

**KENOZOISKE SEDIMENTÆRE PROSESSER OG
AVSETNINGSMILJØ LANGS
SØRVESTMARGINEN AV BARENTSHAVET OG
I LOFOTENBASSENGET BASERT PÅ 2D
MULTIKANALS SEISMIKK**

Av

Stian Lindstrøm

Masteroppgave i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2013

SAMMENDRAG

Ved bruk av 2D multikanals seismikk, kjernedata og brønndata er de kenozoiske sedimentene langs sørvestmarginen av Barentshavet og i Lofotenbassenget studert. Barentshavmarginen har blitt kartlagt endel tidligere, men Lofotenbassenget har blitt mindre studert. Formålet med denne oppgaven har vært å kartlegge sedimentenes karaktertrekk, sedimentære prosesser og avsetningsmiljø. Det er i tillegg foretatt en sammenlikning av de pre-glasiale og glasiiale sedimentene i studieområdet.

Et kronostratigrafisk rammeverk er etablert for de kenozoiske sedimentene hvor ni sekvensgrenser, Reflektorene R0-R8, avgrensar totalt fem seismostratigrafiske enheter, Enhet G0-GIV. Studieområdet er inndelt i to provinser: en proksimal og en distal del. Det er identifisert fire enheter, Enhet G0-GIII, i det proksimale studieområdet. I det distale studieområdet er det kun identifisert to enheter, Enhet G0 og Enhet GIV.

Sedimentene i studieområdet antas å ha en maksimumsalder som korresponderer med åpningen av Norske-Grønlandshavet for omtrent 55 millioner år siden. Sedimentene avsatt i eocen – pliocen tid er hemipelagiske, og avsatt under dypmarine til grunnmarine forhold. Sedimentene avsatt i denne perioden er karakterisert av deformasjonsstrukturer som er tolket til å representere polygonale forkastninger. De polygonale forkastningene er trolig dannet ved sammentrekning og/eller ved diagnose av sedimentene. Dannelsen av et sirkulasjonssystem ved åpningen av Framstredet og Færøy-Shetlandskanalen førte til et havstrømspåvirket miljø fra midt miocen tid. Sedimentene avsatt etter miocen tid er derfor i noen områder karakterisert som konturittavsetninger.

I sen pliocen tid forekom det en betydelig endring i avsetningsmiljøet da glasiasjonene på den nordlige halvkule tok til. En liknende endring i avsetningsmiljø og sedimentære prosesser forekom også langs Norskemarginen i samme tidsperiode. Sedimentasjonsprosessene etter sen pliocen tid er karakterisert av en veksling mellom massebevegelser og hemipelagisk/glasimarin sedimentasjon. Omfattende skredhendelser forekom derimot ikke før for omtrent 1.5 millioner år siden, da isdekkene periodevis nådde eggakanten langs Norskemarginen og Barentshavmarginen. Skredhendelser med mektigheter opp til 600 meter og en utbredelse i store deler av studieområdet er observert. I tidsperioden for rundt 0.2 millioner år siden ble syv større GDFer avsatt som en følge av repeterende isframstøt til eggakanten. GDF-avsetningene har en maksimumsmektighet på 100 meter, en maksimumsbredde på 108 km og en maksimumslengde på 185 km. I tidsperioden like etter 0.2 millioner år er det kartlagt et skred som ikke er identifisert i tidligere arbeid. Det er i tillegg kartlagt flere skred i studieområdet som er korrelert til tidligere identifiserte skredhendelser.

De pre-glasiale sedimentene i studieområdet (Enhet G0) er antatt til å ha blitt avsatt i et rolig marint miljø. De glasiiale sedimentene (Enhet GI-GIV) er derimot antatt å ha blitt avsatt i et glasiarint miljø dominert av nedadrettede prosesser.

FORORD

Masteroppgaven er utført ved Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, Institutt for Geovitenskap, ved Universitetet i Bergen. Jeg vil rette en stor takk til min hovedveileder Berit Oline Hjelstuen for kritisk gjennomlesning av oppgaven, samt utrolig god oppfølging og hjelp under arbeidet.

Videre vil jeg takke mine medveiledere Haflidi Haflidason og Olav Eldholm for nyttig veiledning og gode tips underveis. En takk går også til OD for tilgang til seismiske data, til Bent Ole Ruud for hjelp med frekvensanalyse og til Jørn Morten Aadneram for samarbeid med calypsokjerne GS07-148.

Jeg vil spesielt takke min samboer Lise Sætre for utmerket moralsk støtte og gode råd. En stor takk går også til mine foreldre for moralsk og økonomisk støtte gjennom hele studietiden.

Til slutt vil jeg takke alle mine medstudenter for fem fantastiske år. Jeg har vært utrolig heldig som har blitt kjent med dere og sammen ble feltturene uforglemmelige.

Bergen, 02. juni 2013

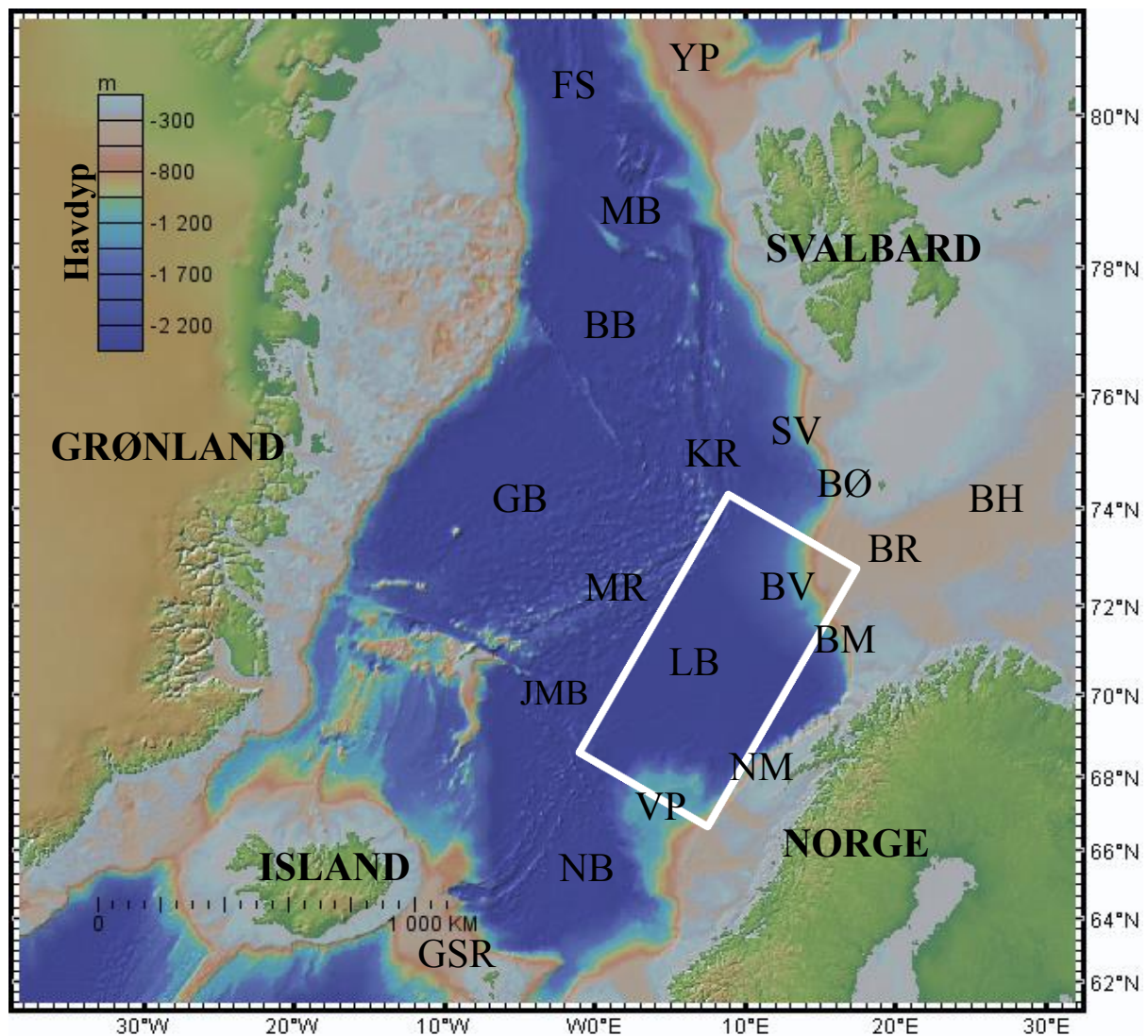
Stian Lindstrøm

INNHOLDSLISTE

1. INTRODUKSJON	1
1.1 Tidligere arbeid i området	2
1.2 Formål	2
2. GEOLOGISK RAMMEVERK	4
2.1 Batymetri	4
2.2 Tektonisk utvikling	6
2.3 Havsirkulasjon	8
2.4 Glasiasjonshistorie	11
2.5 Sedimentære prosesser i studieområdet	16
2.5.1 Skred	17
2.5.2 Glasigene debrisstrømmer (GDF)	21
2.5.3 Konturitter	22
2.5.4 Smeltevannsplumer	24
2.5.5 Polygonale forkastninger	24
2.6 Seismostratigrafisk rammeverk på Bjørnøyviften	26
3. DATAGRUNNLAG OG METODER	30
3.1 Seismiske data	30
3.2 Seismisk oppløsning	32
3.3 Seismisk tolkningsprosedyre	35
3.4 Borekjerner	37
3.5 Programvare	40
4. RESULTATER	43
4.1 Seismiske facies	43
4.2 Seismisk rammeverk	45
4.3 Seismostratigrafiske enheter	56
4.3.1 Sedimentfordelingen i studieområdet	59
4.3.2 Enhet G0	60
4.3.3 Enhet GI	64
4.3.4 Enhet GII	65
4.3.5 Enhet GIII	69
4.3.6 Enhet GIV	72
4.4 Litostratigrafi	77
4.5 Stratigrafisk oppsummering	88
5. DISKUSJON	89
5.1 Kronostratigrafi	89
5.2 Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø	93
5.2.1 Enhet G0	94
5.2.2 Enhet GI	99
5.2.3 Enhet GII	102
5.2.4 Enhet GIII	108
5.2.5 Enhet GIV	111
5.2.6 Sammenlikning av Enhet G0 og Enhet GIV	111
5.3 Sammenlikning av prosesser i studieområdet med Norskemarginen og Øst-Grønlandsmarginen	112
5.4 Oppsummerende geologisk utviklingsmodell	114
6. KONKLUSJON	116
REFERANSER	118

1. INTRODUKSJON

Norske-Grønlandshavet er dyphavet mellom Norge og Grønland, og er bundet i sør av Grønland-Skottlanddryggen og i nord av Framstredet. Fem dyphavsbasseng har blitt utviklet i dette havområdet; Norskebassenget, Lofotenbassenget, Grønlandsbassenget, Boreasbassenget og Molloybassenget (Fig. 1). Studieområdet i denne oppgaven er begrenset til Lofotenbassenget og sørvestmarginen av Barentshavet (Fig. 1). Lofotenbassenget er avgrenset av Jan Mayen bruddsonen, som skiller Lofotenbassenget fra Norskebassenget i sør, og av Mohnsryggen som skiller Lofotenbassenget fra Grønlandsbassenget i nordvest (Fig.1).



Figur 1. Batymetrisk kart over Norske-Grønlandshavet med de viktigste strukturelle elementene. Studieområdet er vist med hvit firkant. BB: Boreasbassenget, BH: Barentshavet, BM: Barentshavmarginen, BR: Bjørnøyrenna, BV: Bjørnøyviften, BØ: Bjørnøya, FS: Framstredet, GB: Grønlandsbassenget, GSR: Grønland-Skottlanddryggen, JMB: Jan Mayen bruddsonen, KR: Knipovichryggen, LB: Lofotenbassenget, MB: Molloybassenget, MR: Mohnsryggen, NB: Norskebassenget, NM: Norskemarginen, SV: Storfjordviften, VP: Vøringplataet, YP: Yermakplataet.

1.1 Tidligere arbeid i området

Undersøkelser av Norske-Grønlandshavet begynte allerede i forrige århundre. Den første generelle undersøkelsen av havområdet ble utført av Fritjof Nansen i 1904 (Nansen, 1904), mens de første systematiske ekkolodd profilene i Norske-Grønlandshavet ble samlet i 1937-38 (Boyd, 1948). Imidlertid var det ikke før på midten av 1960-tallet at systematiske maringeologiske og geofysiske utforskningsprogrammer startet opp. Siden da har den strukturelle utviklingen av Norske-Grønlandshavet blitt godt studert av blant annet Johnson og Heezen (1967), Talwani og Eldholm (1972, 1977), Eldholm et al. (1990), Faleide et al. (1993), Mosar og Torsvik (2002), Lundin og Doré (2002) og Faleide et al. (2008).

I løpet av de siste 15 årene har kunnskapen om avsetningsmiljø og sedimentære prosesser på kontinentalsokkel og øvre kontinentalskråning av Norskemarginen og Barentshavmarginen økt betraktelig (Vorren et al., 1998; Butt et al., 2000; Laberg et al., 2005b; Haflidason et al., 2007a; Hjelstuen et al., 2007; Berger og Jokat, 2009; Laberg et al., 2012). Den sedimentære fordelingen og utbredelse av skredpakker har blitt undersøkt i studieområdet av blant andre Eldholm og Windisch (1974), Laberg og Vorren (1993, 1996b), Faleide et al. (1996), Fiedler og Faleide (1996), Laberg et al. (2005b) og Hjelstuen et al. (2007). Blant annet studerte Hjelstuen et al. (2007) Bjørnøyavifteskredkomplekset som strekker seg fra sørvestmarginen av Barentshavet og ut i Lofotenbassenget. De tre skredene identifisert i Bjørnøyavifteskredkomplekset er alle til sammenligning større enn Storeggaskredet, i henhold til volum, som er antatt å være en av de største undersjøiske skredene i verden.

Ennå er kunnskapen om havområdene som ligger på mer enn 2500 m vanddyb noe begrenset da tidligere studier ofte har fokusert på Norske-Barentshavmarginen istedenfor dyphavs bassengene. Det er sterkt økende interesse for dyphavene, også fra oljeindustrien, siden utvinningen av olje og gass stadig forflytter seg til større vanddyb. Kjennskap til sedimentære prosesser i disse dyphavsmiljøene er derfor blant annet nødvendig for å vite hvilken påvirkning disse kan ha på havbunnsinstallasjoner.

1.2 Formål

Hovedformålet med denne oppgaven er å kartlegge de kenozoiske sedimentene avsatt i Lofotenbassenget og langs sørvest marginen av Barentshavet (Fig. 1). En sentral del av oppgaven er å identifisere sedimentære prosesser og hvilket avsetningsmiljø en har hatt gjennom de siste 55 millioner år. I denne oppgaven er 2D multikanals seismikk samlet inn i

1999 og 2000 av Oljedirektoratet (OD) benyttet. De seismiske linjene er av høy kvalitet, hvor regionale sekvensgrenser og seismiske facies lett kan følges over de forskjellige seismiske linjene. Dataene har dermed mulighet til å gi en god forståelse av de sedimentære prosessene og avsetningsmiljøene i studieområdet. I tillegg til OD-linjene har tidligere resultater fra analyser av en Deep Sea Drilling Project (DSDP) kjerne, en letebrønn og fire sedimentkjerner blitt nyttet i studien for å bedre forståelsen av krono- og lithostratigrafien i området.

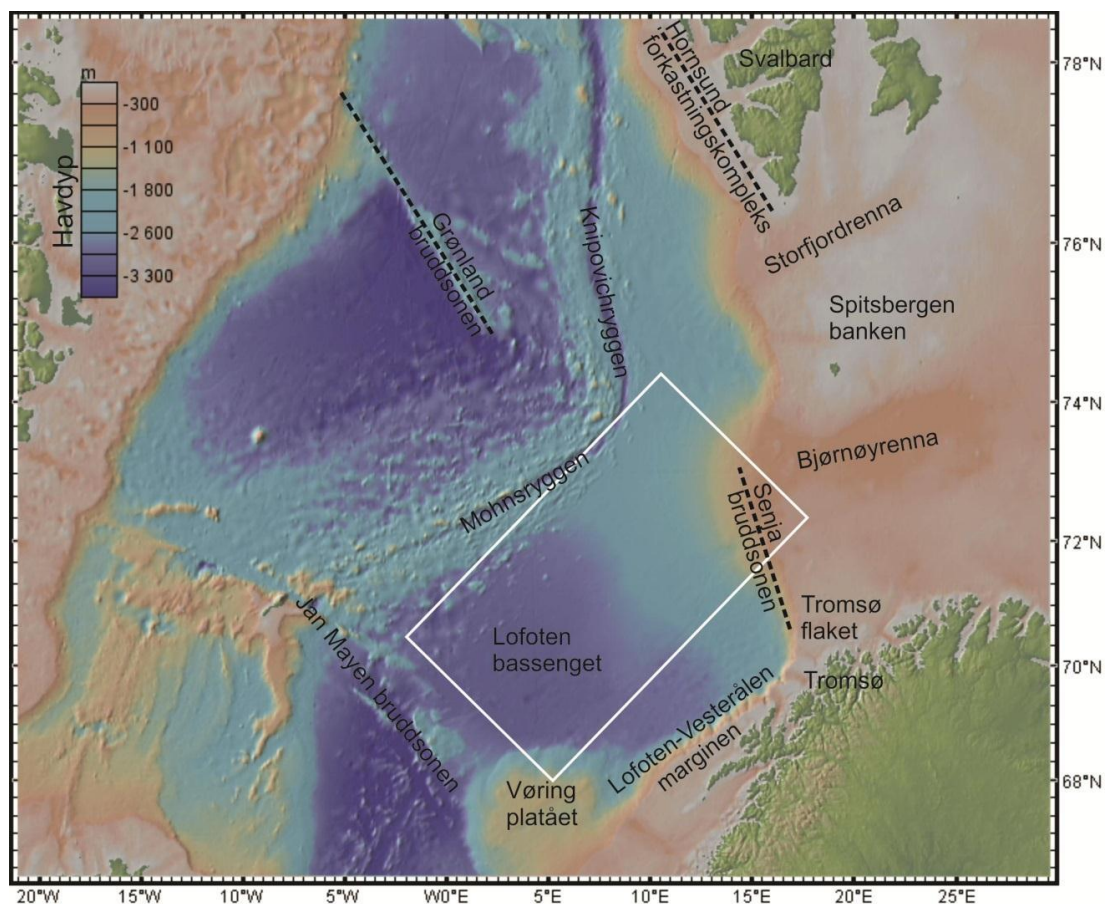
I denne oppgaven presenteres først det geologiske rammeverket (Kapittel 2), samt datagrunnlag og metoder (Kapittel 3). Deretter vil den regionale kartleggingen, etablering av seismisk stratigrafi og seismisk facies karakter (Kapittel 4) bli beskrevet. Til slutt vil kronostratigrafien, samt sedimentære prosesser og avsetningsmiljø bli diskutert (Kapittel 5) før oppgaven avsluttes med en konklusjon (Kapittel 6).

2. GEOLOGISK RAMMEVERK

Kapittel 2 omhandler den nordlige Norskemarginen, den sørvestlige Barentshavmarginen og Lofotenbassenget. Kapittelet beskriver batymetrien i området, den tektoniske utviklingshistorien av Norske-Grønlandshavet fra kaledonsk tid til i dag og den regionale oseanografiske utviklingen av Norske-Grønlandshavet fra miocen tid til i dag. Kapittelet gir videre en oversikt over glasieringshistorien til Norskemarginen og sørvestlige Barentshavmarginen. Til slutt gis det en oversikt over de sedimentære prosessene og det seismostratigrafiske rammeverket i studieområdet.

2.1 Batymetri

Lofotenbassenget er et dyphavsbasseng i Norske-Grønlandshavet som er avgrenset av Jan Mayen bruddsonen i sør, av Mohnsryggen i nordvest og av Norske- og Barentshavmarginen i øst (Fig. 2.1). Batymetrien i Lofotenbassenget er flat og vidstrakt, med vanddyb opptil 3300 m (Fig. 2.1).



Figur 2.1. Batymetrisk kart over Norske-Grønlandshavet med studieområdet innrammet i hvit firkant. Fargeskala representerer havdypet i meter.

Den vestlige marginen av Barentshavet strekker seg fra kontinentalmarginen utenfor Tromsø, forbi Bjørnøya og opp til Svalbard (Fig. 2.1). Marginen har en vidstrakt kontinentalhylle og en slak kontinentalskråning med en helningsgrad på $<1^\circ$ (Faleide et al., 1996). I motsetning har Lofoten-Vesterålenmarginen en smal kontinentalhylle og en bratt kontinentalskråning (Fig. 2.1) (Faleide et al., 2008). Batymetrien i vestlige Barentshavet er karakterisert med to øst-vest orienterte trau; Bjørnøyrenna og Storfjordrenna (Fig. 2.1). Bjørnøyrenna trauet er det mest fremtredende, med et havdyp på opp til 500 m (Fig. 2.1). Storfjordrenna når et havdyp på 350 m. Bjørnøyrenna er 750 km lang og opp til 200 km bred (Andreassen et al., 2008). Bjørnøyrenna grenser til en serie av grunnere banker og plattformer, blant annet Spitsbergenbanken i nord (minimum havdyp 20 m) og Tromsøflaket (200 m havdyp) i sør (Fig. 2.1).

Langs den vestlige Barentshavmarginen viser batymetrien også konvekse former (Fig. 2.1). Disse konvekse formene er lokalisert ved utløpene til trauene langs marginen og representerer vifter som blir benevnt traumunnvifter (TMF) (Vorren et al., 1988; Vorren et al., 1989). Størrelsen på de individuelle viftene reflekterer størrelsen på trauene og deres tilhørende dreneringsområde. Bjørnøya TMF, som er lokalisert ved utløpet av Bjørnøyrenna, er den desidert største med en mektighet på opptil 3 km (Fiedler og Faleide, 1996). Bjørnøya TMF dekker et område på 215 000 km², som er et areal tilsvarende to tredjedeler av Fastlands-Norge. Viften er sammenlignbar i størrelse med Amazon- og Mississippiviftene (Elverhøi et al., 1998), og består av sen plio-pleistocen sedimenter (Eidvin og Riis, 1989).

Langs vestmarginen av Barentshavet er Senjabruddsonen og Hornsund forkastningskompleks lokalisert (Fig. 2.1). Sammen med Grønlandbruddsonen og Trollelandbruddsonen tilhører de De Geer-sonen, et ca. 3800 km langt Kaledonsk, eller eldre, lineament som strekker seg fra nordlige deler av Norskemarginen til Beauforthavet (Doré og Gage, 1987). De Geer-sonen er en stor dekstral, strike-slip sone (Faleide et al., 1993). Sørvestmarginen av Barentshavet kan deles inn i minst tre hovedsegmenter, fra sør til nord: (1) en ren skjær margin langs Senjabruddsonen, (2) en transtensjon (både ekstensjon og sidelengsbevegelse) riftmargin sørvest for Bjørnøya assosiert med vulkanisme, og (3) en transpresjon (både kontraksjon og sidelengsbevegelse) skjærmargin langs Hornsund forkastningskomplekset (Faleide et al., 1993; Lundin og Doré, 2002; Fossen og Gabrielsen, 2005).

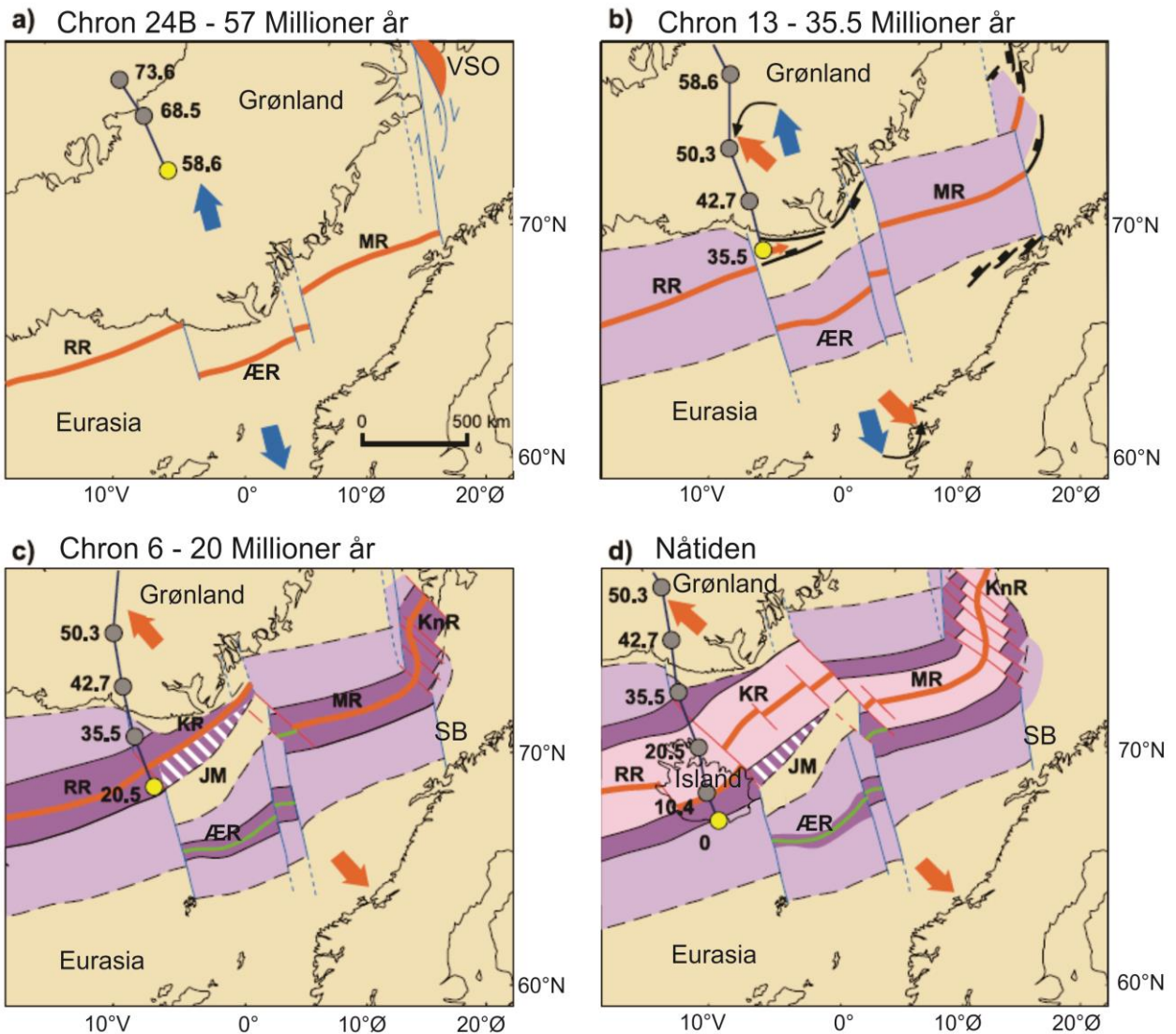
2.2 Tektonisk utvikling

Siden kollapsen av den kaledonske fjellkjede i devon tid har det periodevis vært ekstensjon i områdene mellom Norge og Grønland. I perioden fra kollapsen og frem til tidlig tertiær tid (65 millioner år) var det tre hovedperioder med rifting og ekstensjon som dominerte: (1) karbon til perm, (2) midt jura til tidlig kritt og (3) sen kritt til tidlig tertiær (Brekke, 2000). De to første periodene var relatert til kontinental rifting, mens den siste var relatert til bevegelse langs plategrensen og begynnende havbunnsbredning i Nord-Atlanteren (Brekke, 2000).

Åpningen av Norske-Grønlandshavet er karakterisert ved en progressiv oppsprekking nordover, som startet for rundt 55 millioner år siden (Talwani og Eldholm, 1977). Alderen på oppsprekkingen er relativt nøyaktig bestemt ved hjelp av magnetiske lineasjoner i Lofotenbassenget vest for Senjabruddsonen. Oppsprekkingen av Norske-Grønlandshavet var trolig assosiert med høy magmatisk aktivitet som følge av nærværet til Islandplumen (Mjelde et al., 2008). I tidsperioden 55.0 – 35.5 millioner år ble det dannet havbunnskorpe langs Reykjanes-, Ægir- og Mohnsryggen (Fig. 2.2). Fra omtrent 42.5 millioner år siden forekom havbunnsbredning langs Ægirryggen samtidig som kontinental ekstensjon foregikk langs Øst-Grønland (Vogt et al., 1980; Mjelde et al., 2008). Havbunnsbredningen langs Ægirryggen døde ut for omtrent 25 millioner år siden, og i samme tidsperiode ble havbunnsbredning aktivert langs Kolbeinseyryggen (Fig. 2.2) (Vogt et al., 1980; Mjelde et al., 2008). Dette førte til løsrivelse av mikrokontinentet Jan Mayen fra Øst-Grønland. Løsrivelsen av Jan Mayen har trolig sammenheng med tilstedeværelsen av Islandplumen som tynnet og svekket den kontinentale skorpen (Fig. 2.2) (Mjelde et al., 2008).

Den vestlige Barentshavmarginen utviklet seg langs De Geer-sonen gjennom kenozoikum tid, og kontinental oppsprekking forekom sør for Grønland- og Senjabruddsonen for rundt 55 millioner år siden (Faleide et al., 2008). I perioden fra kontinental oppsprekking og frem til tidlig oligocen (Chron 13, 35.5 millioner år siden) forekom det skjærbevegelser langs Barentshavmarginen (Fig. 2.2) (Lundin og Doré, 2002). I tidlig oligocen tid forekom det imidlertid en endring i platebevegelsen på om lag 30° mot klokka, fra nord-nordvest til nordvest forflytning av Grønland i forhold til Eurasia (Fig. 2.2) (Talwani og Eldholm, 1977; Lundin og Doré, 2002). Denne endringen er assosiert med avsluttende havbunnsbredning i Labradorhavet, og en sammenkobling av Grønland og den nordamerikanske kontinentalplaten (Eldholm et al., 1990). Endringen i platebevegelsen forårsaket ekstensjon av sørvest Barentshavet og nord-nordøst Grønland, som førte til havbunnsbredning langs

Knipovichryggen (Eldholm et al., 1990; Lundin og Doré, 2002). Dette førte etter hvert til en forbindelse mellom Polhavet og Nord-Atlanteren gjennom Framstredet (Lundin og Doré, 2002). Siden oligocen tid har havbunnskorpe blitt dannet langs hele Barentshavmarginen etterfulgt av innsynkning og akkumulasjon av store sen kenozoiske sedimentære kiler (Faleide et al., 1993; Faleide et al., 1996).



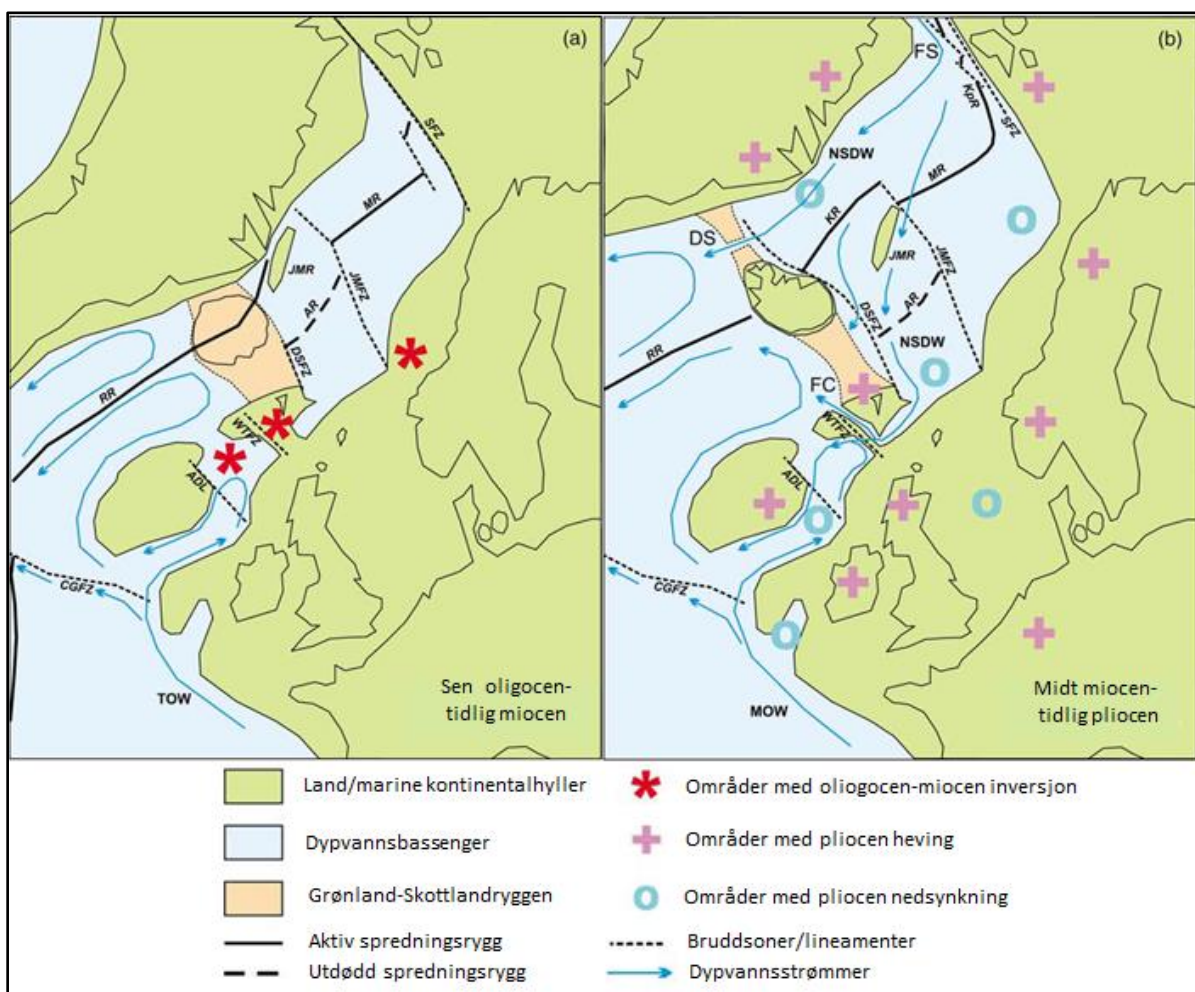
Figur 2.2. Platetektonisk utvikling av Norske-Grønlandshavet fra omtrent 57 millioner år, frem til nåtid. RR: Reykjanesryggen, ÆR: Ægirryggen, MR: Mohnsryggen, VSO: Vest-Spitsbergen orogonesen, KnR: Knipovichryggen, SB: Senjabruddsonen, JM: Jan Mayen mikrokontinentet. Grå og gule sirkler markerer posisjonen til Islandplumen over tid (Torsvik et al., 2001). Piler med blå og rød farge markerer henholdsvis relativ platebevegelse før og etter 35.5 millioner år. Røde streker representerer aktive sprederygger, mens grønne streker representerer utdødde sprederygger. Modifisert fra Lundin og Doré (2002).

2.3 Havsirkulasjon

Tektoniske hendelser i kenozoikum tid har påvirket havsirkulasjonen i Norske-Grønlandshavet (Berggren og Schnitker, 1983; Miller og Tucholke, 1983; Kristoffersen og Husebye, 1985; Eldholm et al., 1990; Kristoffersen, 1990; Thiede og Myhre, 1996; Stoker et al., 2005b). Før oligocen tid var Grønland-Skottlandryggen (Fig. 1, Fig. 2.3) en barriere som begrenset kommunikasjon mellom nordlige deler av Atlanterhavet (Norske-Grønlandshavet) og sørlige deler av Atlanterhavet (Davies et al., 2001; Stoker et al., 2005a). Før oligocen utgjorde også nordøst Grønland og Svalbard én landmasse, som hindret kommunikasjon mellom Norske-Grønlandshavet og Polhavet (Fig. 2.3) (Engen et al., 2008). I kenozoikum forekom det økt utveksling av vannmasser i Norske-Grønlandshavet, som kan relateres til tre tektoniske hendelser (Berggren og Schnitker, 1983; Miller og Tucholke, 1983; Kristoffersen og Husebye, 1985; Eldholm et al., 1990; Kristoffersen, 1990; Thiede og Myhre, 1996; Stoker et al., 2005b; Engen et al., 2008): (1) Åpningen av Framstredet i midt-miocen gav kommunikasjon mellom Norske-Grønlandshavet og Polhavet. (2) Termal innsynkning av Grønland-Skottlandryggen i miocen. (3) Åpningen av Færøy-Shetland kanalen. Fra og med midt-miocen har det vært en fullt etablert og vedvarende termohalin sirkulasjon med utveksling av vannmasser mellom sørlige deler av Atlanterhavet, nordlige deler av Atlanterhavet (Norske-Grønlandshavet) og Polhavet (Fig. 2.3) (Eldholm et al., 1990; Jansen et al., 1996; Thiede og Myhre, 1996). Innstrømningen av varmt overflatevann fra sør forsterket sirkulasjonssystemet i Norske-Grønlandshavet, og ble mer lik det en har i dag. Forsterkelsen av sirkulasjonssystemet er indikert ved begynnende vekst av både Lofoten- og Vesterålen konturitten (Laberg et al., 2005b).

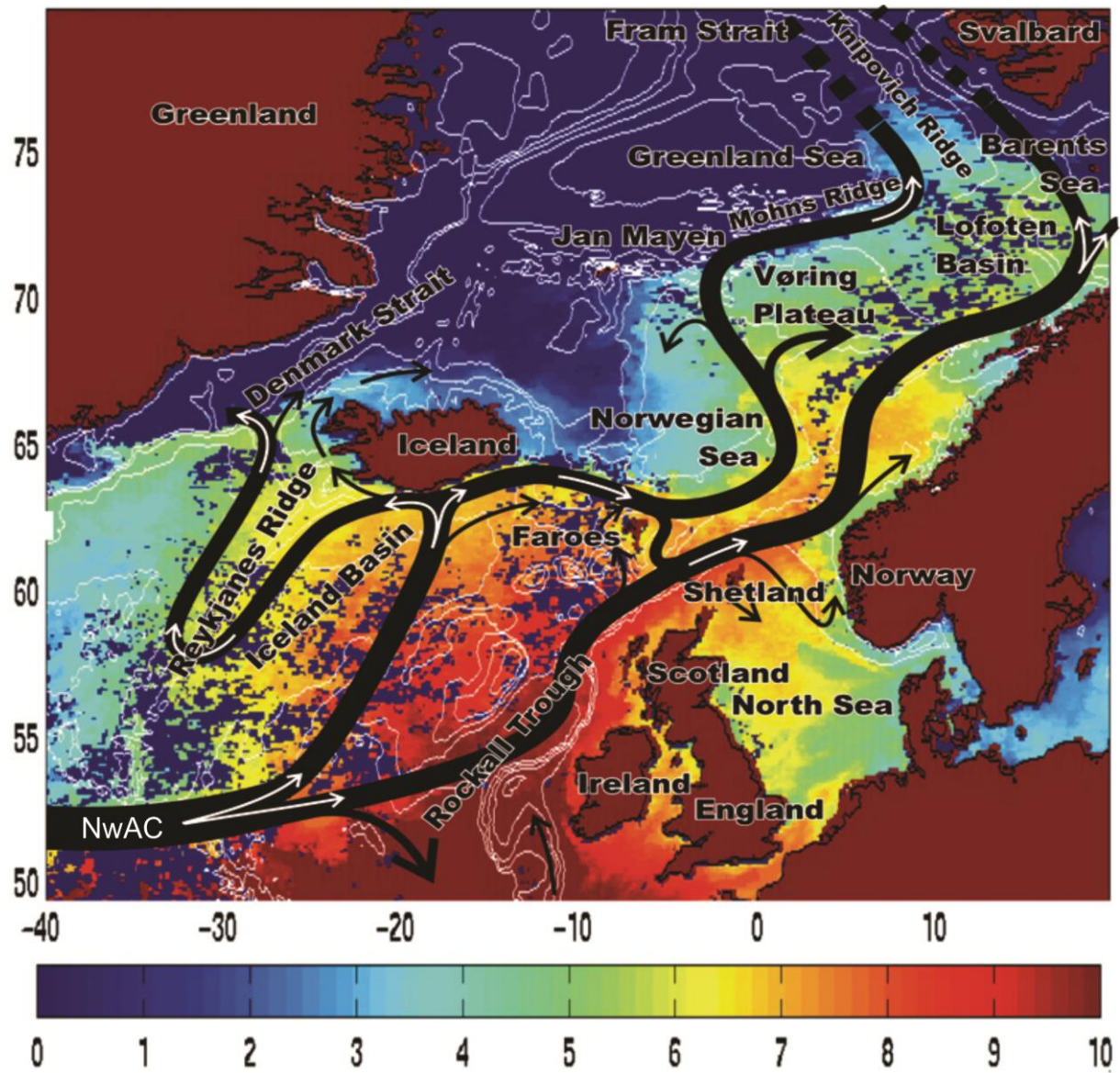
Lukking av den sentral amerikanske havveien ved dannelsen av Panamæidet, førte til en markert global reorganisering av havsirkulasjonen for rundt 4.6 millioner år siden (Haug og Tiedemann, 1998). Dette kan ha påvirket havsirkulasjonen i Norske-Grønlandshavet og ledet til klimaendringer ved blant annet en forsterkelse av Golfstrømmen (f.eks. Raymo et al., 1992; Haug og Tiedemann, 1998). En forsterkelse av Golfstrømmen kan ha tilført fuktighet til høye, nordlige breddegrader og dermed tilrettelagt for glasier på den nordlige halvkule (Haug og Tiedemann, 1998). Under glasiære perioder var dannelsen av dypvann redusert i Nord-Atlanteren, noe som også reduserte utvekslingen mellom Atlanterhavet og Norske-Grønlandshavet (Raymo et al., 1992; McCave et al., 1995).

