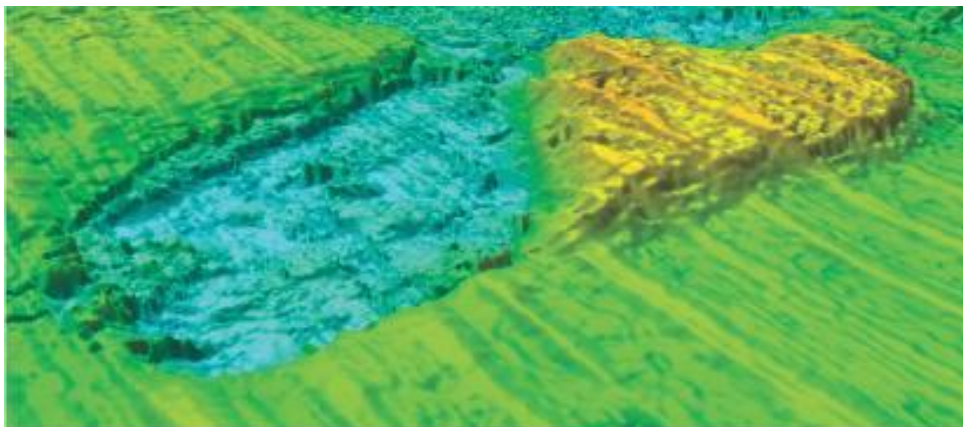


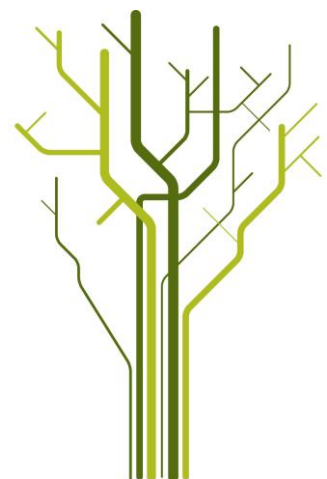
Geomorfologi av glasiøle sedimenter basert på 3D seismikk fra Nordkappbanken, SV Barentshav



Morten Richardsen

GEO-3900 Mastergradsoppgave i geologi

Mai 2013



Sammendrag

Den kvartære lagpakken er analysert med fokus på glasial geomorfologi. Dette er gjort ved bruk av tre-dimensjonale (3D) seismiske data fra Nordkappbanken, sørvestlige Barentshav.

I tillegg til havbunnen er det identifisert 2 begravde flater som begge er påvirket av glasiale prosesser. Geomorfologien til den stratigrafisk grunneste av de begravde flatene viser flere store depresjoner som er opp til 65 meter dype, 2 til 6 km brede og dekker et lateralt område på til sammen rundt 60 km². Rygger av sedimenter like nord-nordvest for depresjonene har nesten samme form og volum som disse, og sammen er depresjonene og ryggene tolket til å representere "hill-hole pairs". På samme flate er det observert rette langstrakte furer orientert sør-sørøst / nord-nordvest, tolket til å være mega-skala glasiale lineasjoner formet av raske isstrømmer. Mega-skala glasiale lineasjoner sett i sammenheng med "hill-hole pairs" indikerer pro- eller subglasial glasitektonisk deformasjon. Alderen til den begravde flaten er rundt 17.1 til 16.6 ka, som tilsvarer en tid da isdekket i Barentshavet trakk seg tilbake. Perioder med stillstand i tilbaketrekningen og fremrykk av isdekket har trolig spilt en stor rolle for de glasitektoniske prosessene i studieområdet.

Seismiske data indikerer forekomst av grunn gass i områdene med glasitektoniske formelementer. Denne gassen kan ha ført til dannelsen av svakhetssoner og ustabile sedimenter, og har trolig medvirket til glasitektonisk erosjon. Studieområdet ligger i dag innenfor stabilitetssonen for gasshydrater med struktur II, og det er indikert at denne typen gasshydrater kan ha medvirket til de glasitektoniske prosessene. På bakgrunn av at gasshydrater med struktur II inneholder tyngre hydrokarboner, og siden det er grunn gass i studieområdet er det sett nærmere på mulige migrasjonsruter for fluider. Et tett nettverk av forkastninger, saltdiapirer og påviste hydrokarboner i den underliggende berggrunnen indikerer migrasjon av tyngre hydrokarboner fra dypere hydrokarbonreservoarer opp i de grunne avsetningene.

Depresjonene er dype og opptrer også på den stratigrafisk dypeste begravde flaten (URU), slik at den underliggende sedimentære berggrunnen er erodert. Denne erosjonen observeres bare i områder der den underliggende sedimentære berggrunnen består av kritt-

avsetninger, noe som tyder på at kritt-enheter kan ha vært svakhetssoner som ble erodert lettere enn omkringliggende bergartsenheter.

Avslutningsvis er en mulig relasjon mellom glasitektonikken og de store formelementene Nordkappbanken bueformede rygg og Nordkappbanken sedimentære kile vurdert. Nordkappbanken bueformede rygg er tolket til å være en endemorene avsatt under isdekkets fremrykk for 16 kal ka, og den glasitektoniske deformasjonen diskuteres til å ha en sammenheng med dette fremrykket. "Hill-hole pairs" er lokalisert under denne endemorenen, og det er foreslått at de kan være et resultat av proglasial oppskyving av sedimenter. Det er også foreslått at det har vært store mengder sedimentrikt smelte vann involvert i deglasiasjonen, noe som førte til at Nordkappbanken sedimentære kile ble avsatt.

Forord

Det nærmer seg innlevering av masteroppgaven, og livet som student er snart slutt. Jeg kan se tilbake på 5 fine år ved Universitetet i Tromsø, og spesielt de 2 siste årene på brakka har gitt meg mange morsomme stunder. Jeg har hatt den glede av å treffe mange trivelige mennesker og jeg har fått mange gode venner. Vi har vært en flott gjeng på kontor 12 og jeg vil takke Audun, Torgeir, Julie og Ingrid for gode faglige diskusjoner og skitprat over en kaffekopp. I also need to mention Ibrahim, thank you for nice discussions and for always helping out when we ask you. Torgeir fortjener en ekstra takk for godt samarbeid og gode samtaler. En spesiell takk går til Audun som har vært min samarbeidspartner i 5 år, et utrolig verdifullt samarbeid som har hjulpet meg mye gjennom studietiden.

Jeg vil også takke min veileder professor Karin Andreassen for gode tilbakemeldinger, og "GlaciBar"-prosjektet som har bidratt med midler til min masteroppgave. Medveileder Bjarne Rafaelsen må også takkes for hans forslag til forbedringer og bidrag med den tekniske delen av oppgaven.

Det har vært krevende å gjennomføre masterstudiet og det har blitt mange sene kvelder og jobbing i helgene. Min kjære samboer Ingvild har tatt seg av familien vår mens jeg har vært borte, noe jeg setter utrolig stor pris på, tusen takk for at du har holdt ut. Nå blir det endelig Tuva- og Helle-tid for meg og kjærestetid for oss. Til slutt vil jeg takke mine foreldre for barnepass og hundepass, og mine svigerforeldre for en gunstig leiekontrakt i sokkelen.

Morten Richardsen

Tromsø, Mai 2013

Innhold

1	Innledning	1
	Formål	1
1.1	Studieområdet	2
1.2	Barentshavet fra devon til plio-pleistocen	4
1.3	Glasiasonshistorie	7
1.4	Havstrømmer	11
1.5	Gasshydrater	13
1.6	Glasitektonikk	17
1.7	Hydrokarboner	19
1.7.1	Indikasjoner på hydrokarboner i seismiske data	20
2.	Data og metoder	23
2.1	Datasett	23
2.1.1	3D seismiske datasett	24
2.1.2	ST0828	24
2.1.3	ST10011	25
2.1.4	ST0309	25
2.1.5	2D seismiske datasett	25
2.2	Seismisk oppløsning	25
2.3	Artefakter	28
2.4	Metoder	29
2.4.1	Seismiske attributter	29
3.	Resultater	31
3.1	Kurvede furer på havbunnen	31
3.1.1	Beskrivelse av kurvede furer på havbunnen	31
3.1.2	Tolkning av kurvede furer på havbunnen	34
3.2	Depresjoner på havbunnen	36
3.2.1	Beskrivelse av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0828	36
3.2.2	Tolkning av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0828	39
3.2.3	Beskrivelse av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0309	40
3.2.4	Tolkning av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0309	44
3.3	Begravd flate i 3D datasett ST0828, ST10011 og ST0309	45
3.3.1	Beskrivelse av kurvede furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309	47
3.3.2	Tolkning av kurvede furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309	50

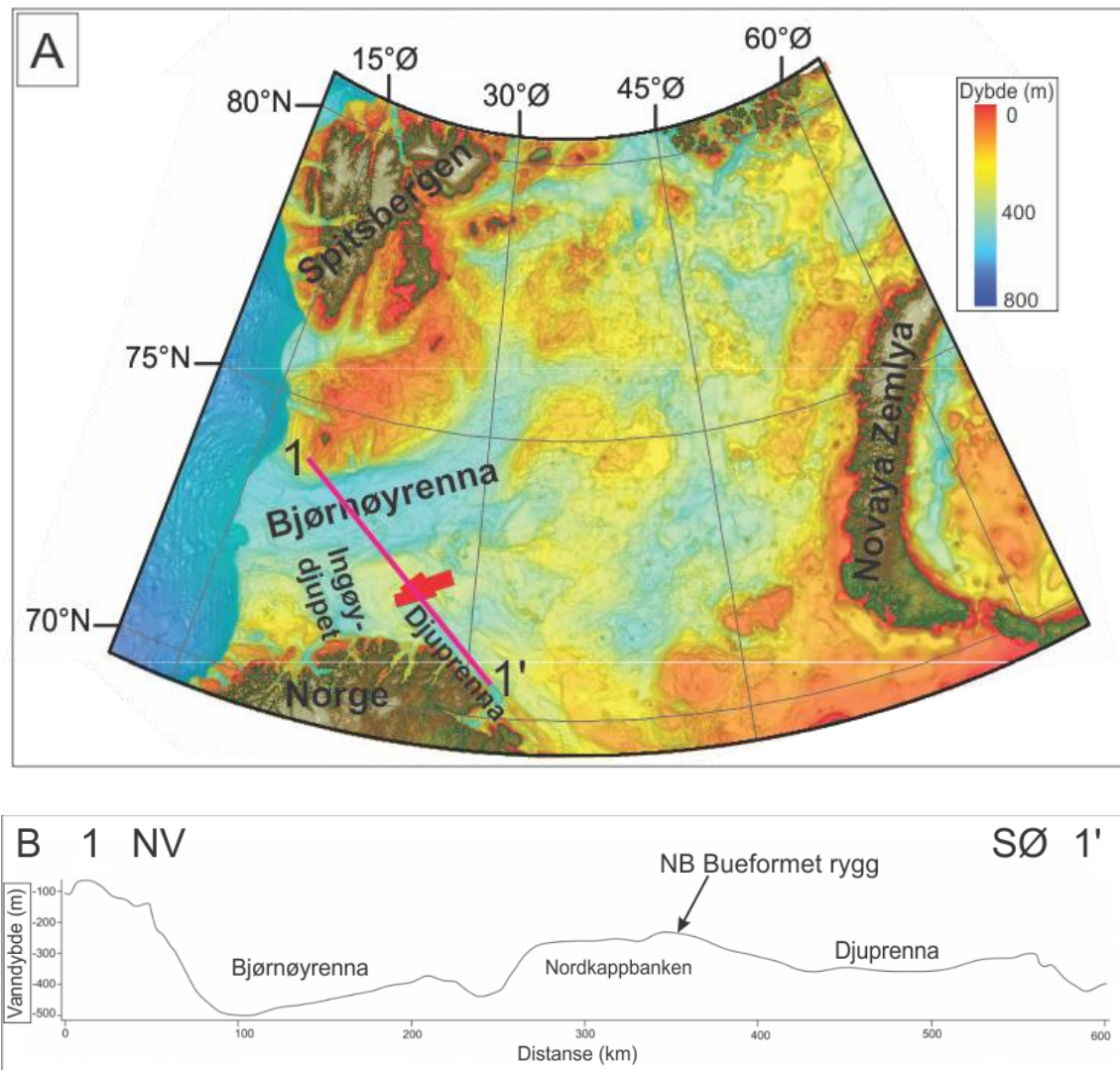
3.3.3	Beskrivelse av rette furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309	51
3.3.4	Tolkning av rette furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309	57
3.4	Depresjoner og rygger på begravd flate i ST0828	59
3.4.1	Beskrivelse av depresjoner og rygger på begravd flate.....	59
3.4.2	Tolkning av depresjoner og rygger på begravd flate	62
3.5	Seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder	64
3.5.1	Beskrivelse av seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder	64
3.5.2	Tolkning av seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder	67
3.6	URU.....	70
3.7	Kronostratigrafi i studieområdet.....	72
3.7.1	Korrelering via SG9804	72
3.7.2	Korrelering via NH0608	76
4.	Diskusjon.....	81
4.1	Korrelering	81
4.2	Isstrømmer	83
4.3	Isfjellpløyespor	86
4.4	Isstrømmer og glasitekonikk.....	89
4.5	Sammenheng mellom grunn gass og glasitekonikk.....	95
4.6	Sammenheng mellom gasshydrater og glasitekonikk.....	98
4.7	Sammenheng mellom underliggende sedimentær berggrunn og glasitekonikk	101
4.8	Relasjon mellom Nordkappbanken bueformede rygg og glasitekoniske enheter	107
5.	Konklusjoner	113
6.	Referanser.....	115

1 Innledning

Formål

Formålet med denne oppgaven er å belyse utvikling, hovedsakelig basert på studier av tre-dimensjonale (3D) seismiske data fra den glasielle lagpakken på Nordkappbanken i sørvestlige Barentshav (Fig.1.1.1). Regionale 2D seismiske data er benyttet for regional oversikt og korrelasjon med tidligere studier. Havbunnen og begravde flater i den glasielle lagpakken vil bli studert. Foreløpige observasjoner har indikert at glasietektonisk erosjon forekommer i området og at denne synes å opptre i områder med seismiske indikasjoner på grunn gass og underliggende migrasjon av fluider. Oppgaven har derfor fokusert på å visualisere og tolke formelementer i den studerte lagpakken og deres relasjon til grunn gass, fluidmigrasjon, underliggende berggrunn og forkastninger. Et overordnet formål med studiene er økt forståelse for koblingen mellom glasiell erosjon, underliggende berggrunn og glasielgeologisk utvikling at det sørvestlige Barentshav.

1. Innledning



Figur 1.1.1A: International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO; modifisert fra Jakobsson et al. (2012)), fremstilt ved hjelp av programmet ArcGIS. Rødt polygon angir lokalisering til 3D datasettene som er benyttet i dette studiet. Lilla linje viser lokalisering til profilet i B. **B.** Batymetrisk profil gjennom studieområdet. 3D datasettene i dette studiet er lokalisert på Nordkappbanken (NB).

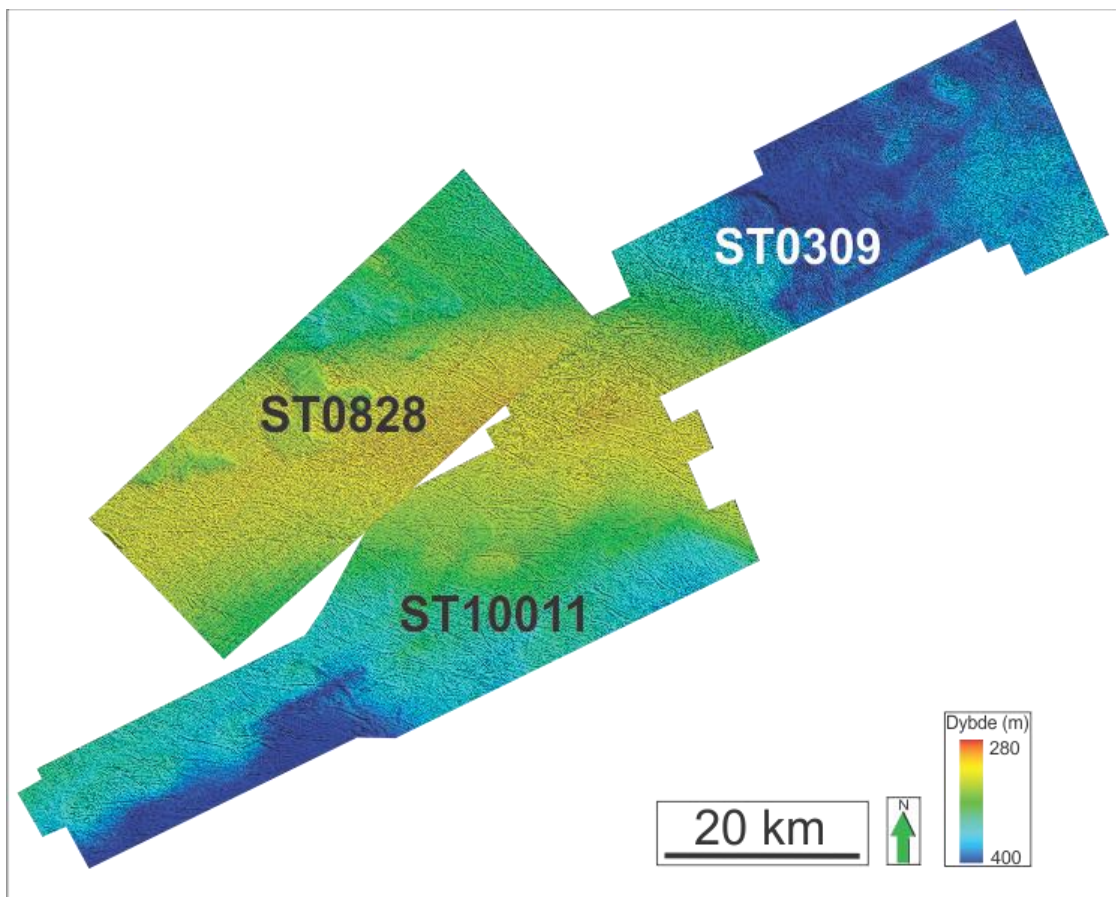
1.1 Studieområdet

3D datasettene i denne studien er lokalisert på Nordkappbanken i det sørvestlige Barentshav (Fig.1.1.1B). Datasettene overlapper slik at de danner et nesten sammenhengende område på $\approx 3500 \text{ km}^2$ (Fig.1.1.2). Nordkappbanken er en grunn banke med vanndyp som varierer mellom 200-300 meter og som er omgitt av de dypere traue Djuprenna (rundt 400 m dyp) i sørøst, Ingøydjupet (rundt 400 m dyp) i sørvest og Bjørnøya (rundt 300-500 m dyp) i nordvest (Andreassen et al., 2008) (Fig. 1.1.1). Salt som ble avsatt i sen karbon-tidlig perm gjør at området er preget av mye

1. Innledning

saltdiapirisme. Landhevning og erosjon i tidlig tertiær og utbredt glasial erosjon i sen plio-pleistocen fjernet opp mot 1200 m av de mesozoiske og kenozoiske lagene som i dag ligger skråstilt og kuttet av saltdiapirer, dekket av et tynt lag med glasiiale sedimenter (Bugge et al., 2002).

De glasiiale sedimentene er hovedfokus i dette studiet, og ulike formelementer i denne lagpakken vil bli beskrevet og tolket. Den glasiiale lagpakken på kontinentalsokkelen varierer i tykkelse fra 0-300 ms to-veis-gangtid (Vorren et al., 1990), og lagpakken skilles fra de eldre pre-glasiiale sedimentene av en inkonformitet omtalt som den øvre regionale inkonformitet (URU) som ble dannet i løpet av plio-pleistocen 2.5 Ma (Solheim og Kristoffersen, 1984).



Figur 1.1.2: Skygge-relieffkart som viser havbunnen i studieområdet. De tre datasettene ST0828, ST0309 og ST10011 danner hoved-datagrunnlaget for dette studiet.

1.2 Barentshavet fra devon til plio-pleistocen

Dannelse av den kaledonske fjellkjeden i devon førte til landhevning i vestlige deler av Barentshavet. Dette gjorde at sedimentene i hovedsak ble avsatt mot øst i Barentshavet. I sen paleozoikum – mesozoikum førte dannelsen av Uralfjellene til landhevning i øst og dermed en refordeling av sedimenter mot vest (Henriksen et al., 2011b). Siden midt-jura har den strukturelle utviklingen av sørvestlige Barentshav gjennomgått to hovedhendelser: Sen mesozoisk rifting og bassengdannelser og tidlig paleocen rifting og åpning av Norske-Grønlands havet (Faleide et al., 1993).

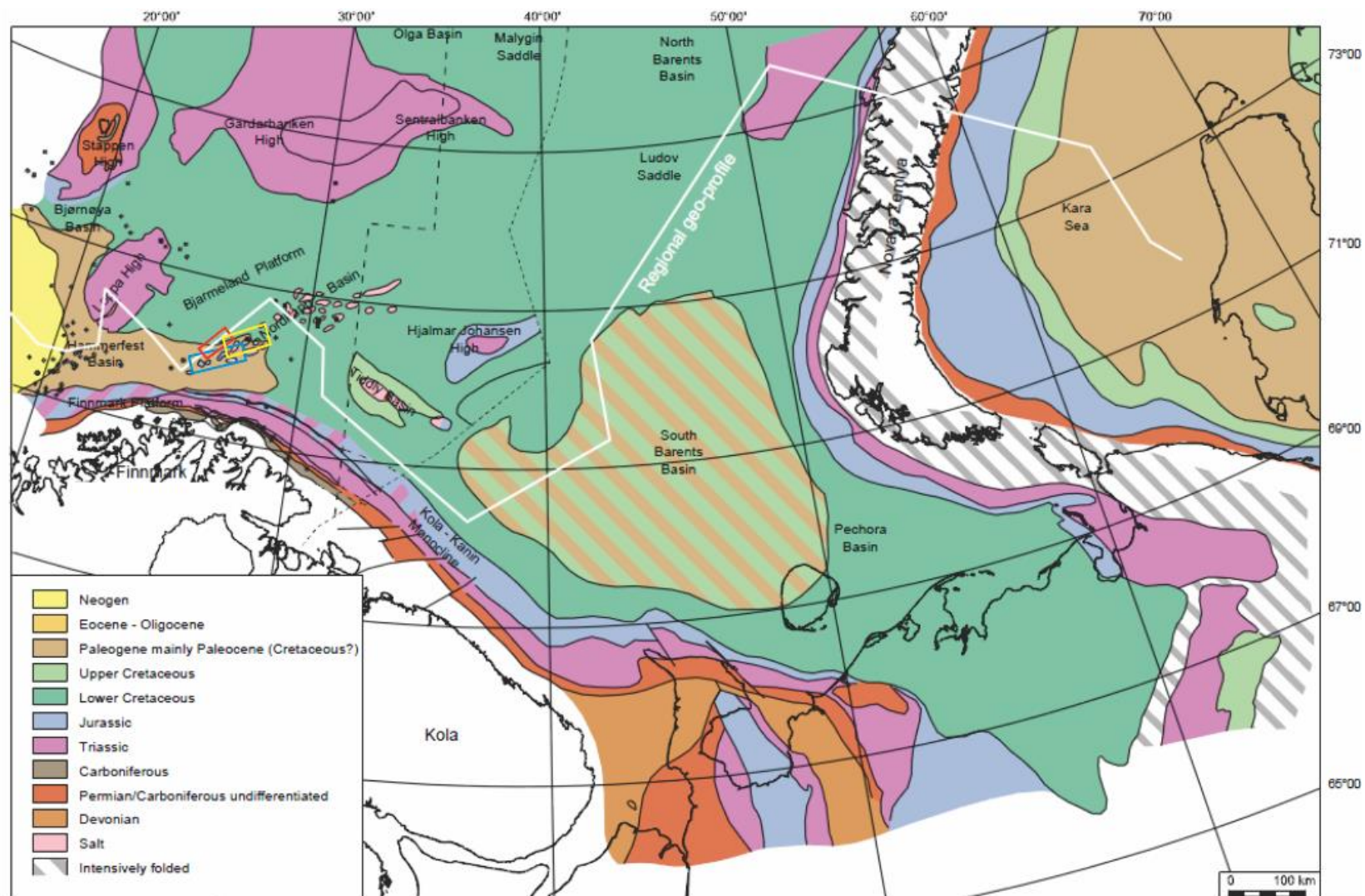
Den sørvestlige Barentshav marginen ble til under åpningen av Norske-Grønlandshavet i eocen og har vært passiv siden oligocen (Faleide et al., 2008). Ved oligocen tid var det en reorganisering av platebevegelsene slik at Grønland begynte å bevege seg mer mot vest, noe som førte til rifting og begynnende havbunnsbredning vest for Svalbard (Faleide et al., 2008).

Etter dette har ulike områder i Barentshavet gjennomgått heving og erosjon av ulik grad, og netto erosjon varierer mellom 0 og 3000 meter (Henriksen et al., 2011a). I de fleste brønnene i Barentshavet er det meste av den paleogene lagpakken og nesten hele den neogene lagpakken fraværende (Henriksen et al., 2011a), og det er en økende erosjon fra vest mot øst (Fig 1.2.1 og 1.2.2).

Det har også vært perioder med innsynkning og i sen kritt var det en tydelig innsynkning langs den vestlige marginen, slik at tykke lagpakker fra kritt finnes i bassengene som er lokalisert mot vest (Henriksen et al., 2011b).

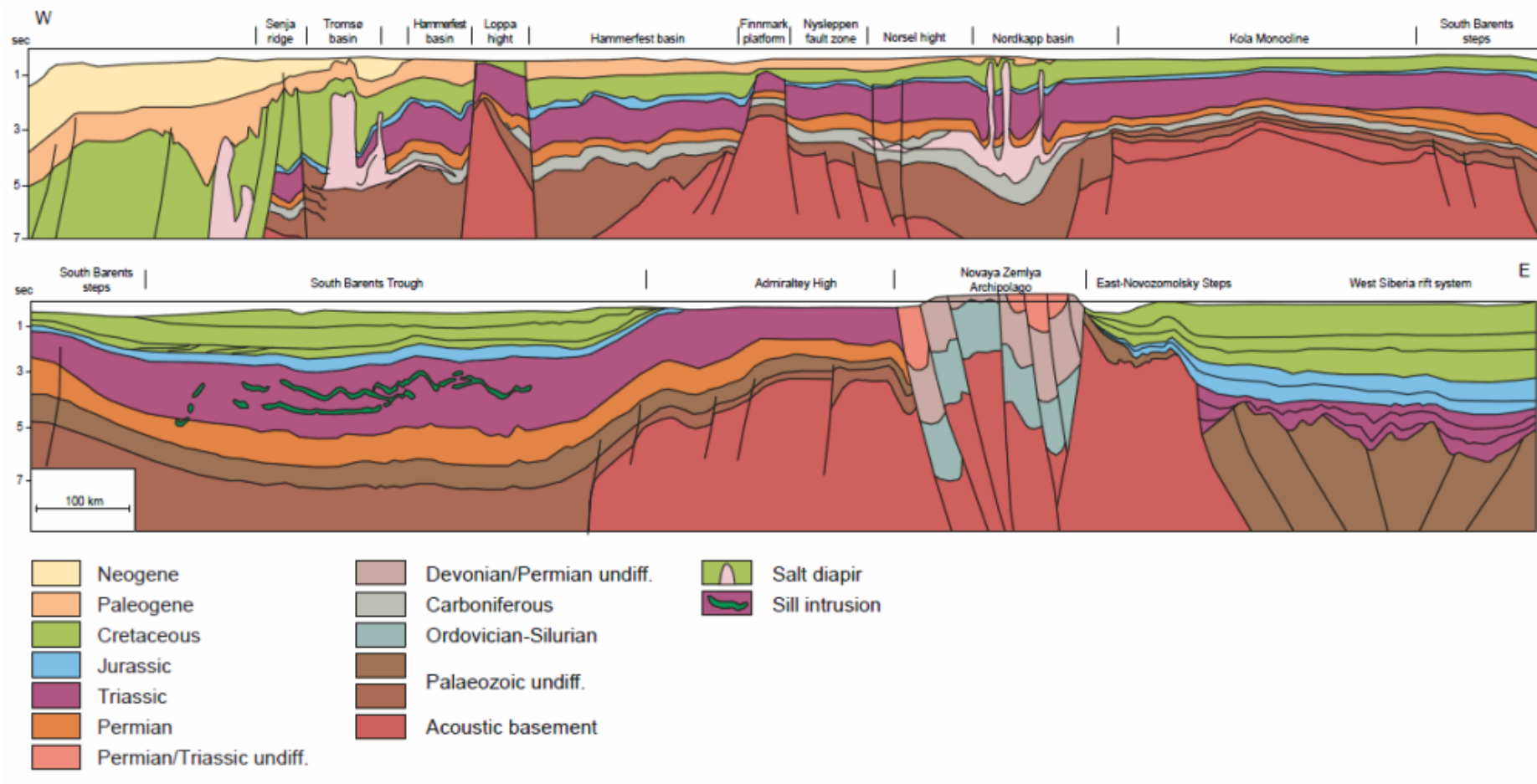
Vestlige deler av Barentshavet var marint frem til tidlig oligocen tid, da landhevning sørget for eksponering av land (Sættem et al., 1994). Denne landhevningen startet noe før oligocen, og Anell et al. (2009) foreslår at lokal heving i Barentshavregionen skjedde i eocen. I miocen var det tektonisk rolig, mens det i plio-pleistocene intraff en regional landhevning av de fleste marginer som grenser til Nord Atlanteren (Anell et al., 2009).

1. Innledning



Figur 1.2.1: Blotningskart under kvartær for Barentshavregionen. Rødt polygon = ST0828, Gult polygon = ST0309, Blått polygon = ST10011. Hvit linje viser lokaliseringen til profilen som er vist i figur 1.2.2. Figur modifisert fra Henriksen et al. (2011a).

1. Innledning



Figur 1.2.2: Profilinje fra vest mot øst. Figur fra Henriksen et al. (2011a). Se figur 1.2.1 for lokalisering.

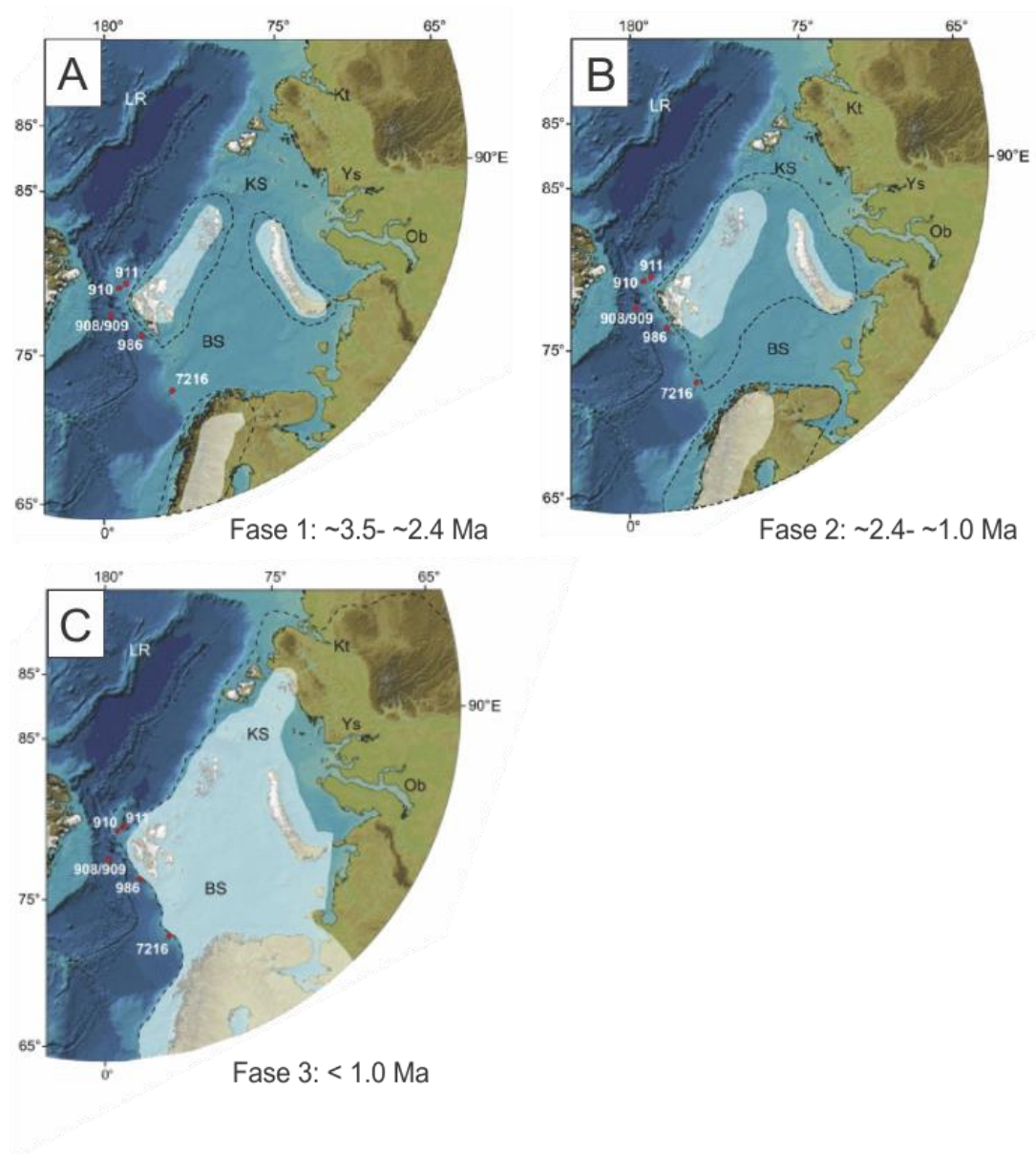
1.3 Glasiasjonshistorie

I kritt var jordens klima varmt, og dette fortsatte inn i paleogen, men generelt ble klimaet kaldere gjennom tertiær, med vekselvis varme og kalde perioder som fulgte syklusen til aksehelingen på 41 ka i sen neogen (Ehlers og Gibbard, 2007). Isflyttet materiale (IRD) i Norskehavet tyder på at første gang et isdekke nådde kysten av Skandinavia og Svalbard var i sen miocen, for ca 11 Ma (Mangerud et al., 1996). Basert på en økende mengde IRD er det antatt at de store glasiasjonene i Skandinavia og Barentshavet-Svalbard startet rundt 2.8-2.5 Ma, og mesteparten av tiden frem til ca 0.9 Ma var isdekkene mellomstore og nådde sannsynligvis kysten av vest Norge i lengre perioder (Mangerud et al., 1996).

I perioden 2.3 – 1.6 Ma viser lave IRD verdier fra Ocean Drilling Program (ODP) boring 986 vest for Svalbard at isbreene i Barentshavet ikke nådde ut til havet, og sedimentene ble fraktet mot dyphavet ved hjelp av glasifluvial drenering. Isbreene startet å vokse i perioden 2.3 – 1.6 Ma, men ikke før i perioden 1.5 – 1.3 Ma var de så store at de nådde ut til eggkanten vest for Svalbard (Butt et al., 2000). Fra ca 1.0 Ma vokste isdekket ytterligere, og flere perioder med maksimal utbredelse av isdekket inntraff (Fig.1.3.1) (Knies et al., 2009).

Det er estimert at isbreene nådde egga kanten 5-8 ganger de siste 600 ka (Mangerud et al., 1996). Under Sen Saale lå vidstrakte kontinentalsokler under isen, inkludert Barentshavet og Kara sjøen (Svendsen et al., 2004). Gjennom Weichsel er det påvist 3 store glasiiale fremrykk nordvest i Barentshavet som alle nådde ut til sokkelen vest for Svalbard. Disse 3 glasiasjonene var trolig delt opp av lengre perioder der isbreene var på størrelse med dagens isbreer. I forhold til sokkelen som befinner seg mellom Svalbard og fastlandet i Norge er det usikkert om dette området var påvirket av alle de 3 store glasiasjonene i Weichsel. Dette er påstått på bakgrunn av at det bare er funnet en sekvens med glasiiale avsetninger over den siste interglasiale perioden Eem i ytre deler av Bjørnøya trauet, noe som kan bety at dette området var isfritt gjennom tidlig og midt Weichsel (Svendsen et al., 2004, Mangerud et al., 1998).

1. Innledning



Figur 1.3.1ABC: Skjematisert framstilling av maksimum/minimum isutbredelse i Barentshav-regionen under sen plio-pleistocen. Maksimal isutbredelse vises med stiplede linjer og minimal isutbredelse med hvit transparent. Figur modifisert fra Knies et al. (2009).

Basert på dateringer av fossiler fra Arnøya (Andreassen et al., 1985) konkluderer Vorren og Laberg (1996) med at kystområdene i Nord Norge og sørlige deler av Barentshavet var isfritt rundt 29/27 ka. Siste istids maksimum (LGM) inntraff i sen Weichsel, og mesteparten av Barentshavet lå under isdekket. I sørvestlige deler av Barentshavet gikk det Fennoskandiske isdekket sammen med isdekket i Barentshavet, og i øst gikk isdekket i Barentshavet sammen med isbreer på Novaya Zemlya slik at det ble et stort sammenhengende isdekke (Svendsen et al., 1999).

1. Innledning

Vorren og Laberg (1996) foreslår å dele inn siste istids maksimum i 2 stadier, LGM I som er eldst (før 22 ka BP = 26.5 kal ka) og LGM II som er yngst (etter 19 ka BP = 21.5 kal ka). Under LGM I og lå isdekket i de ytre og dypere delene av Bjørnøyrenna traует. Under LGM II nådde isdekket sitt maksimum mellom 21.5 og 18.1 kal ka, og lå helt ut til eggakanten (Rüther et al., 2011, Vorren og Laberg, 1996). Dateringer fra tre ulike sedimentkjerner gjort av Rüther et al. (2011) viser at deglasiasjonen av ytre deler av Bjørnøyrenna har en minimumsalder på 17,090 kal ka til 16,580 kal ka. Under siste istids maksimum drenerte det meste av isen gjennom Bjørnøyrenna, som gikk sammen med to isstrømmer i sør; en fra Ingøydjupet og en fra Nordkappbanken (Winsborrow et al., 2010). Winsborrow et al. (2010) har satt opp en 5 steps modell (Fig. 1.3.2) for siste istids maksimum og den påfølgende deglasiasjonen av isdekket i Barentshavet og det Fennoskandiske isdekket. Siste istids maksimum II (LGM II) representerer steg 1 og deglasiasjonen representerer steg 2-5.

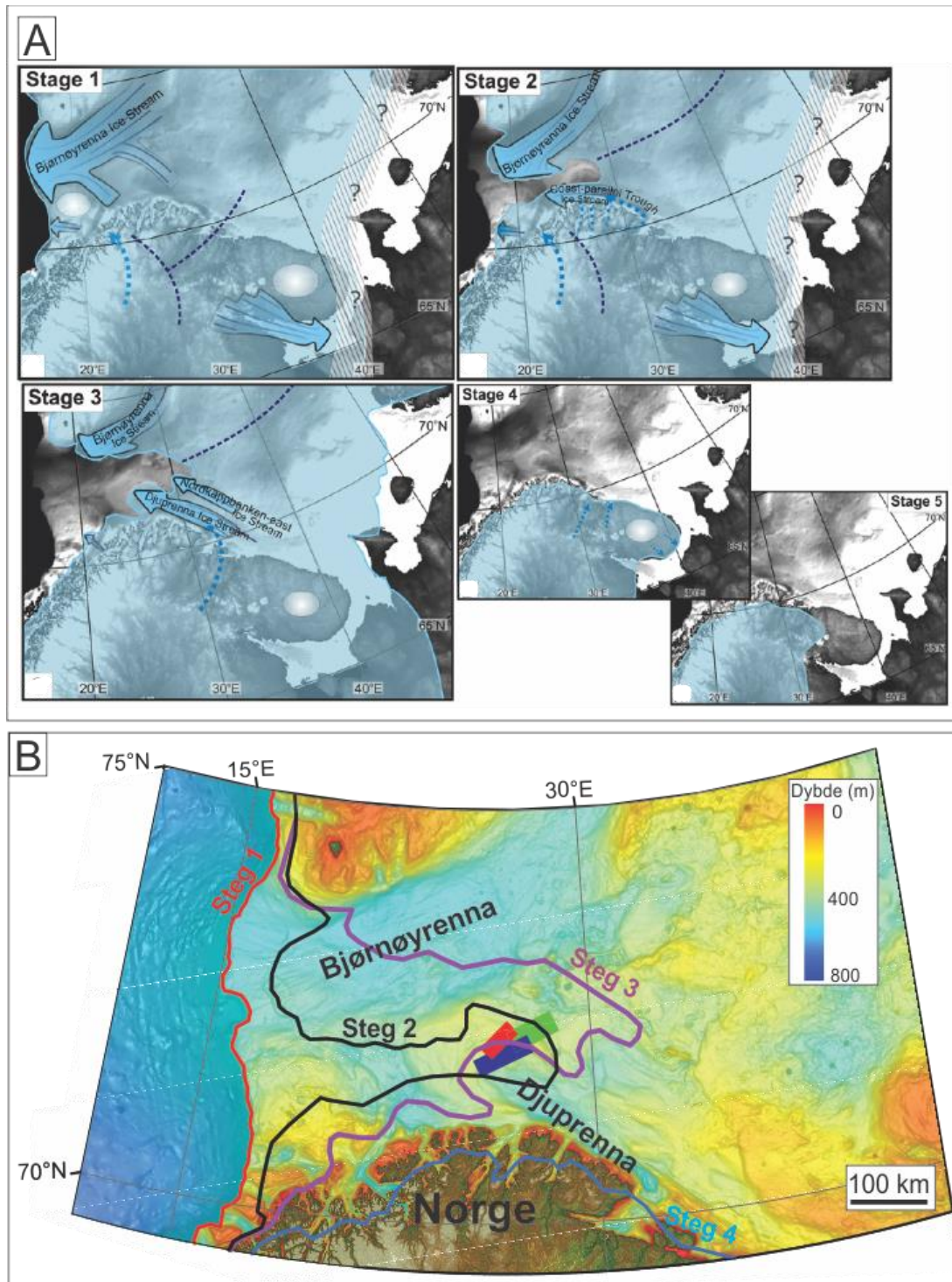
Steg 2 av deglasiasjonen er satt til 17 kal ka og det oppsto en betydelig tilbaketrekning av isdekket i sørlige deler av Barentshavet, dette er en alder som vil representere en tidlig fase av deglasiasjonen.

Steg 3 hendte ca 16 kal ka, og representerer en periode da mesteparten av det vestlige Barentshav var isfritt og Ingøydjupet var dominert av glasimarine forhold. Steg 3 markerer en endring i dynamikken til isdekket i Barentshavet og det Fennoskandiske isdekket, slik at de største isstrømmene og det største isvolumet nå befant seg i de østlige delene av Barentshavet. Denne endringen i isdynamikken er blant annet markert med det store fremrykket i Djuprenna, da Nordkappbanken bueformete rygg (NBR) ble avsatt. NBR er tolket til å være en endemorene som er ca 60 meter høy og 13 km bred (Andreassen et al., 2008). Winsborrow et al. (2010) linker endringen i isdynamikken til Sen Weichsel maksimum i nord-vestlige Russland.

Steg 4 er gitt en alder av ca 15 kal ka, og dette steget markerer punktet da det ikke var mer is igjen i sørlige deler av Barentshavet, og iskanten lå i ytre deler av fjordene i Nord-Norge.

Steg 5 representerer fasen da isdekket hadde trukket seg tilbake på land, og vil tilsvare 12.5-12 kal ka.

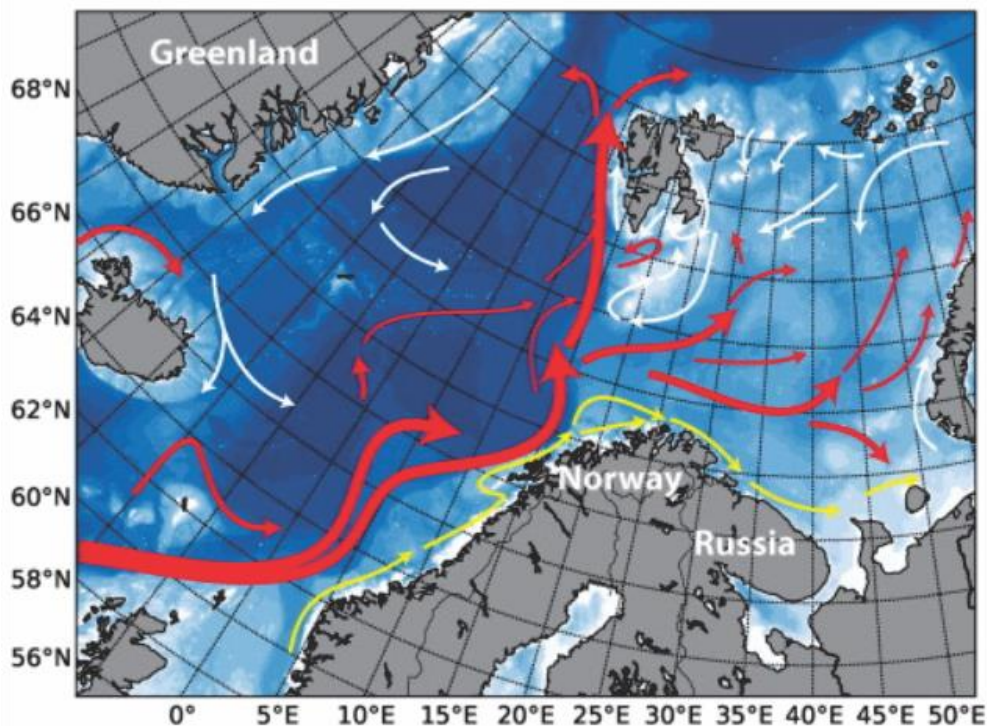
1. Innledning



Figur 1.3.2A: 5 stegs modell fra Winsborrow et al. (2010). Blå transparent angir utbredelsen av isdekket for hver av de 5 stegene. Lilla stiplede linjer indikerer skillene mellom det Fennoskandiske isdekket og Barentshav isdekket. **B.** IBCAO drapert med fire (av fem) deglasiason steg modifisert fra (Winsborrow et al., 2010). Rød linje indikerer LGM II (deglasiason steg 1), ~19 kal ka, Svart linje indikerer deglasiason steg 2, ~17 kal ka, Lilla linje indikerer deglasiason steg 3, ~16 kal ka, Blå linje indikerer deglasiason steg 4, ~15 kal ka. Rødt polygon angir lokaliseringen til ST0828, Grønt polygon angir lokaliseringen til ST0309, Blått polygon angir lokaliseringen til ST10011. IBCAO er modifisert fra Jakobsson et al. (2012).

1.4 Havstrømmer

I Barentshavet er det tre store havstrømmer som dominerer: Den Arktiske Strømmen (AS) som kommer fra nord-nordøst og dominerer nord for 74 grader, den Norsk Atlantiske Strømmen (NAS) som kommer fra sør og følger kontinental skråningen langs Norge og den Norske Kyst Strømmen (NKS) som følger kysten og kommer fra sørvest (Fig.1.4.1) (Bellec et al., 2008). NAS transporterer varmt og saltholdig vann inn i de arktiske havene og deler seg i to grener, mot nord som Vest Spitsbergen Strømmen og mot sørlige Barentshav som Nordkapp Strømmen. Disse varme vannmassene utveksler varme og fuktighet til atmosfæren og bidrar til oppvarming av de nærliggende landområdene (Aagaard-Sørensen et al., 2010).



Figur 1.4.1: De dominerende havstrømmene i Barentshavet i dag. Røde piler viser den Norsk Atlantiske Strømmen (NAS), Gule piler viser den Norske kyststrømmen (NKS), Hvite piler viser den Arktiske strømmen (AS). Figur fra Drinkwater (2011).

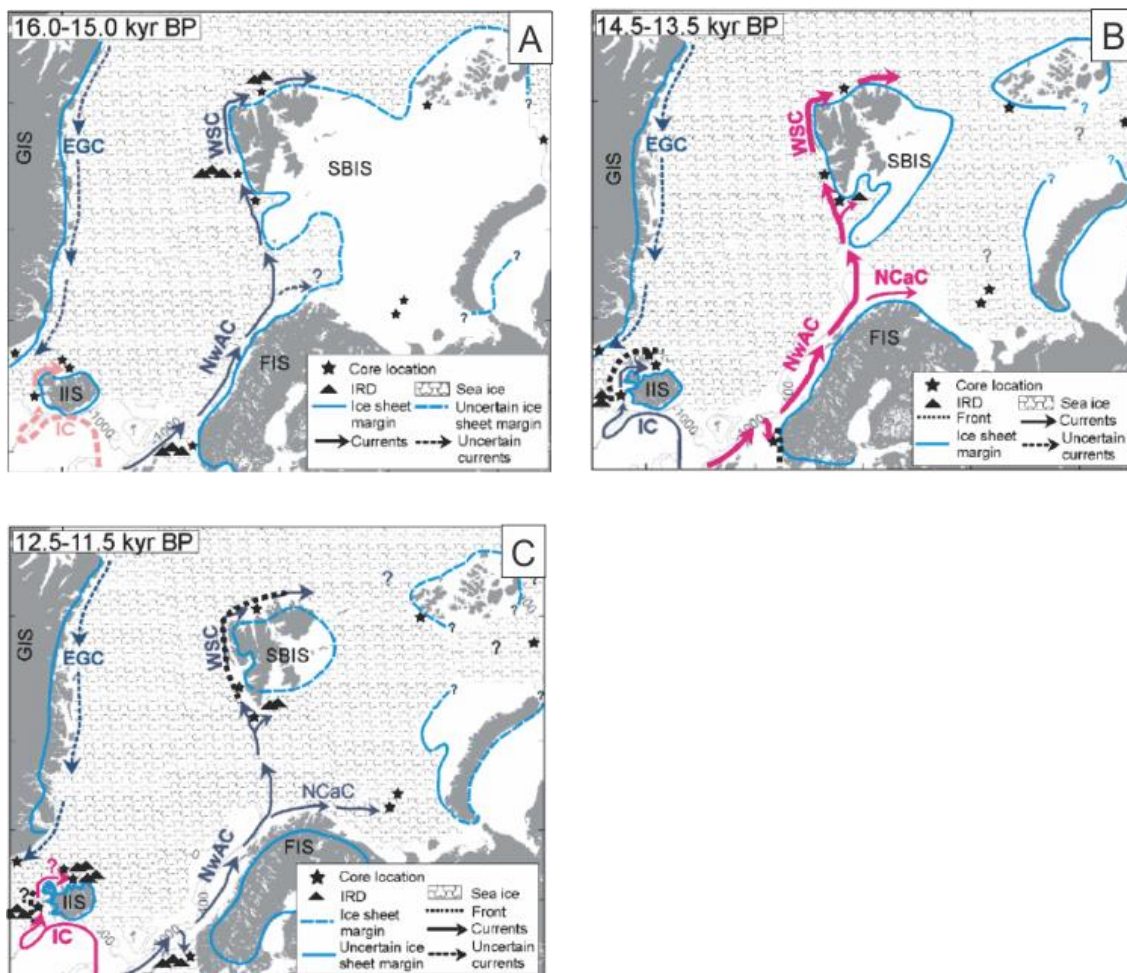
Innstrømningen av varmt og saltholdig vann fra den Norsk Atlantiske Strømmen har variert siden den siste deglasiasjonen og holocen. Basert på bentiske foraminiferer og istransporterte sedimenter har Ślubowska-Woldengen et al. (2008) rekonstruert innstrømningen av atlantisk vann i Barentshavet 16 kal ka (Fig.1.4.2).

1. Innledning

Polare forhold dominerte under siste del av istiden (16-15 kal ka), med en svak innstrømning av kaldt atlantisk vann før Bølling interstadialen startet (Fig 1.4.2A).

Under Bølling-Allerød (14.5-13.5 kal ka) var det en relativt sterk innstrømning av varmere Atlantisk vann i Barentshavet, og vannet strømmet inn som en overflatestrøm (Fig 1.4.2B). Til sammenligning med siste del av istiden var det da relativt varme forhold og høyere salinitet i Barentshavet, og overflatetemperaturen i sjøvannet var bare litt lavere enn den er i dag.

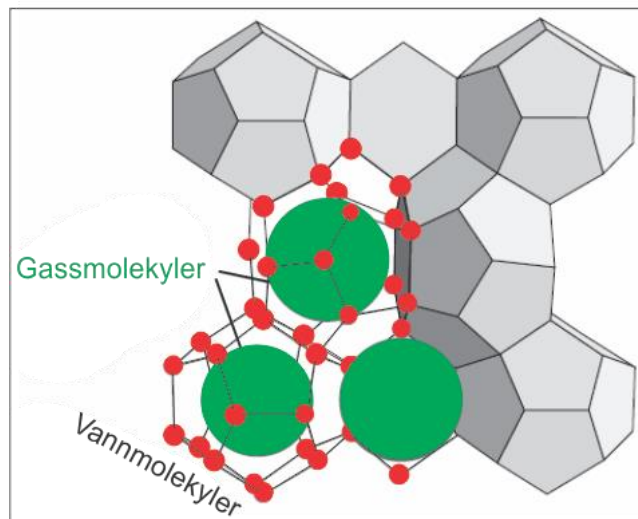
Under Yngre Dryas (12.5-11.5 kal ka) var det fremrykk av isbreene i Skandinavia, vanntemperaturen på havbunnen og saliniteten i vannet var lavere enn under Bølling-Allerød og det var en svakere innstrømning av Atlantisk vann i Barentshavet (Fig 1.4.2C).



