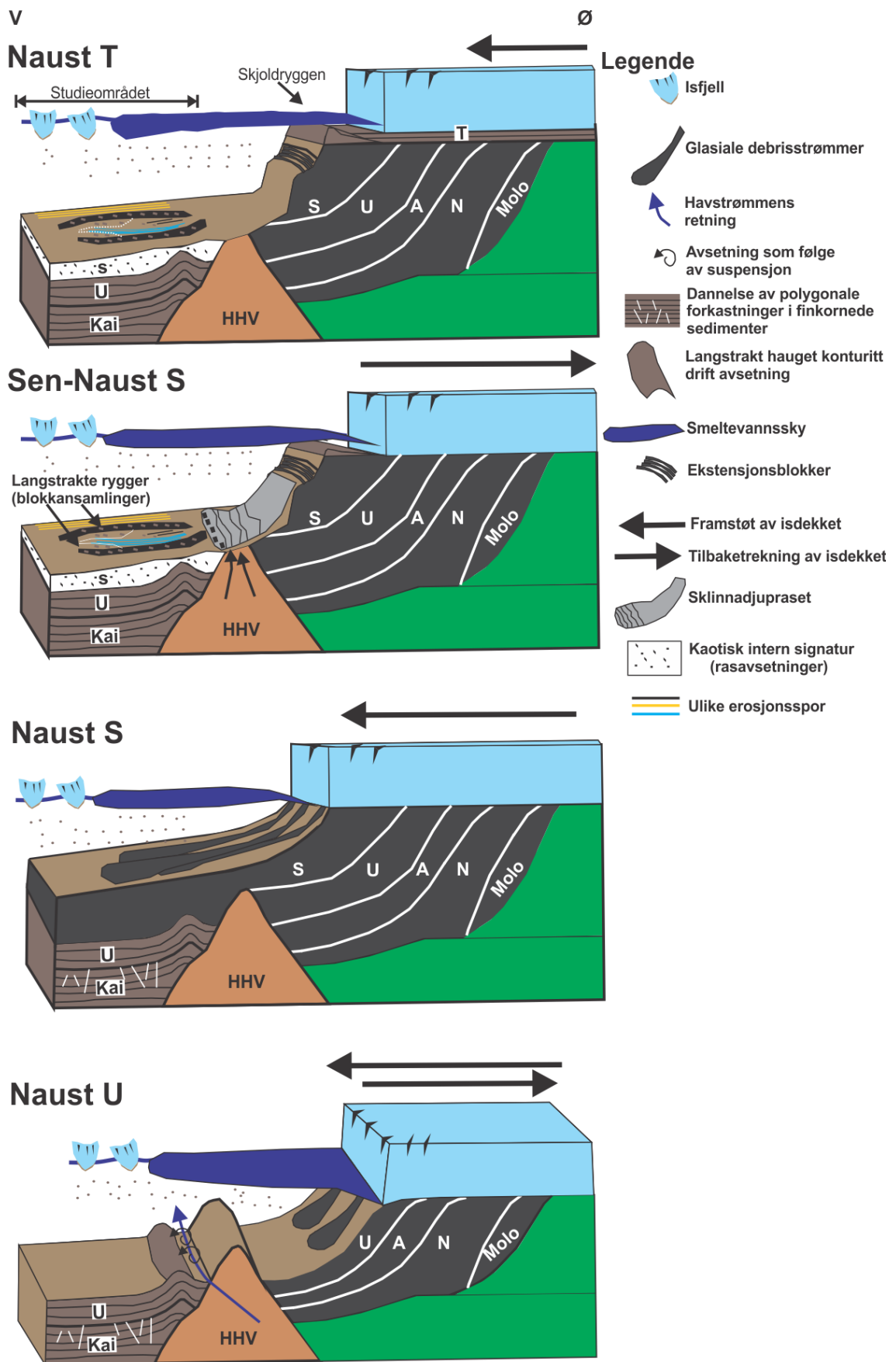
forkastninger. Dette fordi de sub-vertikale sprekkene observert på overflaten av studieområdet opptrer i polygonale mønstre men også fordi seismiske profiler orientert på tvers av disse viser at sprekkene har ulik spranghøyde, fall og orientering og kan følges ned til den underliggende Kaiformasjonen (figur 4-4 og 4-5). Sprekkene har trolig blitt dannet som følge av økt belastning tilknyttet hurtig avsetning av den overliggende lagpakken Naust S, men siden sprekkene ligger tettere på dypere nivå og at de forekommer mindre hyppig rett under Naust U, kan dette trolig favorisere at de forekommer på grunn av moderat deformasjon av de overliggende sedimentene, som tidligere har blitt beskrevet av Berndt et al. (2003).

En krumlinjet fure ble også identifisert på den østlige del av flaten (figur 4-6). Furen hadde SSV-NNØ orientering og befant seg på toppen til en av de langstrakte, haugete driftavsetningene. Den hadde en u-formet bunn i det seismiske snittet (figur 4-6D) og viste tilknytning til to underliggende polygonale forkastninger. Furen ble tolket til å være dannet som følge av innsynkning langs to underliggende forkastninger. En alternativ tolkning er at dette representerer pløy espor noe som blir ansett som mindre sannsynlig da pløy espor dannet som følge av pløying av isfjell tidligere bare har blitt rapportert ned til 1000 meters dyp (Kuijpers et al., 2007) mens paleovann dypet i dette tilfellet er estimert til 1350 m fra nåværende havnivå.

### ***Intra Naust U1 (øvre del av Naust U)***

Intra Naust U1 flaten har en begrenset utbredelse fordi den sørlige del senere har blitt erodert tilknyttet utviklingen av den overliggende enheten Naust S. På denne flaten opptrer også de langstrakte og haugete driftavsetningene i øst, som tidligere ble tolket til å være avsetninger som hadde blitt påvirket av havstrømmer under avsetning. Disse representerer en videreutvikling av de samme avsetningene.

På Intra Naust U1 flaten har også store Glasi ale debristrømavsetninger blitt identifisert (figur 4-8). Tolkningen av disse er noe usikker, men avsetningene er trolig avsatt da den Fennoskandiske innlandsisen nådde ut til paleo-eggakanten i sen Naust U tid. Kontinentalskråningen fungerte da som et avsetningsområde for gravitasjonsstrømmer inkludert debristrømmer, som tidligere har blitt beskrevet av bl. a. Vorren et al. (1988) fra Barentshavmarginen, King et al. (1996,1998) fra Nordsjøen/Norskerenna, Dahlgren et al. (2002) og Rise et al. (2005, 2010) fra midt-norsk sokkel. Da glasi ale debristrøm avsetninger ble avsatt som følge av høy tilførsel



Figur 5- 1: Konseptmodell for utviklingen av studieområdet under Naust – U, S og T tid. Studieområdet er lokalisert til vest for Helland Hansen Velvet (HHV).



av glasiiale sedimenter som ble erodert og transportert av det Fennoskandiske isdekket frem til eggakanten, for så å bli transportert nedover skråningen i form av glasiiale debrisstrømmer.

Oppsummert så domineres Naust U i studieområdet av konturittiske sedimenter. Glasiiale debrisstrømmer ble avsatt mot slutten av Naust U noe som indikerer tilstedeværelse av innlandsisen ved eggakanten på denne tid.

### **5.3 Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust S (inkludert Sklinnadjupraset)**

Sekvensen Naust S antas i hovedsak å bestå av avsetninger fra Sklinnadjupraset. Dette baseres på ulike kriterier for klassifikasjon av rasavsetninger ved tolkning av seismiske data. Disse kriteriene inkluderer identifikasjon av ulike morfologiske formelementer som kan opptre på glideflaten og toppflaten av et ras, deriblant lineære erosjons- og skuringsspor, samt et haugete relieff på toppflaten. I tillegg må den interne seismiske facies i rasavsetningene domineres av en kaotisk til transparent signatur, eller vise interne skjærsoner (Posamentier og Martinsen, 2011).

I studieområdet er den interne seismiske facies i sekvensen Naust S dominert av et kaotisk til transparent refleksjonsmønster. Enhetens topp- og bunnrefleksjon er kontinuerlig til diskontinuerlige (figur 4-20), bunnflaten viser flere former for erosjonsspor og andre formelementer assosiert med rasavsetninger og toppflaten viser også formelementer som er assosiert med rasavsetninger (figur 5-2). Basert på disse observasjonene kan store deler av enheten Naust S tolkes til å ha blitt utsatt for remobilisering av materiale som følge av et submarint ras.

Under vil tolkningen av de ulike morfologiske formelementene som opptrer i studieområdet bli diskutert opp mot tidligere resultater fra tilsvarende avsetninger, fra blant annet Nissen et al. (1999), Gee et al. (2005, 2006, 2007), Bull et al. (2009) og Posamentier og Martinsen. (2011), i tillegg til tidligere arbeid tilknyttet Storeggaraset og andre rashendelser som tidligere har blitt beskrevet fra den midt norske kontinentalmarginen av Laberg og Vorren. (2000b), Laberg et al. (2002), Haflidason et al. (2004), Lindberg et al. (2004), Bryn et al. (2005), Gauer et al. (2005) og Bull et al. (2009).