Dagens havsirkulasjonsmønster i Nord-Atlanteren viser at den norske Atlanterhavsstrømmen (NwAC) har en togrenet struktur som opprettholdes gjennom Norske-Grønlandshavet (Fig.2.4) (Orvik og Niiler, 2002). Den østlige grenen strømmer nordover gjennom Færøy-Shetlandkanalen og den vestlige grenen strømmer over Island-Færøyriggen (Fig. 2.4) (Hansen og Østerhus, 2000; Orvik og Niiler, 2002). Den østlige grenen strømmer videre nordover og følger den norske eggakanten mot Polhavet, med en gren som brer seg inn i Barentshavet (Fig. 2.4). Den vestlige grenen følger topografien til Vøringplatået mot Jan Mayen, før den svinger mot Mohnsryggen (Fig. 2.4) (Poulain et al., 1996). Videre strømmer den vest for Bjørnøya og langs Knipovichryggen mot Framstredet (Fig. 2.4) (Orvik og Niiler, 2002).



Figur 2.3. Skjematisert rekonstruksjon av den NØ-Atlantiske regionen for (a) sen oligocen-tidlig miocen, og (b) midt miocen-tidlig pliocen. Platetektonisk rammeverk er hentet fra Ziegler (1988). NSDW: Norskehavets dypvann, TOW: Tethys overstrøm, MOW: Middelhavets overstrøm, FS: Framstredet, DS: Danmarkstredet, FC: Færøykanalen, RR: Reykjanesryggen, KR: Kolbeinseyryggen, AR: Ægirryggen, MR: Mohnsryggen, KpR: Knipovichryggen, JMR: Jan Mayen ryggen, SFZ: Senjabruddsonen, JMZ: Jan Mayen bruddsonen, WTFZ: Wyville-Thomson bruddsonen, DSFZ: Danmarkstredet bruddsonen, CGFZ: Charlie-Gibbs bruddsonen, ADL: Anton Dohrn bruddsonen. Modifisert fra Stoker et al. (2005b).

Det varme og saline vannet fra NwAC blir nedkjølt og synker i nordlige deler av Norske-Grønlandshavet. De nedkjølte vannmassene strømmer tilbake til Atlanterhavet, gjennom Færøy-Shetlandkanalen, som en del av Norskehavet sitt dypvann (NSDW) (Jansen et al., 1996; Hansen og Østerhus, 2000).



Figur 2.4. Skjematisk figur over hovedstrømmene nær overflaten i nordlige Nord-Atlanteren og Nordiske hav. Fargespekteret indikerer havoverflatetemperatur i °C. Modifisert fra Orvik og Niiler (2002).

2.4 Glasiasjonshistorie

Utbredelse og tilstedeværelse av isdekker i plio-pleistocen tid har hatt stor betydning for sedimentenes karakter og for morfologien til kontinentalmarginer på høye breddegrader. Forståelsen av glasiasjonshistorien er derfor av stor interesse, også på grunn av dens innflytelse på klima. Informasjon om utbredelse og tilstedeværelse av isdekker har det siste tiåret økt betraktelig som følge av forbedret metoder og innsamlingsteknikker (Sejrup et al., 2005). Dateringer av blant annet isdroppet materiale (IRD) fra dyphavskjerner og målinger av oksygen isotopforhold ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i foraminiferer er metoder som blir brukt for å indikere glasiasjoner. Tilstedeværelsen av IRD i sedimentkjerner reflekterer avsetning fra kalvende isfjell eller sjøis, som videre indikerer et glasialt fremstøt. En anrikning av den tunge isotopen ^{18}O i havet, og dermed høyere $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ forhold indikerer vekst av isdekker på land.

Miocen tid

Etter et varmt klima i tidlig miocen (~16 millioner år), indikerer en økning av ^{18}O innholdet i benthiske og planktoniske foraminiferer en dypvannsnedkjøling samt en økning av isvolum for 14.8-12.9 millioner år siden (Flower og Kennett, 1994). Sedimentologiske data fra ODP brønn 909 dokumenterer også en midt miocen (~14 millioner år) nedkjøling i Framstredet (Winkler et al., 2002). Første, og eldste puls, av IRD på Vøringplataet er datert til 12.6 millioner år, og indikerer kalving av norske isbreer (Fronval og Jansen, 1996). På samme tid har det blitt dokumentert tilstedeværelse av isdekker øst på Grønlands kontinentalsokkel (Helmke et al., 2003). Havstrømsystemet endres også i denne tidsperioden, noe som kan ha ført til transportert av IRD fra Grønlandsmarginen til Vøringplataet. Derfor er det usikkert om det eksisterte et isdekke over Skandinavia i miocen tid. Om isdekker eksisterte på dette stadiet var de mest sannsynlig begrenset til landområder, og som kun ble store nok til å kalve ut i Nord-Atlanteren gjennom en kald periode i midt miocen (Fronval og Jansen, 1996).

Den begynnende vekstfasen, 3.6-2.4 millioner år

Knies et al. (2009) har foreslått en glasiasjonsmodell for Barentshavisdekket over de siste 3.6 millioner år. Modellen består av tre faser (Fig. 2.5): en begynnende vekstfase fra 3.6 til 2.4 millioner år (Fase 1), en overgangsfase fra 2.4 til 1.0 millioner år (Fase 2), og en avsluttende vekstfase i tidsrommet 1.0-0.0 millioner år (Fase 3).

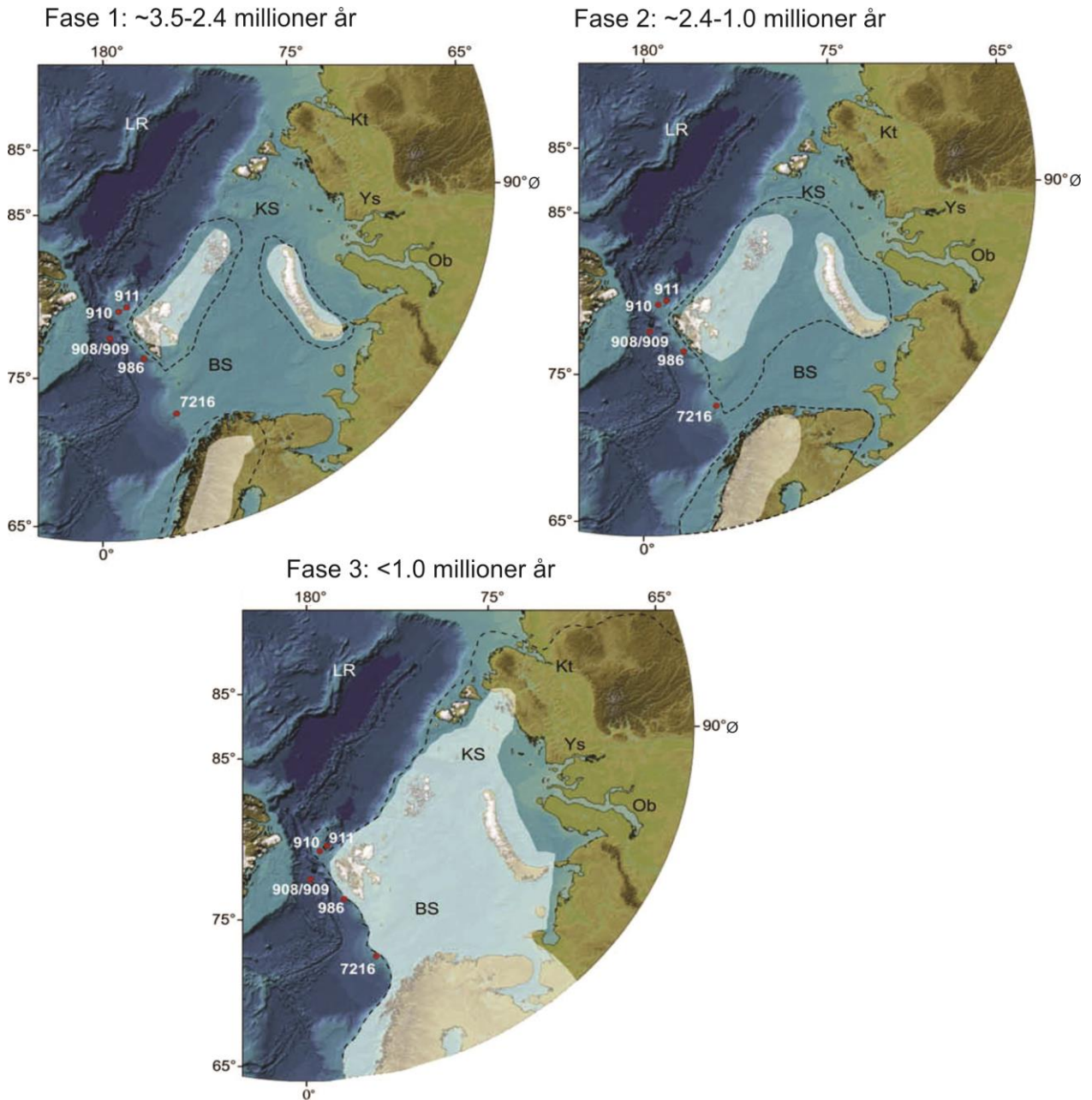
Ifølge Ravelo et al. (2004) og Mudelsee og Raymo (2005), var glasieringen på den nordlige halvkule (NHG) en gradvis klimaovergang fra 3.6-2.4 millioner år med en langtids økning av isvolum. Flesche Kleiven et al. (2002) bekreftet at NHG begynte trinnvis i tidsperioden ~3.5-2.4 millioner år, med Grønland isdekket som hovedkilden for de første IRD-pulsene rundt 3.3 millioner år (Jansen et al., 2000). Ved 2.74 millioner år er en vesentlig økning av IRD observert fra dyphavskjerner på Vøringplatået og indikerer en betydelig vekst av isdekker (Jansen et al., 2000; Flesche Kleiven et al., 2002). Dyphavs- $\delta^{18}\text{O}$ -kurver bekrefter også vekst av isdekker på den nordlige halvkule i denne tidsperioden (Mangerud et al., 1996). Det er identifisert en økning i den generelle sedimentasjonsraten langs hele Svalbard- og Barentshavmarginen (Faleide et al., 1996) ved omtrent 2.3-2.5 millioner år. Dette er observert i ODP brønn 986 som viser en endring fra finkornet til et mer grovkornet sediment med tilstedeværelse av droppsteiner kort tid etter 2.3-2.5 millioner år (Jansen et al., 1996). Økningen av IRD, sedimentasjonsrate og O^{18} -isotoper sammenfaller med en intensivering av NHG mellom ~2.7-2.5 millioner år på Grønland og Skandinavia (Flesche Kleiven et al., 2002). Isdekkene i denne perioden nådde kun kystlinjen ved kalde perioder og var synkrone på Grønland, Skandinavia og Nord Amerika.

Overgangsfasen, 2.4-1.0 millioner år

Etter den begynnende vekstfasen fulgte en periode fra 2.4 til ~1.55 millioner år karakterisert av betydelige mindre isdekker og/eller mer stabile ismarginer. Redusert IRD-tilførsel til de Nordiske hav indikerer dette (Fronval og Jansen, 1996). Under denne perioden forekom det debrisstrømmer og turbiditetsstrømmer langs den vestlige Svalbardmarginen. Dette er antatt til å være en respons av glacial oppbygning på land og økt erosjon som følge av en fluktuerende ismargin (Forsberg et al., 1999).

En ny intensivering av NHG er tydelig fra IRD-målinger (Fronval og Jansen, 1996), tilstedeværelsen av enorme debrisstrømmer langs vestlige Svalbardmarginen (Solheim et al., 1998; Butt et al., 2000) samt bevis for storskala glisiale lineasjoner i vestlige Barentshavet for rundt 1.5 millioner år siden (Andreassen et al., 2004). Dette indikerer et kaldere klima med isdekker frem til eggakanten på Svalbard-Barentshavmarginen (Fig. 2.5), fra og med denne intensiveringen. Under og etter denne perioden foregikk det en endring i glasieringsstilen, fra tykke eroderende isdekker, til tynnere, hurtigstrømmende isstrømmer (Solheim et al., 1996). Disse isstrømmene, blant annet i Bjørnøyrenna og Storfjordenrenna (Fig. 2.6), eroderte og

transporterte store mengder sedimenter til kontinentalskråningen (Hjelstuen et al., 1996; Vorren og Laberg, 1997).



Figur 2.5. Skjematisert modell for den laterale isutbredelsen i Barentshavregionen gjennom sen plio-pleistocen tid. Gjennomsiktige hvite polygoner viser minimumsisutbredelse, og stiplet svarte polygoner viser maksimumsisutbredelse. Røde sirkler er brønner. BS: Barentshavet, KS: Karahavet. Modifisert fra Knies et al. (2009).

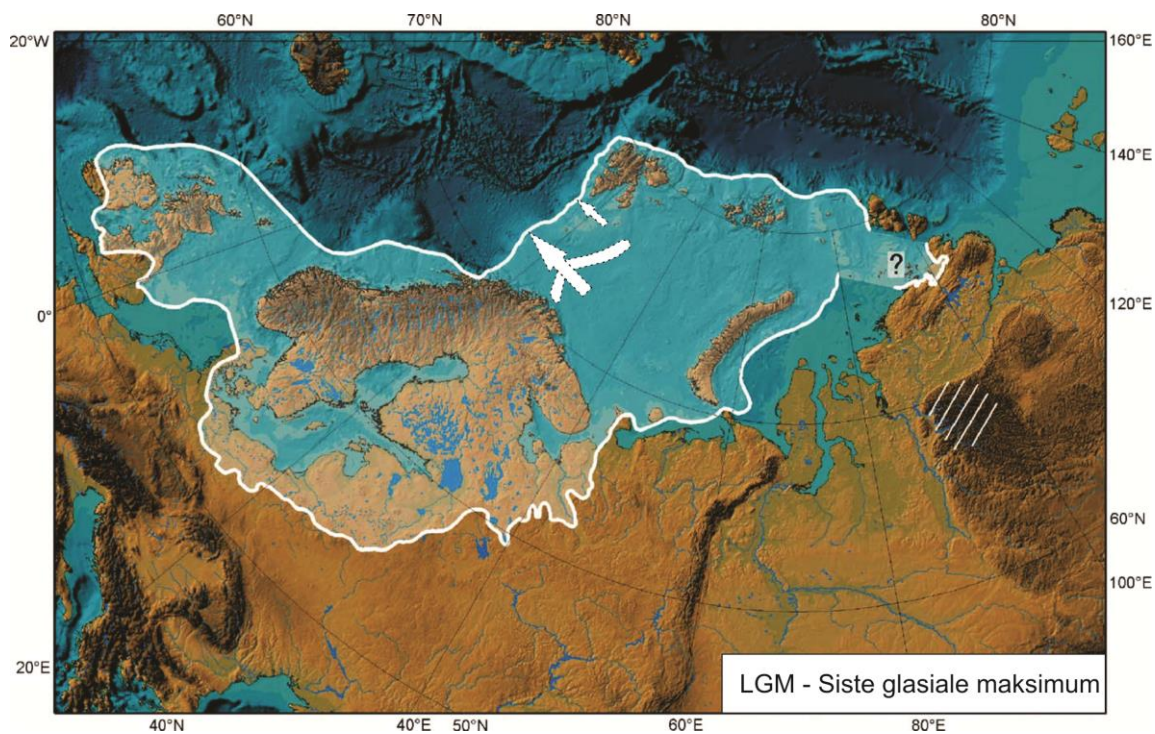
Den avsluttende fasen, 1.0-0.0 millioner år

Det var derimot ikke før for ~1.1 millioner år siden at en storskala intensivering av NHG begynte (Fig. 2.5). Dette er tydelig både fra direkte bevis fra eggakantglasiasjon for den sørvestlige delen av det Fennoskandiske isdekket (Haflidason et al., 1991; Sejrup et al., 2000; Dahlgren et al., 2005; Sejrup et al., 2005) og IRD-målinger fra Vøringplataet som indikerer en midt-pliocen intensivering av glasiøse forhold (Jansen et al., 1988; Krissek, 1989; Jansen og Sjøholm, 1991; Henrich og Baumann, 1994). Moreneavsetningene i Nordsjøen og på midt-norsk kontinentalsokkel er ikke eldre enn ~1.1 millioner år, noe som tilsier at det første isdekket rykket frem til eggakanten på den tiden (Haflidason et al., 1991; Sejrup et al., 1995). Solheim et al. (1998) konkluderte fra vedvarende debrissstrømaktivitet og massebevegelser langs vestlige Svalbard-Barentshavmarginen at repeterende fremrykk av isdekker har forekommet siden ~1.2 millioner år. Repeterende glasiasjoner til eggakanten er bevist ved en enorm IRD-tilførsel både til Yermakplataet og til vestlige Svalbardmarginen for rundt 0.8 millioner siden (Knies et al., 2009). Likende målinger av IRD er dokumentert fra den norske kontinentalmarginen og indikerer et betydelig klimaskifte rundt 0.9 millioner år, med kaldere og mer intense glasiasjoner vekslende med varmere og lengre interglasialer (Jansen et al., 2000). Dette involverer et skifte fra 40 000 år til 100 000 år sykluser (Mangerud et al., 1996; Jansen et al., 2000).

Knies et al. (2007) argumenterer for at Barentshavisdekket, over de siste 0.8 millioner år, nådde eggakanten i de marine isotoptrinnene (MIS) 20 (~790 000 år), 16 (~620 000 år), 12 (~410 000 år), 6 (~130 000 år), 5.4 (~100 000 år), og 2 (~15 000 år). Dette er ikke i strid med tidligere funn på minst åtte glasiøse fremrykk til sørvestlige Barentshavet de siste ~1.5 millioner år (Andreassen et al., 2004) og støtter tidligere syn at fem til åtte glasiøse fremrykk til sokkelen forekom under de siste ~0.65 millioner år (Mangerud et al., 1996; Sejrup et al., 2005). MIS 2 representerer siste glasiøse maksimum (LGM) i Nord-Europa, og korresponderer med sen Weichsel (ca. 29-25 000 år siden) (Sejrup et al., 2000). I denne perioden ble Barentshavisdekket og det Fennoskandiske isdekket sammenkoblet og hele kontinentalsokkelen til Barentshavet var dekket av is (Fig. 2.6) (Andreassen et al., 2008). Isdekket nådde helt ut til eggakanten, og var sammenhengende fra Irland til Spitsbergen (Fig. 2.6) (Sejrup et al., 2005). To LGM-hendelser har blitt identifisert da isdekket strakk seg til eggakanten i Bjørnøyrenna (Svendsen et al., 2004); den første før 22 000 kalibrerte år før nåtiden (cal ka BP) og den andre etter 19 cal ka BP (Laberg og Vorren, 1996b). Barentshavisdekket gjennomgikk en trinnvis tilbaketrekning under deglasiasjonen. Langs den

vestlige marginen til Barentshavet begynte deglasiasjonen ved 17.5 cal ka BP, med store deler av Barentshavet isfritt ved ~15 cal ka BP (Laberg og Vorren, 1996b; Landvik et al., 1998). Det er få detaljer av denne tilbaketrekningen, men på den norske kontinentalsokkelen rundt Andøya har to hendelser blitt identifisert: en kortlevd stillstand ved ~17.5 cal ka BP (14.5 ^{14}C ka BP) navngitt Flesenhendelsen, og en stor mengde isdroppet materiale samt betydelig nedkjøling ved ~16.6-15.9 cal ka BP (13.8-13.2 ^{14}C ka BP) navngitt D-hendelsen (Vorren og Plassen, 2002). Flere isstrømmer forekom i Barentshavisdekket under LGM (Fig. 2.6). Den største var Bjørnøyrenna-isstrømmen som var aktiv under LGM og under deglasiasjonen. Bjørnøyrenna-isstrømmen tilførte sediment og smeltevann inn i Nord-Atlanteren, og bidro til oppbygging av den 215 000 km² store Bjørnøya traumunnviften (Laberg og Vorren, 1996b; Andreassen og Winsborrow, 2009). Den glasiiale geomorfologien til sørvestlige Barentshavet indikerer også flere andre isstrømmer (Andreassen et al., 2007; Andreassen et al., 2008).

Basert på hevede kystlinjer og endemorener, identifiserte Sollid et al. (1973) syv fremrykk eller stillstand av ismarginen under deglasiasjonen langs kysten til Norge, med Yngre Dryas som den mest fremtredende. Etter Yngre Dryas-ramstøtet trakk isen seg hurtig tilbake som følge av et mildere klima, mindre nedbør og effektiv kalving. Slutten av Yngre Dryas markerer overgangen til den interglasiale perioden holocen.

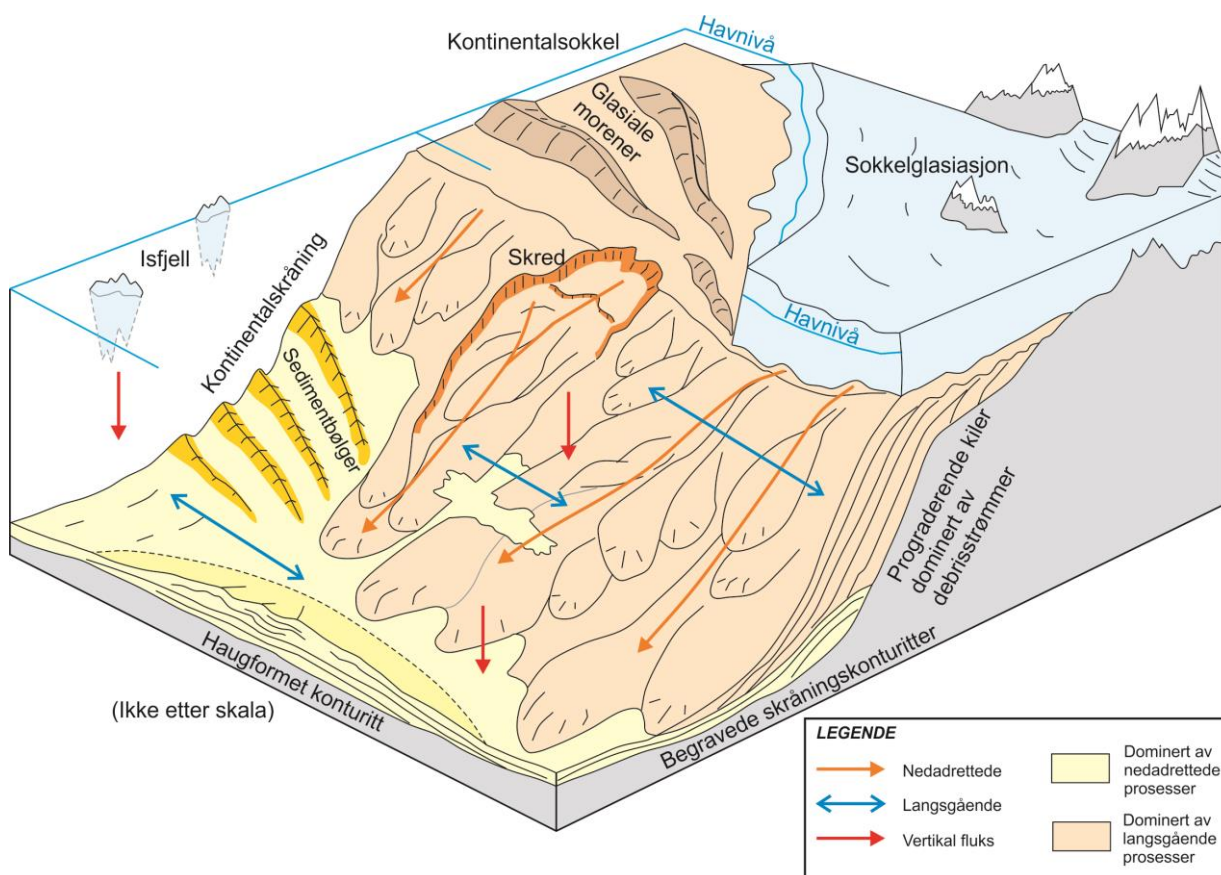


Figur 2.6. Rekonstruksjon av isutbredelsen under siste glasiiale maksimum (LGM). Det hvite polygonet representerer utbredelsen av isdekket, og de stiplede, hvite pilene representerer isstrømmer i Bjørnøyrenna og Storfjorden. Modifisert fra Svendsen et al. (2004).

2.5 Sedimentære prosesser i studieområdet

Sedimentære prosesser er mekanismer som forårsaker erosjon, transport og avsetning av sedimenter på kontinentalmarginer. De sedimentære prosessene er kontrollert av blant annet platetektonikk, klimaendringer, havnivåendringer og havstrømmer. Sedimentære prosesser kan virke som en konstruktiv eller som en erosiv prosess, og kan klassifiseres som nedadrettede, langsgående eller som vertikale (Fig. 2.7) (STRATAGEM Partners, 2003).

Nedadrettede prosesser er prosesser som virker vinkelrett på kontinentalskråningen (Fig. 2.7). Nedadrettede konstruktive prosesser kan bygge ut kontinentalmarginer ved å avsette prograderende kiler og danne store viftekompleks (Fig. 2.7). Nedadrettede erosive prosesser transporterer derimot sedimenter fra øvre til nedre deler av kontinentalskråningen ved hjelp av skred (f.eks. Andøyaskredet). Nedgående prosesser, som skred og glasigene debrisstrømmer, har gjennom de siste ca. 2.5 millioner år dominert på Barentshavmarginen og Norskemarginen (Solheim et al., 1998).



Figur 2.7. Oversikt over geologiske prosesser som dominerer Norske- og Barentshavmarginen i perioder under glisiale maksimum. Modifisert fra STRATAGEM Partners (2003).

Langsgående prosesser er prosesser som virker parallelt på skråningen (Fig. 2.7), og er relatert til evnen havstrømmer har til å erodere, transportere og avsette sedimenter på kontinentalmarginer (Laberg et al., 2005b). Langsgående erosive prosesser kan for eksempel resultere i inkonformiteter, mens konturitter og plumitter er eksempler på avsetninger fra konstruktive langsgående prosesser (Laberg et al., 2005b).

Vertikal fluks er pelagiske og hemipelagiske sedimenter avsatt gjennom vannsøylen (Fig.2.7).

2.5.1 Skred

Studier av skred har vist at massebevegelser kan oppstå på skråninger med helningsvinkel på kun 0.1° , og at undersjøiske skred kan forflytte sedimentvolum opp til $25\,000\text{ km}^3$ (Canals et al., 2004). I plio-pleistocen tid har det forekommet et stort antall skred på Norske-Barentshavmarginen (f.eks. Hjelstuen et al., 2007). Plio-pleistocen perioden var dominert av vekslende interglasiale/glasiale sykluser hvor interglasialer var karakterisert med lav sedimenttilførsel, mens under glasialer nådde isdekkene eggakanten og tilførte store mengder sedimenter (Nygård et al., 2007). Avsetning av store sedimentmektigheter på relativt kort tid kan ha ført til ustabile sedimenter eller forhindret vann/gass i å unnslippe, noe som kan ha økt poretrykket og ført til dannelse av svakhetssoner (Bryn et al., 2005a). Andre faktorer som havnivåendringer (som følge av interglasial/glasial sykluser), smelting av gasshydrater, heving av kontinentet og jordskjelv kan også ha ført til ustabile sedimenter og fungert som en utløsende mekanisme for skredene (Leynaud et al., 2009). I seismiske profiler fremkommer skred som akustisk kaotiske enheter, ofte avgrenset av reflektorer med en høy til medium amplitude.

I studieområdet er det blitt kartlagt syv pre-holocen skred: Nykskredet, Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC I-III), Bjørnøyaskredet, Skred A og Skred B (Fig. 2.8). Trænadjupskredet og Andøyaskredet er også identifisert i samme området og er av holocen alder (Tabell 2.1) (Fig. 2.8) (Hjelstuen et al., 2007).

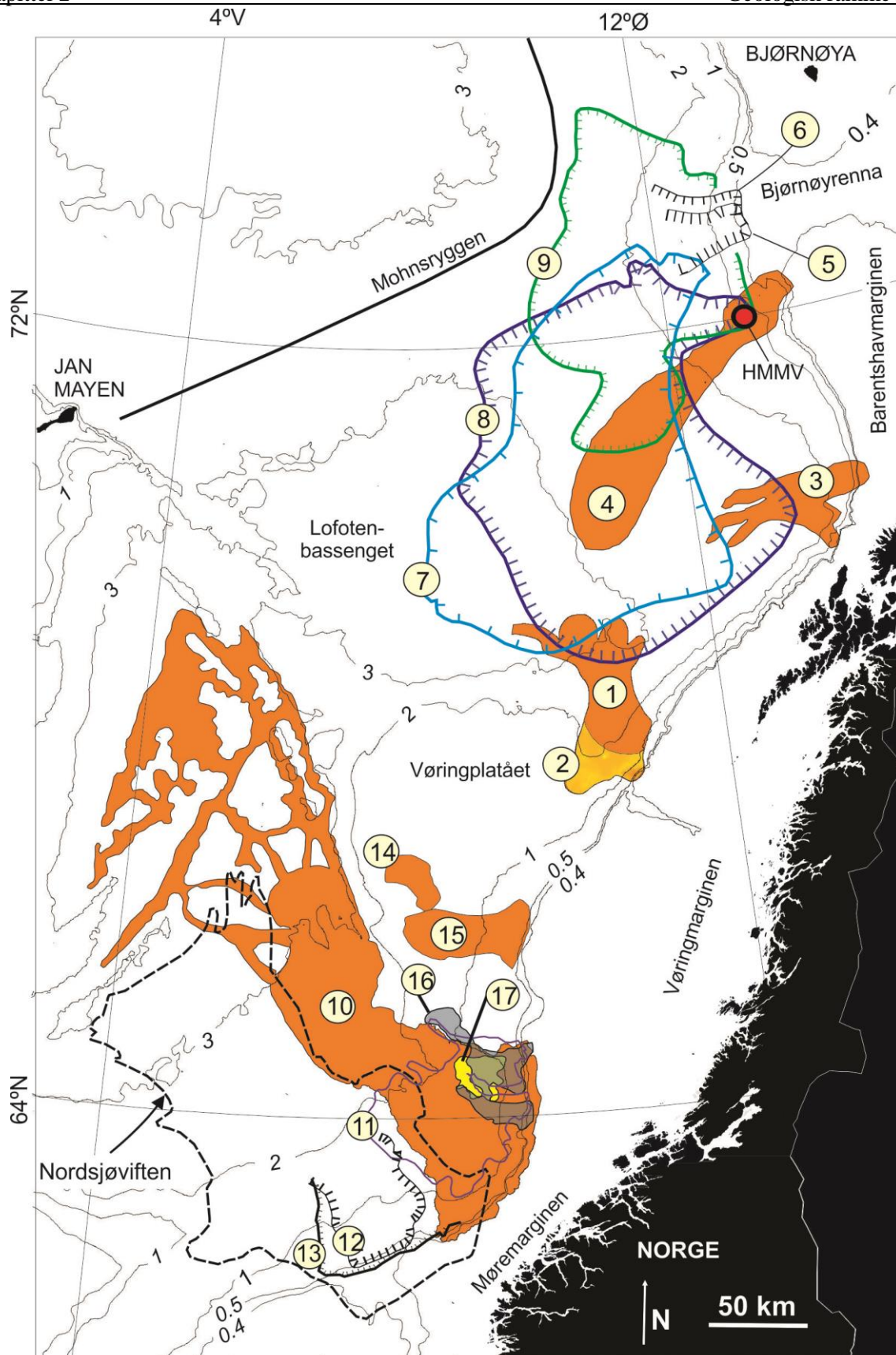
Trænadjupskredet er lokalisert på den nordlige kontinentalskråningen av Vøringplataet (Fig. 2.8). Skredet ble utløst i midt-holocen, for omtrent 4000 år siden, og flyttet nærmere 900 km^3 med sedimenter (Laberg et al., 2002). Trænadjupskredet har påvirket et område på tilnærmet $14\,100\text{ km}^2$, som strekker seg fra eggakanten og omtrent 200 km ut i Lofotenbassenget (Laberg og Vorren, 2000a). Utløsningsmekanismen for skredet var mest sannsynlig ett stort

eller flere små jordskjelv som følge av landhevingen av Fennoskandia etter den siste istiden (Laberg og Vorren, 2000a).

Nykskredet ble utløst i samme området (Fig. 2.8) som Trænadjupskredet for rundt 16 300 år siden, i en tid der det Fennoskandiske isdekket var nær eggakanten. Det kartleggbare området av Nykskredet er $\sim 2200 \text{ km}^2$, men deler av skredet har blitt begravd av glasigene debrisstrømmer og blitt erodert av det yngre Trænadjupskredet (Laberg et al., 2002; Lindberg et al., 2004). Det er derfor ikke mulig å si noe om det totale området skredet har påvirket eller det totale volumet til skredet. Utløsningsmekanismen for skredet var mest sannsynlig lasting og avlastning forårsaket av den fennoskandinaviske isfronten.

Andøyaskredet er lokalisert på Lofotenmarginen (Fig. 2.8), utenfor Tromsø, og strekker seg ca. 190 km ut i Lofotenbassenget (Laberg et al., 2000c). Skredet dekker et område på rundt 9700 km^2 , hvor skredarområdet utgjør rundt 3600 km^2 (Laberg et al., 2000c). Andøyaskredet er antatt å ha forekommet i holocen tid fordi skredarret har et betydelig relieff på havbunnen, og fordi relativt konsoliderte, interglasiale sedimenter av før-holocen alder er eksponert (Laberg et al., 2000c). Utløsningsmekanismen til skredet er konkludert til å være et jordskjelv (Laberg et al., 2000c).

Bjørnøyaskredet er lokalisert sør for Bjørnøyrenna (Fig. 2.8), på Barentshavmarginen, og strekker seg rundt 400 km ut i Lofotenbassenget (Laberg og Vorren, 1993). Et forsiktig estimat indikerer at rundt 1100 km^3 sedimenter har blitt forflyttet med skredet (Laberg og Vorren, 1993). Skredarret er opp til 400 m dyp, og dekker et område på minst $12\,500 \text{ km}^2$ (Laberg og Vorren, 1993). Laberg og Vorren (1993) konkluderte med en alder yngre enn 330 000 år for Bjørnøyaskredet. Alderen er estimert ved korrelasjon til stratigrafi utenfor skredområdet og fra datering på ytre kontinentalhyllen til Barentshavet. Håkon Mosby slamvulkanen er lokalisert i Bjørnøyaskredet (Fig. 2.8) (Hjelstuen et al., 1999). Hvis slamvulkanen var aktiv i plio-pleistocen kan den ha ført til ustabilitet i sedimentene og økt sannsynligheten for svikt langs kontinentalmarginen (Hjelstuen et al., 2007). Utløsningsmekanismen til skredet har blitt foretrukket til å være en kombinasjon av flere jordskjelv langs Senjabruddsonen (Kvamme og Hansen, 1989) og en høy sedimentasjonsrate (Laberg og Vorren, 1993).



Figur 2.8. Oversikt over skred på Norske- og Barentshavmarginen. 1) Trænadjupskredet, 2) Nykskredet, 3) Andøyaskredet, 4) Bjørnøyaskredet, 5) Skred A, 6) Skred B, 7) BFSC I, 8) BFSC II, 9) BFSC III, 10) Storeggaskredet, 11) Skred S, 12) Møreskredet, 13) Tampensskredet, 14) Vigridskredet, 15) Sklinnadjupskredet, 16) Skred R, 17) Skred W. Konturlinjene er markert med dyp i km. Modifisert fra Hjelstuen et al. (2007).

Skred A er lokalisert i munningen av Bjørnøyrenna, på Barentshavmarginen (Fig. 2.8). Skredet dekker et område på rundt 12 000 km² og det totale volumet av sedimenter involvert i skredet er foreslått å være 5100 km³ (Knutsen et al., 1993). Laberg og Vorren (1996b) foreslo en alder på rundt 0.5-0.6 millioner år for Skred A. Knutsen et al. (1993) foreslo at høy sedimenttilførsel og gass i sedimentene bidro som utløsende mekanismer for Skred A.

Skred B er lokalisert nord for Skred A, i munningen av Bjørnøyrenna (Fig. 2.8). Skred B har bare blitt identifisert på noen få seismiske profiler, noe som gjør det vanskelig å kartlegge skredarets fulle utbredelse. Ifølge Laberg og Vorren (1996b) så har Skred B en alder på 0.5-0.6 millioner år og er yngre enn Skred A. Skred B kan ha blitt utløst ved jordskjelv forårsaket av høy tektonisk aktivitet langs Senjabruddsonen (Kvamme og Hansen, 1989) og/eller seismisk aktivitet langs Mohns- og Knipovichryggen (Géli, 1993).

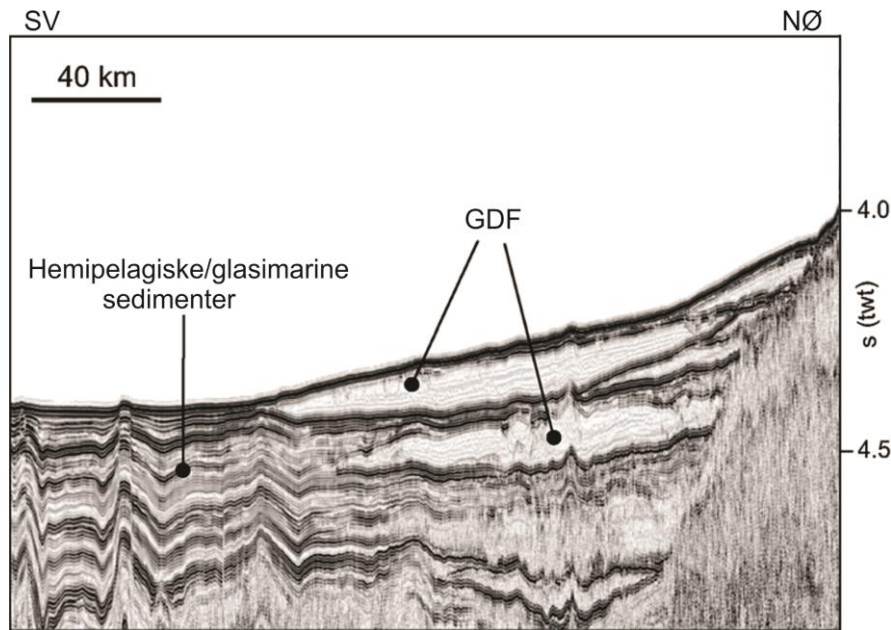
Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC) er lokalisert på sørvestlige kontinentalskråningen av Barentshavet og i det nærliggende Lofotenbassenget (Fig. 2.8). BFSC består av tre begravde storskala-skred (BFSC I-III) av pleistocen alder, som hver når en maksimumsmektighet på rundt 500 m, og dekker et område på 66-120 × 10³ km² (Hjelstuen et al., 2007). Komplekset omfatter også noen mindre skred, skredene A, B og Bjørnøyaskredet i Tabell 2.1 og Figur 2.8 (Laberg og Vorren, 1993, 1996b), og lokale skredarr (Kuvaas og Kristoffersen, 1996). Det eldste skredet, BFSC I, involverte et totalt sedimentvolum på 25 × 10³ km³ og ble mest sannsynlig utløst en gang for 0.78-1.0 millioner år siden (Hjelstuen et al., 2007). BFSC II skredet involverte et sedimentvolum på rundt 24.5 × 10³ km³ og ble utløst en gang for 0.5-0.78 millioner år siden (Hjelstuen et al., 2007). BFSC I-II strekker seg begge langt ut i Lofotenbassenget (Fig. 2.8). Det yngste skredet BFSC III er begrenset til kontinentalskråningen vest for Bjørnøyrenna og er det minste av de tre storskala skredene, med et sedimentvolum på rundt 11.6 × 10³ km³ (Hjelstuen et al., 2007). BFSC III ble utløst en gang for 0.2-0.5 millioner år siden (Hjelstuen et al., 2007). Hurtig avsetning av store mengder sedimenter gjennom de siste 1 millioner år førte til lasting og kompaksjon av de underliggende sedimentene på skråningen. Dette kan ha dannet overtrykk i de underliggende sedimentene og ført til ustabile forhold, som i seg selv kan ha ført til svikt på skråningen. Mest sannsynlig var det derimot jordskjelv som var den utløsende hovedmekanismen for skredkomplekset (Hjelstuen et al., 2007).

Skred	Alder (millioner år)
Trænadjupet	0.004
Andøya	Holocen
Nyk	0.016
Bjørnøya	0.2-0.5
BFSC III	0.2-0.5
Skred A	0.5-0.6
Skred B	0.5-0.6
BFSC II	0.5-0.78
BFSC I	0.78-1.0

Tabell 2.1: Oppsummering av skred og alder i studieområdet. Basert på Hjelstuen et al. (2007).

2.5.2 Glasigene debrisstrømmer (GDF)

Traumunnvifter langs Norske-Barentshavmarginen er ofte dominert av glasigene debrisstrømmer (GDFer) (f.eks. Elverhøi et al., 1997). Blant annet dominerer GDFer øvre delen av Bjørnøya traumunnviften, hvor strømmene er opp til 50 m mektige og 24 km brede (Laberg og Vorren, 1995). GDF-avsetningene forekommer på vandyp større enn 3000 m og på over 500 km avstand fra eggakanten til det sørvestlige Barentshavet (Hjelstuen et al., 2007). GDFene er homogene og finkornede. I seismiske profiler fremkommer GDF-avsetninger som avlange, stablede linseformede enheter, med strukturløs til svakt akustisk mønster (Fig. 2.9) (King et al., 1998). Taylor et al. (2002) estimerte at rundt 75 % av sedimentene som var avsatt i dyphavs bassengene langs Norskemarginen er bestående av debrisstrømmer. Avsetningene har opphav fra bunnmorenemateriale som først blir transportert til eggakanten under glasieringsmaksimum, og deretter ned skråningen som massebevegelser (King et al., 1998). En kan dermed anta at GDF-avsetningene er avsatt gjennom de siste 0.55 millioner år da Barentshavisdekket nådde eggakanten minst 8 ganger i sørvest Barentshavet (Laberg og Vorren, 1996a).