Figur 1.4.2ABC: Rekonstruksjon av havstrømmene under deglasiasjonen. Rosa viser relativt kaldt Atlantisk vann, Lilla piler viser kaldt Atlantisk vann og mørkerosa piler viser avkjølt Atlantisk vann. Stiplede piler viser usikre havstrømmer. Blå linjer viser ismarginen og stiplede blå linjer viser usikre ismarginer. Figur modifisert fra Ślubowska-Woldengen et al. (2008).

1.5 Gasshydrater

Gasshydrater dannes i områder med høyt trykk og lave temperaturer, og de oppstår bare om det er høy nok konsentrasjon av gass og vann i sedimentene (Hester et al., 2007). De har en struktur som ligner på ren is, der vannmolekyler fungerer som et bur (cage) og gass med ulike sammensetninger fungerer som gjestemolekyl inni burene (Mienert og Posewang, 1999) (Fig.1.5.1). Et volum av 1 m³ metan hydrater inneholder ca 164 m³ metangass ved de trykk og temperaturforhold som er på jordens overflate. Gassen i gasshydratene kan enten være biogent dannet, som resultat av nedbrytning av bakterier i sedimenter som er rik på organisk materiale (struktur I), eller den kan være et resultat av gass som er dannet som følge av termisk modning av organisk materiale på større dyp (struktur II) (Laberg og Andreassen, 1996).



Figur 1.5.1: Oppbygningen av en typisk gasshydrat struktur. Vannmolekyler (Rød) henger sammen og lager et bur rundt gassmolekylene (Grønn). Figur modifisert fra Maslin et al. (2010).

Gasshydrater identifiseres ofte i seismiske data ved en bunnsimulerende reflektor (BSR), som er overgangen mellom gasshydratene over reflektoren og fri gass i sedimentene under reflektoren. En BSR vil ikke alltid være synlig selv om det er gasshydrater til stede. Dette vil særlig være aktuelt for områder der det er store laterale variasjoner i den geotermiske gradienten. Slike laterale variasjoner kan oppstå på grunn av saltdiapirer i området eller på grunn av forkastninger som kan sørge for betydelig fluidstrømning (Chand et al., 2008).

1. Innledning

Geokjemiske studier av naturlige gasshydrater viser at de hovedsakelig opptrer som gasshydrater med struktur I (lettere hydrokarboner), men i områder der det er aktiv strømming av gass fra dypere reservoarer finner en også gasshydrater med struktur II (tyngre hydrokarboner) (Chand et al., 2008). En tredje type gasshydrater kan ha struktur H, men denne er mye mer uvanlig (Carroll, 2009).

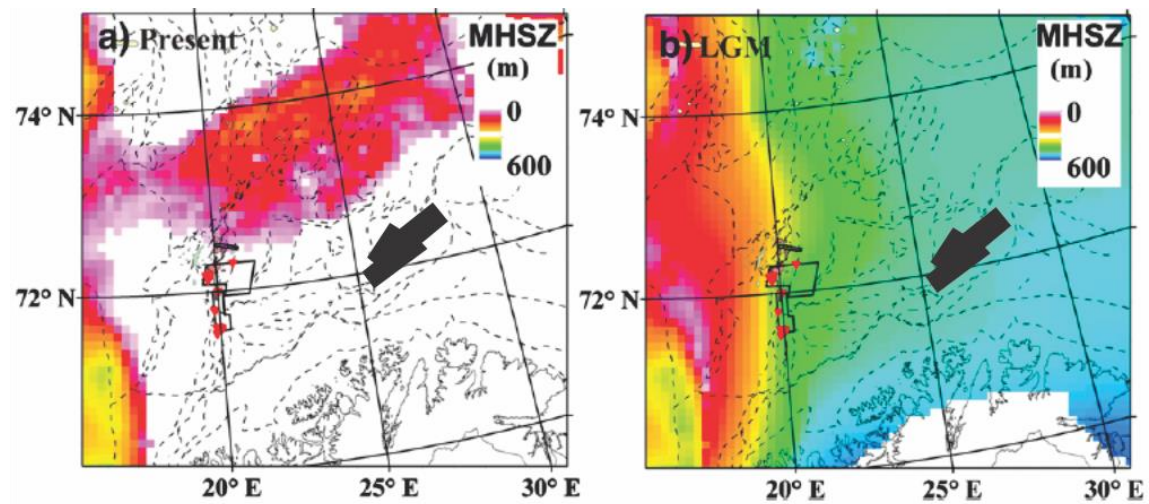
For at gasshydrater skal kunne dannes så er det tre kriterier som må oppfylles (Carroll, 2009):

1. Den riktige kombinasjonen av temperatur og trykk. Dannelse av gasshydrater er favorisert av lave temperaturer og høyt trykk.
2. Det må være gass tilgjengelig. Dette inkluderer metan, etan og karbondioksid.
3. En passende mengde vann. Ikke for mye, og ikke for lite.

Det som er den riktige kombinasjonen av temperatur og trykk vil være avhengig hvilken type gass som er tilgjengelig.

Modelleringer av gasshydrat-stabilitetssonen (GHSS) i Barentshavet, (Chand et al., 2008, Chand et al., 2012) viser at denne sonen varierer veldig i forhold til hvilken type gass som er tilgjengelig, temperatur på havbunns-sedimentene, saliniteten til sedimentenes porevann (salt bremser dannelsen av gasshydrater), den geotermiske gradienten og tykkelsen på de overliggende sedimentene (herunder også tykkelsen på et eventuelt isdekke). I områder med salttektonikk vil GHSS hovedsakelig være kontrollert av variasjonene i den geotermiske gradienten. Havbunnen i Barentshavet ligger svært nær gasshydrat-stabilitetssonen (GHSS) og derfor vil gasshydratene være svært sårbar for endringer i noen av de nevnte faktorene som påvirker GHSS. Med hensyn på de lette hydrokarbonene ligger studieområdet utenfor metanhydrat-stabilitetssonen (MHSS) i dag (Fig.1.5.2A). Forholdene under siste istids maksimum gjorde situasjonen annerledes. Et isdekke som var mer enn 1200 m tykt dekket det sørvestlige Barentshav, noe som medførte at studieområdet lå innenfor MHSS som kunne ha en tykkelse på opp mot 600 m under dagens havbunn (Fig.1.5.2B). Isdekket sørget for økt trykk og synkende temperatur på havbunnen, som vil favorisere dannelse av gasshydrater.

1. Innledning



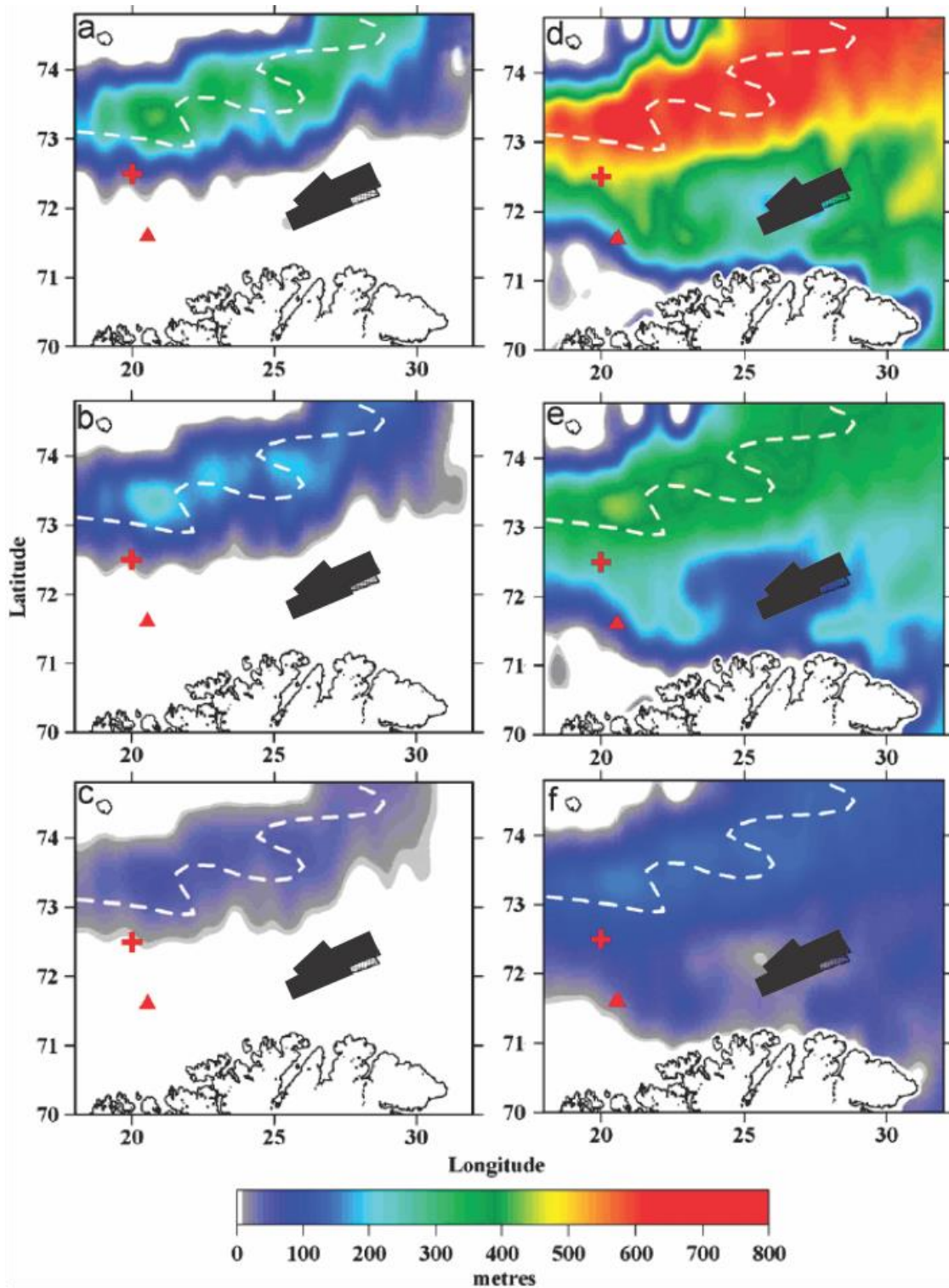
Figur 1.5.2A: Tykkelsen til metanhydrat-stabilitetssonen i dag. **B.** Metanhydrat-stabilitetssonen under siste istids maksimum (LGM). Svart polygon viser lokaliseringen til studieområdet i denne studien. Figur er modifisert fra Chand et al. (2012).

Dagens situasjon vil være noe ulik om en ser på gasshydrat-stabilitetssonen når det er en liten andel tyngre hydrokarboner tilstede. Observasjoner gjort av Chand et al. (2008) viser at den geotermiske gradienten kan variere mye i studieområdet ($22.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ og $69.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$), slik at gasshydrat-stabilitetssonen i studieområdet kan ligge mellom 100-400 meter for gasshydrater med 4 % tyngre hydrokarboner (Fig.1.5.3).

I modellene for tykkelsen av gasshydrat-stabilitetssonen (Fig.1.5.3) er det benyttet en salinitet på 35 SU, noe som tilsvarer sjøvann. I områder der det er saltdiapirisme vil saliniteten i porevannet kunne øke på grunn av den konstante gjennomstrømningen av vann gjennom saltet. Nordkappbanken er et område der det forekommer saltdiapirisme, slik at dette vil være en aktuell problemstilling i forhold til modellering av gasshydrat-stabilitetssonen i studieområdet. Ved å variere saliniteten i porevannet vil gasshydrat-stabilitetssonen kunne variere i tykkelse fra 0 meter (fersk vann, 0 SU) til 375 meter (brine, 100 SU).

Om en tar hensyn til de ulike faktorene som er nevnt over, så ser en at gasshydrat-stabilitetssonen vil kunne variere fra 0-400 meter tykkelse i studieområdet om det er tyngre hydrokarboner tilstede.

1. Innledning



Figur 1.5.3: Gasshydrat-stabilitetssonen for ulike gass sammensetninger og geotermiske gradienter (geo.gradient) ved sjøvann som har en salinitet på 35 SU. Sammensetning 1=100% metan; Sammensetning 2=96% metan, 3% etan,1% propan .**A.** Sammensetning 1 ved geo.gradient på 22.8°C/km. **B.** Sammensetning 1 ved geo.gradient på 31°C/km. **C.** Sammensetning 1 ved geo.gradient på 69°C/km. **D.** Sammensetning 2 ved geo.gradient på 22.8°C/km. **E.** Sammensetning 2 ved geo.gradient på 31°C/km. **F.** Sammensetning 2 ved geo.gradient på 69°C/km. Figur er modifisert fra Chand et al. (2008).

1.6 Glasitekonikk

Erosjon, avsetning og deformasjon er tre ulike prosesser som er aktive under glasieringer, og glasitekonikk refererer til prosessene som skjer under glasitekonisk deformasjon. Definisjonen av glasitekonikk (Aber og Ber, 2007) er følgende; Glasiert industert strukturell deformasjon av berggrunn eller sedimenter, som en følge av isbreens bevegelse eller vekt. Glasitekonikk kjennetegnes ved at is fra isbreer deformerer eksisterende lag, men uten å fjerne disse helt eller deformere lagene i så stor grad at de er ugjenkjennelige. Når en får glasitekonisk deformasjon i subglasiert till, så kan dette indikere at de glasierte sedimentene var stive da de ble deformert (Andreassen og Winsborrow, 2009). Grensen mellom de øvre lagene av sedimentene som er konsolidert på grunn av ulike prosesser og de nedre lagene av de glasierte sedimentene som er mindre konsolidert kan gi en svakhetssone som fører til glasitekonisk deformasjon (Andreassen et al., 2007,b).

Glasitekoniske strukturer kan variere i størrelse fra mikroskopiske til kontinentale, og glasitekoniske landformer kan deles i 4 ulike typer: 1) "hill-hole pair", 2) Kompositt rygger, 3) Cupola haug og 4) Megablokker (Tabell 1.6.1).

Landform	Høyde (m)	Areal (km ²)	Materiale	Morfologi
«Hill-hole pair»	20-200	< 1 til > 100	Variabelt	Rygg/haug med kilde depresjon
(Stor) Kompositt rygger	100-200+	20 til > 100	Grunnfjell	Subparallell rygg-og-dal system, sløfjet eller buet i plan
(liten)	20-100	1-100	Kvartær stratum	
Cupola haug	20 til > 100	< 1 til 100	Variabelt, morene-dekning	Glatt dom til avlang drumlin
Megablokker	0 til < 30	< 1 til 1000	Grunnfjell	Platå eller uregelmessig haug

Tabell 1.6.1: Tabell som viser karakteristiske trekk av glasitekoniske landformer. Modifisert fra Aber og Ber (2007).

1. Innledning

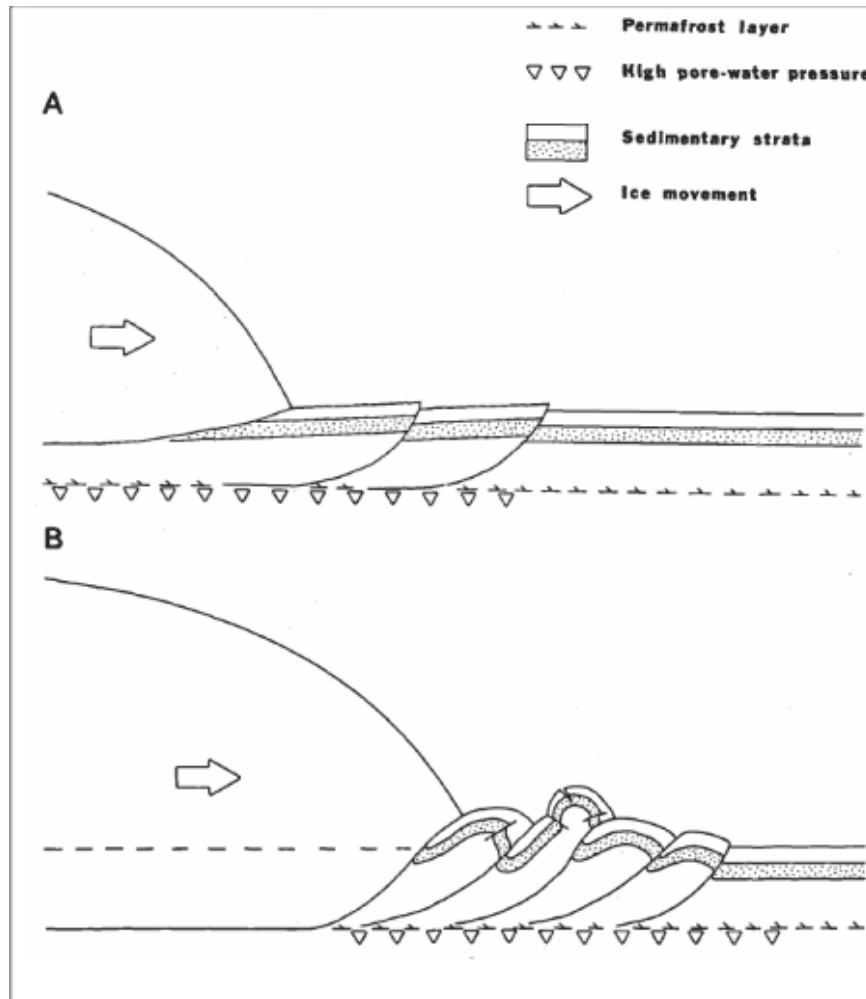
Aber (1982) presenterte en modell for glasitektonisk deformasjon som består av to faser (Fig.1.6.2): 1) Begynnende fase med proglasial eller is-marginal oppskyving og stabling av store flak av frosne sedimenter samtidig som isbreen forflytter seg over permafrosset terreng, og 2) Påfølgende fase med subglasial skjærkraft og gjennomtrengende deformasjon av tidligere forkastede frosne sedimenter samtidig som isen overkjører området.

Proglasiale og is-marginale materialer som blir påvirket av kreftene fra en isbre blir referert til som proglasial glasitektonikk og omfatter duktil eller sprø deformasjon, eller en kombinasjon av disse to (Benn og Evans, 2010).

Glasitektonisk forstyrrelse av sedimenter oppstår vanligvis gjennom økende porevann-trykk i sedimentene eller som en følge av svikt langs et glidelag (Aber, 1982). Bruddflaten eller glidelaget kan være bunnen av permafrosten, en sedimentær diskordans eller sedimentære laggrensener (Benn og Evans, 2010). Grunnvann som fanges under permafrost-laget kan bygge et høyt trykk i porerommene til sedimentene, slik at det frosne materialet over lett kan flyttes. Isbreen vil i denne situasjonen fungere som en bulldoser, og tykkelsen på blokkene som flyttes vil kunne indikere dybden til permafrosten da isbreen rykket frem (Fig.1.6.2) (Aber, 1982). Frossent materiale kan se ut til å være mer dominert av sprø deformasjon enn duktil deformasjon, og derfor er det sannsynlig at en kan få oppskyving av delvis sammenhengende blokker langs bruddflaten (Benn og Evans, 2010). Hvor høyt massene skyves opp er avhengig av flere faktorer, og de viktigste faktorene er 1) proglasiale sedimenter med lav styrke (Styrken til sedimentene er avhengig av kornstørrelse/sortering, potensielle bruddflater og porevann-trykk) og 2) et høyt stress fra isbreen (Benn og Evans, 2010).

I tillegg til styrken til sedimentene og stress fra isbreen, så er det to faktorer til som kan medføre at glasitektonisk forstyrrelse kan forekomme. 1) Helningen til det proglasiale området, da spesielt om ismarginen treffer en motbakke og 2) Is-sediment kontakten i det proglasiale området, spesielt hvis isen delvis er begravd slik at snuten på isen borer seg inn i sedimentene (Benn og Evans, 2010).

1. Innledning



Figur 1.6.2: Figur som viser proglacial oppskyving av sedimenter. Figuren indikerer at det er høyt porevannstrykk under permafrost-laget, slik at det vil lett kunne gå i brudd i denne svakhetssonen. Figur fra Aber (1982).

1.7 Hydrokarboner

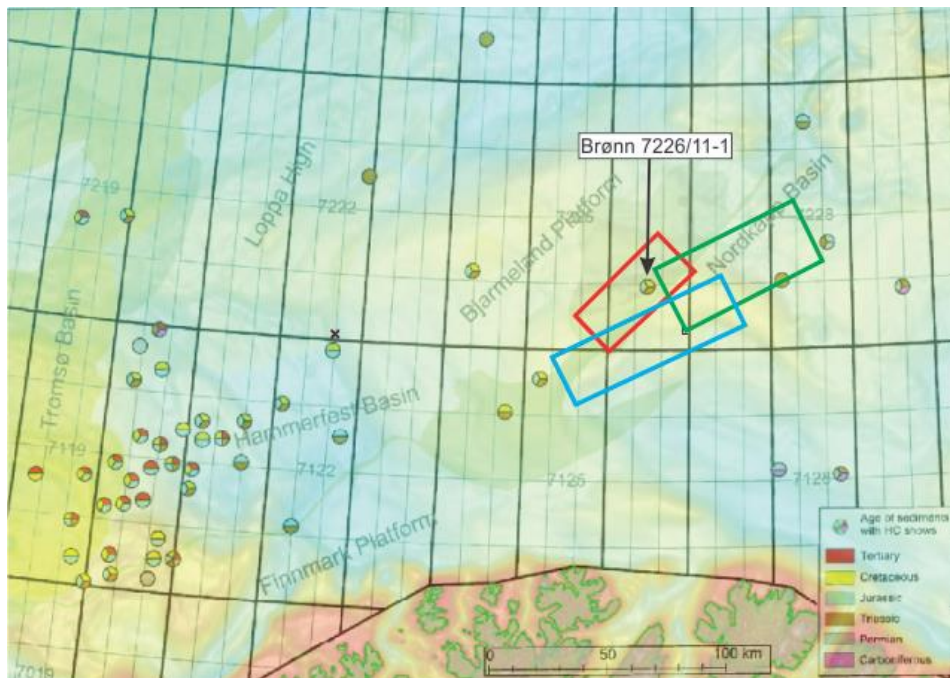
Fordelingen av kildebergarter for hydrokarboner og reservoarer i Barentshavet kan relateres til tre ulike tektoniske hendelser. 1) Den kaledonske fjellkjede dannelsen i devon som ga sedimentavsetning mot øst, 2) Dannelsen av Ural fjellene som reverserte sedimentfordelingen som nå gjorde at sedimentene ble avsatt mot vest og 3) Rifting og kontinental oppsprekking i sen mesozoikum-kenozoikum som ga plasseringen til bassengene.

Reservoarene i Barentshavet består av sen paleozoiske karbonater, mesozoiske og paleogene sandsteiner og kildebergartene har en alder som strekker seg fra silur til tidlig kritt (Henriksen et al., 2011b). Henriksen et al. (2011b) har anslått modenheten for

1. Innledning

kildebergartene fra sen perm, tidlig- og midt trias. Modellene viser at kildebergarten fra sen perm nådde høy olje modenhet i midt trias i sørlige Barentshav, kildebergarten fra tidlig- midt trias nådde oljemodenhet i begynnelsen av kritt og det er mulig at det fortsatt produseres olje og gass i deler av de nordlige og sørlige bassengene i Barentshavet. Landhevningen som startet i paleogen påvirket petroleumssystemene i hele Barentshav-regionen, og landhevning og erosjon har blant annet medført strukturelle endringer (helning og utslipp av olje) og oppsprekking av forseglinger (Doré og Jensen, 1996).

I studieområdet har brønn 7226/11-1 funnet hydrokarbon-indikasjoner i sedimentene fra trias, jura og kritt (Fig.1.7.1) (Ohm et al., 2008).



Figur 1.7.1: Sirkelen som representerer brønn 7226/11-1 viser at det er hydrokarbon indikasjoner i sedimentene fra trias (brun), jura (blå) og kritt (gul). Rødt polygon viser ST0828, Grønt polygon viser ST0309, Blått polygon viser ST10011. Figur modifisert fra Ohm et al. (2008) og drapert over IBCAO modifisert fra Jakobsson et al. (2012).

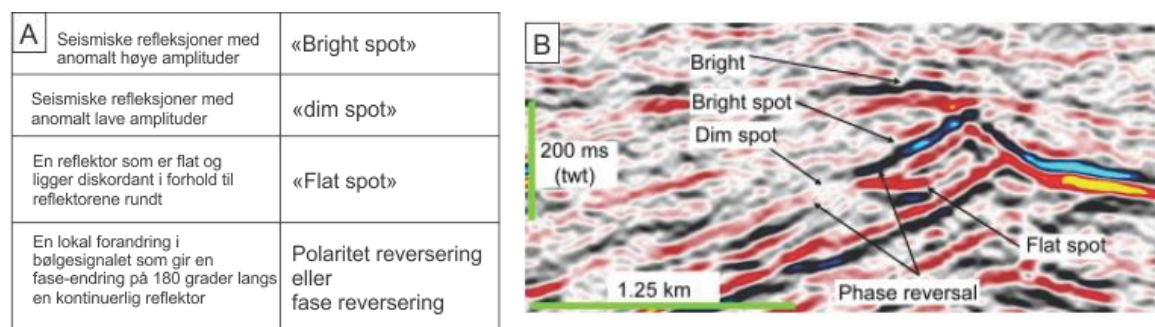
1.7.1 Indikasjoner på hydrokarboner i seismiske data

For å identifisere hydrokarboner i seismiske data kan en benytte seg av hydrokarbon indikatorer (Fig.1.7.2), som kan indikere at det er ansamlinger av hydrokarboner tilstede. Seismiske hydrokarbon-indikasjoner kan ha andre geologiske forklaringer en forekomst

1. Innledning

av hydrokarboner, men om flere seismiske hydrokarbon-indikasjoner opptrer sammen er det større sannsynlighet for at de skyldes forekomst av hydrokarboner (Sheriff, 2006).

På grunn av den tette linje avstanden har 3D seismisk data et stort potensial for påvisning av gassmigrering og gassakkumulasjoner (Heggland, 1997). Den enkleste typen av lekkasjerelaterte seismiske anomalier er laterale variasjoner i amplitude, kontinuitet, frekvens eller amplitudevariasjoner med "offset" (AVO) langs refleksjoner. Slike anomalier opptrer ofte i grupper, og former mønstre, teksturer og ulike former (Tabell 1.7.3) (Løseth et al., 2009).



Figur 1.7.2A: Oversikt over ulike hydrokarbon indikatorer. Tabell modifisert fra (Løseth et al., 2009, Sheriff, 2006). **B.** Eksempel på ulike hydrokarbon-indikatorer. Figur fra Løseth et al. (2009).

Akustisk maskering eller vertikal «wipe-out» sone	Et område i seismikken der refleksjonene fra de ulike stratigrafiske lagene er forstyrret slik at hoved refleksjonene enten er fraværende eller veldig svak.
Vertikal dim sone	Et område i seismikken der refleksjonene fra de ulike stratigrafiske lagene er synlige, men har mindre grad av kontinuitet og amplitude enn de nærliggende områdene
«push down»	Tilsynelatende nedbøyning produsert av et lokalt, grunnere lav-hastighets område
Lokale depresjoner	Negativ nedbøyning av en refleksjon. De underliggende reflektorene er enten kuttet, parallell med depresjonen, eller de kan ha et kaotisk refleksjonsmønster.

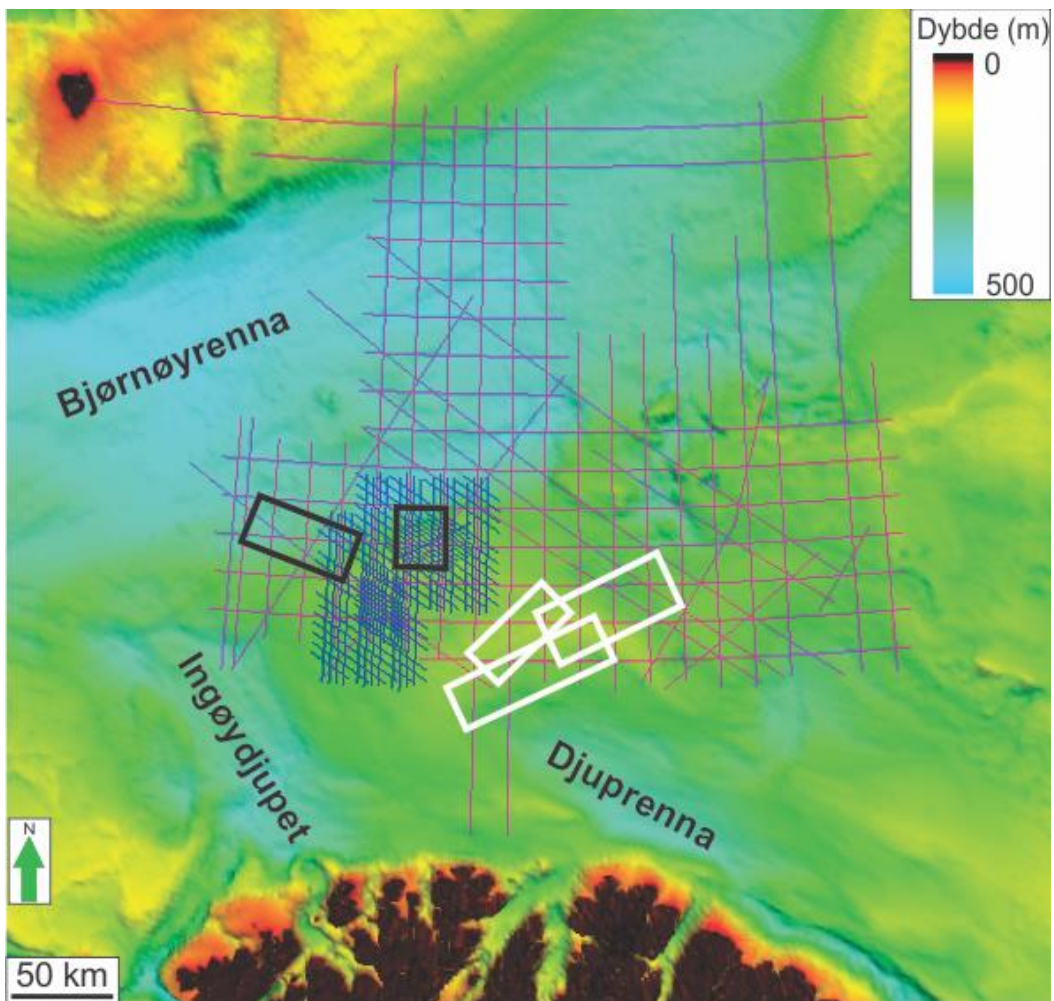
Tabell 1.7.3: Tabell som viser definisjoner av ulike terminologier brukt i forbindelse med amplitude anomalier. Tabell modifisert fra Løseth et al. (2009).

1. Innledning

2. Data og metoder

2.1 Datasett

Denne studien er hovedsakelig basert på studier av tre 3D seismiske datasett. I tillegg er det brukt regionale 2D seismiske datasett og 3D seismiske datasett for korrelering (Fig.2.1). Kvaliteten for de øverste lagene av 3D datasett ST0828 er svært dårlig og tolkningene fremstår med mye støy. For de resterende datasettene ST10011 og ST0309 er kvaliteten generelt sett god.



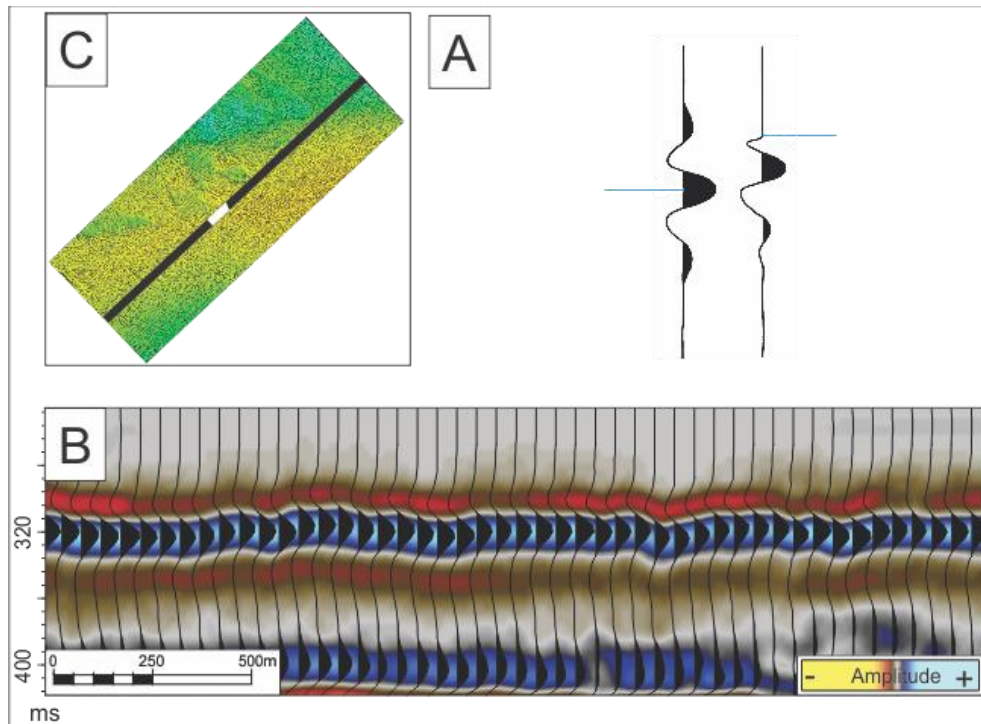
Figur 2.1: IBCAO drapert med datasettene brukt i dette studiet, fremstilt ved hjelp av Petrel 2011. Hvite polygon angir 3D datasettene som er hovedfokus i studieområdet, svarte polygon angir 3D datasettene som er brukt til korrelering, blå linjer angir 2D datasett ST-8611-Loppa High og lilla linjer angir 2D datasett NPd-NOLO-85. IBCAO er modifisert fra Jakobsson et al. (2012).

2. Data og metoder

For visualisering av havbunnsbatymetrien i studieområdet er det benyttet kartdata fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO).

2.1.1 3D seismiske datasett

3D-datasettene ST0828, ST10011 og ST0309 er samlet inn i formatet SEG-D, slik at i henhold til SEG konvensjon så er datasettene fremstilt med positiv standard polaritet (Fig.2.1.1) (Sheriff, 2006).



Figur 2.1.1A: SEG polaritet standard. For en positiv refleksjon; 1) begynner en **minimum-fase** bølge (til høyre) med et negativt traus ved begynnelsen av refleksjonsgrensen, 2) begynner en **null-fase** bølge (til venstre) med en sentral positiv topp som er lokalisert midt på refleksjonsgrensen. Figur modifisert fra Sheriff (2006). **B.** Seismisk profil fra ST0828 som viser at dataene er prosessert til null-fase signal. **C.** Hvit linje indikerer lokaliseringen til det seismiske profilet i B. Svart linje viser lokaliseringen til den seismiske linjen der detaljutsnitt i B er hentet fra. Datasettene ST10011 og ST0309 har begge null-fase signal.

2.1.2 ST0828

Kildene som ble brukt er luftkanoner av typen Soderia G-Guns, plassert i en avstand på 50 m. Operasjonstrykk var 2000 psi og volum 4300 kubikk tommer (cirka 70.5 liter). Luftkanonene ble tauet på 6 m dybde, og skudd-punkt-intervallet er 12.5 m flip-flop.

Det ble brukt 12 hydrofonkabler av typen SerCEL SEAL-solid, med 100 m mellom hver hydrofonkabel. Lengden for hver hydrofonkabel var 5100 m, og de ble tauet på 8 m

dybde. Prøvetaking-intervallet var 2 ms og innsamling rutenettet (inn-linje/x-linje) var 6.25 m/25 m.

2.1.3 ST10011

Dette datasettet ble samlet inn av Fugro og kildene som ble brukt er luftkanoner av typen G-guns. Det ble brukt 2 luftkanoner som hver har et volum på 3310 kubikk tommer (cirka 54.2 liter). De ble tauet på 13 m dybde og skudd-punkt intervallet var 18.75 m.

Hydrofonene var av typen Sercel SEAL Sentinel Solid, og de ble tauet på 15 m dybde. Lengden på hver hydrofonkabel er 6000 m, avstanden mellom hver av dem var 100 m og det ble brukt 8 stykker. Prøvetaking ble gjort med et intervall på 2 ms og innsamling rutenettet (inn-linje/x-linje) var 6.25 m/25 m.

2.1.4 ST0309

Kildene som ble brukt er luftkanoner av typen Bolt 1900 LLX Turbo guns, med et operasjonstrykk på 2000 psi. Det ble brukt to luftkanoner som hver har et volum på 3090 kubikk tommer (cirka 50.6 liter). Luftkanonene ble tauet på 6 m dybde og skudd-punkt intervallet var 18.75 m.

Det ble brukt 6 stykker hydrofonkabler av typen Teledyne LDA. Lengden for hver av hydrofonkablene var 5100 m, og de ble tauet på 8 m dybde. Prøvetaking-intervallet var 2 ms og innsamling rutenettet er det ingen informasjon om.

2.1.5 2D seismiske datasett

For å få et regionalt inntrykk av geologien i studieområdet, samt for korrelering av reflektorer er det er brukt to ulike 2D seismiske datasett i denne studien, NPD-NOLO-85 og ST-8611-Loppa High.

2.2 Seismisk oppløsning

Seismisk oppløsning omhandler muligheten for å skille mellom to ulike enheter, slik at en med sikkerhet kan si at det er to enheter og ikke bare en (Sheriff og Geldart, 1995). Den vertikale oppløsningen er vanligvis satt til å være $\lambda/4$, slik at for to enheter som ligger tettere enn $\lambda/4$ så er det ikke mulig å skille mellom topp og bunn for disse enhetene.

Sammenhengen mellom frekvens, hastighet og bølgelengde er følgende:

2. Data og metoder

$$\text{Bølgelengde (m)} = \text{hastighet (m/s)} / \text{frekvens (Hz)} \quad (\lambda = V/f)$$

Høye frekvenser vil gi små bølgelengder (god oppløsning) og lave frekvenser vil gi større bølgelengder (mindre vertikal oppløsning).

Den horisontale oppløsningen for umigrerte seismiske data er bredden på Fresnel sonen. Dette forklares med at seismiske refleksjoner beveger seg som en sfære som ikke bare treffer ett punkt, men et større område av overflaten til reflektoren. Dette gir en refleksjon fra en sirkulær sone som kalles Fresnel sonen, og den horisontale oppløsningen bestemmes ut ifra diameteren på Fresnel sonen.

$$r_f = V/2 (t/f)^{1/2}$$

r_f = radius av Fresnel sonen

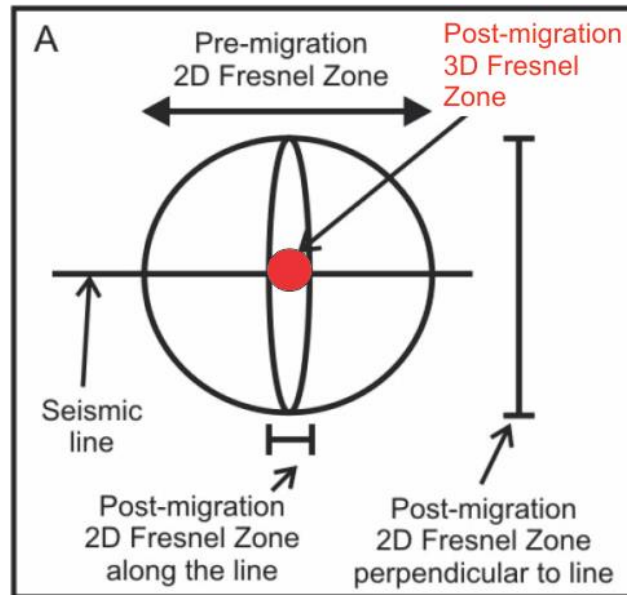
V = Gjennomsnittlig hastighet

t = to-veis-gangtid i sekund

f = Dominerende frekvens i Hz.

Disse faktorene gjør at den horisontale oppløsningen blir dårligere ved økende dybde, økende hastighet og lavere frekvens. Formelen over vil gi størrelsen på Fresnel sonen for umigrerte data, men etter migrasjon vil den horisontale oppløsningen tilsvare $\lambda/4$ (Fig.2.2.1). Den horisontale oppløsningen kan uansett ikke bli bedre enn innsamling rutenettet til 3D datasettet (som vanligvis er 12.5-25 m), men det som er mest passende er å bruke noe som ligger midt mellom innsamling rutenettet og den dominerende bølgelengden (Cartwright og Huuse, 2005).

2. Data og metoder



Figur 2.2.1: Rød sirkel viser hvordan 3D migrasjon gjør Fresnel sonen mindre i alle retninger. Figur modifisert fra Sheriff (2006).

Den vertikale og horisontale oppløsningen for hoved-3D datasettene i dette studiet er anslått for en dominerende frekvens mellom 35-60 Hz (Pers.ref. Andreassen, K), og angitt i tabell 2.2.2.

Dominerende frekvens (Hz)	Vertikal oppløsning (m)	Horisontal oppløsning (m), før migrasjon	Horisontal oppløsning (m), etter migrasjon
35	≈ 12.9	≈ 192.4	≈ 12.9
60	≈ 7.5	≈ 147	≈ 7.5

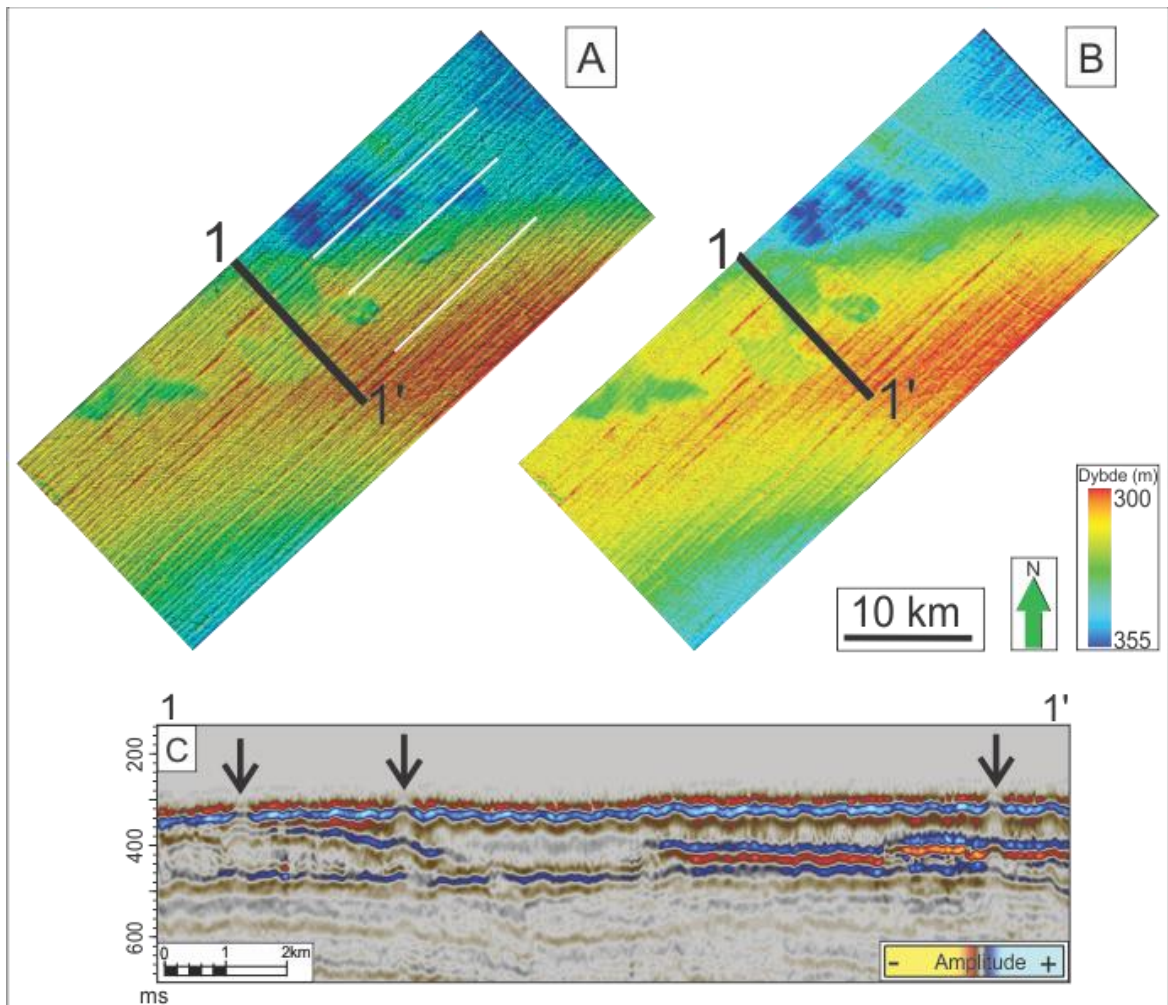
Tabell 2.2.2: Vertikal oppløsning er regnet ut ifra at $\lambda = v/f$, og at vertikal oppløsning = $\frac{1}{4} \lambda$. Hastigheten (V) til den glasiale lagpakken er satt til 1800 m/s. Horisontal oppløsningen før migrasjon er regnet ut ved hjelp av formelen $r_f = v/2 (t/f)^{1/2}$, og toveis gangtid (t) er satt til 0.4 sekund. Horisontal oppløsning etter migrasjon er satt til $\frac{1}{4} \lambda$.

For datasettene ST0828 og ST10011 vil den horisontale oppløsningen i innlinje retning være begrenset av bølgelengden (fordi innsamling rutenettet (6.25 m) er mindre enn $\frac{1}{4} \lambda = 7.5-12.9$ meter), og i x-linje retning være begrenset av innsamling rutenettet som er 25 m (fordi innsamling rutenettet er større enn $\frac{1}{4} \lambda = 7.5-12.9$ meter).

Oppløsningen for IBCAO vil være bestemt ut ifra innsamling rutenettet som er 500 m (Jakobsson et al., 2012).

2.3 Artefakter

Strukturer som ikke har en geologisk opprinnelse kan tolkes til å være artefakter. I 3D datasettet ST0828 er det observert parallelle lineasjoner som har orienteringen sørvest-nordøst. Disse lineasjonene har lik avstand mellom hver linje og opptrer over hele datasettet, og om en endrer lyssettingen så kan en fremheve eller minimere linjene. Artefakt lineasjonene opptrer også på seismisk profil, og noen steder ser de ut som vertikale søyler i profil (Fig.2.3.1).



Figur 2.3.1A: Skygge relieff kart som viser innlinjestøyen på havbunnen. Lys fra sørøst gjør at støyen blir fremhevet. Hvide linjer indikerer orienteringen til innlinjestøyen. Svart linje indikerer lokaliseringen til C. **B.** Lyssetting fra nordøst tar tilsynelatende bort noe av støyen. Svart linje indikerer lokaliseringen til C. **C.** Seismisk profil som viser innlinjestøyen. Svarte piler peker på støy som ligner på vertikale søyler i profilen.

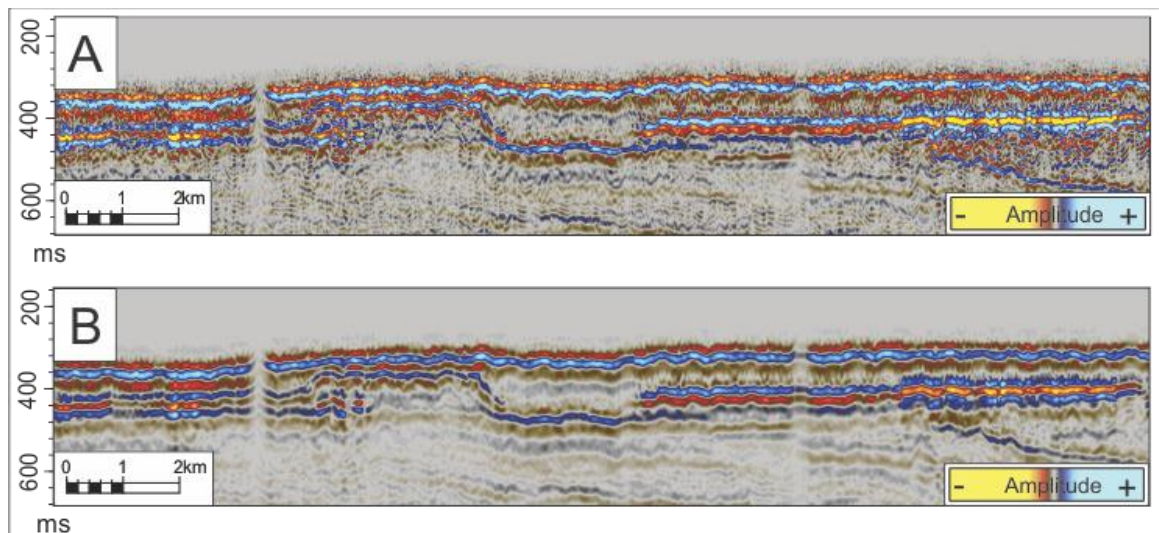
De parallelle lineasjonene er tolket til å være innlinjestøy, systematisk støy som forekommer fordi det er vanskelig å oppnå helt like forhold for hver linje som samles inn (Bulat, 2005).

2.4 Metoder

I dette studiet er flere ulike programvarer benyttet. Tolkning av seismisk data er gjort ved hjelp av Schlumberger Petrel 2011, og de ulike attributtene som er brukt vil bli presentert i punkt 2.4.1. ArcGIS 10 er brukt for og georeferere ulike figurer, og programmet er også brukt for å visualisere havbunnen fra IBCAO data. Georeferering av publiserte figurer er nyttig for å relatere 3D datasett fra egen studie til de aktuelle publiserte figurene. Corel Draw X5 er brukt for å redigere figurene.

2.4.1 Seismiske attributter

Strukturell glatting er en volum-attributt som reduserer støyen i datasettet uten å påvirke strukturene i 3D kuben i særlig grad. Dette gjøres ved å øke kontinuiteten til de seismiske reflektorene. For brukeren vil tolkningen bli enklere og raskere. I denne studien er reflektorene i 3D datasett ST0828 tolket etter at strukturell glatting er utført, fordi dette datasettet er preget av mye støy (Fig.2.4.1).



Figur 2.4.1A: Seismisk profil som viser 3D datasettet før attributten strukturell glatting blir utført. **B.** Samme seismiske profil som i A. Viser 3D datasettet etter at attributten strukturell glatting er utført.

Minimum amplitude er en overflate-attributt som gir et mål på refleksiviteten innenfor et bestemt volum, og attributten viser den maksimalt negative amplitudeverdien i det definerte volumet. Attributten brukes for å finne direkte hydrokarbon indikatorer.

2. Data og metoder

“Root mean square” (RMS) amplitude er summen av kvadratroten til de kvadrerte amplitudene, delt på antall prøver (Schlumberger, 2010). Dette er en overflate-attributt som gir et mål på reflektiviteten innenfor et bestemt volum og kan fungere godt som hydrokarbonindikator. Attributten kan også indikere variasjoner i litologien, slik at begravde kanaler eller sedimentblokker kan kartlegges.

Varians (Edge method) er en volum-attributt som estimerer den lokale variansen til det seismiske signalet. Denne attributten brukes for å kartlegge manglende horisontal sammenheng langs en amplitude (edge = horisontal diskontinuitet). Forkastninger kan gi stor varians i det seismiske signalet, og vil derfor kunne kartlegges ved bruk av denne attributten.

3. Resultater

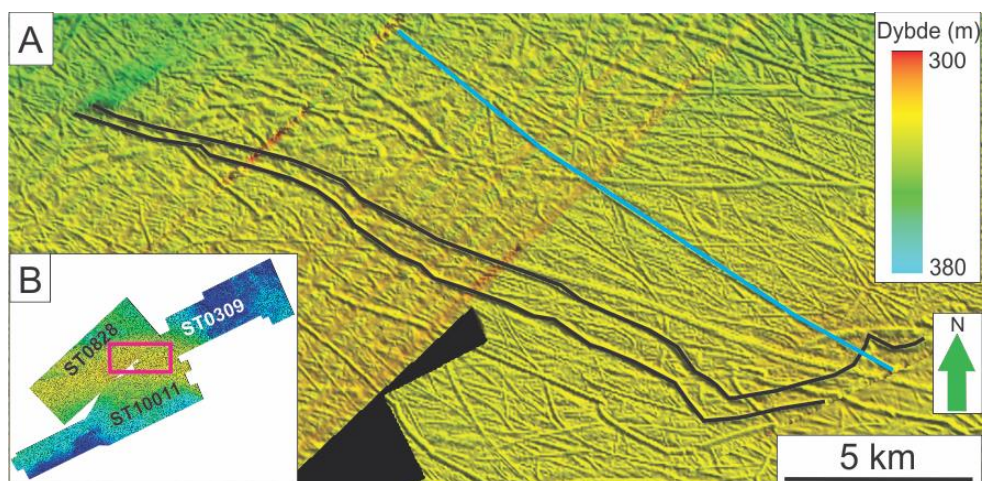
Horisontene som presenteres i dette kapittelet har blitt tolket på positiv, negativ, null-kryssing og nedre null-kryssing, men bare de som ga best resultat vil bli presentert her. Den ene horisonten er havbunnen, den andre horisonten er en begravd flate i den glasielle lagpakken og den tredje er URU. Det gjøres oppmerksom på at for figurer som er laget i 3D perspektiv så vil den horisontale skalaen bare være gjeldende for det området der skalaen er plassert, fordi skalaen vil være misvisende for store deler av figuren. For alle seismiske profiler er den vertikale skalaen to-veis-gangtid. 1500 m/s har blitt brukt som hastighet i vann, og 1800 m/s har blitt brukt som sedimenthastighet når to-veis-gangtid er omgjort til meter.