***Bunn Naust S (glideplanet) og Topp Naust S (rasets toppflate)***

Bunn Naust S flaten tolkes til å være glideplanet til Sklinnadjupraset. Dette er basert på at flaten viser tilsvarende seismisk signatur som tidligere har blitt beskrevet av blant annet Frey Martinez et al. (2005) som en kontinuerlig refleksjon som definerer grensen mellom en underliggende lagpakke bestående av udeformerte, parallelle refleksjoner og en overliggende lagpakke bestående av en intern facies som har en kaotisk seismisk signatur, dannet som følge av remobilisering av materiale, som følge av utrasning. Glideplan dannes ofte parallelt med fallretningen til den underliggende udeformerte lagpakken, men kan i noen tilfeller skifte mellom ulike stratigrafiske nivåer. Glideplanet i dette studiet skifter ikke mellom ulike stratigrafisk nivå, men fremstår som en kontinuerlig refleksjon konkordant med underliggende lagning.

I studieområdet definerer glideplanet grensen mellom enhetene Naust U og S. Disse består av henholdsvis akustisk laminerte avsetninger og avsetninger med en kaotisk seismisk signatur (figur 4-20). Naust U har tidligere i oppgaven blitt tolket til å være dominert av konturittisk avsetninger. Slike avsetninger har tidligere blitt antatt å fungere som ustabile lag der glideplanet er lokalisert for blant annet Nykraset (Laberg et al., 2001) og Trænadjupraset (Laberg et al., 2002). Men også i Storeggaområdet antas glideplanet for gjentatte rashendelser å ligge i konturittiske avsetninger (Haflidason et al., 2004, Bryn et al., 2005b).

Toppflaten av raset defineres av topp Naust S refleksjonen (som også kan benevnes bunn Naust T refleksjonen). Toppflaten viser mange av de samme formelementene som det underliggende glideplanet, men relieffet på toppflaten er gjennomgående mindre. Dette antas å være som følge av at de underliggende formelementene har blitt utsatt for innfylling av overliggende sedimenter. Der interne oppskyvningsplan tilknyttet kompresjonsrelaterede formelementer opptrer, kan disse følges opp til toppflaten. Lignende karakteristikk har tidligere blitt observert av Bull et al. (2009). Toppflaten domineres av morfologiske formelementer som kan gi informasjon rundt transportretning og avsetningen av rasmaterialet.

Glideplanet og toppflaten har blitt delt inn i fem ulike soner på grunn av opptreden av ulike formelementer, men også fordi de ulike sonene er adskilt av gjennomgående skjærsoner som opptrer både på glideplanet og på rasets toppflate (figur 5-2). Disse skjærsonene gir indikasjoner på at raset trolig utviklet seg gjennom flere faser, fordi slike skjærsoner indikerer et komplekst bevegelsesmønster der massen har beveget seg med ulik hastighet og/eller har blitt skjøvet inn på ulikt tidspunkt (Bull et al., 2009). Mindre interne skjærsoner har også blitt

identifisert på bunnen og toppen av raset. Disse opptrer i sone 2, 4 og 5. Slike lineamenter indikerer trolig at det har vært relativt korte tidsintervall mellom hver hendelse eller mindre hastighetsforskjeller innad i samme rashendelse. Dette kan skyldes at materialet ble utsatt for ulike hindringer ned skråningen, ulik friksjon mot underlagt under transport over sedimenter med ulike egenskaper og/eller ulik avstand til sedimentenes utløsningsområde.

Sone 1 på glideplanet, domineres av avlange hauger adskilt av forsenkninger. Disse ble tolket til å være dannet som følge av sedimentdrapering over et relieff, dannet som følge av underliggende polygonale forkastninger tilknyttet enheten Naust U. Dette er basert på at de seismiske data (figur 4-11C og D) indikerer at polygonale forkastninger dannet en påfølgende haugete geometri. Dette fenomenet har tidligere blitt identifisert lengre ned på skråningen tilhørende Vigridraset av Johansen. (2010). Basert på opptreden av disse formelementene og at sone 1 viser liten variasjon i litologi (figur 4-11) og opptrer uforstyrret, tolkes sone 1 til å være upåvirket av Sklinnadjuprasen. I tillegg viser de andre sonene mer variabel mektighet noe som antas å skyldes at de har blitt utsatt for betydelig erosjon.

Haugformene på glideplanet blir delvis trunkert av lobeformete avsetninger tolket til å være glasielle debrisstrømvæsetninger, basert på lobenes geometri, interne akustiske signatur (figur 4-8) samt at lobene opptrer i et deponer (figur 4-10). Slike avsetninger har tidligere blitt antatt å bestå av glasielle sedimenter som har blitt transportert ut til eggkanten av hurtigstrømmende is som var begrenset til dype glasielle traue under glasiasjonenene. Den høye sedimentasjonsraten på eggkanten førte til at de store sedimentansamlingene tilslutt ble ustabile og kollapset fordi det førte til en kombinasjon mellom økt skråningsvinkel og poretrykk i disse avsetningene, noe som antas å ha utløst store glasielle debrisstrømmer (Vorren et al., 1989, Laberg og Vorren, 1995, Laberg og Vorren, 2000a). Laberg og Vorren (2000a) har tidligere observert at slike gravitasjonsstrømmer kan ha en utløpsdistanse på opptil 200 km nedover skråninger med en fallgradient mellom  $0,2^\circ$  -  $0,8^\circ$ .

Avsetninger som følge av glasielle debrisstrømmer har tidligere blitt beskrevet ved å ha en transparent intern seismisk signatur, linseformet i tverrsnitt og med en tydelig definert bunnrefleksjon både fra Bjørnøyvifta og Nordsjøvifta (King et al., 1998, Laberg og Vorren, 2000a, Nygård et al., 2002, Nygård et al., 2005), men også fra den nordvestlige siden av Helland Hansen Velvet ved hjelp av 2D linjer (Rise et al., 2010).

Glasielle debrisstrømmer har blitt observert på både bunn og toppflaten av Naust S (figur 4-11 og 4-22), samt internt i enheten (figur 4-19). Disse har en SØ-NV orientering og var markert

ved å ha rette til krumlinjede ytterkanter som i front ble knyttet sammen av positive buede rygger (figur 4-11, 4-19 og 4-22). Profilene viser en intern kaotisk til transparent seismisk signatur, men også en diskontinuerlig refleksjon av medium amplitude i bunn av enheten (figur 4-19D). Glasial debrisstrømvsetninger har tidligere blitt karakterisert ved å ha bueformede rygger i front av Laberg og Vorren (2000a) og Laberg et al. (2012), hvor de positive ryggene ble tolket til å ha vært dannet som følge av en pulserende strømningsadferd og/eller at de eventuelt hadde blitt dannet som følge av kompresjon når strømmen stoppet opp. En tilsvarende tolkning favoriseres for avsetningene i studieområdet, men basert på dette datagrunnlaget er det ikke mulig å kunne skille mellom de to alternativene.

Toppflaten viser den øvre del av den samme glasiale debrisstrømvsetningen. Dette baseres på at den interne seismiske signaturen ikke viser til noen endringer (figur 4-19), noe som indikerer at store mengder sedimenter ble avsatt som følge av glasiale debrisstrømmer under Naust S tid, totalt om lag 80-100 meter tykke avsetninger. Glasiale debrisstrømmer var den dominerende avsetningsprosessen før Sklinnadjupraset inntraff, slik som tidligere har blitt antatt av blant annet Rise et al. (2010). Dette gjør det rimelig å anta at glasiale debrisstrøm avsetninger trolig dekket hele studieområde før raset påvirket disse avsetningene (i sonene 2 – 5). Avsetning som følge av glasiale debrisstrømmer avtok etter rashendelsen. Dette baseres på at lignende avsetningsformer ikke har blitt observert over rasavsetningene fra Sklinnadjupraset. Den interne seismiske signaturen skifter fra å bestå av akustisk kaotiske/transparente rasavsetninger til å bli akustisk laminære glasimarine og marine avsetninger i den overliggende enheten Naust T (figur 4-20).

Kompresjonsryggene lokalisert i sone 2 på glideplanet (figur 5-2A) opptrer under den nordlige del av sone 1 på toppflaten (figur 5-2B). Ryggene ble tolket til å være dannet som følge av plastisk deformasjon av sedimentene. Disse karakteriseres ved i hovedsak å ligge under den bratte sidekanten, men opptrer også utenfor denne på toppflaten, noe som indikerer at kompresjonen i noen grad også påvirket sedimentene utenfor sidekanten (figur 5-2).

De ulike ryggformene som opptrer på bunn og toppflaten i sone 2 antas å ha ulik genese. Tettliggende rygger identifisert i den sørlige del av sone 2 tolkes til å ha blitt dannet som følge av kompresjon (figur 5-2), noe som er basert på at de ligger parallelt med den overliggende bratte kanten (figur 4-22) som heller mot NV. I tillegg ligger de til dels vinkelrett på de langstrakte ryggene som har blitt tolket til å være ekstensjonsrygger (figur 4-12 og 4-22). Ryggene i studieområdet viser også mange likhetstrekk med ryggene beskrevet



fra Nykraset av Lindberg et al. (2004). Her ble tettliggende rygger med relativt lik størrelse som de som opptrer i studieområdet identifisert. Disse ligger parallelt med en av sidekantene, er over 10 km lang, 4 meter høy og mellom 30-60 meter bred. Avstanden mellom ryggene er 125 meter. Ryggene ble av Lindberg et al. (2004) tolket til å ha blitt dannet som følge av at rasmassen fra den øvre del av skråningen trolig ble transportert inn mot en av sidekantene, slik at kreftene som virket på sedimentene førte til plastiske deformasjon og dannelse av tettliggende rygger liggende vinkelrett på den dominerende rasretningen.