Figur 2.9. Seismisk karakter av GDFer og hemipelagiske/glasimarine sedimenter i studieområdet. Modifisert fra Hjelstuen et al. (2007).

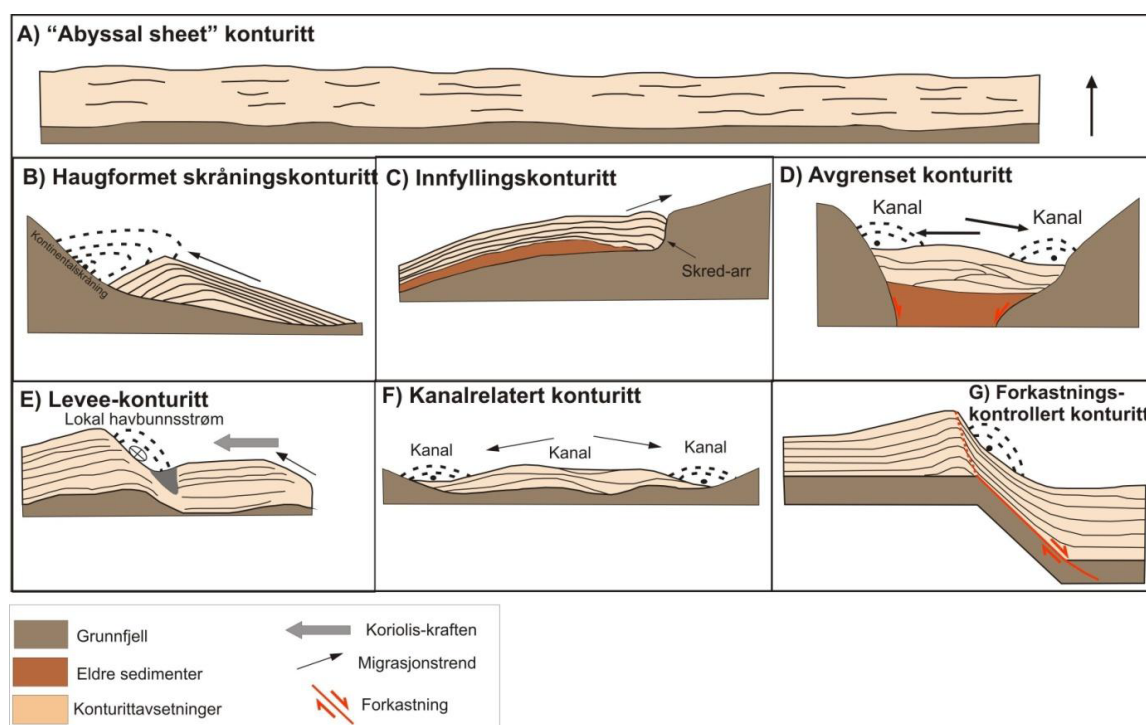
2.5.3 Konturitter

Konturitter er sedimenter som har blitt avsatt av, eller betydelig påvirket av bunnstrømmer i dyphavet (Rebesco og Stow, 2001; Stow et al., 2002). Siden konturitter først ble observert på 1960-tallet langs den østlige Nord-Amerikanske kontinentalmarginen, er de nå kjent til å dekke store deler av havbunnen. De blir typisk avsatt under 300 m vanddyb ved påvirkningen av vedvarende strømkraft, og i noen regioner bygger de seg opp til gigantiske konturittthauger eller drifter (Rebesco og Stow, 2001; Stow et al., 2008). Dette skiller de fra andre avsetninger i dyphavet som har blitt avsatt enten fra episodiske nedadrettede prosesser (massebevegelser), eller fra kontinuerlige vertikale prosesser (pelagisk og hemipelagisk sedimentasjon) (Stow et al., 2008). Lofotenkonturitten er et eksempel på en aktiv konturitt på Lofotenmarginen. Den er lokalisert på den nedre kontinentalskråningen på ca. 1000 m vanddyb, har et maksimalt relieff på rundt 50 m, og kan følges minst 90 km (Laberg et al., 1999; Laberg et al., 2001).

Konturitter kan klassifiseres på bakgrunn av deres fysiske egenskaper. De består generelt av finkornet, strukturløs og bioturbert slam, men kan også bestå av relativt grovkornede sedimenter (sand og grus) (Rebesco og Stow, 2001). Konturitter kan også ha varierende sammensetning som siliklastisk, bioklastisk og vulkaniklastisk («vulcaniclastic») (Rebesco og Stow, 2001; Stow et al., 2002; Stow et al., 2008). Rebesco og Stow (2001) har klassifisert

konturitter basert på deres geometri, og kom frem til syv ulike klassifikasjoner: (A) «abyssal sheet» konturitt, (B) haugformet skråningskonturitt, (C) innfyllingskonturitt, (D) avgrenset konturitt, (E) levee-konturitt, (F) kanalrelatert konturitt, og (G) forkastningskontrollert konturitt (Fig. 2.10). Langs Lofotenmarginen og Vøringmarginen er det blant annet observert haugformede konturittavsetninger (Lofoten-, Vesterålen- og Nykkonturittene) og innfyllingskonturitter (Sklinnadjup konturitten) (Laberg et al., 2001). Haugformet konturittavsetninger er karakterisert av et moderat til høyt relieff og en variabel utbredelse (Rebesco og Stow, 2001). Innfyllingskonturitter har et moderat relieff og en relativt liten utbredelse, og kan være innfyllinger i skredarr og i utkilingen av skredmasser (Rebesco og Stow, 2001).

Bunnstrømmer er et resultat av termohalin og vinddreven sirkulasjon (Stow et al., 2002). Økende havsirkulasjonen i Norske-Grønlandshavet fra og med miocen førte til økt konturittedannelse på Norske- og Barentshavmarginen (Laberg et al., 2005b) (Kapittel 2.3). Konturitter ble også hyppig dannet under interglasialer (Dahlgren og Vorren, 2003). Hurtig avsetning av glasiale sedimenter over konturittsedimenter vil øke poretrykket og kan derfor føre til ustabilitet på kontinentalskråningen (Bryn et al., 2005b). I tillegg har konturitter en draperende og utglattende effekt som kan danne glideplan innad i avsetningene, slik at skred enklere dannes (Bryn et al., 2005a).



Figur 2.10. Skjematisert fremstilling av de ulike typene konturitter (hentet fra Håland (2012)).

2.5.4 Smeltevannsplumer

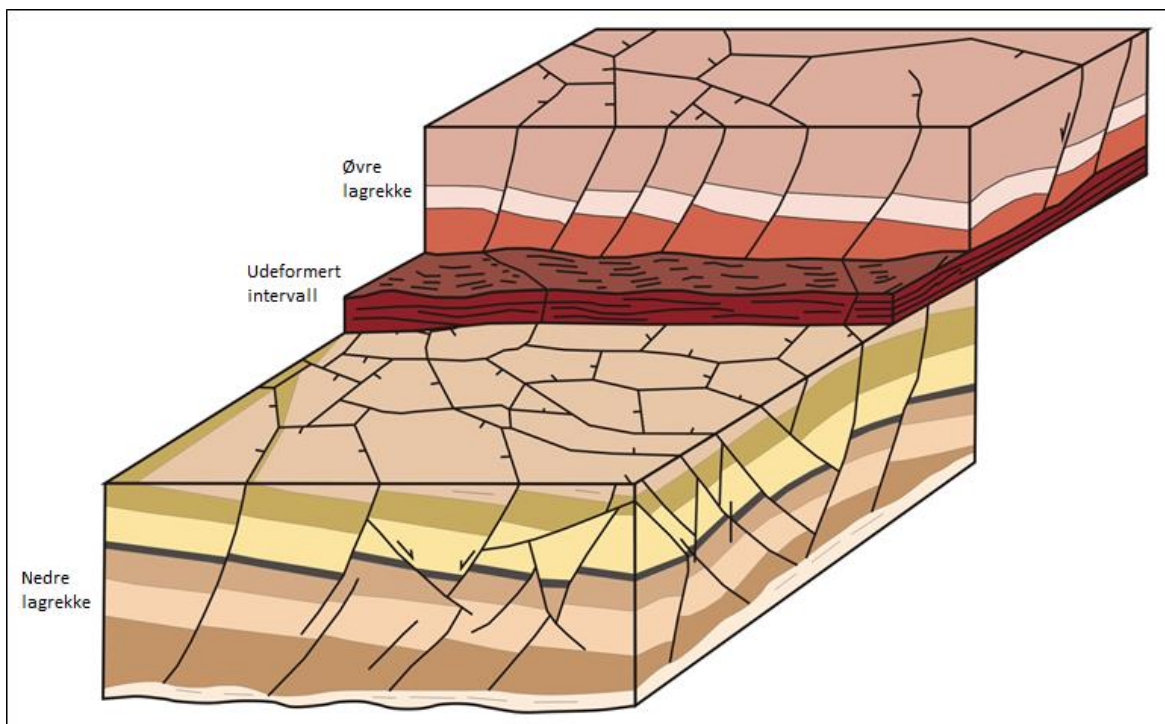
Siden plio-pleistocen tid har avsetning av smeltevannsplumer forekommet (Lekens et al., 2005). Smeltevannsplumene inneholder sedimenter fra subglasialt smeltevann som har blitt transportert og avsatt ved suspensjon fra havstrømmer. Dette forekommer under deglasiasjoner, ved tilbaketrekningen av isdekket fra eggakantene som genererer store mengder smeltevann mettet med finkornede sedimenter (Lekens et al., 2005; Pedrosa et al., 2011). Smeltevannsplumer er dominert av finkornede laminerte sedimenter som draperer kontinentalskråningen langs Norske- og Barentshavmarginen (Lekens et al., 2005; Pedrosa et al., 2011). Avsetningen av smeltevannsplumer er karakterisert av en høy sedimentasjonsrate som følge av den store tilførselen av smeltevann under tilbaketrekning av isdekker på den nordlige halvkule. I tillegg har sedimentene et høyt vanninnhold som kan forårsake en ustabil kontinentalskråning (Pedrosa et al., 2011). Dette gjør at smeltevannsplumer kan danne glideplan i lagrekken og kan dermed påvirke omfanget av eventuelle skred (Pedrosa et al., 2011). Plumeavsetningene er blant annet identifisert utenfor Storfjordenrenna og Kveithola (Pedrosa et al., 2011), utenfor Bjørnøya (Bowles et al., 2003) og på Vøringplatået (Lekens et al., 2005).

2.5.5 Polygonale forkastninger

Polygonale forkastningssystemer (PFS) er sett av ekstensjonsforkastninger (Fig. 2.11) som ikke er relatert til tektonisk aktivitet (Cartwright et al., 2003). De er hovedsakelig utviklet i finkornede sedimentære lagrekker dominert av leire og biogene sedimenter, men kan også utvikles i grove og sandige sedimenter (Cartwright et al., 2003). PFS er normalforkastninger med et moderat sprang på 10-100 m, som delvis eller fullt ut krysser hverandre og danner et nettverk med polygonal geometri (Fig. 2.11) (Cartwright et al., 2003). Polygonale forkastninger deler mange likhetstrekk med tektoniske normalforkastninger, men deres organisering i et tredimensjonalt nettverk skiller dem fra de tektoniske (Cartwright et al., 2003). PFS er gjenkjent i over 100 bassenger Jorden rundt, blant annet i Lofotenbassenget (Hjelstuen et al., 2007; Cartwright, 2011). I seismiske data kan polygonale forkastninger ha ført til sterk deformasjon av de sedimentære lagrekkene som gjør det vanskelig å følge reflektorer regionalt (Hjelstuen et al., 2004).

Det er viktig å ha forståelse for dannelsen av PFS og hvor de opptrer fordi forkastningene har stor innvirkning på migrasjon av porevann og hydrokarboner (Cartwright, 1996). Cartwright et al. (2003) foreslo tre hovedgenetiske modeller for å forklare deres opprinnelse: (1)

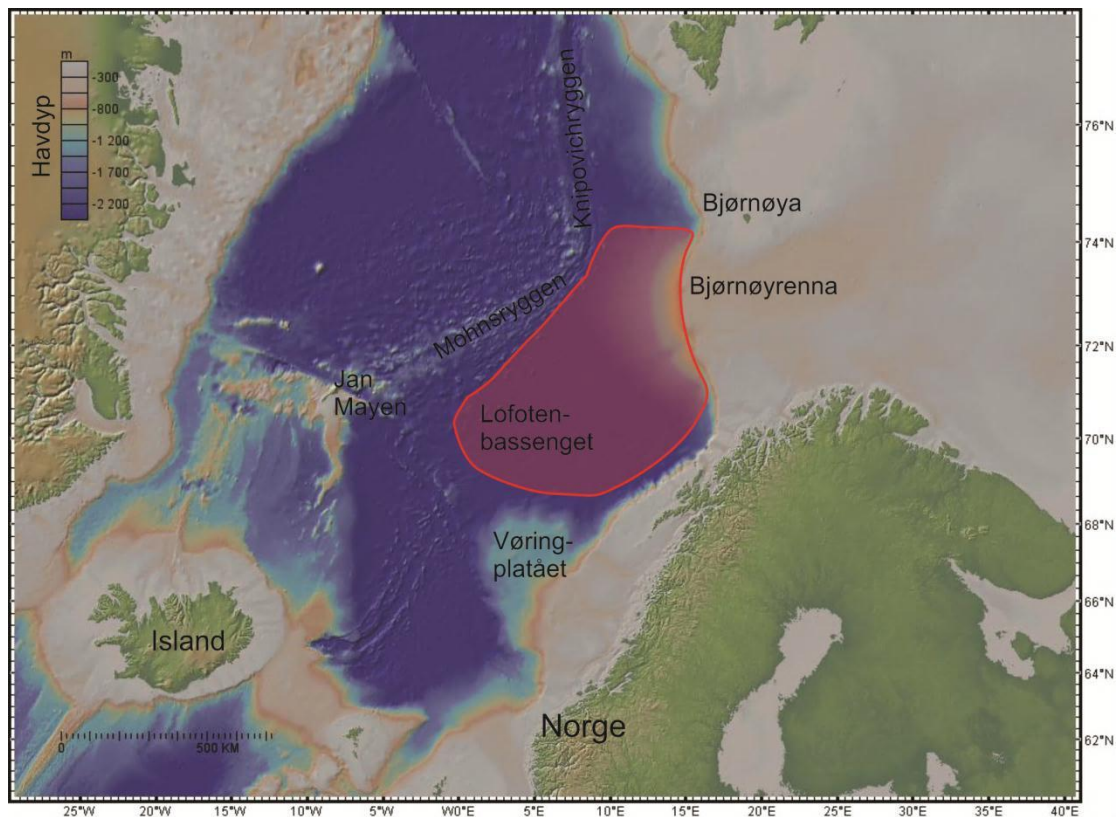
gravitasjonskollaps, (2) tetthetsinversjon og (3) synerese. Felles for de tre modellene er tidlig utvikling av polygonale forkastninger under begravning, samt komprimering og utpressing av porevæske (Cartwright et al., 2003). Av de tre modellene har synerese blitt omtalt som den beste forklaringen for dannelse av polygonale forkastninger. Synerese er definert som en spontan sammentrekning uten fordamping, og er en prosess som er begrenset til et gelmateriale (Brinker og Scherer, 1990). Et gelmateriale er i denne sammenhengen et materiale bestående av væske som kan opptre som fast stoff hvis den er bundet av leire. For at synerese skal danne polygonale forkastninger må materiale være i geltilstand under deformasjon (Cartwright et al., 2003). Finkornede sedimenter har potensiale for geldannelse under avsetning, som gjør at polygonale forkastninger hovedsakelig er begrenset til disse (Cartwright et al., 2003).



Figur 2.11. Skjematisk fremstilling av polygonale forkastningssystemer (PFS) i et sedimentvolum av marine avsetninger. Modifisert fra Håland (2012).

2.6 Seismostratigrafisk rammeverk på Bjørnøyviften

Bjørnøyviften er lokalisert i munningen av Bjørnøyrenna (Fig. 2.12). I vest er viften bundet av Mohns- og Knipovichryggen, og i sør og øst av kontinentalskråningen til Norge. Viften strekker seg fra eggakanten og ut til et dyp på større enn 3000 m i Lofotenbassenget. Viften dekker et område på rundt 215 000 km² (Vorren et al., 1998) og er dermed den største viften langs vestlige Barentshav-Svalbardmarginen, og er like stor i areal som Amazon- og Mississippiviftene (Fiedler og Faleide, 1996). Bjørnøyviften er 250 km bred i dens proksimale del og rundt 440 km bred i dens distale del (Vorren et al., 1998). Bjørnøyviften inneholder 70 % sen plio-pliostocen sedimenter og er opp til 3 km mektig (Fiedler og Faleide, 1996). Basert på seismiske undersøkelser har det totale volumet av sen plio-pleistocen sedimenter i viften blitt estimert til å være 595 000 km³ (Fiedler og Faleide, 1996). Det store volumet av disse sedimentene i viften tilsier betydelig heving og erosjon av provenansområdet i Barentshavet. Prosesser som skred og GDFer har forekommet i Bjørnøyviften. Storskala-skredene BFSC I-III dekker tilsammen nesten hele viften, mens Bjørnøyaskredet er mer begrenset på den sørlige flanken. Like vest for Bjørnøyrenna er Skredene A og B, samt to-tre skredarr, en del av Bjørnøyviften.



Figur 2.12. Oversiktskart over Nord-Atlanteren med Bjørnøyviften skissert i rødt. Fargeskala viser havdypet i meter. Posisjonen til Bjørnøyviften er hentet fra Hjelstuen et al. (2007).

På Bjørnøyviften er det blitt etablert et sen kenozoisk seismostratigrafisk rammeverk med hovedsekvenser GI, GII og GIII (Hjelstuen et al. 1996) (Faleide et al., 1996; Fiedler og Faleide, 1996) (Fig. 2.13). I rammeverket er det identifisert syv regionale reflektorer (R1-R7). Disse reflektorene representerer øvre og nedre grense til sekvensene GI-GIII; GI er avgrenset av R7 og R5, GII av R5 og R1, mens GIII er avgrenset av R1 og havbunnen (Fig. 2.13). Reflektor R7 markerer en tydelig inkonformitet i Lofotenbassenget, men blir mindre tydelig ved kontinentalskråningen til Barentshavet. Regionale korrelasjoner utført av Faleide et al. (1996) viser at R7 korresponderer til Reflektor 3 fra Eidvin og Riis (1989) og Eidvin et al. (1993), nedre grense av enhet A₀ fra Sættem et al. (1992), nedre grense av enhet TeC fra Vorren et al. (1991), Richardsen et al. (1992) og Knutsen et al. (1993), og inkonformitet U2 definert av Schlüter og Hinz (1978) og Myhre og Eldholm (1988) (Fig. 2.13). Reflektor R7 har blitt koblet til brønner i sørvestre Barentshavet hvor den korresponderer til nedre grense av glasiøse sedimenter (Faleide et al., 1996). Denne grensen har blitt biostratigrafisk datert til å være noe eldre enn 2.3 millioner år (Eidvin et al., 1993). Alderen er i samsvar med betydelige glasiasjoner på kontinentalhyllen i sen pliocen (Faleide et al., 1996). ⁴⁰Ar-³⁹Ar datering av vulkanske klaster fra grunne kjerner stratigrafisk under R7, viser at klastene også består av sen pliocen alder (Mork og Duncan, 1993). ODP brønn 986 på vestlige Svalbardmarginen bekreftet en sen pliocen alder for R7 ved paleomagnetiske data, biostratigrafi og Sr-isotop analyser (Channell et al., 1999; Eidvin og Nagy, 1999; Forsberg et al., 1999).

Faleide et al. (1996) sin regionale korrelasjon av inkonformiteten U1 (Schlüter og Hinz, 1978) langs marginen til Svalbard og Barentshavet, viste at den korresponderte til reflektor R6 i Bjørnøyviften (Fig. 2.13). Reflektor R6 ble aldersbestemt til å være 1.6-1.7 millioner år i ODP brønn 986 (Raymo et al., 1999; Butt et al., 2000). Reflektor R5 viser lokalt en erosiv karakter (Faleide et al., 1996) og korresponderer til Reflektor 2 definert av Eidvin og Riis (1989) og Eidvin et al. (1993), og nedre grense av enhet TeD definert av Vorren et al. (1991), Richardsen et al. (1992) og Knutsen et al. (1993) (Fig. 2.13). På bakgrunn av isdroppet materiale og oksygenisotopmålinger er R5 korrelert til en intensivering av glasiasjoner for rundt 1.3 millioner år siden (Thiede et al., 1989; Raymo et al., 1999; Butt et al., 2000). R5 markerer en betydelig endring i avsetningen, hvor refleksjonsmønsteret over denne horisonten indikerer storskala sedimentforflytning fra skråningen og ut i dyphavet.

Reflektorene R4, R3 og R2 ble først identifisert av Faleide et al. (1996), Fiedler og Faleide (1996) og Hjelstuen et al. (1996) (Fig. 2.13). Disse reflektorene inngår i sekvensen GII som er den mektigste enheten i Bjørnøyviften. Sekvensene GI og GII tynner og kiler ut østover ved trunkering av en inkonformitet, og vestover ved terminering mot havbunnskorpen. Reflektorene har henholdsvis alderne 0.99 (R4), 0.78 (R3) og 0.5 millioner år (R2) (Fig. 2.13). R3 er en godt definert sekvensgrense nord for 74° N (Faleide et al., 1996), men er mindre tydelig på Bjørnøyviften. R1 kan korreleres til nedre grense av enhet B definert av Sættem et al. (1992), Reflektor 1 definert av Eidvin og Riis (1989) og Eidvin et al. (1993), den øvre regionale inkonformiteten (URU) definert av Solheim og Kristoffersen (1984), og til nedre grense av enhet TeE definert av Vorren et al. (1991), Richardsen et al. (1992) og Knutsen et al. (1993) (Fig. 2.13). Sættem et al. (1992) foreslo en maksimumsalder på 0.79 millioner år for sekvensgrensen R1 basert på magnetpolaritet, men aminosyreanalyser indikerer at reflektoren er yngre enn 0.44 millioner år (Faleide et al., 1996). Sedimentologiske data fra ODP brønn 986 på vestlige Svalbardmarginen indikerte en alder på 0.2 millioner år for Reflektor R1 (Butt et al., 2000). Avsetningen av sekvens GIII er derfor foreslått til å ha startet etter 0.2 millioner år.

Svalbardmarginen 77-80°N	Barentshavmarginen 70-77°N		Barentshavmarginen 70-74°N		
Schüter & Hinz (1978) Myhre & Eldholm (1988)	Faleide et al. (1996) Hjelstuen et al. (1996) Fiedler & Faleide (1996)	Butt et al. (2000)	Sættem et al. (1991) Sættem et al. (1992) Sættem et al. (1994)	Eidvin & Riis (1989) Eidvin et al. (1993)	Vorren et al. (1991) Richardsen et al. (1993) Knutsen et al. (1993)
	GIII ↑	GIII ↑	B-G		TeE
	R1 — 0.44	R1 — 0.2	<0.44	Reflektor 1	0.8
SPI-I	R2 — 0.5	R2 — 0.5	A	Sen pliocen/ pleistocen	TeD
	R3 — 0.78	R3 — 0.78			
	GII ↑	GII ↑	Sen pliocen/ pleistocen	Sen pliocen/ pleistocen	
	R4 — 0.99	R4 — 0.99			
	R5 — 1.0	R5 — 1.3-1.5		Reflektor 2	3.0/5.5
U1	R6 — 1.6-1.7	R6 — 1.6-1.7	A ₀		TeC
SPI-II	GI ↑	GI ↑			
5.5 — U2	R7 — 2.3	R7 — 2.3-2.5		Reflektor 3	15.5
SPI-III	G0 (Te1-Te4) ↓	G0 (Te1-Te4) ↓			TeA-TeB
	55	55			

Figur 2.13. Korrelasjon av seismiske sekvenser langs vestlige Barentshav- Svalbardmarginen med alder (millioner år) for sekvensgrensene, og sammenligning med tidligere publiserte stratigrafier. Butt et al. (2000) sin inndeling med alder blir brukt i denne oppgaven. Modifisert fra Faleide et al. (1996), Hjelstuen et al. (1996) og Fiedler og Faleide (1996).

Sedimentene eldre enn Reflektor R7 kan underinndeles i fire sekvenser (Te1-Te4), som sammen danner sekvensen G0 (Fig. 2.13). De er pre-glasiale sedimenter som har en maksimumsmektighet på kontinentalskråningen. Fordelingen av sedimentene er nært relatert til den tektoniske utviklingen av Lofotenbassenget, samt hevingen og erosjonen av sørvestlige Barentshavet (Fiedler og Faleide, 1996). De pre-glasiale sedimentene i Lofotenbassenget er hovedsakelig datert ved nedlapp på havbunnskorpe av kjent alder, som gir en maksimumsalder for sedimentene over. Sekvens Te1 hviler på havbunnskorpe av eocen alder i Lofotenbassenget og på tidlig eocen lavastrømmer i Vestbakken vulkanprovins (Gabrielsen, 1990; Faleide et al., 1991; Faleide et al., 1993). Noen av de pre-glasiale sekvensene har også blitt koblet til brønner sørvest for Bjørnøya (Sættem et al., 1992; Eidvin et al., 1994; Sættem et al., 1994). De pre-glasiale sedimentene er karakterisert av delvis parallelle reflektorer med både lav og høy amplitude som er brutt av småskala forkastninger. Forkastningene har blitt foreslått til å representere polygonale forkastninger (Hjelstuen et al., 2007) (kapittel 2.5.5, Fig. 2.11). Sedimentene draperer vanligvis den irregulære havbunnskorpen. Noen steder kan de ha et karakteristisk haugete mønster og/eller sekvens ut-tynning som delvis kan være relatert til langsgående prosesser (Faugères et al., 1999; Rebesco og Stow, 2001; Laberg et al., 2005b), som igjen støtter et avsetningsmiljø påvirket av strømmer i tiden før pliocen.

3. DATAGRUNNLAG OG METODER

Kapittel 3 beskriver de tilgjengelige seismiske linjene og brønnene som brukes i denne studien, samt kvaliteten og oppløsningen på de seismiske dataene. Kapittelet tar videre for seg prosedyren for seismisk tolkning før kapittelet blir avsluttet med en gjennomgang av de benyttede programvarene i denne oppgaven.

3.1 Multikanals seismiske data

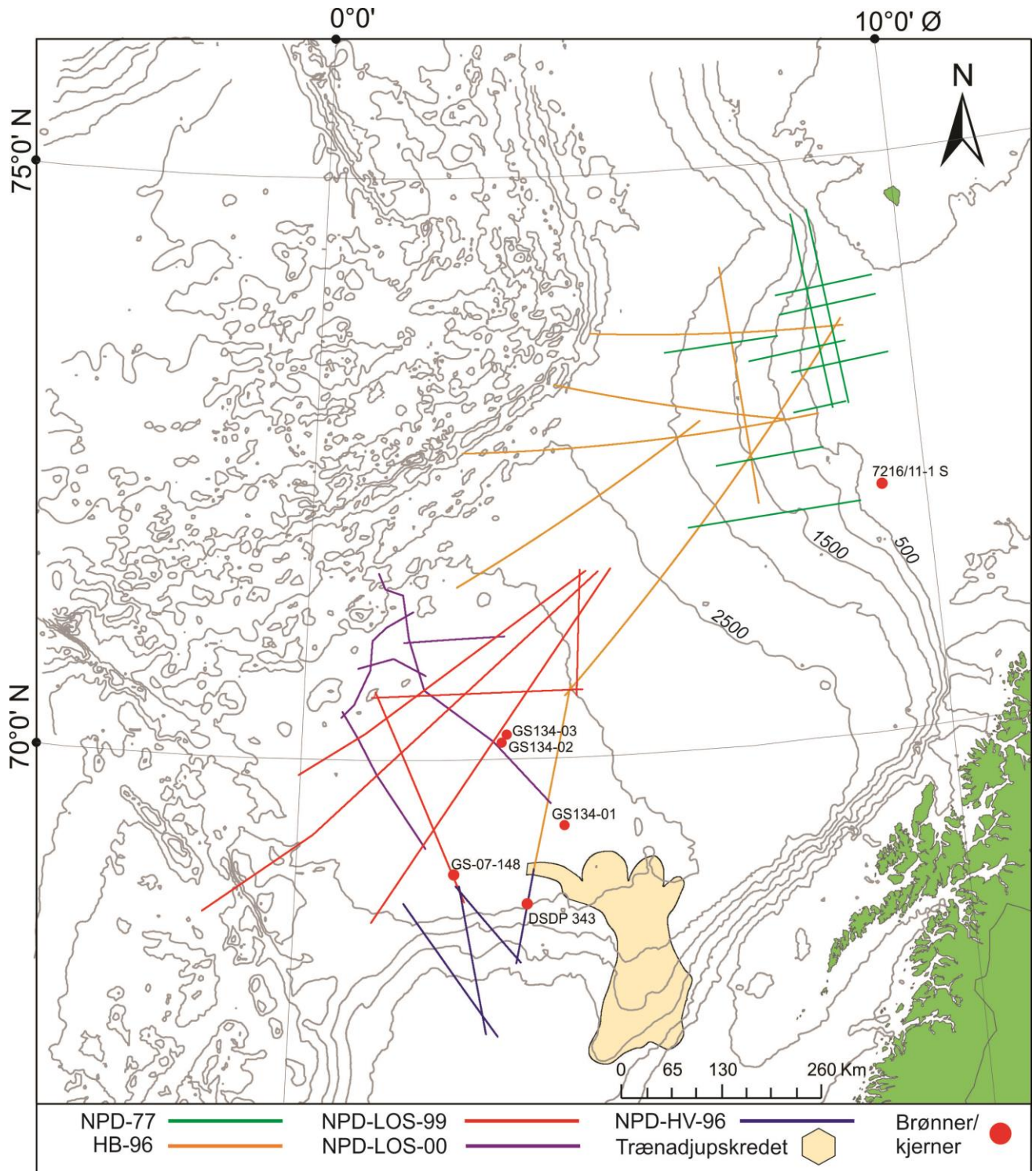
Regionale 2D multikanals seismiske (MCS) datasett utgjør datagrunnlaget for kartleggingen av sedimentene i Lofotenbassenget og på sørvestmarginen til Barentshavet. Datasettene omfatter NPD-LOS-00, NPD-LOS-99, HB-96, NPD-HV-96 og NPD-77 (Fig. 3.1, Tabell 3.1) og har blitt gjort tilgjengelig av Oljedirektoratet (OD).

Datasett	Datatype	År	Total lengde (km)
NPD-LOS-00	2D multikanals seismikk	2000	756
NPD-LOS-99	2D multikanals seismikk	1999	1845
NPD-HV-96	2D multikanals seismikk	1996	500
HB-96	2D multikanals seismikk	1996	1992
NPD-77	2D multikanals seismikk	1977	1192

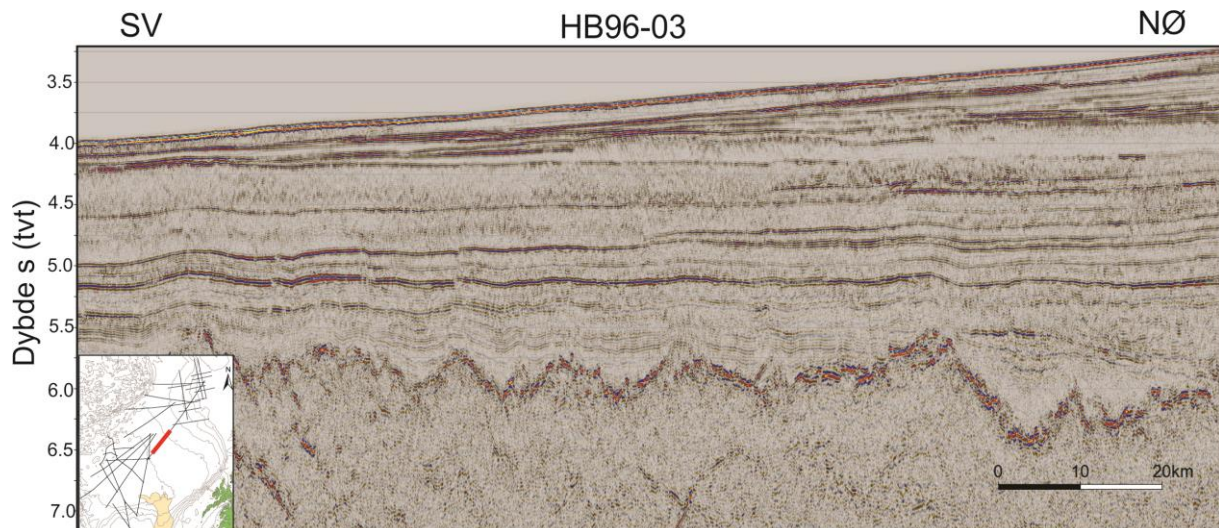
Tabell 3.1: Oversikt over tolkede seismiske datasett i denne studien.

De seismiske datasettene strekker seg fra Barentshavmarginen, nær Bjørnøyarena i nord, ut i Lofotenbassenget og til Vøringmarginen i sør (Fig. 3.1). Studieområdet er dårlig dekket av seismiske profiler, men alle de tilgjengelige linjene har kryssende profiler. Avstanden mellom de seismiske linjene er varierende, og kan være opp til 100 km for tilnærmet parallelle profiler. I denne studien tolkes 41 MCS-profiler (Fig. 3.1), som har en total lengde på rundt 6300 km, og er fordelt over et område på omtrent 250 000 km².

De seismiske dataene ble tildelt ferdig prosesserte og er generelt av høy kvalitet (Fig. 3.2). I Lofotenbassenget kan en lett følge sekvensgrenser fra en seismisk linje til en annen. På kontinentalskråningen og kontinentalhyllen er seismikken derimot påvirket av blant annet Senjabruddsonen som forringer kvaliteten. Innsamlingsparametere for MCS-dataene til denne oppgaven var ikke tilgjengelige.



Figur 3.1. Oversikt over de tilgjengelige seismiske datasettene og brønnene/kjernene i studieområdet. Konturlinjene er markert med dyp i meter. Kartet er hentet fra tilgjengelige kulturelle data i programvaren ArcGis.

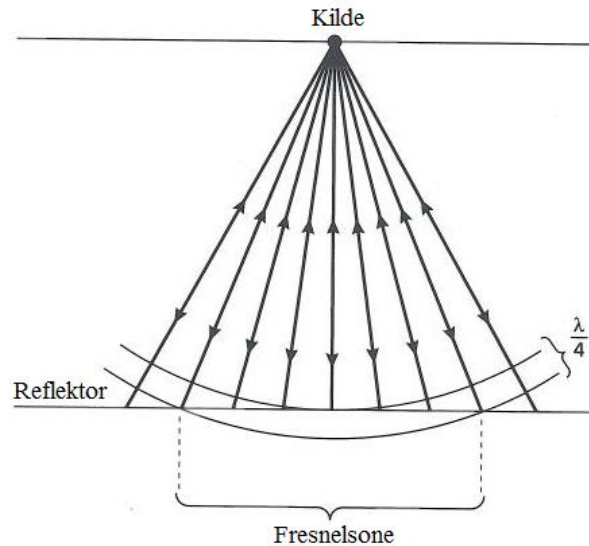


Figur 3.2. Typisk seismisk kvalitet på de seismiske profilene i Lofotenbassenget og på kontinentalskråningen til Barentshavet. Lokaliteten til den seismiske linjen er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne.

3.2 Seismisk oppløsning

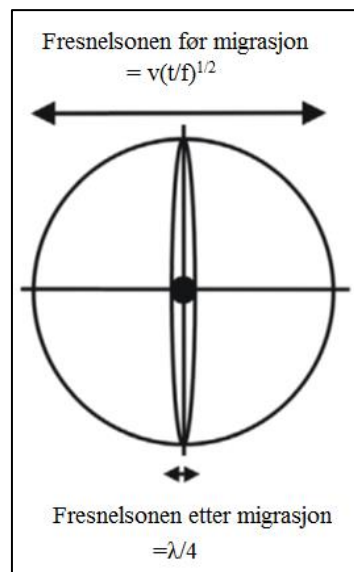
Seismisk oppløsning er definert som den minimumavstanden en kan ha mellom to seismiske enheter og likevel klare å skille de fra hverandre (Sheriff og Geldart, 1995). Seismisk oppløsning deles inn i vertikal og horisontal oppløsning. Vertikal oppløsning er den minste vertikale mektigheten et lag kan ha for å kunne identifisere øvre og nedre grenseflate som to forskjellige reflektorer (Kearey et al., 2002). Horisontal oppløsning er den minste laterale utbredelsen et lag kan ha for å identifiseres i et seismisk profil. Den seismiske oppløsningen er styrt av bølgelengde (λ), hastighet (v) og frekvens(f), og er gitt som $\lambda=v/f$ (Brown, 1999). Høyfrekvente signaler vil gi en bedre oppløsning enn lavfrekvente. Imidlertid blir høyfrekvente signaler dempet raskt og vil derfor ikke penetrere like dypt som lavfrekvente signaler. Frekvensen til lydsignalet vil også avta med økende dyp, mens hastigheten og bølgelengden vil øke. Derfor reduseres den seismiske oppløsningen som en funksjon av dypet.

Vertikal oppløsning blir bestemt ut fra den dominerende bølgelengden (λ) til den seismiske pulsen (Kearey et al., 2002). Et lag må ha en mektighet på $\frac{1}{4}$ av bølgelengden til primærsignalet eller mer for at øvre og nedre grenseflate skal være synlig i de seismiske dataene (Fig. 3.3) (Sheriff og Geldart, 1995). Dersom laget har en mektighet $< \frac{1}{4} \lambda$ vil grenseflatene bli kombinert til et forsterket signal.



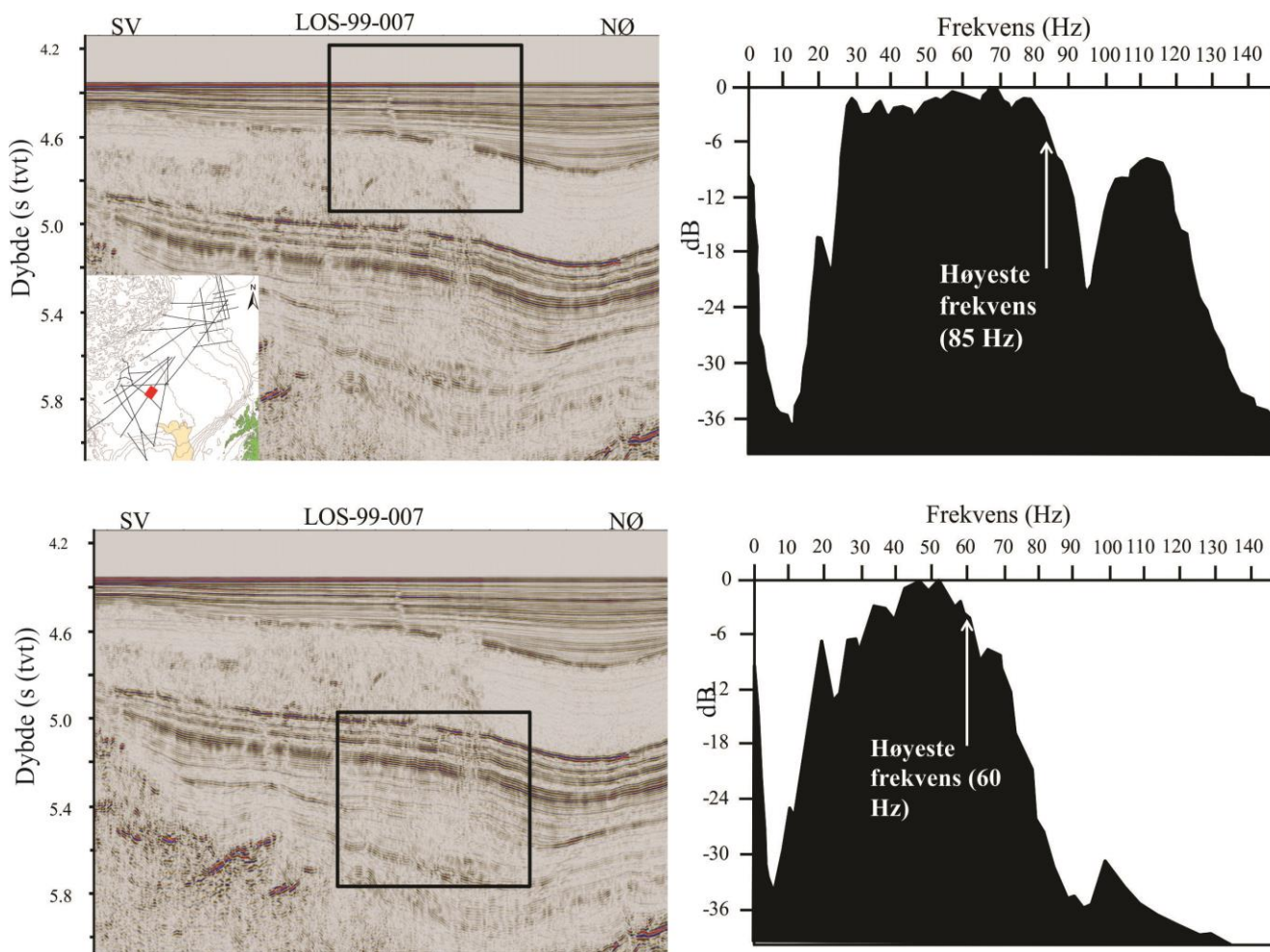
Figur 3.3. Vertikal oppløsning. Fresnelsonen er den delen hvor energien reflekteres tilbake til mottakeren innenfor $\frac{1}{4}$ bølglengde (λ). Modifisert fra Kearey et al. (2002).