3.1 Kurvede furer på havbunnen

Kurvede furer opptrer på havbunnen i alle de 3 datasettene som i denne oppgaven. Siden de opptrer veldig likt i alle datasettene, gis det en samlet beskrivelse av disse.

3.1.1 Beskrivelse av kurvede furer på havbunnen

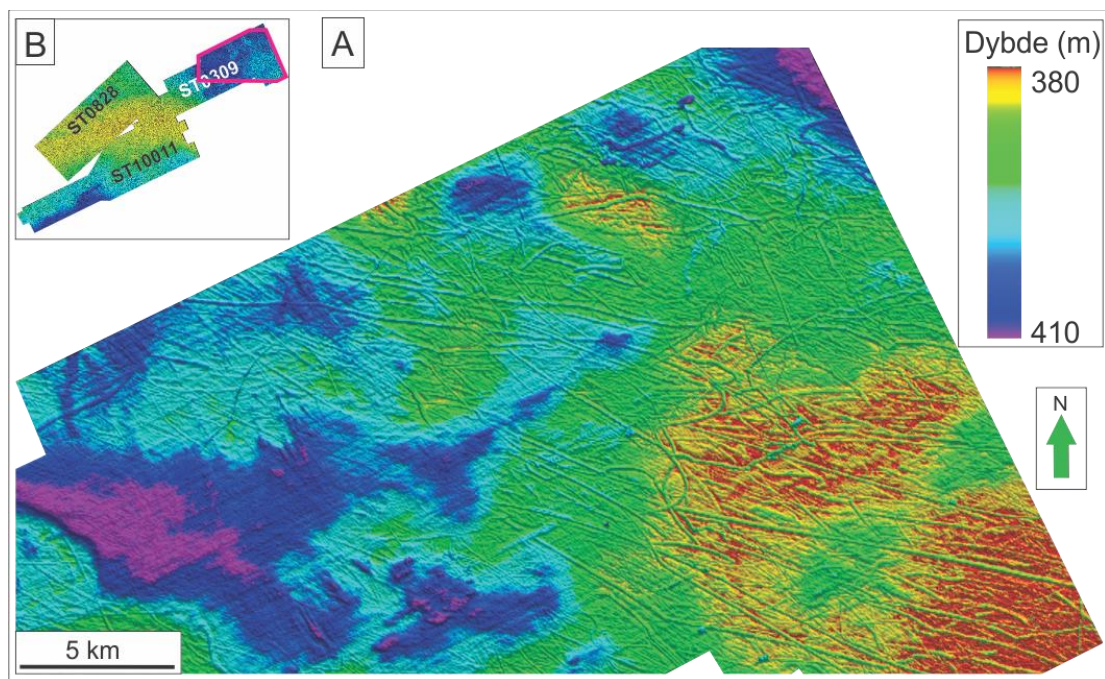
De kurvede furene dominerer havbunnens geomorfologi i studieområdet. De har ulik størrelse og form, noen er forholdsvis rette mens de fleste er kurvet (Fig.3.1.1). Avstanden mellom furene varierer, og de krysser hverandre flere steder. Deres størrelse og orientering varierer mye, og særlig synes de små furene å være helt tilfeldig orientert.



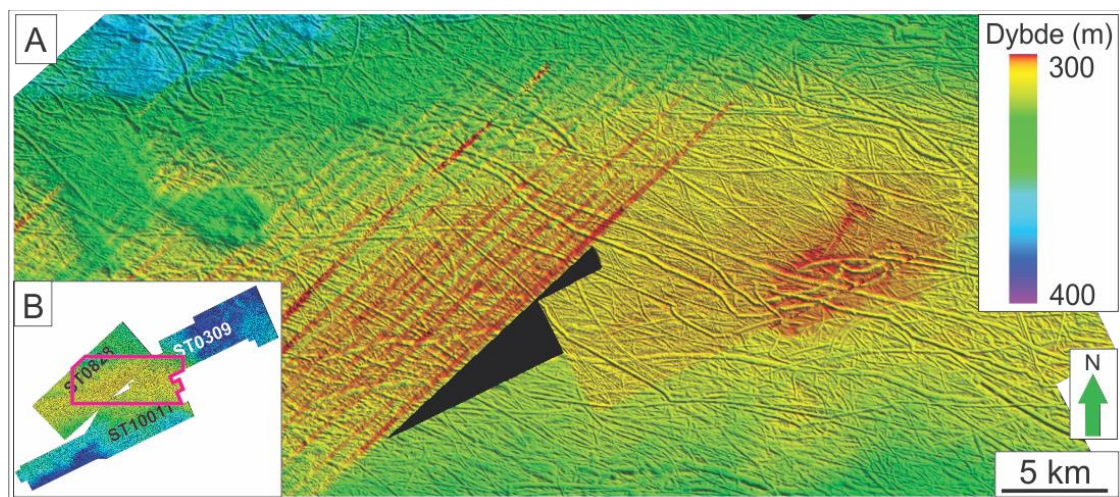
Figur 3.1.1A: Skygge-relieffkart av havbunnen. Blå linje viser en tilnærmet rett fure. Svarte linjer viser kurvede furer, som i dette tilfellet er tilnærmet parallelle. Lys fra sørvest. **B.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.

3. Resultater

De dypeste og største kurvede furene viser likevel en klar sørøst-nordvestlig orientering (Fig. 3.1.2, Fig. 3.1.3, Fig. 3.1.4). Det er også observert en tettere fordeling av kurvede furer på grunne områder enn på dypere vann.

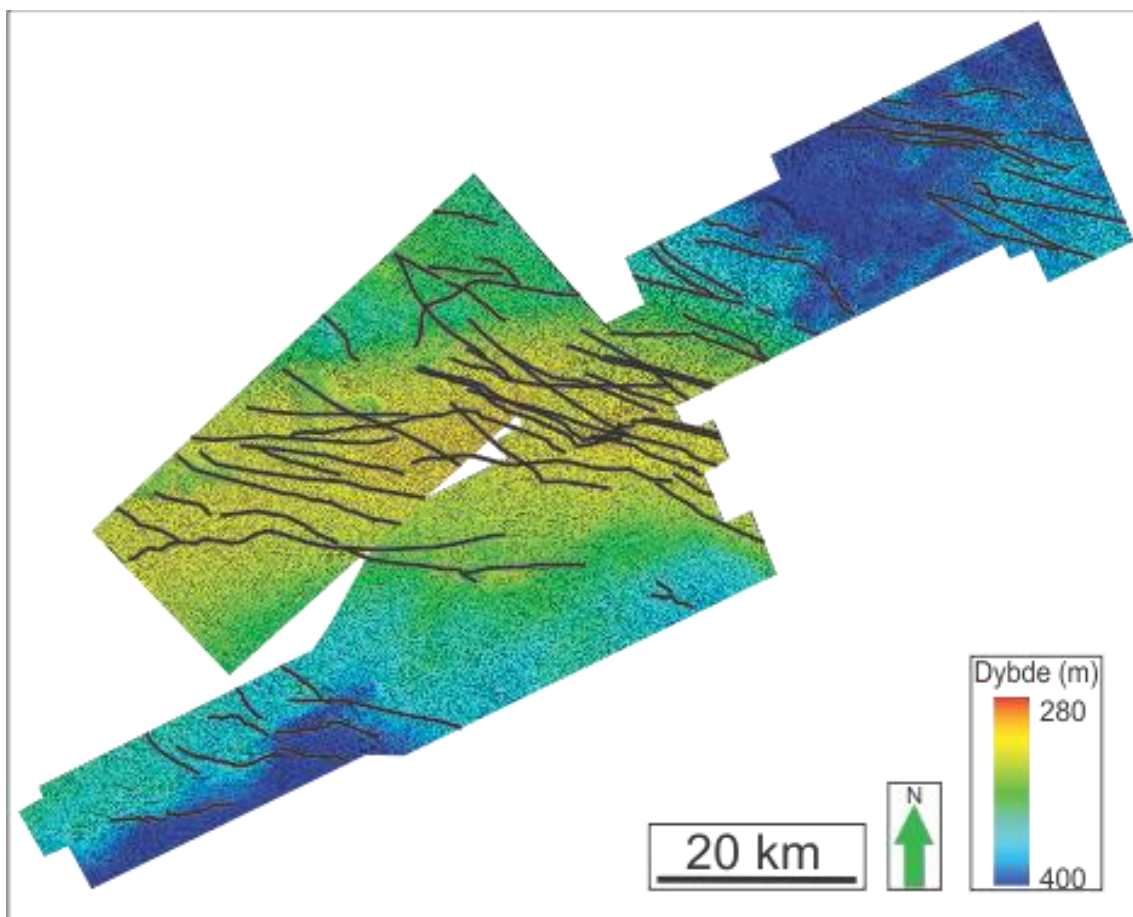


Figur 3.1.2A: Skygge-relieff art av havbunnen som viser kurvede furer nord i studieområdet, med en dominerende orientering sørøst-nordvest. Lys fra sør. **B.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.



Figur 3.1.3A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser kurvede furer på NBR sentralt i studieområdet, med en dominerende orientering sørøst-nordvest. Lys fra sørvest. **B.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

3. Resultater

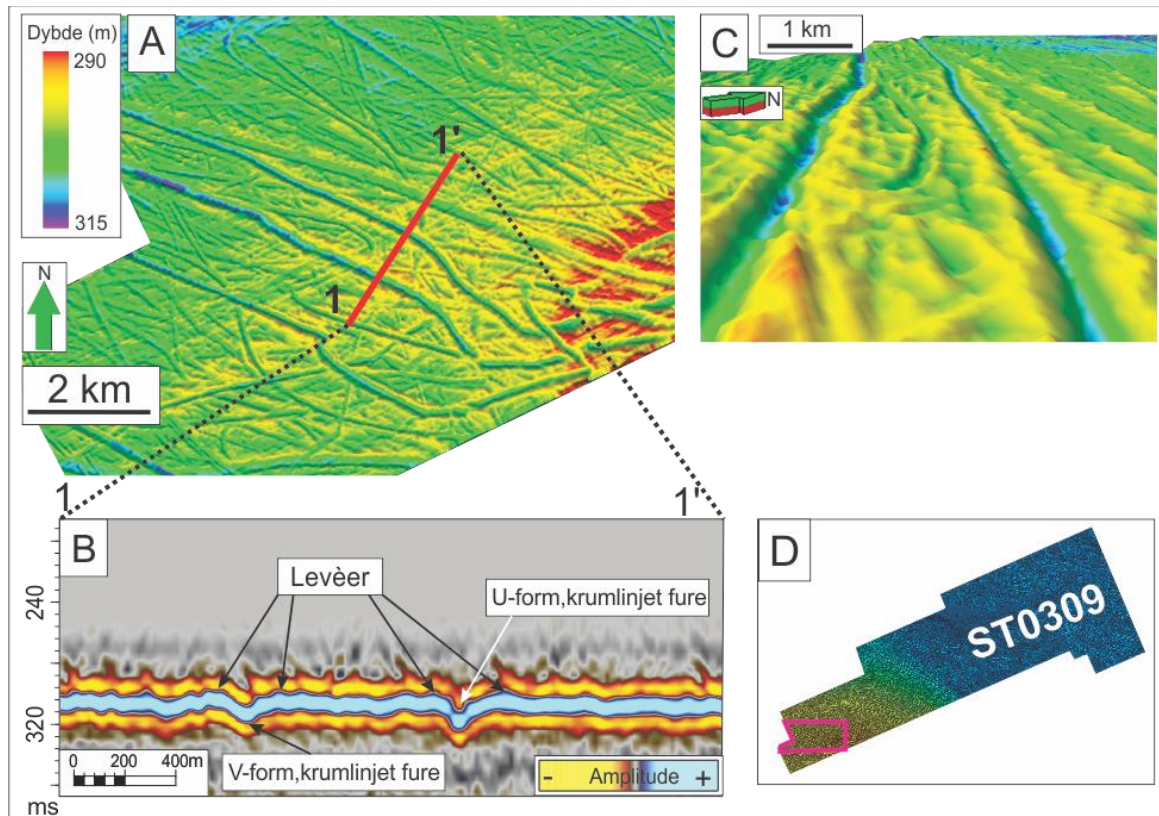


Figur 3.1.4: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser kurvede furer i studieområdet. Svarte linjer viser tolkning av de kurvede furene, og viser den sørøst-nordvestlige dominerende orienteringen.

Den lengste kurvede furen registrert i studieområdet er ca 45 km lang, men den er trolig lengre da den ser ut til å fortsette ut av studieområdet. De korteste kurvede furene er mindre enn 1 km lange.

Bredden på de kurvede furene varierer fra ca 360 meter til mindre enn 50 meter, og de dypeste av disse er ca 8-10 meter dype. Seismisk profil viser at de kurvede furene kan være V-formet eller U-formet, med leveer på sidene (Fig.3.1.5).

3. Resultater



Figur 3.1.5A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser kurvede furer. Rød linje indikerer seismisk profil i C. Lys fra nord. **B.** Seismisk profil som viser kurvede furer med ulike former i bunnen. **C.** Detaljutsnitt sett fra den røde linjen i A og mot nordvest. **D.** Lilla polygon indikerer lokaliseringsområdet til A.

3.1.2 Tolkning av kurvede furer på havbunnen

De kurvede furene på havbunnen er tolket til å være pløyespor dannet av isfjell. Pløyespor forekommer fremfor marine isbreer, og de er vanlig å finne på havbunnen i Barentshavet (Rafaelsen et al., 2002). Pløyesporene dannes når kjølen under et isfjell eroderer sedimentene på havbunnen (Dowdeswell og Bamber, 2007). Isfjellene kan drive over lengre distanser med havstrømmer og vind som drivkraft, og pløye havbunnen (Andreassen et al., 2007,b). Individuelle pløyespor er ofte flere kilometer lange, titalls meter brede og noen meter dype (Dowdeswell og Bamber, 2007).

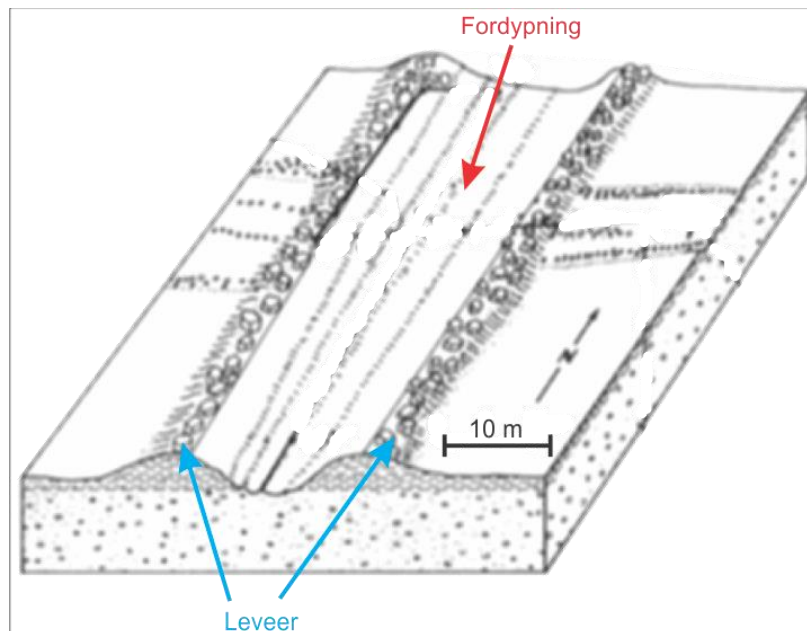
Mest trolig ble pløyesporene dannet under deglasiasjonen etter siste istids maksimum da produksjonen av isfjell var stor (Dowdeswell og Bamber, 2007).

Pløyespor er vanligvis observert på vanddyb ned til 450 m, men eksempler fra Yermak Platået viser pløyespor på vanddyb ned mot 850 m (Dowdeswell og Bamber, 2007). Sett i forhold til studieområdet som har vanddyb opp mot 400 m, så er det godt innenfor

3. Resultater

vanndybden pløyespor vanligvis opptrer. Intensiteten til pløyesporene bestemmes ut ifra forholdet mellom størrelsen på isfjellet, vann dybde, antall isfjell og isfjellenes drift-rute og materialet de består av. Den mest intense erosjonen forekommer på vann-dyp grunnere enn 300-400 meter (Dowdeswell et al., 1993).

Isfjellkjølen(e) påfører havbunnen både vertikale og horisontale krefter, og om sedimentene på havbunnen er svakere enn iskjølen vil dette resultere i erosjon. Iskjølene lager en topografi som består av leveer og fordypninger (Fig. 3.1.6), der fordypningene gjenspeiler iskjølen som har erodert havbunnen og leveene er et resultat av sedimenter som blir dyttet til sidene av iskjølen (Woodworth-Lynas et al., 1991).



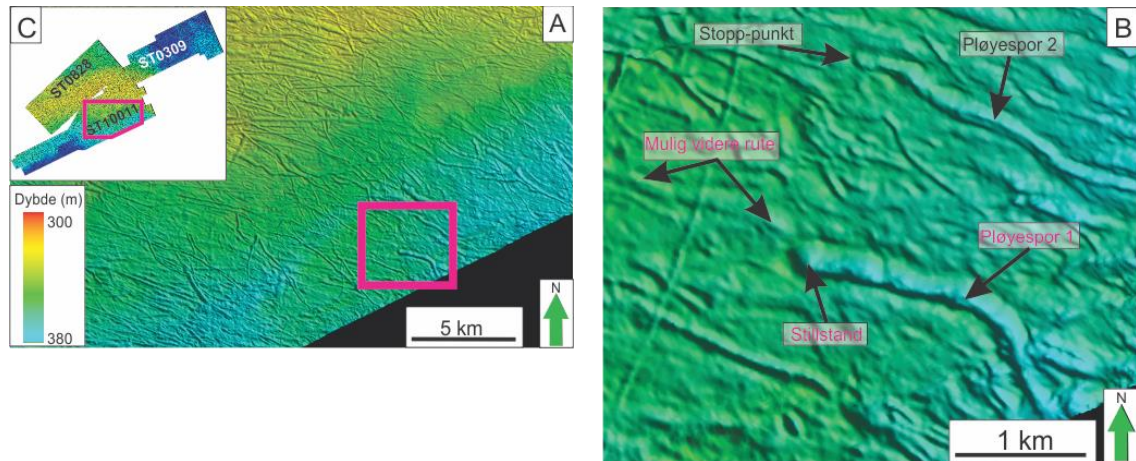
Figur 3.1.6: Iskjølen under et isfjell eroderer sedimentene på havbunnen og lager en fordypning. De eroderte sedimentene blir dyttet til sidene og lager leveer samtidig som isfjellet flytter seg fremover. Figur modifisert fra Woodworth-Lynas et al. (1991).

Enkelte isfjellpløyespor kan være rett men de har ofte en kurvet form, og de fremstår ikke som sett med parallelle lineasjoner. Isfjell med flere kjøler kan danne furer som er parallelle (Fig. 3.1.1), der hvert av pløyesporene er laget av separate kjøler (Rafaelsen et al., 2002). Retningsendringer til pløyespor er relatert til endringer i havstrømmer og vind, som er isfjellenes hoveddrivkraft (Dowdeswell et al., 2007).

En haug eller rygg av sedimenter i den ene enden av pløyesporet angir stedet der isfjellet sluttet å bevege seg eller hadde en stillstand. Såfremt isfjellet har nok drivkraft til

3. Resultater

å kunne flytte på seg igjen, kan det fortsette å lage pløyespor også etter at det har stoppet opp en periode. I enden av et pløyespor der en har hauger eller rygger av sedimenter kan en entydig benytte dette til å indikere isfjellets retning da det grunnstøtte (Syvitski et al., 2001). Ut fra dette antas det at pløyesporene på havbunnen ble dannet da isfjellene i studieområdet drev fra sørøst mot nordvest. (Fig.3.1.7).



Figur 3.1.7A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser pløyesporenes orientering. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til B. **B.** Detaljutsnitt fra A som viser hauger eller rygger av sedimenter i den ene enden av to ulike pløyespor. Pløyespor 1 har hatt en stillstand og det er indikert en mulig videre rute for dette pløyesporet. Trolig stopp-punkt for pløyespor 2 er indikert i figur B. Lys fra sørvest. **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

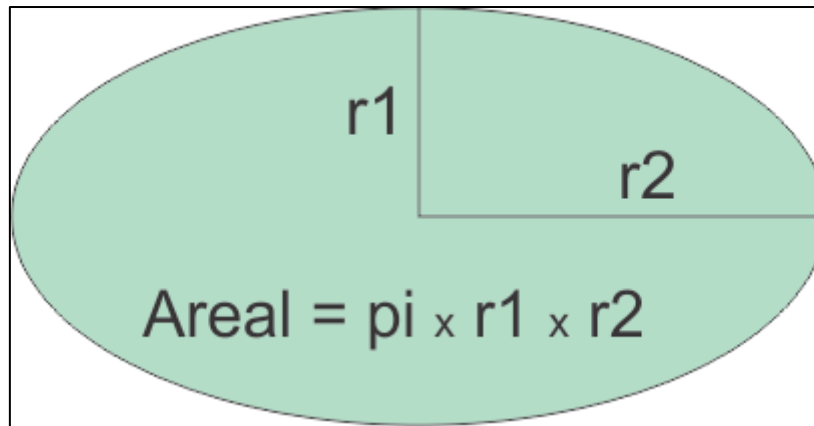
3.2 Depresjoner på havbunnen

I studieområdet er det observert ulike depresjoner på havbunnen som vil bli beskrevet og tolket hver for seg. Disse depresjonene har ulik størrelse og form, og opptrer i ulike datasett.

3.2.1 Beskrivelse av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0828

Sentralt og sørvest i 3D datasett ST0828 er det observert flere lukkede depresjoner på havbunnen som har relativt stor lateral utstrekning. Depresjonene som ligger sentralt i datasettet synes å henge sammen med hverandre, men hver for seg har de en tilnærmet elliptisk form. Depresjonenes laterale utstrekning beskrives her ut ifra arealet til en ellipse, som regnes med formelen $\pi \times r_1 \times r_2$ (Fig.3.2.1).

3. Resultater

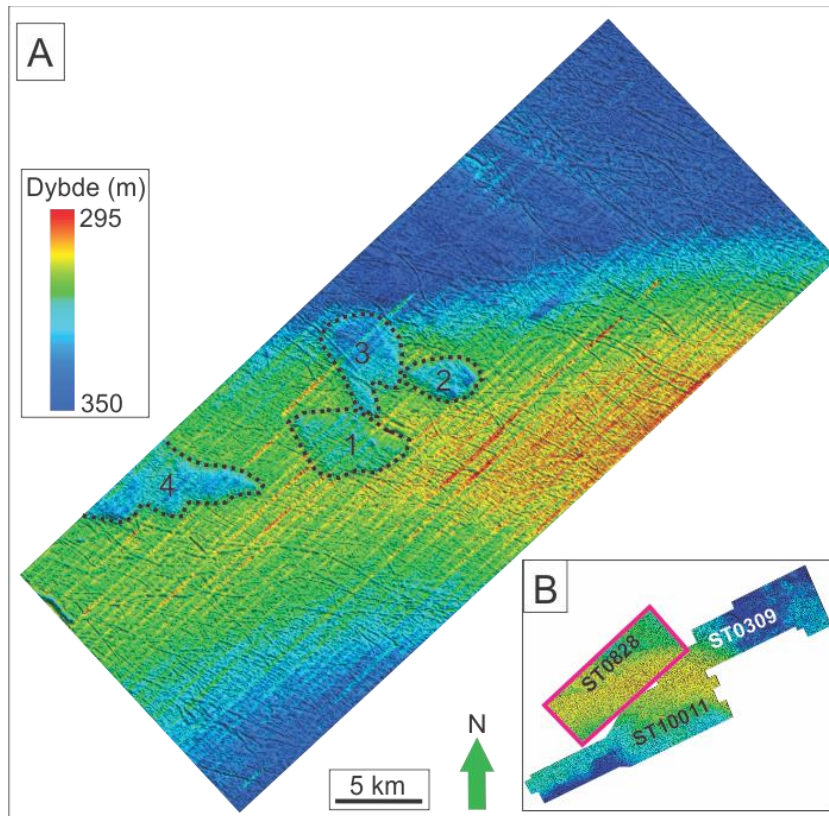


Figur 3.2.1: Arealet til en ellipse, benyttet som mål på havbunnsdepresjonene.

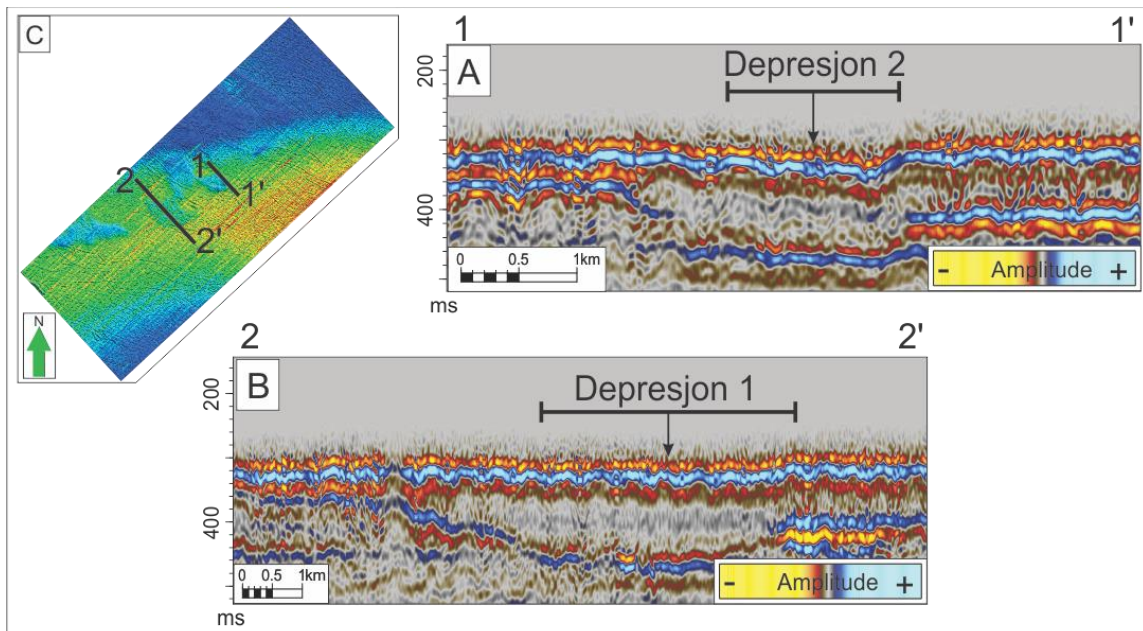
Depresjon 1 dekker et område på $\pi \times 1.5 \text{ km} \times 3.3 \text{ km} \approx 15.6 \text{ km}^2$, depresjon 2 dekker et område på $\pi \times 1.2 \text{ km} \times 1.6 \text{ km} \approx 6 \text{ km}^2$ og depresjon 3 dekker et område på $\pi \times 1.7 \text{ km} \times 2.8 \text{ km} \approx 15 \text{ km}^2$. Samlet dekker de omtrent 36.6 km^2 , en størrelse som må sees på som et estimat på grunn av usikkerhet rundt formen til de ulike depresjonene.. Depresjon 4 som ligger sørvest i datasettet henger ikke sammen med depresjonene beskrevet over, og den har form som en trekant. Depresjon 4 dekker et område på $6.5 \text{ km} \times 6 \text{ km} / 2 \approx 19.5 \text{ km}^2$. Det må nevnes at depresjonen ser ut til å fortsette ut av datasettet, slik at formen og størrelsen til denne kan ikke fastlås med sikkerhet (Fig.3.2.2).

Disse depresjonene er på det dypeste målt til ca 26 meter dyp, men de aller fleste områdene innenfor depresjonene er grunnere enn dette (Fig.3.2.3 & 3.2.4).

3. Resultater

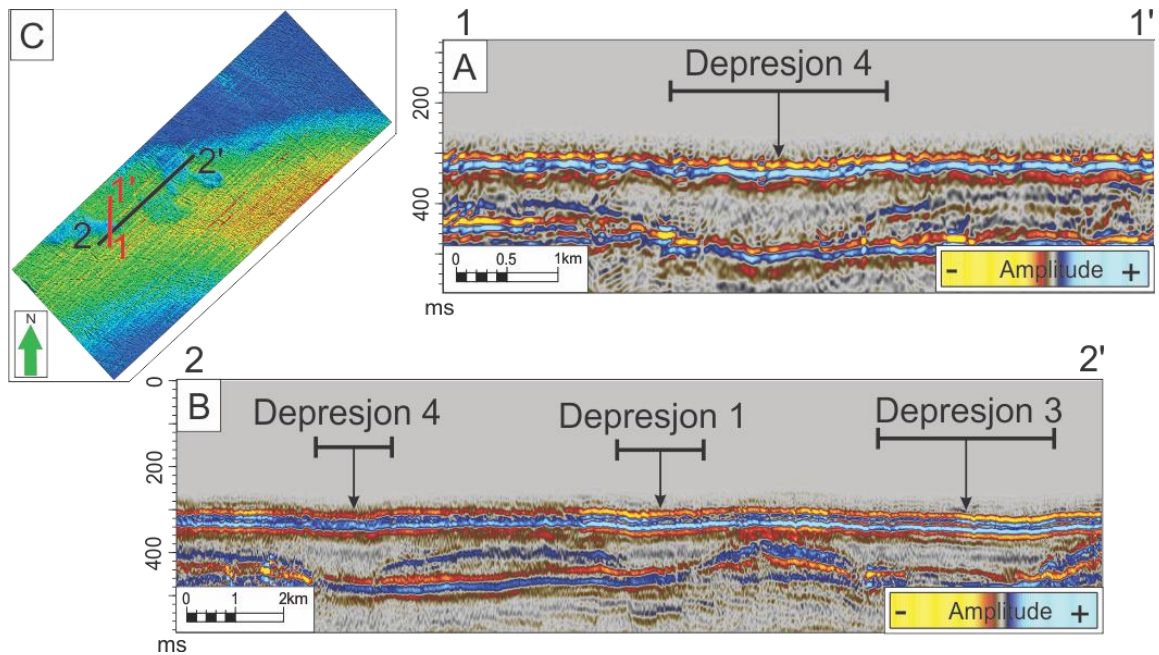


Figur 3.2.2A: Skygge-relieffkart som viser depresjoner på havbunnen i datasett ST0828. Depresjon 1, 2 og 3 har form som ellipser og depresjon 4 blir beskrevet som en trekant. **B.** Lilla polygon viser hvilket datasett som vises i A.



Figur 3.2.3A: Seismisk profil over depresjon 2 på havbunnen. **B.** Seismisk profil over depresjon 1 på havbunnen. **C.** Skygge-relieffkart som viser lokaliseringen til A og B.

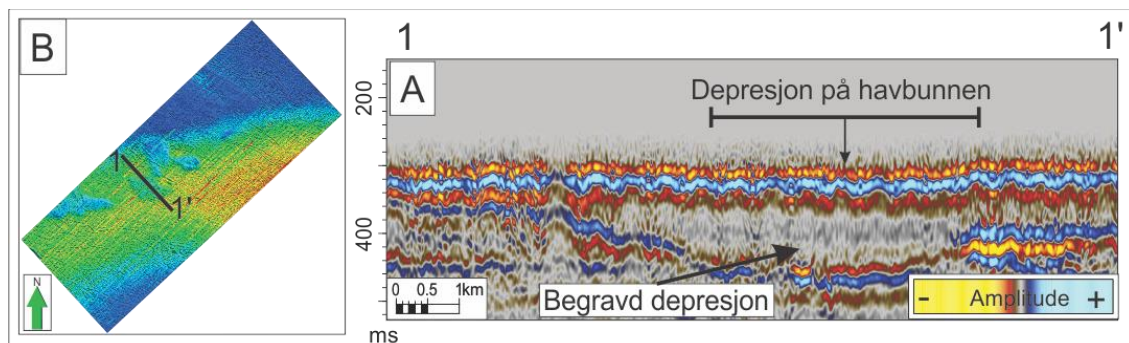
3. Resultater



Figur 3.2.4A: Seismisk profil over depresjon 4 på havbunnen. **B.** Seismisk profil over depresjon 1, 3 og 4 på havbunnen. **C.** Skygge-relieffkart som viser lokaliseringen til A og B.

3.2.2 Tolkning av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0828

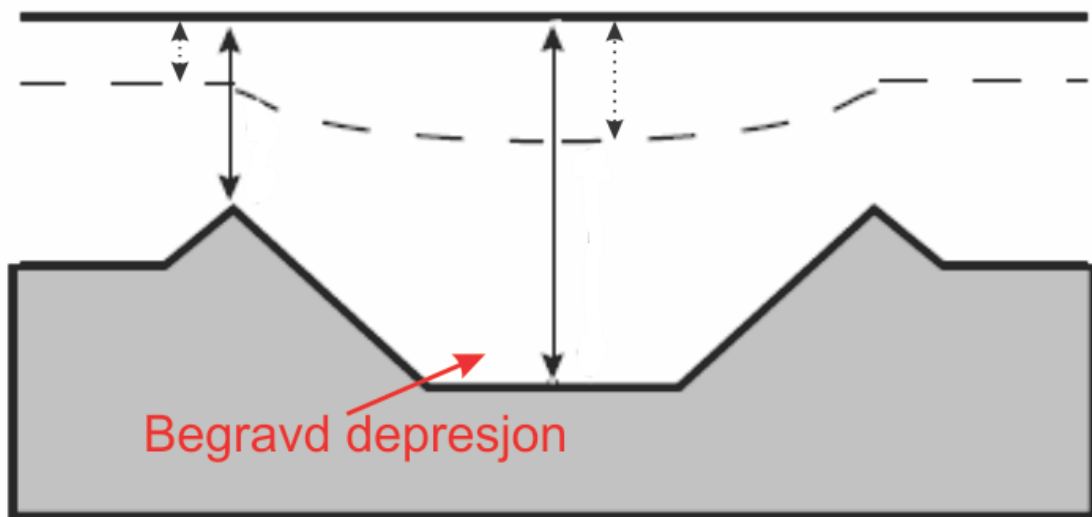
Depresjonene på havbunnen i studieområdet er tolket til å være et resultat av ulik kompaksjon av sedimentene som fyller inn begravde depresjoner. Dette er dokumentert av de seismiske profilene som viser store begravde depresjoner rett under depresjonene på havbunnen (Fig.3.2.5). De begravde depresjonene har tilnærmet lik form som depresjonene på havbunnen. De begravde depresjonene vil bli nærmere omtalt under kapittel 3.4.



Figur 3.2.5A: Seismisk profil som viser at det er en sammenheng mellom depresjonene på havbunnen og depresjonene på den begravde flaten. **B.** Skygge-relieffkart som viser lokaliseringen til A.

3. Resultater

Buczowski et al. (2005) har studert begravde kratre og har laget en modell som viser at det er ulik kompaksjon av sedimenter over depresjoner sammenlignet med sedimenter avsatt utenfor depresjonene. Forutsatt at den regionale tykkelsen av sedimentene som blir avsatt i området er av samme tykkelse, så har de kommet frem til at det vil dannes topografiske depresjoner over begravde depresjoner. Den totale sammenpressingen av sedimenter med samme kompressibilitet er en funksjon av trykket av den totale overlagingen. Dette medfører at om regional overlaging av sedimenter er like tykk så vil overlagingen være tykkere over depresjonene enn i området rundt, og derfor vil sammenpressingen være større over depresjonene slik at en topografisk depresjon dannes (Fig.3.2.6).



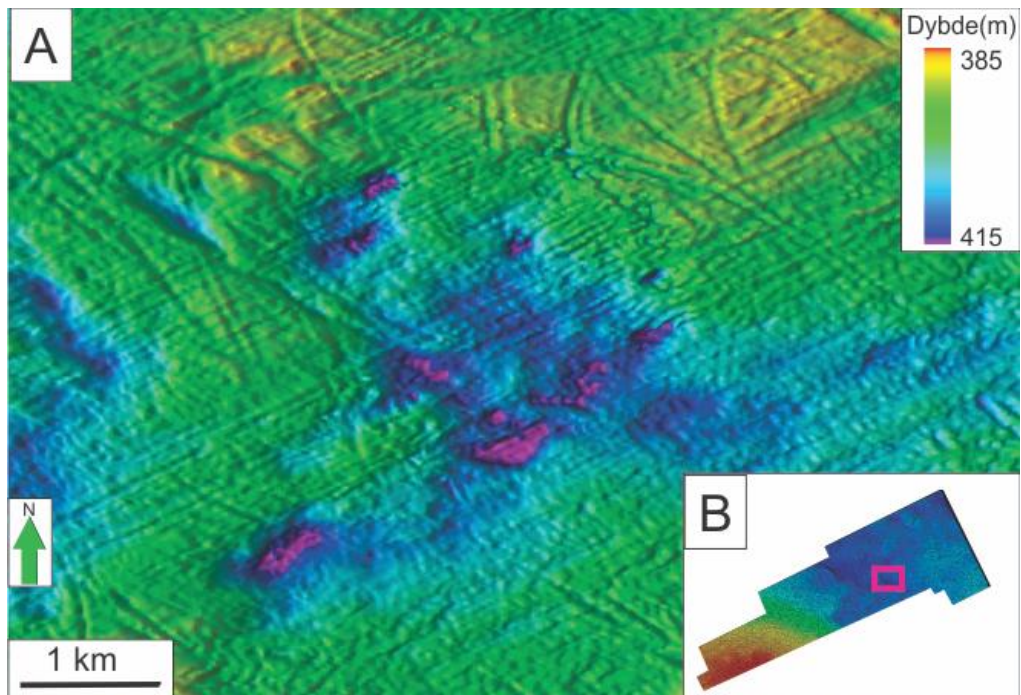
Figur 3.2.6: Prinsippkisse. De svarte pilene viser at den totale overlagingen av sedimenter er større over den begravde depresjonen enn området rundt den. Dette gir et større trykk fra overlagingen som gir en større sammenpressing av sedimentene over den begravde depresjonen. De stiplede pilene illustrerer at sammenpressingen er større over den begravde depresjonen, slik at en depresjon dannes på den nye flaten (stiplet linje). Figur modifisert fra Buczowski et al. (2005).

3.2.3 Beskrivelse av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0309

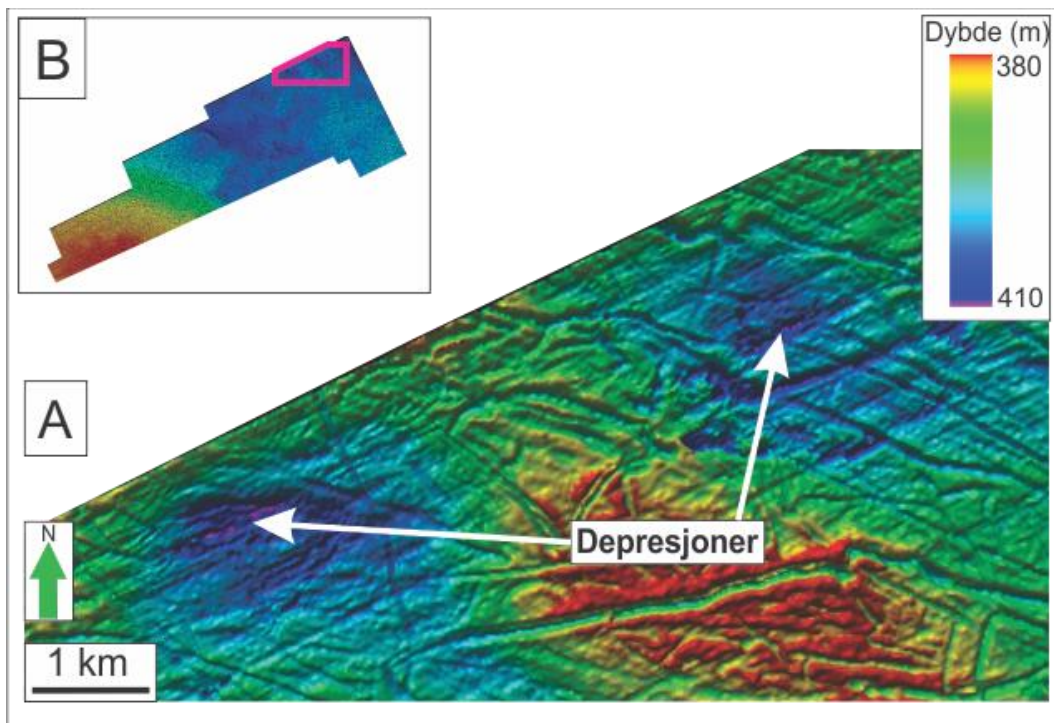
Depresjonene opptrer på havbunnen også i 3D datasett ST0309, men er her mindre enn depresjonene i 3D datasett ST0828, og har i tillegg også en annen form. Depresjonene er halv sirkulære til sirkulære, flere steder er det observert depresjoner som ligger tett sammen i en gruppe (Fig.3.2.7 & 3.2.8) og andre steder opptrer depresjoner enkeltvis

3. Resultater

(Fig.3.2.9). Deres diameter varierer fra ca 90 meter til 560 meter og den dypeste depresjonen er målt til å være ca 25 meter dyp.

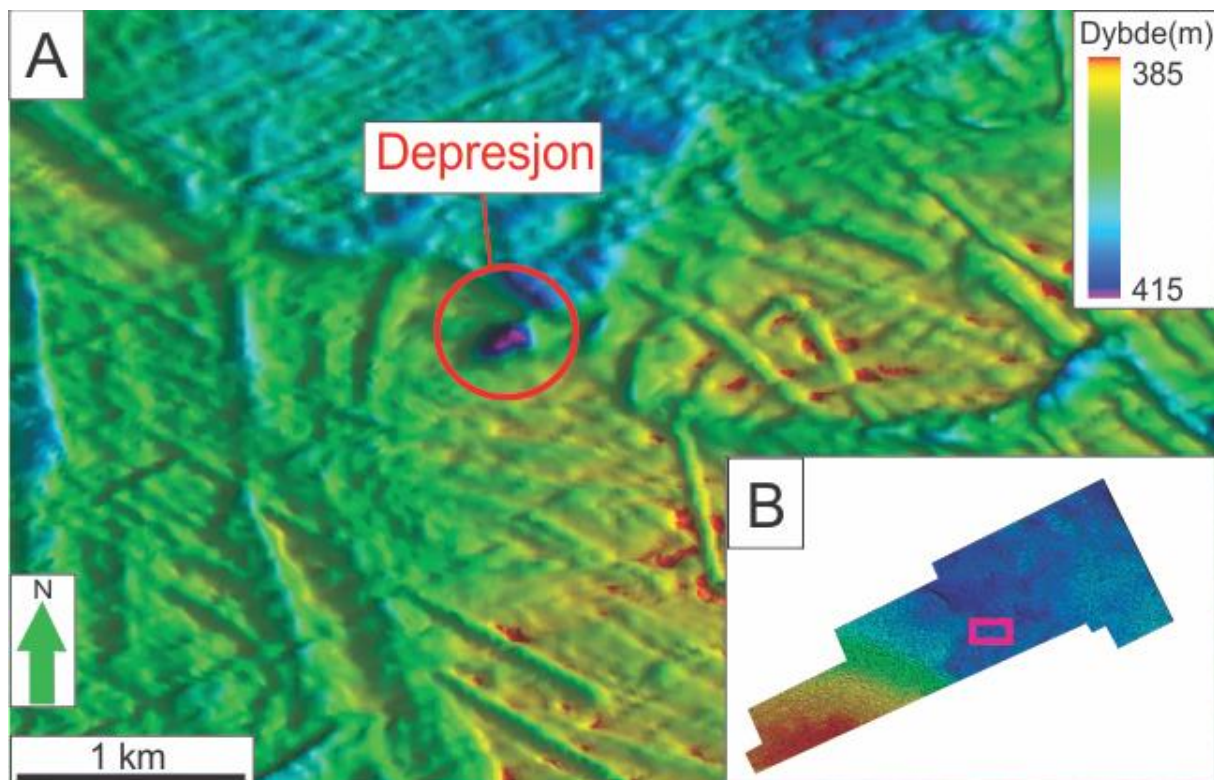


Figur 3.2.7A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser depresjoner som ligger tett sammen i en gruppe. Lys fra sørvest. **B.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.



Figur 3.2.8A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser depresjoner som ligger tett sammen i gruppe. Lys fra nord. **B.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

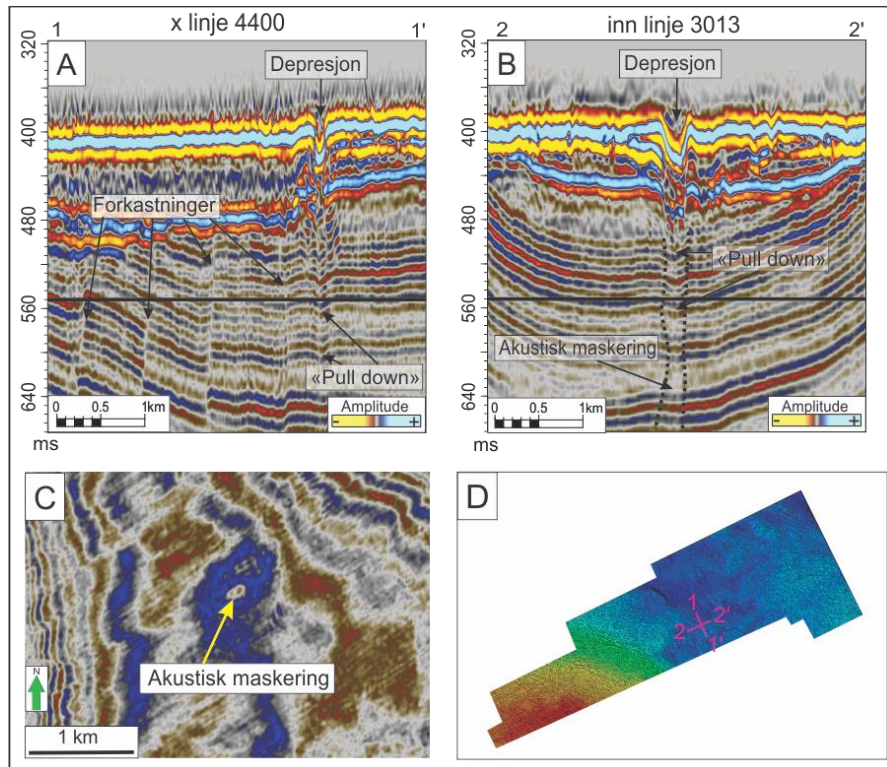
3. Resultater



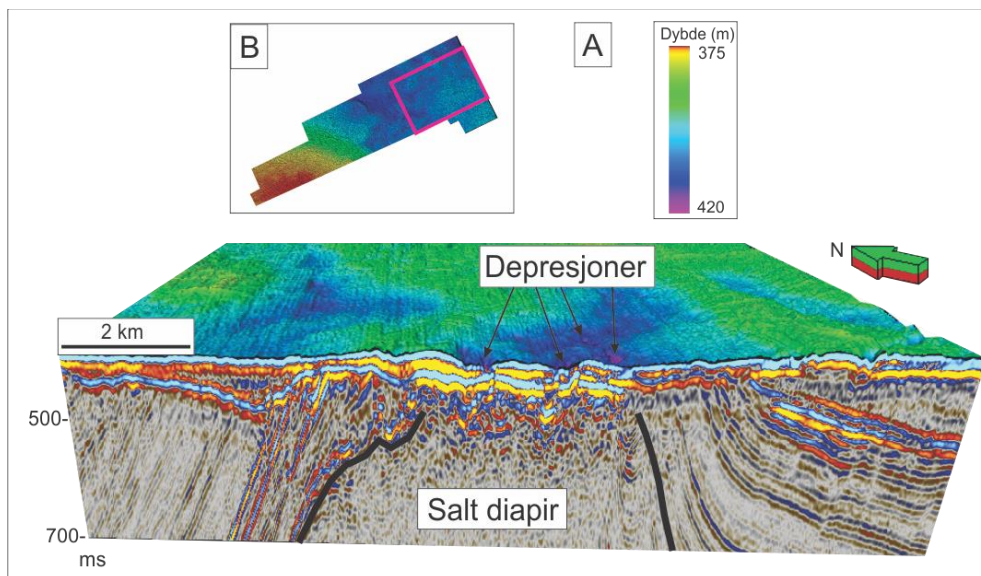
Figur 3.2.9A: Skygge-relieffkart av havbunnen som viser en depresjon. Denne depresjonen har form som en ellipse og diameteren er mellom 100 - 210 meter og dybden er ca 25 meter. **B.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.

Sett i seismisk profil så har disse depresjonene ulik seismisk karakter. Rett under depresjonen vist i figur 3.2.9 kan en tydelig se at de seismiske refleksjonene har en “pull-down” effekt, og en smal sone med akustisk maskering (Fig.3.2.10B). I tillegg sees det i x-linje retning at det er en serie med forkastninger i området (Fig.3.2.10A). Seismisk profil over depresjonene i figur 3.2.7 viser at disse ligger over en saltdiapir (Fig.3.2.11). Dette gjelder også depresjonene vist i figur 3.2.8.

3. Resultater



Figur 3.2.10A: Seismisk profil over depresjonen vist i figur 3.2.9. Det er observert forkastninger og refleksjoner som har en “pull-down” effekt rett under depresjonen. Svart horisontal linje indikerer tidsflaten vist i D. **B.** Seismisk profil over depresjonen vist i figur 3.2.9. En sone med akustisk maskering og “pull-down” effekt er observert. Svart horisontal linje indikerer tidsflaten vist i D. **C.** Tidsflate ved 552 ms som viser et sirkulært område med akustisk maskering under depresjonen. **D.** Lilla linjer indikerer hvor profilene er lokalisert.



Figur 3.2.11A: Skygge-relieff kart av havbunnen og seismisk profil som viser at det er en saltdiapir under depresjonene. **B.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.

3.2.4 Tolkning av depresjoner på havbunnen i 3D datasett ST0309

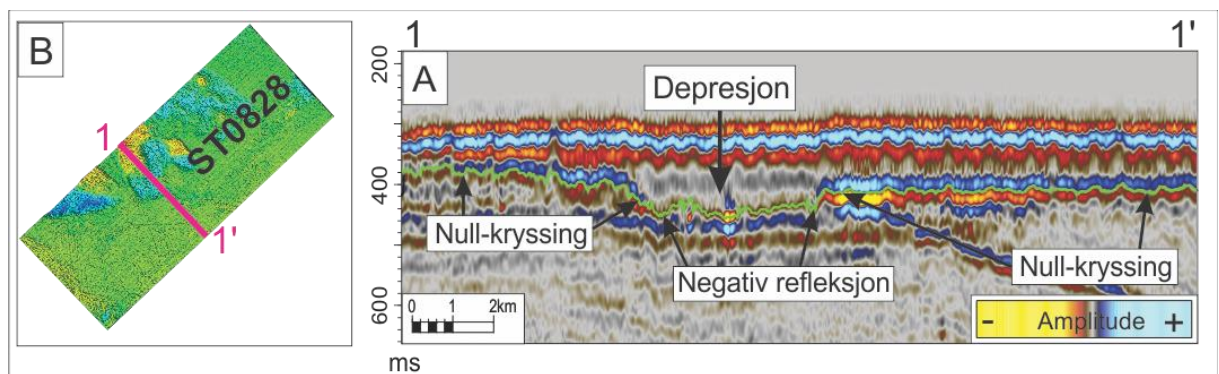
Depresjonen som ligger alene (Fig.3.2.9) er tolket til å være et "pockmark". "Pockmarks" er depresjoner på havbunnen som er forårsaket av fluider som har migrert oppover i sedimentene og sluppet ut på havbunnen. I mange tilfeller er slike fluider gass, men de kan også være flytende (Judd og Hovland, 1992). Hovland et al. (2002) har klassifisert "pockmarks" ut ifra deres størrelse og utforming, og ut ifra denne klassifikasjonen er den omtalte sirkulære depresjonen (Fig.3.2.9 & 3.2.10) et normalt "pockmark". Normale "pockmark" er sirkulære depresjoner som typisk er 10 meter til 700 meter i diameter, og 1 meter til 45 meter dyp.