Kompresjonsformene kan trolig knyttes opp mot de skråstilte lineasjonene som karakteriserer sone 1 på toppflaten (figur 5-2B), som også ble tolket til å være dannet som følge av kompresjon. Dette fordi disse karakteriseres ved å terminere mot den bratte, laterale kanten for så å bøye av og følge kompresjonsryggene orientert parallelt med den laterale marginen. Denne tolkningen er i samsvar med tidligere studier som assosierer tilsvarende former med kompresjon og sidelengsbevegelse, der rasgropen blir bredere eller tynnere (Martinsen et al., 1994 fra: Bull et al., 2009), slik som i studieområdet. Derfor tolkes de skråstilte lineasjonene tilhørende sone 1 på toppflaten til å være dannet som følge av kompresjon og sidelengsbevegelse ved at rasmasser ble presset inn mot den laterale marginen.

Sone 2 på glideplanet (figur 5-2A) viser også flere ryggformer som også forekommer på toppflaten. Disse opptrer i den betydelig NV hellende forsenkning, trolig dannet som følge av utrasningen som dannet den laterale marginen. Ryggformene viser til å være begrenset av de store, langstrakte ryggene tilhørende sone 3 (figur 4-22 og appendiks 1 og 2).

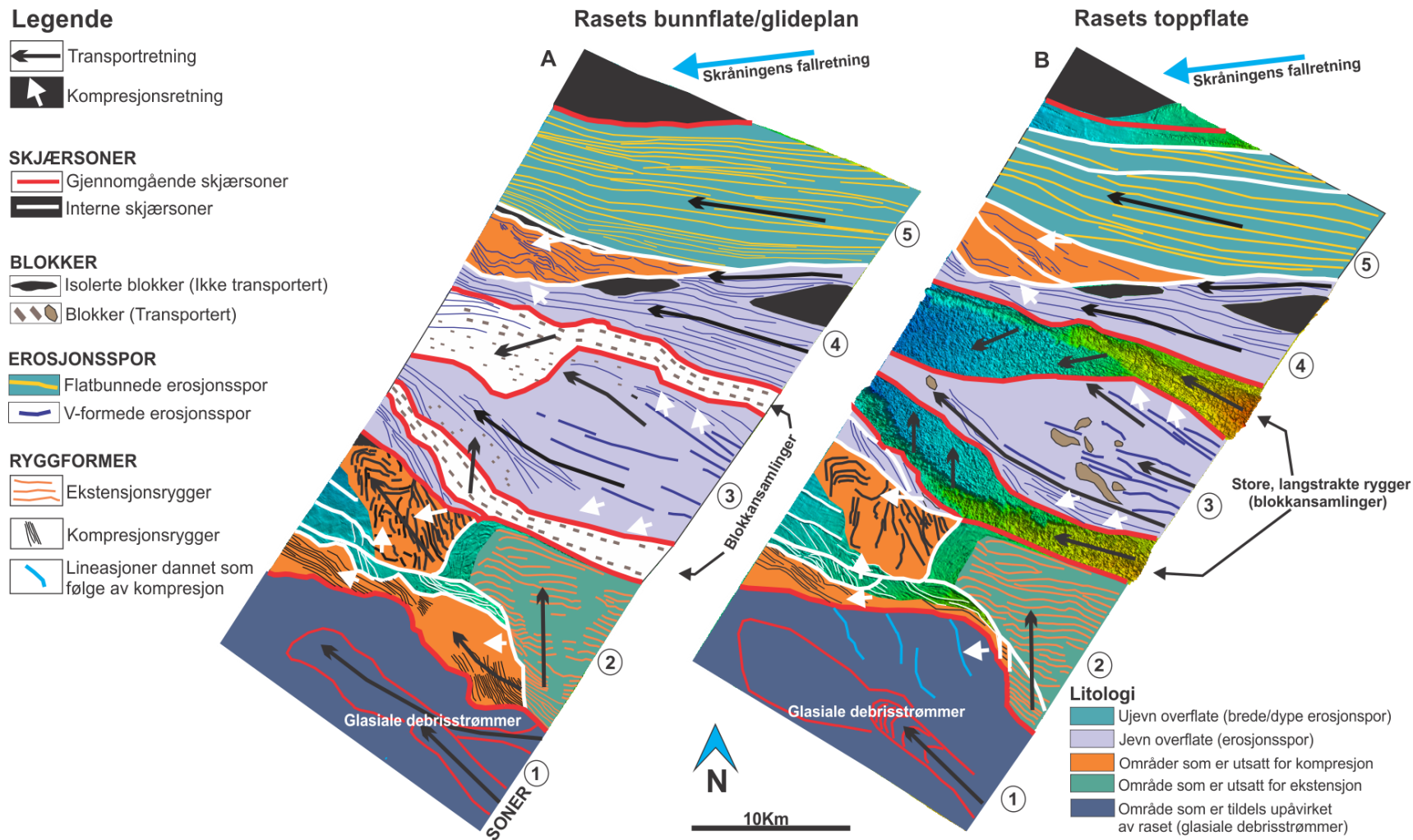
De langstrakte ryggene som opptrer i sone 2 på topp- og glideflaten er tydelig adskilt fra de tettliggende ryggene av en intern skjærsone (figur 4-12 og figur 4-22). Dette indikerer at disse to formelementene har blitt dannet på ulikt tidspunkt (Bull et al., 2009) og at kompresjonsryggene er eldst, fordi ekstensjonsryggene tolkes til å ha blitt skjøvet over kompresjonsryggene. De langstrakte ryggene har tidligere i oppgaven blitt tolket til å ha blitt dannet som følge av ekstensjon (figur 5-1). Lignende ekstensjonsrygger har tidligere blitt beskrevet av Lindberg et al. (2004) fra Nykraset og av Haflidason et al. (2004) og Gauer et al. (2005) fra Storeggaraset. Lindberg et al. (2004) finner både ekstensjonsrygger og kompresjonsrygger slik som i studieområdet, hvor de ble tolket til å ha blitt dannet innenfor samme del av raset.

Ekstensjonsryggene i studieområdet antas å være dannet som følge av en retrogressiv skredutvikling der raskanten gradvis forflyttet seg oppover skråningen. Seismiske profiler

viser at ryggene i studieområdet, med innhold av interne (kvadratiske) blokker som viser liten grad av intern deformasjon (figur 4-12D), noe som antyder at disse ikke har forflyttet seg langt nedover skråningen, og at de hadde relativt liten hastighet under forflytningen mot NV. Dette er i overensstemmelse med resultatene til Haflidason et al. (2004) og Gauer et al. (2005). Formelementene i sone 3 trunkerer deler av ryggformene i sone 2 slik at deler av ryggformene liggende i den NV del av sone 2 antas å senere ha blitt fjernet ved erosjon (figur 4-16) og at de morfologiske formelementene tilhørende sone 3 har blitt dannet av en yngre hendelse.

Ryggformer med ulik orientering forekommer i den nord-vestlige del av sone 2 på glideplanet og toppflaten (figur 4-12 og 5-2A, B). Disse hadde en dominerende NV-SØ orientering og karakteriseres ved å være til dels parallelle i øst til å bøyes av til å bli bueformet i nord-vest hvor de fortsetter ut av studieområdet. Genesen til disse ryggene er mer usikker og basert på datagrunnlaget for dette studiet er det ikke mulig å si med sikkerhet om dette er kompresjons- eller ekstensjonsrygger. Bueformen kan skyldes at de ble påvirket og delvis deformert av senere hendelser i sone 3.

Gjennomgående lineasjoner er også identifisert i sone 2 på glideplanet og toppflaten (figur 5-2A,B), karakteriseres ved å kutte gjennom ryggene dannet som følge av ekstensjon og kompresjon. Mellom de tydelige lineamentene i vest opptrer mindre skråstilte lineasjoner med en NV orientering som ser ut til å ha blitt kuttet av de gjennomgående lineasjonene. Slike lineasjoner har tidligere blitt definert av Prior et al. (1984) og Bull et al. (2009) som kontinuerlige og distinkte skjærsoner som kan følges nedover skråningen hvor de som oftest opptrer i par og kutter over mindre lineasjoner. Gee et al. (2005) tolker disse til å indikere separate hendelser eller masser som har hatt ulik hastighet under transport. De gir også indikasjoner på et komplekst rasmønster, hvor materialet inni mellom lineasjonene kan ha beveget seg med ulik hastighet i forhold til materialet omkring, slik at flere sedimentstrømmer kan ha vært aktive på samme tid eller at ulike faser innenfor samme rashendelse har vært separert noe i tid (Prior et al., 1984, Bull et al., 2009).