Horisontal oppløsning blir bestemt i umigrerte data ut fra Fresnelsonen (Sheriff og Geldart, 1995). Fresnelsonen er den delen av en reflektor hvor energien blir reflektert tilbake til mottakeren innenfor $\frac{1}{4} \lambda$. I seismiske data vil alle reflektorer med en lateral utstrekning som overstiger Fresnelsonen være synlige. Migrasjon av seismiske data reduserer Fresnelsonen. Ved 2D migrasjon vil Fresnelsonen reduseres fra en sirkel til en ellipse vinkelrett til den seismiske linjen, mens ved 3D migrasjon vil den bli redusert til en liten sirkel (Fig. 3.4) (Brown, 1999). Utbredelsen av Fresnelsonen før migrasjon er gitt ved $v(t/f)^{1/2}$ (t:toveis gangtid), og for perfekte migrerte data vil den være $\lambda/4$ (Fig. 3.4) (Brown, 1999).



Figur 3.4. Prinsipp for utbredelsen til Fresnelsonen før og etter migrasjon av 2D og 3D seismiske data. Modifisert fra Brown (1999).

En frekvensanalyse har blitt utført for å beregne den vertikale oppløsningen og for å observere hvordan denne endrer seg med dypet. Frekvensanalysen ble utført i to ulike tidsintervaller på den seismiske linjen LOS-99-007 i Lofotenbassenget (Fig. 3.5). Den høyeste frekvensen (Hz) ble bestemt ut fra hvor frekvensverdien begynte å avta. For Intervall A (4.2-4.9 s (tvt)) var den høyeste frekvensen 85 Hz, mens for Intervall B (5.0-5.8 s (tvt)) var den 60 Hz (Tabell 3.3).



Figur 3.5. Frekvensanalyse og det tilhørende frekvensspektrumet for Intervall A (øverst) og B (nederst) på den seismiske linjen LOS-99-007. Intervallene er merket med svarte firkanter i det seismiske profilet.

Fiedler og Faleide (1996) foreslo hastigheter for de kenozoiske sedimentene på den sørvestlige marginen til Barentshavet og i Lofotenbassenget (Tabell 3.2). Disse gjennomsnittlige intervallhastighetene (m/s) er basert på «expanding spread profiler» (Fiedler og Faleide, 1996). Hastighetene antas å være representative for sedimentene i studieområdet og er benyttet ved utregning av seismisk oppløsning.

Sekvens	Gjennomsnittlig hastighet (m/s)
GIII	1980
GII	2160
GI	2400
Te1-Te4	2680

Tabell 3.2. Gjennomsnittlig intervallhastigheter (m/s) fra Fiedler og Faleide (1996).

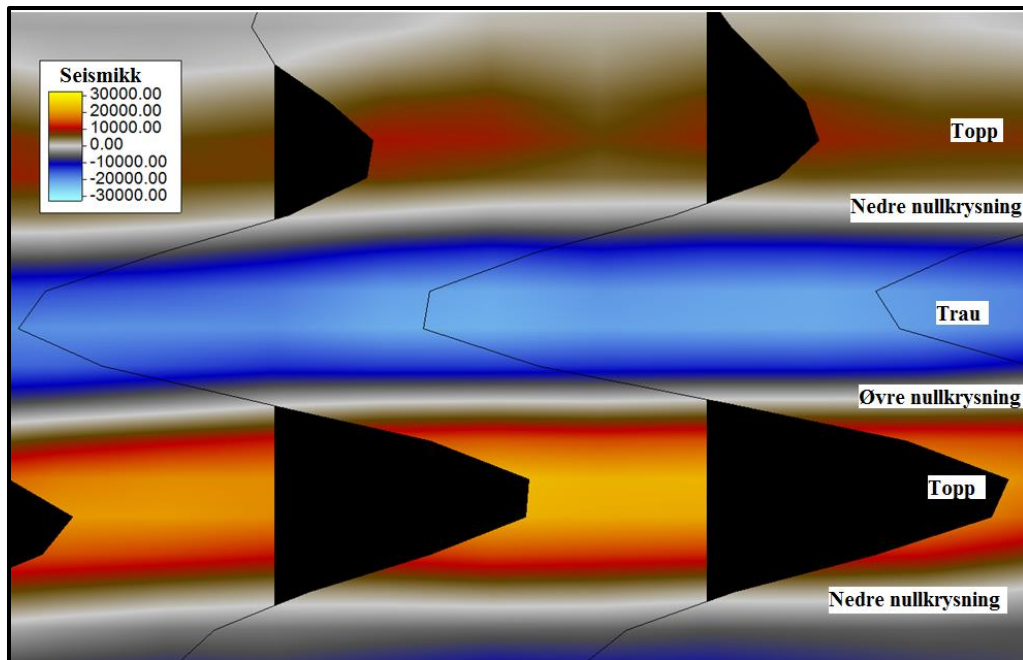
Siden frekvensanalysen for tidsintervall B går over tre forskjellige sekvenser (GII, GI og Te1-Te4) er det tatt gjennomsnittet av disse hastighetene ved utregning av seismisk oppløsning. Bølgelengden for tidsintervallet A-B er regnet ut til å være 23.3 m og 40.2 m. Siden horisontal og vertikal oppløsning er $\frac{1}{4}$ av bølgelengden etter migrasjon er den henholdsvis 5.8 m og 10.1 m (Tabell 3.3). Dette bekrefter at den seismiske oppløsningen reduseres som en funksjon av dypet, og kan dermed begrense tolkningen.

Intervall	Intervall hastighet (m/s)	Høyeste frekvens (Hz)	Bølgelengde (m)	Vertikal oppløsning (m)	Horisontal oppløsning (m)
A	1980	85	23.3	5.8	5.8
B	2413	60	40.2	10.1	10.1

Tabell 3.3. Oppsummering av beregninger gjort for intervallene A og B (Fig. 3.5).

3. 3 Seismisk tolkningsprosedyre

En seismisk reflektor oppstår når en seismisk puls blir reflektert langs en grense med endring i tetthet og hastighet. Seismiske reflektorer er dermed et resultat av tetthet(ρ) og seismisk hastighet(v) som defineres som akustisk impedans ($\rho \times v$). Endring i akustisk impedans vises i seismikken som en reflektor, hvor stor endring gir en reflektor med høy amplitude. En økning i akustisk impedans gir en positiv amplitude (topp), mens en reduksjon gir en negativ amplitude (trau).



Figur 3.6. Definisjon av det seismiske signalet til en seismisk reflektor. Fargeskalaen viser amplitudestyrken til det seismiske signalet. Topp (positiv amplitude) er rødgul, trau (negativ amplitude) er blå, og nullkrysningene er hvite.

Seismiske reflektorer tolkes ved å følge positiv amplitude, negativ amplitude eller nullkrysning avhengig av hvilken fase som er mest kontinuerlig (Fig. 3.6). I denne studien er de seismiske linjene tolket ved å følge reflektorer med positiv eller negativ amplitude (Tabell 4.1), hvor reflektorene med høyest amplitude var mest naturlig å følge. Flere av de tolkede reflektorene representerer sekvensgrenser. Noen av disse sekvensgrensene, blant andre R7 og havbunnskorperereflektoren R8, samt topp og bunn av flere skredenheter er tolket ut fra endring i seismisk facies (Kapittel 4.1). Tolkning av de seismiske profilene ble utført ved hjelp av programvaren Petrel v. 2012 (Kapittel 3.5).

Et seismostratigrafisk rammeverk for kenozoikum er tidligere etablert for studieområdet (Fig. 2.13, Kapittel 2.6) (Faleide et al., 1996; Fiedler og Faleide, 1996; Hjelstuen et al., 1996). Dette rammeverket er brukt for å tolke de regionale reflektorene R1-R7, sammen med havbunnsreflektoren (R0) og havbunnskorperereflektoren (R8) i studieområdet. Til sammen utgjør dette ni hovedreflektorer som avgrensner fire hovedenheter (G0-GIII) (Fig. 2.13). Alle de identifiserte reflektorene og enhetene blir beskrevet og vist på utvalgte seismiske profiler i kapittel 4. I noen deler av studieområdet er den seismiske tolkningen noe usikker. På kontinentalskråningen og kontinentalsokkelen til Barentshavet er det noe vanskelig å tolke de regionale reflektorene, siden dette området har blitt påvirket av blant annet Senjabruddsonen

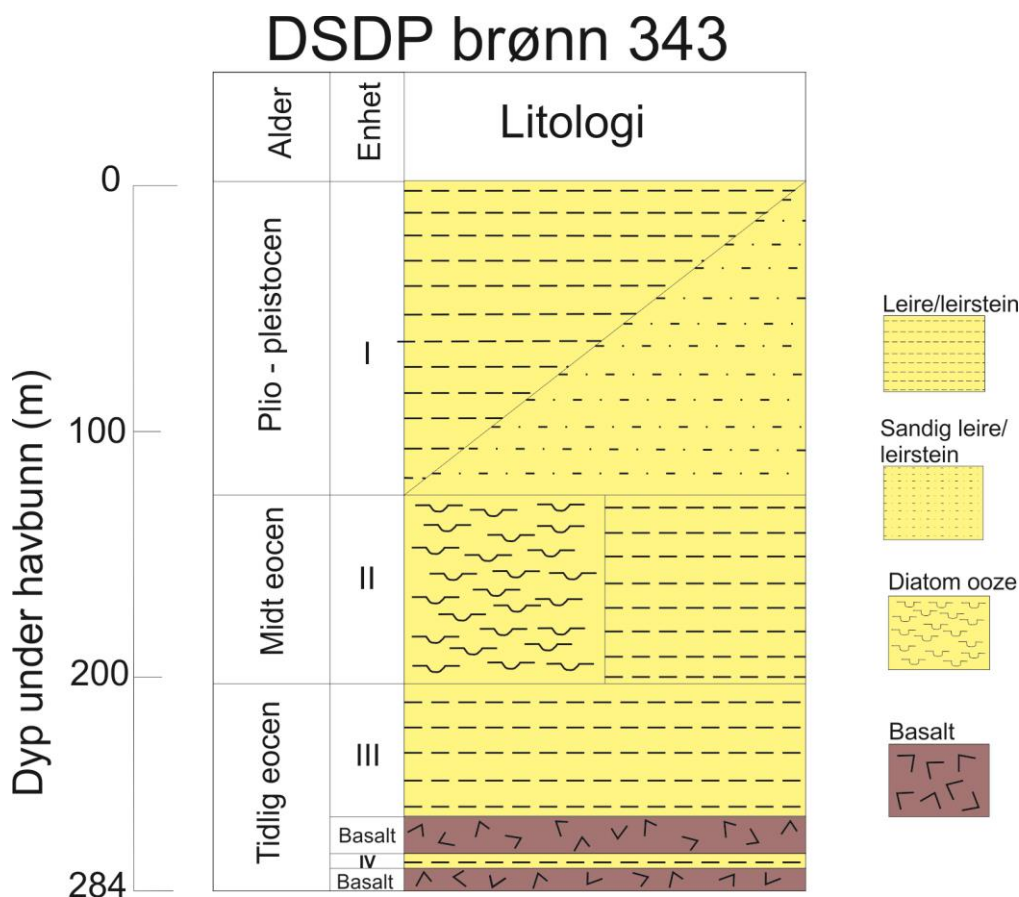
og isstrømmer i Bjørnøyarena over tid. I Lofotenbassenget blir flere reflektorer også avbrutt av havbunnskorpehøyder i Lofotenbassenget, som kan gi en unøyaktig tolkning.

3.4 Brønndata

Korrelasjon av tolket seismikk opp mot tilgjengelig brønnstratigrafi kan brukes til å anslå alder og litologi av tolkede enheter. I denne studien er en borekjerne fra Deep Sea Drilling Project (DSDP) brønn 343 og letebrønnen 7216/11-1 S benyttet, samt kjerneprøvene GS134-01, GS134-02, GS134-03 og GS07-148 (Fig. 3.1).

Deep Sea Drilling Project (DSDP) brønn 343

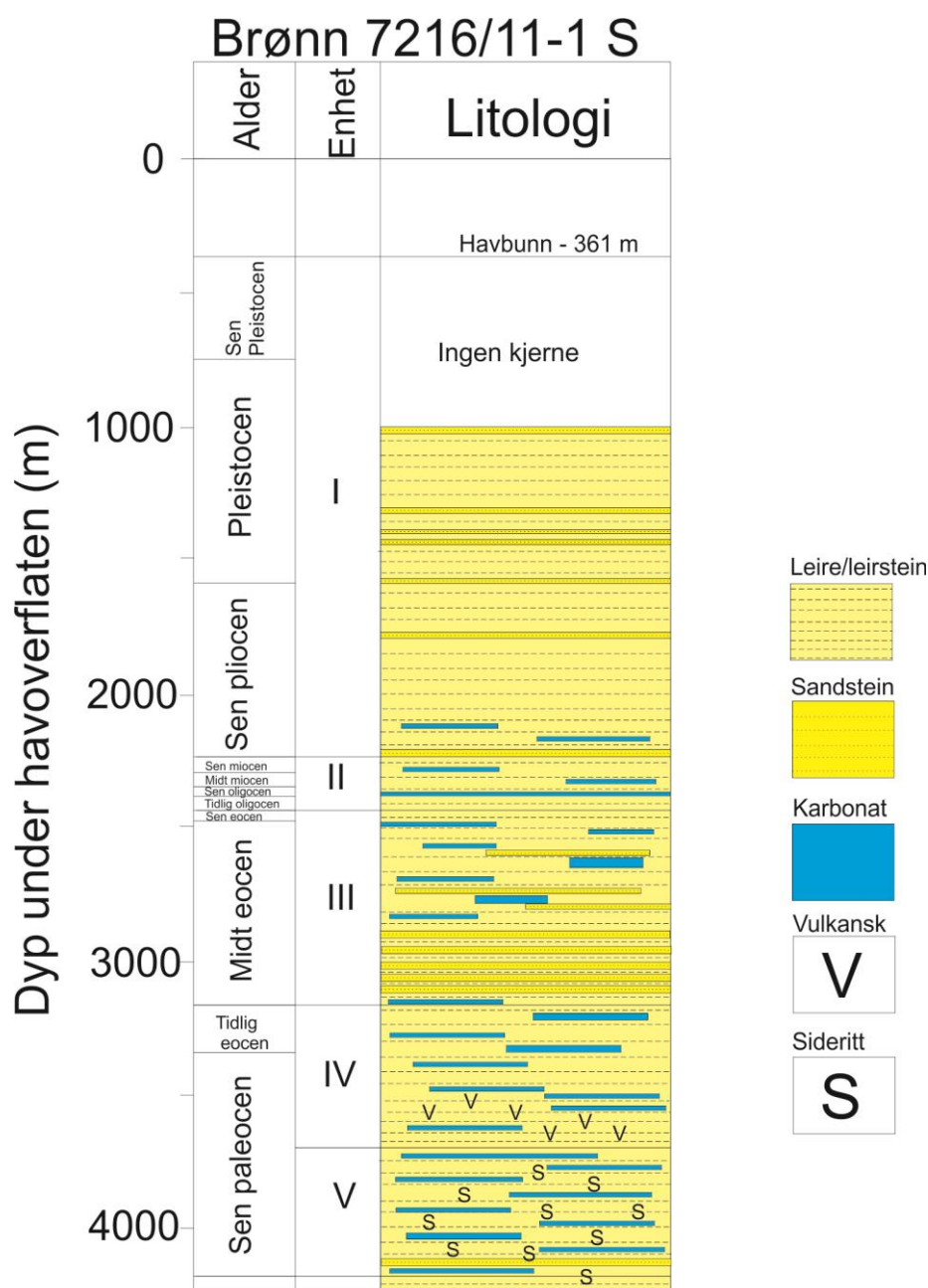
DSDP brønn 343 ble boret i 1974 i forbindelse med Leg 38. Brønn 343 ble boret i dyphavet (3131 m dyp) nord for Vøringplatået (Fig. 3.1). DSDP brønn 343 penetrerer 284 meter med sedimenter og består av tre hovedenheter (Fig. 3.7). DSDP brønn 343 krysser den seismiske linjen NPD-HV-96-1 (Fig. 3.1).



Figur 3.7. Borekjernelitologi fra DSDP brønn 343. Modifisert fra Shipboard Scientific Party (1976).

Letebrønn 7216/11-1 S

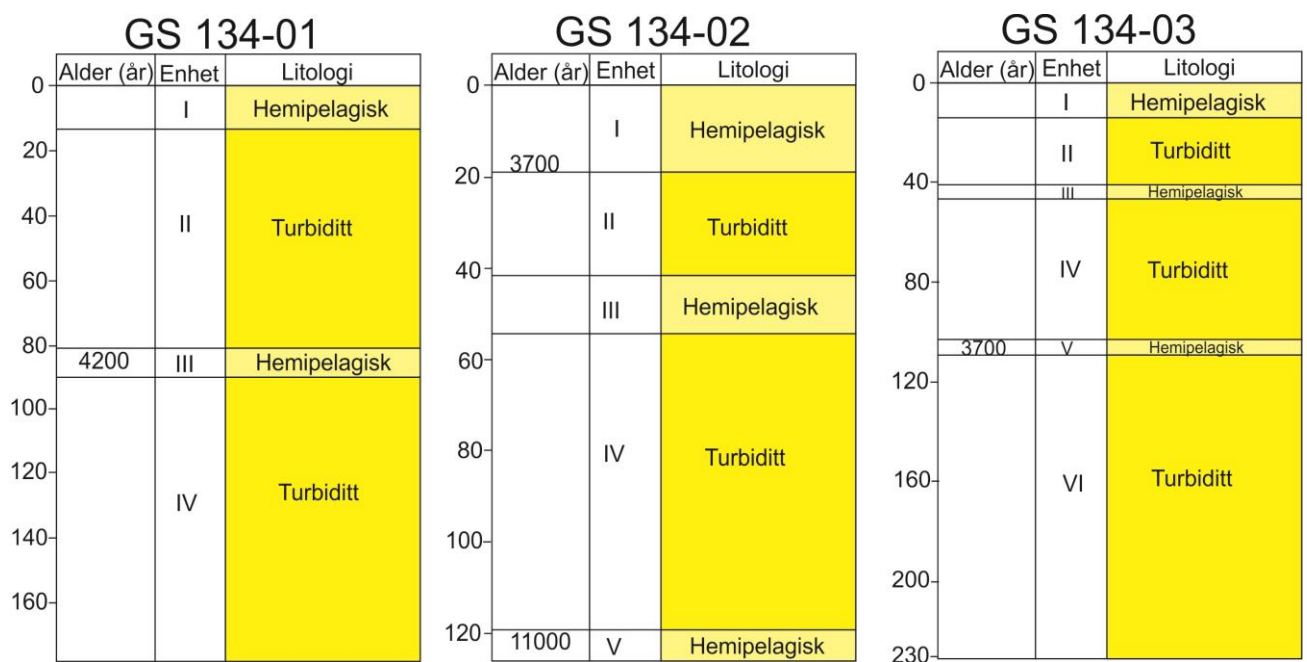
Brønn 7216/11-1 S ble boret i 2000 som en letebrønn for Norsk Hydro Produksjon AS. Brønn 7216/11-1 S ble boret på sørvestmarginen til Barentshavet, med et vanddyb på 361 meter (Fig. 3.1). Brønn 7216/11-1 S har et totalt dyp på 4215 meter (virkelig vertikalt dyp er 3706 meter som følge av avveket brønnbane), hvor de eldste penetrerte sedimentene har en paleocen alder (Fig. 3.8). Letebrønningen krysser ikke noen av de seismiske linjene i denne studien, og er ca. 20 km unna den seismiske linjen NPD-77-7200 (Fig. 3.1). Brønn 7216/11-1 S brukes i denne oppgaven for å anslå alder og litologi for sedimentene i studieområdet.



Figur 3.8. Brønnekjernelitologi fra brønn 7216/11-1 S. Modifisert fra Ryseth et al. (2003).

Fallprøvekjernene GS134-01, GS134-02 og GS134-03

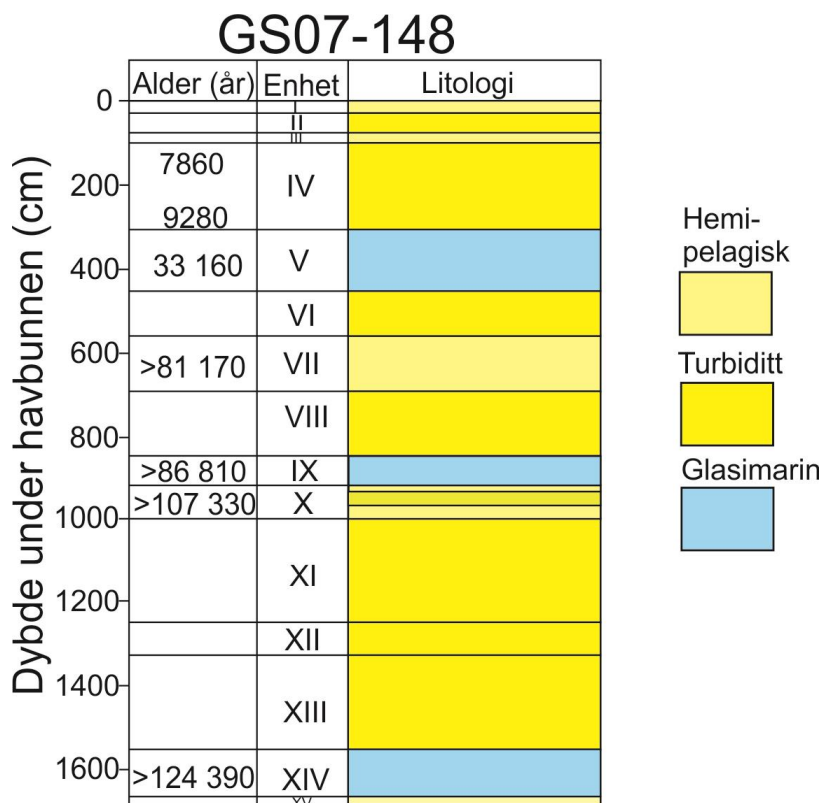
Fallprøvekjernene GS134-01, GS134-02 og GS134-03 ble samlet inn i 2003 og undersøkt av Haflidason et al. (2007a). Fallprøvekjernene er lokalisert i dyphavet til Lofotenbassenget (Fig. 3.1). Kjerne GS134-01 er lokalisert på 3185 meter vanddyb, kjerne GS134-02 på 3208 meter vanddyb og kjerne GS134-03 på 3206 meter vanddyb. Kjerne GS134-01 penetrerer 1.8 meter med sedimenter, og består av fire enheter (Fig. 3.9). Kjerne GS134-02 penetrerer 1.25 meter med sedimenter, og består av fem enheter (Fig. 3.9). Kjerne GS134-03 penetrerer 2.4 meter med sedimenter, og består av seks enheter (Fig. 3.9). Fallprøvekjernen GS134-01 krysser ikke noen av de seismiske linjene i denne studien, men er lokalisert ca. 20 km fra linjen HB-96-4. Fallprøvekjerne GS134-02 krysser ikke noen av de seismiske linjene i denne studien, men den er lokalisert ca. 5.5 km fra linje NPD-LOS-00-1 og ca. 8.0 km fra linje NPD-LOS-99-3 og kan derfor projekteres til disse. Fallprøvekjerne GS134-03 krysser heller ingen av de seismiske linjene, men den er også lokalisert nær linjene NPD-LOS-00-1 (ca. 15 km) og NPD-LOS-99-3 (ca. 7.5 km), og kan dermed projekteres til disse.



Figur 3.9. Kjernelitologi fra prøvekjernene GS134-01, GS134-02, GS134-03. Modifisert fra Haflidason et al. (2007a).

Calypsokjerne GS07-148

Calypsokjernen GS07-148 ble samlet inn i 2007 ved bruk av forskningsfartøyet R/V G.O Sars (Haflidason et al., 2007b). Kjerneprøven er lokalisert på 3230 meter vanddyb i Lofotenbassenget (Fig. 3.1) og ble samlet inn ved bruk av en calypsokjernetaker. Kjerneprøven GS07-148 penetrerer totalt 16.20 meter med sedimenter, hvor de øverste 6.18 meterne ble inndelt i syv enheter av Halhjem (2010), og de resterende 10.02 meterne ble inndelt i åtte enheter av Aadneram (2013). Kjerneprøven krysser den seismiske linjen NPD-LOS-99-6 og et TOPAS profil lokalisert parallelt med den seismiske linjen (Fig. 3.1).



Figur 3.10: Kjernelitologi fra prøvekjernen GS07-148. Modifisert fra Halhjem (2010) og Aadneram (2012).

3.5 Programvare

I denne studien er tolkning av seismiske data utført i programvaren Petrel. Programmene CorelDraw, ArcGIS og GeoMapApp er benyttet til generering og/eller modifisering av figurene i oppgaven.

Petrel (v.2012)

De seismiske profilene i denne studien er tolket i programmet Petrel (versjon 2012). Programvaren er utviklet av Schlumberger og brukes blant annet til å tolke 2D og 3D seismiske data, korrelere brønner, dybdekonvertere og kalkulere volum av sedimenter. I denne studien er programvaren hovedsakelig benyttet til å tolke reflektorer/horisonter og til å generere mektighetskart.

Dersom en refleksor har høy amplitude og er kontinuerlig, kan en autotolkningsfunksjon benyttes som automatisk følger den valgte reflektoren. Dette ble blant annet brukt på havbunnsreflektoren R0. Reflektorer som er ujevne må derimot tolkes manuelt. Under manuell tolkning kan en holde SHIFT-tasten inne for å unngå at horisontene blir mer horisontale enn hva de egentlig er. Når de seismiske reflektorene er tolket kan mektighetskart genereres ved å lage flater av de ulike tolkede reflektorene. Ytterpunktene til flatene ble avgrenset ved å tegne et polygon rundt de tolkede seismiske linjene i 2D-vinduet i Petrel. Ved å bruke «*make/edit surface*»-applikasjonen i Petrel, interpolerte programmet mellom de tolkede linjene innenfor polygonet og genererte de ferdige flatene. For å utføre mektighetsberegninger ble topp og bunn av enhetene definert, for så å bruke «*make thickness map*»-applikasjonen. Resultatet er et mektighetskart med en fargeskala som viser endringene i sedimentmektighet i tid (s(tvt)). Slike mektighetskart gir viktig informasjon om sedimentasjonsrater, kildeområdet og sedimentgeometri. Dårlig dekning av seismiske linjer og områder med store lokale variasjoner av havbunnskorpen kan gi mektighetskart som avviker noe fra virkeligheten.

CorelDraw (v.13)

Programvaren CorelDraw er et tegneprogram som kan brukes til å generere nye figurer eller modifisere gamle. I denne studien har figurer fra Petrel og ArcGIS, samt fra tidligere artikler blitt eksportert til CorelDraw for å legge til ny, eller slette gammel, informasjon.

ArcGIS (v.10)

ArcGIS er en programvare utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI) og er benyttet i denne studien til å generere kart. Programvaren kan også brukes til sammenstilling av geografiske data og analyse av kartlagt informasjon.

GeoMapApp (v. 3.3.6)

GeoMapApp er et visualiseringsverktøy utviklet av Marine Geoscience Data System ved Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University (www.geomapapp.org). Databasen til programvaren inneholder blant annet informasjon om batymetri, som er brukt i denne studien til å generere morfologiske oversiktsfigurer og batymetriske profiler.

4. RESULTATER

I dette kapittelet presenteres tolkningen av de tilgjengelige seismiske profilene. Kapittelet begynner med en beskrivelse av de ulike seismiske facies som er identifisert i studieområdet. Videre beskrives de tolkede reflektorene og de seismiske enhetene, som danner grunnlaget for etablering av det seismostratigrafiske rammeverket for studieområdet. Kapittelet vil tilslutt presentere de tilgjengelige brønnene i studieområdet og hvordan disse korrelerer til de seismiske profilene.

4.1 Seismiske facies

I de tolkede seismiske linjene har varierende seismiske facies blitt identifisert. Dette tilsier at forskjellige seismiske enheter kan bli skilt fra hverandre. Endringer i seismisk facies kan gjenspeile forandringer i type litologi og hvordan sedimentene er avsatt. Seismiske enheter kan bestå av flere seismiske facies, både lateralt og vertikalt, for eksempel hvis enheten i senere tid har blitt påvirket av skred. Det er identifisert 6 ulike seismiske facies i studieområdet (Fig. 4.1):

Facies A – Akustisk kaotisk facies. Denne seismiske faciesen er karakterisert av usammenhengende reflektorer med lav til moderat amplitude. De usammenhengende reflektorene danner et kaotisk mønster. Facies A er ofte avgrenset av kontinuerlige reflektorer med moderat til høy amplitude.

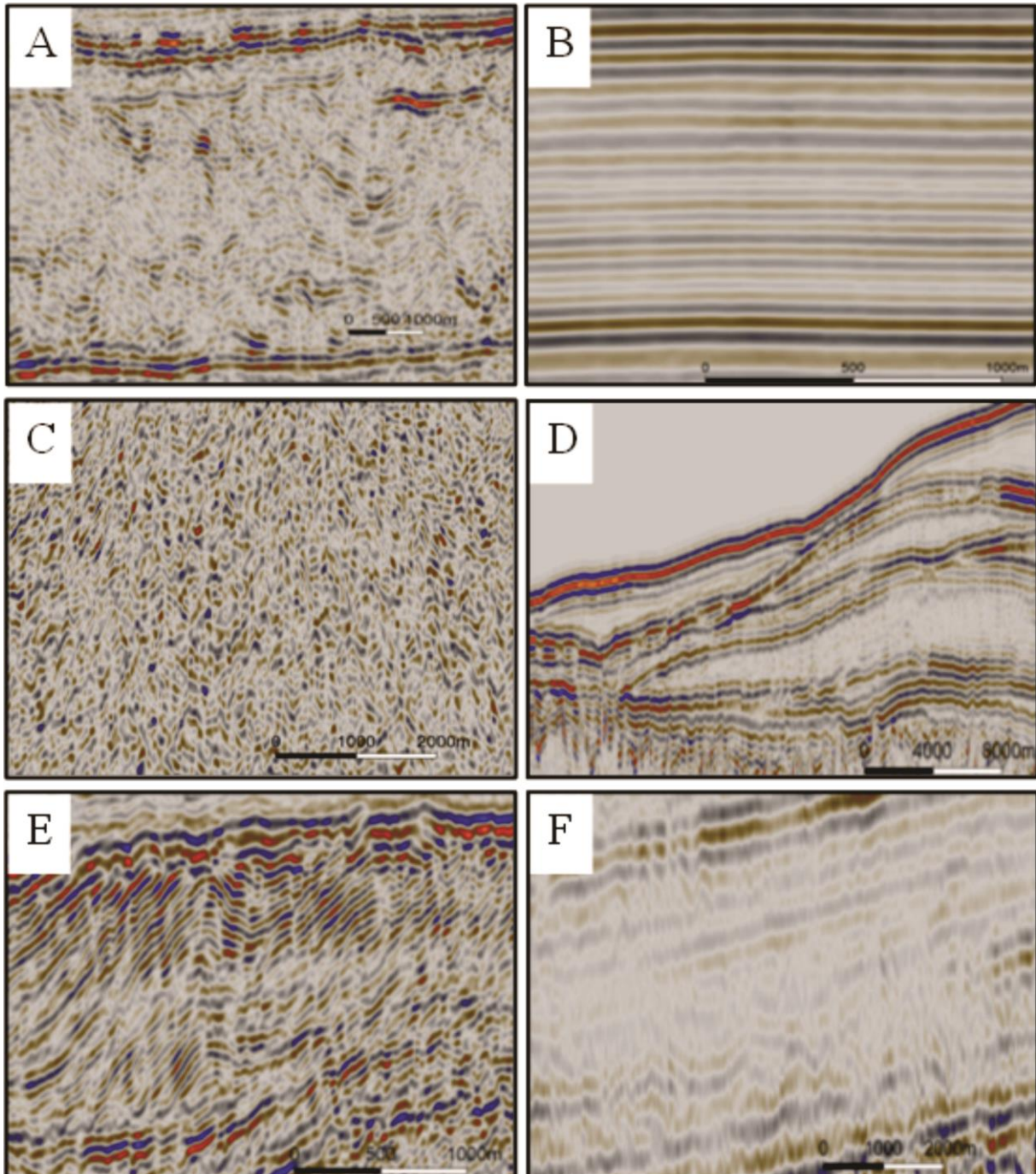
Facies B – Akustisk laminert facies. Denne seismiske faciesen er karakterisert av kontinuerlige parallelle til sub-parallelle reflektorer med lav til moderat amplitude.

Facies C – Akustisk strukturløs facies. Facies C er karakterisert av en strukturløs seismisk signatur og akustisk transparente («gjennomsiktige») områder.

Facies D – Linseformet facies. Denne seismiske faciesen er karakterisert av akustisk transparente («gjennomsiktige») sedimentære pakker. Disse pakkene er haugformede og ofte stablet på hverandre. I krysseksjon er de sedimentære pakkene linseformet. Facies D er ofte avgrenset av reflektorer med lav til høy amplitude.

Facies E – Forkastet facies. Facies E er karakterisert av sub-parallelle reflektorer med lav til moderat amplitude som er brutt av småskala forkastninger.

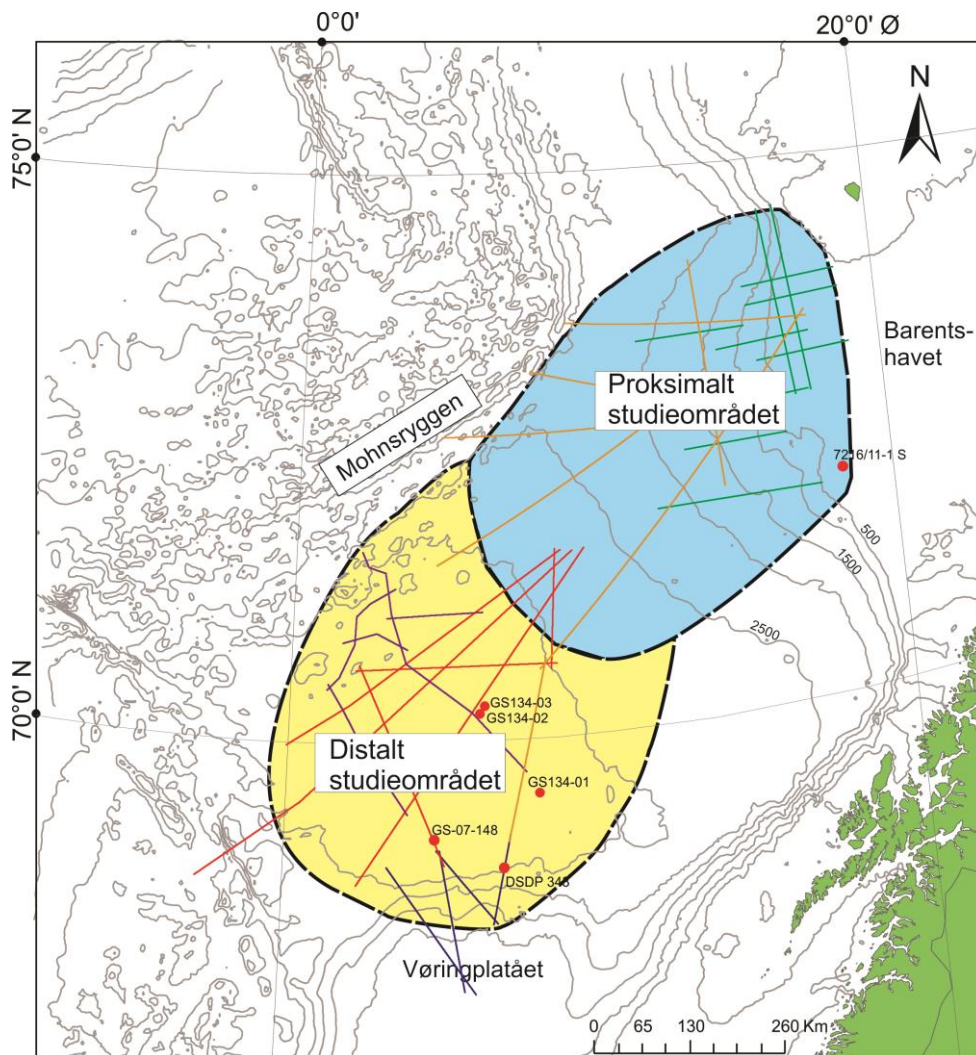
Facies F – Akustisk svakt laminert til transparent («gjennomsiktig») facies. Denne seismiske facies er karakterisert av parallelle reflektorer med lav amplitude. De sedimentære enhetene som består av Facies F kan bli mer transparente i enkelte områder.



Figur 4.1. Seismiske facies identifisert i denne studien. Bildeeksemplene er hentet fra seismikken tilgjengelig for studien. (A) Akustisk kaotisk facies, (B) Akustisk laminert facies, (C) Akustisk strukturløs facies, (D) Linseformet facies, (E) Forkastet facies, (F) Akustisk svakt laminert til transparent facies.

4.2 Seismisk rammeverk

For å få en bedre oversikt over de identifiserte sekvensgrensene og enhetene i studieområdet er studieområdet inndelt i en proksimal og en distal provins (Fig. 4.2). Den proksimale provinsen av studieområdet omfatter kontinentalskråningen og ytre deler av kontinentalhyllen av den sørvestlige Barentshavmarginen, mens den distale delen av studieområdet inkluderer dyphavet i Lofotenbassenget og Vøringplatået sin nordlige skråning (Fig. 4.2). Den seismiske datadekningen er relativt lik i det proksimale og distale studieområdet. Det er imidlertid stor avstand mellom de seismiske linjene, noe som kan gjøre det vanskelig å få en god oversikt over studieområdet (Fig. 4.2). Det er en tilgjengelig DSDP brønn, og fire tilgjengelige sedimentkjerner i den distale delen av studieområdet (Fig. 4.2). Derimot er det kun en tilgjengelig letebrønn lokalisert i den proksimale delen av studieområdet (Fig. 4.2).

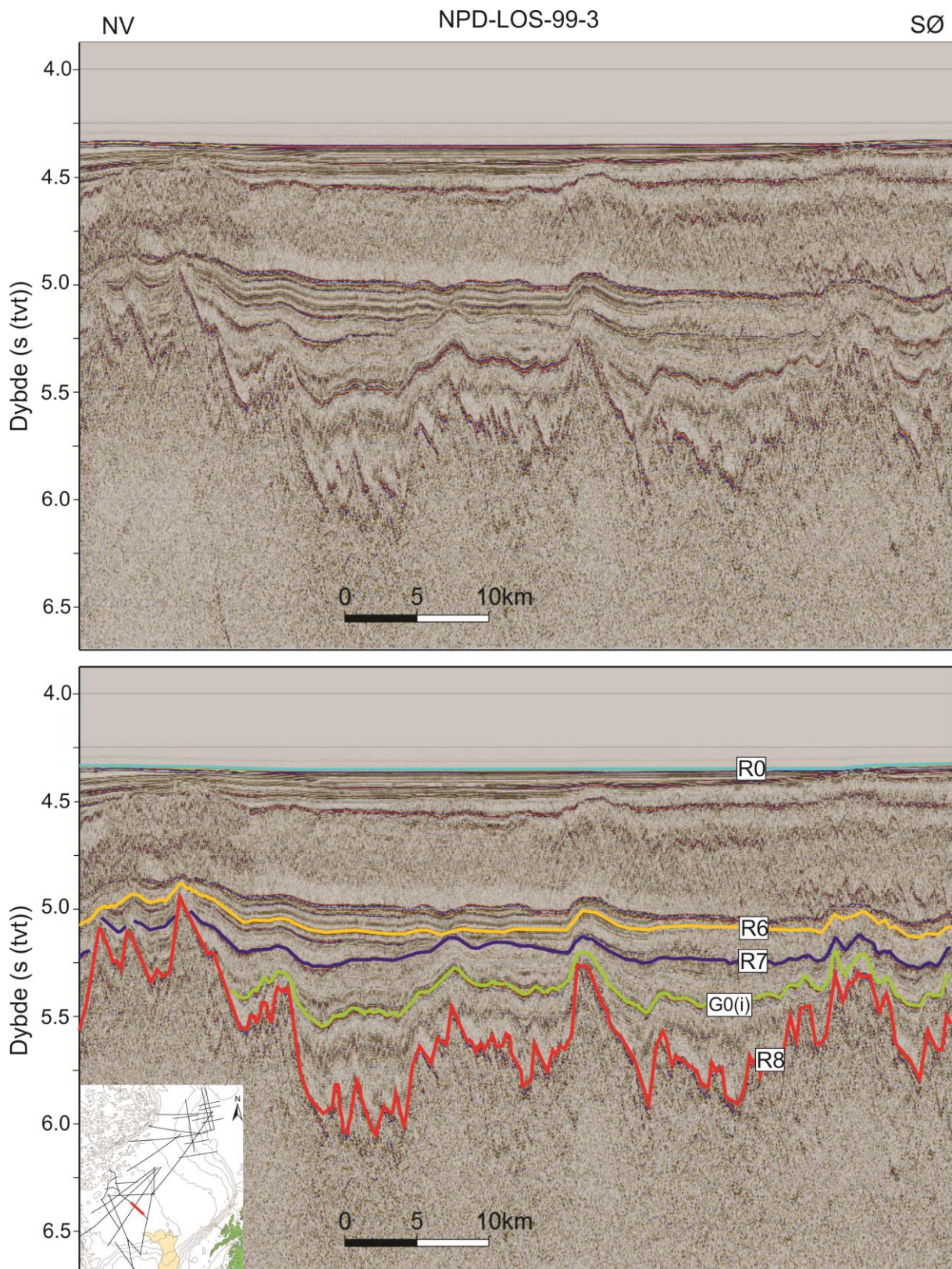


Figur 4.2. Kart over det proksimale og distale studieområdet med tilgjengelige brønner/kjerner, markert med røde sirkler, og seismiske profiler markert med fargede linjer.