Den akustiske maskeringen og nedverbøying av underliggende refleksjoner kan være et resultat av fri gass i sedimentene under depresjonen. Nedverbøyingen kan også skyldes en hastighetsanomali, ettersom "pockmarket" er ganske dypt og vannet i "pockmarket" har en annen hastighet enn de omkringliggende sedimentene. Akustisk maskering opptrer på det seismiske profilet som en sone med lav seismisk refleksivitet eller forstyrrede refleksjoner. Når slik akustisk maskering forekommer sammen med andre gass indikatorer, som nedverbøying av underliggende seismiske refleksjoner, så kan det indikere spredning av akustisk energi forårsaket av gass bobler i sedimentenes porerom (Andreassen et al., 2007,a). Vertikal migrasjon av gass kan opptre som forstyrrelser i datasettet, kalt seismiske piper, der kontinuiteten til den seismiske amplituden og fasen er forstyrret. Forkastningene som er observert i figur 3.2.10A kan ha fungert som migrasjonsruter for gassen siden forkastninger kan være potensielle migrasjonsveier for gass (Heggland, 1997). Depresjonen på havbunnen med en seismisk pipe rett under seg kan være et resultat av tidligere eller nylig gass migrasjon gjennom sedimentene, og siden den seismiske pipen sees helt ned til 700 ms (kanskje dypere, har ikke data som går dypere enn 700 ms) indikerer dette at gassen kommer fra en dypere kilde (Heggland, 1998).

Depresjonene som ligger samlet over saltdiapiren(Fig.3.2.11) kan være et resultat av interaksjon mellom salt og sjøvann eller av fluider som har migrert oppover mot havbunnen langs sidene av saltdomen (Chand et al., 2008). Det faktum at det flere steder på havbunnen er funnet depresjoner i grupper rett over saltdiapirer tyder på at det er en sammenheng mellom saltdiapirene og depresjonene.

3.3 Begravd flate i 3D datasett ST0828, ST10011 og ST0309

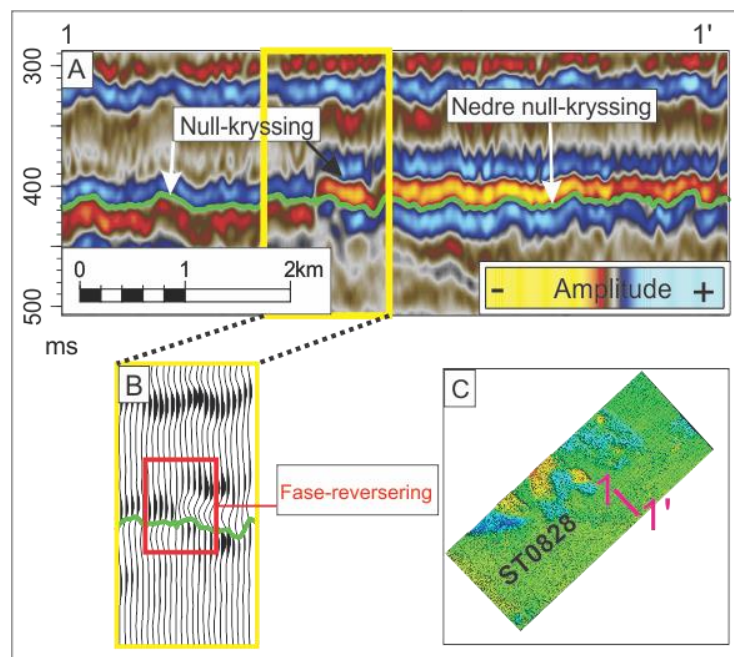
Det er tolket 2 ulike begravede flater i dette studiet. Flaten som ligger stratigrafisk grunnest blir referert til som “den begravede flaten”, og flaten som ligger stratigrafisk dypest blir referert til som URU. Tolkningen av den begravede flaten i 3D datasett ST0828 har medført enkelte utfordringer da refleksjonene er usammenhengende på grunn av erosjon. For denne aktuelle horisonten følger tolkningen hovedsakelig null-kryssingen, men i områder der depresjonene er lokalisert følger tolkningen den negative refleksjonen. Dette er gjort fordi det i de seismiske profilene er tydelig at depresjonene blir riktigere fremstilt ved å følge den negative refleksjonen kontra null-kryssingen forbi depresjonene (Fig.3.3.1). Depresjonene vil jeg komme tilbake til under punkt 3.4.



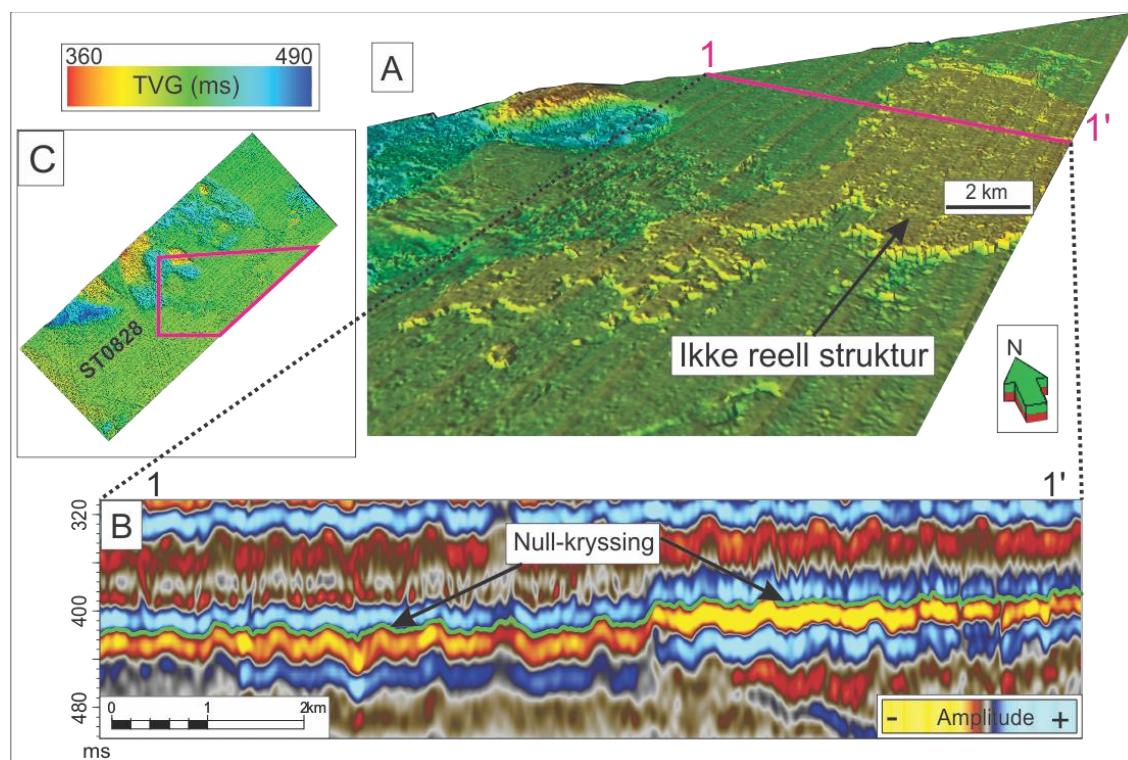
Figur 3.3.1A: Seismisk profil som viser hvilke refleksjoner horisonten er tolket på. Horisonten vises med grønn linje. **B.** Lilla linje viser lokaliseringen til A.

Det er også gjort justeringer i tolkningen for de områdene der høyamplitude fase-reverserte refleksjoner opptrer. Gjennom disse områdene er tolkningen lagt på nedre null-kryssing (Fig.3.3.2). Om en prøver å følge null-kryssingen forbi områdene med fase reversering så vil det på flaten vises en struktur som ikke er reell (Fig.3.3.3).

3. Resultater



Figur 3.3.2A: Seismisk profil som viser hvordan horisonten er tolket gjennom området der den aktuelle seismiske refleksjonen er fase-reversert. Horisonten er angitt med grønn linje. **B.** Seismiske traser som viser fase-reverseringen. **C.** Lilla linje viser lokaliseringen til A.

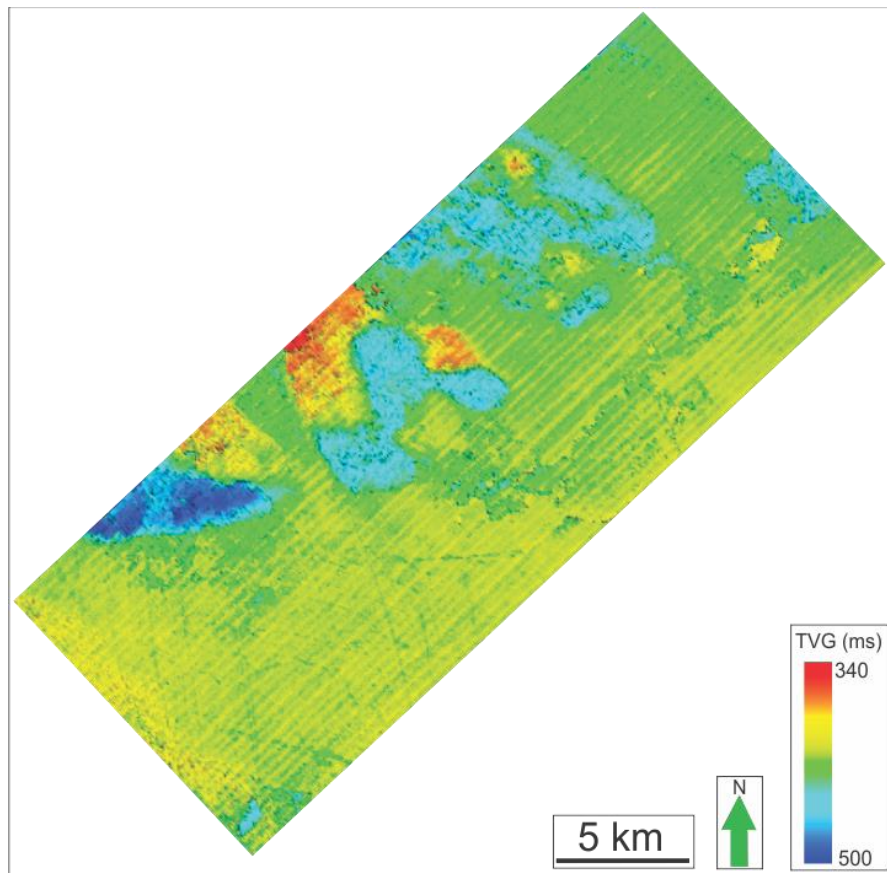


Figur 3.3.3A: Skygge-relieffkart av den begravde flaten som viser strukturen som kommer frem om tolkningen følger null-kryssingen gjennom området med høye amplituder og fasereversering. Lilla linje viser lokaliseringen til B. Lys fra sørvest. **B.** Seismisk profil over refleksjon med høye amplituder. Grønn linje angir tolkning av horisonten i A. **C.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.

3. Resultater

Den endelige tolkningen av den begravde flaten i ST0828 vises i figur 3.3.4, og formelementene på denne flaten vil bli beskrevet og tolket i de neste punktene.

I 3D datasettene ST10011 og ST0309 er denne flaten tolket på null-kryssingen hele veien. Flatene lar seg ikke tolke gjennom hele datasettene på grunn av saltdiapirer som kutter refleksjonene, derfor er disse flatene klippet og vil bare vise deler av hele 3D undersøkelsene.



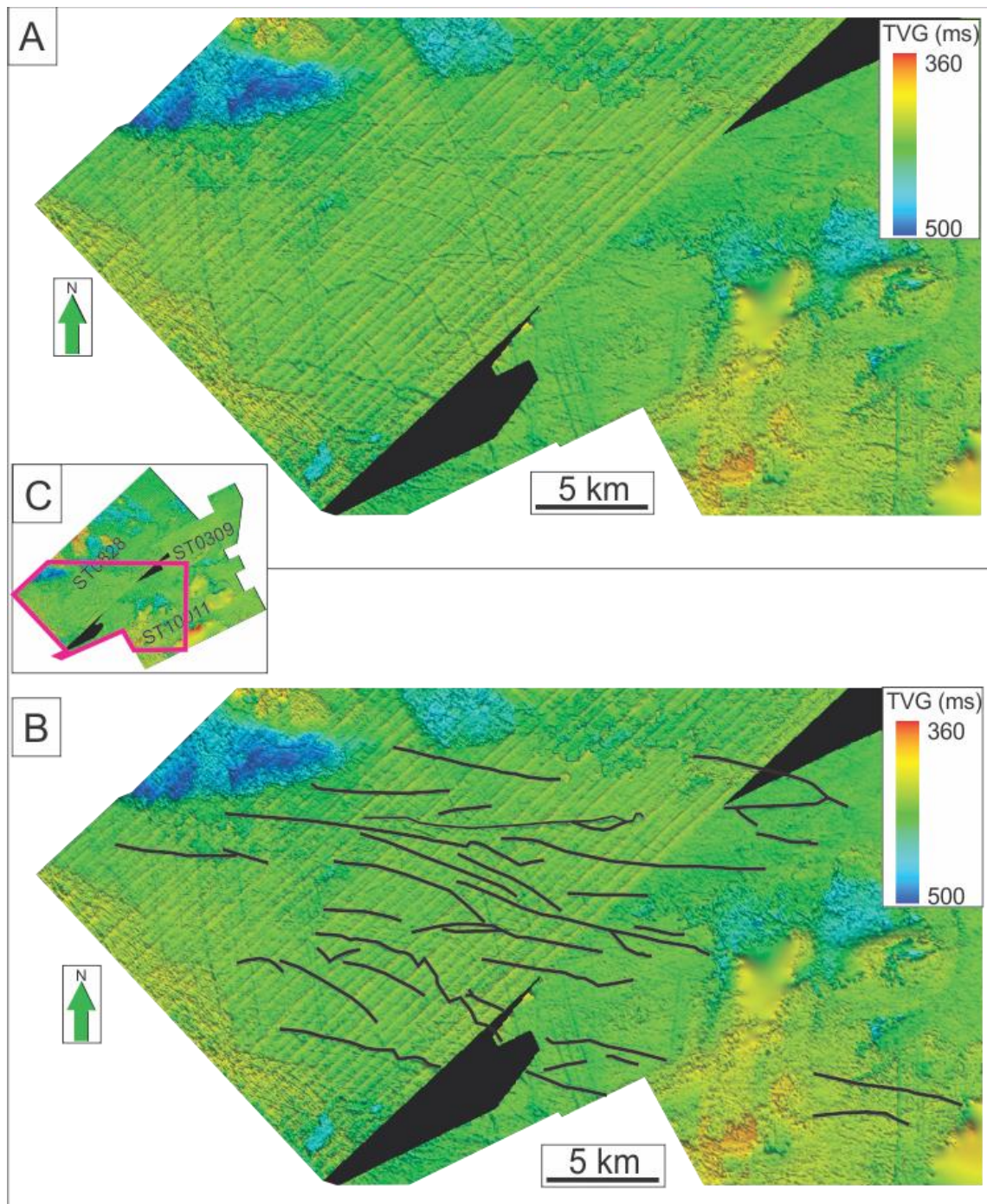
Figur 3.3.4: Skygge-relieffkart som viser den endelige tolkningen av den begravde flaten i 3D datasett ST0828.

3.3.1 Beskrivelse av kurvede furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309

Kurvede furer på den begravde flaten har en dominerende orientering som er sørøst-nordvest og øst-vest. De aller fleste kurvede furene ser ut til å gå mot nordvest, for deretter å krumme mot vest, og noen plasser krysser de hverandre (Fig.3.3.5). Tettheten av de kurvede furene er størst i sørvestlige deler av datasettet, mens de er nærmest fraværende i nordlige del (Fig.3.3.6). Alle de kurvede furene på denne flaten ser ut til å

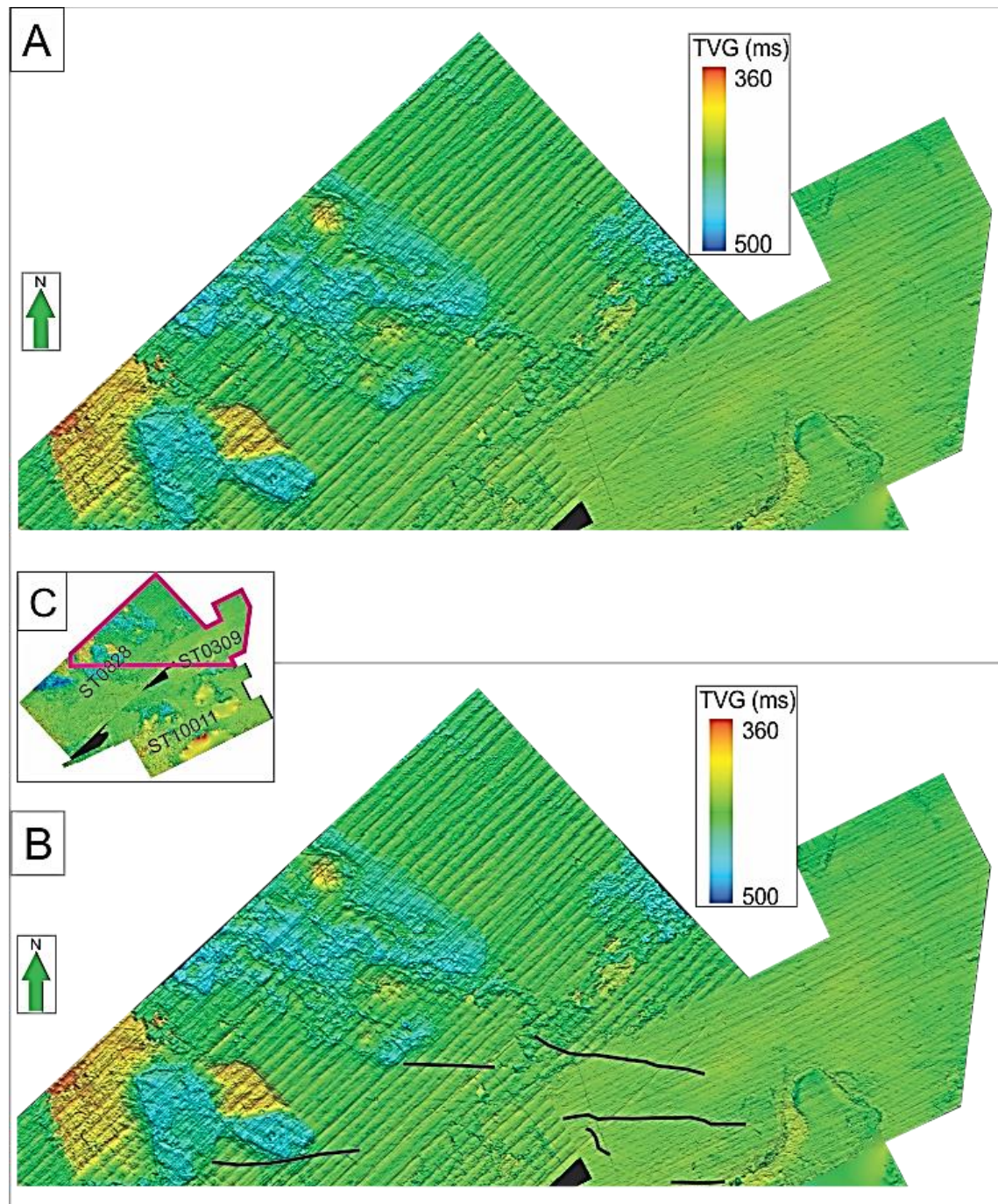
3. Resultater

være relativt dype. Den dypeste er målt til ca 16 meter dyp, og den lengste kurvede furen på denne flaten er ca 15 km lang.



Figur 3.3.5A: Skygge-relieffkart som viser kurvede furer på den begravde flaten. Lys fra sør. **B.** Skygge-relieffkart over samme område som i A, viser kurvede furer med tolkning (svarte linjer). Lys fra sør. **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A og B.

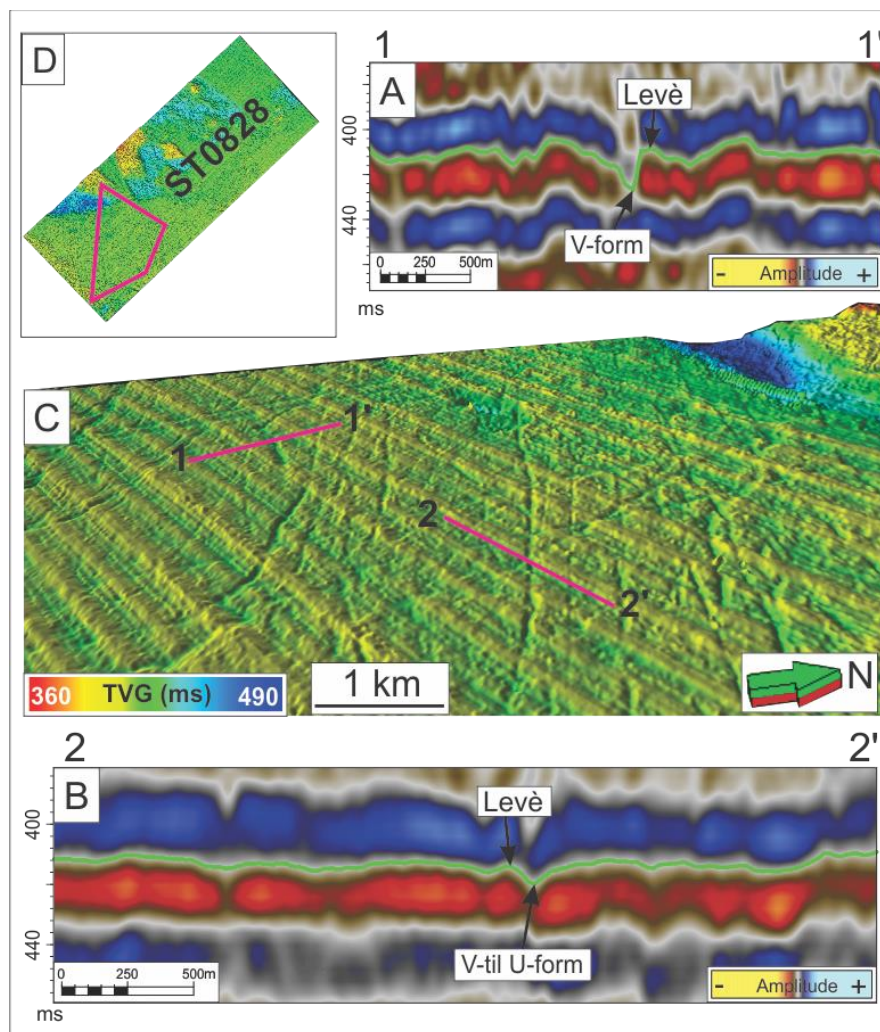
3. Resultater



Figur 3.3.6A: Skygge-relieffkart som viser kurvede furer nord på den begravde flaten. Lys fra sør. **B.** Skyggerelieffkart over samme område som i A, viser kurvede furer med tolkning (svarte linjer). Lys fra sør. **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A og B.

Seismiske profil viser at de kurvede furene har leveer på sidene, og er enten U-formet eller V-formet i bunn (Fig.3.3.7).

3. Resultater



Figur 3.3.7A: Seismisk profil som viser en kurvet fure med V-form i bunn. Grønn linje angir tolkningen av flaten. **B.** Seismisk profil som viser en kurvet fure med V-til U-form i bunn. Grønn linje angir tolkningen av flaten. **C.** Skygge-relieffkart som viser kurvede furer på den begravde flaten. Lilla linjer viser lokaliseringen til A og B. Lys fra sørvest. **D.** Lilla polygon viser lokaliseringen til C.

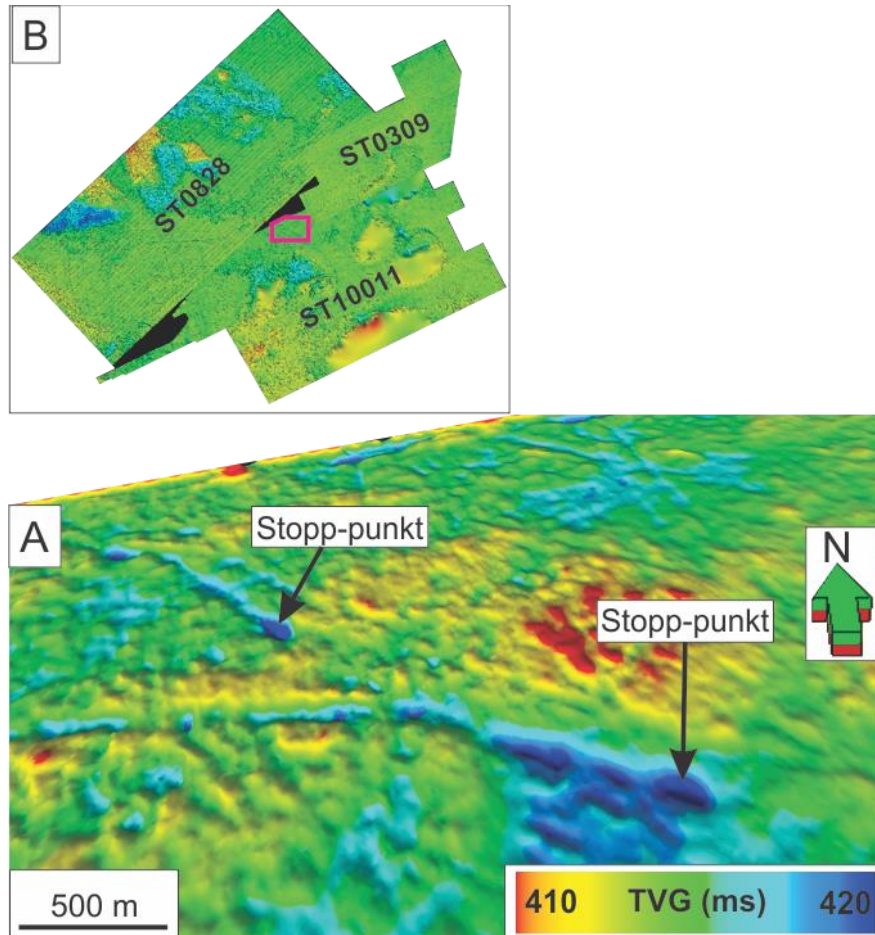
3.3.2 Tolkning av kurvede furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309

De kurvede furene på den begravde flaten er tolket til å være isfjellpløyespor. Det er vanskelig å vurdere retningen isfjellene har drevet på grunn av mye støy i 3D datasett ST0828. Imidlertid kan den begravde flaten i 3D datasett ST10011 indikere at isfjellene drev fra vest mot øst, tolket på bakgrunn av Syvitski et al. (2001) som hevder at hauger av sedimenter i den ene enden av et pløyespor indikerer hvilken retning isfjellet drev (Fig.3.3.8). Det faktum at det bare vises relativt dype pløyespor på denne flaten kan være et resultat av at oppløsningen er dårligere på dette dypet sammenlignet med havbunnen

3. Resultater

der det er observert mange små pløyespor, eller det kan være fordi de dypere pløyesporene bevares bedre ved begravning.

Tolkning av isfjellpløyespor er nærmere omtalt i kap.3.1.2.

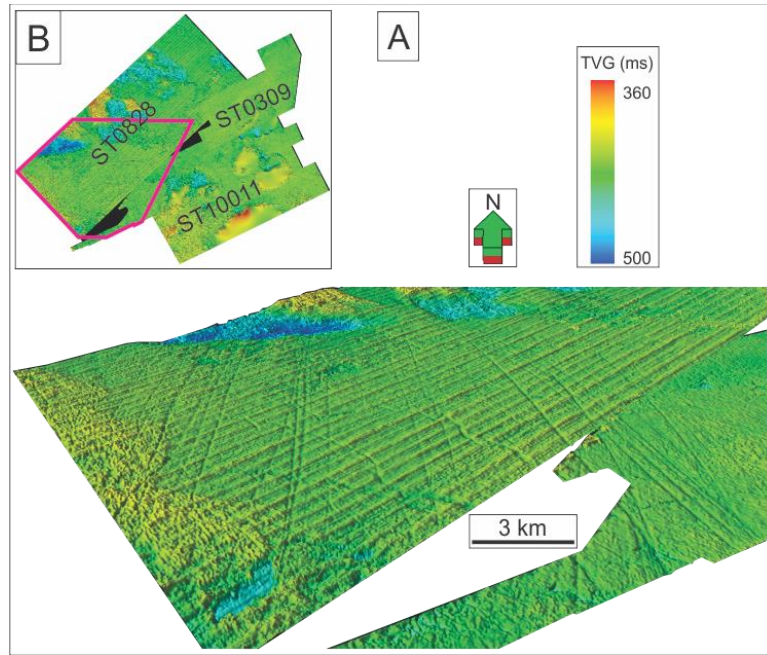


Figur 3.3.8A: Skygge-relieffkart av den begravde flaten i 3D datasett ST10011 som indikerer mulig stopp-punkt for to ulike isfjellpløyespor. Lys fra sør. B. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

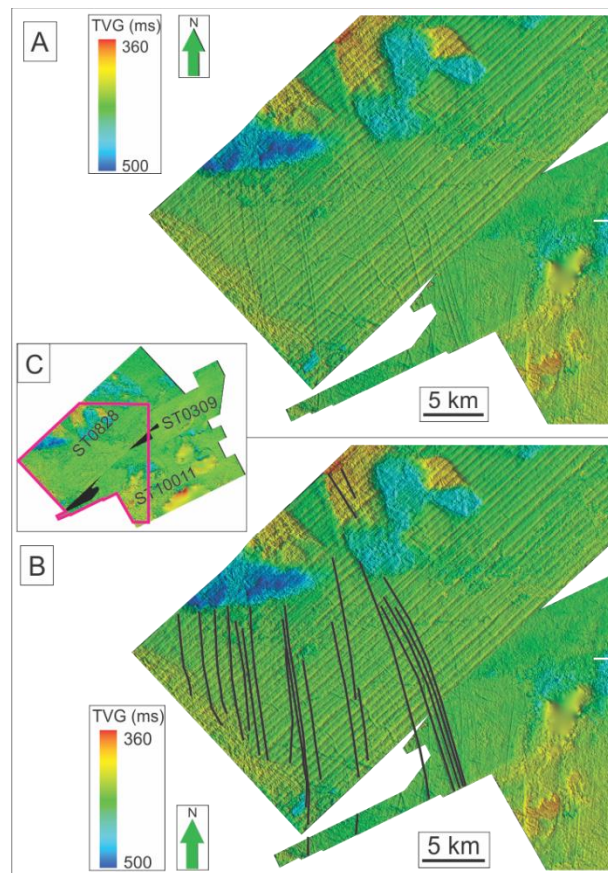
3.3.3 Beskrivelse av rette furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309

Rette furer på den begravde flaten i ST0828, ST10011 og ST0309 opptrer i sett med to ulike dominerende orienteringer. De skiller seg klart fra de kurvede furene, både med tanke på orientering og fremtoning (Fig.3.3.9). Sett 1, opptrer i ST0828 og helt mot sørvest i ST10011, og har en orientering som er sørøst-nordvest (Fig.3.3.10). I ST0828 kan de rette furene bare sees fra sentrum av 3D-settene og mot sørvest, da de er helt fraværende i nordlige halvdel av området. I ST10011 opptrer de bare helt mot sørvest, og i 3D datasett ST0309 er de rette furene med denne orienteringen ikke til stede.

3. Resultater

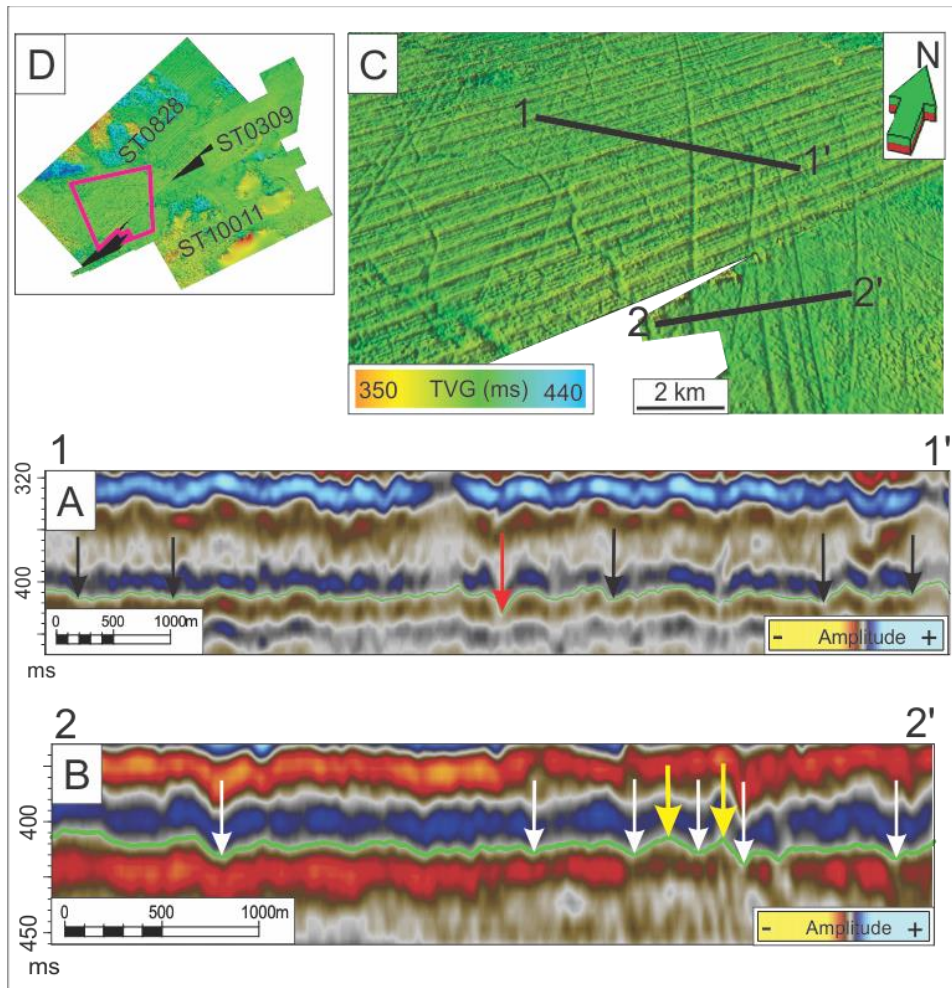


Figur 3.3.9A: Skygge-relieffkart som viser rette furer på begravd flate. Lys fra vest. **B.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.



Figur 3.3.10A: Skygge-relieffkart som viser rette furer som er orientert sørøst-nordvest. Lys fra vest. **B.** Skygge-relieff kart av samme område som i A. Svarte linjer er tolkning av de rette furene. Lys fra vest. **C.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A og B.

3. Resultater



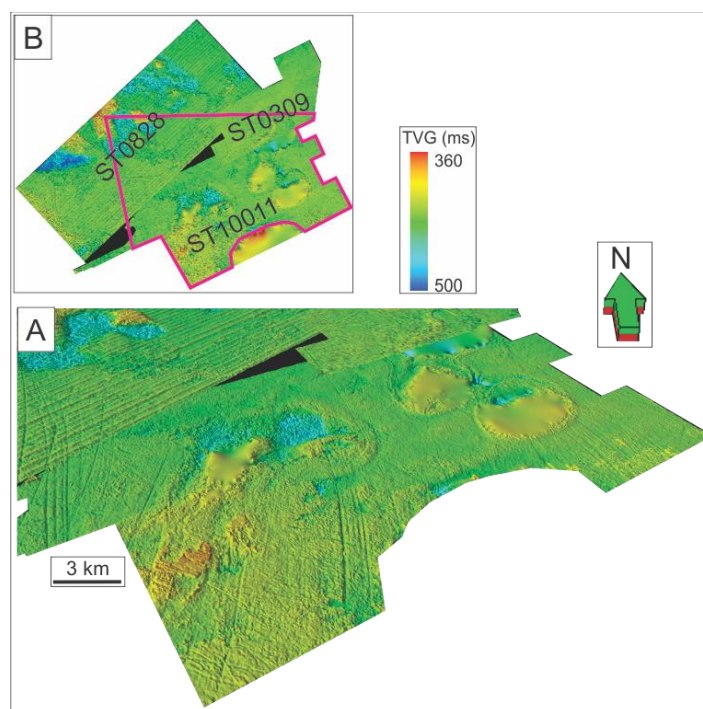
Figur 3.3.11A: Seismisk profil av rette furer i ST0828. Støy i datasettet gjør det vanskelig å vurdere hva som er forhøyninger på sidene av de rette furene og hva som er støy. Svarte piler peker på rette furer. Rød pil viser en krumlinjet fure, tidligere tolket til å være isfjellpløyespor. Grønn linje angir tolkningen av flaten **B**. Seismisk profil av rette furer i ST10011. Mindre støy i dette datasettet gjør at det som fremstår som forhøyninger på sidene av de rette furene sannsynligvis er korrekt fremstilt. Hvite piler peker på rette furer. Gule piler viser to eksempler på markante forhøyninger mellom rette furer som ligger tett. Grønn linje angir tolkningen av flaten. **C.** Skygge-relieffkart som viser rette furer i sett 1. Svarte linjer indikerer lokaliseringen til A og B. **D.** Lilla polygon viser lokaliseringen til C.

De fleste av de rette furene er parallelle. Men det observeres også rette furer der avstanden mellom hver av dem blir mindre og mindre før de til slutt går sammen i en fure, men det er ingen av disse rette furene som krysser hverandre. Det observeres også rette furer der avstanden mellom dem blir større og større. Avstanden mellom de parallelle rette furene varierer fra ca 320 meter til 3.8 km, med et gjennomsnitt på ca 1.2 km. Dybden varierer fra 5.8 meter til 7.7 meter, og bredden på dem varierer fra 170 meter til 290 meter. Den lengste rette furen som observeres er ca 20 km lang.

3. Resultater

På grunn av mye støy i 3D datasett ST0828 er det vanskelig å få en god profil av de rette furene, men seismisk profil fra 3D datasett ST10011 viser at furene har en avrundet og åpen u-form i bunnen og der de ligger tett sammen er det en markant forhøyning mellom dem (Fig.3.3.11). De stedene der det er større avstand mellom de rette furene ser det også ut til å være en forhøyning på sidene, men mange av disse er mindre markant enn forhøyningene mellom de tette furene.

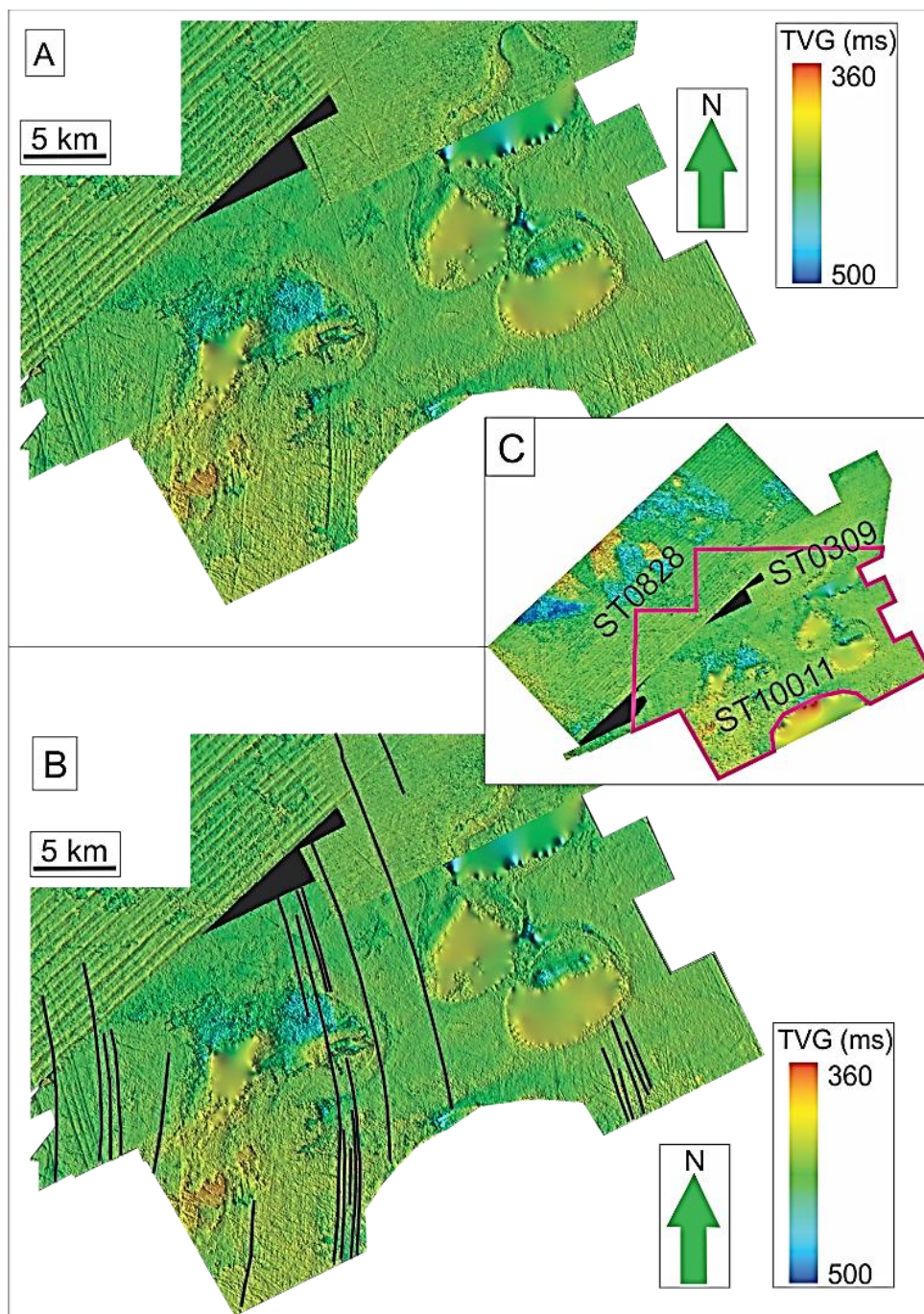
Det andre settet med rette furer, sett 2, er orientert sør-nord før de krummer mot vest og får orienteringen sørøst-nordvest (Fig.3.3.12).



Figur 3.3.12A: Skygge-relieffkart av rette furer i ST10011 som viser at de har en annen orientering enn sett 1. Lys fra vest. **B.** Lilla polygon viser lokaliseringen til A.

Furene i sett 2 opptrer over store deler av 3D datasett ST10011 og delvis i 3D datasettene ST0828 og ST0309. De er parallelle og de som kan følges fra senter av ST10011 og mot nord krummer mot vest med veldig lik krumning (Fig.3.3.13). Helt mot sørvest krysser sett 1 og sett 2 hverandre (Fig.3.3.14). Den lengste furen i sett 2 er ca 25 km lang, og bredden på de rette furene varierer fra ca 260 meter til ca 80 meter. Avstanden mellom de rette furene varierer veldig, der de er tette varierer avstanden fra 220 meter til 340 meter, og den lengste avstanden mellom to synlige rette furer er målt til å være ca 7 km.

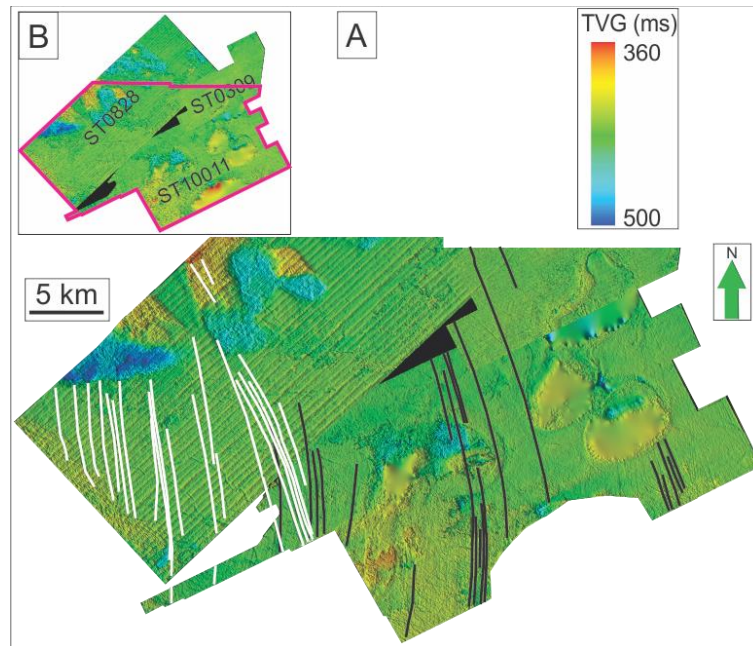
3. Resultater



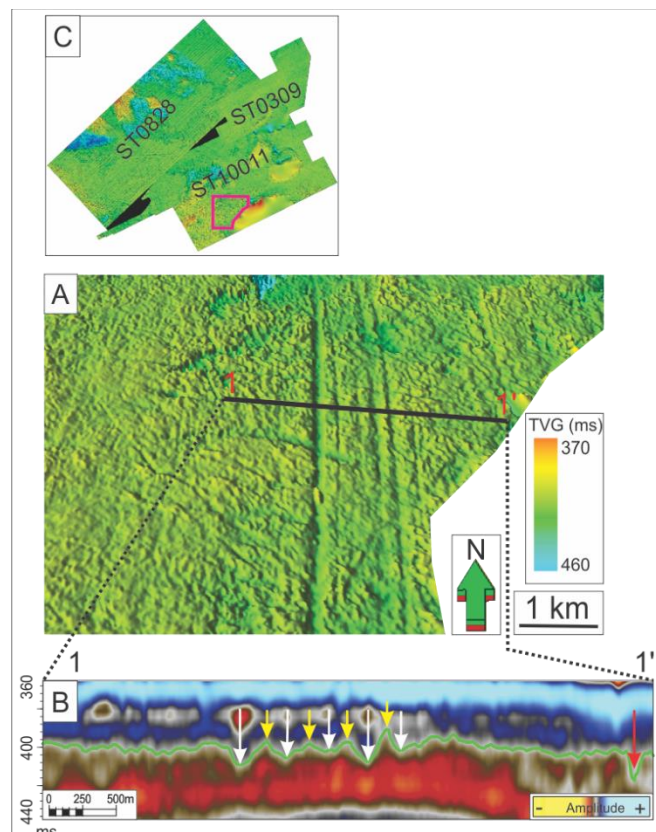
Figur 3.3.13A: Skygge-relieffkart av rette furer på den begravde flaten. Lys fra vest **B.** Samme kart som i A. Svarte linjer er tolkning av rette furer. Lys fra vest. **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A og B.

På seismiske profil synes furene i sett 1 og sett 2 å være svært like, karakterisert av en åpen u-form og av forhøyninger mellom rette furer som ligger tett (Fig.3.3.15).

3. Resultater



Figur 3.3.14A: Skygge-relieffkart av den begravde flaten. Hvite linjer viser tolkning av rette furer i sett 1. Svarte linjer viser tolkning av rette furer i sett 2. B. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.



Figur 3.3.15A: Skygge-relieffkart av rette furer i sett 2. Svart linje indikerer lokaliseringen til B. B. Seismisk profil av rette furer. Hvite piler viser furene. Gule piler viser forhøyninger mellom de rette furene. Rød pil viser et isfjellpløyespor. Grønn linje angir tolkningen av flaten. C. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

3.3.4 Tolkning av rette furer på begravd flate i ST0828, ST10011 og ST0309

De rette furene på den begravde flaten i ST0828, ST10011 og ST0309 er tolket til å være mega-skala glasiale lineasjoner (MSGSL). MSGSL er lange rygg-fordypning strukturer som formes i sedimentene, og er uten tvil den største av de subglasiale formene. Lineasjonene er ofte bemerkelsesverdig parallelle, men det forekommer at ulike sett av lineasjoner krysser hverandre (Shaw et al., 2008). Det er også gjort observasjoner på at MSGSL kan dele seg, og noen ganger også gå sammen til én lineasjon (Ó Cofaigh et al., 2005). Forekomst av MSGSL er en indikasjon på tidligere isstrømmer, enten raskt flytende is eller fremstøtende isbreer. Isstrømmer er store hurtig flytende korridorer inni en isbre, der isen flytter seg mye hurtigere (typisk 100-800 m pr år) enn isdekket som omslutter den hurtig flytende korridoren (typisk rundt 5 m pr år). Isstrømmene er typisk mer enn 20 km bred og mer enn 150 km lang (Andreassen et al., 2007,b). I mange isdekker er det isstrømmene som sørger for mesteparten av transporten av is og sedimenter (Bennett, 2003). Orienteringen til lineasjonene kan brukes til å bestemme retningen til isstrømmen (Clark, 1993).

Mega-skala glasiale lineasjoner har typisk en lengde mellom 6 km og 100 km, en bredde mellom 200 m og 1300 m, og en avstand mellom hver lineasjon på 300 m til 5 km (Clark, 1993, Clark et al., 2003). Nyere forskning viser at lengden på lineasjonene kan være opp mot 180 km og bredden kan være opp mot 5 km (Andreassen et al., 2007,b). Om lineasjonene har et lengde/bredde forhold $\geq 10:1$, så er det en indikasjon på raskt flytende is (Stokes og Clark, 2002). De mega-skala glasiale lineasjonene som er observert i mitt studieområde har et lengde/bredde forhold som varierer fra omtrent 80:1 til 120:1, noe som plasserer de godt innenfor karakteristikken gitt av Stokes og Clark (2002).

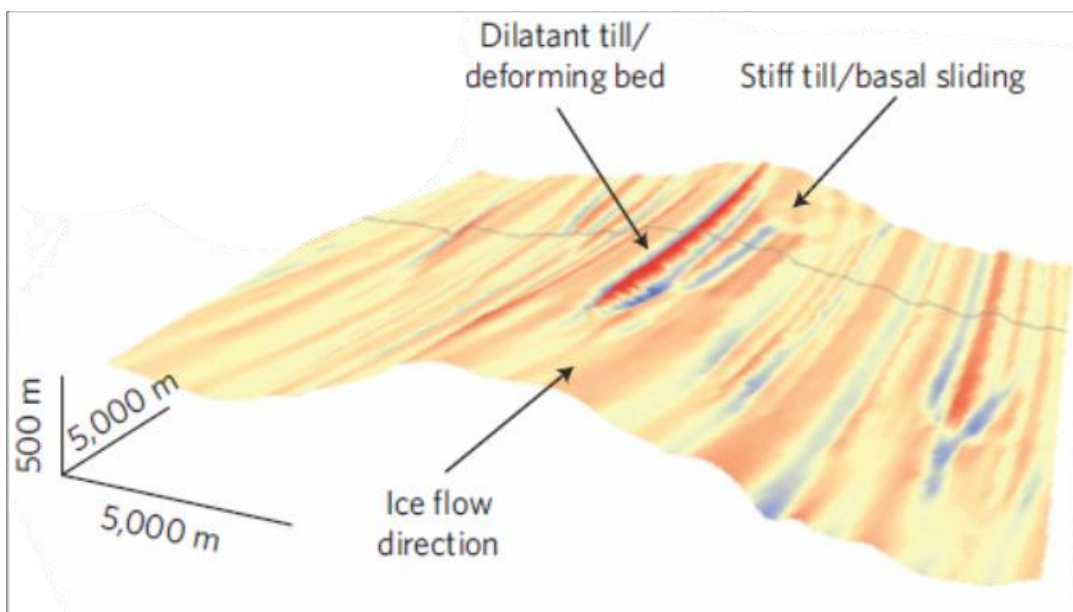
Clark et al. (2003) foreslår at det er ujevnheter i bunnen av isen som forårsaker disse lineasjonene. Slike basale ujevnheter kan være et resultat av at bunnen av isen deformeres når den strømmer over hardt grunnfjell. Når isen deretter strømmer over mykere morenemateriale vil ujevnheter i isen pløye i morenematerialet og lage fordypninger og rygger på sidene av fordypningene. Det er imidlertid uklarerhet rundt dannelsen av MSGSL, og flere ulike teorier fins. Shaw et al. (2008) har foreslått en teori

3. Resultater

der mega lineasjoner dannes ved erosjon av sedimenter som følge av store mengder sub glasiale turbulente vannstrømmer.

De to settene med rette furer på den begravde flaten indikerer at isstrømmer med ulik orientering har vært aktiv på ulike tidspunkt (Clark, 1993). Kryssende mega-skala glasiiale lineasjoner er tidligere observert langs kysten av Nord Norge (Ottesen et al., 2008).