Figur 5- 2: (A) Tolkingskart av glideplanet for Skinnadjupraset og (B) tolkningskart av toppflaten for Skinnadjupraset. Kartet viser de ulike formelementenes lokalisering, antatt transportretning under dannelsen og formelementenes genese.

Lineasjonene i studieområdet skiller relativt like rasmasser (figur 4- 22J), tidligere også beskrevet fra Storeggaraset av Bull et al. (2009). Dette tolkes til å skyldes at materialet er remobilisert til en homogen masse, eller at materialet på begge sider av lineasjonene har beveget seg med veldig liten hastighetsforskjell. Sistnevnte tolkning er mest trolig fordi de gjennomgående lineasjonene med mindre skråstilte lineamenter liggende imellom, opptrer i den vestlige del av studieområdet.

Sone 3 viser i hovedsak en mer ujevn overflate bestående av blokker og inkluderer to langstrakte rygger orientert parallelt med skråningens fallretning (figur 5-2B). Disse utgjør trolig en del av en større rasavsetning der dannelsen av ryggene representerer en sen hendelse sammenliknet med erosjonssporene. Dette er basert på at ryggene noen steder trunkerer erosjonssporene tilhørende sone 3. De mektige ryggene representerer trolig en blanding av rasmateriale og slamsedimenter som har blitt fraktet fra skåningens øvre del fordi raset trunkerte den øvre del av Helland Hansen Velvet og dannet evakueringskratre lengre oppe på skråningen, utenfor studieområdet i øst (Riis et al., 2005). I dette studiet har ikke noen dypere kilde eller migrasjonsveier blitt observert knyttet til ryggene, noe som indikerer at innen studieområdet opptrer ikke diapirer som tidligere foreslått av Hjelstuen et al. (1997).

Rettlinjede furer ble også identifisert i den vestlige og sentrale del av sone 3 (figur 4-14 og 4-15). Disse har en øst-vestlig orientering og en varierende utstrekning. De er karakterisert ved å være forholdsvis rettlinjede, men også ved å bli tynnere mot vest hvor de til slutt kiler ut. Disse furene antas å være dannet som følge av erosjon, sannsynligvis av enkeltblokker som ble transportert ut av studieområdet og etterlot erosjonsspor. De rettlinjede erosjonssporene har trolig blitt dannet av blokker av om lag samme størrelse som de som ligger i de store, langstrakte ryggene fordi disse inneholder blokker med om lag tilsvarende størrelse som de rettlinjede erosjonssporene. Derfor er det rimelig å anta at de rettlinjede erosjonssporene har blitt dannet under samme hendelse som da ryggene ble dannet. Sone 3 på toppflaten viser toppen av de store, langstrakte ryggene (figur 4-23).

I sone 4 har lineasjoner blitt identifisert på glideplanet (figur 4-17). Lineasjonene tilhørende sone 4 trunkerer erosjonssporene tilhørende sone 5 noe som tilsier at erosjonssporene tilhørende sone 4 er dannet av en yngre hendelse. Erosjonssporene tilknyttet sone 4 er lokalisert til ytterkantene av de isolerte blokkene hvor seismiske profiler (figur 4-17 D,F) indikerte at de isolerte blokkene hadde blitt utsatt for sterk kompresjon av omkringliggende



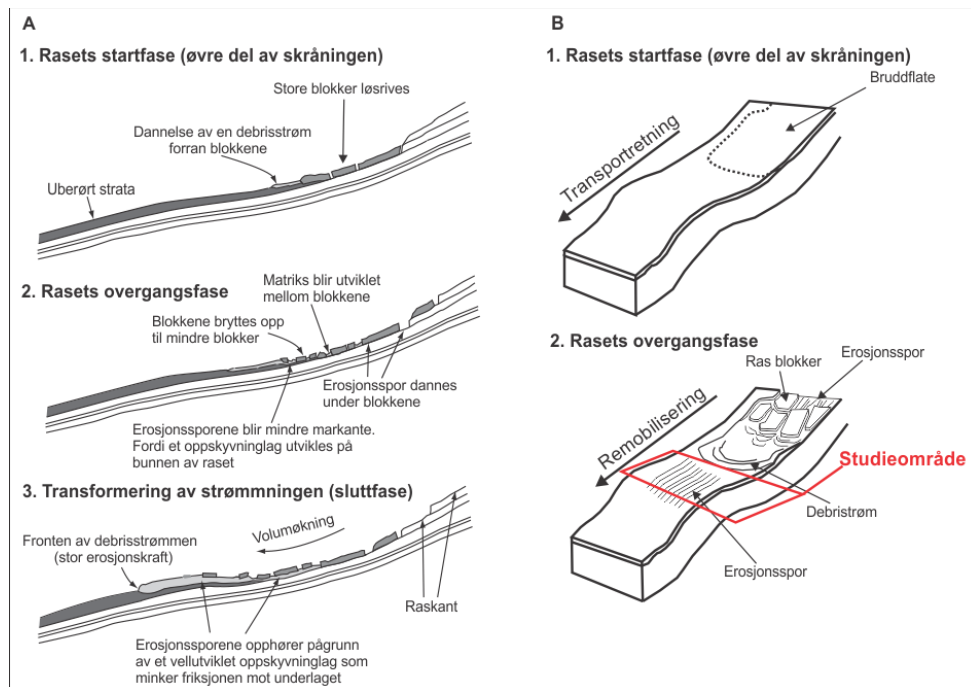
masser. Den indre refleksjonskonfigurasjon indikerte oppskyvning av sedimenter langs sidene av de isolerte blokkene under transport av sedimentene nedover skråningen.

Sone 4 og 5 på toppflaten karakteriseres ved gjennomgående skjærsoner og små endringer i interne facies mellom de ulike sonene (figur 4- 24) slik som tidligere diskutert for sone 2. En tilsvarende tolkning favoriseres derfor for dannelsen av disse. Sone 4 og 5 har tidligere blitt tolket til å representere to ulike erosjonsepisoder, fordi erosjonssporene knyttet til sone 4 kutter erosjonssporene tilhørende sone 5. De gjennomgående skjærsonene i sone 4 og 5 viser at den dominante transportretningen for rasmaterialet har henholdsvis vært mot vest og nord-vest for de to sonene.

I sone 5 på glideplanet ble langstrakte og parallelle lineasjoner identifisert (figur 4-18 og 5-1A). Disse er også tolket til å være erosjonsspor, noe som ble basert på at de lå parallelt i henhold til hverandre og var flatbunnet både på flaten og i tverrsnitt. Lignende erosjonsspor har tidligere blitt identifisert langs glideplanet til et submarint ras basert på 3D seismiske data fra skråningen utenfor Angola (Gee et al., 2005). Disse var 9 kilometer lang og eroderte ned i underliggende strata, hvor erosjonssporene ble karakterisert ved å være flatbunnet og sub-parallelle, der den overliggende interne seismiske signaturen var kaotisk og uten interne strukturer.

Avsetningene over erosjonssporene har en kaotisk seismisk signatur, men viser også innslag av medium amplitude refleksjoner i den kaotiske matriksen. Dette indikerer at blokker ligger i den kaotiske rasmassen. I tverrprofil (figur 4-18D,F) opptrer erosjonssporene som flatbunnet og viser til å ha erodert 3-5 meter ned i glideplanet og er dermed grunnere i henhold til tidligere erosjonsspor beskrevet av (Posamentier og Kolla, 2003, Gee et al., 2005, Gee et al., 2006, Gee et al., 2007). Gee et al. (2005) foreslo en tre-fase modell for dannelsen av slike erosjonsspor (figur 5-3). Der fase en, karakteriseres ved at selve raset går i brudd og setter lagdelte, sammenhengende blokker i bevegelse nedover skråningen. Blokkene kan bli utsatt for sterk remobilisering i transportretningen, noe som fører til at de store blokkene vil kunne bli brutt opp til mindre blokker. Fase to også omtalt som overgangsfasen, karakteriseres ved at debrisstrømmene bestående av delvis nedbrutte blokker som kan ha akselerert foran selve raset innhentes og ligger internt og under debrisstrømmen. Forflytning av blokken fører da til erosjon av underliggende strata som etterlater erosjonsspor. Fase tre, sluttfasen, karakteriseres ved dannelse av et underliggende lag liggende mellom glideplanet og rasmassen. Dette forårsaker at erosjonssporene opphører eller blir mindre markante, fordi dette

oppskyvningslaget minker kontakten mellom glideplanet og rasmassen, noe som igjen fører til manglende friksjon mot underlaget for den påfølgende rasmassen. De påfølgende blokkene får da ikke mulighet til å erodere underlaget. Erosjonssporene i studieområde er markante i øst og bli mer samlet og får et lavere relieff mot vest, noe som tilsier at disse erosjonssporene trolig har blitt dannet under slutten av overgangsfasen som beskrevet av Gee et al. (2005).