Tolkningen av de seismiske dataene i denne oppgaven baserer seg på de samme sekvensgrensene som er definert av Fiedler og Faleide (1996), Faleide et al. (1996) og Hjelstuen et al. (1996): R7-R1, samt Havbunnsskorpereflektor (R8), Havbunnsreflektor (R0) og en intern reflektor (G0(i)). I den proksimale provinsen av studieområdet er disse ni regionale reflektorer, R8-R0, tolket (Tabell 4.1). Reflektorene definerer grensene til fem regionale seismostratigrafiske enheter, G0, GI, GII, GIII og GIV (Tabell 4.1). Enhet G0 er avgrenset av R8 og R7, Enhet GI av R7 og R5, Enhet GII av R5 og R1, Enhet GIII av R1 og R0, mens Enhet GIV er avgrenset av R7 og R0 (Tabell 4.1). I den distale delen av studieområdet har de regionale reflektorene R1-R5 ikke blitt identifisert. Dermed er det bare reflektorene R0, R6, R7 og R8 som er kartlagt i hele den distale provinsen (Fig. 4.3, Tabell 4.1). I tillegg er en internreflektor, G0(i), i Enhet G0 kartlagt (Fig. 4.3, Tabell 4.1). De seismostratigrafiske enhetene i den distale provinsen er definert til å være G0, avgrenset av Reflektor R8 og R7, og GIV avgrenset av R7 og havbunnsreflektoren R0 (Tabell 4.1). De regionale reflektorenes karaktertrekk vil bli beskrevet under og er oppsummert, med eksempler, i Tabell 4.2.

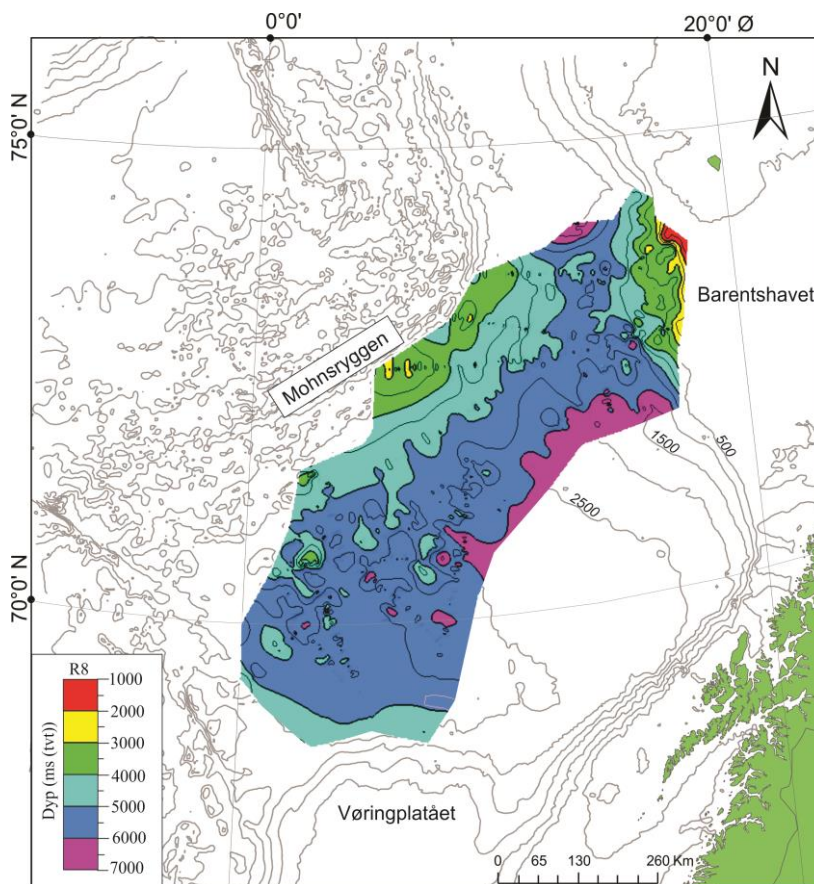
Dette studiets tolkede reflektorer		Tidligere tolkede reflektorer*	Dette studiets tolkede enheter		Tidligere tolkede enheter*
Proksimalt	Distalt		Proksimalt	Distalt	
Reflektor R0	Reflektor R0		Enhet GIII	↑	GIII
Reflektor R1		R1	Enhet GII		Enhet GIV
Reflektor R2		R2			
Reflektor R3		R3			
Reflektor R4		R4			
Reflektor R5		R5	Enhet GI	↓	GI
Reflektor R6	Reflektor R6	R6			
Reflektor R7	Reflektor R7	R7	Enhet G0		G0
	G0 (i)				
Reflektor R8	Reflektor R8				

Tabell 4.1. Oversikt over dette studiets tolkede reflektorer og enheter, samt korrelasjon til et tidligere etablert seismostratigrafisk rammeverk på Svalbard- og Barentshavmarginen (*) av Fiedler og Faleide (1996), Faleide et al. (1996) og Hjelstuen et al. (1996).



Figur 4.3. Øverst: Seismisk profil uten tolkning i den distale delen av studieområdet. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede reflektorer. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i venstre hjørnet på det nederste profilet.

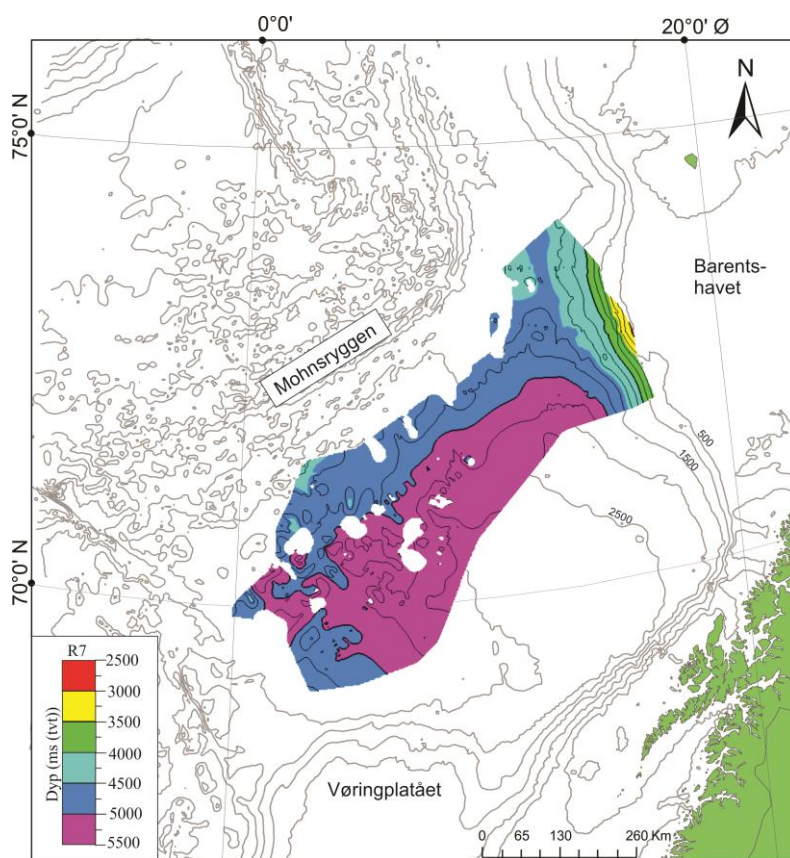
Havbunsskorpereflektor R8. Reflektor R8 definerer toppen av havbunnskorpen og dermed nedre grense av hele den sedimentære lagpakken som er kartlagt i studieområdet. Reflektor R8 tilsvarer nedre grense til Enhet G0 og har generelt en ujevn topografi som også reflekteres i de stratigrafisk overliggende sedimentene og identifiserte sekvensgrensene (Fig. 4.3). Havbunsskorpereflektoren er relativ jevn ved stigningen opp til Vøringplatået (Fig. 4.4). I Lofotenbassenget er derimot reflektoren svært ujevn (Fig. 4.4), og i nærområdene til Mohnsryggen blir Havbunsskorpereflektor R8 flere steder konform med Havbunnsreflektoren R0. På øvre del av den sørvestlige kontinentalskråningen av Barentshavet er Havbunsskorpereflektor R8 også ujevn, med nedsenkninger og forhøyninger (Fig. 4.4). Dette området er sannsynligvis påvirket av Senjabruddsonen, noe som gjør at Reflektor R8 får dette karaktertrekket. Reflektor R8 er den stratigrafisk dypeste identifiserte reflektoren i studieområdet og er stort sett kontinuerlig i hele studieområdet (Fig. 4.4). Reflektoren er tolket langs et positivt seismisk signal med middels til høy amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 1000 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalhyllen til mer enn 7000 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.4).



Figur 4.4. Relieffkart av Havbunsskorpereflektoren R8. Grå kontur markerer dyp under havoverflaten i meter.

Internreflektor G0(i). Reflektor G0(i) er en internreflektor som er kartlagt i Enhet G0 i det distale studieområdet (Fig. 4.3). G0(i) er tolket langs et seismisk signal som har negativ og lav til høy amplitude (Tabell 4.2). G0(i) er delvis kontinuerlig, men blir ofte brutt av Havbunnskorperereflektoren R8 (Fig. 4.3).

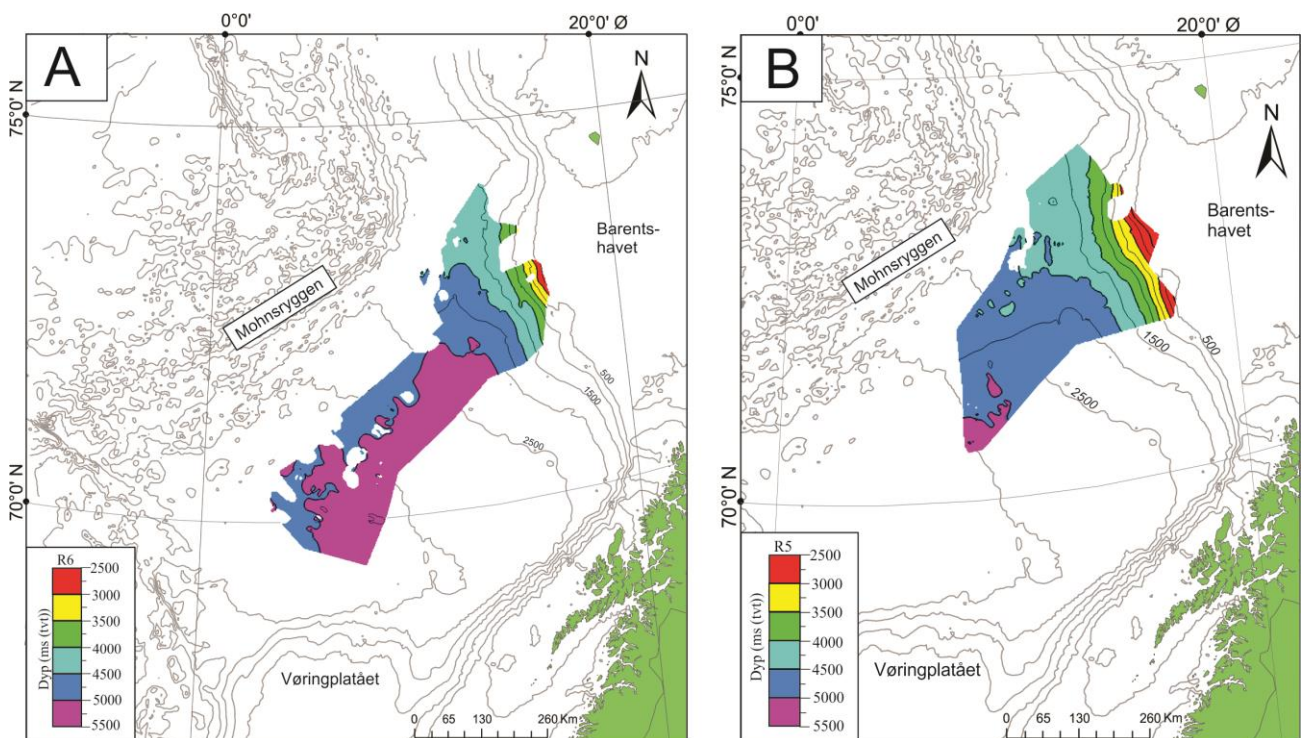
Reflektor R7. Reflektor R7 er en tydelig sekvensgrense i Lofotenbassenget, hvor den skiller sedimentære enheter med svært forskjellig seismisk karakter (Fig. 4.3, Fig. 4.16D). På kontinentalskråningen og kontinentalhyllen blir derimot R7 en mindre tydelig grense, og det er derfor knyttet en større usikkerhet i tolkningen av denne reflektoren i dette området. Reflektor R7 er kartlagt i både den distale og proksimale provinsen, og er hovedsakelig kontinuerlig (Fig. 4.5). Lokalt i Lofotenbassenget og i nærområdene til Mohnsryggen kan derimot reflektoren bli brutt av havbunnskorpehøyder (Fig. 4.3, Fig. 4.5). Reflektoren er tolket langs et negativt seismisk signal som har en lav til middels amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 800 ms (tv) under havoverflaten på kontinentalhyllen til mer enn 5500 ms (tv) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.5). Reflektor R7 lapper ned på havbunnskorpen i nærområdene til Mohnsryggen (Fig. 4.7).



Figur 4.5. Relieffkart av Reflektor R7. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

Reflektor R6. Reflektor R6 er kartlagt i både den proksimale og distale provinsen av studieområdet (Fig. 4.6A). Reflektor R6 er kontinuerlig, men kan lokalt være diskontinuerlig (Fig. 4.3, Fig. 4.6A). Reflektoren er tolket langs et negativt seismisk signal som har en middels til høy amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 2600 ms (tv) ms under havoverflaten på kontinentalskråningen til 5300 ms (tv) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig.4.6A). Reflektor R6 lapper ned på havbunnskorpen i nærområdene til Mohnsryggen (Fig. 4.7).

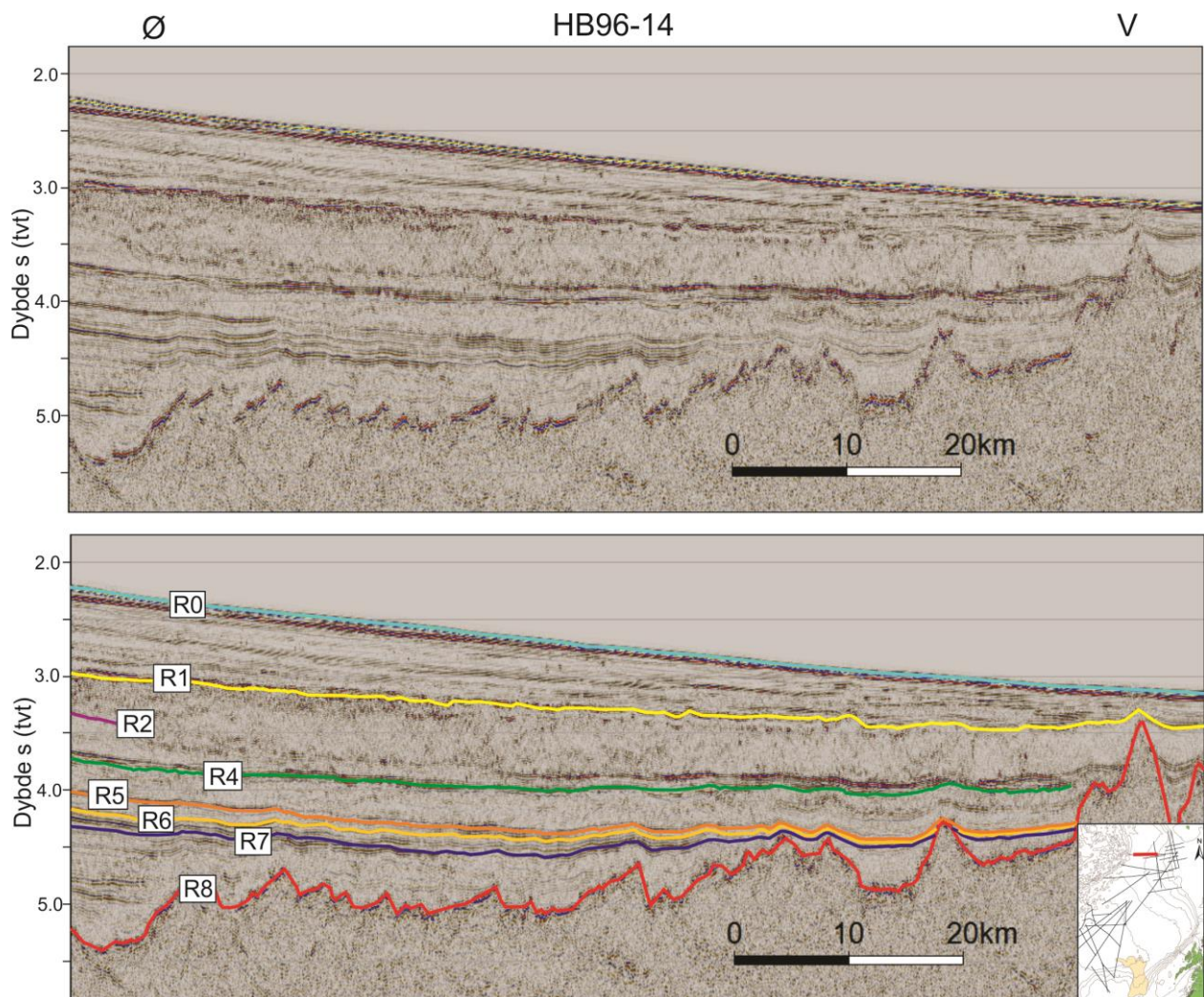
Reflektor R5. Reflektor R5 er kun identifisert i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.6B). Reflektoren er lokalt diskontinuerlig. Reflektor R5 er tolket langs et positivt seismisk signal som har en lav til middels amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 2200 ms (tv) under havoverflaten på kontinentalskråningen til 5100 ms (tv) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.6B). Reflektor R5 lapper ned på havbunnskorpen i nærområdene til Mohnsryggen (Fig. 4.7).



Figur 4.6. Relieffkart av Reflektor R6 (A) og Reflektor R5 (B). Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

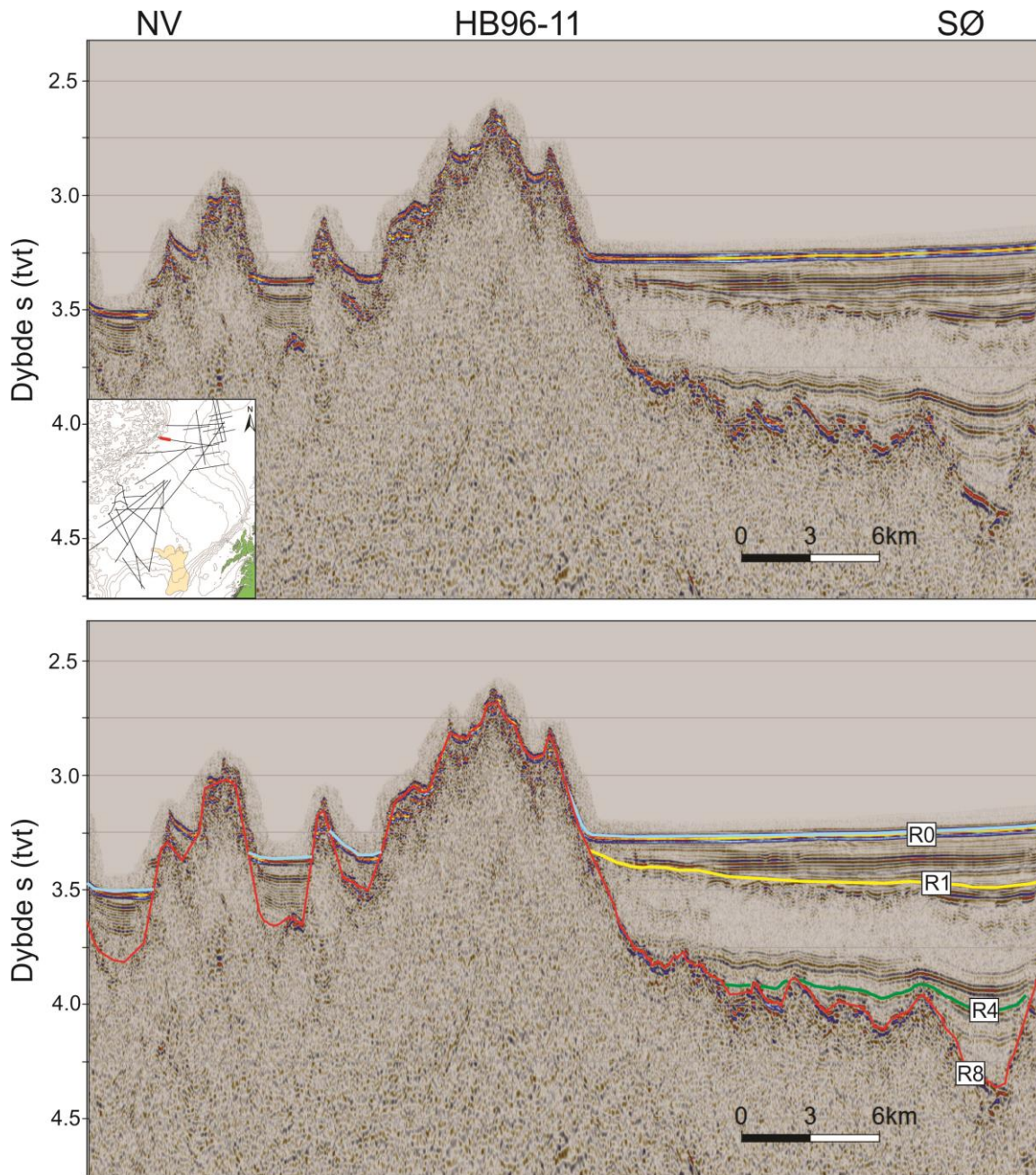
Reflektor R4. Reflektor R4 er kun identifisert i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.9A). Reflektoren er erodert lokalt. Reflektor R4 er tolket langs et negativt seismisk signal som har en lav til middels amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 2000 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalskråningen til 4500 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.9A). Reflektor R4 lapper ned på havbunnskorpen i nærområdene til Mohnsryggen (Fig. 4.7, Fig. 4.8).

Reflektor R3. Reflektor R3 er kun identifisert i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.9B). Reflektoren er kontinuerlig, men kan lokalt være diskontinuerlig. R3 er tolket langs et seismisk signal med en negativ, lav til middels amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 1880 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalskråningen til 4400 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.9B).

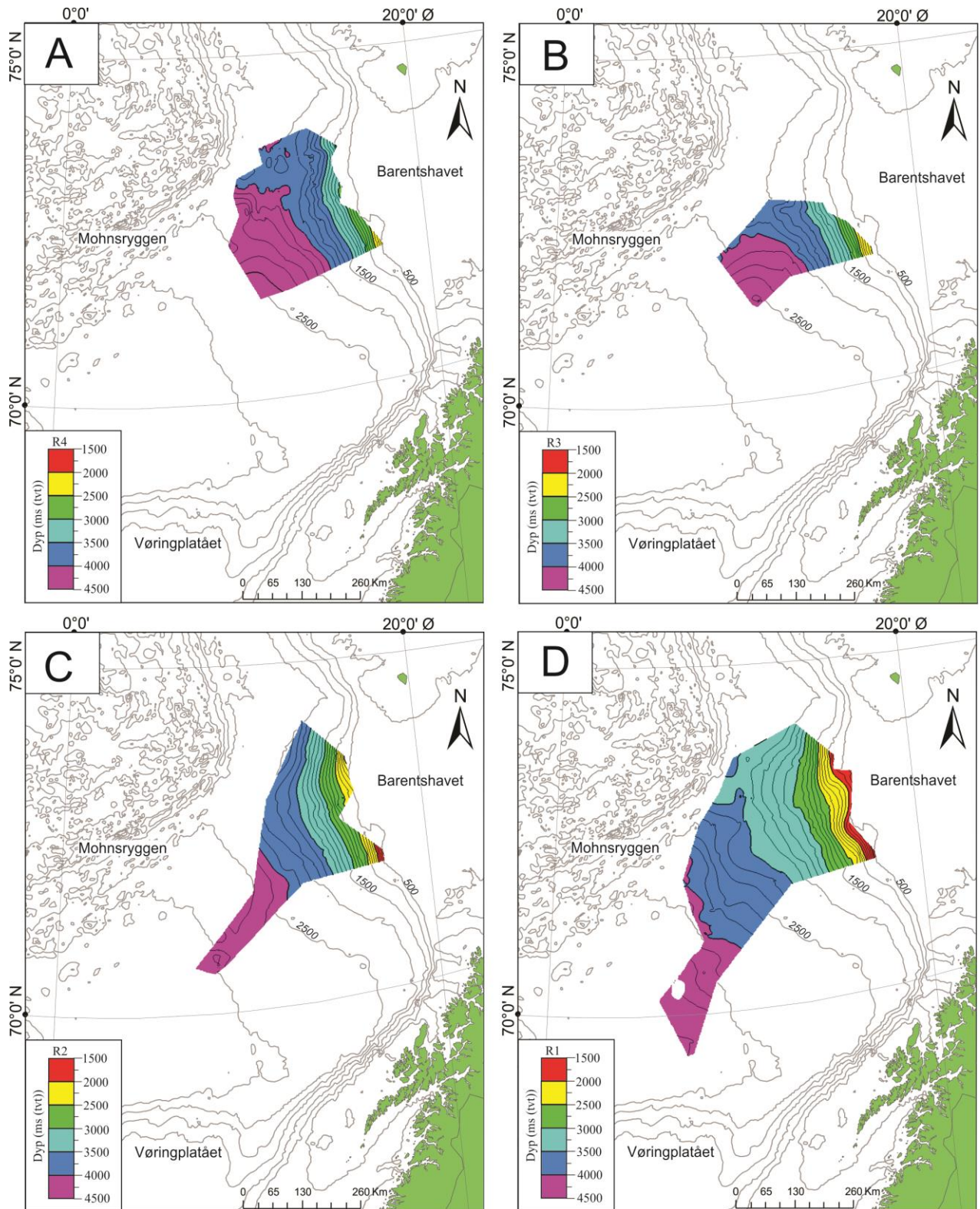


Figur 4.7. Øverst: Seismisk profil uten tolkning i den proksimale delen av studieområdet. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede reflektorer. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i høyre hjørnet på det nedre profilet.

Reflektor R2. Reflektor R2 er kun identifisert i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig.4.9C) og er identifisert som en relativt diskontinuerlig reflektor (Fig. 4.7). R2 er tolket langs et negativt seismisk signal som har en lav til middels amplitude (Tabell 4.2). Dyppet til reflektoren øker fra 1500 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalskråningen til 4250 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.9C).



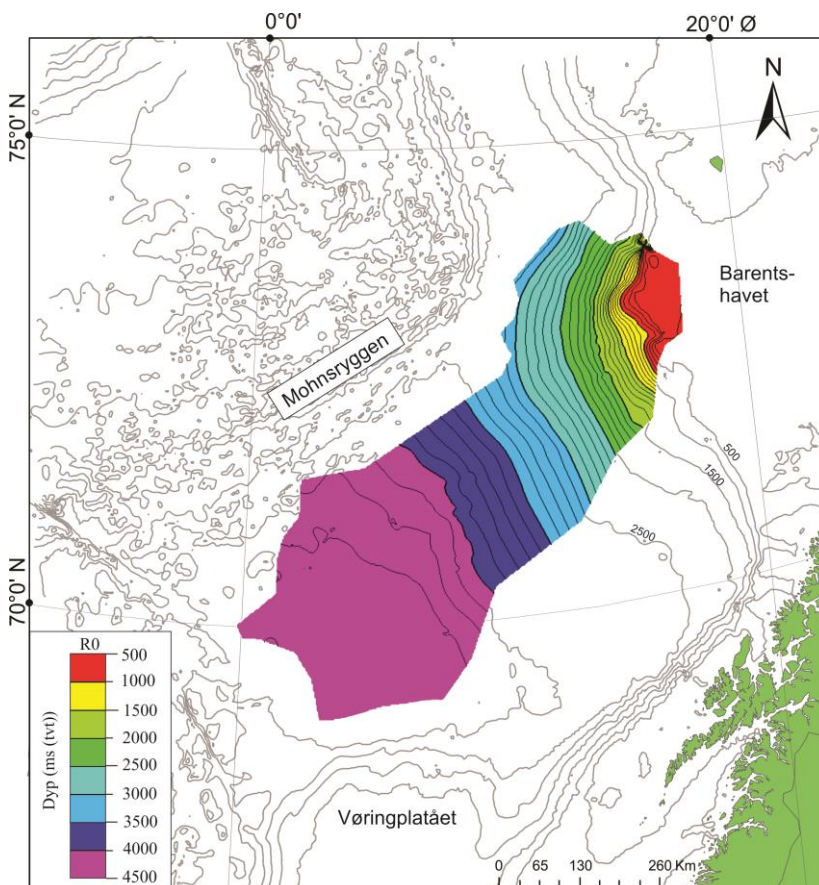
Figur 4.8. Øverst: Seismisk profil uten tolkning. Nederst: Samme seismiske profil med tolkede reflektorer. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med en rød strek på kartet i venstre hjørne på det øvre profilet.



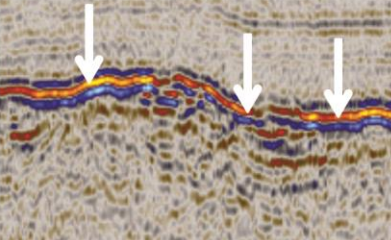
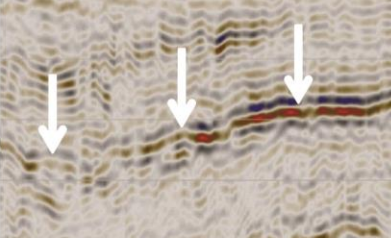
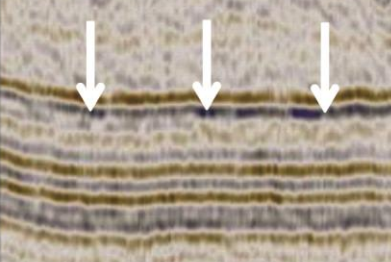
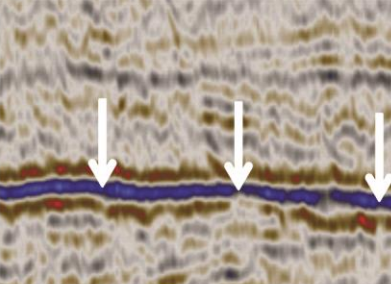
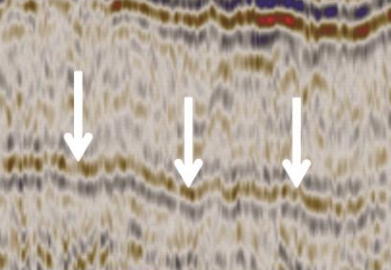
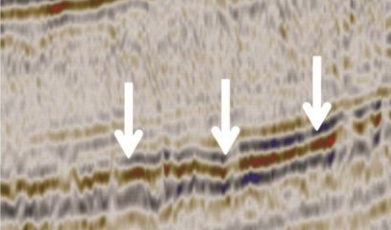
Figur 4.9. Relieffkart av reflektorene (A) R4, (B) R3, (C) R2 og (D) R1. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

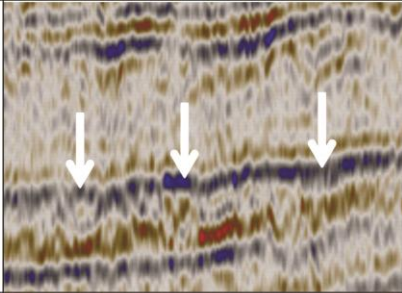
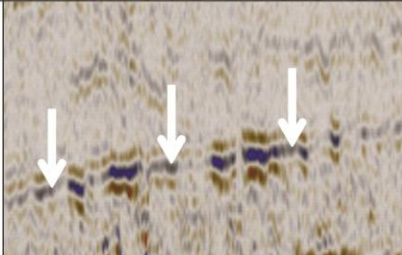
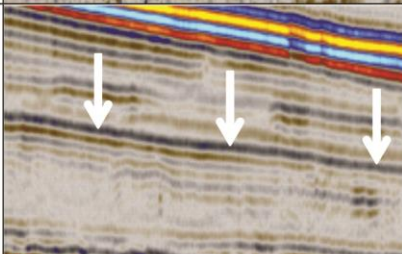
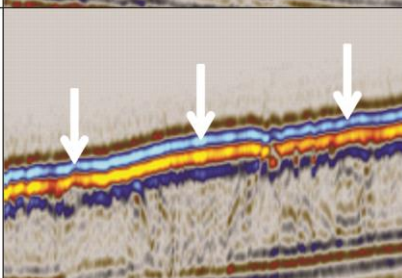
Reflektor R1. Reflektor R1 er identifisert i hele den proksimale provinsen av studieområdet, samt deler av det distale studieområdet (Fig. 4.9D). Reflektor R1 er hovedsakelig kontinuerlig, men kan lokalt være diskontinuerlig (Fig. 4.7, Fig. 4.8). R1 er tolket langs et negativt seismisk signal som har en middels amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 1300 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalskråningen til 4400 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.9D). Reflektor R1 lapper ned på havbunnskorpen i nærområdene til Mohnsryggen (Fig. 4.8).

Havbunnsreflektor R0. Reflektor R0 er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.10). Reflektor R0 er en svært tydelig reflektor som er tolket langs et negativt seismisk signal med en høy amplitude (Tabell 4.2). Dypet til reflektoren øker fra 510 ms (tvt) under havoverflaten på kontinentalhyllen til 4400 ms (tvt) under havoverflaten i Lofotenbassenget (Fig. 4.10). I nærområdene til Mohnsryggen blir Havbunnsreflektoren R0 flere steder konform med Havbunnskorperreflektoren R8 (Fig. 4.8).



Figur 4.10. Relieffkart av Havbunnsreflektoren R0. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

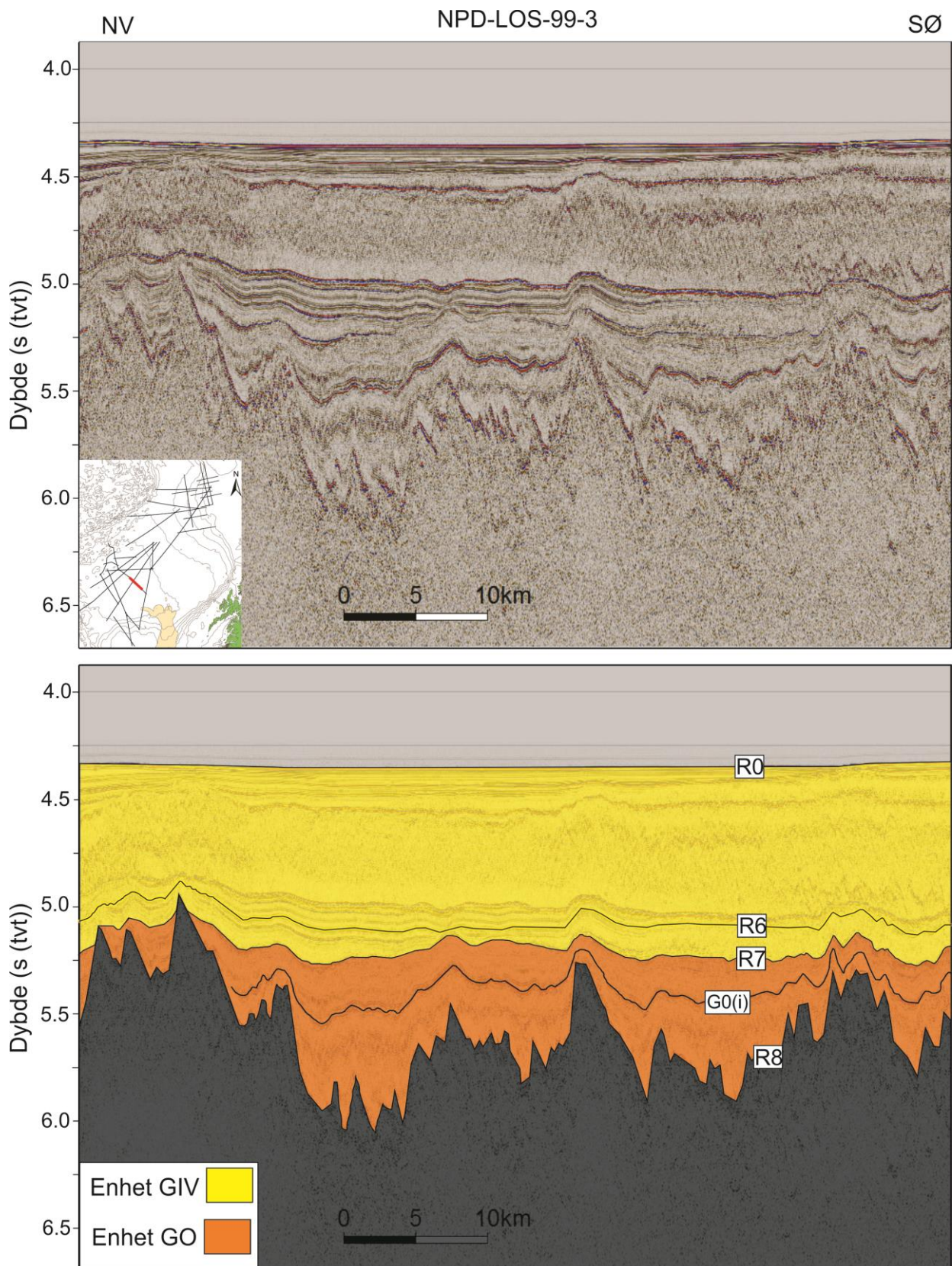
Reflektor/ Sekvensgrense	Fasegrense	Karaktertrekk	Bildeksempel
R8 Havbunsskorpe- reflektoren	Positiv amplitude	Moderat/høy amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Identifisert i hele studieområdet.	
Internreflektoren G0(i)	Negativ amplitude	Lav til høy amplitude. Diskontinuerlig til kontinuerlig. Kun identifisert i det distale studieområdet.	
R7	Negativ amplitude	Lav/moderat amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Identifisert i hele studieområdet.	
R6	Negativ amplitude	Moderat/høy amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Identifisert i hele studieområdet.	
R5	Positiv amplitude	Lav/moderat amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Kun identifisert i det proksimale studieområdet	
R4	Negativ amplitude	Lav/moderat amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Kun identifisert i det proksimale studieområdet.	

R3	Negativ amplitude	Lav/moderat amplitude. Kontinuerlig til diskontinuerlig. Kun identifisert nordøst i det proksimale studieområdet.	
R2	Negativ amplitude	Lav/moderat amplitude. Diskontinuerlig til kontinuerlig. Kun identifisert i det proksimale studieområdet.	
R1	Negativ amplitude	Moderat amplitude. Kontinuerlig. Identifisert i det proksimale og deler av det distale studieområdet.	
Havbunnsreflektoren R0	Negativ amplitude	Høy amplitude. Kontinuerlig. Identifisert i hele studieområdet.	