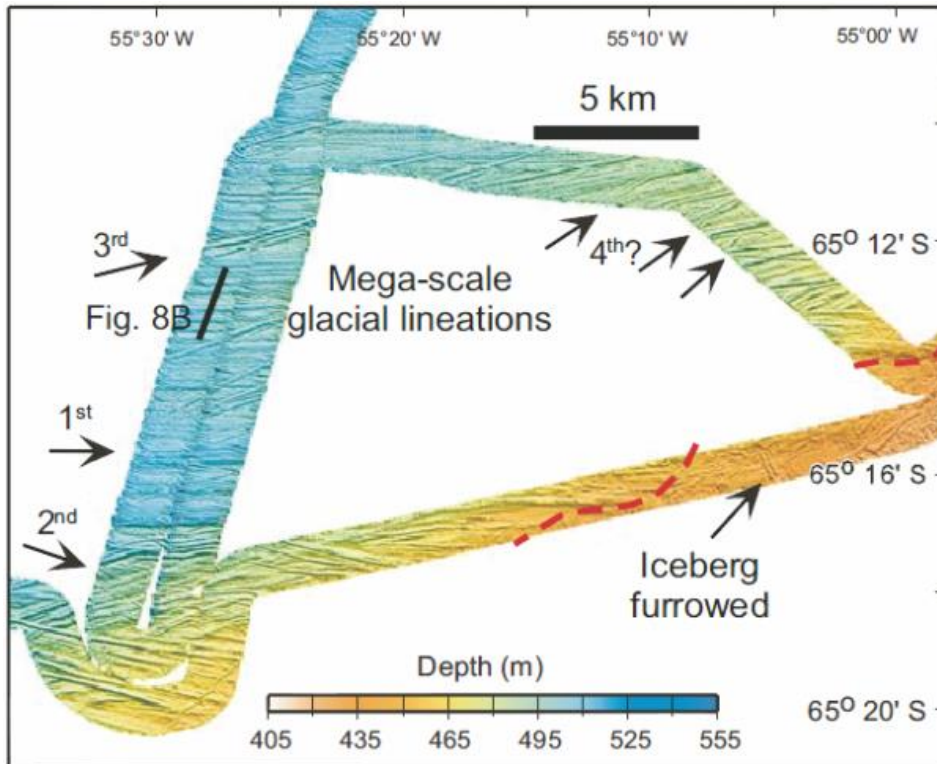
King et al. (2009) presenterte radardata som viste mega-skala glasiiale lineasjoner under en isstrøm i vest Antarktis (Fig.3.3.16). De fant klare likheter mellom mega-skala glasiiale lineasjoner under isstrømmen og mega skala glasiiale lineasjoner som er tolket til å være et resultat av paleo-isstrømmer, og konkluderer med at langstrakte lineasjoner er karakteristisk for raskt strømmende is.



Figur 3.3.16: Radarprofil av mega-skala glasiiale lineasjoner under en aktiv isstrøm. Figur modifisert fra King et al. (2009).

Andre paralleller en kan se mellom Antarktis og Barentshavet er at det også i Antarktis er funnet flere strømningssett av mega-skala glasiiale lineasjoner som er orientert i ulike retninger (Fig.3.3.17).

3. Resultater



Figur 3.3.17: Robertson trauet i Antarktis som har 4 sett med lineasjoner som alle har ulik orientering. Figur fra Heroy og Anderson (2005).

3.4 Depresjoner og rygger på begravd flate i ST0828

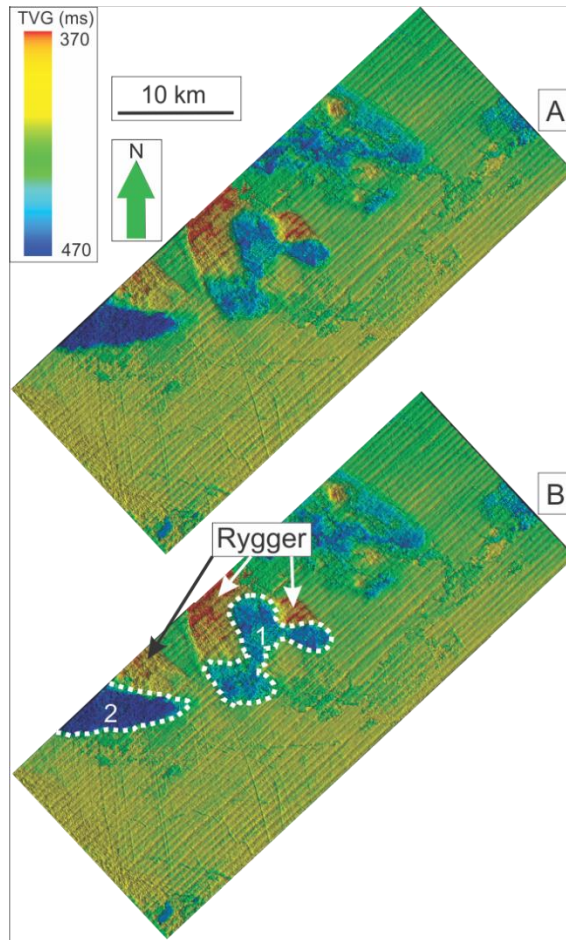
3.4.1 Beskrivelse av depresjoner og rygger på begravd flate

På den begravde flaten i 3D datasett ST0828 er det observert store depresjoner og store rygger like nord-nordvest for disse (Fig.3.4.1). Nord-nordøst for depresjonen og ryggene er det observert flere depresjoner, disse er ikke omtalt i dette studiet.

Depresjon 1 opptrer som en stor sammenhengende depresjon med form som 3 sammensatte ellipser. Depresjon 2 har form som en trekant der den opptrer i sørvestlige utkant av ST0828.

Like nord-nordvest for disse depresjonene er det avsatt store ryggformer/sedimentakkumulasjoner. Disse har en form og størrelse som er lik depresjonene, men siden flere av ryggene fortsetter ut av datasettet er vanskelig å fastslå formlikheten med sikkerhet. En av ryggene som opptrer i sin helhet innenfor 3D datasettet har samme form som depresjonen den ligger ved siden av. Ryggene ligger tett inntil depresjonene slik at ryggene stiger opp direkte fra enden av depresjonene (Fig.3.4.1).

3. Resultater



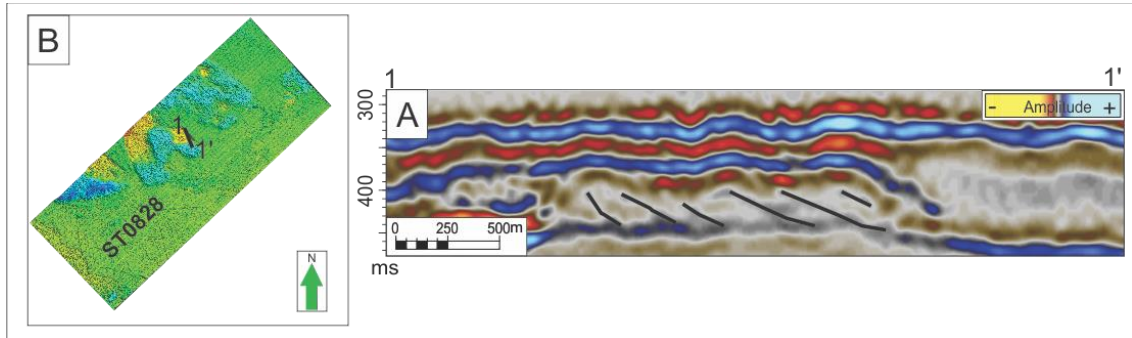
Figur 3.4.1A: Skygge-relieffkart av den begravde flaten i 3D datasett ST0828. **B.** Samme flate som i A, men med tolkning. Hvide stiplede linjer indikerer depresjoner. 1 = Depresjon 1, 2 = Depresjon 2. Ryggerne er indikert med svarte og hvite piler. Ryggen som er lokalisert lengst mot øst er den eneste av ryggene der formen kan fastslåes med sikkerhet.

Depresjon 1 strekker seg lateralt over et område på ca 38.5 km², og det dypeste punktet i depresjonen er ca 55 meter dypt. Depresjon 2 strekker seg lateralt over et område på ca 22.5 km², men depresjonen kan være større da det ser ut til at den fortsetter ut av datasettet. Det dypeste punktet i denne depresjonen er ca 65 m dypt.

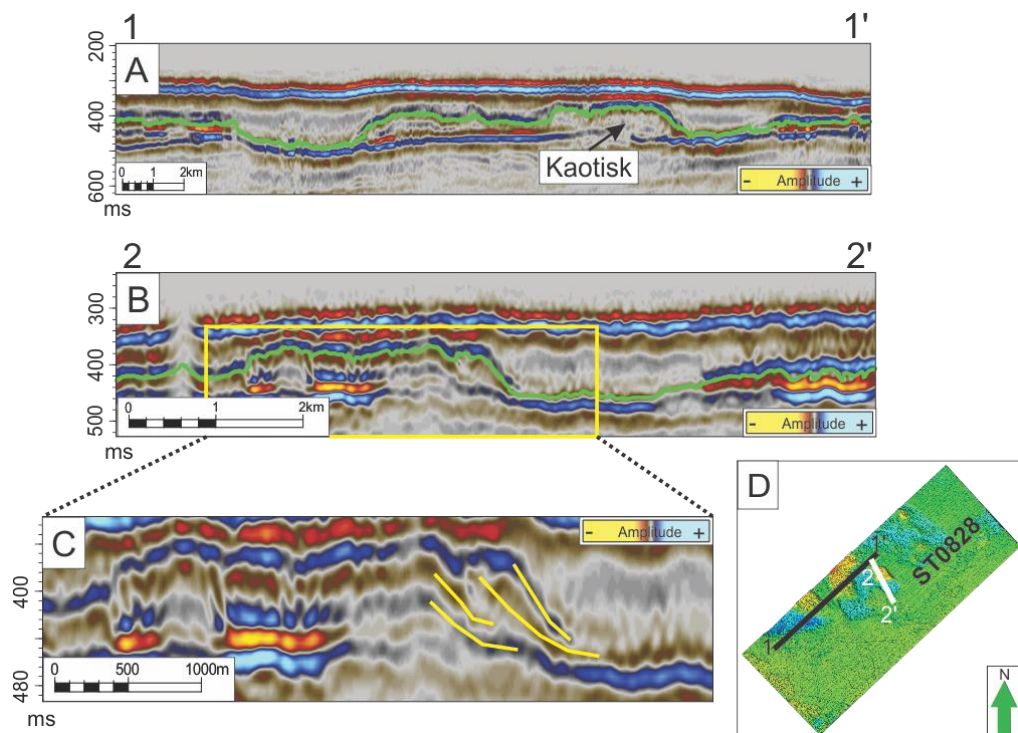
Ryggerne nord-nordvest for depresjon 1 har en lateral utstrekning på ca 34 km², men de kan dekke et større område da ryggene fortsetter ut av datasettet. Det høyeste punktet på disse ryggene er ca 40 m. Ryggen nord for depresjon 2 strekker seg lateralt over et område som er ca 12 km², men også denne dekker nok et større område fordi den fortsetter ut av datasettet. Det høyeste punktet på denne ryggen er ca 33 m.

3. Resultater

Om den tolkede begravede flaten benyttes som referansepunkt illustrerer seismiske profil at depresjonene er tydelige forsenkninger, og ryggene tydelige forhøyninger. Refleksjonen på toppen av ryggen faller ned i depresjonene før den forsvinner. Seismiske profil indikerer også at ryggene stedvis har en intern struktur med skråstilte lag, og at de stedvis er karakterisert av kaotisk refleksjonsmønster (Fig3.4.2 & Fig.3.4.3).



Figur 3.4.2A: Seismisk profil som viser skråstilte lag internt i ryggene. Svarte linjer viser tolkning av de skråstilte lagene. **B.** Svart linje indikerer lokaliseringen til A.



Figur 3.4.3A: Seismisk profil av depresjonene og ryggene. Kaotisk seismisk karakter internt i ryggene er påvist. Grønn linje angir tolkningen av horisonten. **B.** Seismisk profil av en depresjon og ryggen like nord-nordvest for denne. Grønn linje angir tolkningen av horisonten. Gul firkant indikerer lokaliseringen til C. **C.** Detaljutsnitt av B. Gule linjer viser de skråstilte refleksjonene intern i ryggen. **D.** Svart linje indikerer lokaliseringen til A, hvit linje indikerer lokaliseringen til B.

3.4.2 Tolkning av depresjoner og rygger på begravd flate

Depresjonene og ryggene på den begravde flaten i ST0828 er tolket til å være "hill-hole pairs". Et "hill-hole pair" er en karakteristisk landform som består av en adskilt haug av is-flyttet materiale, like nedstrøms fra en kilde-depresjon (Sættem, 1990). Haugen og depresjonen har samme størrelse og form og befinner seg vanligvis rett ved siden av hverandre, selv om det forekommer at de ligger opp til 5 km fra hverandre (Aber et al., 1989).

Typisk størrelse for slike hauger med tilhørende depresjoner varierer mellom 1 km² til 100 km², og ofte kan mange "hill-hole pair" med ulik størrelse opptre nært hverandre. Høyden kan variere mellom 30 m og 200 m, selv om unntak fra disse verdiene er kjent (Aber et al., 1989).

Aber et al. (1989) lister fire punkter som gjerne kjennetegner "hill-hole pair":

- a) En bueformet eller halvmåneformet haug, konveks i nedstrøms retning.
- b) Flere sub parallelle, smale rygger som følger den bueformete trenden til haugen.
- c) Asymmetrisk profil, med brattere gradient på nedstrøms side av haugen.
- d) En depresjon på oppstrøms side av haugen som dekker et område som er nesten like stort som haugen.

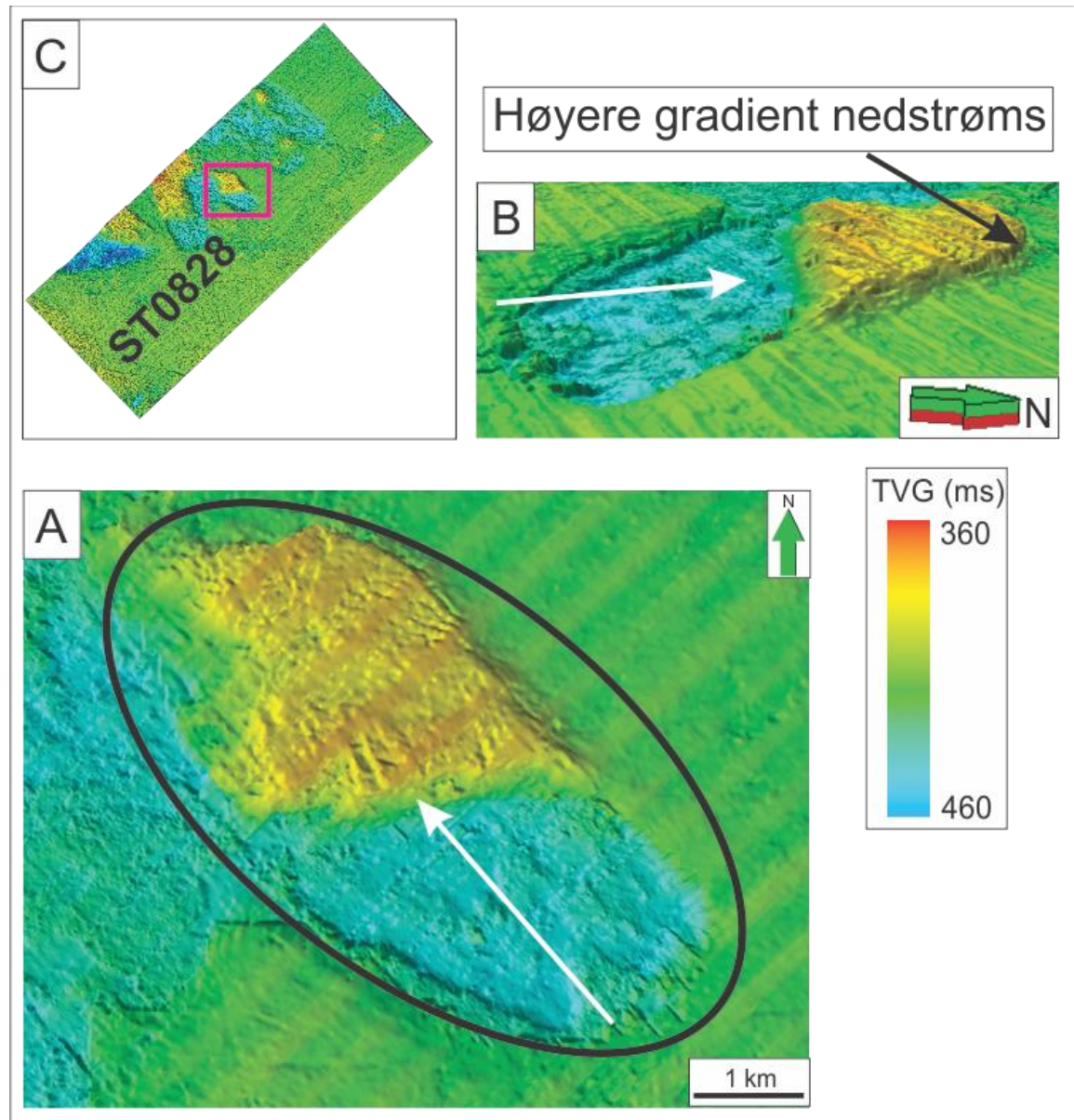
Det poengteres imidlertid at på grunn av modifisering av senere glasiøse og ikke-glasiøse prosesser så er det ikke sikkert at en finner alle de fire karakteristiske trekkene.

Om resultatene i dette studiet skal vurderes i henhold til disse fire punktene, må en foreta nærmere studier av depresjonen og ryggen som befinner seg lengst mot øst i det som tidligere er omtalt som depresjon 1 (Fig.3.4.1), fordi dette er det eneste "hill-hole pair" settet der en kan se både hele haugen og hele depresjonen.

Denne østlige delen av depresjon 1 har en utstrekning på ca 7.2 km² og har en gjennomsnittlig dybde på ca 50 m, som gir et volum på omtrent 0,36 km³. Ryggen strekker seg over et område på ca 8.1 km² og har en gjennomsnittlig høyde på ca 35 m, som gir et volum på omtrent 0,28 km³. Dette viser at ryggen har et noe mindre volum enn depresjonen, noe som kan skyldes modifiseringer (erosjon) eller feil i målinger. Haugen er også brattere på nedstrøms side (Fig.3.4.4B). I forhold til å kunne identifisere

3. Resultater

smale rygger som ligger vinkelrett på strømningsretningen så er dette vanskelig å si noe om på grunn av mye støy. Men i seismisk profil er det observert skråstilte lag internt i haugene, som er tolket til å være skyveforkastninger. Disse skyveforkastningene kan gi rygger som går vinkelrett på strømningsretningen. Aber et al. (1989) gir et eksempel på et "hill-hole pair" fra Canada, der de peker på rygger som mest sannsynlig består av imbrikerte skyveforkastninger.



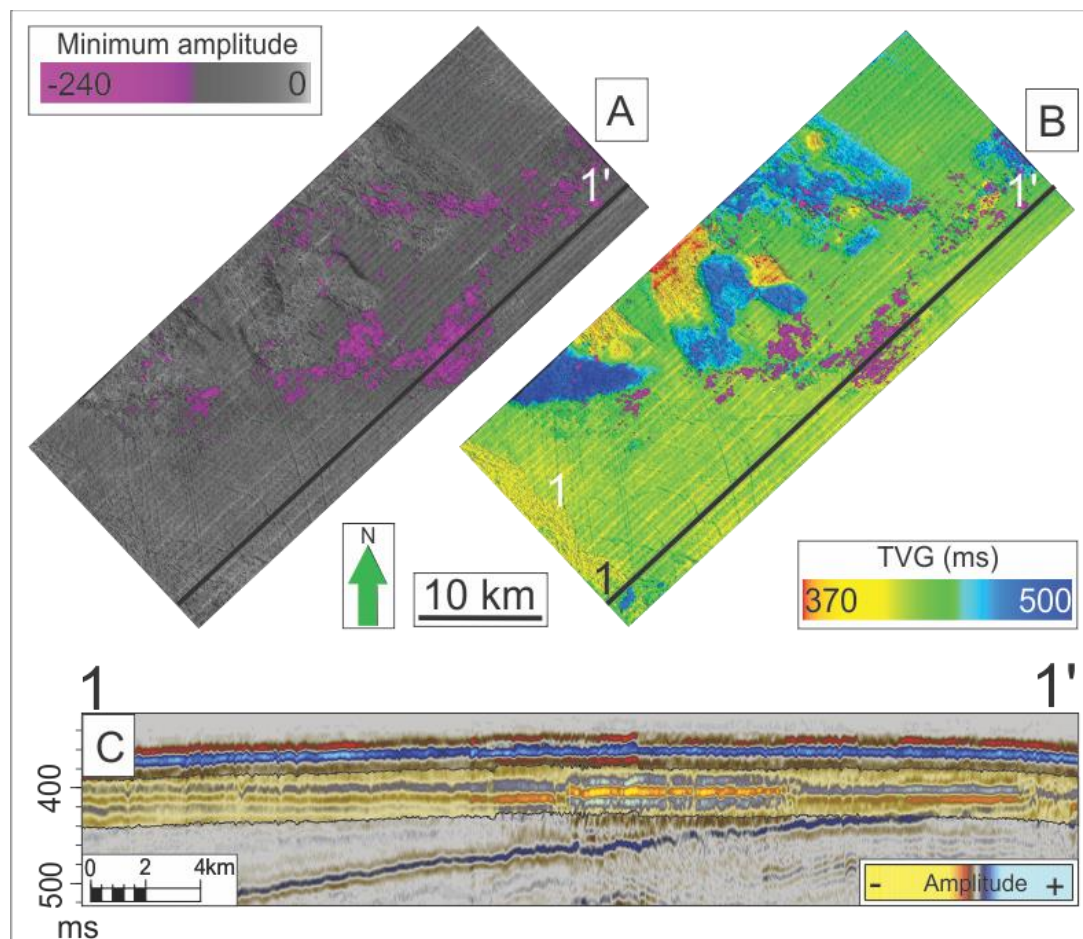
Figur 3.4.4A: Skygge-relieffkart som viser "hill-hole pair". Størrelsen på depresjonen er lik størrelsen på haugen. Svart ellipse omkranser depresjonen og haugen det fokuseres på. Hvit pil indikerer antatt retning for isstrømmen. **B.** Samme "hill-hole pair" som vises i A. Figuren indikerer at gradienten er brattere på nedstrøms side enn oppstrøms. Hvit pil indikerer retning for isstrømmen, indikert ut fra oppstrøms MSGL. **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

3.5 Seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder

I 3D datasett ST0828 er det observert refleksjons-segment i den glasiale lagpakken med anomalt høye amplituder. Disse vil bli beskrevet og tolket i de neste punktene.

3.5.1 Beskrivelse av seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder

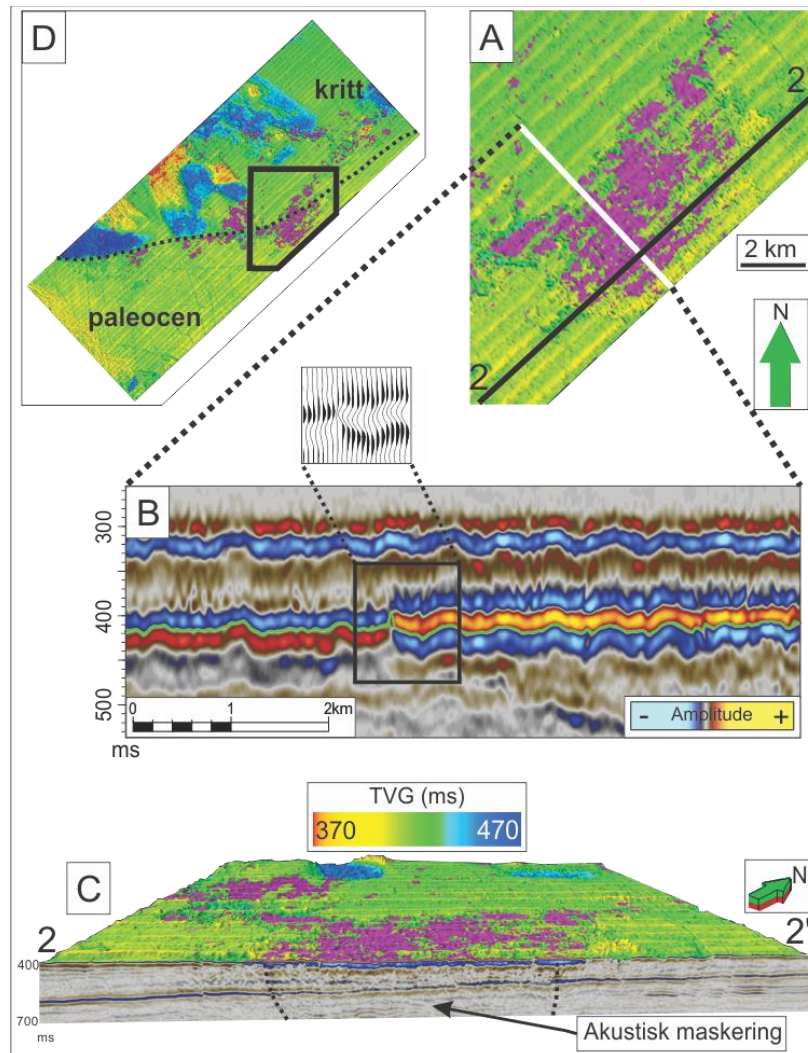
Seismiske refleksjons-segment med anomalt høye amplituder opptrer noen steder som store ansamlinger og andre steder som mindre ansamlinger. Ved å benytte 3D seismisk volum-attributt minimum amplitude kan en se at den klart største ansamlingen av disse høye amplitudene befinner seg sentralt mot øst i 3D datasett ST0828. I tillegg til denne store ansamlingen av høye amplituder kan en se at det er flere mindre ansamlinger mot nord i 3D datasettet, og vest-sørvest for den store ansamlingen (Fig.3.5.1).



Figur 3.5.1A: Minimum amplitude kart for volumet 50-150 ms under havbunnen. Svart linje indikerer lokaliseringen til C. **B.** Skygge-relieffkart av den begravde flaten drapert med minimum amplitude kart fra A. Svart linje indikerer lokaliseringen til C. **C.** Seismisk profil som viser volumet 50-150 ms under havbunnen, indikert med gul transparent sone.

3. Resultater

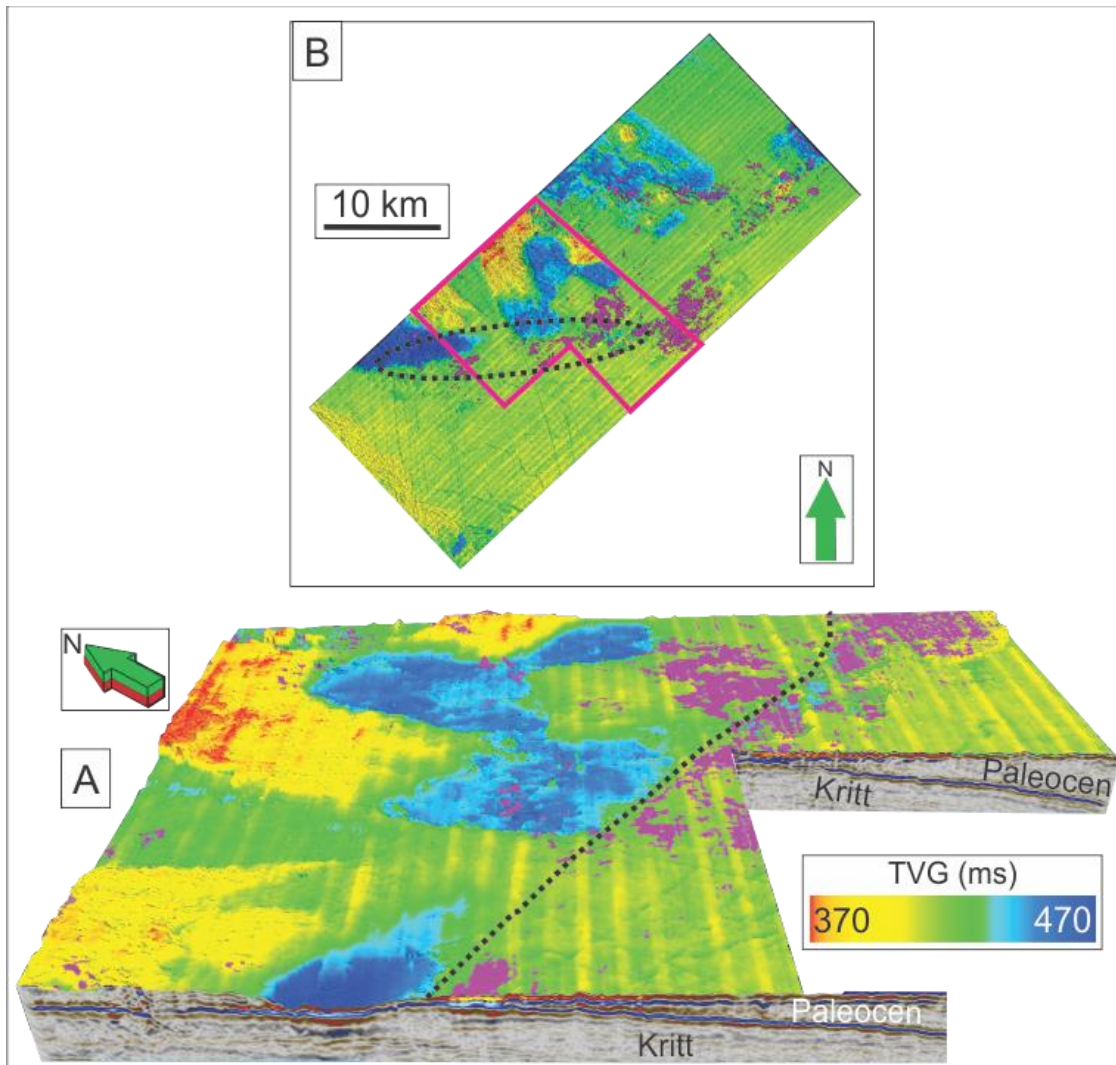
Den største ansamlingen av høye amplituder strekker seg lateralt over et område som er ca 44 km² (Fig.3.5.1B), og seismisk profil viser at polariteten til refleksjonen er fase-reversert sammenlignet med havbunnsrefleksjonen (Fig.3.5.1C). I tillegg observeres det også en brå fase-reversering langs refleksjonen (Fig.3.5.2B), og akustisk maskering av refleksjonene som ligger under disse høy-amplitude segmentene (Fig. 3.5.2C).



Figur 3.5.2A: Skygge-relieffkart drapert med minimum amplitude-kart. Lilla angir den store ansamlingen av refleksjoner med anomal høye amplituder. Hvit linje indikerer lokaliseringen til B. Svart linje indikerer lokaliseringen til profilet i C. **B.** Seismisk profil som viser refleksjonssegment med høy amplitudene som har negativ polaritet. Svart firkant indikerer området der refleksjonen er fase-reversert (se de seismiske trasene som tilhører området inni firkanten). Grønn linje angir tolkningen av horisonten. **C.** 3D figur som viser skygge-relieffkart drapert med negativ amplitude-kart. Det seismiske profilet viser akustisk maskering under de høye negative refleksjonssegmentene. **D.** Svart polygon indikerer lokaliseringen til A. Svart stiptet linje indikerer grensen mellom de underliggende bergartene fra kritt og paleocen. Kritt ligger nordvest for grensen og paleocen ligger sørøst for grensen.

3. Resultater

Refleksjonssegment med høye negative amplituder lokalisert vest-sørvest for den store ansamlingen av høye amplituder, synes å ligge langs en linje som strekker seg vest-sørvest (Fig.3.5.3A). Seismisk profil viser at disse høy-amplitude refleksjonssegmentene ligger på grensen mellom kritt og paleocen avsetninger, der disse blir trunkert av den glasiere lagpakken (Fig.3.5.3A), (se punkt 3.6 for alders-korrelering av refleksjonene og kronologi i studieområdet).



Figur 3.5.3A: Skygge-relieffkart sett fra sørvest, drapert med negativ amplitude-kart (lilla). De seismiske profilene viser at disse høy-amplitude refleksjonssegmentene ligger der kritt og paleocen er trunkert av den glasiere lagpakken. **B.** Skygge-relieffkart drapert med negativ amplitude-kart. Svart stiptet ellipse viser trenden til refleksjonssegmentene med høye amplituder som strekker seg mot vest-sørvest. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A.

3.5.2 Tolkning av seismiske refleksjonssegment med anomalt høye amplituder

De seismiske refleksjonssegmentene med anomalt høye amplituder er tolket til å være ansamlinger av grunn gass i de glasiale sedimentene. Opptreden av fri gass i sedimentenes porerom vil gi en drastisk reduksjon av P-bølgehastighet og kunne forårsake en refleksjon med anomalt høy amplitude fra toppen av gassen. Denne refleksjonen vil ofte ha en negativ refleksjonskoeffisient, og ha motsatt polaritet i forhold til havbunnen (havbunnen vil oftest ha en positiv refleksjonskoeffisient) (Andreassen et al., 2007,a).

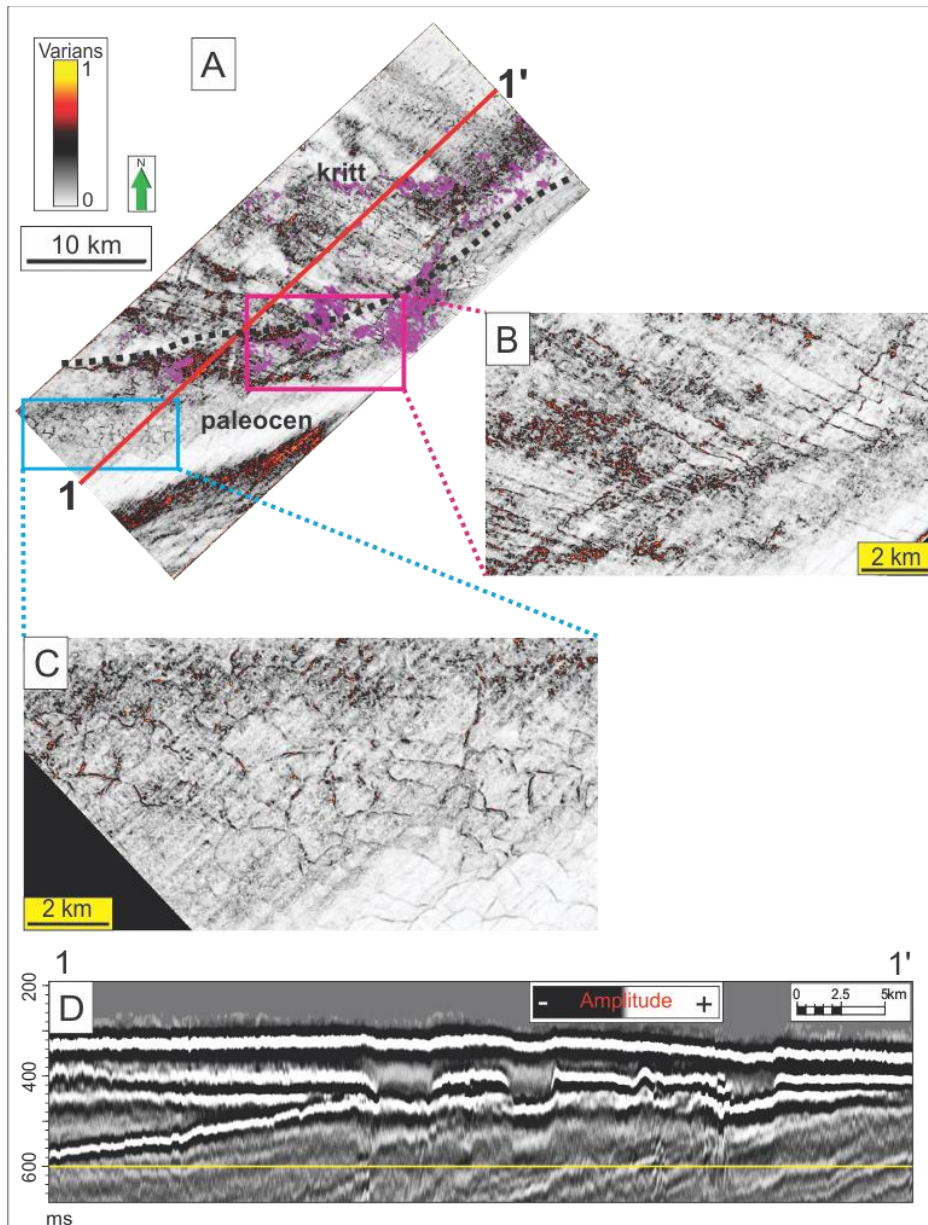
Grunne gass ansamlinger er et vanlig fenomen, blant annet i Nordsjøen der det er vanlig å finne grunn gass mellom 100 m-900 m under havbunnen (Brooke et al., 1995). Glasiale sand avsetninger er ideelle feller for gass da de ofte er forseglet av overliggende glasimarin leire (Gallagher et al., 1989).

Den akustiske maskeringen som er observert under den store ansamlingen av høye amplituder (Fig.3.5.2) er et område med lav reflektivitet eller forstyrrede seismiske refleksjoner. Kombinasjonen av akustisk maskering og fase-reverserte refleksjonssegment med anomalt høye amplituder kan indikere forekomst av fri gass i sedimentenes porerom (Andreassen et al., 2007,a).

De grunne gass-akkumulasjonene som er indikert kan være et resultat av gass som har migrert opp fra en dypere kilde. Påvist gass i et reservoar ved 2913 m dybde i brønn 7226/11-1 (Statoil, 1988) dokumenterer at det er en hydrokarbon-kilde til stede. Grunne gassansamlinger som en følge av migrasjon av gass fra en dypere kilde er beskrevet av flere (Heggland, 1997, Heggland, 1998), og grunn gass finnes ofte over kjente hydrokarbon kilder (Sales, 1993). For at hydrokarbonene skal kunne migrere opp fra et dypere nivå så må det være mulige migrasjonsruter de kan følge. Slike migrasjonsruter ("seal bypass systems") er av Cartwright et al. (2007) beskrevet som geologiske enheter som fremmer fluidmigrasjon på tvers av lagrekkene. De definerer tre ulike grupper med migrasjonsruter som består av 1) forkastninger, 2) intrusjoner og 3) piper. Det er observert et tett mønster av forkastninger som er orientert sørøst-nordvest i de konsoliderte sedimentene under URU (Fig.3.5.4B), noe som kan ha forenklet

3. Resultater

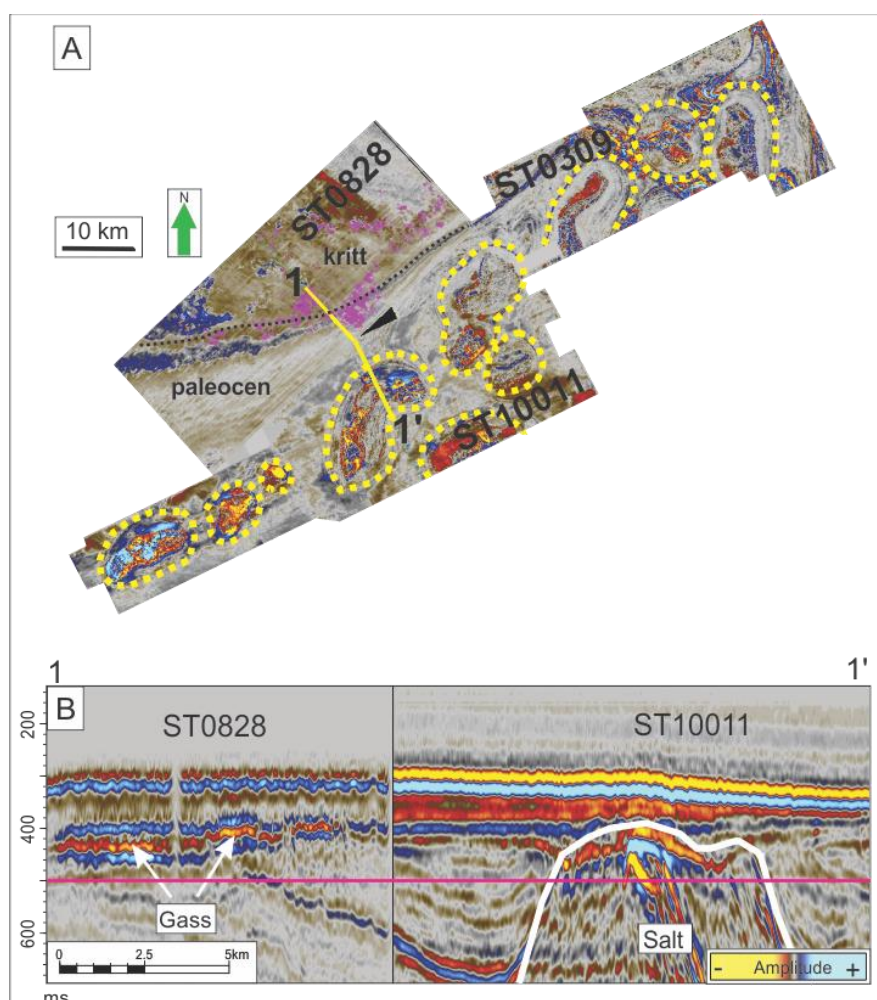
hydrokarbonenes migrasjon fra dypere formasjoner opp til de glasiale sedimentene. Det er også observert polygonale forkastninger (3.5.4C). Polygonale forkastninger er relatert til tidlig konsolidering av finkornede sedimenter og avanning (Cartwright et al., 2007, Cartwright et al., 2003), og deres forkastningsplan kan transportere fluider (Cartwright et al., 2007).



Figur 3.5.4A: Tidsflate ved 600 ms fra varians-volumattributt som viser forkastninger under URU nivå. Lilla områder indikerer områder med anomal høye amplituder tolket til å være gass. Svart stiplet linje angir bergartsgrensen mellom kritt og paleocen. Lilla polygon angir lokaliseringen til B, blått polygon angir lokaliseringen til C, rød linje angir lokalisering til profilen i D. **B.** Detaljutsnitt fra A som viser sørøst-nordvest orienterte forkastninger. **C.** Detaljutsnitt fra A som viser polygonale forkastninger. **D.** Seismisk profil som viser forkastningene. Gul linje indikerer tidsflaten ved 600 ms som er vist i A.

3. Resultater

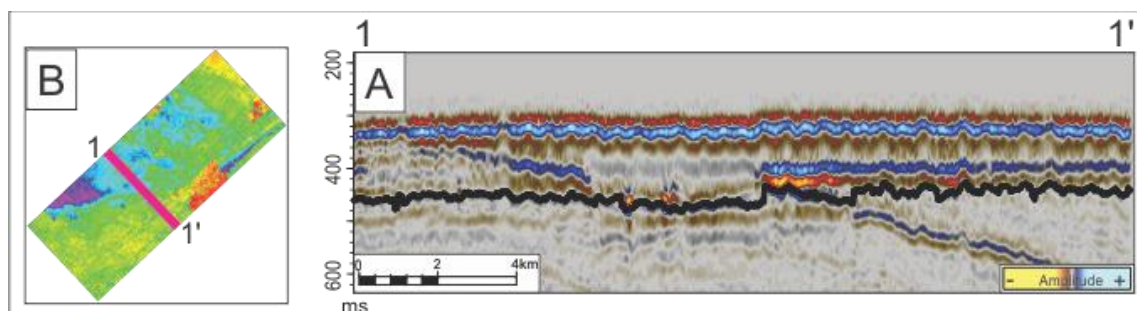
Om et reservoar er i direkte kontakt med en forkastning kan det potensielt føre til at store mengder fluider forsvinner fra reservoaret (Cartwright et al., 2007). Det er også observert intrusjoner som kan være av betydning for fluidmigrasjon. I studieområdet finnes det intrusjoner i form av saltdiapirer (Fig.3.5.5) som ble dannet under midt-sen eocen (Knutsen og Larsen, 1997). Saltet i Barentshavet ble avsatt fra sen karbon til tidlig perm (Ronnevik et al., 1982). En saltdiapir kan deformere og føre til stor grad av oppsprekking av en eventuell forsegling. Dette fører til økt permeabilitet der forseglingen er i kontakt med saltdiapiren, og dermed øker sjansen for at fluider kan migrere bort fra reservoaret (Cartwright et al., 2007).



Figur 3.5.5A: Tidsflate ved 500 ms. Lilla områder i ST0828 indikerer områder med anomalt høye amplituder tolket til å være gass. Svart stiplet linje angir bergartsgrensen mellom kritt og paleocen Gule stiplede sirkler angir saltdiapirer i studieområdet. **B.** Sammensatt linje som viser en saltdiapir i seismisk profil. Gass kan ha migrert opp langs saltet og deretter fulgt laggrensen mellom kritt og paleocen (hvite stiplede linje) og videre til den glasielle laggpakken. Hvite piler angir gassansamlinger. Lilla linje angir lokaliseringen til tidsflaten i A.

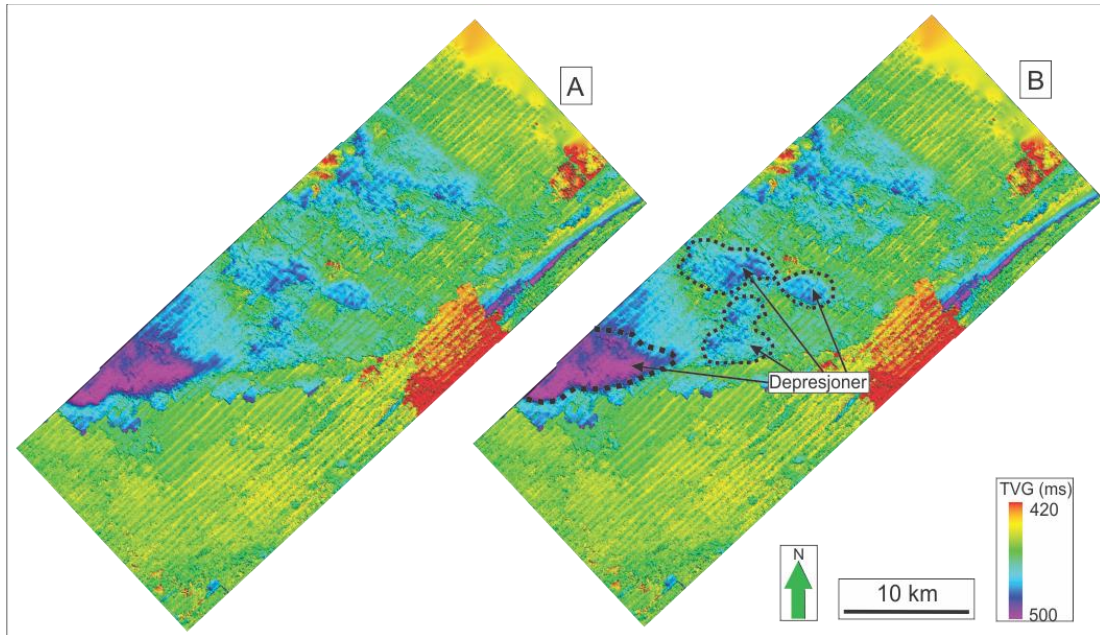
3.6 URU

Den øvre regionale inkonformitet (URU) skiller de glasiiale sedimentene fra de underliggende sedimentære bergartene (Solheim og Kristoffersen, 1984). URU er tolket ut i 3D datasett ST0828 (Fig.3.6.1), og depresjonene som er beskrevet og tolket i kapittel 3.4 kan også sees på denne flaten (Fig.3.6.2). I tillegg observeres det at det er tegn på erosjon nord-nordøst for depresjonene som er indikert i figur 3.6.2. Erosjonssporene nord-nordøst i studieområdet er ikke nærmere omtalt i dette studiet. Skygge-relieffkartet av URU viser ingen lineasjoner, men om en bruker RMS-amplitude attributten så kan det observeres lineasjoner som er orientert sørøst-nordvest (Fig.3.6.3). Lineasjonene opptrer bare i et avgrenset område, slik at det er vanskelig å tolke hva de representerer. Nordøst for 3D datasett ST028 har Winsborrow et al. (2010) funnet lineasjoner på URU som de tolket til å være mega-skala glasiiale lineasjoner (Fig.3.6.4; strømningssett 18). De mega-skala glasiiale lineasjonene beskrevet av Winsborrow et al. (2010) har lik orientering (sørøst-nordvest) som lineasjonene observert på URU i dette studiet. På bakgrunn av dette kan det indikeres at lineasjonene er mega-skala glasiiale lineasjoner, som trolig kan relateres til strømningssett 18 (Fig.3.6.4).

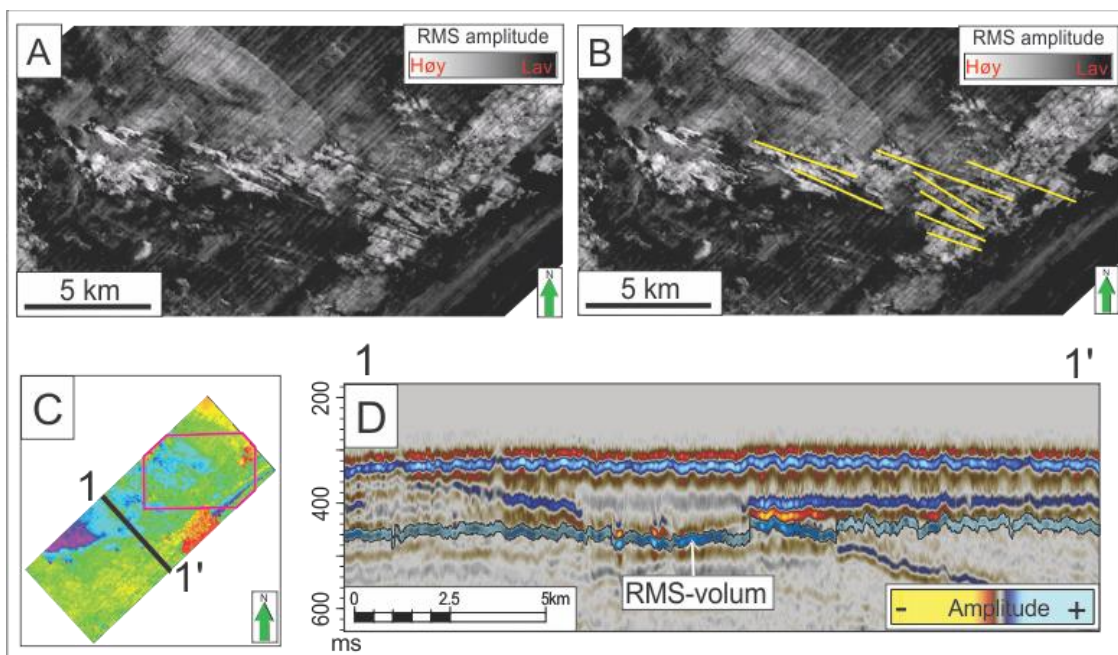


Figur 3.6.1A: Seismisk profil som viser tolkningen av URU (svart linje) i 3D datasett ST0828. **B.** Lilla linje viser lokaliseringen til A.

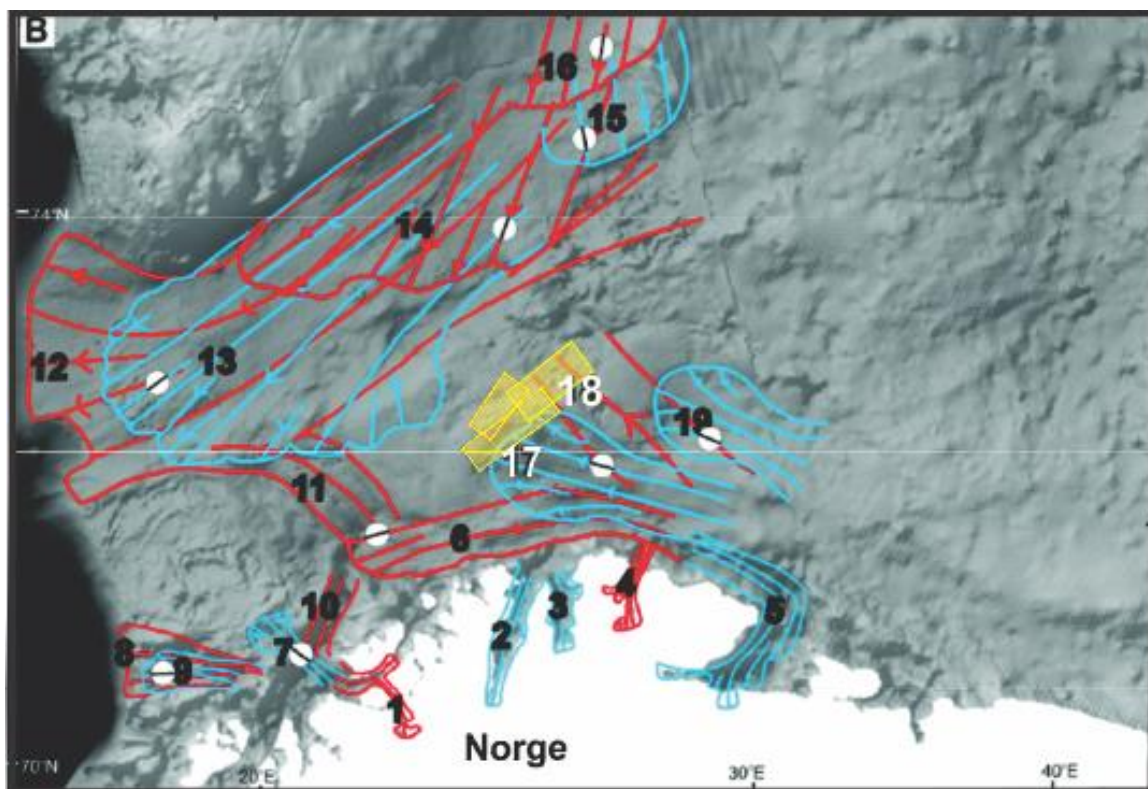
3. Resultater



Figur 3.6.2A: Skygge-relieffkart som viser URU i 3D datasett ST0828. **B.** Samme kart som i A med depresjonene indikert.