**Figur 5- 3: (A) Modell som viser utviklingen av et submarint ras. Fase en, rasets startfase, blokker blir utløst fra den øvre del av skråningen. Fase to, overgangsfasen, viser dannelsen av erosjonsspor som følge av at kohesive blokker blir fraktet under strømmingen. Fase tre, slutfasen, markeres ved dannelsen av et oppskyvningslag, slik at friksjonen mot underlaget og dannelsen av erosjonsspor avtar. Modifisert fra Gee et al. (2005) og (B) 3D modell som viser den samme utviklingen. Modifisert fra Gee et al. (2006).**

### ***Oppsummering av det antatte hendelsesforløpet til Sklinnadjupraset.***

Basert på opptreden av ulike morfologiske formler, gjennomgående skjærsoner og mindre interne skjærsoner på topp og bunnflaten samt intern seismisk signatur er Sklinnadjupraset tolket til å ha utviklet seg gjennom flere faser. Det antatte hendelsesforløp for raset vil under bli oppsummert (figur 5-4).

#### **Fase 1 (sone 1):**

Fase 1 er relatert til avsetningene i sone 1 i studieområdet (figur 5-4A). Sonen tolkes til å ha blitt avsatt før Sklinnadjupraset ble utløst. Dette fordi de glisiale debrisstrømsavsetningene er uberørt av raset. Disse avsetningene antas å ha dekket en større del av studieområdet før fase 2.

**Tidlig fase 2 (sone 2):**

Tidlig fase 2 tilsvarer dannelsen av deler av sone 2 i studieområdet (figur 5-4B). Denne representerer Sklinnadjuprasets startfase da en NV hellende forsenkning og en bratt side kant ble dannet som følge av at raset eroderte ned i de glasigene sedimentene som ble avsatt under fase 1. Under tidlig fase 2, ble kompresjonsrygger og skråstilte lineasjoner dannet ved at det uttraste materialet fra den øvre del av skråningen påvirket den bratte kanten i form av kompresjon og sidelengsbevegelse. Deler av disse sedimentene fortsatte nedover skråningen i NV retning og dannet ryggene med ulik orientering, tolket til å være dannet som følge av kompresjon eller ekstensjon, men som også karakteriseres med bueformer som trolig kan skyldes en senere påvirkning og delvis deformasjon som følge av en senere fase 5. Sone 2 blir trunkert av sonene 3 og 4 (fase 4 og 5) og er derved eldre enn disse (figur 5-4E, F).

**Sen fase 2 (sone 2):**

Sen fase 2 (figur 5-4C) representerer dannelsen av langstrakte rygger som er tydelig adskilt fra kompresjonsryggene av en intern skjærsone. Dette indikerer at disse to formelementene har blitt dannet på ulikt tidspunkt. Ekstensjonsryggene er eldst, fordi disse trolig ble skjøvet over kompresjonsryggene dannet under tidlig fase 2. De langstrakte ryggene antas å ha blitt dannet som følge av ekstensjon, som følge av en retrogressiv skredutvikling der raskanten gradvis forflyttet seg oppover skråningen. Ekstensjonsryggene viste liten grad av intern deformasjon, noe som antyder at disse ikke har forflyttet seg langt nedover skråningen, og at de hadde relativt liten hastighet under forflytningen mot NV. Formelementene i sone 3 trunkerer deler av ryggformene i sone 2 slik at deler av ryggformene liggende i den NV del av sone 2 antas å ha blitt fjernet ved erosjon under en senere fase, og at de morfologiske formelementene tilhørende sone 3 representerer en yngre hendelse (fase 4 og 5).

**Fase 3 (sone 5):**

Fase 3 tilsvarer dannelsen av formelementene i sone 5 i studieområdet (figur 5-4D). Her ble langstrakte og parallelle lineasjoner identifisert på glideplanet. Disse ble tolket til å være erosjonsspor, noe som ble basert på at de lå parallelt i forhold til hverandre og var flatbunnet. De ble trolig dannet som følge av erosjon av debrissstrømmer bestående av delvis nedbrutte blokker som kan ha akselerert foran selve raset for senere å innhentes og blir liggende internt og under debrissstrømmen, eller at de bevegde seg som en del av strømmen. Forflytningen av blokkene førte til erosjon av underliggende strata som etterlot erosjonsspor. Fordi

erosjonssporene knyttet til sone 4 kutter erosjonssporene tilhørende sone 5. Derfor er sone 5 tolket til å være dannet som følge av en eldre hendelse.

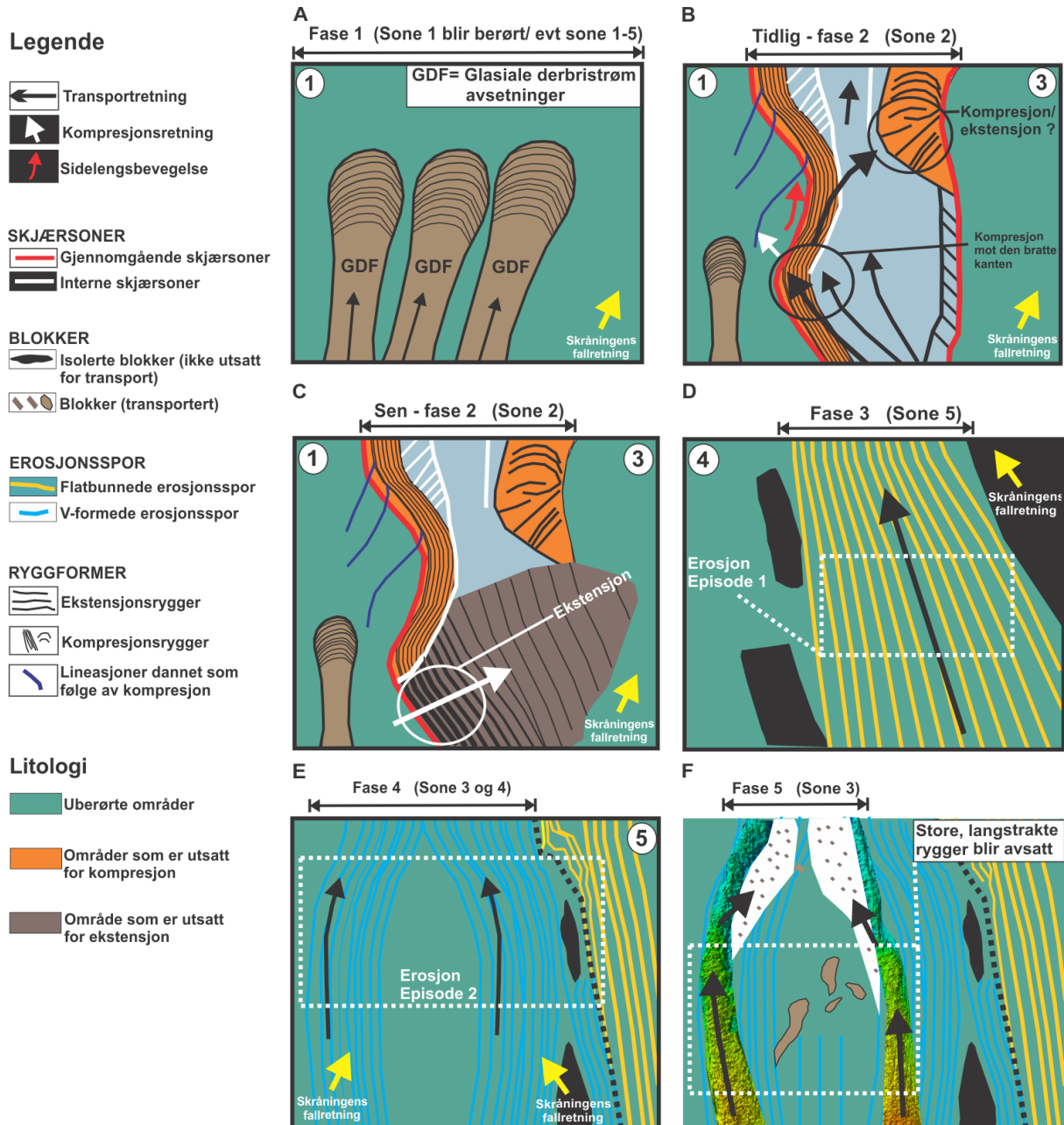
#### **Fase 4 (sone 2):**

Fase 4 tilsvarer dannelsen av formelementene i sone 4 i studieområdet (figur 5-4E). Her har lineasjoner blitt identifisert på glideplanet. Sone 4 og 5 har tidligere blitt tolket til å representere to ulike erosjonsepisoder, fordi erosjonssporene knyttet til sone 4 kutter erosjonssporene tilhørende sone 5, men er trolig dannet kort tid etter hverandre. Erosjonssporene dannet under denne fasen har trolig samme genese som erosjonssporene i sone 5, men har blitt påvirket av materiale med større hastighet eller/ ulik remobiliseringsgrad, eventuelt av en mindre masse fordi erosjonssporene viser et begrenset dyp noe som trolig kan forklares ved at massestrømmen hadde mindre vekt som kunne presse mot og erodere underlaget. Noen av lineasjonene som opptrer i sone 3 viser likheter med de som opptrer i sone 4 og er derfor tolket til å være dannet under samme erosjonsepisode. Disse karakteriseres ved å trunkere ekstensjonsryggene, og ryggene med ulik orientering tilhørende sone 2 og er derfor yngre enn formelementene i sone 2.