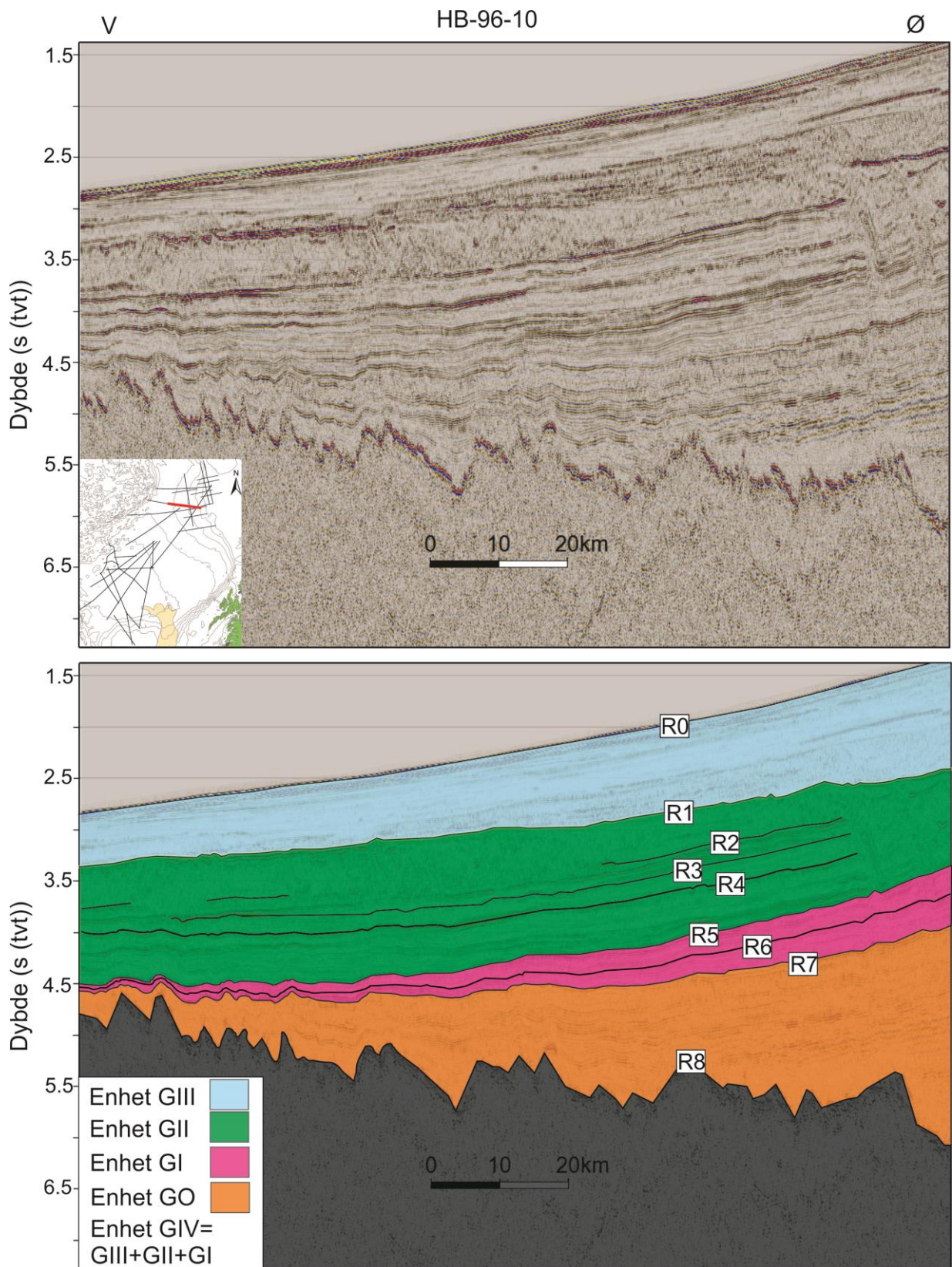
Tabell 4.2. Oversikt over de tolkede reflektorene i oppgaven og deres karaktertrekk.

4.3 Seismostratigrafiske enheter

De identifiserte reflektorene R8, R7, R5, R1 og R0 definerer øvre og nedre grense av totalt fem enheter som er identifisert i studieområdet. I den distale provinsen av studieområdet er det identifisert to enheter, hvor Enhet G0 er lokalisert stratigrafisk nederst og Enhet GIV er lokalisert stratigrafisk øverst (Fig. 4.11). I den proksimale provinsen av studieområdet er det identifisert fem enheter, hvor Enhet G0 er lokalisert stratigrafisk nederst og Enhet GIII er lokalisert stratigrafisk øverst (Fig. 4.12). Hver av disse enhetene har sine særegne seismiske facies.



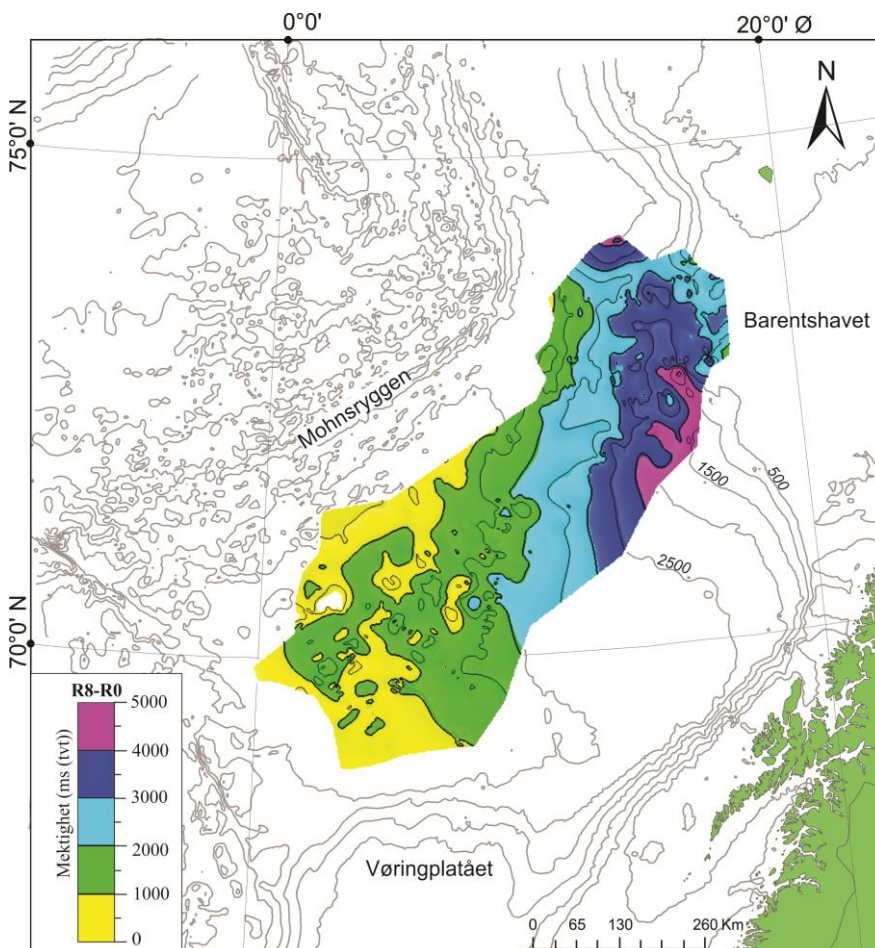
Figur 4.11. Øverst: Seismisk profil uten tolkning. Nederst: Det samme profilet med tolkede enheter i det distale studieområdet. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i venstre hjørnet på det øvre profilet.



Figur 4.12. Øverst: Seismisk profil uten tolkning. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter i det proksimale studieområdet. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i venstre hjørnet på det nedre profilet.

4.3.1 Sedimentfordelingen i studieområdet

Den totale sedimentære lagpakken som er kartlagt i studieområdet og som er avgrenset av Reflektor R8 og Reflektor R0, varierer i mektighet (Fig. 4.13). Lagpakken har størst mektighet i den østlige delen av det proksimale studieområdet, der mektigheter opp mot 5000 ms (tvt) er identifisert (Fig. 4.13). Ved å benytte en gjennomsnittlig intervallhastighet på 2300 m/s for sedimentene avsatt over havbunnskorpen (Tabell 3.2), gir dette en mektighet på 5750 meter. Mektigheten på lagpakken avtar gradvis fra den distale til den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.13). I den distale provinsen av studieområdet har den sedimentære lagpakken avsatt over havbunnskorpe en gjennomsnittlig mektighet på omtrent 1000 ms (tvt), som tilsvarer en mektighet på 1150 m (Fig. 4.13).



Figur 4.13. Mektighetskart av den totale sedimentære lagpakken (R8-R0) i studieområdet. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

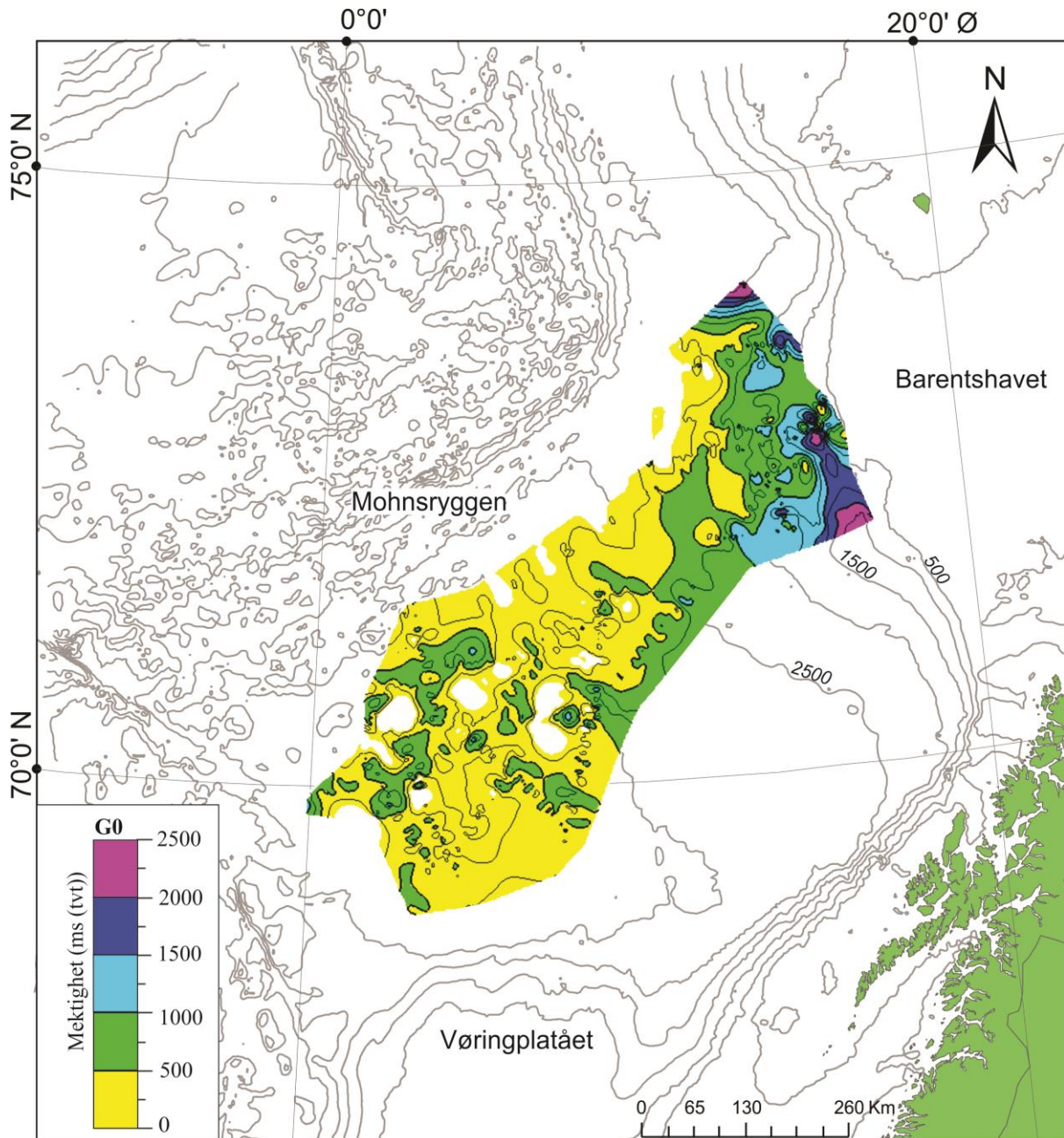
4.3.2 Enhet G0

Enhet G0 er kartlagt i hele studieområdet og er avgrenset av Havbunnskorperreflektor R8 og Reflektor R7 (Fig. 4.11, Fig. 4.12). Enhet G0 er stratigrafisk den nederste, og eldste identifiserte, enheten og er lokalisert direkte over havbunnskorpen (Fig. 4.11, Fig. 4.12). Enhet G0 er karakterisert av parallelle reflektorer med lav amplitude, og enheten kan bli mer transparent («gjennomsiktig») i noen områder (Facies F)(Fig. 4.1F). Enheten er også lokalt karakterisert av sub-parallele reflektorer med lav til høy amplitude, som er brutt av småskala forkastninger (Facies E) (Fig. 4.1E, Fig. 4.16D). Havbunnskorpen, som Enhet G0 er avsatt over, er karakterisert av en akustisk strukturløs facies med transparente områder (Facies C) (Fig. 4.1C, Fig. 4.11, Fig. 4.12). Reflektorene i Enhet G0 lapper ned på den ujevne havbunnskorpen (Fig. 4.11, Fig. 4.12).

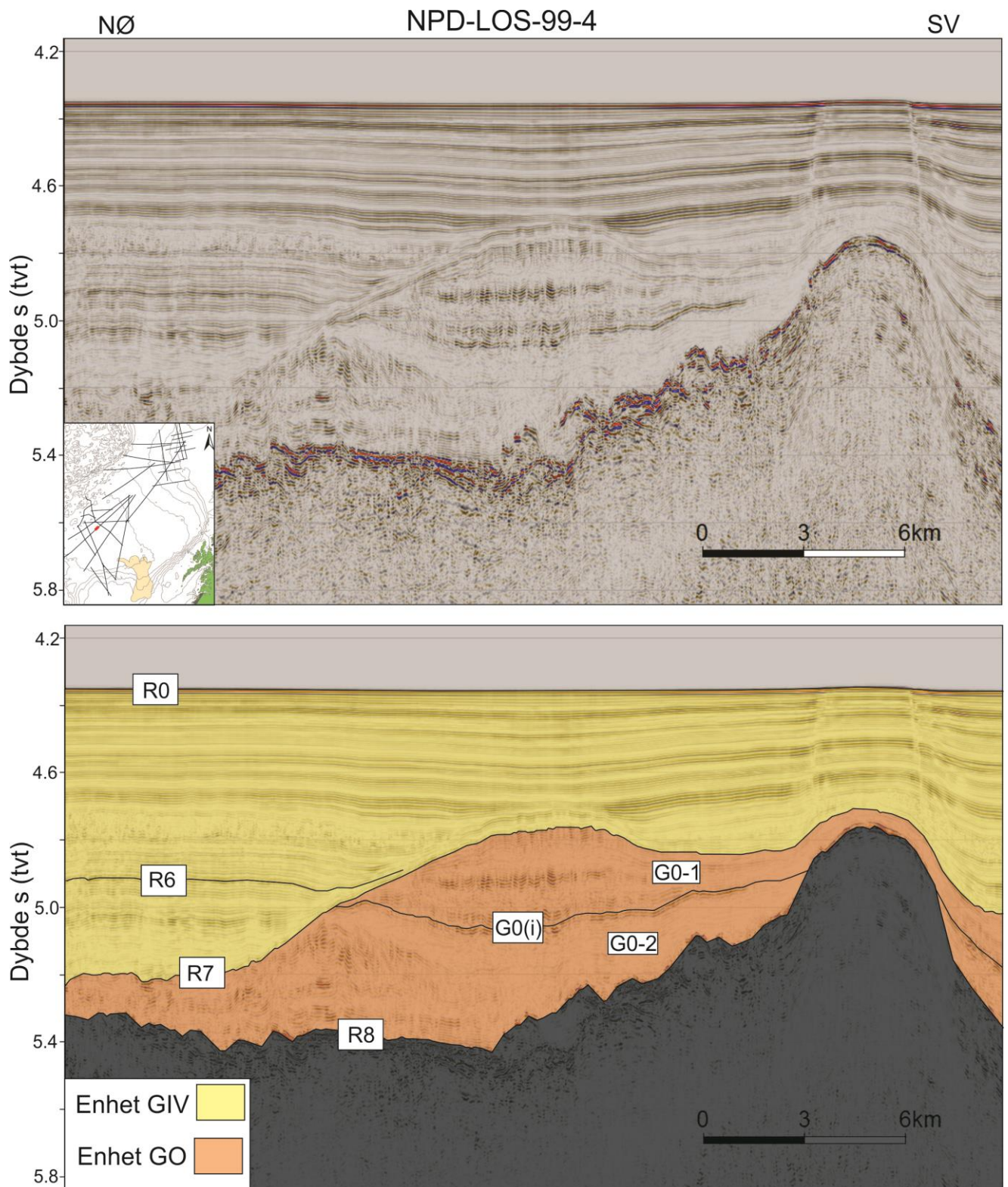
Det er vanskelig å inndele Enhet G0 i underenheter på grunn av reflektorenes lave laterale utholdenhet og havbunnskorpeforhøyninger som forstyrrer lagdelingen. Det er likevel identifisert en intern reflektor (G0(i)) basert på reflektorens høye amplitude. Internreflektoren G0(i) avgrenser stedvis Underenhetene G0-1 og G0-2 (Fig. 4.15, Fig. 16B).

Sedimentfordelingen til Enhet G0 er tydelig kontrollert av havbunnskorpetopografien. Som en følge av dette er det store variasjoner i G0 sin sedimentfordeling (Fig. 4.14). Over enkelte havbunnskorpeforhøyninger er enheten ikke identifisert. Derimot er mektigheten til Enhet G0 størst der det er nedsenkninger i havbunnskorpen (Fig. 4.11). 75 % av sedimentene i Enhet G0 har en mektighet mellom 200 og 1000 ms (tv). Ved å benytte den gjennomsnittlige intervallhastigheten til enheten på 2680 m/s (Tabell 3.2), tilsier dette en mektighet mellom 268 og 1340 meter. Mektigheten er størst i den proksimale provinsen av studieområdet, på østlige og vestlige flanke av Bjørnøyviften. I disse områdene når enheten en mektighet på 2250 ms (tv) (Fig. 4.14), som tilsier en mektighet på 3015 m.

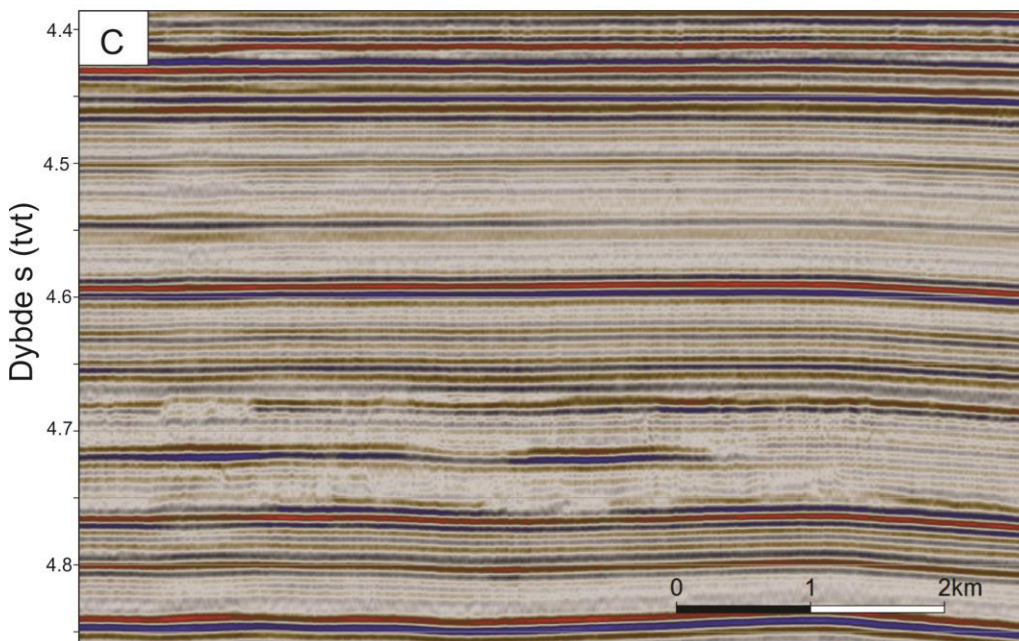
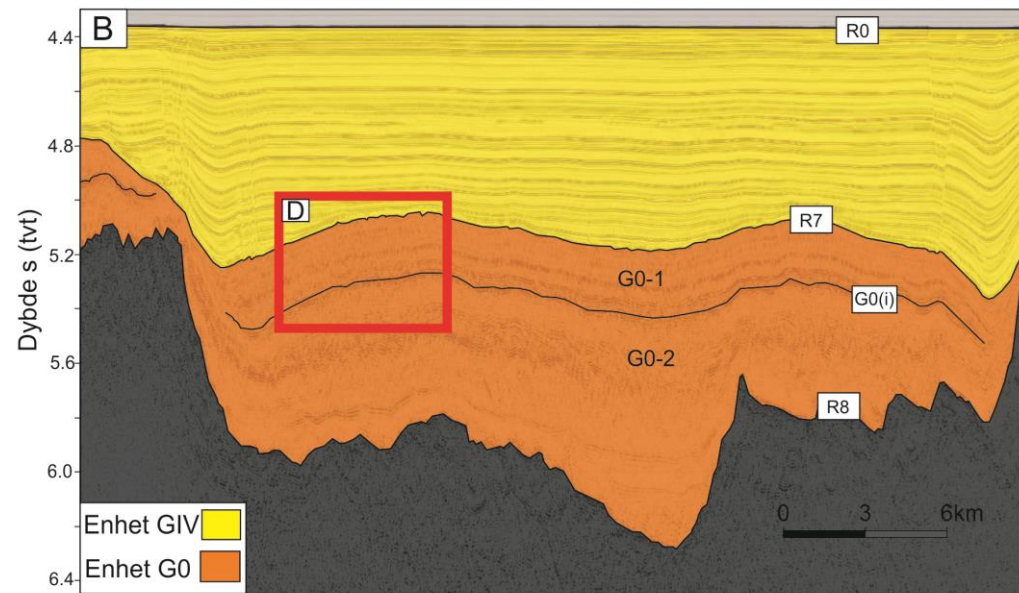
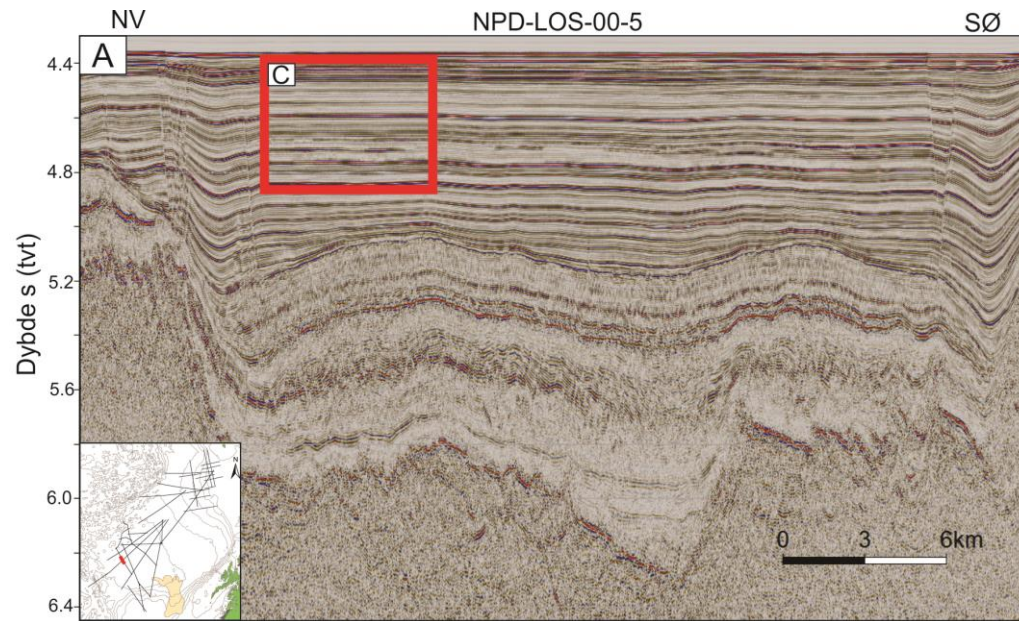
Enhet G0 terminerer mot havbunnskorpeforhøyninger på Mohnsryggen (Fig. 4.8). På nedre del av skråningen til Vøringplataet kiler Enhet G0 ut før den igjen øker i mektighet på øvre del av skråningen (Fig. 4.29). R7 lapper også på Internreflektoren G0(i) på nedre del av skråningen til Vøringplataet (Fig. 4.33). Dette gjør at Internreflektor G0(i) definerer øvre grense til Enhet G0 i dette området. Enhet G0 sin øvre grense, Reflektor R7, har i noen områder en undulerende form som bryter stratigrafisk overliggende lagdeling (Fig. 4.15). I disse områdene kan Underenhet G0-1 være linseformet (Fig. 4.15).

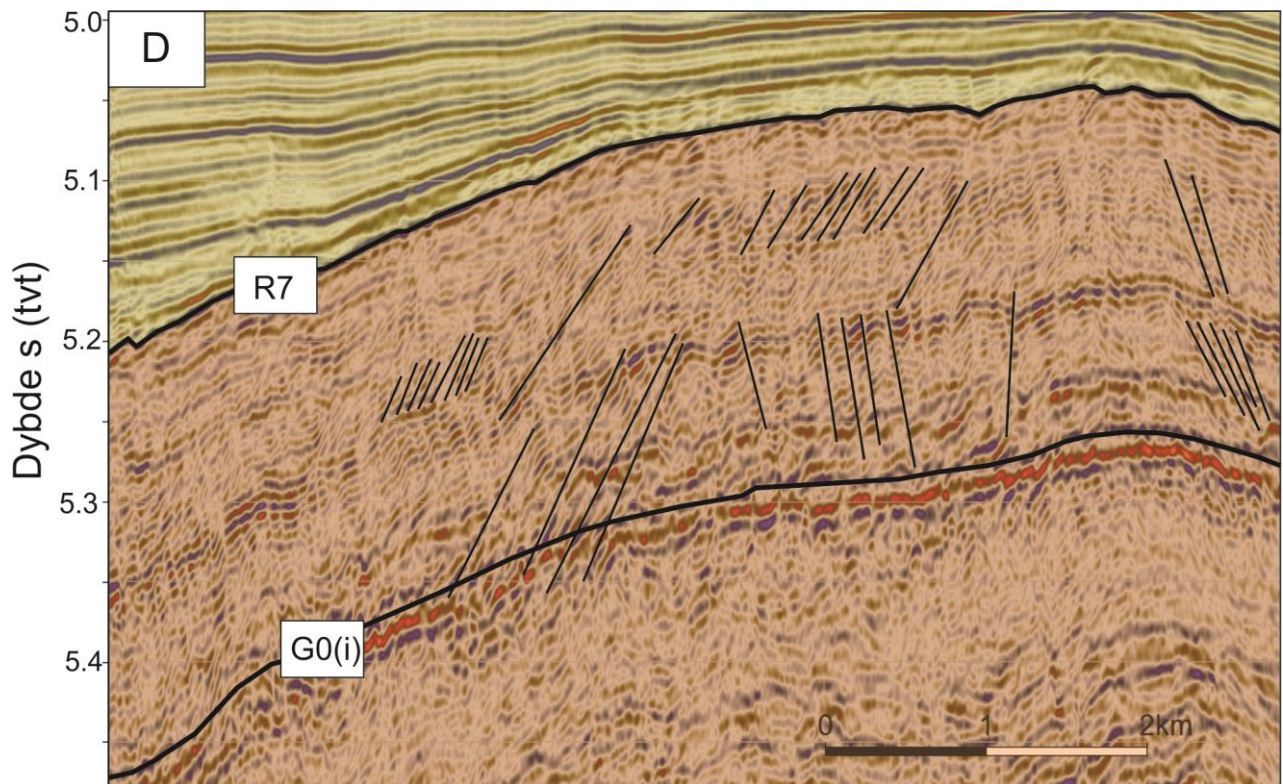


Figur 4.14. Mektighetskart av Enhet G0, avgrenset av Havbunnskorperreflektoren R8 og R7. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.



Figur 4.15. Øverst: Seismisk profil uten tolkning i Lofotenbassenget (den distale delen av studieområdet). Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter, som viser Reflektor R7 sin undulerende reflektor og linseformen til Underenhet G0-1. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i venstre hjørnet på det øvre profilet.



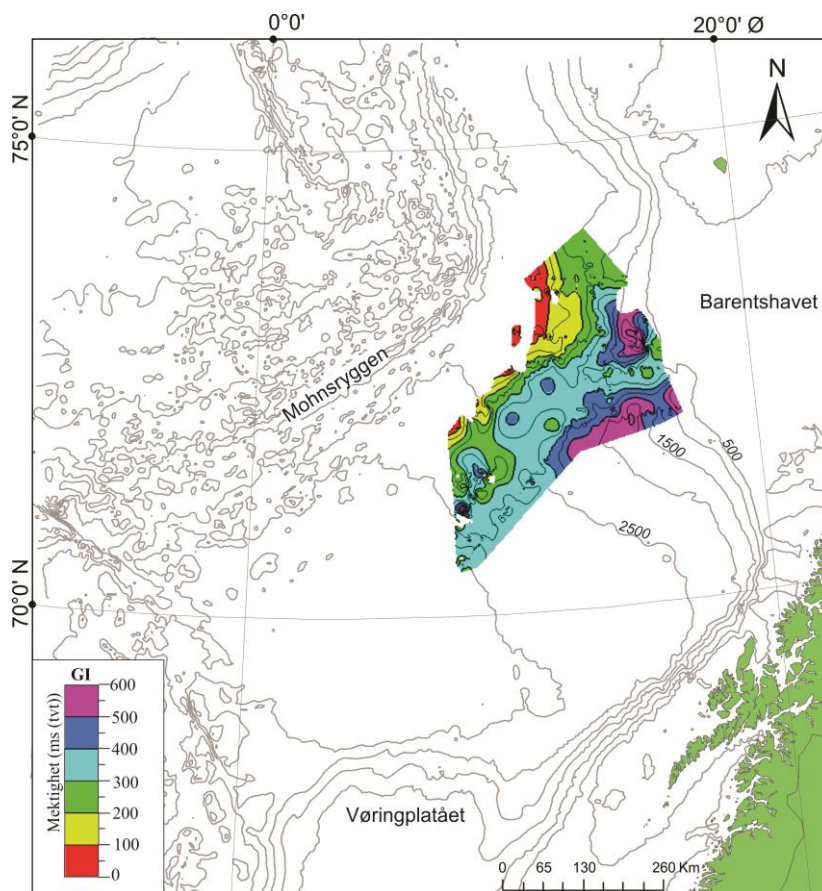


Figur 4.16. A: Seismisk profil uten tolkning i Lofotenbassenget. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne. B: Det samme profilet med tolkede enheter. C: Nærbilde av Enhet GIV som viser planparallell lagdeling (Facies B). Lokasjon markert med rød firkant i profil A. D: Nærbildet av Enhet G0 og overgangen til Enhet GIV, og som viser sub-parallele reflektorer med lav til moderat amplitude brutt av et antall småskala forkastninger (Facies E). Lokasjon markert med rød firkant i profil B.

4.3.3 Enhet GI

Enhet GI er avgrenset av reflektorene R7 og R5 (Fig. 4.12), og er kun kartlagt i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.17). Grunnet til dette er at enhetens øvre grense, Reflektor R5, har blitt erodert eller at reflektoren ikke er identifiserbar i den distale provinsen av studieområdet. Enhet GI er identifisert stratigrafisk over Enhet G0 og stratigrafisk under Enhet GII (Fig. 4.12). Enheten er karakterisert av parallelle til sub-parallelle reflektorer med lav til moderat amplitude (Facies B) (Fig. 4.1B). Lokalt kan enheten vise en mer akustisk transparent («gjennomsiktig») karakter (Facies F) (Fig. 4.1F, Fig. 4.20). Enhet GI er også karakterisert av usammenhengende reflektorer med lav til moderat amplitude som gir sedimentære lagpakker en kaotisk karakter (Facies A) (Fig. 4.1A). Disse sedimentære lagpakkene er avgrenset av kontinuerlige reflektorer med moderat til høy amplitude (Fig. 4.20).

Enhet GI har den minste mektigheten av de kartlagte enhetene i studieområdet (Fig. 4.17). Enhet GI har størst mektighet øst i det proksimale studieområdet, med en mektighet på 690 ms (tvt). Ved å bruke enhetens intervallhastighet på 2400 m/s (Tabell 3.2), tilsvarer dette en mektighet på 828 meter. Enhet GI tynner ut i retningen mot vest og terminerer mot havbunnskorpeforhøyninger i Mohnsryggen (Fig. 4.19). Enhet GI har en gjennomsnittlig mektighet på 350 ms (tvt) (Fig. 4.17), som tilsvarer en mektighet på 420 meter. Omtrent 68 % av sedimentene i Enhet GI har en mektighet mellom 200 og 400 ms (tvt), som tilsvarer en mektighet mellom 240 og 480 meter.



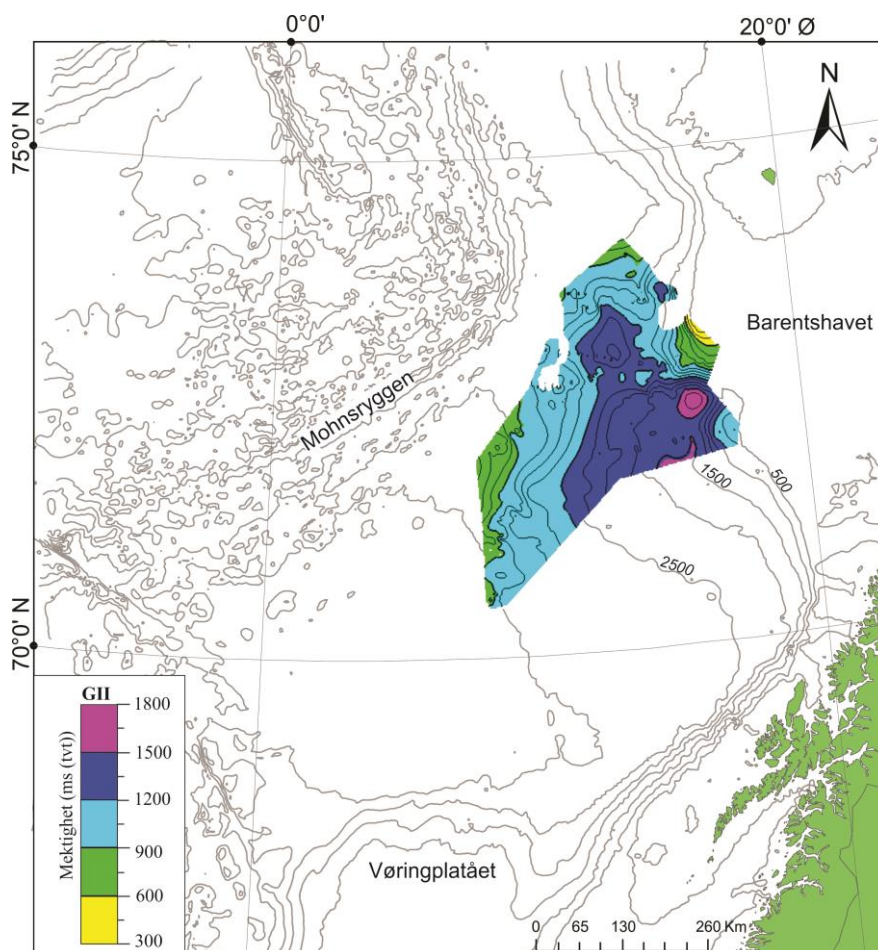
Figur 4.17. Mektighetskart av Enhet GI, avgrenset av R7 og R5. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

4.3.4 Enhet GII

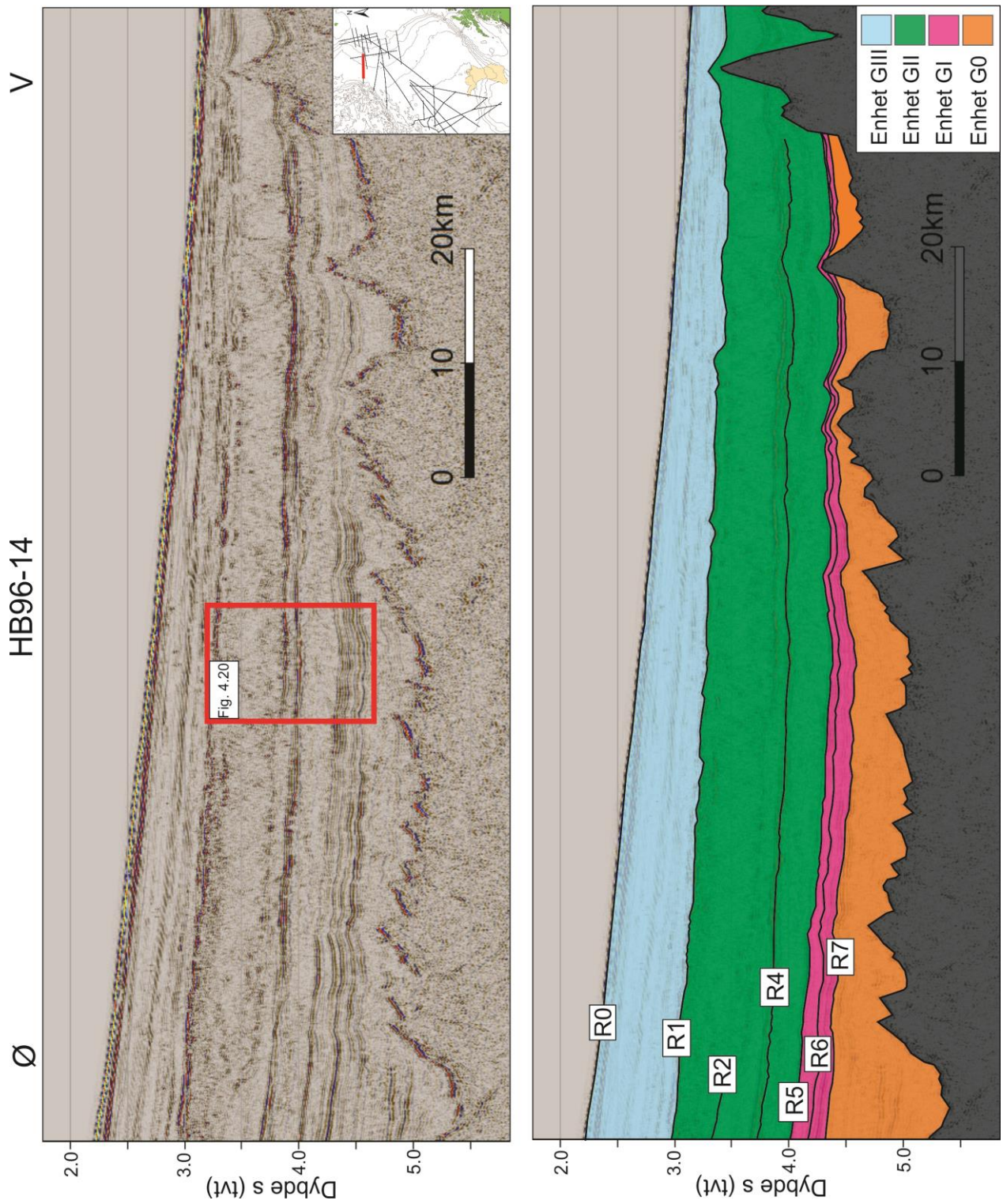
Enhet GII er avgrenset av reflektorene R5 og R1 (Fig. 4.12, Fig. 4.19), og er kun kartlagt i den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.18). Enhet GII er stratigrafisk lokalisert over GI og under GIII (Fig. 4.12). Enheten er dominert av akustisk kaotiske facies (Facies A). Det er også identifisert akustisk parallelle reflektorer (Facies B) og akustisk svakt laminerte

reflektorer med transparente områder (Facies F) innad i Enhet GII (Fig. 4.1F, Fig. 4.20). Lengst sør i det proksimale studieområdet har den seismiske strukturen til Enhet GII stedvis en linseformet facies.

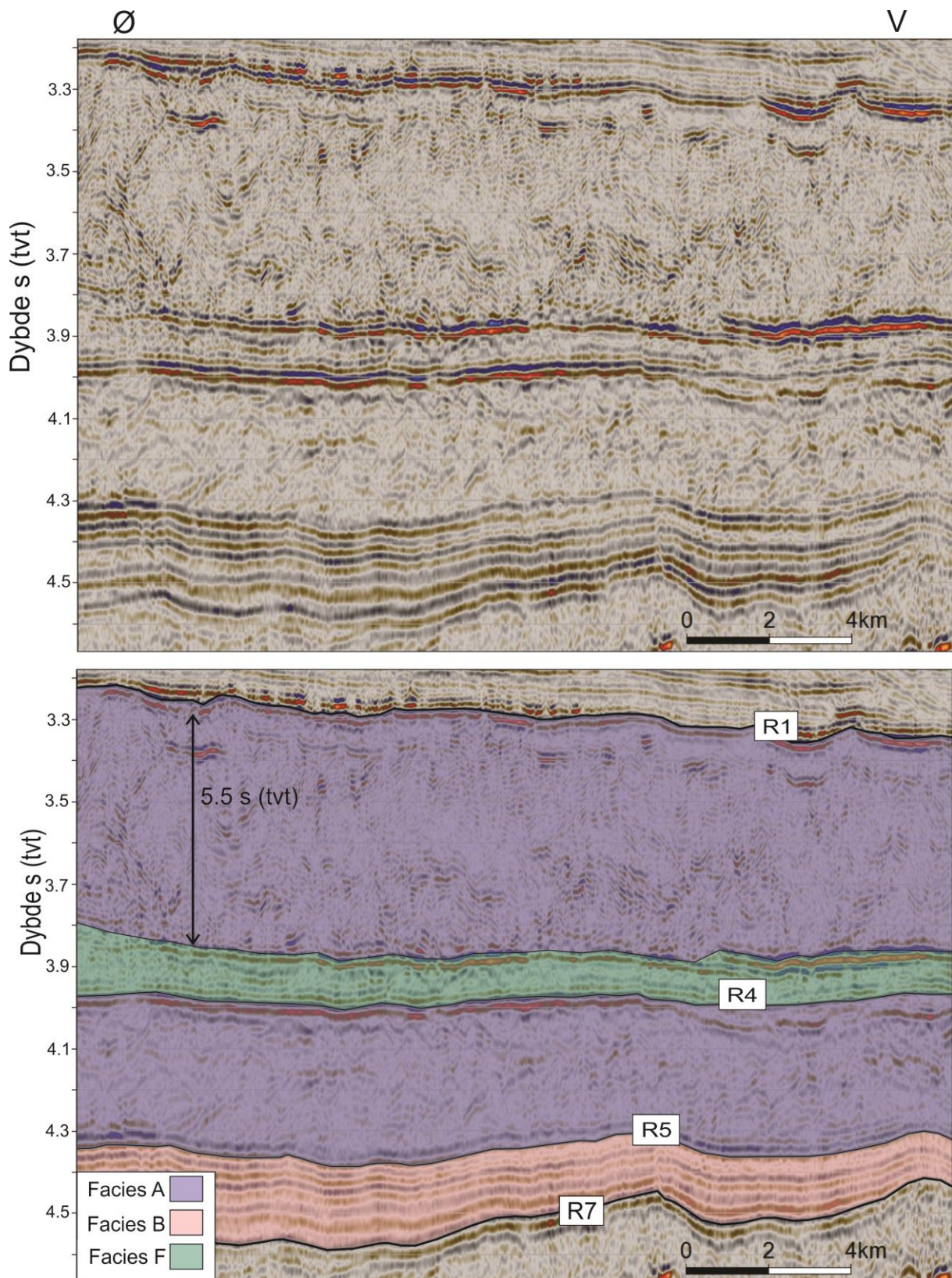
Lagpakker med kaotisk seismisk karakter innad i Enhet GII kan nå en mektighet på opptil 550 ms (tvf) (Fig. 4.20). Ved å bruke enhetens intervallhastighet på 2160 m/s (Tabell 3.2), tilsvarer det en mektighet på 594 meter. Enhet GII kiler ut mot eggkanten til Barentshavet (Fig. 4.18, Fig. 4.22). Enhet GII varierer i mektighet fra 1600 ms (tvf) øst i det proksimale studieområdet til 370 ms på øvre del av kontinentalskråningen (Fig. 4.18). Det tilsvarer mektigheter på 1728 og 400 meter. Den gjennomsnittlige mektigheten for enheten er rundt 1200 ms (tvf), som tilsvarer 1296 meter. Omtrent 65 % av sedimentene i Enhet GII har en mektighet mellom 900 og 1300 ms (tvf), noe som tilsvarer en mektighet mellom 972 og 1296 meter.