Figur 3.6.3A: Detaljutsnitt av URU. RMS amplitudekart i volumet ± 10 ms i forhold til URU som viser linesjoner med orienteringen sørøst-nordvest. **B.** Samme kart som i A, men viser tolkning av linesjonene (gule linjer). **C.** Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A&B. **D.** Seismisk profil som angir volumet (blå transparent) som er benyttet for generering av RMS amplitudekartene.



Figur 3.6.4: Figur som viser 19 ulike strømningssett med mega-skala glasiiale lineasjoner. Strømningssett 18 kan trolig representere lineasjonene funnet på URU i 3D datasett ST0828. Figur modifisert fra Winsborrow et al. (2010).

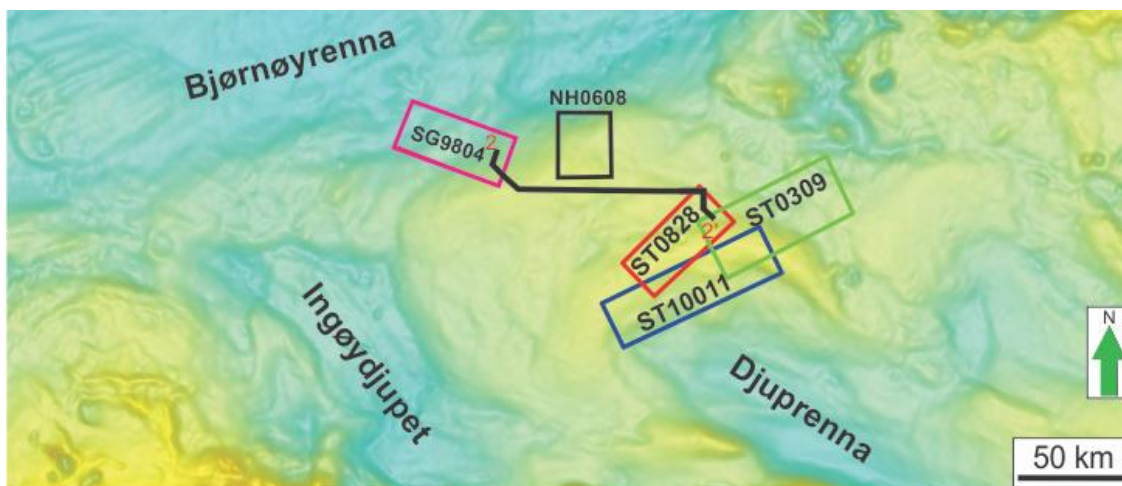
3.7 Kronostratigrafi i studieområdet

For korrelering av reflektorene i den glasiiale lagpakken i studieområdet er det blitt brukt; 1) tidligere arbeid gjort av Rafaelsen et al. (2002) som opprettet en kronostratigrafi for den glasiiale lagpakken i SG9804 basert på 2D seismisk data, brønn logger og grunne borehull-data 2) tidligere arbeid gjort av Rütther et al. (2011) som radiokarbon-daterte ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile (OBSW) (Fig.3.7.6). Denne grunningsonekilen er identifisert i 3D datasett NH0608, og den øvre flaten av OBSW er forsøkt fulgt til 3D datasett ST0828. I tillegg er det benyttet brønndata fra brønn 7226/11-1.

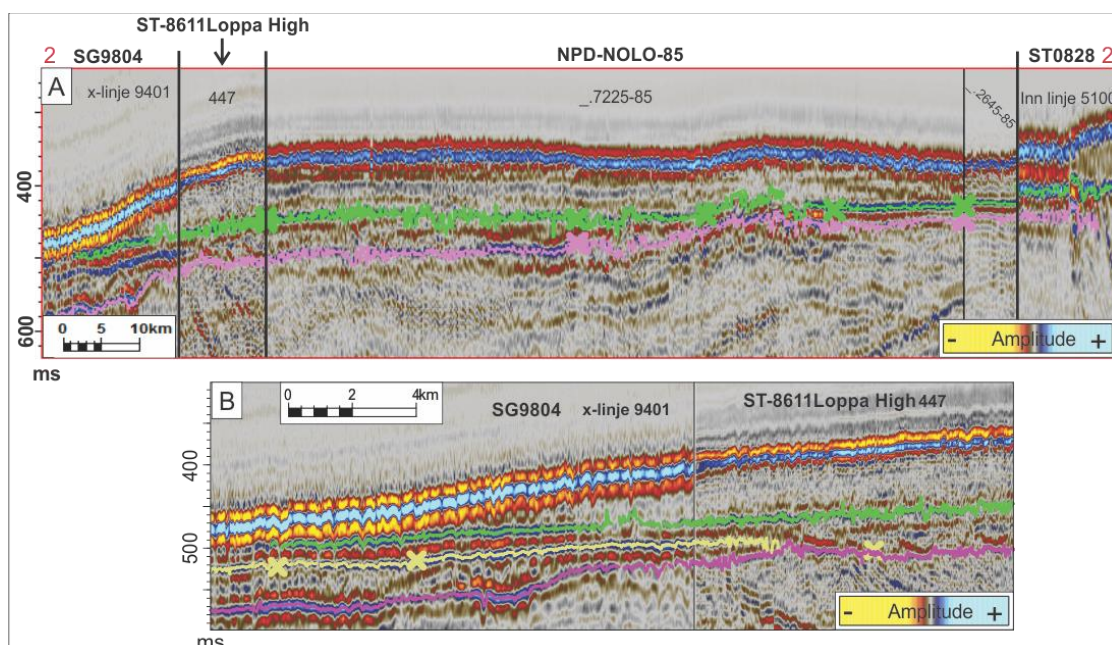
3.7.1 Korrelering via SG9804

Ved bruk av 2D linjer fra de seismiske undersøkelsene NPD-NOLO-85 og ST-8611-Loppa High har det vært mulig å korrelere 3D datasett SG9804 og 3D datasett ST0828 (Fig.3.7.1 & 3.7.2).

3. Resultater



Figur 3.7.1: Svart linje indikerer de sammensatte linjene i fig.3.7.2 som er fulgt fra 3D datasett SG9804 til 3D datasett ST0828. IBCAO er brukt som bakgrunn og modifisert fra Jakobsson et al. (2012).

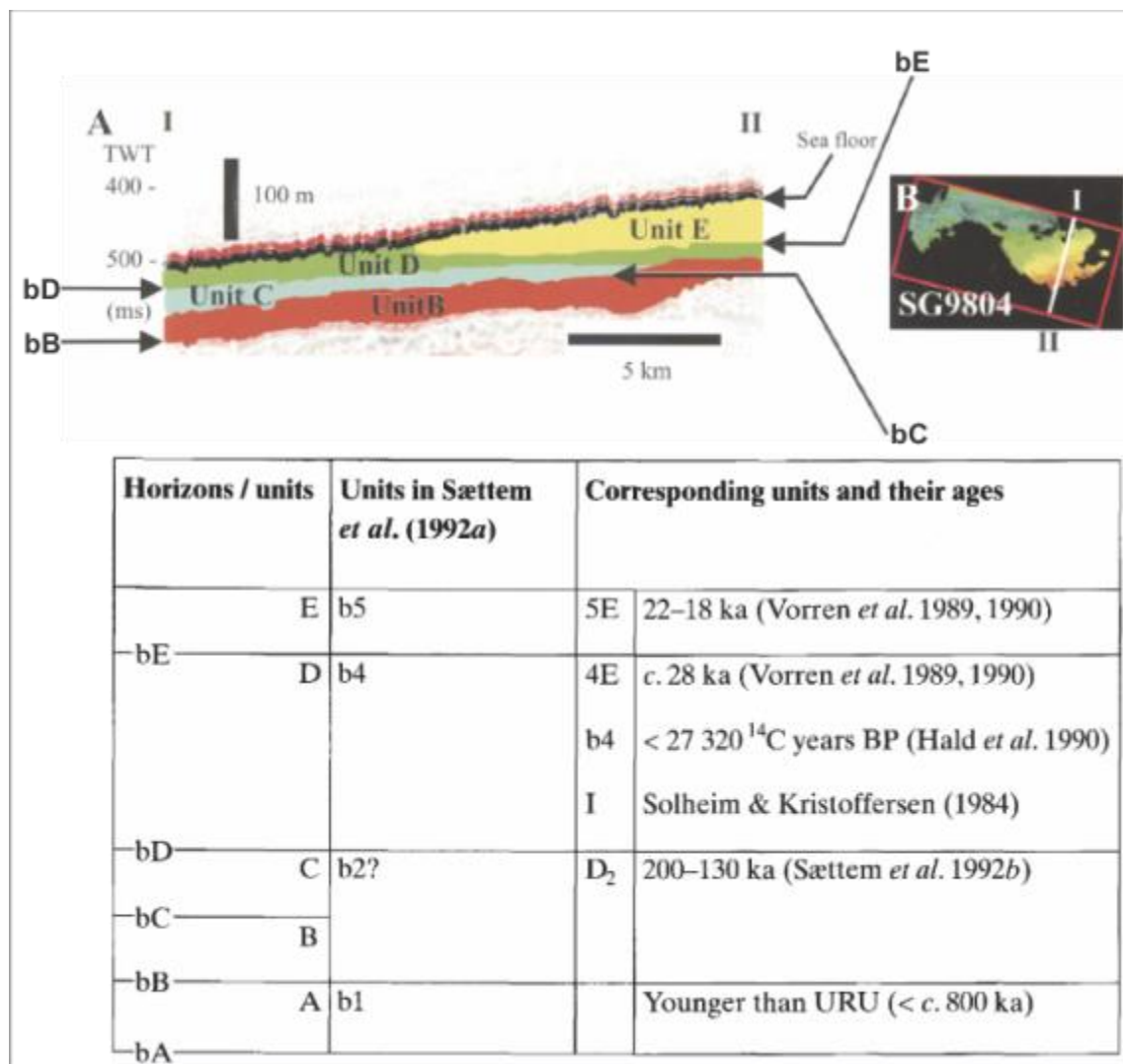


Figur 3.7.2A: Seismisk profil av sammensatte linjer fra SG9804, ST-8611 Loppa High, NP-D-NOLO-85 og ST0828 som viser hvordan korreleringen mellom de ulike 3D datasettene er gjort. Grønn linje angir den begravde flaten omtalt tidligere i denne oppgaven, og den tilsvarer horisont bE fra Rafaelsen et al. (2002). Lilla linje angir øvre regionale inkonformitet (URU). Lokalisering av profilen er vist i figur 3.7.1. **B.** Detaljutsnitt av profilen som viser at horisont bD (gul) sammenfaller med URU (lilla).

I 3D datasett SG9804 identifiserte de fire seismiske horisonter som skilte fem ulike glasiale lagpakker som de har kalt B (yngst) til E (eldst) (Fig.3.7.3). Den eneste horisonten som har vært mulig å følge inn til mitt studieområde er horisonten kalt bE, som skiller mellom de glasiale lagpakkene Unit D- Unit E. Horisont bD er forsøkt fulgt, men denne

3. Resultater

ser ut til å sammenfalle med URU (3.7.2B). Horisont bE fra Rafaelsen et al. (2002) tilsvarer den begravde flaten som er omtalt tidligere i min oppgave.

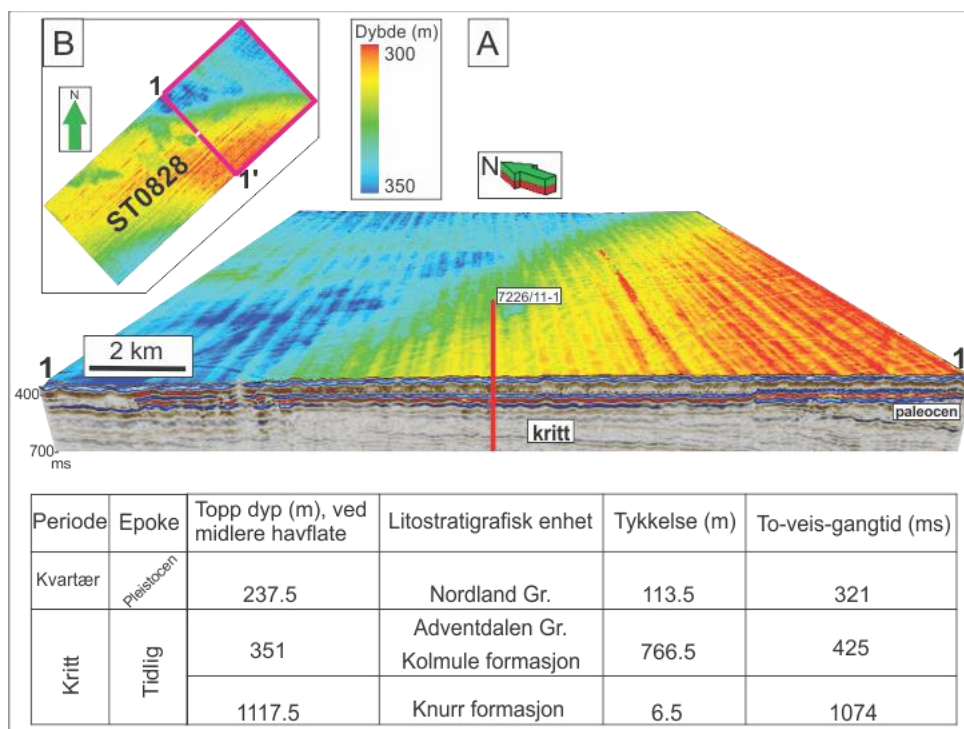


Figur 3.7.3: Viser enhetene og horisontene som er forsøkt fulgt inn til mitt studieområde. Den eneste reflektoren som har vært mulig å følge er horisont bE, som har en alder på 24-22 ka. Figur modifisert fra Rafaelsen et al. (2002).

Rafaelsen et al. (2002) tolket at de ulike seismiske horisontene tilsvarer inkonformiteter som er blitt til under flere ulike glasieringer, og for horisonten som er korrelert inn til 3D datasett ST0828 har de anslått alderen til å være 24-22 ka. På denne horisonten, bE, har de funnet lineasjoner som indikerer at området deres var dekket med is, sannsynligvis en periode som vil tilsvare begynnelsen av LGM I (som inntraff før 22 ka) (Vorren og Laberg, 1996).

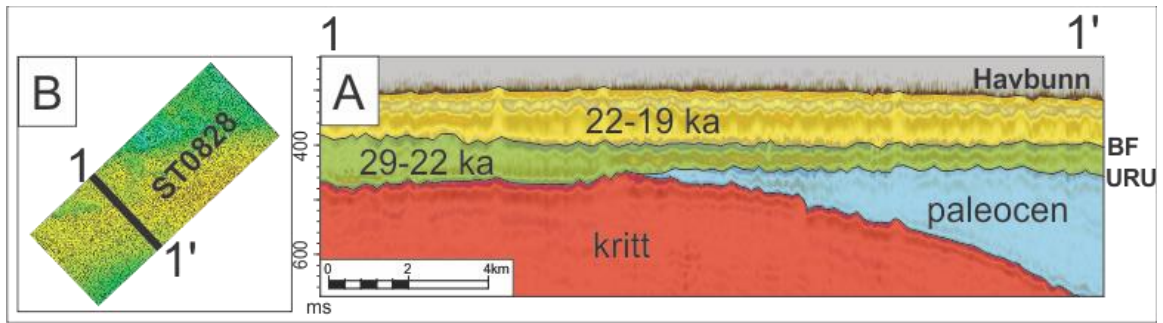
3. Resultater

Lagpakke E som ligger over denne horisonten er av Rafaelsen et al. (2002) tolket til å være avsatt i den isfrie perioden 22-19 ka (Andøya interstadial), som er tiden mellom LGM I og LGM II, og er avsatt i et distalt glasimarint miljø. Fossil dateringer fra Andøya indikerer et høy arktisk klima mellom 22-21 ka og lav til medium arktisk klima mellom 21-19 ka. Skjell dateringer fra Bjørnøyrenna indikerer at mesteparten av Bjørnøyrenna trauret var isfritt under denne interstadialen (Vorren og Laberg, 1996). Vorren og Laberg (1996) rekonstruerte at kysten av Nord-Norge og sørlige deler av Barentshavet var deglasiert rundt 29/27 ka (Arnøya interstadial) (basert på fossildateringer og skjellfragmenter fra Arnøya), og i perioden fra 29/27 ka til LGM I så er det antatt at sedimentene som er eldre enn horisont bE ble avsatt (Fig.3.7.5). Den nedre grensen til denne lagpakken vil i mitt studieområde være URU. Basert på brønndata fra brønn 7226/11-1 og blotningskart fra Henriksen et al. (2011a) (Fig.1.2.1) er det under URU avsetninger fra kritt og paleocen (Fig.3.7.4). Krittavsetningene er identifisert både ved hjelp av brønndata og blotningskartet, og paleocenavsetningene er identifisert ved hjelp av blotningskartet.



Figur 3.7.4A: 3D figur av skygge-relieffkart som viser havbunnen og lokaliseringen til brønn 7226/11-1 sett fra sørvest. Seismisk profil viser at brønnen går gjennom krittavsetninger. Lokaliseringen til A er indikert med lilla polygon i B. B. Lilla polygon indikerer lokaliseringen til A. **Tabell** viser brønndata fra brønn 7226/11-1. Data hentet fra Statoil (1988).

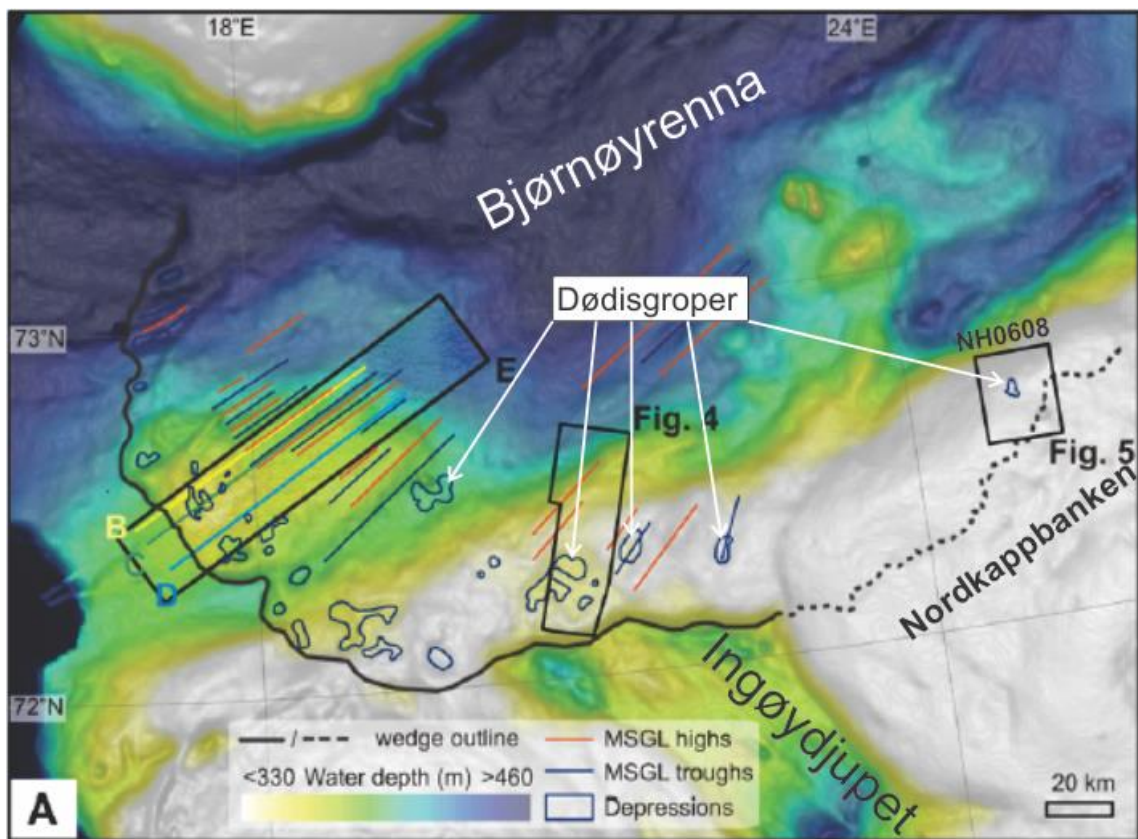
3. Resultater



Figur 3.7.5A: Seismisk profil som viser kronostratigrafien i mitt studieområde, basert på korrelering mot arbeid gjort av Rafaelsen et al. (2002), brønndata fra brønn 7226/11-1 og blotningskart fra Henriksen et al. (2011a). BF = begravd flate, omtalt i denne studien B. Svart linjer indikerer lokaliseringen til A.

3.7.2 Korrelering via NH0608

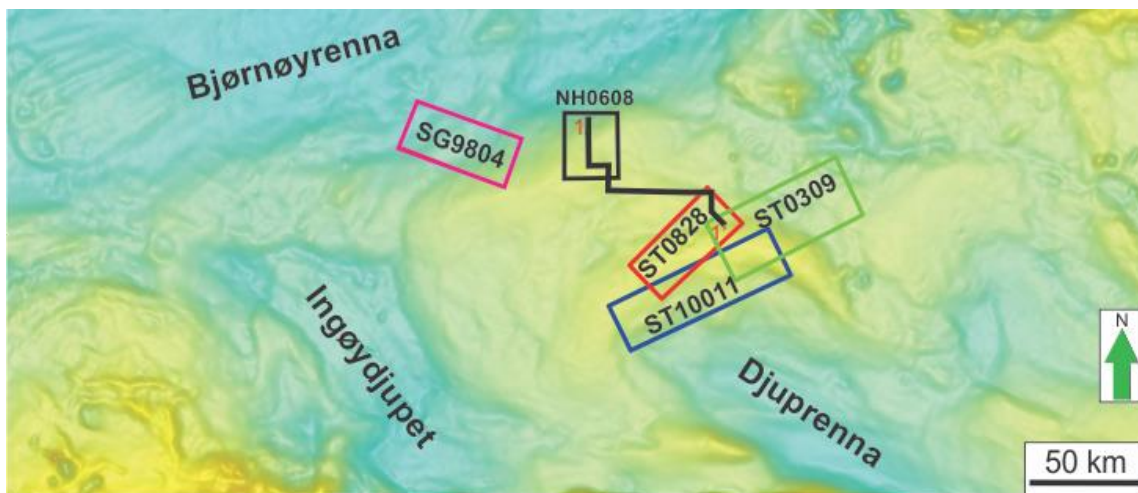
Ved bruk av 2D linjer fra NPD-NOLO-85 har det vært mulig å korrelere 3D datasett NH0608 og 3D datasett ST0828 (Fig 3.7.7 & 3.7.8).



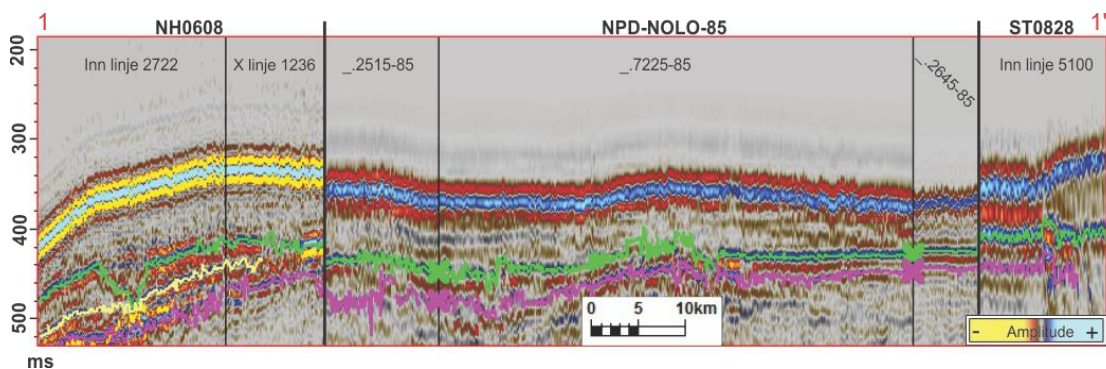
Figur 3.7.6: Ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile (OSW) tolket av Rüther et al. (2011). Svart heltrukket linje indikerer områder der ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile er blottet på havbunnen, svart stiplet linje indikerer områder der ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile er begravd under Nordkappbanken. Blå lukkede linjer indikerer store depresjoner tolket til å være dødisgroper. 3D datasett NH0608 er indikert i figuren. Figur modifisert fra Rüther et al. (2011).

3. Resultater

Rüther et al. (2011) undersøkte ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile (OBSW) som samsvarer med deglasiasjonsteg 2 rekonstruert av (Winsborrow et al., 2010). Store deler av OBSW er blottlagt på havbunnen, men den østlige delen av den er begravd under Nordkappbanken. Tre sedimentkjerner lokalisert like nedstrøms av grunningsonekilen har blitt brukt for å samle inn fossiler som ble radiokarbondatert og senere kalibrert. Resultatene fra datering indikerte en alder på rundt 17.1 – 16.6 kal ka for glasimarine enheter liggende like over subglasiale enheter i sedimentkjernene, og grunningsonekilen ble sannsynligvis avsatt under et fremrykk rundt 17.1 – 16.6 kal ka.



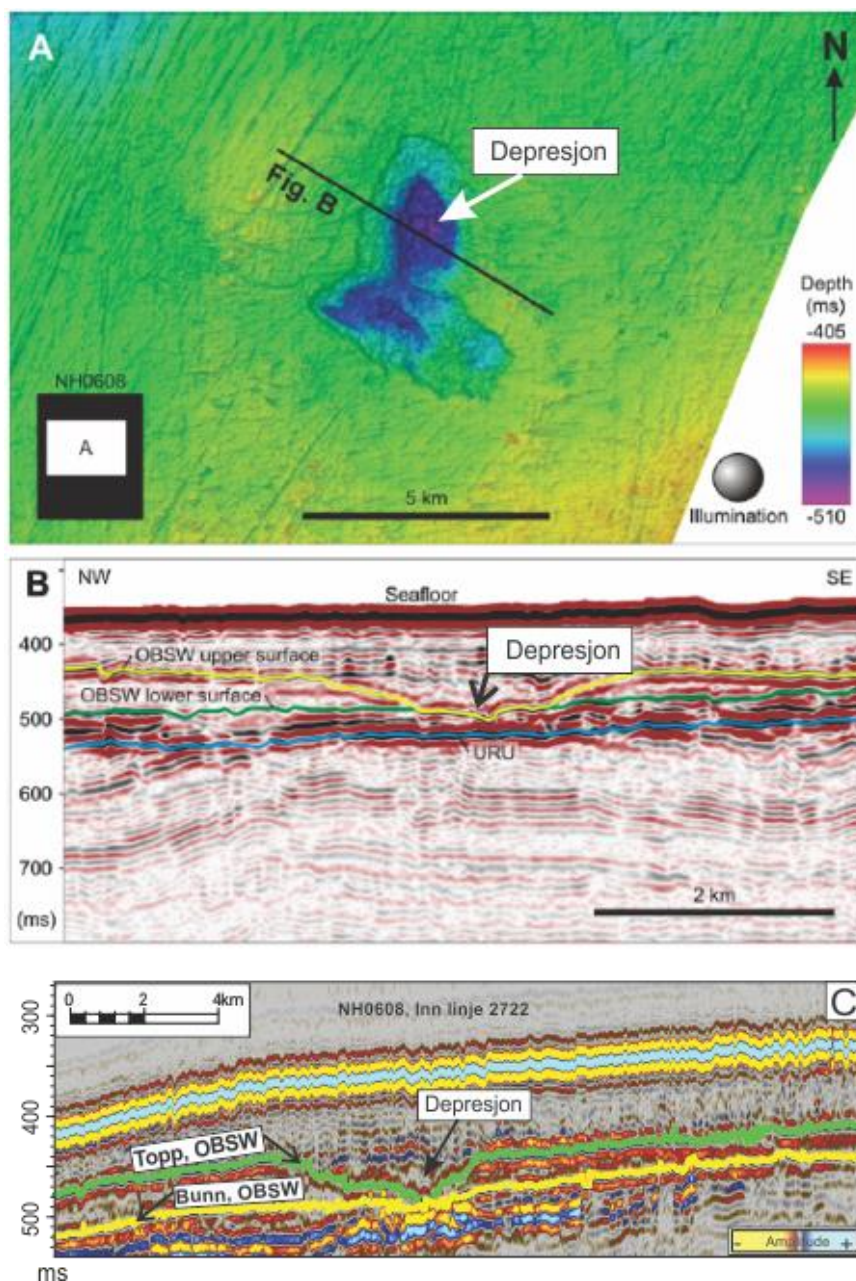
Figur 3.7.7: Svart linje indikerer de sammensatte linjene i figur 3.7.8 som er fulgt fra 3D datasett NH0608 via 2D linjer til 3D datasett ST0828. IBCAO er brukt som bakgrunn og modifisert fra Jakobsson et al. (2012).



Figur 3.7.8: Seismisk profil av sammensatte linjer fra NH0608, NPD-NOLO-85 og ST0828 som viser hvordan korreleringen mellom de ulike 3D datasettene er gjort. Grønn linje angir den begravde flaten omtalt tidligere i oppgaven, og den tilsvarer toppen av ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile (OBSW). Gul linje angir bunnen av OBSW. Lilla linje angir øvre regionale inkonformitet (URU). Lokalisering av profilen er vist i figur 3.7.7.

3. Resultater

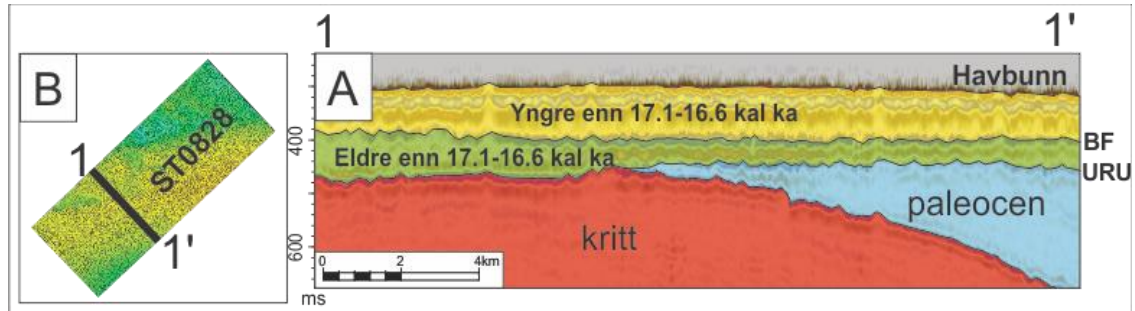
På toppen av ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile er det funnet store depresjoner tolket til å være dødisgroper (Rüther et al., 2011). En av disse depresjonene er brukt som referansepunkt for korrelering mellom 3D datasett NH0608 og ST0828, slik at en med større sikkerhet vet at riktig reflektor er brukt i korreleringen (Fig.3.7.9).



Figur 3.7.9A: Horisonten som tilsvarer topp av ytre Bjørnøyrenna grunningsonekile (OBSW). En stor depresjon er indikert i figuren. **B.** Seismisk profil som viser depresjonen og topp pluss bunn av OBSW. Figur A & B er modifisert fra (Rüther et al., 2011). **C.** Seismisk profil som dokumenterer at topp og bunn av OBSW er lokalisert og brukt for korrelering. Innlinje 2722 fra 3D datasett NH0608 er den samme som er brukt i den sammensatte linjen i figur 3.7.8, og lokaliseringen av denne linjen er vist i figur 3.7.7.

3. Resultater

Om dateringsarbeidet fra Rüther et al. (2011) blir brukt som referansepunkt for den begravde flaten i mitt studieområde, så blir den begravde flaten noe yngre enn tidligere antatt (Rafaelsen et al. (2002) = 24 – 22 ka og Rüther et al. (2011) = ca 17.1 – 16.6 kal ka) (Fig.3.7.10).



Figur 3.7.10: Seismisk profil som viser kronologien i mitt studieområde, basert på korrelering mot arbeid gjort av Rüther et al. (2011), brønndata fra brønn 7226/11-1 og blotningskart fra Henriksen et al. (2011a). BF = begravde flate, omtalt i denne studien. B. Svart linje indikerer lokaliseringen til A.

3. Resultater

4. Diskusjon

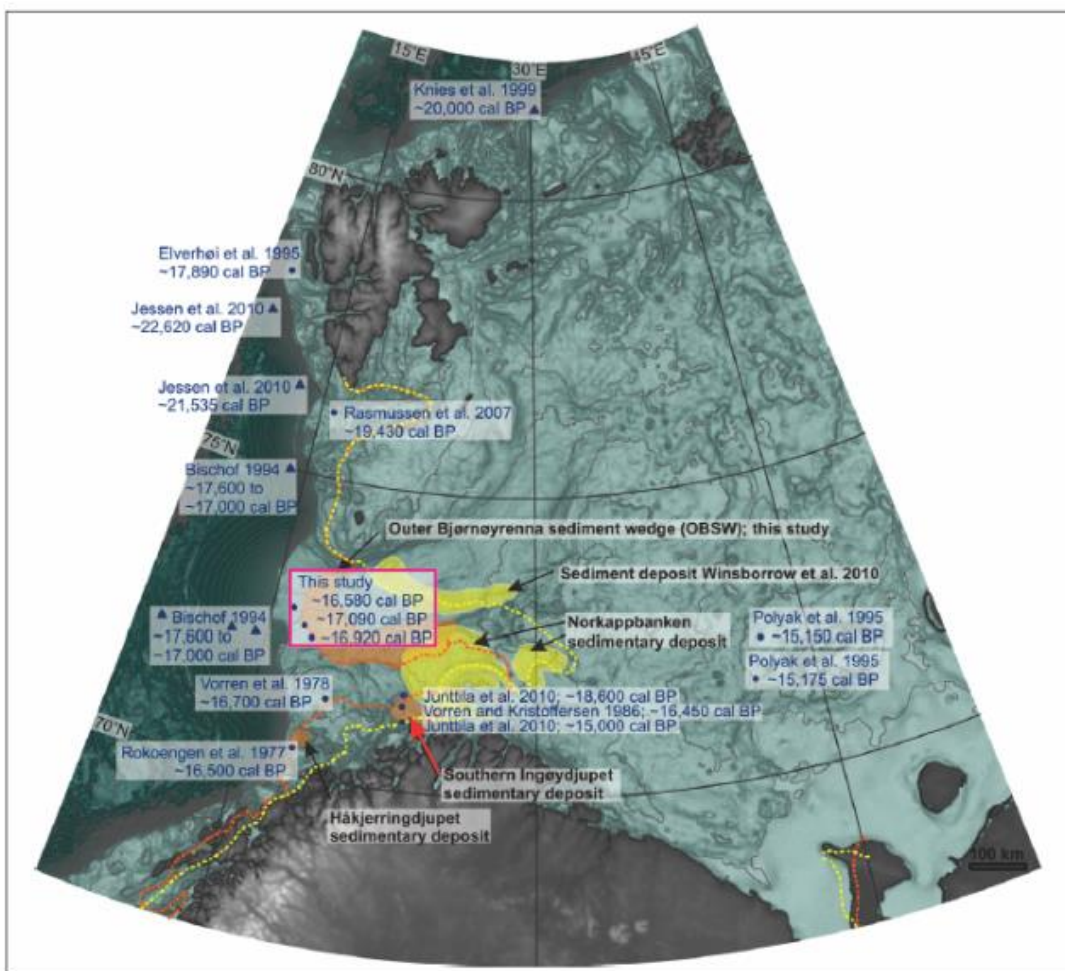
I diskusjonen vil dannelsen til de ulike formelementene som er beskrevet og tolket i resultatkapitlet bli diskutert. Det vil bli sett nærmere på sammenhengen mellom isstrømmer og glasitekonikk, og det vil bli diskutert om det kan være en relasjon mellom glasitekonikk og grunn gass. I tillegg vil det diskuteres om det kan være en sammenheng mellom glasitekonikk og gasshydrater. De 2 ulike begravde flatene som er omtalt i dette studiet vil i diskusjonen bli omtalt som den begravde flate (bf1) og URU (bf2). Begravd flate 1 ligger stratigrafisk øverst og er yngst av disse to.

4.1 Korrelering

I resultatkapitlet ble de glasiøle enhetene i studieområdet korrelert mot stratigrafi fra Rüther et al. (2011) og Rafaelsen et al. (2002). Disse korrelasjonene diskuteres her.

Korreleringen som er gjort mot arbeidet til Rüther et al. (2011) gir en alder på ca 17.1-16.6 ka for den begravde flaten (bf1), og korreleringen gjort mot arbeidet til Rafaelsen et al. (2002) gir en alder på ca 22 ka for bf1. Rüther et al. (2011) har kartlagt ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile, og ¹⁴C-datert de glasi  marine avsetningene rett foran denne avsetningen. Ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile er et resultat av et brefremrykk av isstrømmen i Bjørnøyrenna og viser posisjonen iskanten hadde for 17.1-16.6 ka. Junttila et al. (2010) foreslår at det var isfritt nord for Ingøydjupet lobeformede sedimentære avsetning fra 18.7 ka, og isfritt i området rundt loben fra 15 ka (Fig.4.1.1).

4. Diskusjon



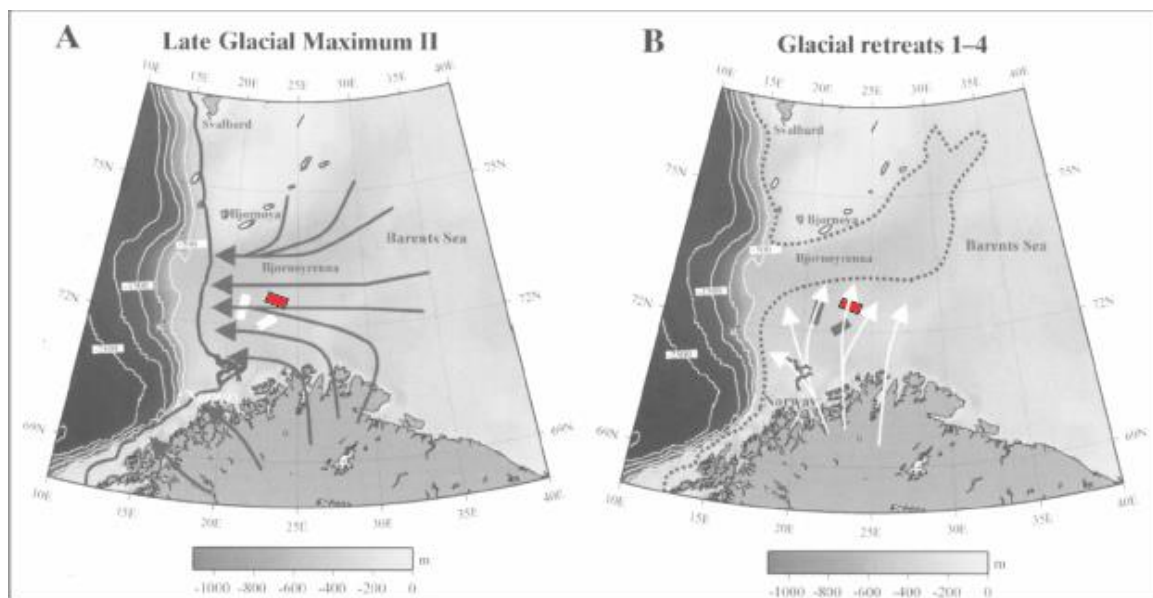
Figur 4.1.1: Lokaliseringen til sedimentkjernene som er datert av Rütther et al. (2011) er vist med blå prikker innenfor det lille polygonet. Lokaliseringen til Ingøydjupet lobeformede sedimentære avsetning er vist med rød pil. Stiplede oransje linjer og stiplede gule linjer viser henholdsvis deglasiationssteg 2 og 3, foreslått av Winsborrow et al. (2010). Figur modifisert fra Rütther et al. (2011).

Disse publikasjonene (Junttila et al., 2010, Rütther et al., 2011, Winsborrow et al., 2010) er relativt nye og viser til ulike randavsetninger som er datert og er yngre enn siste istids maksimum (LGM II = etter 21.5 kal ka). Rafaelsen et al. (2002) har ikke egne dateringer av sitt studieområde og baserer seg på tidligere arbeid gjort av Hald et al. (1990), Sættem et al. (1992) og (Vorren et al., 1989, Vorren et al., 1990). Hald et al. (1990) og Sættem et al. (1992) knyttet sammen data fra grunne borer og 2D seismikk. Deres arbeid er hovedgrunnlaget for korreleringen som Rafaelsen et al. (2002) gjorde mot sine 3D seismiske datasett.

Rafaelsen et al. (2002) kjente ikke til ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile. Lineasjonene på deres horisont ble tolket de til å være dannet subglasialt av isstrømmer

4. Diskusjon

som beveget seg mot nord og nord-nordøst eller sør og sør-sørvest. Siden de fleste enhetene i deres studieområde har orienteringen nord-sør, så foreslår de at isstrømmene beveget seg mot nord under deglasiasjonen (Fig.4.1.2B).



Figur 4.1.2A: Svarte piler viser foreslått retning for isstrømmene under LGM II. Rødt polygon angir lokaliseringen til SG9804. **B.** Hvite piler viser foreslått retning for isstrømmene under deglasiasjonen. Svart stiplet linje angir iskanten. Figur fra Rafaelsen et al. (2002).

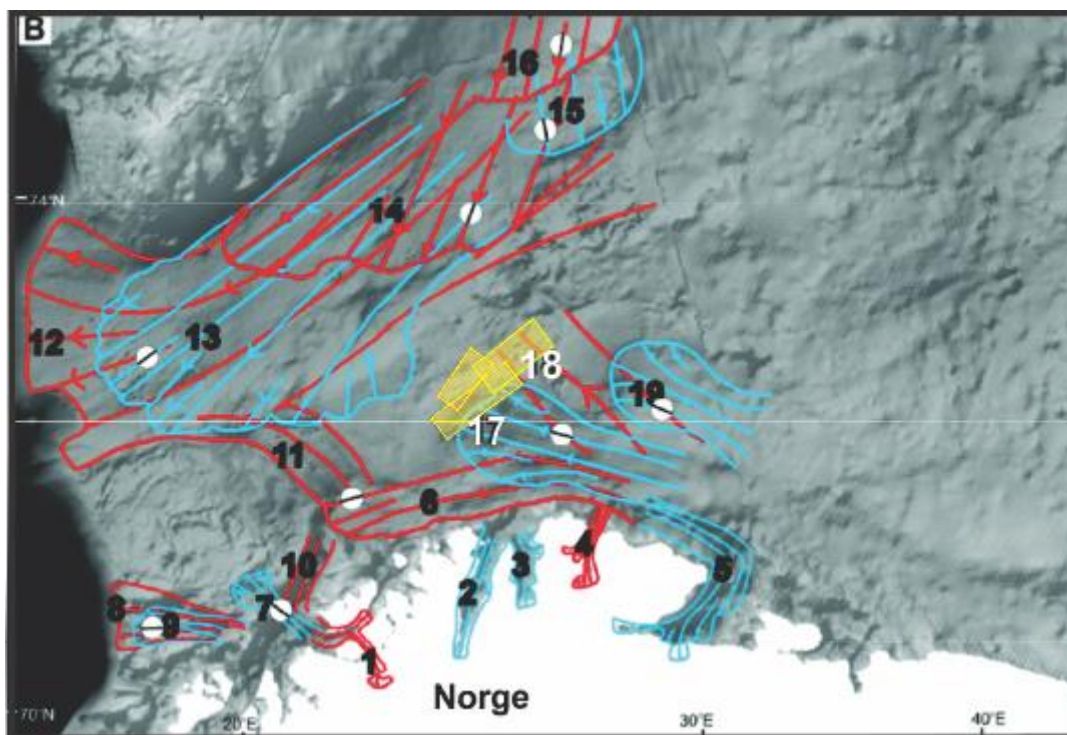
Siden de ikke kjente til ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile så ble det ikke diskutert om det kunne være sammenheng mellom lineasjonene og brefremrykket som dannet ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile. Forslaget deres for isstrømmenes strømningsretning under deglasiasjonen (Fig.4.1.2B) kunne heller ikke baseres på dateringene fra Junttila et al. (2010), som foreslår at deler av Ingøydjupet var isfritt rundt 18.7 kal ka (15.8 ^{14}C ka). Kartleggingen av ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile er viktig i forhold til rekonstruksjonen av deglasiasjonen, og dateringene av de glisiale avsetningene rett foran denne vil være naturlig å bruke videre. Derfor vil alderen på 17.1-16.6 kal ka for den begravde flaten bf1 brukes videre i diskusjonen.

4.2 Isstrømmer

Mega-skala glisiale lineasjoner (MSGL) karakteriserer de store trauene i Barentshavet, og er spesielt godt utviklet i Bjørnøyrenna, Ingøydjupet og Djuprenna (Andreassen et al., 2008) og indikerer retningen til tidligere isstrømmer. Winsborrow et al. (2010) presenterte en oversikt over 19 ulike strømningssett (Fig.4.2.1) som viser til ulike

4. Diskusjon

isstrømmer som har opptrådd i Barentshavet og i nordnorske fjorder. Strømningssett 17 berører havbunnen i Djuprenna rett sør for mitt studieområde og strømningssett 18 er funnet på URU (bf2) øst for Nordkappbanken.



Figur 4.2.1: Oversikt over 19 ulike sett med mega-skala glisiale lineasjoner i Barentshavet. Gult polygon indikerer studieområdet i dette studiet. Figur modifisert fra Winsborrow et al. (2010).

Strømningssett 17 som er funnet på havbunnen terminerer mot Nordkappbanken bueformede rygg langs den sørøstlige grensen av 3D datasett ST10011, noe som kan forklare hvorfor strømningssettet ikke er observert i dette studiet. Strømningssett 17 har sammenheng med endringen i isdynamikken som førte til at mesteparten av isvolumet flyttet mot øst. Denne endringen relateres til sen weichsel maksimum i nordvest Russland, og er markert med isdekkets fremrykk i Djuprenna (Fig.1.3.2; steg 3) som førte til at Nordkappbanken bueformede rygg ble avsatt (Winsborrow et al., 2010).

Strømningssett 18 på URU (bf2), har orienteringen sørøst mot nordvest. Strømningssettet er relatert til siste istids maksimum da isen dekket hele Barentshavet, og var en bidragsyter til isstrømmen i Bjørnøyrenna (Winsborrow et al., 2010). De mega-skala glisiale lineasjonene funnet på URU (bf2) i 3D datasett ST0828 kan relateres til strømningssett 18, fordi de har samme orientering (sørøst – nordvest) (Fig.3.6.3).

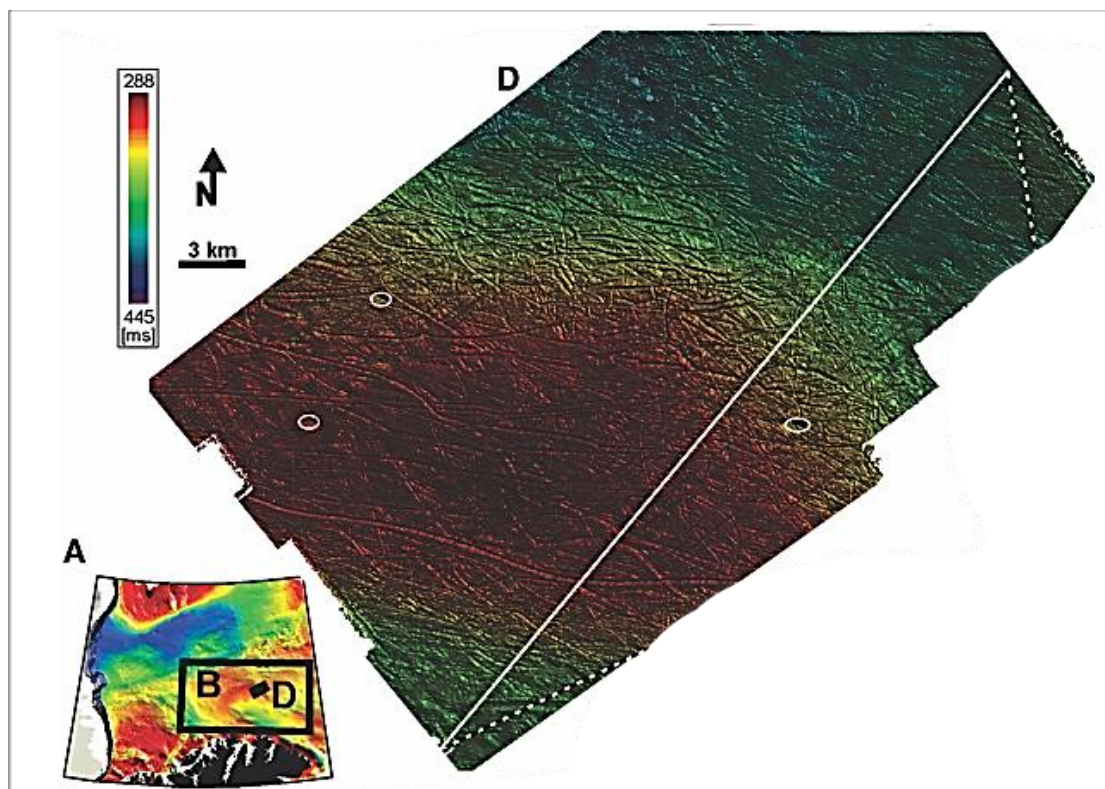
4. Diskusjon

På den begravde flaten bf1 er det i mitt studieområde to strømningssett som har delvis ulik orientering og krysser hverandre (Fig.3.3.14), og derfor trolig har ulik alder (Clark, 1993). Strømningssettene opptrer på en flate (bf1) som er anslått til å være eldre rundt 17.1-16.6 kal ka, og de kan enten være relatert til isdekkets fremrykk rundt 17.1 kal ka (Rüther et al., 2011) eller til nedsmeltingen av isdekket. Rafaelsen et al. (2002) har dokumentert rette lineasjoner på fire ulike horisonter som er tolket til å være mega-skala glasiale lineasjoner dannet under et varmbasert isdekke. Isstrømmer er relatert til varmbasert is, og for at en skal kunne få korridorer med raskt flytende is så er det et kriterium at isen er varmbasert (Kleman og Glasser, 2007). På flere av horisontene i studiet til Rafaelsen et al. (2002) krysser lineasjonene hverandre. De forklarer kryssende lineasjoner med at det forekommer endringer i ismarginen som følge av tilbaketrekningen av isdekket, som igjen vil sørge for at isstrømmene endrer seg. Ottesen et al. (2008) støtter at endringer i isstrømmenes strømningsretning kan relateres til deglasiasjonen, og hevder at slike endringer vil kunne forekomme på sokkelen der verken topografien eller landskapet vil forhindre endringer i strømningsretningen. Dowdeswell et al. (2006) viser et eksempel fra midt norsk sokkel der kryssende isstrømmer kan være relatert til et lengre tidsperspektiv, og mener at to ulike strømningsretninger kan indikere at isstrømmen endret seg fra en istid til en annen. Endringen blir da forklart med at lengre tids dumping av sedimenter fra en isstrøm gjør at sedimentene bygger seg opp og tvinger den neste isstrømmen til å velge en annen rute (enkleste motstands vei). Med andre ord så mener Dowdeswell et al. (2006) at kryssende lineasjoner ikke trenger å sees i sammenheng med tilbaketrekning av et isdekke. En annen teori kan være at det ene strømningssettet ble avsatt under et fremrykk av isdekket, og at det andre strømningssettet ble avsatt under nedsmeltingen av isdekket. Hvis dette er tilfellet så kan strømningssettet som først ble avsatt ha blitt bevart av kaldbasert is. Om isen er frosset til underlaget så er det større sjanse for at eldre storskala og småskala formelementer kan bevares, på tross av at de er dekket av is i lengre perioder. Kaldbasert kan erodere, men i langt mindre skala enn varmbasert is (Kleman et al., 2006). Grensen mellom kaldbasert og varmbasert is er ofte veldig brå (mindre enn 20 m), og det dannes gjerne karakteristiske formelementer i denne grensen (Stokes et al., 2007), som en brå erosjonsgrense, laterale morener eller morenerygger som går på tvers der den varmbaserte isen traff den kaldbaserte (Stokes et al., 2007).

Slike formelementer er ikke funnet i studieområdet, noe som tyder på at isdekket i studieområdet ikke var frosset til underlaget under deglasiasjonen.