#### **Fase 5 (sone 3):**

Fase 5 representerer perioden da formelementene i sone 3 ble dannet (figur 5-4F). Sone 3 viser en overflate bestående av blokker og inkluderer to langstrakte rygger orientert parallelt med skråningens fallretning. Disse utgjør trolig en del av en større rasavsetning. Rettlinjede furer identifisert i den vestlige og sentrale del av sone 3 antas å være dannet som følge av erosjon av enkeltblokker som ble transportert ut av studieområdet og etterlate erosjonsspor. De rettlinjede erosjonssporene har trolig blitt dannet av blokker av om lag samme størrelse som de som ligger i de store, langstrakte ryggene fordi ryggene inneholder blokker med om lag tilsvarende størrelse som de rettlinjede erosjonssporene. Derfor er de rettlinjede erosjonssporene trolig dannet under samme hendelse som da ryggene ble dannet.





**Figur 5- 4:** Prinsippskisse som viser den antatte utviklingen av Sklinnadjupraset innenfor studieområdet. Fase 1 er eldst og 5 er yngst. Se teksten for nærmere beskrivelse av de ulike fasene.

Enheten Naust S blir av Dahlgren et al. (2002) og Rise et al. (2010) antatt å ha blitt avsatt i perioden mellom 0,4 og 0,2 Ma. Enheten ble tolket til å være dominert av glisiale debrisstrømmer henholdsvis nord og utenfor Skjoldryggen området, slik som også vist i dette studiet for området utenfor Skjoldryggen. Rise et al. (2010) korrelerer Naust S til Elster glisiasjonen, som markerer den tredje siste glisiale perioden i Skjoldryggen regionen. Datidens isdekke hadde sin hoveddreneringsrute gjennom det vest-orienterte Sklinnadjupet paleo-trau hvor en omfattende glisial erosjon fant sted, slik at store mengder glisialt materiale

ble avsatt på skråningen og medførte til at sokkelkanten prograderte opptil 50 kilometer vestover og ut til sitt ytterste vestlige punkt. Tykke glasiiale avsetninger på opptil 200 meter ble liggende over Helland Hansen Velvets grunnere del. Sklinnadjupraset antas av Rise et al. (2006) til å ha blitt utløst ved slutten av Elster glasiasjonen, eller like etter at iskappen hadde trukket seg tilbake. Dette førte til at store volum av Naust S sedimenter raste ut og strømmet ned i den nord-vestorienterte Vigrid-depresjonen (Rise et al., 2010).

#### 5.4 Sedimentasjonsmiljø ved avsetning av enhet Naust T

Naust T representerer et markant skifte i sedimentasjonsmiljø fra den underliggende Naust S. Naust T består av en akustisk laminert seismisk signatur, i motsetning til den underliggende enheten (Naust S) som karakteriseres ved å være kaotisk til transparent (figur 4-20). Isokronflatene Intra Naust T, Topp Naust T (havbunnen) (figur 4-26 og 4-29) og isopakkartet (figur 4-22) viser ulik grad av drapering av de underliggende rasavsetningene og indikerer en relativt uniform sedimentasjonsrate. Naust T tolkes derfor til å bestå av glasimarine og marine hemipelagisk avsatte sedimenter. Tidligere resultater av Hjelstuen et al. (2004b) og Rise et al. (2005) fra nærliggende områder indikerer at Naust T (0,4 – 0,2 Ma) ble avsatt i løpet av de to siste glasiiale-interglasiiale syklusene i perioden fra 200 ka og frem til i dag. På kontinentalhylla har disse avsetningene hovedsakelig en aggraderende karakter og består av massive moreneavsetninger og glasimarine sedimenter, avsatt for det meste under istidene Saalian (ca. 0,2 – 0,125 ka) og Weichsel (siste istid). Sen Weichsel isutbredelse markeres ved dannelsen av den marginale moreneryggen Skjoldryggen. Den nedre del av skråningen, inkludert studieområde, er dominert av hemipelagiske og konturittiske prosesser (Rise et al., 2010).

## 6. KONKLUSJON

I denne oppgaven har 3D seismiske data blitt benyttet for å studere den øvre del av Naustformasjonen på den midtre delen av Vøringmarginen. Enhetene Naust U, S og T har blitt beskrevet og tolket, med hovedfokus på Sklinnadjuprasets utvikling. Resultatene kan oppsummeres i følgende punkter:

- 1) Naust U domineres av langstrakte og haugete konturitt avsetninger. Disse er relatert til et avsetningsmiljø hvor sedimentene ble påvirket av havstrømmer under avsetning. Havstrømmene må ha hatt en dominerende strømningsretning parallelt med det underliggende Helland Hansen Velvet, som også må ha dannet en topografisk høyde og fungert som en barriere for nedadgående glasiale prosesser helt fram til sen Naust U tid. Haugene representerer en videreføring av avsetningsmiljøet i den underliggende Kaiformasjonen.
- 2) Naust S ble trolig avsatt under Elster glasieringen, som markerer den tredje siste glasiale perioden i Skjoldryggen regionen. Da datidens iskappe hadde sin hoveddreneringsrute gjennom det vest-orienterte Sklinnadjupet paleo-trau. Her en omfattende glisial erosjon fant sted, slik at store mengder glasialt materiale ble avsatt som følge av glasiale debrisstrømmer på skråningen og medførte til at sokkelkanten prograderte opptil 50 kilometer vestover og ut til sitt ytterste vestlige punkt over Helland Hansen Velvet. I studieområdet er det dokumentert tykke glasiale debrisstrømmer avsetninger på opptil 100 meter, liggende på vest siden av Helland Hansen Velvets grunnere del.
- 3) Sklinnadjupraset antas til å ha blitt utløst ved slutten av Elster glasieringen, eller like etter at iskappen trakk seg tilbake. Dette fordi glasiale debrisstrømmer avsetninger ikke har blitt identifisert i de raspåvirkede delene av studieområdet.
- 4) Glideplanet til raset opptrer i konturittiske avsetninger tilhørende Naust U som trolig har fungert som et ustabil lag.

- 5) Raset viser en komplisert strømningsprosess og områder dominert av erosjon og avsetning av sedimenter basert på en morfologisk kartlegging av ulike formelementer. Denne del av raset antas å ha utviklet seg i 5 ulike faser basert på opptreden av gjennomgående skjærsoner og mindre interne skjærsoner på bunn og toppflaten.
  
- 6) Enheten Naust T representerer et markant skifte i sedimentasjonsmiljø fra sterk glacial påvirkning under Naust S tid, til å bli dominert av hemipelagiske og konturittiske prosesser som draperer de underliggende rasavsetningene.



## REFERANSER

- BADLEY, M. E. 1985. Practical seismic interpretation, 265 pp., International Human Resources Development Corporation, Boston.
- BERNDT, C., BÜNZ, S. & MIENERT, J. 2003. Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow. Geological Society, London, Special Publications, 216(1), p. 283-290.
- BLYSTAD, P. 1995. Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf: The Norwegian Sea Region. The Norwegian Petroleum Directorate.
- BREKKE, H. 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. Geological Society, London, Special Publications, 167(1), p. 327-378.
- BROWN, A. R. 1999. Interpretation of three-dimensional seismic data, 424 pp., AAPG Memoir, Tulsa, Oklahoma.
- BRYN, P., BERG, K., FORSBERG, C. F., SOLHEIM, A. & KVALSTAD, T. J. 2005a. Explaining the Storegga Slide. Marine and Petroleum Geology, 22(1-2), p. 11-19.
- BRYN, P., BERG, K., STOKER, M. S., HAFLIDASON, H. & SOLHEIM, A. 2005b. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology, 22(1-2), p. 85-96.
- BUKOVICS, C. & ZIEGLER, P. A. 1985. Tectonic development of the Mid-Norway continental margin. Marine and Petroleum Geology, 2(1), p. 2-22.
- BULAT, J. 2005. Some considerations on the interpretation of seabed images based on commercial 3D seismic in the Faroe-Shetland Channel. Basin Research, 17(1), p. 21-42.
- BULL, S., CARTWRIGHT, J. & HUUSE, M. 2009. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. Marine and Petroleum Geology, 26(7), p. 1132-1151.
- CANALS, M., LASTRAS, G., URGELES, R., CASAMOR, J. L., MIENERT, J., CATTANEO, A., DE BATIST, M., HAFLIDASON, H., IMBO, Y., LABERG, J. S., LOCAT, J., LONG, D., LONGVA, O., MASSON, D. G., SULTAN, N., TRINCARDI, F. & BRYN, P. 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. Marine Geology, 213(1-4), p. 9-72.
- CARTWRIGHT, J., JAMES, D. & BOLTON, A. 2003. The genesis of polygonal fault systems: a review. Geological Society, London, Special Publications, 216(1), p. 223-243.
- DAHLGREN, K. I. T., VORREN, T. O. & LABERG, J. S. 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin - 65 to 68° N. Marine and Petroleum Geology, 19(9), p. 1089-1113.
- DAHLGREN, K. I. T. & VORREN, T. O. 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. Marine Geology, 193(1-2), p. 93-127. doi: 10.1016/s0025-3227(02)00617-5.
- DALLAND, A., WORSLEY, D., OFSTAD, K. & OLJEDIREKTORATET, N. 1988. A Lithostratigraphic Scheme for the Mesozoic and Cenozoic and Succession Offshore Mid-and Northern Norway. Oljedirektoratet.
- DAVIES, R., CARTWRIGHT, J., PIKE, J. & LINE, C. 2001. Early Oligocene initiation of North Atlantic Deep Water formation. Nature, 410(6831), p. 917-920.
- EIDVIN, T., BUGGE, T. & SMELROR, M. 2007. The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea. Norsk Geologisk Tidsskrift, 87(1/2), p. 75.
- FALEIDE, J. I., TSICALAS, F., BREIVIK, A. J., MJELDE, R., RITZMANN, O., ENGEN, O., WILSON, J. & ELDHOLM, O. 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and Barents Sea. Episodes, 31(1), p. 82-91.
- FAUGÈRES, J.-C., STOW, D. A. V., IMBERT, P. & VIANA, A. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology, 162(1), p. 1-38.