Figur 4.18. Mektighetskart av Enhet GII, avgrenset av R5 og R1. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.



Figur 4.19. Venstre: Seismiske profil uten tolkning fra det proximale studieområdet. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i høyre hjørne. Høyre: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter som viser termineringen av Enhet G0 og Enhet GI mot havbunnskorpeforhøyning ved Mohnsryggen.

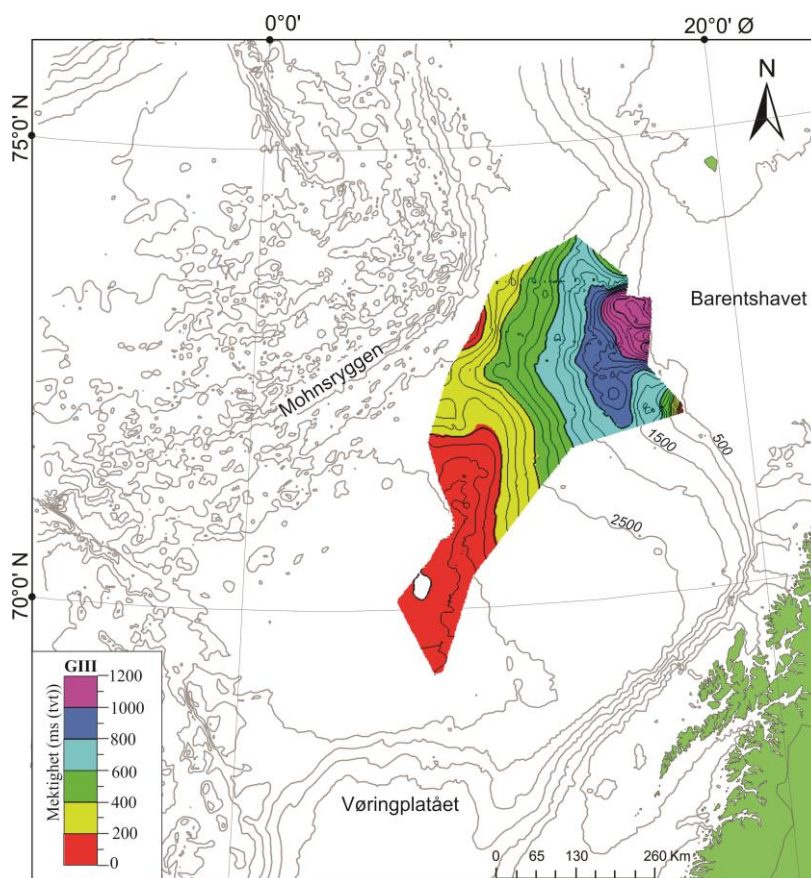


Figur 4.20. Øverst: Seismisk utsnitt av linje HB96-14. Nederst: Samme seismiske utsnitt med Enhet GII (avgrenset av R5 og R1) og Enhet GI (avgrenset av R7 og R5). GII som viser akustisk kaotisk facies (Facies A) og akustisk svakt laminert til transparente reflektorer (Facies F). Enhet GI viser i dette området kontinuerlige parallelle til sub-parallelle reflektorer med lav til moderat amplitude (Facies B). Lokasjonen til det seismiske utsnittet er vist i Fig. 4.19.

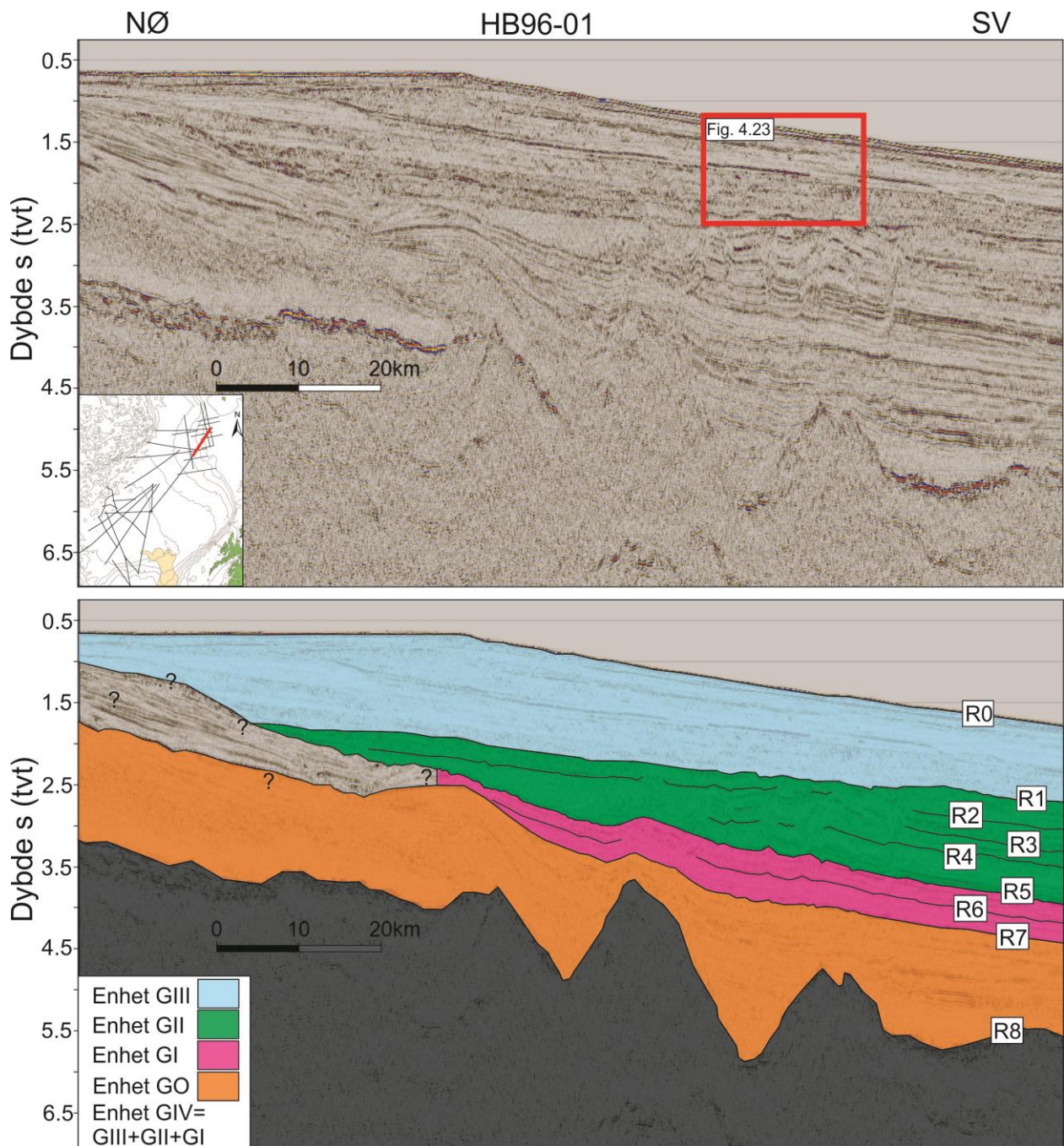
4.3.5 Enhet GIII

Enhet GIII er avgrenset av Reflektor R1 og Havbunnsreflektor R0 (Fig. 4.12, Fig. 4.19). Enheten er hovedsakelig kartlagt i den proksimale provinsen av studieområdet, men er også kartlagt i et avgrenset område i den distale provinsen (Fig. 4.21). Enhet GIII er den stratigrafisk øverste enheten som er kartlagt i denne studien (Fig. 4.19). Enheten er karakterisert av parallelle reflektorer med lav amplitude og av stedvis transparente områder (Facies F) (Fig. 4.1F, Fig. 4.23). Det er også identifisert linseformede (facies A), akustisk laminert facies (Facies B) og kaotiske facies (facies D) innad i Enhet GIII (Fig. 4.1, Fig. 4.23).

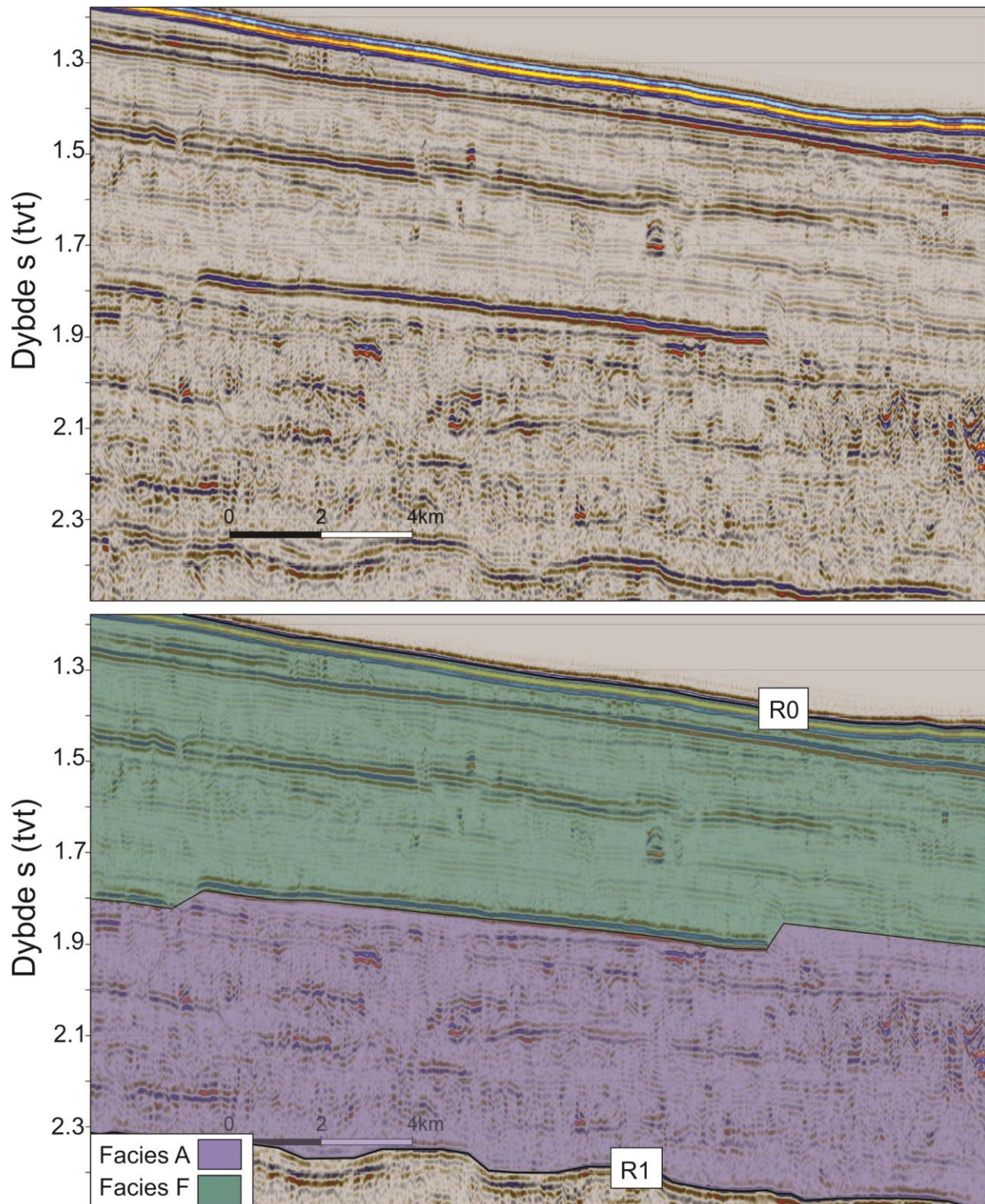
Enhet GIII sin mektighet avtar gradvis fra kontinentalskråningen og ut mot Mohnsryggen (Fig. 4.19, Fig. 4.21). Enheten har størst mektighet, 1300 ms (tv), på øvre del av Barentshavet sin kontinentalskråning (Fig.4.21). Basert på intervallhastighetene for Enhet GIII (Tabell 3.2) tilsvarer det en mektighet på 1287 meter. Omtrent 47 % av sedimentene i Enhet GIII har en mektighet mellom 0 og 400 ms (tv), som tilsvarer en mektighet på 0-396 meter.



Figur 4.21. Mektighetskart av Enhet GIII, avgrenset av R1 og Havbunnsreflektoren R0. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.



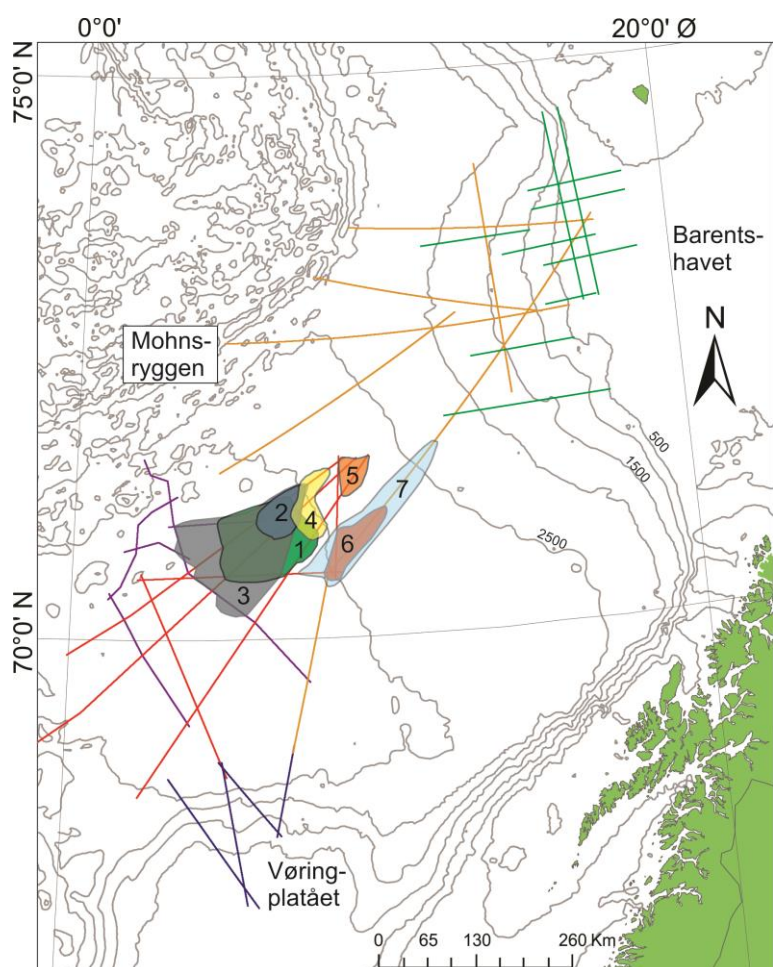
Figur 4.22. Øverst: Seismiske profil uten tolkning fra det proksimale studieområdet. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter som viser tynning av Enhet GI og Enhet GII. Profilet viser også forsenkninger og forhøyninger av Havbunnskorpereflektor R8, som er tolket til å henvise til Senjabruddsonen. Spørsmålstejn indikerer usikker tolkning.



Figur 4.23. Øverst: Seismisk utsnitt av linje HB96-01. Nederst: Samme seismiske utsnitt med Enhet GI (avgrenset av R7 og R5). Den seismiske strukturen til Enhet GI viser i dette området akustisk kaotisk facies (Facies A) og akustisk svakt laminert til transparente reflektorer (Facies F). Lokasjonen til det seismiske utsnittet er vist i Fig. 4.22.

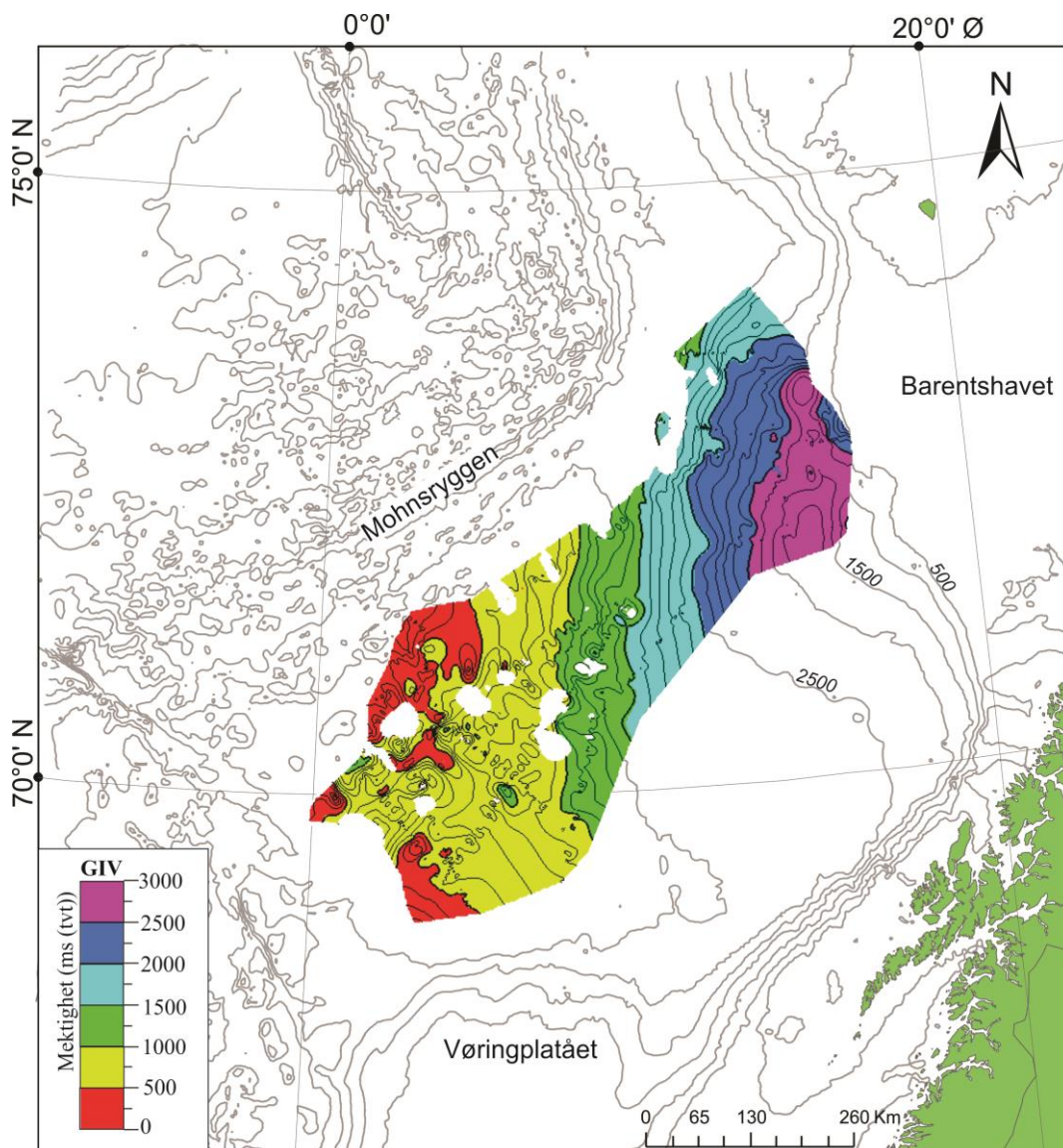
4.3.6 Enhet GIV

Enhet GIV er avgrenset av Reflektor R7 og Havbunnsreflektor R0 (Fig. 4.11), og er kartlagt i hele studieområdet (Fig. 4.24). I det proksimale studieområdet utgjør Enhet GIV enhetene GI, GII og GIII (Fig. 4.22). I det distale studieområdet er ikke enhetene GI, GII og GIII kartlagt, bare Enhet GIV (Fig. 4.26). Enhet GIV er lokalisert stratigrafisk over G0 i hele studieområdet. Den seismiske strukturen til Enhet GIV består av de identifiserte seismiske facies i enhetene GI, GII og GIII (Fig. 4.1, Fig. 4.27, Fig. 4.28). Lengst sør-vest i den distale provinsen av studieområdet dominerer Facies B (Fig. 4.16C). Områdene i Enhet GIV som består av linseformet facies er konsentrert til overgangen mellom det distale og proksimale studieområdet (Fig. 4.24). Det er identifisert åtte store lagpakker med linseformet facies (Fig. 4.24). Disse lagpakkene er lokalisert i Enhet GIII og stratigrafisk i øvre del av Enhet GII og Enhet GIV (Fig. 4.26). Den største lagpakken har en maksimumsmektighet på 90 ms (tv), som tilsvarer en mektighet på 89 meter. Denne lagpakken har en utstrekking på nesten 16 km.

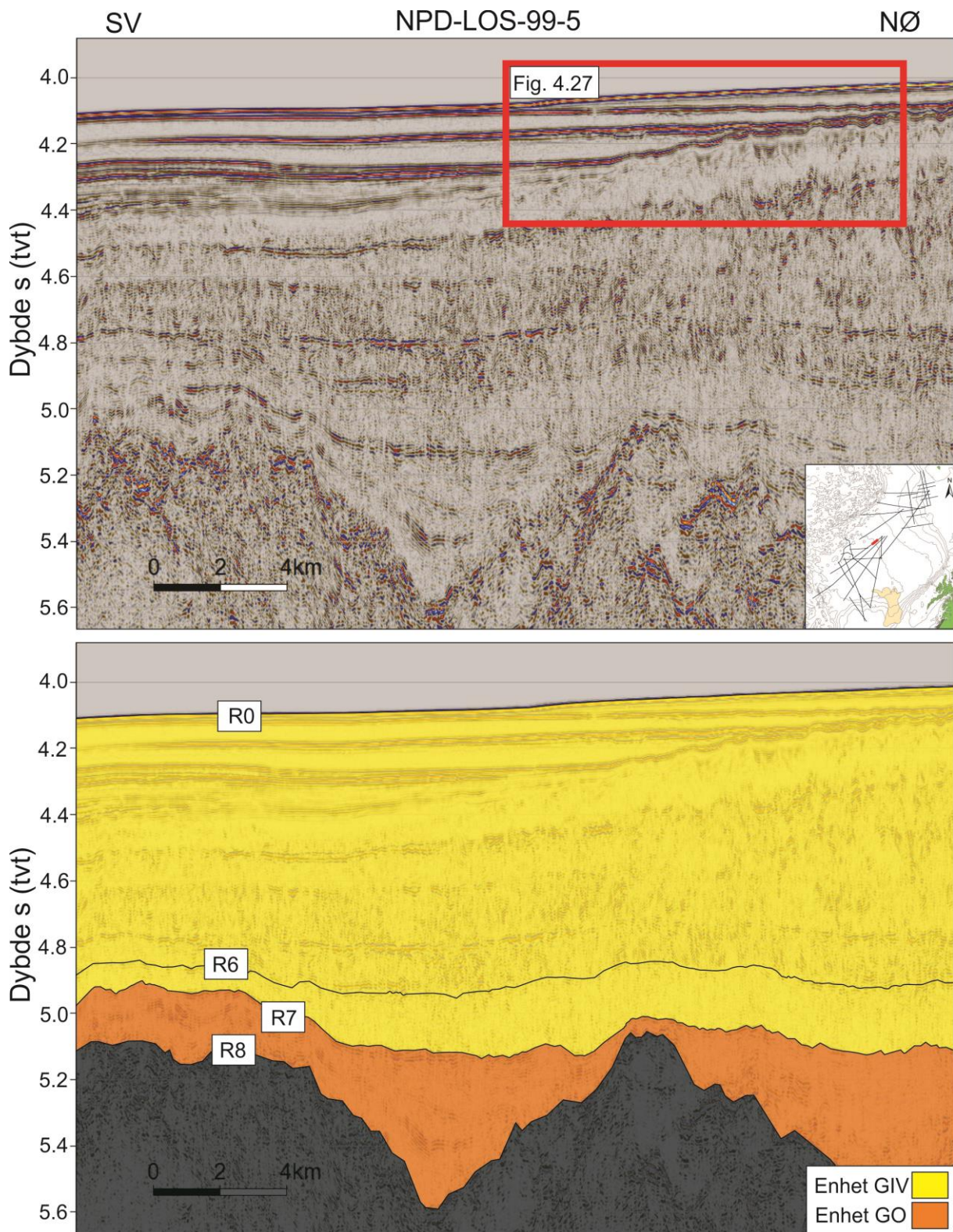


Figur 4.24. Utbredelse av lagpakker med linseformet seismisk facies. Hver enkelt farge representerer en lagpakke med linseformet facies. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.

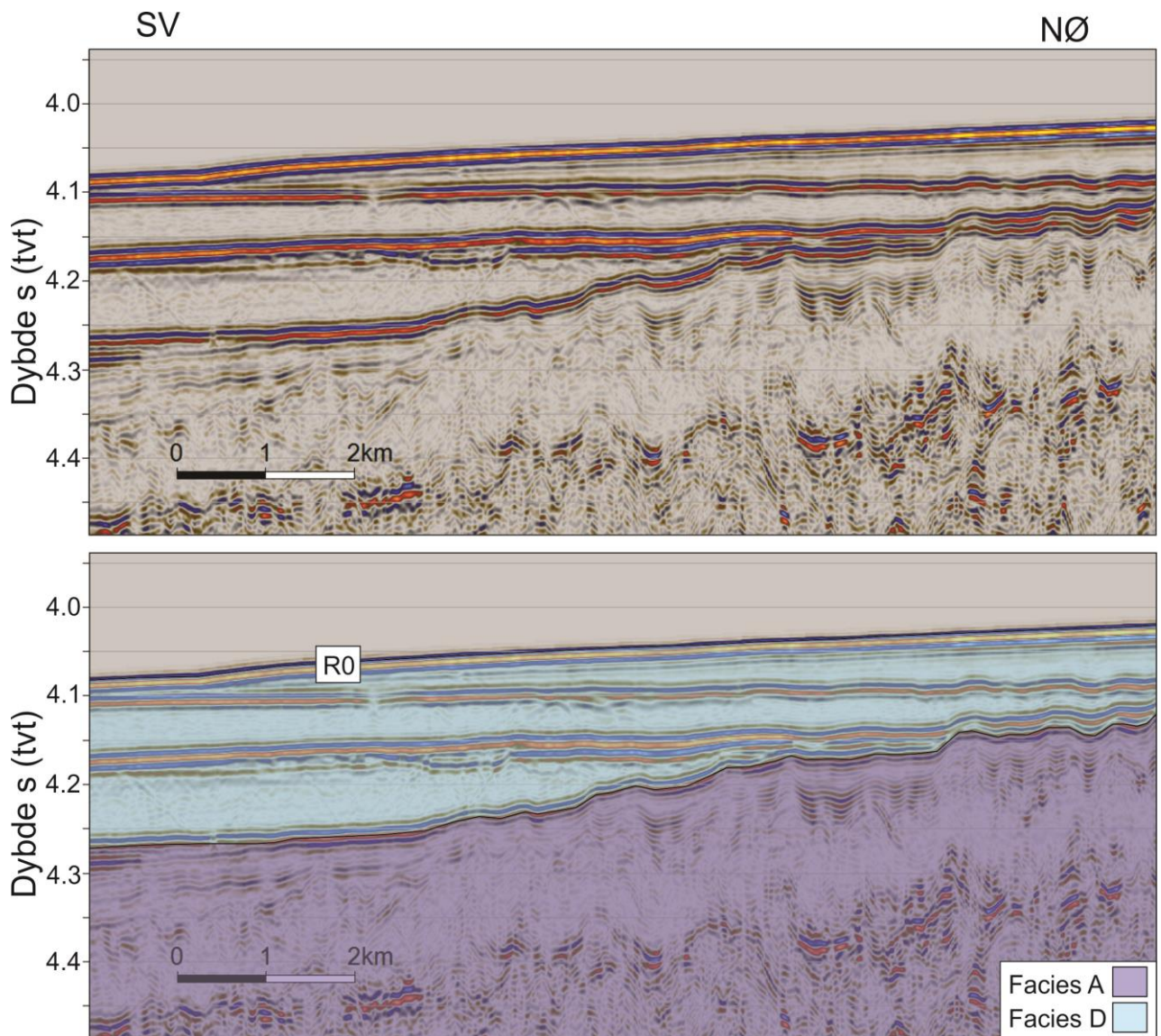
Enhet GIV sin mektighet avtar gradvis fra Barentshavet sin kontinentalskråning og ut i Lofotenbassenget (Fig. 4.25). Enhet GIV har størst mektighet øst i det proksimale studieområdet, med en mektighet på 2900 ms (tvt)(Fig. 4.25). Ved å bruke en gjennomsnittlig intervallhastighet på 2180 m/s for enheten basert på hastighetene for sedimentene i området (Tabell 3.2), tilsier 2900 ms (tvt) en mektighet på 3161 meter. Omtrent 40 % av sedimentene i Enhet GIV har en mektighet mellom 400 og 1000 ms (tvt), som tilsvarer en mektighet på mellom 436 og 1090 meter. Enhet GIV er tynnere over havbunnskorpeforhøyninger (Fig. 4.15, Fig.4.25).



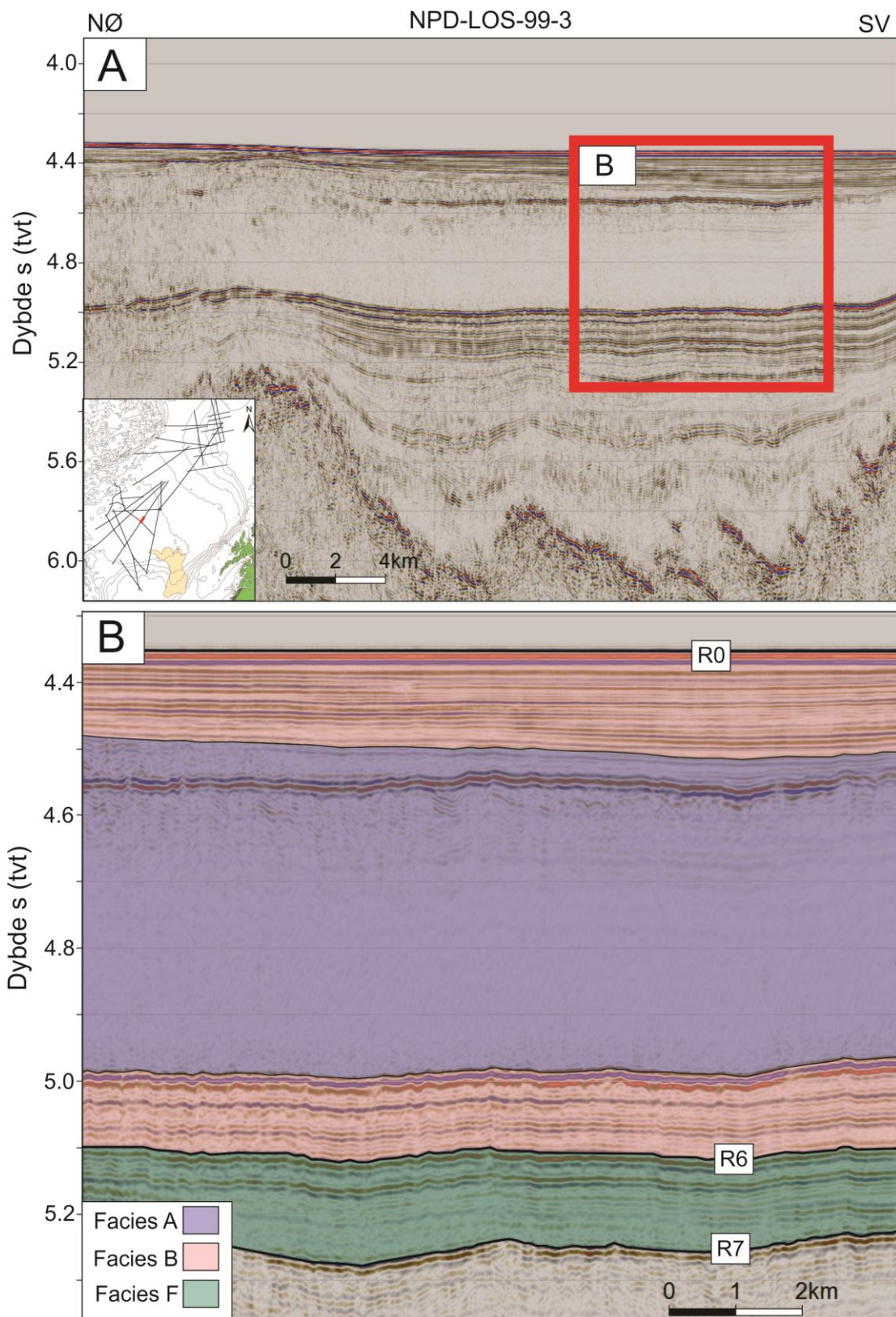
Figur 4.25. Mektighetskart av Enhet GIV, avgrenset av R1 og Havbunnsreflektoren R0. Grå konturlinjer markerer dyp under havoverflaten i meter.



Figur 4.26. Øverst: Seismisk profil uten tolkning i overgangen mellom det distale og proksimale studieområdet. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter. Lokasjonen til det seismiske profilet vises med rød strek på kartet i høyre hjørne på det øvre profilet.



Figur 4.27. Øverst: Seismisk utsnitt av linje NPD-LOS-99-5. Nederst: Samme seismiske utsnitt med øvre del av Enhet GIV (avgrenset av R7 og R0). Enhet GIV viser akustisk kaotisk facies (Facies A) og haugformet facies (Facies D). Lokasjonen til det seismiske utsnittet er vist i Fig. 4.26.



Figur 4.28. A: Seismisk profil uten tolkning. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne B: Seismisk utsnitt fra det seismiske profilet i Figur 4.xA. Utsnittet viser Enhet GIV, avgrenset av Reflektor R7 og Havbunnsreflektoren R0, og dens seismiske facies i dette området.

4.4 Litostratigrafi

For å beskrive litologi og anslå alder av de kenozoiske sedimentene i studieområdet er det tatt utgangspunkt i DSDP brønn 343, letebrønnen 7216/11-1 S, fallprøvekjernene GS134-01, GS134-02, GS134-03 og calypsokjerne GS07-148 (Fig. 3.1, Fig. 4.2, Tabell 4.3). Her presenteres litologien til de overnevnte brønnene og kjerneprøvene, samt deres korrelasjon (om mulig) til seismiske profiler tilgjengelig for denne oppgaven. DSDP brønn 343, GS134-02, GS134-03 og GS07-148 kan kobles til de tilgjengelige seismiske profilene i denne oppgaven. Disse kjernene og kryssende seismiske profil er korrelert med mest mulig presisjon, men det vil alltid være usikkerheter rundt konvertering fra tid (ms (tvt)) til dyp (m). Hastigheter som er benyttet for dybdekonvertering langs Barentshavmarginen og i Lofotenbassenget er beskrevet i Tabell 3.2. For dybdekonvertering ved foten av den nordlige skråning av Vøringplatået er sedimenthastighetene hentet fra Shipboard Scientific Party (1976) benyttet (Tabell 4.4).

Brønn/Kjerne	Referanse
DSDP 343	Shipboard Scientific Party (1976)
7216/11-1 S	Ryseth et al. (2003)
GS134-01	Haflidason et al. (2007)
GS134-02	Haflidason et al. (2007)
GS134-03	Haflidason et al. (2007)
GS07-148	Halhjem (2010) og Aadneram (2013)

Tabell 4.3. Referanser til litologiske beskrivelser brukt i denne oppgaven.

Sekvens	Gjennomsnittlig hastighet (m/s)
GIV	1690
G0	1590

Tabell 4.4. Gjennomsnittlig intervallhastigheter (m/s) fra Shipboard Scientific Party (1976).

Litologi og alder – DSDP brønn 343

DSDP brønn 343 er lokalisert ved foten av Vøringplatået sin nordlige skråning (Fig. 3.1, Fig. 4.29). Brønnen penetrerer kenozoiske sedimenter ned til et dyp av 253 meter under havbunnen. Den litologiske lagrekken i DSDP brønn 343 består av fire hovedenheter (Fig. 3.7, Fig. 4.30).

Enhet IV (261.2-283.0 meter under havbunnen) er den eldste identifiserte enheten. Enheten er karakterisert av olivengrå og sandig slam («mud»), med noen lag av kalk og glaukonitt. Enhet IV er antagelig avsatt i tidlig eocen tid.

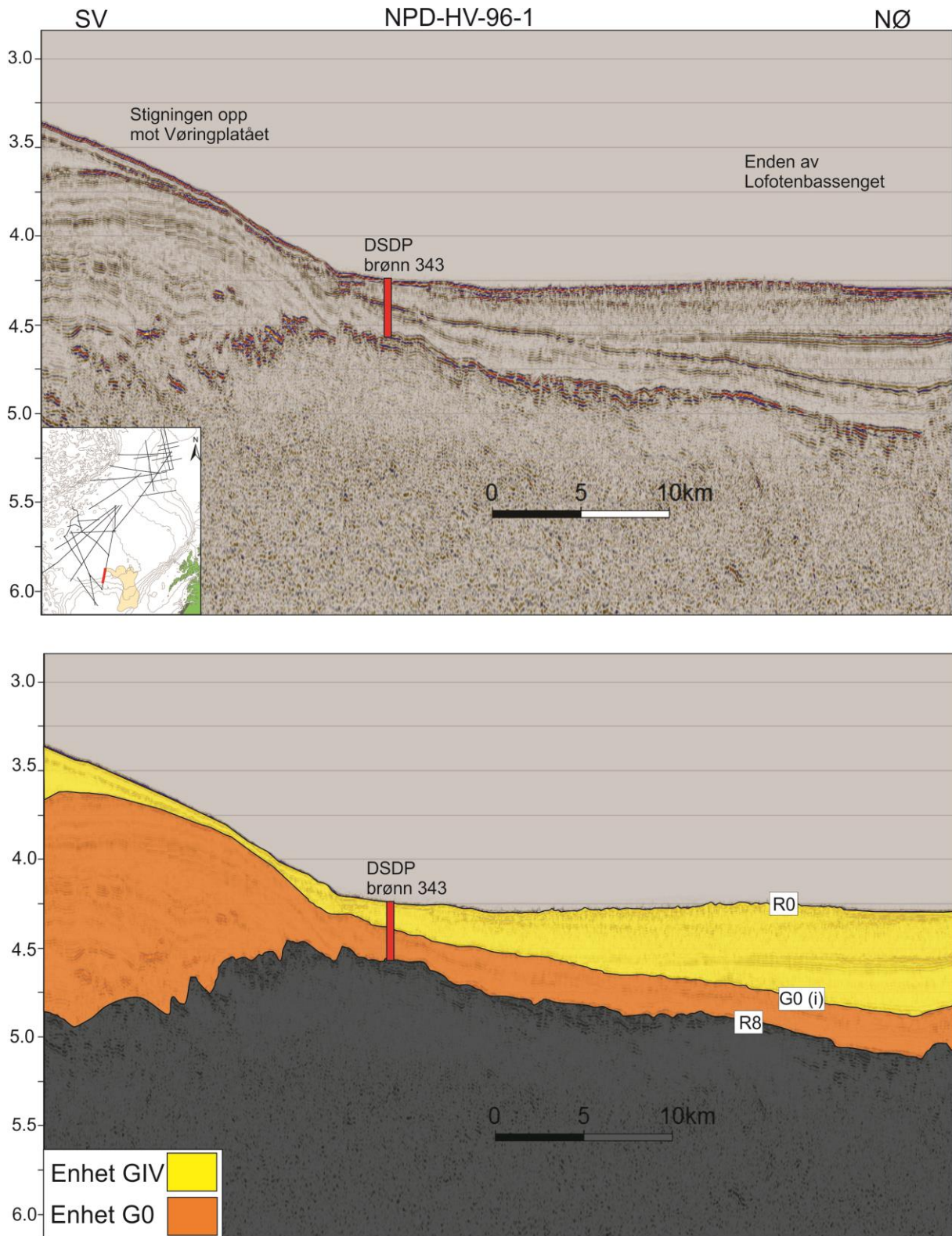
Enhet III (202.5-253.0 meter under havbunnen) er mest sannsynlig av tidlig eocen alder, og er inndelt i to underdeler. *Underenhet 3A* (202.5-250.0 meter under havbunnen) er dominert av olivensort til mørk grønngrå tynt stratifisert slam («mud»). *Underenhet 3B* (250.0-253.0 meter under havbunnen) består av en turbidittsekvens sammensatt av slam og glaukonittholdig slam.