4.3 Isfjellpløyespor

Isfjell dannes ved den marine grensen til isdekker og isbreer, og pløyespor som krysser hverandre og har et uregelmessig mønster er vanlig på kontinentalsoklene i begge de polare regionene (Barnes og Lien, 1988, Dowdeswell et al., 2007). I dette studiet er det funnet isfjellpløyespor både på havbunnen og på den begravde flaten i den glasielle lagpakken, og isfjellpløyespor som opptrer på havbunnen og på begravde flater er tidligere beskrevet av flere i litteraturen (Fig.4.3.1) (Andreassen et al., 2008, Dowdeswell et al., 2007, Hill et al., 2008). Hoveddrivkreftene til isfjell er havstrømmer og vind (Dowdeswell et al., 2007). Havstrømmene har mye større innvirkning på drivretningen til store isfjell enn vind (Wesche og Dierking, 2012), og derfor vil det bli lagt vekt på havstrømmene i diskusjonen. Isfjellpløyesporene i studieområdet går i de fleste retninger, men i det følgende omtales den dominerende retningen til isfjellpløyesporene. Det tette mønstret av isfjellpløyespor på havbunnen indikerer at det må ha vært hyppig kalving av isfjell da disse ble dannet. Isfjellpløyesporene på havbunnen i studieområdet er tolket til å ha drevet fra sørøst mot nordvest, basert på hauger og rygger av sedimenter i enden av pløyesporene (Fig.3.1.7) (Syvitski et al., 2001). Om isfjellene drev fra sørøst mot nordvest så er det tvilsomt om hoveddrivkraften til disse isfjellene kan ha vært havstrømmene.



Figur 4.3.1: Isfjellpløyespor på havbunnen som er lokalisert nordøst for studieområdet til dette studiet. Lokaliseringen til figuren er indikert med svart polygon merket "D". Figur modifisert fra Andreassen et al. (2008).

Ślubowska-Woldengen et al. (2008) rekonstruerte innstrømning av atlantisk vann i Barentshavet fra 16 kal ka (Fig.1.4.2). De er imidlertid usikre på retningen til de dominerende havstrømmene 16.0-15.0 kal ka, men indikerer at retningen kan ha vært fra sørvest mot nordøst (Fig.1.4.2A). Dette vil være tiden etter at isdekket gjorde et fremrykk (16 kal ka), og vil tilsvare tidsrommet da isdekket forlot Barentshavet (15 kal ka) (Winsborrow et al., 2010). I studieområdet lå fronten av isdekket ved Nordkappbanken bueformede rygg for 16 kal ka (Fig.1.3.2), og øst-sørøst for Nordkappbanken bueformede rygg (i Djuprenna) er det observert mega-skala glasiale lineasjoner på havbunnen som terminerer ved Nordkappbanken bueformede rygg (Winsborrow et al., 2010). Mega-skala glasiale lineasjoner er en indikasjon på tidligere isstrømmer (Andreassen et al., 2007,b), og sett i sammenheng med at isstrømmer kan gi stor produksjon av isfjell (Dowdeswell og Elverhøi, 2002) så kan kilden for isfjellene komme fra isstrømmen i Djuprenna som kalvet isfjell ved Nordkappbanken bueformede rygg (Fig.4.2.1; isstrømningssett 17).

4. Diskusjon

En annen prosess som kan gi stor produksjon av isfjell er tilbaketrekning av et isdekk. Deglasiasjonen i Barentshavet har vært relatert til høyere temperaturer og økt havnivå. Økt havnivå sammen med isostatisk nedtrykning førte til større vanddyb ved ismarginene og en økning i isfjellproduksjonen (Siegert og Dowdeswell, 2002). Siegert og Dowdeswell (2002) har laget modeller som viser at deglasiasjonen av store deler av det sørlige isdekket i Barentshavet var karakterisert av at isdekket smeltet. Denne nedsmeltingen av isdekket kan ha gitt store mengder smelte vann, som igjen kan ha påvirket de dominerende vannstrømmene i Barentshavet. Mye smelte vann kan innvirke på sirkulasjonsmønstre, slik at en kan få smelte vanns drevne isfjell (Hill et al., 2008). Hill et al. (2008) viser til en kyststrøm langs den sørlige kysten av Grønland som er smelte vanns drevet. Om hoveddrivkraften til isfjellene var store mengder smelte vann fra det sørlige isdekket i Barentshavet, så kan dette forklare hvorfor retningen til isfjellene var fra sørøst mot nordvest. Om det var lite smelte vann og hvis paleohavstrømmene mellom 16-15 kal ka hadde en dominerende retning som dagens dominerende havstrømmer (sørvest mot nordøst), og isfjellene hovedsakelig ble produsert i forbindelse med isstrømmene fra Djuprenna, så er det vanskeligere å argumentere for hvordan isfjellene kunne ha drevet i motsatt retning av det innstrømmende atlantiske vannet. Mattingsdal (2008) har i sin masteroppgave foreslått en dominerende orientering for isfjellene som går fra nordvest mot sørøst, og indikerer at flesteparten av isfjellene kommer fra Bjørnøyrenna. Dette er en tolkning som kan være i tråd med de dominerende havstrømmene, hvis havstrømmene hadde den samme orienteringen som dagens havstrømmer (Fig.1.4.1). Usikkerhet rundt orienteringen til de dominerende havstrømmene i perioden 16-15 kal ka gjør at det er åpning for diskusjon om hvilken retning isfjellene i Barentshavet drev. Det er også mulig at den dominerende retningen som isfjellene drev kan ha vært vekslende. Om hovedproduksjonen av isfjell kom fra isstrømmene lokalisert i Bjørnøyrenna (Fig.4.2.1; isstrømningssett 13 og 14,) under den tidlige delen av deglasiasjonen så kan disse isfjellene ha fulgt de dominerende havstrømmene og gått fra nordvest mot sørøst. Deretter kan en endring i isdynamikken ført til at hovedproduksjonen av isfjell har kommet fra isstrømmene lokalisert øst for Nordkappbanken (Fig.4.2.1; isstrømningssett 17 og 19). Nedsmeltingen av det sørlige isdekket i Barentshavet, som førte til store mengder isfjell og smelte vann, kan i tillegg ha gitt smelte vanns drevne isfjell med orienteringen sørøst mot nordvest i den senere delen

4. Diskusjon

av deglasiasjonen. Nordøst for Nordkappbanken bueformede rygg har Mattingsdal (2008) observert en smeltevannskanal i 3D datasett ST0309, målt til å være 150-250 m bred, 7-20 m dyp og 12 km lang. Denne kanalen har han tolket til å være dannet subglasialt, og den store størrelsen til denne kanalen antyder at det har vært store mengder smeltevann involvert. En varierende iskant er en annen faktor som kan ha påvirket isfjellenes drivretning. Under deglasiasjonen vil sannsynligvis iskanten ha variert mye.

På den begravde flaten bf1 er det funnet isfjellpløyespor med en dominerende orientering fra vest mot øst, som er motsatt av isfjellpløyesporene funnet på havbunnen i mitt studieområde. Den begravde flaten bf1 har et aldersestimat på 17 kal ka som tilsvarer en periode da tilbaketrekingen av isdekket hadde et opphold (Rüther et al., 2011), en stillstand som kan medføre at mengden smeltevann var mindre enn da isdekket aktivt trakk seg tilbake.

4.4 Isstrømmer og glasitektonikk

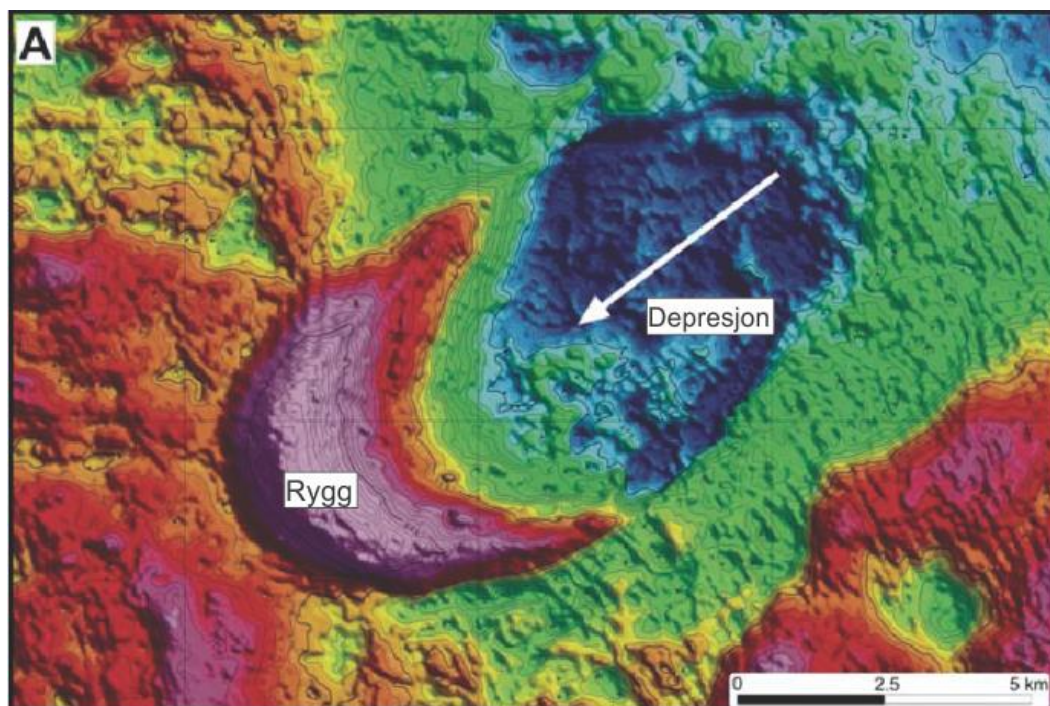
Under dette punktet diskuteres dannelsen av depresjonene og ryggene tolket til å være "hill-hole pairs", og deres relasjon til isstrømmer.

I Barentshavet er det flere eksempler på store depresjoner. Solheim og Elverhøi (1993) beskrev en gruppe med store depresjoner på havbunnen i Bjørnøyrenna som er opp mot 1000 m brede og 30 m dype. Disse store depresjonene ble tolket til å være store "pockmarks" som ble dannet etter at isdekket trakk seg tilbake. De er et resultat av at gass under høyt trykk steg opp mot havbunnen etter at et lag med gasshydrater smeltet. Store irregulære depresjoner (lateral utstrekning opp mot 8 km, dybde opp mot 30 m) på ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile er tolket til å være dødisgroper (Fig.3.7.6) (Rüther et al., 2011). Disse eksemplene med store depresjoner har ikke store rygger av sedimenter like ved depresjonen, og derfor skiller de seg fra depresjonene og ryggene beskrevet i dette studiet (kapittel 3.4, Fig.3.4.1) som er tolket til å være "hill-hole pairs".

På midt norsk sokkel og i Barentshavet er det funnet flere eksempler på "Hill-hole pairs" (Deryabin, 2012, Ottesen et al., 2005, Sættem, 1990). Deryabin (2012) har i sitt studie beskrevet sedimentblokker opp mot 20 km nedstrøms for den tilhørende depresjonen, og forklarer dette med at sedimentene er erodert og transportert bort fra

4. Diskusjon

kildedepresjonen som en følge av subglasiale prosesser. “Hill-hole pairs” fra midt norsk sokkel (Fig.4.4.1; (Ottesen et al., 2005, Sættem, 1990)) og Fugløybanken (Sættem, 1990) kan være en god analog for “hill-hole pairs” observert i dette studiet, siden ryggen er lokalisert like ved depresjonen.



Figur 4.4.1: Eksempel på et glasitektonisk formet “hill-hole pair” fra Vøringplatået på midt norsk sokkel. Ryggen er 70 m høyere enn områdene rundt og depresjonen er opp til 15 m dyp. Hvit pil indikerer retningen isen har strømmet. Figur modifisert fra Ottesen et al. (2005).

Ottesen et al. (2005) har også beskrevet flere sett med “hill-hole pairs” funnet på havbunnen på Arendalterrassen, med rygger opp mot 30 m høye og 30 m dype. Deres tolkning er at “hill-hole pairs” ikke trenger å assosieres med landformer relatert til raskt flytende is. De har observert “hill-hole pairs” som ligger nord for Skagerraktrauet (trauet er et resultat av raskt flytende is), og øst for Skjoldryggen som er den største moreneryggen på norsk sokkel. Området øst for Skjoldryggen har generelt mange depresjoner og rygger, noe som indikerer at området er påvirket av glasitektoniske prosesser (Ottesen et al., 2005). Ottesen et al. (2005) drar paralleller med “hill-hole pairs” som er funnet på land, der ryggene består av morener sammensatt av skyveblokker og er trolig dannet ved ismarginen. Noen forfattere hevder at “hill-hole pairs” dannes subglasialt nært ismarginen der isen er frosset fast til underlaget, mens andre hevder at de har en proglasial opprinnelse (Moran et al., 1980, Sættem, 1990). I

4. Diskusjon

artikkelen til Sættem (1990) viser de til to ulike "hill-hole pairs" der en av dem er et proglasialt eksempel (Hesteskoen), og den andre (Steinbitryggen-Soppbola) et "hill-hole pair" som kan ha blitt dannet på begge måtene (pro- eller subglasialt) for deretter å bli overkjørt av isdekket. I det proglasiale tilfellet har Sættem (1990) en teori som bygger på at formelementet er erodert og avsatt som en følge av et brefremstøt, fordi ryggen ikke ser ut til å være påvirket av at is har ligget over den. For Steinbitryggen-Soppbola, der prosessene rundt dannelsen er mer usikker, indikeres det at sedimentene ble flyttet som blokker. Ut ifra topografien på Steinbitryggen hevder de at det er interne skyveforkastninger i ryggen, som kan være et resultat av at sedimentene hadde høyere skjærstyrke i dette tilfellet enn skjærstyrken til sedimentene ved Hesteskoen. Siden det er tolket at Steinbitryggen-Soppbola ble flyttet som blokker, så kan det ha skjedd som følge av subglasial frysning av sedimentene. Subglasial frysning av sedimentene er vanlig i ismarginale områder der isen er tynn (Moran et al., 1980, Sættem, 1990), og er en prosess som fører til konsolidering av sedimentene som en følge av migrasjon av porevann (Sættem, 1990).

Jeg finner ikke grunnlag for å konkludere om "hill-hole pairs" i mitt studieområde er dannet proglasialt eller subglasialt, eller om det kan være en kombinasjon av disse.

Ryggene kan ha blitt dannet ved ismarginen (proglasialt/subglasialt) ved at sedimentene ble oppskjøvet av isdekket. Det er ikke mulig å konkludere om det er det Fennoskandiske isdekket eller Barentshavisdekket som har skjøvet opp sedimentene, fordi det i denne perioden var en endring i isdynamikken (Fig.1.3.2). De kan ha blitt dannet som en følge av at isdekket gjorde et raskt fremrykk for 17 kal ka (Rüther et al., 2011), og kan derfor ha skjedd samtidig med at ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile (OBSW) ble avsatt. Om ryggene ble avsatt under dette raske fremrykket, så må isen ha dekket et større område enn det som er indikert i figur 1.3.2; stage 2. Rüther et al. (2011) beskriver i sin studie at sentrale deler av OBSW er dominert av duktil deformasjon men når en beveger seg mot øst så ser de en tendens til at deformasjonen blir mer sprø. De ser for seg mye proglasial og englasial skyving tidlig i fremrykket, som følge av at en kald isfront blir dyttet av varm is. Isdekket ble betydelig tynnere som følge av en varm periode, og siden et tynt isdekke raskt kan fryse til på bunnen kan dette ha medført at fronten av isen frøs fast i underliggende sedimenter. Perioder med stillstand eller

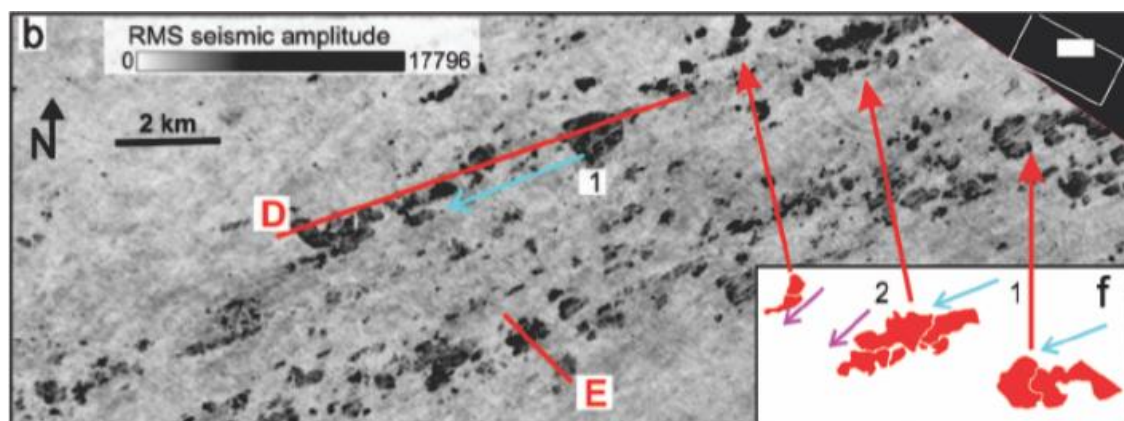
4. Diskusjon

saktegående isstrømmer blir gjerne fulgt av reaktivering av isstrømmene og raskt flytende is (Andreassen og Winsborrow, 2009). Når det gjelder de "hill-hole pairs" jeg har studert så er det flere faktorer som kan støtte denne teorien. Mega-skala glasielle lineasjoner (MSGL) opptrer oppstrøms av depresjonene og ryggene, noe som kan indikere et raskt fremrykk. MSGL funnet på en av ryggene (Fig.3.3.10 & 3.3.14) trenger ikke bety at "hill-hole pairs" er dannet subglasialt, men kan også indikere at de er overkjørt av is etter at de er dannet. Det er funnet skyveforkastninger internt i ryggene (Fig.3.4.2), som indikerer sprø deformasjon av sedimentene. I tillegg til at sedimentene er konsolidert som følge av påfrysning, vil sedimentene være konsolidert fordi de har ligget under et isdekke (Mathews og Mackay, 1960) før deglasiasjonen og det påfølgende fremrykket. Overkonsolidert materiale vil gi høy skjærstyrke, som kanskje kan forklare skyveforkastningene. Raskt flytende is og hurtig deformasjon av sedimentene har en tendens til å øke poretrykket i sedimentene, dette vil igjen senke den effektive skjærstyrken og dermed øke sjansene for deformasjon (Sættem, 1990) men muligens minske sjansene for å få skyveforkastninger.

Hvis "hill-hole pairs" i mitt studieområde bare er dannet av subglasielle prosesser, så kan det ha vært i forbindelse med at de underliggende sedimentene frøs fast i bunnen av isen og ble plukket opp og fraktet nedstrøms. Sedimenter som fryser fast i isen og plukkes opp er tidligere beskrevet av flere (Aber et al., 1989, Andreassen et al., 2004, Andreassen og Winsborrow, 2009, Deryabin, 2012). Andreassen og Winsborrow (2009) beskrev depresjoner som ikke har rygger eller sedimentavsetninger like i nærheten (mindre enn 1 km) som kan relateres til depresjonen. Sedimentene de har tolket til å ha en sammenheng med depresjonene er funnet et godt stykke nedstrøms for depresjonen, og de er gjerne avsatt over et større område som flere blokker. Dette er en ulikhet fra depresjonene og ryggene beskrevet i dette studiet der ryggene er avsatt rett ved depresjonene som store sammenhengende blokker, noe som kan indikere at ulike prosesser har vært dominerende. Det kan tenkes at subglasial plukking av sedimenter fører til plukking av flere mindre (100-400 m bred (Andreassen og Winsborrow, 2009)) til dels større blokker (større enn 1 km² (Andreassen og Winsborrow, 2009)) som enten blir avsatt over et større område eller i store klynger, og mindre grad av plukking av store sammenhengende blokker som forblir intakt. Andreassen og Winsborrow (2009) beskrev

4. Diskusjon

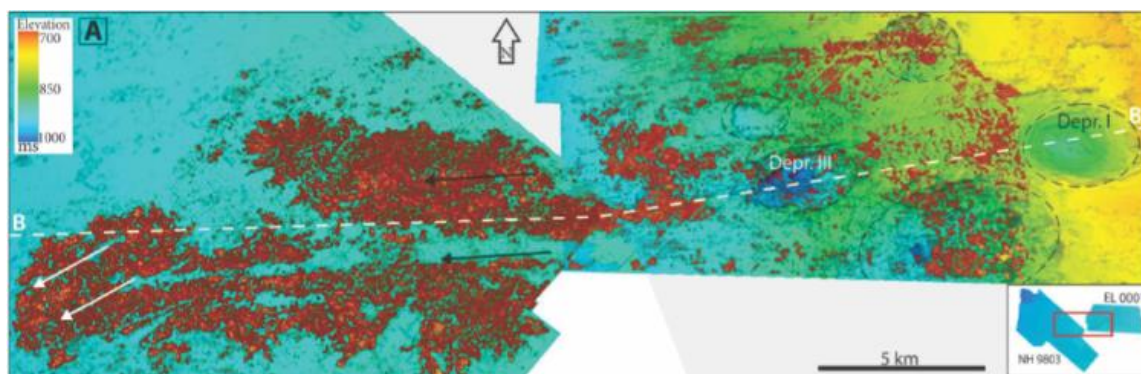
depresjoner med samme orientering som mega-skala glisiale lineasjoner observert på samme flate som depresjonene, og de relaterer depresjonene og de mega-skala glisiale lineasjonene til hverandre. Depresjonene er tolket til å være et resultat av subglisial plukking av sedimenter, og sedimentene som er utsatt for plukking er tolket til å være avsatt i kjeder av blokker (med samme orientering som de mega-skala glisiale lineasjonene) nedstrøms for depresjonene (Fig.4.4.2).



Figur 4.4.2: “Root mean square” (RMS) kart som viser blokker (mørke områder) avsatt i en kjede. Innfelt figur (f) viser at blokkene passer sammen som brikker i et puslespill. Figur fra Andreassen og Winsborrow (2009).

Relasjonen mellom raskt flytende is og depresjoner er også beskrevet av Rafaelsen et al. (2002), men de beskriver ingen sedimentavsetninger som kan relateres til depresjonene. Deryabin (2012) har beskrevet depresjoner som er relatert til isstrømmer, og funnet en sammenheng mellom depresjonene og sedimentblokker nedstrøms for depresjonene. Men også i dette tilfellet kan det se ut for at sedimentene er avsatt over et større område nedstrøms for depresjonene, og ikke som en stor blokk (Fig.4.4.3).

4. Diskusjon



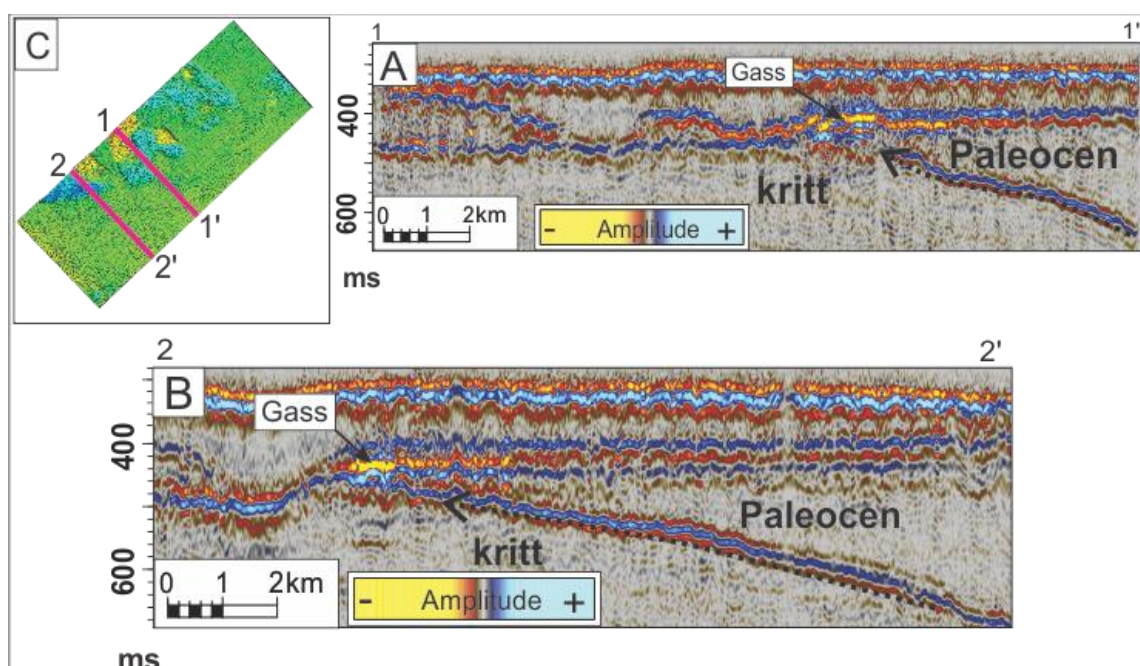
Figur 4.4.3: Sedimentavsetninger (rødt) som Deryabin (2012) tolket til å ha en relasjon med depresjonene oppstrøms for avsetningene. Figur fra Deryabin (2012).

Sammenligning av resultater fra andre studier kan tyde på at “hill-hole pairs” i mitt studieområde er et resultat av ismarginale prosesser. Dette fordi subglasiale prosesser synes å deformere/knuse blokkene i større grad enn proglasiale prosesser. Blokker som blir plukket opp subglasialt ser ut for å være relativt små, og de ser ut for å bli avsatt over et større område enn tilfellet for blokkene/ryggene observert i dette studiet. Det påpekes imidlertid at berggrunnens sammensetning trolig har betydning for hvordan det eroderte materialet bevares. En annen ting som kan peke mot ismarginale prosesser er observasjonen av skyveforkastninger. Langs marginen til et isdekke vil det kunne oppstå et høyt horisontalt trykk som følge av det vertikale presset isen påfører sedimentene (Aber et al., 1989). Dette horisontale trykket fører til skjær stress i sedimentene, og skjær stress er det som utløser skyveforkastninger (Aber et al., 1989).

Om “hill-hole pairs” i mitt studieområde er erodert og avsatt som følge av ismarginale prosesser så kan det indikere at dannelse av depresjoner er en vanlig hendelse ved ismarginen, der frosne sedimenter blir utsatt for glasitektonikk. Da det er funnet flere eksempler på store depresjoner dannet som en følge av plukking av sedimenter under en isstrøm, og i tillegg depresjoner dannet som en følge av raske fremrykk av is, så viser dette at det kan være en sammenheng mellom isstrømmer og glasitektonikk. Det vil videre bli diskutert om andre prosesser kan ha påvirket de glasitektoniske prosessene i studieområdet, og det vil bli vurdert om gasshydrater, grunn gass og underliggende sedimentær berggrunn kan være av betydning for hendelsene.

4.5 Sammenheng mellom grunn gass og glasitektonikk

Fordi indikasjoner på grunne gassakkumulasjoner opptrer rundt flere av "hill-hole pair" depresjonene i studieområdet vil jeg her diskutere om denne gassen kan ha hatt noen innvirkning på de glasitektoniske prosessene. Den grunne gassen er tolket til å ha migrert opp fra dypere kilder, trolig langs forkastninger (Fig.3.5.4) og saltdiapirer (Fig.3.5.5) som kan ha økt permeabiliteten til forseglingen av underliggende reservoarer. Gass på vei mot havbunnen kan ha migrert langs laggrensen mellom kritt og paleocen avsetninger, fordi det er en trend at det er akkumulasjoner av gass der denne laggrensen er trunkert av de glasiale sedimentene (Fig.3.5.3 & 4.5.1).



Figur 4.5.1A: Seismisk profil som viser akkumulasjoner av gass der laggrensen mellom kritt og paleocen er trunkert av de glasiale sedimentene. Svart stiplet pil indikerer mulig migrasjonsrute for gassen. **B.** Seismisk profil med samme informasjon som profilen i A. **C.** Lilla linjer indikerer lokaliseringen til profilene.

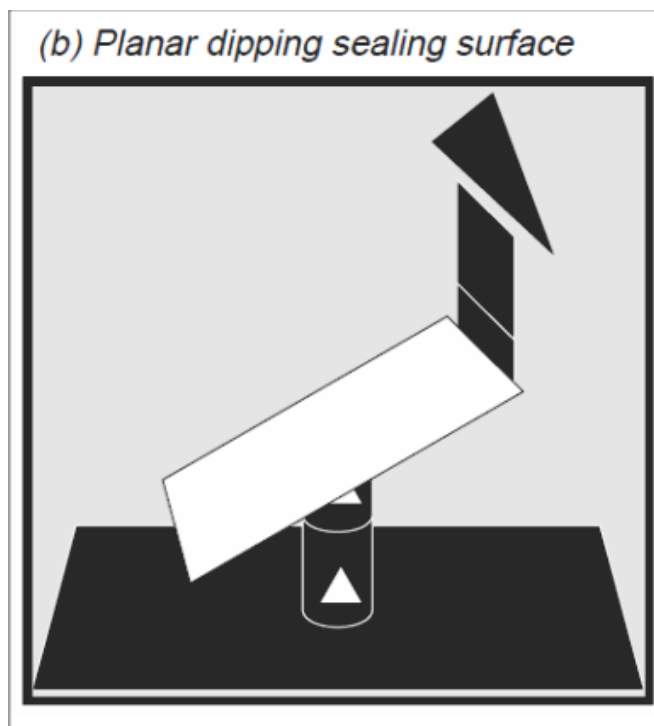
For at migrasjon langs laggrensen skal forekomme så må sedimentene i laggrensen mellom kritt og paleocen være impermeable (Fig.4.5.2) (Hindle, 1997). Et viktig aspekt i forhold til sammenhengen mellom grunn gass og glasitektonikk er tidspunktet for når gassen migrerte til de grunne sedimentene. Migrasjonen av gass har en sammenheng med landhevning og erosjon, og det er antatt at landhevningen som startet i paleogen påvirket petroleumssystemene (Doré og Jensen, 1996). Landhevning og erosjon kan ha resultert i at gassreservoarene utvidet seg, noe som førte til oppsprekking av

4. Diskusjon

forseglingene på grunn av høyt trykk og kan ha medført at hydrokarboner migrerte fra reservoarene (Chand et al., 2008, Doré og Jensen, 1996). Dette betyr at hydrokarboner kan ha migrert opp mot de grunne områdene allerede i paleogen. Migrasjonen av hydrokarboner kan ha foregått i sykluser, som en følge av glasialer og interglasialer, noe som er foreslått for andre studieområder i Barentshavet (Andreassen et al., 2007,a). Siden hydrokarboner i det sørlige Barentshav antas å ha vært modne før paleogen, kan migrasjonen av hydrokarboner ha startet allerede i paleogen. Gassakkumulasjoner i glasiale sen pleistocene sedimenter kan indikere at migrasjon av hydrokarboner kan ha foregått over lengre tid. Grunn gass kan ha vært tilstede da de glasitektoniske prosessene pågikk i sen pleistocen. Det er vanskelig å anslå fra hvilket nivå hydrokarbonene kan ha migrert fra. Hekkingen-formasjonen ligger stratigrafisk grunnest av kildebergartene, men den er i utgangspunktet ikke moden nok til å produsere gass (Bugge et al., 2002). Bare områder som er påvirket av saltdiapirer (forsterket varme) kan produsere gass i denne formasjonen. Hvis Hekkingen-formasjonen er kilden så betyr det at gassen kan ha migrert til de grunne områdene etter at saltdiapirene trengte gjennom avsetningene. Saltdiapirene er av midt-sen eocen alder (Knutsen og Larsen, 1997), og kan derfor indikere at gassen tidligst har migrert mot de grunne områdene i sen-eocen. Det er foreslått at de mange glasiasonene i plio-pleistocen sto for mye av erosjonen (Andreassen et al., 2007,b), og det er derfor sannsynlig at mye av hydrokarbonmigrasjonen tok til i denne tiden.

Grunn gass i den glasiiale lagpakken kan være et tegn på at horisonten som tilsvarte havbunnen for ca 17 kal ka består av impermeable sedimenter. Dette kan også ha hindret dannelsen av "pockmarks", og på denne måten forklare hvorfor det ikke er funnet "pockmarks" i 3D datasett ST0828 (støy kan også være en grunn til at "pockmarks" ikke er observert i dette datasettet). Andre steder det er antatt å være en sammenheng mellom mindre permeable glasiiale sedimenter og manglende "pockmarks" er i Vøringbassenget. Der er hele området nedenfor Helland Hansen ryggen dekket av glasiiale sedimenter som er mindre permeabel, og derfor observeres det ingen "pockmarks" (Chand et al., 2011).

4. Diskusjon



Figur 4.5.2: Figur som illustrerer hvordan migrasjonen langs en forseglende laggrense (hvit flate) kan ha foregått. Figur fra (Hindle, 1997).

Hvis gassen har støtt på impermeable sedimenter må den ha blitt lagret i sedimentene som grunn gass, noe som kan være tilfelle om de glasielle sedimentene er overlagret av glasmarin leire (Gallagher et al., 1989). Dette kan ha gitt sedimenter med tilleggsporetrykk i porerommene mellom sedimentene og gjort sedimentene lettere eroderbar (høyt poretrykk vil senke den effektive skjærstyrken (Sættem, 1990)). Gass som migrerer inn i en formasjon under høyt trykk (under et isdekke) kan fungere som en trigger for et brudd i sedimentene, fordi det høye trykket opprettholdes selv etter at isen har trukket seg tilbake (Sættem, 1990). Sættem (1994) omtaler "hill-hole pairs" i Håkjerringdjupet der ryggen består av deformerte sedimenter og till som er flyttet fra en tilhørende depresjon. Svakhetssonen som har ført til brudd i lagrekkene følger en begravd flate, og de mener at svakhetssonen er fremmet av fluider som har migrert fra den underliggende sedimentære bergarten.

Tilleggsporetrykk i porerommet mellom sedimentene kan ha gjort det mulig at "hill-hole pairs" ble til subglasialt ved plukking av sedimenter eller proglasialt som følge av et fremrykk som skjøv blokkene foran seg. Gass i de grunne sedimentene utelukker hverken subglasial eller proglasial opprinnelse for "hill-hole pairs", men det kan være en

4. Diskusjon

utløsende faktor for de glasitektoniske prosessene. Det som må nevnes i denne sammenhengen er at da isen lå over studieområdet så var det innenfor metanhydrat stabilitetssonen. Dette er noe som kan ha forhindret akkumulasjoner av grunn gass i de glasirole sedimentene, fordi gasshydrater reduserer sedimentenes permeabilitet (Bünz et al., 2003). Det som også er viktig å ta med i beregningen er at studieområdet er påvirket av salt diapirer, som kan hindre gasshydrater i å dannes på grunn av tilgangen på salt i porevannet og den store innvirkningen saltet kan ha på den geotermiske gradienten. Om påvirkningen fra saltet har hindret gasshydratene å oppstå, så betyr det at en ikke kan utelukke at det har vært grunn gass i sedimentene selv da isen lå over studieområdet.

Tilstedeværelsen av grunn gass i de glasirole sedimentene gjør at det må sees på sammenhengen mellom gasshydrater og glasitektonikk. Dette vil bli diskutert i neste punkt.

4.6 Sammenheng mellom gasshydrater og glasitektonikk

Da isdekket lå over studieområdet var det innenfor metanhydrat stabilitetssonen slik at gasshydrater kan ha vært tilstede (Fig.1.5.2B). Gasshydrater kan sementere porerommene mellom sedimentene, noe som kan øke deres skjærstyrke (Bünz et al., 2003). Det er gjort tester som viser at metanhydrater er 20 ganger (eller mer) sterkere enn vanlig is ved de samme forholdene. Om en sammenligner med frosne sedimenter så skal sedimenter som inneholder mer enn 20-30 % gasshydrater være betydelig sterkere (Durham et al., 2003). Økt skjærstyrke kan som nevnt tidligere gjøre at dannelse av skyveforkastninger er mer sannsynlig. Om gasshydrater med struktur I skal ha betydning for glasitektoniske prosesser medfører det at prosessene har skjedd subglasialt. Men siden det tidligere i diskusjonen er indikert at de glasitektoniske prosessene har skjedd i forbindelse med et raskt fremrykk (ved ismarginen), så vil det videre diskuteres rundt et slikt scenario.

I dag ligger ikke studieområdet innenfor metanhydrat stabilitetssonen (Fig.1.5.2A), noe som også var tilfelle da isdekket trakk seg tilbake og forlot studieområdet. I de polare regionene har kontinentalsoklene vært utsatt for store trykkendringer på grunn av isdekkene som vekslet mellom fremrykk og tilbaketrekning, en endring som sannsynligvis har ført til flere faser med dannelse og oppsmelting av gasshydrater (Mienert og

4. Diskusjon

Posewang, 1999). Oppløsning av gasshydrater fører til at det bygger seg opp et tilleggsporetrykk ("excess porepressure"), som kan medføre at gassen blir hurtig frigitt. Ofte skjer disse prosessene eksplosivt slik at det dannes krater på havbunnen (Mienert og Posewang, 1999). Chand et al. (2012) viser til at oppløsningen også kan skje gjennom utsiving av gass ved hjelp av prosesser som har vart frem til nylig. Flere gass-skyer langs kontinentalsokkelen utenfor vest Spitsbergen relateres til oppløsning av gasshydrater (Westbrook et al., 2009). I 3D datasett ST0828 er det ikke funnet tegn på eksplosive utbrudd av gass eller "pockmarks". Hvis gasshydrater som inneholdt lettere hydrokarboner var tilstede da isen trakk seg tilbake, kan dette indikere at gasshydratene har smeltet langsomt slik at gassen har sivet mot havbunnen over tid og blitt fanget i den glasielle lagpakken som grunn gass. Oppløsning av gasshydrater kan også gi svakhetssoner, fordi sedimentene som tidligere var konsolidert blir flytende og underkonsoliderte (Bünz et al., 2003). Dette gjør at det kan være en indirekte sammenheng (gasshydrater som smeltet ga grunn gass) mellom gasshydrater med struktur I og glasitektikk, og derfor vil de samme prosessene som er beskrevet i punkt 4.4 være gjeldende.

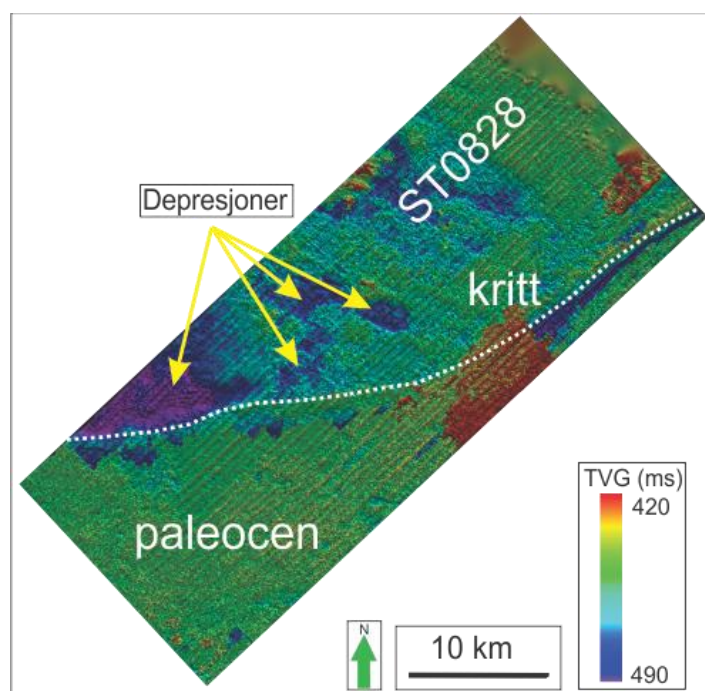
Om en ser på gasshydrater som inneholder tyngre hydrokarboner (struktur II), så vil situasjonen være noe annerledes. Denne typen gasshydrater kan være stabile ved dagens forhold, noe som indikerer at de også ville vært stabile like etter tilbaketrekningen av isdekket. Tidligere studier fra Barentshavet har vist bunn simulerende reflektorer (BSRer) som trolig kan relateres til gasshydrater med struktur II, som inneholder noen få prosent tyngre hydrokarboner eller CO₂ sammen med metan (Andreassen et al., 1990, Chand et al., 2012, Laberg og Andreassen, 1996). De består sannsynligvis av gasshydrater med struktur II fordi modeller viser at gasshydrater med struktur I ikke kan være stabil i de aktuelle områdene i dag. Faktoren med at tyngre hydrokarboner må være til stede for at gasshydrater skal kunne oppstå gjør at det ikke blir noen tydelig lateralt sammenhengende bunn-simulerende reflektor, men heller mindre, avgrensede områder med høyamplitude seismiske refleksjoner (Chand et al., 2012). En lateralt sammenhengende bunn-simulerende reflektor kan oppstå selv om tyngre hydrokarboner er nødvendig for at gasshydrater skal kunne dannes, men da må disse hydrokarbonene kunne migrere lateralt fra deres vertikale migrasjonsrute. Dette vil

4. Diskusjon

kunne skje om det er tyngre hydrokarboner tilgjengelig over tid. Dannelse av gasshydrater vil kunne hindre hydrokarbonene å migrere videre mot havbunnen slik at de blir tvunget til å flykte lateralt (dersom det er mulig), noe som vil medføre at det er tyngre hydrokarboner over et større lateralt område og derfor mulighet for dannelse av en lateralt sammenhengende BSR. Det er ikke observert en bunn-simulerende reflektor i studieområdet mitt, men det kan argumenteres for at tyngre hydrokarboner opptrer i sedimentene. Chand et al. (2008) observerte "pockmarks" i 3D datasett ST0309 som var i direkte kontakt med dypere formasjoner via forkastninger. Andre steder i 3D datasett ST0309 observerte de "pockmarks" lokalisert over paleocene avsetninger, som igjen var i direkte kontakt med dypere formasjoner gjennom flere forkastninger. I tillegg observerte de gassanomalier som opptrer sammen med forkastninger som kan kobles til dypere formasjoner. Deres tolkning av at det er en relasjon mellom "pockmarks", gassanomalier og dypere formasjoner viser at det kan være tyngre hydrokarboner til stede i de grunne sedimentene. Indikasjoner på grunn gass i 3D datasett ST0828 trenger ikke bety at det er tyngre hydrokarboner i den grunne gassen, men det er tidligere i studiet tolket at det kan være en forbindelse mellom en dypere hydrokarbonkilde og de grunne gassakkumulasjonene i studieområdet. Siden det argumenteres for at det kan være tyngre hydrokarboner som opptrer i studieområdet (Fig.1.7.1), betyr det at gasshydrater kan ha vært i stabilitetssonen selv etter at isdekket trakk seg tilbake fra studieområdet (Fig.1.5.3). Dette kan ha gitt en svakhetssone like under gasshydratene som kan ha fungert som et glideplan da isen gjorde et fremrykk igjen. Svakhetssonen relateres til gassen som er fanget under gasshydratene, som kan gi svake lag som en følge av tilleggsporetrykk (Bünz et al., 2003). Om denne teorien stemmer så skal dybden til de store depresjonene i ST0828 tilsvare tykkelsen til gasshydrat stabilitetssonen i studieområdet. Figur 1.5.3 (d,e,f) viser at stabilitetssonen for gasshydrater med struktur II varierer fra ca 250 m til nesten 0. Datidens havbunn ville ligget nærme bunnen av depresjonene (dagens havbunn ligger ca 150 m over bunnen av depresjonene), men teoretisk sett kan det være en sammenheng mellom gasshydrater med struktur II og glasitektonikk (om de glasitektoniske prosessene sees i sammenheng med proglasiale / ismarginale prosesser). Glasitektoniske prosesser kan være relatert til spredte forekomster av type II gasshydrater, noe som også kan forklare hvorfor bare enkelte områder ble utsatt for glasitektonikk.

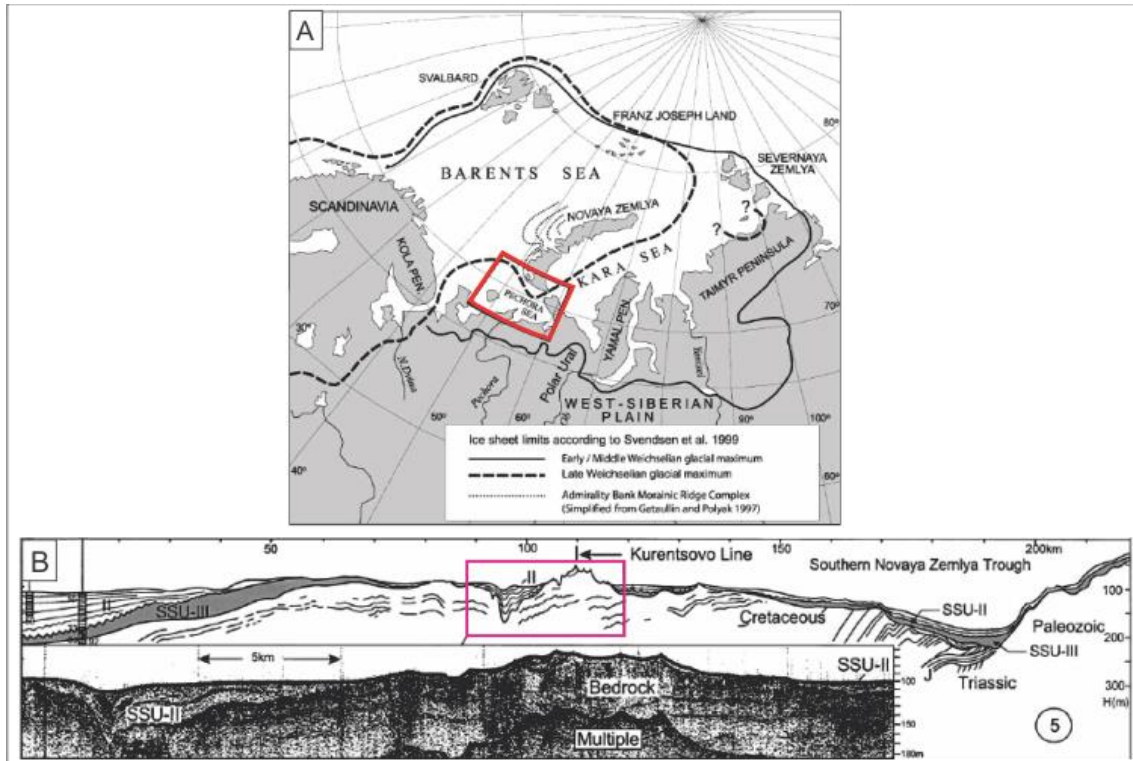
4.7 Sammenheng mellom underliggende sedimentær berggrunn og glasitektonikk

Glasitektoniske formelementer opptrer i glasiiale sedimenter som ligger over lag fra kritt. Glasiiale sedimenter over paleocene enheter synes ikke å være påvirket av glasitektonikk (Fig.3.5.2D & Fig.3.5.3). Depresjonene rekker ned til kritt-sedimentene og viser at erosjonen har påvirket lagene fra kritt (Fig.4.7.1 & Fig.4.5.1). Dette indikerer at kritt-sedimentene har vært mer eroderbar enn sedimentene fra paleocen, og kan ha opptrådt som en svakhetssone som førte til dannelsen av depresjonene i ST0828. I Pechora sjøen i det sørøstlige Barentshav (Fig.4.7.2A) er det funnet eksempler på glasitektonisk deformasjon av underliggende sedimentær berggrunn som består av kritt-avsetninger (Fig.4.7.2B) (Gataullin et al., 2001). Gataullin et al. (2001) undersøkte borekjerner fra flere grunne borer i Pechora sjøen der de beskrev hvordan den underliggende sedimentære berggrunnen opptrer. De fant at den nedre delen av de innsamlede kritt-avsetningene besto av uforstyrrede horisontale lagrekker, mens i de øvre 5 - 10 m er kritt-avsetningene veldig deformert. Små skyveforkastninger og folder opptrer ofte, og de ser på seismiske profiler at kritt-sekvensen blir sterkt deformert nærme overflaten. Alt dette relaterer de til glasitektonisk deformasjon av berggrunnen.



Figur 4.7.1: Skygge-relieffkart av URU (bf2) som viser at kritt-sedimentene er erodert. Nord-nordøst for depresjonene som er vist med gule piler kan det sees flere tilfeller av erosjon i kritt-sedimentene.

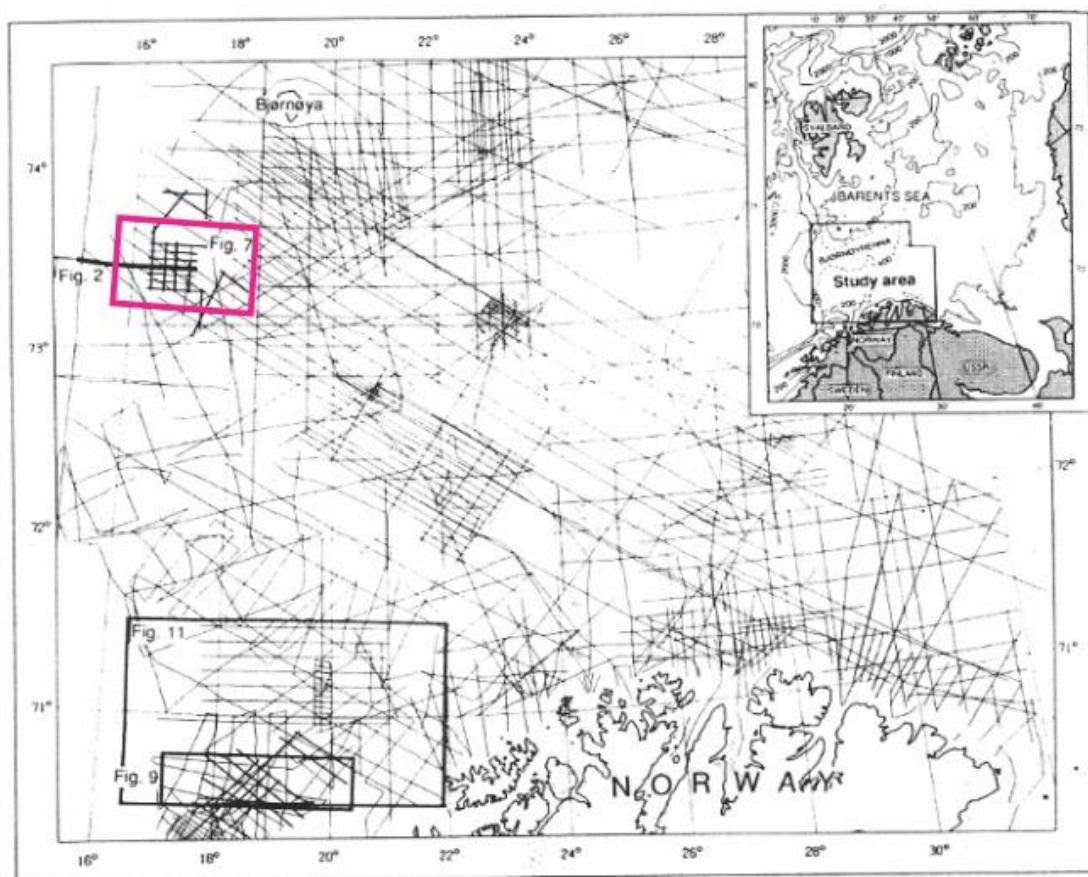
4. Diskusjon



Figur 4.7.2A: Rødt polygon angir lokaliseringen til Pechora sjøen. **B.** Seismisk profil som viser deformasjon av kritt-avsetninger. Innenfor det lille polygonet sees det en depresjon med tilhørende rygg. Figur modifisert fra Gataullin et al. (2001).

Gataullin et al. (2001) observerte at der den underliggende berggrunnen består av trias-avsetninger er den glasitektoniske deformasjonssonen begrenset til en sone som ofte er mindre enn 1 m tykk, mens det i områder der de myke kritt-avsetningene befinner seg så er deformasjonssonen opp mot 20 - 25 m tykk. Den tykke deformasjonssonen på 20 - 25 m støtter teorien om at lagene fra kritt er mer utsatt for glasitektonisk deformasjon. Deformasjon og erosjon av kritt-avsetninger er også beskrevet av Sættem (1994), som ved bruk av høyfrekventseismikk, batymetridata og brønndata undersøkte preglasial berggrunn i sørvestlige Barentshav (Fig.4.7.3).