- FREY MARTINEZ, J., CARTWRIGHT, J. & HALL, B. 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, 17(1), p. 83-108.
- FRONVAL, T. & JANSEN, E. 1996. Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: evidence from the Iceland and Vøring Plateaus. I: 1996: Ocean Drilling Program, p. 455-468.
- GAUER, P., KVALSTAD, T. J., FORSBERG, C. F., BRYN, P. & BERG, K. 2005. The last phase of the Storegga Slide: simulation of retrogressive slide dynamics and comparison with slide-scar morphology. *Marine and petroleum geology*, 22(1), p. 171-178.
- GEE, M., GAWTHORPE, R. & FRIEDMANN, J. 2005. Giant striations at the base of a submarine landslide. *Marine Geology*, 214(1), p. 287-294.
- GEE, M., GAWTHORPE, R. & FRIEDMANN, S. 2006. Triggering and evolution of a giant submarine landslide, offshore Angola, revealed by 3D seismic stratigraphy and geomorphology. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1), p. 9-19.
- GEE, M., UY, H., WARREN, J., MORLEY, C. & LAMBIASE, J. 2007. The Brunei slide: a giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, 246(1), p. 9-23.
- HAFLIDASON, H., AARSETH, I., HAUGEN, J.-E., SEJRUP, H. P., LØVLIE, R. & REITHER, E. 1991. Quaternary stratigraphy of the Draugen area, Mid-Norwegian Shelf. *Marine Geology*, 101(1-4), p. 125-146.
- HAFLIDASON, H., SEJRUP, H. P., NYGÅRD, A., MIENERT, J., BRYN, P., LIEN, R., FORSBERG, C. F., BERG, K. & MASSON, D. 2004. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213(1-4), p. 201-234.
- HAMPTON, M. A., LEE, H. J. & LOCAT, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1), p. 33-59.
- HENRICH, R. & BAUMANN, K. H. 1994. Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108(1-2), p. 75-94.
- HJELSTUEN, B. O., ELDHOLM, O. & SKOGSEID, J. 1997. Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings. *Marine Geology*, 144(1-3), p. 33-57.
- HJELSTUEN, B. O., ELDHOLM, O. & SKOGSEID, J. 1999. Cenozoic evolution of the northern Vøring margin. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12), p. 1792-1807.
- HJELSTUEN, B. O., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., BERG, K. & BRYN, P. 2004a. Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62°N-68°N. *Marine Geology*, 213(1-4), p. 257-276.
- HJELSTUEN, B. O., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., NYGÅRD, A., BERSTAD, I. M. & KNORR, G. 2004b. Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23(16-17), p. 1847-1865.
- HJELSTUEN, B. O., PETTER SEJRUP, H., HAFLIDASON, H., NYGÅRD, A., CERAMICOLA, S. & BRYN, P. 2005. Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), p. 57-69.
- HUSTOFT, S., MIENERT, J., BÜNZ, S. & NOUZÉ, H. 2007. High-resolution 3D-seismic data indicate focused fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin. *Marine Geology*, 245(1-4), p. 89-106.
- JOHANSEN, R. 2010. 3D seismisk analyse av begravde rasavsetninger på den SV delen av Vøringmarginen.
- KING, E. L., HAFLIDASON, H., SEJRUP, H. P. & LØVLIE, R. 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, 152(1-3), p. 217-246.

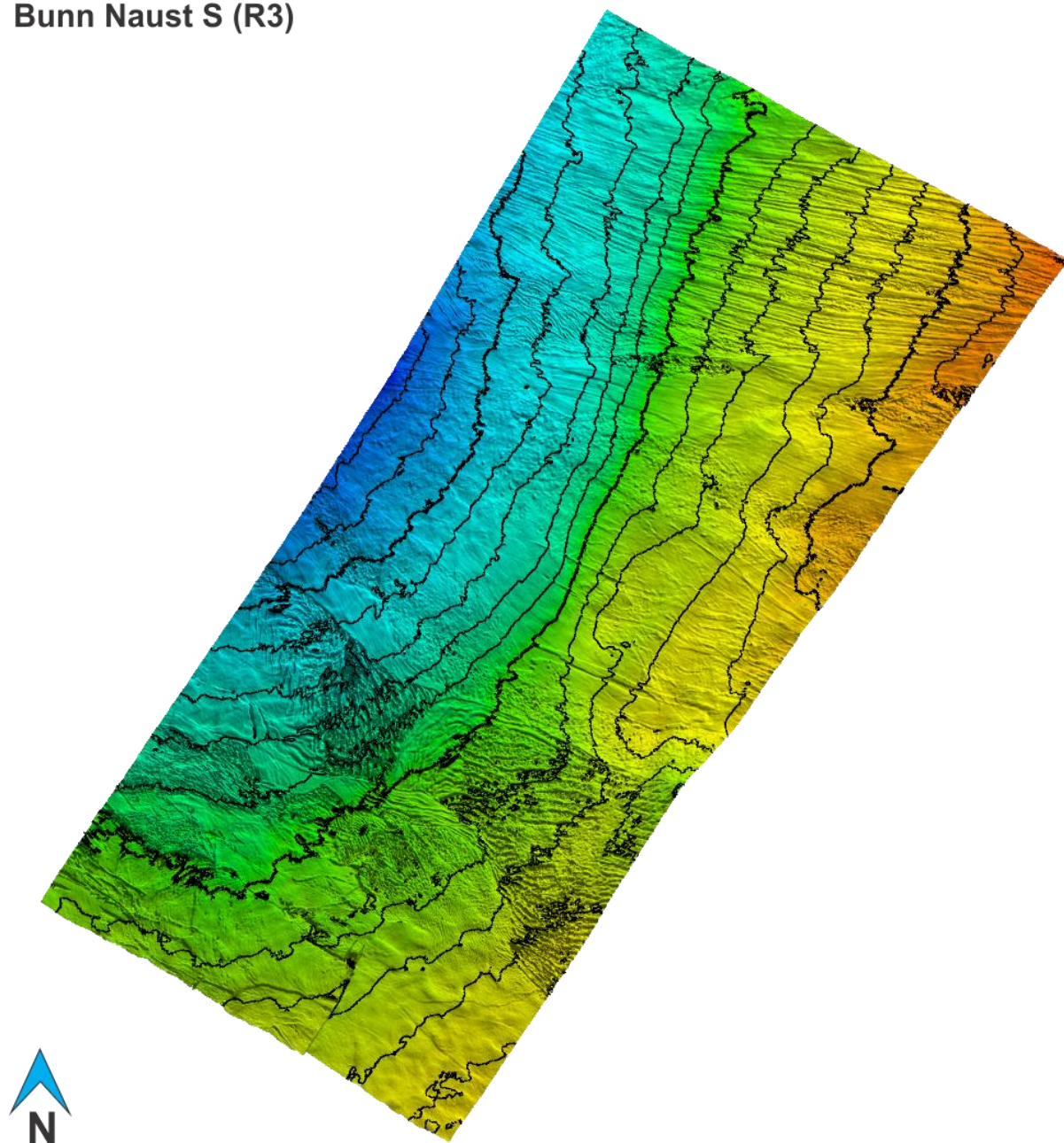
- KUIJPERS, A., DALHOFF, F., BRANDT, M. P., HÜMBS, P., SCHOTT, T. & ZOTOVA, A. 2007. Giant iceberg plow marks at more than 1 km water depth offshore West Greenland. *Marine Geology*, 246(1), p. 60-64.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 1995. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, 127(1-4), p. 45-72.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2000a. Flow behaviour of the submarine glacial debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea. *Sedimentology*, 47(6), p. 1105-1117.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2000b. The Trænadjupet Slide, offshore Norway — morphology, evacuation and triggering mechanisms. *Marine Geology*, 171(1-4), p. 95-114.
- 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 Research*, 22(5), p. 401-416.
- LABERG, J., VORREN, T. O., MIENERT, J., BRYN, P. & LIEN, R. 2002. The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters*, 22(1), p. 19-24.
- LABERG, J. S., DAHLGREN, K. I. T. & VORREN, T. O. 2005a. The Eocene-late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea - paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 214(1-3), p. 269-285.
- LABERG, J. S., STOKER, M. S., DAHLGREN, K. I. T., DE HAAS, H., HAFLIDASON, H., HJELSTUEN, B. O., NIELSEN, T., SHANNON, P. M., VORREN, T. O., VAN WEERING, T. C. E. & CERAMICOLA, S. 2005b. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9-10), p. 1069-1088.
- LABERG, J. S., JOHANSEN, R. & BÜNZ, S. 2012. A Surging Behaviour of Glacial Debris Flows. *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, p. 441-450.
- LINDBERG, B., LABERG, J. & VORREN, T. 2004. The Nyk Slide - morphology, progression, and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway. *Marine Geology*, 213(1), p. 277-289.
- LOCAT, J. & LEE, H. J. 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1), p. 193-212.
- LØSETH, T. M. 1999. *Submarine massflow sedimentation: computer modelling and basin-fill stratigraphy*. Springer.
- MARFURT, K. J., SCHEET, R. M., SHARP, J. A. & HARPER, M. G. 1998. Suppression of the acquisition footprint for seismic sequence attribute mapping. *Geophysics*, 63(3), p. 1024-1035.
- MICALLEF, A., MASSON, D. G., BERNDT, C. & STOW, D. A. V. 2009. Development and mass movement processes of the north-eastern Storegga Slide. *Quaternary Science Reviews*, 28(5), p. 433-448.
- NISSEN, S. E., HASKELL, N. L., STEINER, C. T. & COTERILL, K. L. 1999. Debris flow outrunner blocks, glide tracks, and pressure ridges identified on the Nigerian continental slope using 3-D seismic coherency. *The Leading Edge*, 18(5), p. 595-599.
- NYGÅRD, A., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H. & KING, E. L. 2002. Geometry and genesis of glacial debris flows on the North Sea Fan: TOBI imagery and deep-tow boomer evidence. *Marine Geology*, 188(1), p. 15-33.
- NYGÅRD, A., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H. & BRYN, P. 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), p. 71-84.
- OTTESEN, D., RISE, L., ANDERSEN, E. S., BUGGE, T. & EIDVIN, T. 2009. Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61°N and 68°N during the last 3 million years.
- POSAMENTIER, H. W. & KOLLA, V. 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3), p. 367-388.

- POSAMENTIER, H. & MARTINSEN, O. 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insight from outcrop and 3D seismic data. *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*, SEPM, Special Publication, 96, p. 7-38.
- PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D. & JOHNS, M. 1984. Depositional characteristics of a submarine debris flow. *The Journal of Geology*, p. 707-727.
- RIIS, F., BERG, K., CARTWRIGHT, J., EIDVIN, T. & HANSCH, K. 2005. Formation of large, crater-like evacuation structures in ooze sediments in the Norwegian Sea. Possible implications for the development of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), p. 257-273.
- 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*, 22(1-2), p. 33-44.
- RISE, L., OTTESEN, D., LONGVA, O., SOLHEIM, A., ANDERSEN, E. S. & AYERS, S. 2006. The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 23(5), p. 569-583.
- RISE, L., CHAND, S., HJELSTUEN, B. O., HAFLIDASON, H. & BOE, R. 2010. Late Cenozoic geological development of the south Voring margin, mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27(9), p. 1789-1803.
- ROKOENGEN, K., RISE, L., BRYN, P., FRENGSTAD, B., GUSTAVSEN, B., NYGAARD, E. & SAETTEM, J. 1995. Upper Cenozoic stratigraphy on the mid-Norwegian continental shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75(2-3), p. 88-104.
- SEJRUP, H. P., HJELSTUEN, B. O., TORBJØRN DAHLGREN, K. I., HAFLIDASON, H., KUIJPERS, A., NYGÅRD, A., PRAEG, D., STOKER, M. S. & VORREN, T. O. 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9-10), p. 1111-1129.
- SOLHEIM, A., BERG, K., FORSBERG, C. F. & BRYN, P. 2005. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), p. 97-107.
- STRATAGEMPARTNERS. 2002. The Neogen stratigraphy of the glaciated European margin from Lofoten to Porcupine. Stoker, M S (compiler). A product of the EC-supported STRATAGEM Project, 99.
- SULTAN, N., COCHONAT, P., CANALS, M., CATTANEO, A., DENNIELOU, B., HAFLIDASON, H., LABERG, J. S., LONG, D., MIENERT, J., TRINCARDI, F., URGELES, R., VORREN, T. O. & WILSON, C. 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213(1-4), p. 291-321.
- THIEDE, J. & MYHRE, A. M. 1996. The palaeoceanographic history of the North Atlantic-Arctic gateways: synthesis of the Leg 151 drilling results. I: 1996, p. 645-658.
- 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*, 17(1-3), p. 185-208.
- VORREN, T. O., HALD, M. & LEBESBYE, E. 1988. Late Cenozoic environments in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3(5), p. 601-612.
- VORREN, T., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. B. 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85(2), p. 251-272.

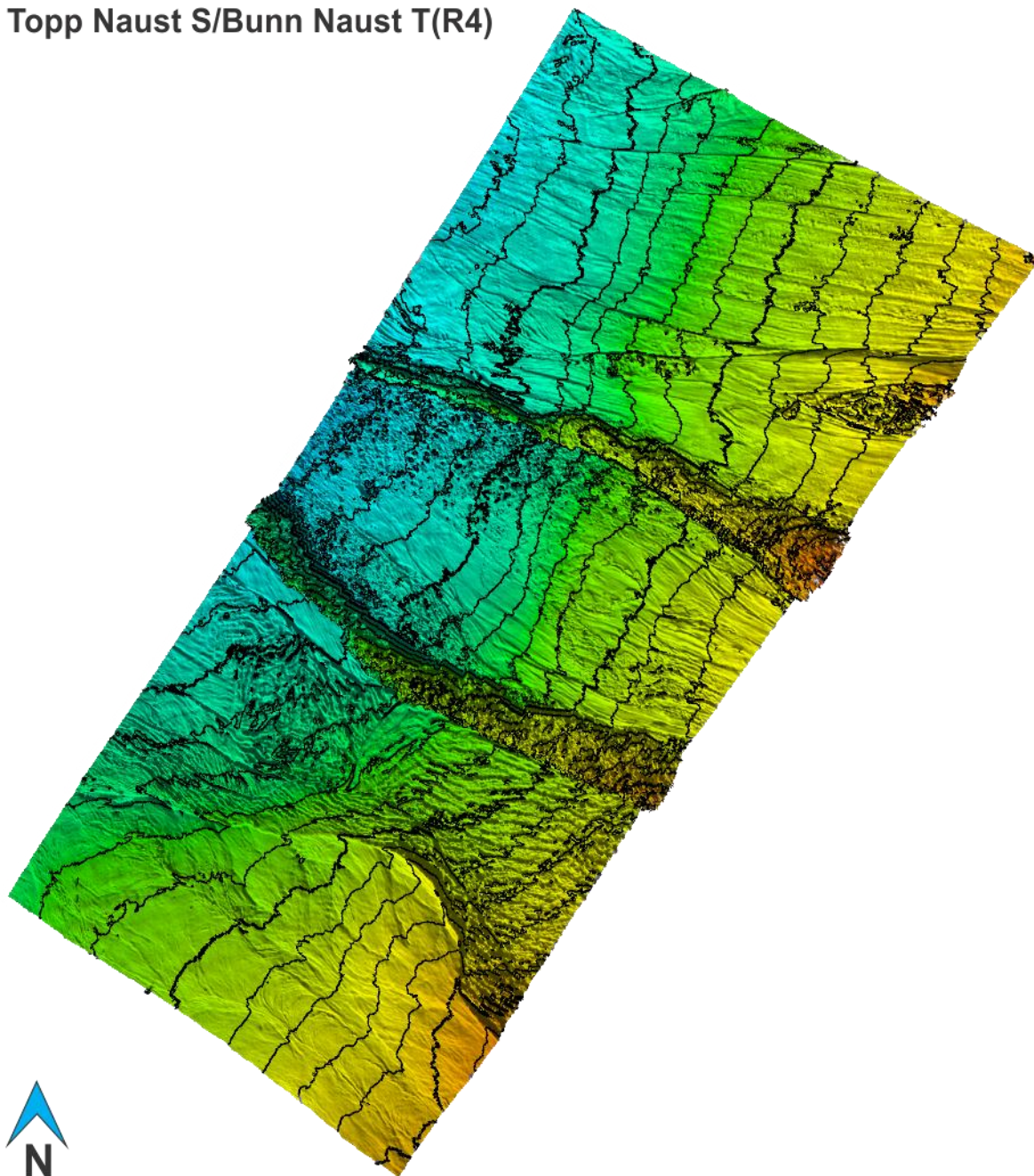


## Appendiks

### Bunn Naust S (R3)



Appendiks 1: viser isokronkartet for Bunn Naust S flaten med 25ms [TVT] konturintervall (hver femte kvote er uthevet). Kartet er presentert med 15 x vertikal overdrivelse. (+ verdier for uthevet dybdekote)

**Topp Naust S/Bunn Naust T(R4)**

Appendiks 2: viser isokronflaten R4-Topp Naust S/Bunn Naust T med høydekvoter hver 25 [ms TVT] hvor hver femte høydekvote er uthevet. Presentert med 15 x vertikal overdrivelse.