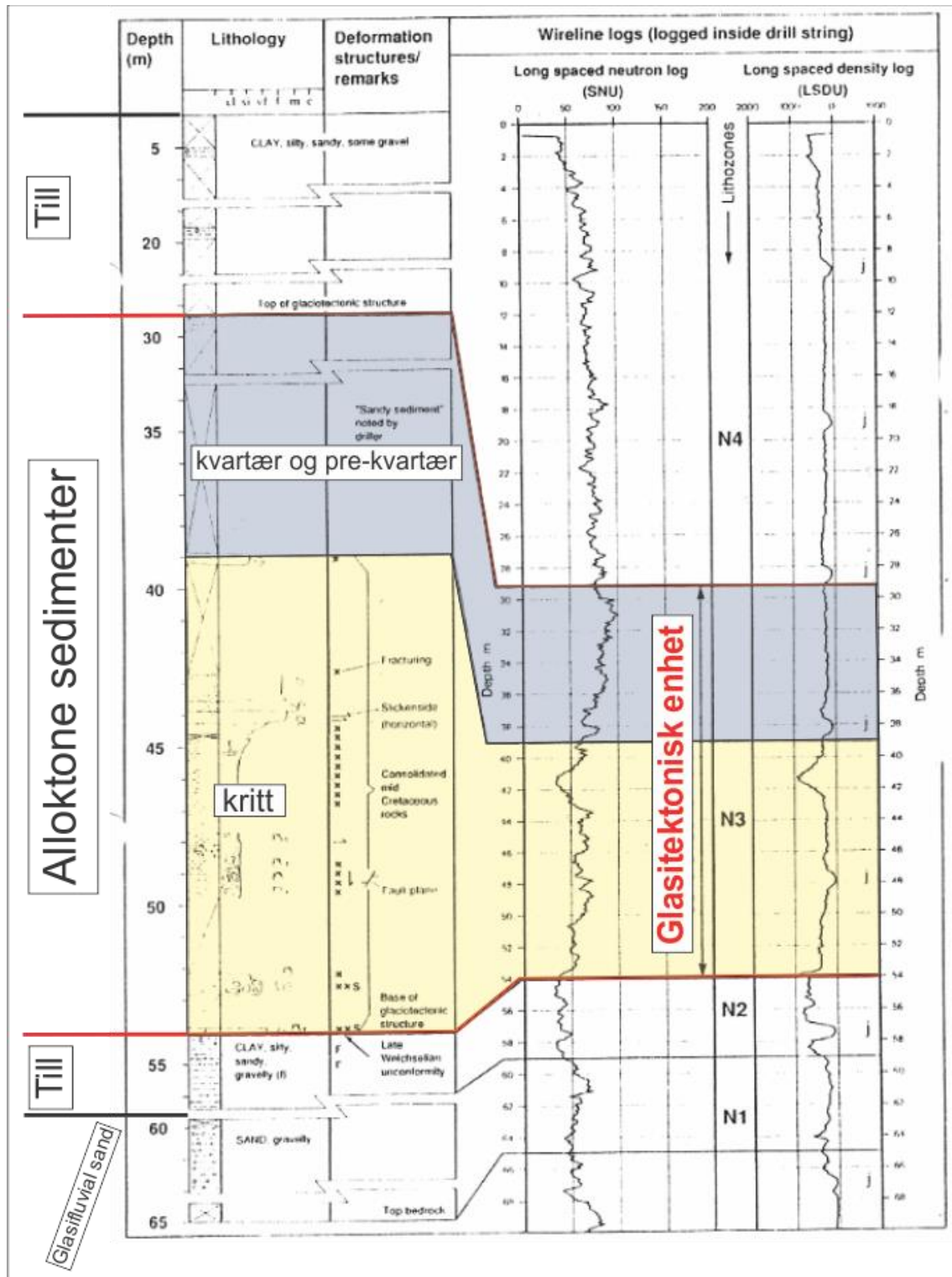
4. Diskusjon



Figur 4.7.3: Studieområdet omtalt i Sættem (1994) er vist oppe i høyre hjørne. Lilla polygon angir plasseringen til figur 4.7.5A. Figur modifisert fra Sættem (1994).

Sættem (1994) omtaler brønn 7316/06-U-01, som penetrerer 65 m av den glasiale lagpakken. Innkapslet i den glasiale lagpakken (mellom 29 m og 54 m dybde) ligger et intervall på 15 - 25 m med allohton preglasial sedimentær berggrunn (Fig.4.7.4). Ved 54.1 m er det en tydelig grense mellom de underliggende glasiale sedimentene og den alloktone sedimentære berggrunnen, og mellom 54.1 m og 39 m er bergarten sterkt deformert. Dette intervallet (54.1 - 39 m) er tolket til å være kritt-sedimenter utsatt for sprø tektonisk deformasjon, mens resten av den alloktone sedimentære berggrunnen som ligger i intervallet mellom 39 – 29 m er tolket til å være en miks av kvartær og pre-kvartær berggrunn. Avsetningene som ligger på toppen av den alloktone berggrunnen består av en 29 m tykk lagpakke med till (Sættem et al., 1992).

4. Diskusjon

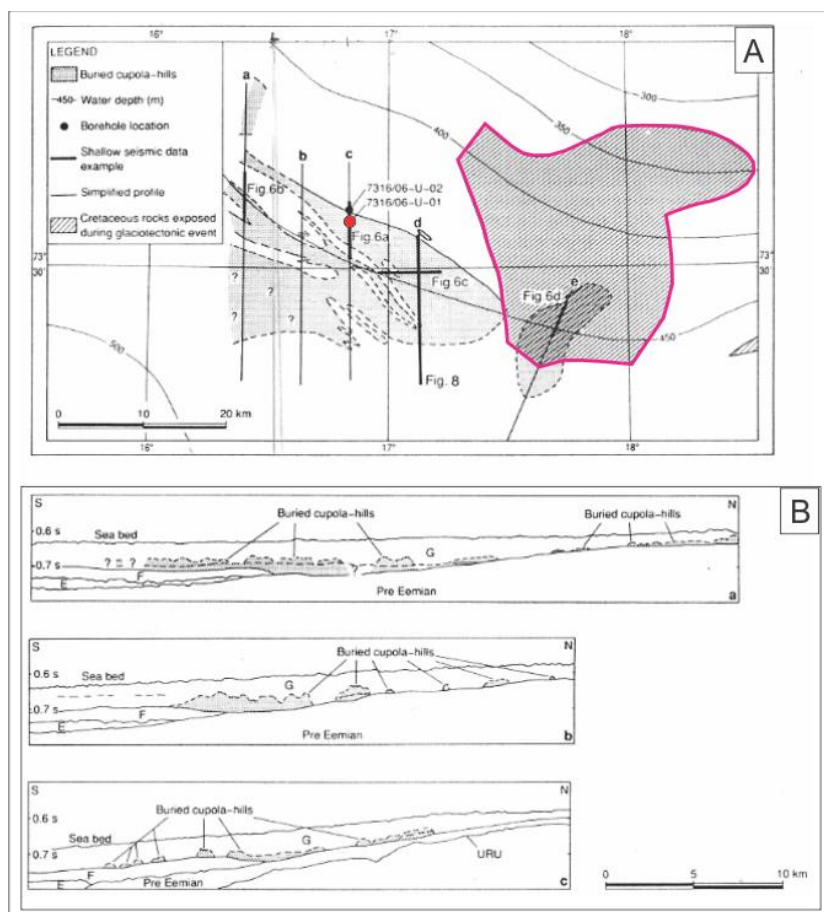


Figur 4.7.4: Stratigrafien til brønn 7316/06-U-01 som viser at den glasitekoniske enheten er innkapslet i glasiiale avsetninger. Kritt-avsetningene er vist med gul transparent, miksen av kvartære og pre-kvartære avsetninger er vist med blå transparent. Røde linjer viser avgrensingen til de alloktone sedimentene. Figur modifisert fra Sættem (1994).

4. Diskusjon

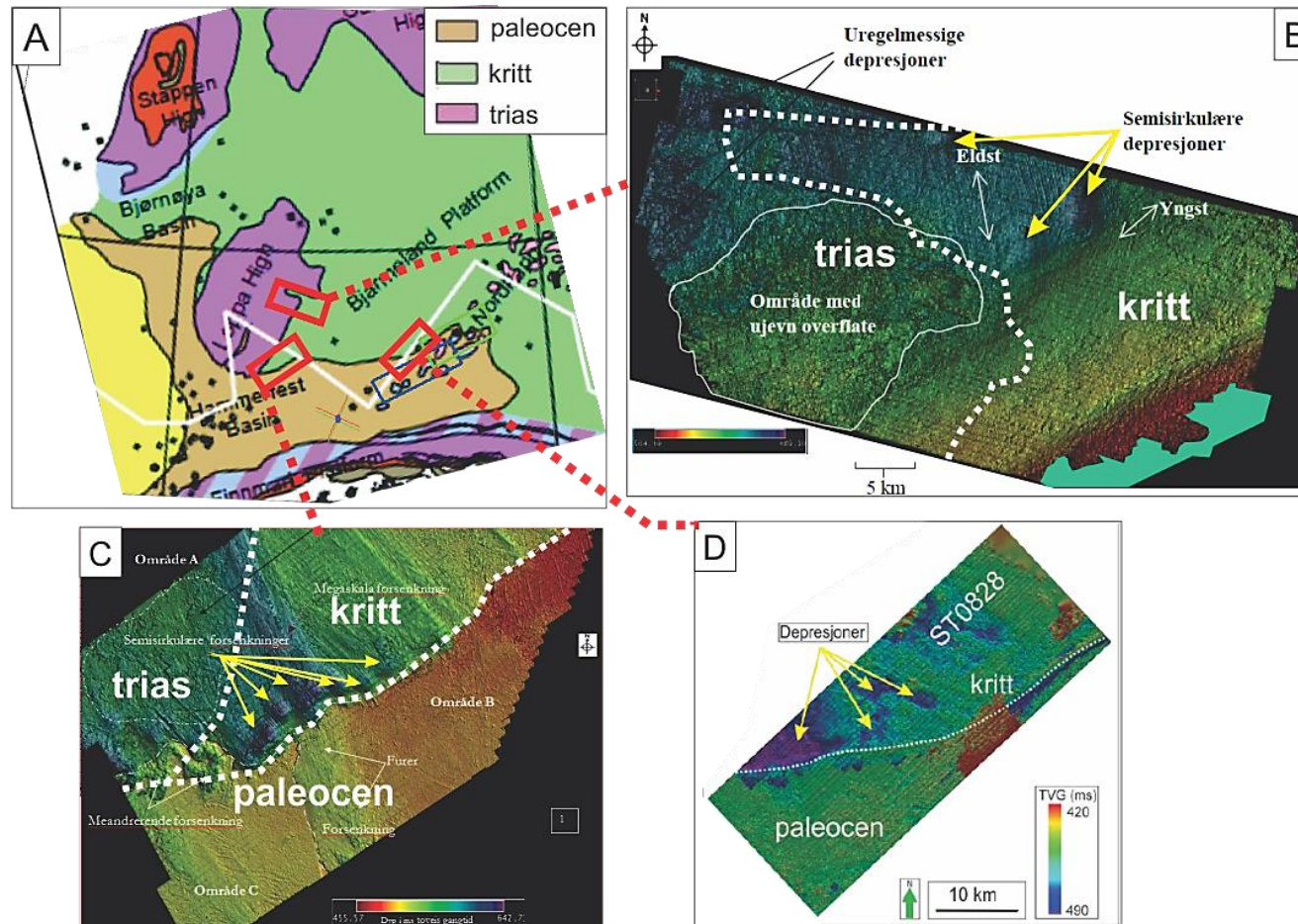
Den alloktone sedimentære berggrunnen fra kritt er av Sættem (1994) tolket til å være utsatt for glasitektoniske prosesser og har blitt erodert, transportert og avsatt som megablokker. Avsetningene er tolket til å være begravde cupola hauger (Fig.4.7.5 & tabell 1.6.1). De finner ingen kildedepresjon nærme megablokkene, men de konkluderer med at kildeområdet må ligge i et område der kritt-avsetninger var i kontakt med isdekket (4.7.5A).

Det finnes flere eksempler der det er funnet depresjoner som ligger over kritt-avsetninger (Midtbø, 2000, Rafaelsen, 2000, Rafaelsen et al., 2002), noe som indikerer at det trolig er en sammenheng mellom glasitektonikk og underliggende sedimentær berggrunn (Fig.4.7.6).



Figur 4.7.5A: Skravert område innenfor lilla linjer angir kritt avsetninger som har vært i kontakt med isdekket. Det skraverte området som ligger utenfor de lilla linjene angir området med begravde cupola hauger. Rødt merke angir lokaliseringen til brønnen 7316/06-U-01. Lokaliseringen til A er vist med lilla polygon i figur 4.7.3. **B.** Profiler som viser cupola hauger. Profil c krysser brønnen 7316/06-U-01. Figur modifisert fra Sættem (1994).

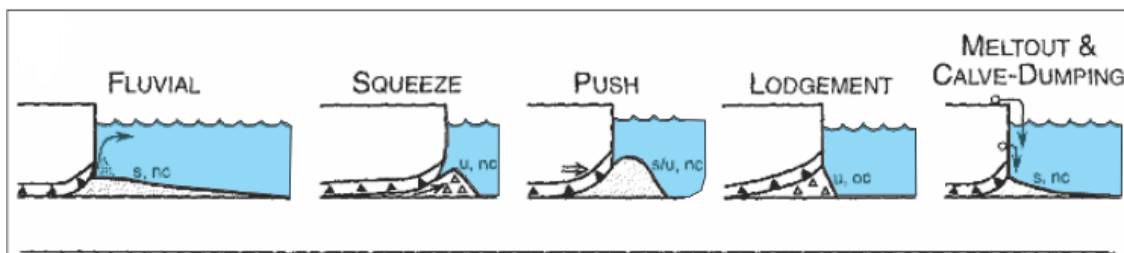
4. Diskusjon



Figur 4.7.6A: Utsnitt fra blotningskartet fra Henriksen et al. (2011a) som er vist i figur 1.2.1. Røde stiplede linjer angir lokaliseringen til de ulike figurene B, C og D. **B.** Tolkning av URU i 3D datasett SG9804 som viser semisirkulære depresjoner (gule piler) i kritt-avsetninger. Figur modifisert fra Rafaelsen (2000). **C.** Tolkning av URU i 3D datasett SG9803 som viser semisirkulære forsenkninger (gule piler) i kritt-avsetninger. Figur modifisert fra Midtbø (2000). **D.** Tolkning av URU i 3D datasett ST0828 fra dette studiet. Depresjoner i kritt-avsetningene er vist med gule piler. Nordøst for de angitte depresjonene er det også tydelig at kritt-avsetningene er erodert. Alle figurene er orientert mot nord. De hvite stiplede linjene som angir bergartsgrensene er basert på blotningskartet i A.

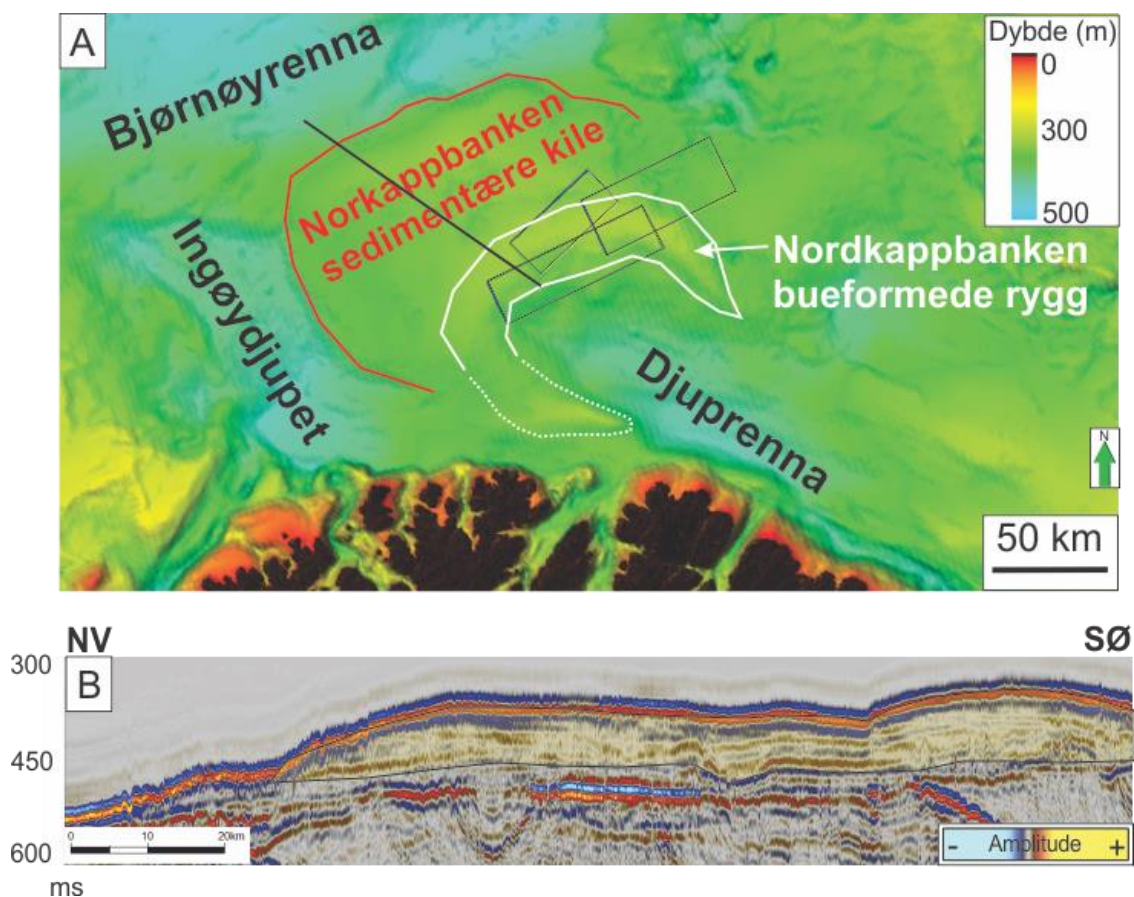
4.8 Relasjon mellom Nordkappbanken bueformede rygg og glasitektoniske enheter

På bakgrunn av at det tidligere i diskusjonen er diskutert om de glasitektoniske enhetene kan ha en ismarginal opprinnelse, så må det diskuteres om det Nordkappbanken bueformede rygg og de glasitektoniske enhetene kan relateres til hverandre. Nordkappbanken bueformede rygg (NBR) er tydeligst mot nord-nordøst der den er rundt 60 m høy og 13 km bred, og det er foreslått at NBR er en stor endemorene (Andreassen et al., 2008, Larsen et al., 2003). Endemorenen er avsatt foran isstrømmen som drenerte ut Djuprenna (Fig.4.2.1; Strømningssett 17), og er tolket til å være avsatt etter at isdekket gjorde et fremrykk for 16 kal ka (Fig.1.3.2; steg 3) (Winsborrow et al., 2010). Morener inneholder en miks av sedimenter fra leire til stein som er avsatt som en følge av kalving, utsmelting, påklistring og pressende/skyvende prosesser under isen (Powell og Domack, 1995). Det kan være flere ulike prosesser involvert i dannelsen av en moreneavsetning (Powell og Domack, 1995), og Nordkappbanken bueformede rygg kan være avsatt i en kombinasjon mellom “push”-morene, Utsmelting - kalving/dumping morene og fluviale prosesser med mye subglasial uttømming av smeltevann (Fig.4.8.1). Mot nordvest foran Nordkappbanken bueformede rygg ligger Nordkappbanken sedimentære kile (Fig.4.8.2). Nordkappbanken sedimentære kile er tolket til å være avsatt i et glasimarint miljø, samtidig som NBR ble avsatt (Larsen et al., 2003).



Figur 4.8.1: Figur som viser fem ulike prosesser som kan være dominerende under dannelsen av en morene. En morene kan også være et resultat av en kombinasjon mellom disse og det er foreslått at Nordkappbanken bueformede rygg er avsatt som en følge av prosessene “Fluvial”, “push” og “Meltout & Calve-Dumping”. Figur modifisert fra Powell og Alley (1997).

4. Diskusjon



Figur 4.8.2A: Rød linje indikerer avgrensningen til Nordkappbanken sedimentære kile. Hvit linje indikerer Nordkappbanken bueformede rygg, hvit stiplet linje indikerer mulig fortsettelse av Nordkappbanken bueformede rygg. Svart linje angir lokaliseringen til profilen i B. Svarte polygon indikerer 3D datasettene som er lokalisert på Nordkappbanken bueformede rygg. IBCAO, fremstilt i Petrel 2011, er brukt som kartbakgrunn (Jakobsson et al., 2012). **B.** Seismisk profil som viser Nordkappbanken sedimentære kile og Nordkappbanken bueformede rygg. Gul transparent indikerer utbredelsen til Nordkappbanken sedimentære kile mot nordvest. Mot sørøst sees Nordkappbanken bueformede rygg som en markant forhøyning. 2D linje NPD-NOLO-85_.D-6-85 er benyttet i profilen.

Nordkappbanken sedimentære kile har en tykkelse som er opp mot 170 m (Andreassen et al., 2008) og en lateral utbredelse på opp til 160 km. Det interne refleksjonsmønsteret til avsetningen er tidligere tolket til å være delvis akustisk transparent (Andreassen et al., 2008), som en følge av at materialet er homogent (muligens avsatt fra suspensjon). Andre akustisk transparente kiler funnet nord i Barentshavet er tolket til å være et resultat av hurtig glasimarin avsetning (Solheim og Kristoffersen, 1984).

4. Diskusjon

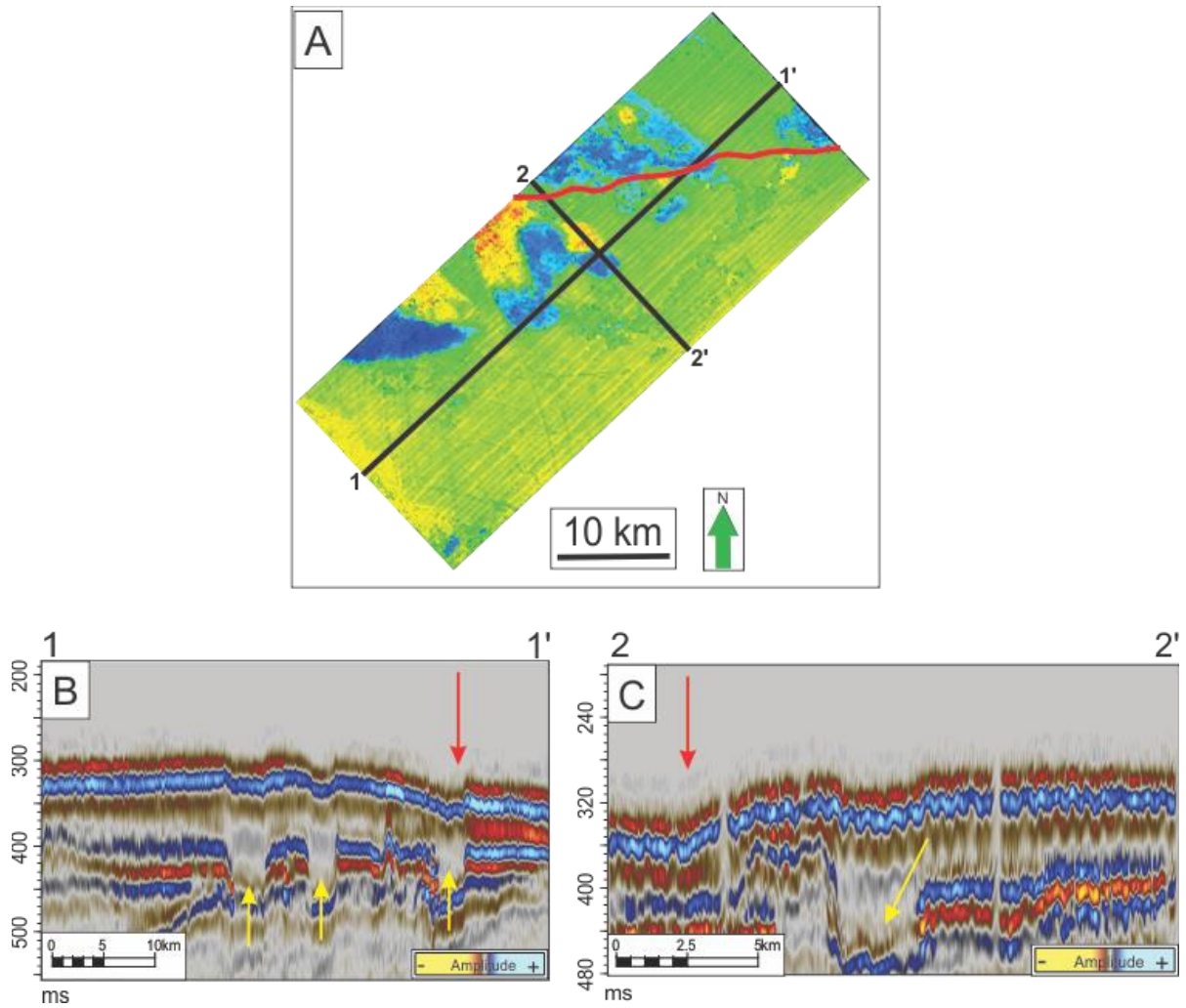
Det er ikke funnet interne reflektorer som gjør at en kan skille mellom bunnen av Nordkappbanken bueformede rygg og bunnen av Nordkappbanken sedimentære kile. Den begravde flaten bf1 tilsvarer bunnen av Nordkappbanken sedimentære kile og Nordkappbanken bueformede rygg. Rüther et al. (2011) tolket at ytre Bjørnøyrenna sedimentære kile ligger under Nordkappbanken sedimentære kile, noe som viser at Nordkappbanken sedimentære kile ikke er eldre enn 17.1-16.6 kal ka. Om en også ser på deglasiasjonsstegene presentert av Winsborrow et al. (2010) (Fig.1.3.2; steg 4), så hadde isdekket forlatt Barentshavet for 15 kal ka. Om bunnen tilsvarer 17.1 kal ka og slutten på den store tilførselen av sedimenter tilsvarer 15 kal ka gir det et tidsrom på maksimalt 2100 år for avsetningen av Nordkappbanken sedimentære kile. Dette gir en sedimentasjons hastighet på ca 8 cm/år for den glasimarine avsetningen Nordkappbanken sedimentære kile (bruker en tykkelse på 170 m og 2100 år som avsetningsintervall). Sannsynligvis har Nordkappbanken sedimentære kile blitt avsatt over et kortere tidsrom. Dette fordi iskanten trolig har trukket seg tilbake fra Nordkappbanken en tid før isranden befant seg på land for 15 kal ka, og fordi det er antatt at Nordkappbanken sedimentære kile er avsatt samtidig som Nordkappbanken bueformede rygg (som er relatert til isdekkets fremrykk for 16 kal ka). 8 cm /år er en høy sedimentasjonsrate, men med tanke på at avsetningen ligger rett foran isstrømmen som drenerte ut Djuprenna så kan dette estimatet være reelt. I Kongsfjorden på Svalbard er det estimert en sedimentasjonsrate opp mot 7 cm/år (Elverhøi et al., 1998). Felles for disse to er at de var/er foran isbreer som kan frakte store mengder sedimenter. Men det må påpekes at forholdene i Kongsfjorden og forholdene på Nordkappbanken trolig har vært ulik (blant annet fjord kontra åpent hav og ulik størrelse på dreneringsområde). I diskusjonen rundt isfjellenes drivkrefter (kapittel 4.3), så er det indikert at smeltevann kan ha spilt en stor rolle for isfjellenes drivretning (sørøst mot nordvest). Om det har vært store mengder smeltevann som transporterte mye sedimenter, så kan dette forklare den høye sedimentasjonsraten. I forhold til at Nordkappbanken bueformede rygg (NBR) er foreslått å være en endemorene, så er det en tolkning som støtter opp om at det har vært mye smeltevann og mye sedimenter involvert i dannelsen av NBR. Dette fordi mengden subglasialt smeltevann er det som kan avgjøre om avsetningen blir en morenerygg eller en grunningsonekile. Om det er mye smeltevann så kan det favorisere

4. Diskusjon

dannelse av en morenerygg, om det er lite smeltevann så er det en tendens til at grunningsonekiler dannes (Powell og Domack, 1995).

Det er antatt at Nordkappbanken sedimentære kile og Nordkappbanken bueformede rygg kan relateres til samme hendelse. Derfor kan de glasitektoniske prosessene i mitt studieområde være relatert til fremrykket som avsatte Nordkappbanken bueformede rygg. "Hill-hole pairs" ligger begravd under endemorenen (Fig.4.8.3), noe som betyr at ismarginen har ligget svært nær eller over disse enhetene. Hvis glasitektonikken hendte samtidig som Nordkappbanken bueformede rygg ble avsatt, betyr det at en ismarginal opprinnelse vil være sannsynlig for "hill-hole pairs". Proglasial oppskyving av sedimentene kan ha vært en viktig prosess for dannelsen av "hill-hole pairs" i mitt studieområde (Fig.1.6.2). Det er ikke funnet mega-skala glasiiale lineasjoner som er lokalisert proksimalt for endemorenen, noe som kan indikere at også de mega-skala glasiiale lineasjonene som er observert på den begravde flaten bf1 kan relateres til isdekkets fremrykk for 16 kal ka.

4. Diskusjon



Figur 4.8.3A: Skygge-relieffkart av den begravde flaten bf1. Rød linje viser marginen til Nordkappbanken bueformede rygg, konstruert ved bruk av inn-linjer og x-linjer. **B&C.** Seismiske profiler som viser Nordkappbanken bueformede rygg. Røde piler markerer marginen til ryggen. Gule piler angir depresjonene på den begravde flaten.

4. Diskusjon

5. Konklusjoner

- Studier av den glasiiale lagpakken indikerer at glasitektoniske prosesser har vært involvert i dannelsen av geomorfologien i studieområdet. "Hill-hole pairs" lokalisert nedstrøms for mega skala glasiiale lineasjoner viser at erosjon og avsetning av glasitektoniske prosesser var vanlig i studieområdet.
- Mega-skala glasiiale lineasjoner (MSGL) på begge de begravde flatene indikerer at isstrømmer har opptrådd i flere perioder i studieområdet. MSGL med ulike orienteringer på samme flate viser at isstrømmene har endret retning.
- Det er observert seismiske indikasjoner på grunn gass i den glasiiale lagpakken. Denne gassen har trolig migrert fra dypere kildebergarter. I den sedimentære berggrunnen under URU er det et tett nettverk med forkastninger som sammen med laggrensen mellom kritt og palocen kan ha fungert som migrasjonsruter for hydrokarboner.
- Indikasjoner på grunne gassakkumulasjoner er lokalisert like ved depresjonene og det er foreslått at fri gass i porerommene kan ha påvirket den glasitektoniske erosjonen.
- Store depresjoner er flere steder erodert ned til den underliggende sedimentære berggrunnen, og forekommer bare i kritt-avsetninger som er tolket til å være lett eroderbar.
- Trolig har både grunn gass og lett eroderbar berggrunn bidratt til den glasitektoniske erosjonen
- De glasitektoniske formelementene på den begravde flaten kan være knyttet til en ismarginal hendelse, trolig relatert til dannelsen av Nordkappbanken bueformede rygg (NBR).
- Isfjellpløyespor som er orientert sørøst mot nordvest gir indikasjoner på at hoveddrivkraften til isfjellene i studieområdet var smeltevann. En høy sedimentasjonsrate for den glasiarint avsatte Nordkappbanken sedimentære kile antyder at det har vært mye sedimenter i suspensjon, trolig transportert av smeltevannet. Dette viser at det var store mengder smeltevann under deglasiasjonen.

5. Konklusjoner

6. Referanser

- AAGAARD-SØRENSEN, S., HUSUM, K., HALD, M. & KNIES, J. 2010. Paleoceanographic development in the SW Barents Sea during the Late Weichselian–Early Holocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 29(25–26), s. 3442–3456. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.014>.
- ABER, J. S. 1982. Model for glaciotectonism. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 30, s. 79–90.
- ABER, J. S. & BER, A. 2007. *Glaciotectonism*. Elsevier Science.
- ABER, J. S., CROOT, D. G. & FENTON, M. M. 1989. *Glaciotectonic landforms and structures*. Kluwer Academic Publishers.
- ANDREASSEN, K., HOGSTAD, K. & BERTEUSSEN, K. 1990. Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly. *First Break*, 8(6), s. 235–245.
- ANDREASSEN, K., LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97(1–2), s. 157–177.
- ANDREASSEN, K., NILSSEN, E. G. & ØDEGAARD, C. M. 2007,a. Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data. *Geo-Marine Letters*, 27(2), s. 155–171.
- ANDREASSEN, K., NILSSEN, L. C., RAFAELSEN, B. & KUILMAN, L. 2004. Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics. *Geology*, 32(8), s. 729.
- ANDREASSEN, K., VORREN, T. O. & JOHANSEN, K. B. 1985. Pre-Late Weichselian glacial marine sediments at Arnøy, North Norway. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 107(1), s. 63–70. doi: 10.1080/11035898509452615.
- ANDREASSEN, K. & WINSBORROW, M. 2009. Signature of ice streaming in Bjornoyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics. *Annals of Glaciology*, 50(52), s. 17–26.
- ANDREASSEN, K., ØDEGAARD, C. & RAFAELSEN, B. 2007,b. Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 277(1), s. 151–169.
- ANELL, I., THYBO, H. & ARTEMIEVA, I. M. 2009. Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited. *Tectonophysics*, 474(1–2), s. 78–105. doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.006.
- BARNES, P. W. & LIEN, R. 1988. Icebergs rework shelf sediments to 500 m off Antarctica. *Geology*, 16(12), s. 1130–1133. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<1130:irsstm>2.3.co;2.
- BELLE, V., WILSON, M., BØE, R., RISE, L., THORSNES, T., BUHL-MORTENSEN, L. & BUHL-MORTENSEN, P. 2008. Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsøflaket, Barents Sea. *Marine Geology*, 249(3–4), s. 257–270. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.009>.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. 2010. *Glaciers and glaciation*. Hodder Education.
- BENNETT, M. R. 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61(3–4), s. 309–339. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00130-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00130-7).
- BROOKE, C. M., TRIMBLE, T. J. & MACKAY, T. A. 1995. Mounded shallow gas sands from the Quaternary of the North Sea: analogues for the formation of sand mounds in deep water Tertiary sediments? *Geological Society, London, Special Publications*, 94(1), s. 95–101. doi: 10.1144/gsl.sp.1995.094.01.08.
- BUCZKOWSKI, D. L., FREY, H. V., ROARK, J. H. & MCGILL, G. E. 2005. Buried impact craters: A topographic analysis of quasi-circular depressions, Utopia Basin, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E3), s. n/a–n/a. doi: 10.1029/2004je002324.

6. Referanser

- BUGGE, T., ELVEBAKK, G., FANAVOLL, S., MANGERUD, G., SMELROR, M., WEISS, H. M., GJELBERG, J., KRISTENSEN, S. E. & NILSEN, K. 2002. Shallow stratigraphic drilling applied in hydrocarbon exploration of the Nordkapp Basin, Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19(1), s. 13-37. doi: 10.1016/s0264-8172(01)00051-4.
- BULAT, J. 2005. Some considerations on the interpretation of seabed images based on commercial 3D seismic in the Faroe-Shetland Channel. *Basin Research*, 17(1), s. 21-42. doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00253.x.
- BUTT, F., ELVERHØI, A., SOLHEIM, A. & FORSBERG, C. 2000. Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results. *Marine Geology*, 169(3), s. 373-390.
- BÜNZ, S., MIENERT, J. & BERNDT, C. 2003. Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(3-4), s. 291-307. doi: 10.1016/s0012-821x(03)00097-9.
- CARROLL, J. J. 2009. *Natural gas hydrates : a guide for engineers*. [S.l.]: Gulf Professional Publishing.
- CARTWRIGHT, J. & HUUSE, M. 2005. 3D seismic technology: the geological 'Hubble'. *Basin Research*, 17(1), s. 1-20.
- CARTWRIGHT, J., HUUSE, M. & APLIN, A. 2007. Seal bypass systems. *AAPG bulletin*, 91(8), s. 1141.
- CARTWRIGHT, J., JAMES, D. & BOLTON, A. 2003. The genesis of polygonal fault systems: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), s. 223-243. doi: 10.1144/gsl.sp.2003.216.01.15.
- CHAND, S., MIENERT, J., ANDREASSEN, K., KNIES, J., PLASSEN, L. & FOTLAND, B. 2008. Gas hydrate stability zone modelling in areas of salt tectonics and pockmarks of the Barents Sea suggests an active hydrocarbon venting system. *Marine and Petroleum Geology*, 25(7), s. 625-636.
- CHAND, S., RISE, L., KNIES, J., HAFLIDASON, H., HJELSTUEN, B. O. & BØE, R. 2011. Stratigraphic development of the south Vøring margin (Mid-Norway) since early Cenozoic time and its influence on subsurface fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7), s. 1350-1363. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.01.005>.
- CHAND, S., THORSNES, T., RISE, L., BRUNSTAD, H., STODDART, D., BØE, R., LÅGSTAD, P. & SVOLSBURU, T. 2012. Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332(0), s. 305-314. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.021>.
- CLARK, C. D. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(1), s. 1-29.
- CLARK, C. D., TULACZYK, S. M., STOKES, C. R. & CANALS, M. 2003. A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology*, 49(165), s. 240-256. doi: 10.3189/172756503781830719.
- DERYABIN, A. 2012. Relationship between glacial erosion and fluid flow inferred from 3D seismic data: SW Barents Sea.
- DORÉ, A. G. & JENSEN, L. N. 1996. The impact of late Cenozoic uplift and erosion on hydrocarbon exploration: offshore Norway and some other uplifted basins. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), s. 415-436. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00031-3](http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181(95)00031-3).
- DOWDESWELL, J. A. & BAMBER, J. L. 2007. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. *Marine Geology*, 243(1-4), s. 120-131. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.008>.
- DOWDESWELL, J. A. & ELVERHØI, A. 2002. The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glacial marine sedimentation. *Marine Geology*, 188(1-2), s. 3-14. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00272-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00272-4).
- DOWDESWELL, J. A., OTTESEN, D. & RISE, L. 2006. Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34(4), s. 313-316. doi: 10.1130/g22253.1.
- DOWDESWELL, J. A., OTTESEN, D., RISE, L. & CRAIG, J. 2007. Identification and preservation of landforms diagnostic of past ice-sheet activity on continental shelves from three-dimensional seismic evidence. *Geology*, 35(4), s. 359-362. doi: 10.1130/g23200a.1.

6. Referanser

- DOWDESWELL, J. A., VILLINGER, H., WHITTINGTON, R. J. & MARIENFELD, P. 1993. Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf. *Marine Geology*, 111(1–2), s. 37–53. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90187-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(93)90187-Z).
- DRINKWATER, K. F. 2011. The influence of climate variability and change on the ecosystems of the Barents Sea and adjacent waters: Review and synthesis of recent studies from the NESSAS Project. *Progress in Oceanography*, 90(1–4), s. 47–61. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocan.2011.02.006>.
- DURHAM, W. B., KIRBY, S. H., STERN, L. A. & ZHANG, W. 2003. The strength and rheology of methane clathrate hydrate. *J. Geophys. Res.*, 108(2182), s. 1–11.
- EHLERS, J. & GIBBARD, P. L. 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, 164–165(0), s. 6–20. doi: 10.1016/j.quaint.2006.10.008.
- ELVERHØI, A., HOOKE, R. L. & SOLHEIM, A. 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barents Sea region: Implications for understanding erosion of glacierized basins. *Quaternary Science Reviews*, 17(1–3), s. 209–241. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00070-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00070-X).
- FALEIDE, J. I., TSIKALAS, 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 the Barents Sea. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 31(1), s. 82–91.
- FALEIDE, J. I., VAGNES, E. & GUDLAUGSSON, S. T. 1993. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3), s. 186–214.
- GALLAGHER, J., BRAATEN, A., HOVLAND, M. & KEMP, A. Use of an interpretation Station for the Study of Shallow Gas Sands on Haltenbanken,”. I: *NPF Conference “Shallow Gas and Leaky Reservoirs,” Stavanger, April, 1989*, s. 10–11.
- GATAULLIN, V., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2001. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea. *Global and Planetary Change*, 31(1–4), s. 453–474. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00135-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00135-7).
- HALD, M., SÆTTEM, J. & NESSE, E. 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal, amino acid and radiocarbon evidence. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(4), s. 241–257.
- HEGGLAND, R. 1997. Detection of gas migration from a deep source by the use of exploration 3D seismic data. *Marine Geology*, 137(1–2), s. 41–47. doi: 10.1016/s0025-3227(96)00077-1.
- HEGGLAND, R. 1998. Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 15(1), s. 1–9. doi: 10.1016/s0264-8172(97)00060-3.
- HENRIKSEN, E., BJØRNSETH, H., HALS, T., HEIDE, T., KIRYUKHINA, T., KLØVJAN, O., LARSSSEN, G., RYSETH, A., RØNNING, K. & SOLLID, K. 2011a. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), s. 271–281.
- HENRIKSEN, E., RYSETH, A., LARSSSEN, G., HEIDE, T., RØNNING, K., SOLLID, K. & STOUPEAKOVA, A. 2011b. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implications for petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), s. 163–195.
- HEROY, D. C. & ANDERSON, J. B. 2005. Ice-sheet extent of the Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum (LGM)—Insights from glacial geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12), s. 1497–1512. doi: 10.1130/b25694.1.
- HESTER, K. C., DUNK, R. M., WALZ, P. M., PELTZER, E. T., SLOAN, E. D. & BREWER, P. G. 2007. Direct measurements of multi-component hydrates on the seafloor: Pathways to growth. *Fluid Phase Equilibria*, 261(1–2), s. 396–406. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.fluid.2007.07.053>.
- HILL, J. C., GAYES, P. T., DRISCOLL, N. W., JOHNSTONE, E. A. & SEDBERRY, G. R. 2008. Iceberg scours along the southern U.S. Atlantic margin. *Geology*, 36(6), s. 447–450. doi: 10.1130/g24651a.1.

6. Referanser

- HINDLE, A. D. 1997. Petroleum migration pathways and charge concentration: A three-dimensional model. *AAPG Bulletin*, 81(9), s. 1451-1481.
- HOVLAND, M., GARDNER, J. V. & JUDD, A. G. 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2(2), s. 127-136. doi: 10.1046/j.1468-8123.2002.00028.x.
- JAKOBSSON, M., MAYER, L., COAKLEY, B., DOWDESWELL, J. A., FORBES, S., FRIDMAN, B., HODNESDAL, H., NOORMETS, R., PEDERSEN, R., REBESCO, M., SCHENKE, H. W., ZARAYSKAYA, Y., ACCETTELLA, D., ARMSTRONG, A., ANDERSON, R. M., BIENHOFF, P., CAMERLENGHI, A., CHURCH, I., EDWARDS, M., GARDNER, J. V., HALL, J. K., HELL, B., HESTVIK, O., KRISTOFFERSEN, Y., MARCUSSEN, C., MOHAMMAD, R., MOSHER, D., NGHIEM, S. V., PEDROSA, M. T., TRAVAGLINI, P. G. & WEATHERALL, P. 2012. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett.*, 39(12), s. L12609. doi: 10.1029/2012gl052219.
- JUDD, A. G. & HOVLAND, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12(10), s. 1081-1095. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90070-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(92)90070-Z).
- JUNTTILA, J., AAGAARD-SØRENSEN, S., HUSUM, K. & HALD, M. 2010. Late Glacial–Holocene clay minerals elucidating glacial history in the SW Barents Sea. *Marine Geology*, 276(1–4), s. 71-85. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.009>.
- KING, E. C., HINDMARSH, R. C. A. & STOKES, C. R. 2009. Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geosci*, 2(8), s. 585-588.
- KLEMAN, J. & GLASSER, N. F. 2007. The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 26(5–6), s. 585-597. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.010>.
- KLEMAN, J., HÄTTESTRAND, C., STROEVEN, A. P., JANSSON, K. N., DE ANGELIS, H. & BORGSTRÖM, I. 2006. Reconstruction of Palaeo-Ice Sheets-Inversion of their Glacial Geomorphological Record. *Glacier Science and Environmental Change*, s. 192-198.
- KNIES, J., MATTHIESSEN, J., VOGT, C., LABERG, J. S., HJELSTUEN, B. O., SMELROR, M. & LARSEN, E. 2009. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea-Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 28(9-10), s. 812-829.
- KNUTSEN, S. M. & LARSEN, K. I. 1997. The late Mesozoic and Cenozoic evolution of the Sørvestsnaget Basin: A tectonostratigraphic mirror for regional events along the Southwestern Barents Sea margin? *Marine and Petroleum Geology*, 14(1), s. 27-54. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(96\)00039-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(96)00039-6).
- LABERG, J. S. & ANDREASSEN, K. 1996. Gas hydrate and free gas indications within the Cenozoic succession of the Bjørnøya Basin, western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(8), s. 921-940.
- LARSEN, E., ANDREASSEN, K., NILSSEN, L. & RAUNDALEN, S. 2003. *The prospectivity of the Barents Sea: Ice ages, erosion and tilting of traps*. NGU Report.
- LØSETH, H., GADING, M. & WENSAAS, L. 2009. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), s. 1304-1319. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.09.008.
- MANGERUD, J., JANSEN, E. & LANDVIK, J. Y. 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12(1–4), s. 11-26. doi: 10.1016/0921-8181(95)00009-7.
- MANGERUD, J. A. N., DOKKEN, T., HEBBELN, D., HEGGEN, B., INGÓLFSSON, Ó., LANDVIK, J. Y., MEJDAHL, V., SVENDSEN, J. I. & VORREN, T. O. 1998. FLUCTUATIONS OF THE SVALBARD–BARENTS SEA ICE SHEET DURING THE LAST 150 000 YEARS. *Quaternary Science Reviews*, 17(1–3), s. 11-42. doi: 10.1016/s0277-3791(97)00069-3.
- MASLIN, M., OWEN, M., BETTS, R., DAY, S., JONES, T. D. & RIDGWELL, A. 2010. Gas hydrates: past and future geohazard? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1919), s. 2369-2393.
- MATHEWS, W. H. & MACKAY, J. R. 1960. *Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore pressures and permafrost*.

6. Referanser

- MATTINGSDAL, R. 2008. Glacial geomorfologi og deglasiasjon av Nordkappbanken-området, sørvestlige Barentshav, basert på 3D-og 2D-seismiske data.
- MIDTBØ, M. 2000. *Studier av kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshavet bed bruk av tre-dimensjonale seismiske data.*
- MIENERT, J. & POSEWANG, J. 1999. Evidence of shallow- and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments. *Geo-Marine Letters*, 19(1-2), s. 143-149. doi: 10.1007/s003670050101.
- MORAN, S., CLAYTON, L., HOOKE, R. L., FENTON, M. & ANDRIASHEK, L. 1980. Glacier-bed landforms of the prairie region of North America. *Journal of Glaciology*, 25(93), s. 457-476.
- Ó COFAIGH, C., DOWDESWELL, J. A., ALLEN, C. S., HIEMSTRA, J. F., PUDSEY, C. J., EVANS, J. & J.A. EVANS, D. 2005. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 24(5-6), s. 709-740. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.006>.
- OHM, S. E., KARLSEN, D. A. & AUSTIN, T. J. F. 2008. Geochemically driven exploration models in uplifted areas: Examples from the Norwegian Barents Sea. *AAPG Bulletin*, 92(9), s. 1191-1223. doi: 10.1306/06180808028.
- OTTESEN, D., DOWDESWELL, J. A. & RISE, L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N). *Geological Society of America Bulletin*, 117(7-8), s. 1033-1050. doi: 10.1130/b25577.1.
- OTTESEN, D., STOKES, C. R., RISE, L. & OLSEN, L. 2008. Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 27(9-10), s. 922-940. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.014>.
- POWELL, R. & DOMACK, E. 1995. Modern glaciomarine environments. *Glacial environments*, 1, s. 445-486.
- POWELL, R. D. & ALLEY, R. B. 1997. Grounding-line systems: processes, glaciological inferences and the stratigraphic record. *Antarctic Research Series*, 71, s. 169-187.
- RAFAELSEN, B. 2000. *Studier av kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshav basert på tre-dimensjonale seismiske data.*
- RAFAELSEN, B., ANDREASSEN, K., KUILMAN, L. W., LEBESBYE, E., HOGSTAD, K. & MIDTBØ, M. 2002. Geomorphology of buried glacial horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data. *Geological Society, London, Special Publications*, 203(1), s. 259-276. doi: 10.1144/gsl.sp.2002.203.01.14.
- RONNEVIK, H., BESKOW, B. & JACOBSEN, H. P. 1982. Structural and stratigraphic evolution of the Barents Sea.
- RÜTHER, D. C., MATTINGSDAL, R., ANDREASSEN, K., FORWICK, M. & HUSUM, K. 2011. Seismic architecture and sedimentology of a major grounding zone system deposited by the Bjørnøyrenna Ice Stream during Late Weichselian deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), s. 2776-2792. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.06.011>.
- SALES, J. K. 1993. Closure vs. seal capacity—A fundamental control on the distribution of oil and gas. *Basin modeling: Advances and application: Norsk Petroleum Forening (Norwegian Petroleum Society) Special Publications*, 3, s. 399-414.
- SCHLUMBERGER. 2010. *Interpreter's Guide to Seismic Attributes.*
- SHAW, J., PUGIN, A. & YOUNG, R. R. 2008. A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations. *Geomorphology*, 102(3-4), s. 364-375. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.005>.
- SHERIFF, R. 2006. *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*, revised 4th ed. SEG.
- SHERIFF, R. E. & GELDART, L. P. 1995. *Exploration seismology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- SIEGERT, M. & DOWDESWELL, J. 2002. Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modelling. *Marine Geology*, 188(1), s. 109-127.

6. Referanser

- ŚLUBOWSKA-WOLDENGEN, M., KOÇ, N., RASMUSSEN, T. L., KLITGAARD-KRISTENSEN, D., HALD, M. & JENNINGS, A. E. 2008. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quaternary Science Reviews*, 27(15–16), s. 1476-1492. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>.
- SOLHEIM, A. & ELVERHØI, A. 1993. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*, 13(4), s. 235-243.
- SOLHEIM, A. & KRISTOFFERSEN, Y. 1984. *Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history*. Norsk Polarinstitutt.
- STATOIL. 1988. *Completion report Well 7226/11-1 PL139*.
- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. 2002. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31(3), s. 239-249. doi: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01070.x.
- STOKES, C. R., CLARK, C. D., LIAN, O. B. & TULACZYK, S. 2007. Ice stream sticky spots: a review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, 81(3), s. 217-249.
- SVENDSEN, J. I., ASTAKHOV, V. I., BOLSHIYANOV, D. Y., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J. A., GATAULLIN, V., HJORT, C., HUBBERTEN, H. W., LARSEN, E., MANGERUD, J. A. N., MELLES, M., MÖLLER, P. E. R., SAARNISTO, M. & SIEGERT, M. J. 1999. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28(1), s. 234-242. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x.
- SVENDSEN, J. I., GATAULLIN, V., MANGERUD, J. & POLYAK, L. 2004. The glacial History of the Barents and Kara Sea Region. I: EHLERS, J. & GIBBARD, P. L. (red.). *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, s. 369-378. Tilgjengelig: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1571086604800861>. doi: 10.1016/s1571-0866(04)80086-1.
- SYVITSKI, J. P. M., STEIN, A. B., ANDREWS, J. T. & MILLIMAN, J. D. 2001. Icebergs and the Sea Floor of the East Greenland (Kangerlussuaq) Continental Margin. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(1), s. 52-61. doi: 10.2307/1552277.
- SÆTTEM, J. 1990. Glaciotectonic forms and structures on the Norwegian continental shelf: observations, processes and implications. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(2), s. 81-94.
- SÆTTEM, J. 1994. Glaciotectonic structures along the southern Barents shelf margin. *Formation and deformation of glacial deposits*. Balkema, Rotterdam, s. 95-113.
- SÆTTEM, J., BUGGE, T., FANAVOLL, S., GOLL, R., MORCK, A., MORCK, M., SMELROR, M. & VERDENIUS, J. 1994. Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjørnøya. *Marine Geology*, 118(3-4), s. 257-281.
- SÆTTEM, J., POOLE, D., ELLINGSEN, L. & SEJRUP, H. 1992. Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwestern Barents Sea. *Marine Geology*, 103(1-3), s. 15-51.
- VORREN, T. O. & LABERG, J. S. 1996. Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. *Geological Society, London, Special Publications*, 111(1), s. 303-321. doi: 10.1144/gsl.sp.1996.111.01.20.
- VORREN, T. O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. B. 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85(2–4), s. 251-272. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90156-4](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(89)90156-4).
- VORREN, T. O., LEBESBYE, E. & LARSEN, K. B. 1990. Geometry and genesis of the glacigenic sediments in the southern Barents Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 53(1), s. 269-288. doi: 10.1144/gsl.sp.1990.053.01.15.
- WESCHE, C. & DIERKING, W. 2012. Iceberg signatures and detection in SAR images in two test regions of the Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 58(208), s. 325-339. doi: 10.3189/2012j0g11j020.
- WESTBROOK, G. K., THATCHER, K. E., ROHLING, E. J., PIOTROWSKI, A. M., PÄLIKE, H., OSBORNE, A. H., NISBET, E. G., MINSHULL, T. A., LANOISELLÉ, M., JAMES, R. H., HÜHNERBACH, V., GREEN, D., FISHER, R. E., CROCKER, A. J., CHABERT, A., BOLTON, C., BESZCZYNSKA-MÖLLER, A., BERNDT,

6. Referanser

- C. & AQUILINA, A. 2009. Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophysical Research Letters*, 36(15), s. L15608. doi: 10.1029/2009gl039191.
- WINSBORROW, M. C. M., ANDREASSEN, K., CORNER, G. D. & LABERG, J. S. 2010. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 29(3–4), s. 424–442. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>.
- WOODWORTH-LYNAS, C. M. T., JOSEPHANS, H. W., BARRIE, J. V., LEWIS, C. F. M. & PARROTT, D. R. 1991. The physical processes of seabed disturbance during iceberg grounding and scouring. *Continental Shelf Research*, 11(8–10), s. 939–961. doi: 10.1016/0278-4343(91)90086-l.