Enhet II (126.5-202.5 meter under havbunnen) består av mørk gulbrun slamaktig diatom ooze med vulkanske askelag. Enheten er sannsynligvis avsatt i midt eocen tid.

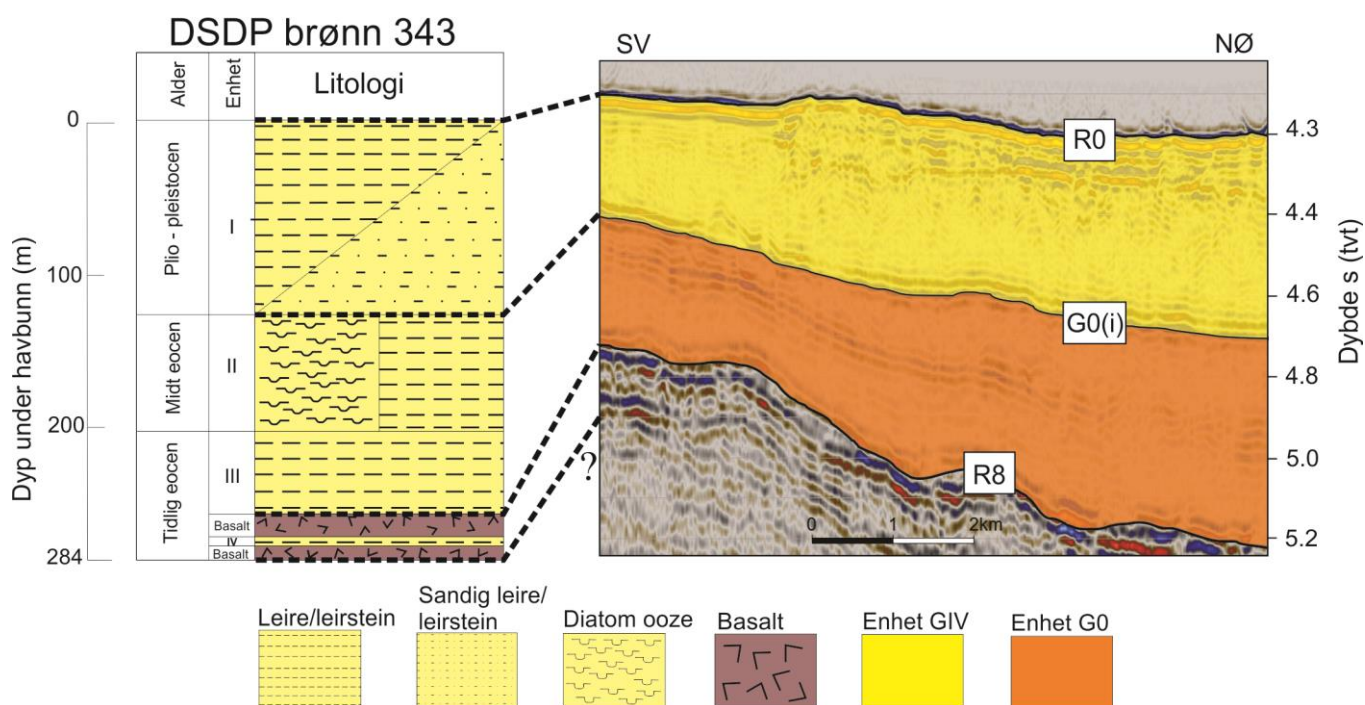
Enhet I (0-126.5 meter under havbunnen) er trolig avsatt i plio-pleistocen tid og består av mørk gulbrun til mørk grønngrå slam, samt kalksekvenser som inneholder grovere materiale.

Korrelasjon DSDP brønn 343 og seismisk data

Den seismiske linjen NPD-HV-96-1 krysser lokaliteten til DSDP brønn 343 (Fig. 4.2). Grensen mellom de litologiske Enhetene I-III samsvarer med sekvensgrenser identifisert på det seismiske profilet i dette studiet (Fig. 4.29, Fig. 4.30). DSDP brønn 343 litologiske Enhet I korresponderer dermed med dette studiets Enhet GIV og de litologiske enhetene II og III sammenfaller med dette studiets Enhet G0 (Fig. 4.30).



Figur 4.29. Øverst: Seismiske profil uten tolkning fra det distale studieområdet. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter.



Figur 4.30. Korrelasjon av DSDP brønn 343 mot den seismiske linjen NPD-HV-96-1. Lokasjonen til brønnen og det seismiske profilet er markert på Figur 4.29. Fargekoder for brønnenhetene og seismiske enheter vises nederst på figuren.

Litologi og alder – letebrønn 7216/11-1 S

Letebrønn 7216/11-1 S er lokalisert på sørvestmarginen av Barentshavet (Fig. 3.1, Fig. 4.2). Brønnen penetrer sedimenter ned til 3854 meter under havbunnen (4215 meter under havoverflaten). Letebrønn 7216/11-1 S penetrerer to litostratigrafiske enheter: Nordlandgruppen (Enhet I), Sotbakkengruppen (Enhet II-V). Den litologiske lagrekken i letebrønn 7216/11-1 S er inndelt i fem hovedenheter (Fig. 3.8, Fig. 4.31).

Enhet V (3796-4186 meter under havoverflaten) er dominert av grå slamstein, med innslag av veldig fin- til finkornet sandstein. Enheten inneholder store mengder sideritt. Tynne lag av kalkstein og dolomitt forekommer også gjennom enheten (Fig. 3.8). Enhet V er trolig avsatt i sen paleocen.

Enhet IV (3346-3796 meter under havoverflaten) er dominert av slamstein med varierende farge fra grå, grønn til svart. Slamsteinen har innslag av kalkstein/dolomitt-lag og spor av veldig fin- til finkornet sandstein. Nedre del av enheten (3531-3701 meter under havoverflaten) inneholder vulkanske fragmenter og er trolig avsatt i sen paleocen.

Øvre del av Enhet IV (3166-3346 meter under havoverflaten) er dominert av lys til mørk slamstein med karbonatlag. De stratigrafisk øvre delene av Enhet IV er trolig avsatt i tidlig eocen.

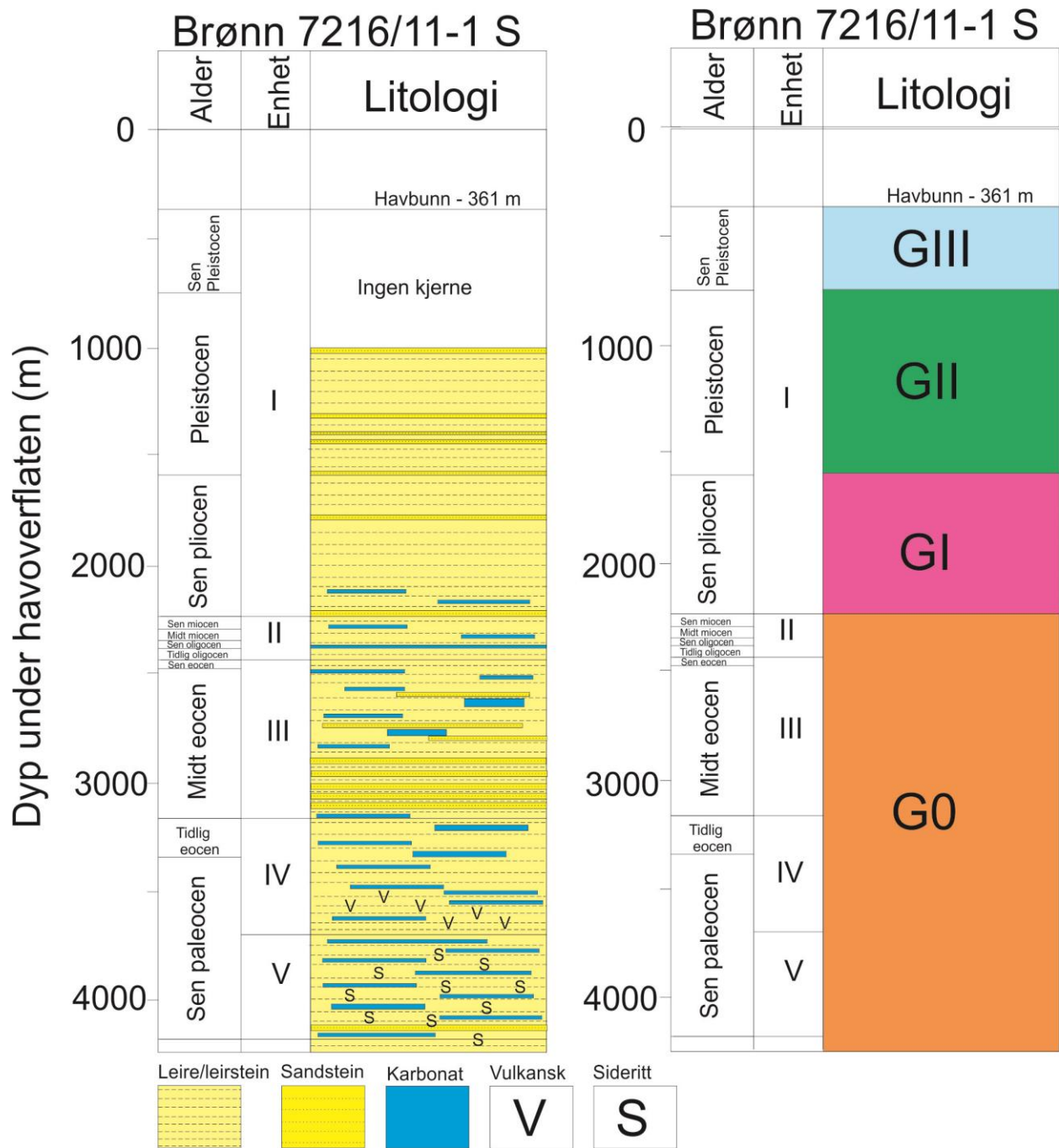
Enhet III (2444-3166 meter under havoverflaten) er dominert av grå til mørk grå slamstein med kalkstein/dolomitt-lag og spor av veldig fin- til finkornet sandstein. Enhet III omfatter også en sandsteinsenhet (2888-3102 meter under havoverflaten). Enhet III er trolig avsatt i midtre og sen eocen.

Enhet II (2246-2444 meter under havoverflaten) er inndelt i to underenheter. *Underenhet 2A* (2246-2444 meter under havoverflaten) består av brun til grå/mørk grå slamstein med noen sementerte kalksteinslag. *Underenhet 2A* er trolig avsatt i oligocen tid. *Underenhet 2B* (2246-2346) er mest sannsynlig av miocen alder og består av siltig slamstein med enkelte lag av finkornet sandstein og dolomitt.

Enhet I (361-2246 meter under havoverflaten) er trolig avsatt i sen plio-pleistocen tid. Litologien i Enhet I er dominert av grå leire og leirstein med tynne lag av fin- til grovkornet sand.

Korrelasjon letebrønn 7216/11-1 S og seismisk data

Seismisk korrelasjon til letebrønn 7216/11-1 S er ikke mulig i denne studien, fordi avstanden er for stor til tilgjengelige seismiske profiler. Kobling av brønnen til det nærmeste seismiske profilet ville gi et unøyaktig og utilfreds resultat. Brønn 7216/11-1 S er likevel viktig for denne oppgaven, fordi tidligere studier har vist at de samme sekvensgrensene og enhetene som er identifisert i denne studien er identifisert i brønnen (Fig. 4.31) (Ryseth, 2003; Knies et al., 2009; Laberg et al., 2010). Grensen mellom enhetene II-V og Enhet I er i samsvar med Reflektor R7 og skiller dermed dette studiets Enhet G0 og Enhet GI (Fig. 4.31). I Enhet I er en grense datert til å være av tidlig pleistocen alder, som korresponderer med Reflektor R5 og skiller dermed dette studiets Enhet GI og Enhet GII (Fig. 4.31). Reflektor R1 er tenkt til å ha en midt eller sen pleistocen alder, og er dermed lokalisert i brønnen og skiller dette studiets Enhet GII fra Enhet GIII.



Figur 4.31. Borekjerne-litologi fra letebrønn 7216/11-1 S og korrelasjon til dette studiets tolkede enheter (modifisert fra Ryseth, 2003).

Litologi og alder – Fallprøvekjernene GS134-01, GS134-02, GS134-03 og GS07-148

Kjernerstratigrafien i alle de tre studerte fallprøvekjernene viser at de er karakterisert av alternerende lag av 20-120 cm mektige turbiditter (enkle eller flere) og 10-15 cm mektige lag av hemipelagiske sedimenter (Fig. 3.9) (Haflidason et al., 2007a).

Litologi og alder – Fallprøvekjerne GS134-01

Fallprøvekjerne GS134-01 har blitt inndelt i fire litologiske enheter (Fig. 3.9) (Haflidason et al., 2007a). Enhet I (89-178 cm under havbunnen) består av en turbidittsekvens. Det analyserte kjerneintervallet mellom 115 cm og 136 cm kjernedybde inneholder spor av Veddeaske, datert til å være 10 300 år gammel (Birks et al., 1996).

Enhet II (81-89 cm under havbunnen) består av hemipelagiske sedimenter. ¹⁴C datering fra kjerneintervallet mellom 82.5 cm og 84.0 cm kjernedybde gav en alder på 4200 år. Enhet III (13-81 cm under havbunnen) består av en turbidittsekvens, mens Enhet IV (0-13 cm under havoverflaten) består av hemipelagiske sedimenter.

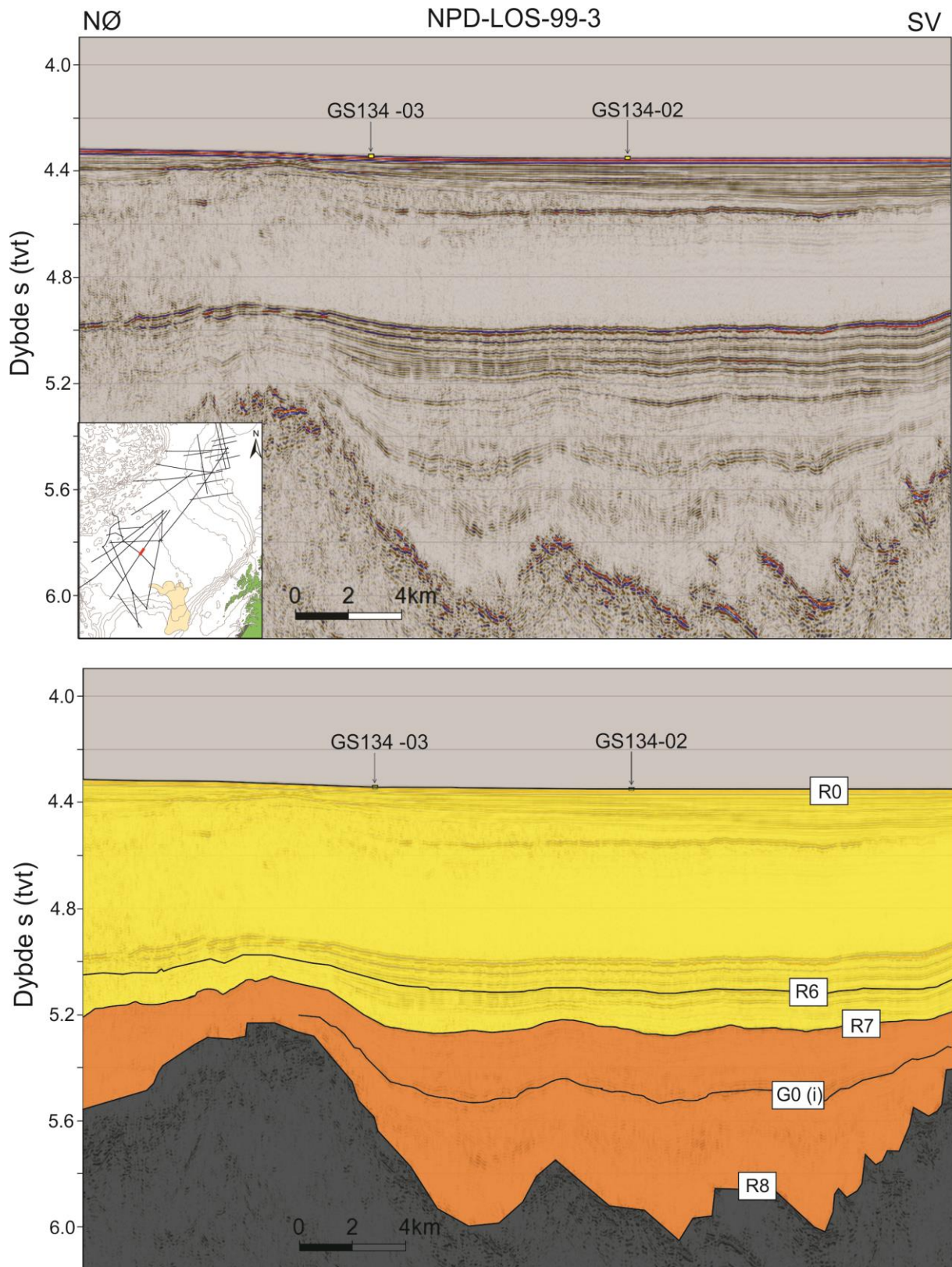
Litologi og alder – Fallprøvekjerne GS134-02

Fallprøvekjerne GS134-02 har blitt inndelt i fem litologiske enheter (Fig. 3.9) (Haflidason et al., 2007a). Enhet I (0-19 cm under havbunnen), Enhet III (41-51 cm under havbunnen) og Enhet V (120-126 cm under havbunnen) består av hemipelagiske sedimenter. ¹⁴C dateringer fra 119-120 cm og 18.0-19.2 cm kjernedybde gav aldre på henholdsvis 11 000 og 3700 år. Enhet II (19-41 cm under havbunnen) og Enhet IV (51-120 cm under havbunnen) består av turbiditter.

Litologi og alder – Fallprøvekjerne GS134-03

Fallprøvekjerne GS134-03 har blitt inndelt i seks litologiske enheter (Fig. 3.9) (Haflidason et al., 2007a). Enhet I (0-12 cm under havbunnen), Enhet III (43-48 cm under havbunnen) og Enhet IV (102-109 cm under havbunnen) består av hemipelagiske sedimenter.

Enhet VI (107-230 cm under havbunnen), Enhet VI (48-102 cm under havbunnen) og Enhet II (12-43 cm under havbunnen) består av en turbidittsekvens. ¹⁴C datering fra 102.0-103.5 cm dyp gav en alder på 7900 år.



Figur 4.32. Øverst: Seismiske profil uten tolkning fra det distale studieområdet. Profilet viser lokasjonen til fallprøvekjernene GS134-02 og GS134-02. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter.

Korrelasjon fallprøvekjernene GS134-02 og GS134-03 seismisk data

Kjernene GS134-02 og GS134-03 er lokalisert nær de seismiske linjene NPD-LOS-99-3 og NPD-LOS-00-1 (Fig. 3.1), noe som gjør at kjernene kan bli projisert til disse (Fig. 4.32). Kjernene er derimot så korte at en ikke for noe inntrykk av hvordan seismikken er i det dybdeintervallet kjernen penetrerer. Kjernene penetrerer bare de aller første reflektorene på seismikken. Den genetiske tolkningen av alternerende turbiditter og hemipelagiske sedimenter i kjernene passer overens med de kontinuerlige parallelle til sub-parallelle reflektorene med lav til moderat amplitude (Facies B) observert i Lofotenbassenget (Fig. 4.16C).

Litologi og alder – Calypsokjerne GS07-148

Calypsokjerne GS07-148 penetrerer totalt 16.20 meter med sedimenter og er inndelt i 15 litologiske enheter (Fig. 3.10) (Halhjem, 2010; Aadneram, 2013).

Enhet I (00-20 cm under havbunnen), Enhet III (80-100 cm under havbunnen), Enhet VII (580-645 cm under havbunnen), Enhet X (900-1000 cm under havbunnen) og Enhet XV (1640-1660 cm under havbunnen) består av hemipelagiske sedimenter.

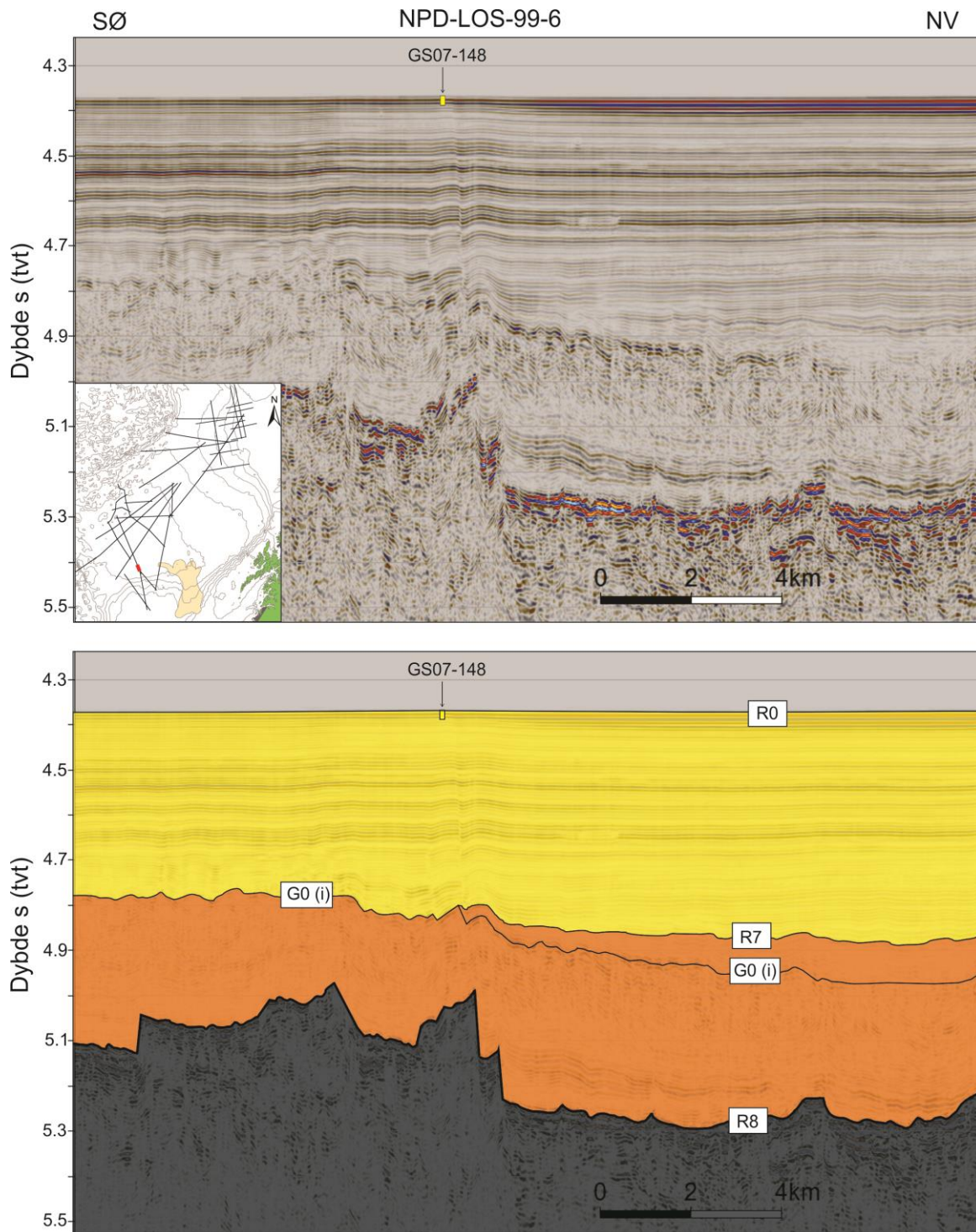
Enhet II (20-80 cm under havbunnen), Enhet IV (100-305 cm under havbunnen), Enhet VI (440-580 cm under havbunnen), Enhet VIII (645-835 cm under havbunnen), Enhet X (900-1000 cm under havbunnen), Enhet XI (1000-1250 cm under havbunnen), Enhet XII (1250-1330 cm under havbunnen) og Enhet XIII (1330-1550 cm under havbunnen) består av turbiditter.

Enhet V (305-440 cm), Enhet IX (835-900 cm under havbunnen) og Enhet XIV (1550-1640) består av glasmarine sedimenter. ^{14}C -dateringer fra 253.5-254 cm, 300-301 cm og 440-441 cm kjernedybde gav aldre på henholdsvis 7860, 9280 og 33 160 år (Halhjem, 2010). ^{14}C -dateringer fra Enhet VII, IX, X og XIV gav aldre på henholdsvis >86 810, >107 330 og >124 390 år (Aadneram, 2013).

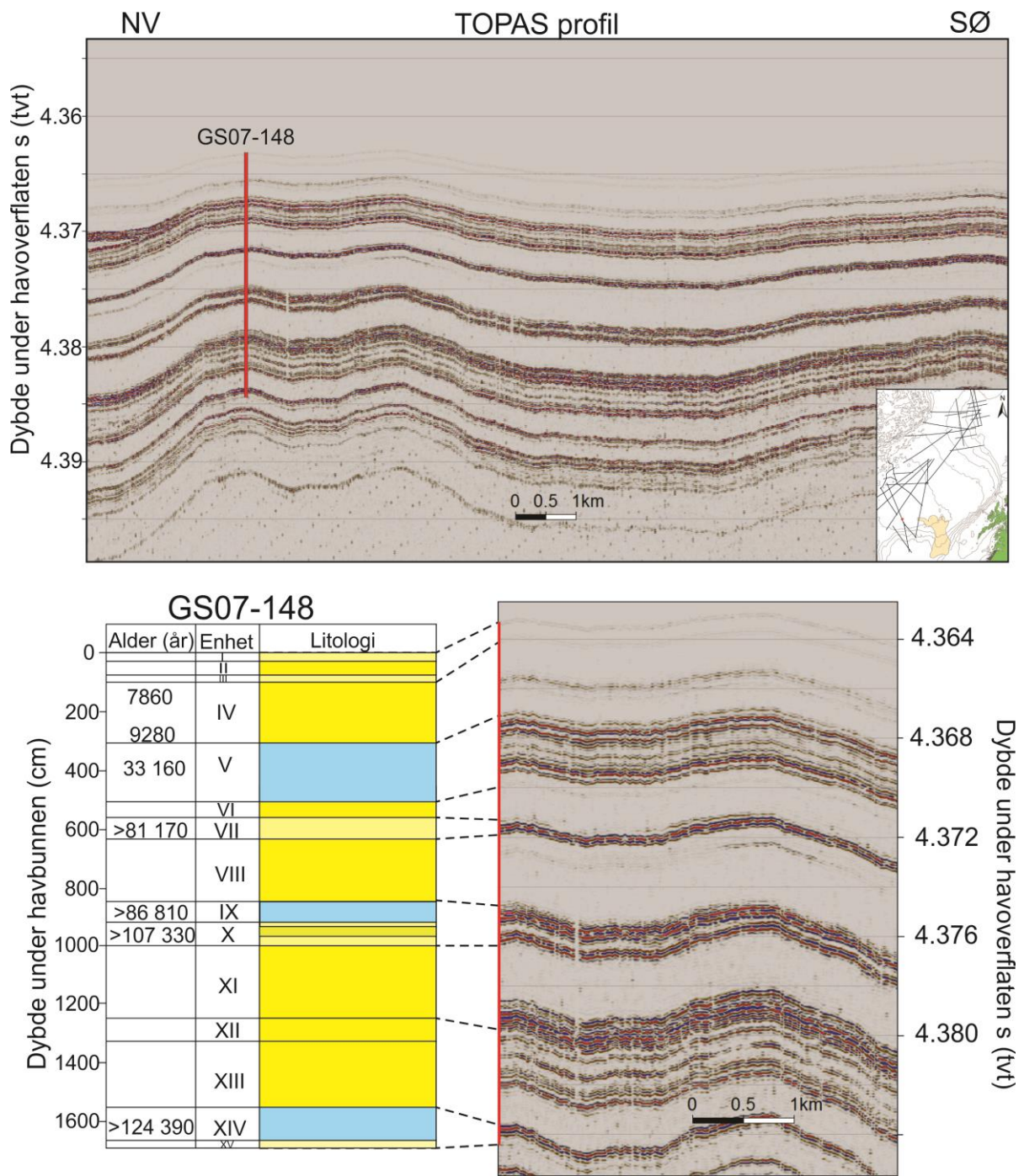
Korrelasjon Calypsokjerne GS07-148 og seismiske data

Calypsokjernen GS07-148 er lokalisert direkte på den seismiske linjen NPD-LOS-99-6 (Fig. 4.33), og på et TOPAS-profil lokalisert parallelt med den seismiske linjen. TOPAS-profilet har en høyere oppløsning i de øverste sedimentene ved kjernelokaliteten enn det den seismiske linjen NPD-LOS-99-6 har, noe som gir en bedre korrelasjon med kjernen (Fig. 4.34). Den genetiske tolkningen av alternerende turbiditter og hemipelagiske sedimenter i

kjernen passer overens med de kontinuerlige parallelle til sub-parallele reflektorene med lav til moderat amplitude (Facies B) observert i Lofotenbassenget (Fig. 4.16C).



Figur 4.33. Øverst: Seismiske profil uten tolkning fra det distale studieområdet. Profilet viser lokasjonen til fallprøvekjernen GS07-148. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød strek på kartet i venstre hjørne. Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkede enheter.



Figur 4.34. Øverst: Lokasjonen til calypsokjernen i TOPAS profilet. Viser høyere oppløsning på de penetrerte sedimentene ved brønnlokasjonen enn den seismiske linjen NPD-LOS-99-6. Nederst: Korrelasjon av fallprøvekjernen GS07-148 og TOPAS profil.

4.5 Stratigrafisk oppsummering

Dette studiets Enhet G0-GIII tilsvarer tidligere etablerte seismostratigrafiske enheter på Svalbard- og Barentshavmargien (Fiedler og Faleide, 1996) med samme navn (Tabell 4.1). Seismiske facies, intervallhastigheter og mektighetsberegninger for de fem identifiserte seismostratigrafiske enhetene i studieområdet er oppsummert i Tabell 4.4. I tillegg er litologien til enhetene oppsummert i Tabell 4.4.

Enhet	Seismiske facies (Fig. 4.1)	Intervallhastighet (m/s)	Maksimal mektighet ms (tvt)	Maksimal mektighet (m)	Mulig litologi (Brønner og kjerner)
G0	E, F	2680	2250	3015	Sand, leire, sandig leire, karbonat, diatom ooze, vulkansk og sideritt
GI	A, B, F	2400	690	828	Leire, sandig leire, sand og karbonat
GII	A, B, F	2160	1600	1728	Leire, sandig leire og sand
GIII	A, B, D, F	1980	1300	1287	Leire og sandig leire
GIV	A, B, D, F	2180	2900	3161	Leire, sandig leire, sand og karbonat

Tabell 4.4. Oppsummering av de seismostratigrafiske enhetene.

5. DISKUSJON

I Kapittel 5 diskuteres observasjonene gjort i Kapittel 4. Kapittel 5 begynner med en diskusjon rundt avsetningenes alder, og fortsetter videre med en diskusjon av avsetningsmiljø og sedimentære prosesser gjennom kenozoisk tid i studieområdet. Diskusjonen blir så oppsummert i en geologisk utviklingsmodell. Kapittelet avsluttes med å sammenlikne de sedimentære prosessene og avsetningsmiljøene i studieområdet med andre kontinentale marginer.

5.1 Kronostratigrafi

På grunn av manglende dype brønner og kjerner er etablering av en kronostratigrafi for avsetningene i studieområdet utfordrende. Kun to dype brønner er tilgjengelig i denne studien, DSDP brønn 343 og letebrønn 7216/11-1 S, og disse er lokalisert i ytterkantene av studieområdet (Fig. 3.1). DSDP brønn 343 penetrerer enheter av plio-pleistocen og eocen alder. Den seismiske strukturen til de plio-pleistocen enhetene i dette området er derimot dominert av akustisk kaotisk facies, noe som gjør det vanskelig å følge reflektorer yngre enn eocen tid fra Lofotenbassenget til foten av skråningen av Vøringplataet. Letebrønn 7216/11-1S har for stor avstand til de tilgjengelige seismiske profilene for å få en god korrelasjon. Det er derimot tidligere korrelert seismiske data til brønn 7216/11-1 S (Ryseth et al., 2003; Andreassen et al., 2004; Knies et al., 2009; Laberg et al., 2010), der reflektorene R7, R5 og R1 er tolket i brønnen. For å bestemme alderen på de begravde enhetene er derfor kronostratigrafisk, litostratigrafisk og seismostratigrafisk informasjon fra de tilgrensede områder i studieområdet benyttet.

Seismisk korrelasjon til DSDP brønn 343 viser at R8 sammenfaller med overgangen fra kenozoiske sedimenter til stratigrafisk underliggende basalt av tidlig eocen alder (~55 millioner år) (Fig. 4.30). Alderen korresponderer med åpningen av Nord-Atlanteren og dannelse av havbunnskorpe i paleocen-eocen tid (Fig. 2.2) (Talwani og Eldholm, 1977; Eldholm et al., 1990; Lundin og Doré, 2002). Langs eggkanten i det vestlige Barentshavet forekom det derimot ikke dannelse av havbunnskorpe før i tidlig oligocen tid (Fig. 2.2). Havbunnskorpen i studieområdet blir i dag dannet langs Mohnsryggen og Knipovichryggen (Fig. 2.2). Havbunnskorpen er dermed yngre i den vestlige provinsen av studieområdet enn i den østlige provinsen. Dette støttes av identifiserte magnetiske anomalier i Lofotenbassenget

(Fig. 5.1). Det foreslås dermed at hele den sedimentære lagrekken i studieområdet har en maksimumsalder mellom tidlig eocen og tidlig oligocen.

Enhet G0 er kartlagt i hele studieområdet og er den eldste identifiserte enheten. Enhet G0 er avsatt direkte over havbunnskorpen, som indikerer at enheten må være yngre enn omtrent 55 millioner år. Siden maksimumsalderen til havbunnskorpen varierer ettersom hvor en er i studieområdet, varierer også maksimumsalderen til Enhet G0. Det tilsier at sedimentene i Enhet G0 er eldre i øst enn i vest. Ut fra seismisk korrelasjon til DSDP brønn 343 er det estimert at enheten har en maksimumsalder av tidlig eocen tid. En internreflektor identifisert lokalt i Lofotenbassenget inndeler Enhet G0 i to underenheter, hvor Enhet G0-1 er stratigrafisk yngst og G0-2 er stratigrafisk eldst (Fig. 4.15). Seismisk korrelasjon til DSDP brønn 343 indikerer at Enhet G0-2 er avsatt i tidlig-midt eocen tid. Det er ikke mulig å korrelere Enhet G0-1 til DSDP brønn 343 siden Reflektor R7, som er øvre sekvensgrense av Enhet G0-1, ikke er identifiserbar ved foten av skråningen til Vøringplatået.

Det er tidligere etablert et seismisk rammeverk for sedimentene på Barentshav-Svalbardmarginen (Faleide et al., 1996). Dette studiets Enhet G0 er korrelert til Enhet G0 fra dette tidligere rammeverket (Tabell 4.1), hvor enheten er antatt til å være avsatt i eocen-sen pliocen tid. I det tidligere seismiske rammeverket er det identifisert fire enheter innad i Enhet G0, der den eldste av dem, Te1, er anslått til å være avsatt i tidlig-midt eocen. En tidlig-midt eocen maksimumsalder for Enhet G0 er derfor tenkelig for den østlige delen av studieområdet.

Tidligere seismisk korrelasjon til letebrønn 7216/11-1 S indikerer at Enhet G0 er eldre enn sen paleocen (Ryseth et al., 2003). Enhet G0 er generelt avgrenset over havbunnskorpen, men brønn 7216/11-1 S er lokalisert over kontinentalskorpen til Barentshavet. Alderen for Enhet G0 vil derfor være eldre i dette området, siden kontinentalskorpen er mye eldre enn havbunnskorpen.

Enhet G0 er avgrenset fra den stratigrafisk overliggende Enhet GI av en inkonformitet, representert av Reflektor R7. Reflektor R7 lapper ned på havbunnskorpen på østsiden av Mohnsryggen (Fig. 5.1), som er yngre enn magnetisk anomali 5 (10 millioner år). Dette gir en maksimumsalder for R7 og Enhet G0 på <10 millioner år (Fig. 5.1). Enhet G0 har en helt annen seismisk karakter enn Enhet GI, hvor Enhet G0 blant annet er betydelig forkastet (Fig.

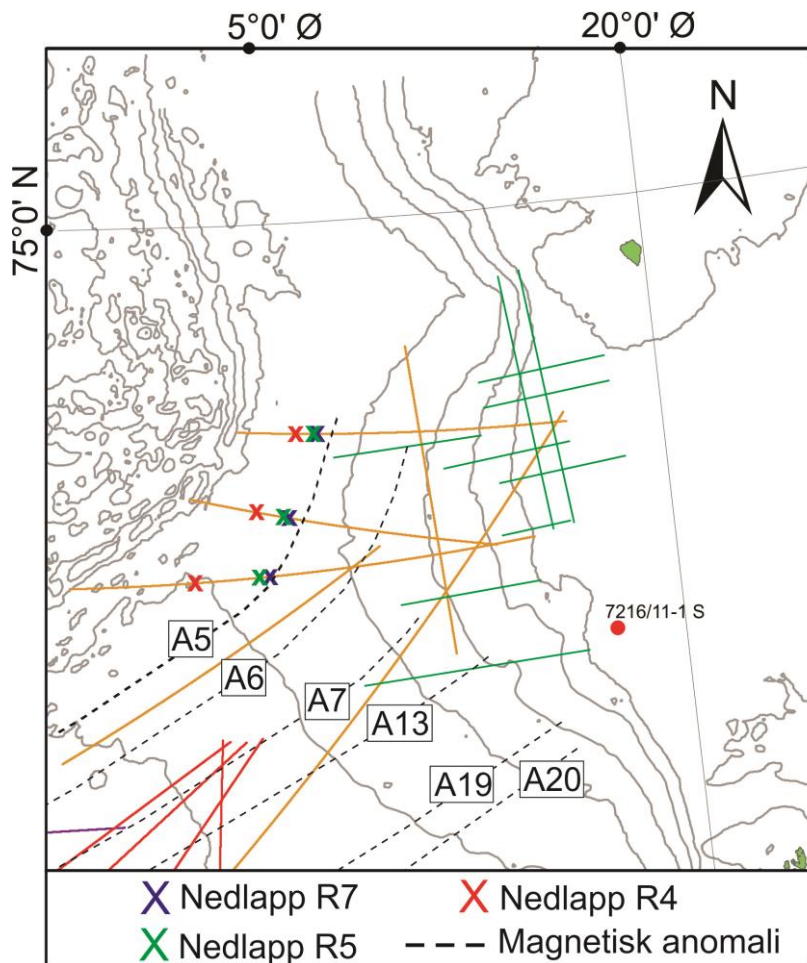
4.16). Denne endringen i seismisk karakter kan tyde på en endring i avsetningsmiljøet. Endring i avsetningsmiljø kan blant annet skyldes endringer i klima og havbunnsirkulasjon eller tektoniske hendelser (Brekke, 2000; Faleide et al., 2002; Flesche Kleiven et al., 2002). Breivik et al. (2008) mente at inkonformiteten R7 var et resultat av en havbunnskorpehevelse episode, nord for Ægirryggen i midt miocen tid. Breivik et al. (2008) argumenterte for at Reflektor R7 ble dannet i tidsperioden mellom 22-14 millioner år ved sedimentinnfylling av en nylig dannet havbunnsstopografi.

Endringen i seismisk karakter over Reflektor R7 er trolig relatert til initieringen av glasieringer på den nordlige halvkule for om lag 2.7 millioner år (Jansen et al., 2000; Knies et al., 2009). Det tidligere etablerte seismiske rammeverket i studieområdet (Faleide et al., 1996; Butt et al., 2000) anslår en alder på mellom 2.3 og 2.5 millioner år for Reflektor R7. Tidligere korrelering av R7 til brønn 7216/1S anslår også en sen pliocen alder for reflektoren (Ryseth et al., 2003). Dermed er sedimentene i Enhet G0 antatt til å være eldre enn 2.7 millioner år, noe som stemmer overens med initieringen av glasieringer på den nordlige halvkule.

En liknende inkonformitet som Reflektor R7 er identifisert i Norskebassenget og på Vøringplatået (Shipboard Scientific Party, 1987; STRATAGEM Partners, 2003; Stoker et al., 2005c). I disse områdene skiller inkonformiteten av sen pliocen alder, enheter med liknende refleksjonsmønster som Enhet G0 og Enhet GI i dette studiet. Fra seismisk facies kan derfor Enhet G0 ha liknende miljø som det som er observert ved foten av skråningen til Vøringplatået, hvor enheten består av miocen og oligocen hemipelagisk ooze (Shipboard Scientific Party, 1987).

Reflektor R5, nedre grense til Enhet GII, terminerer mot havbunnskorpe som er yngre enn magnetisk anomali 5 (10 millioner år) (Fig. 5.1). Reflektor R5 lapper ned på havbunnskorpen noe lengere mot vest enn det Reflektor R7 gjør. Dette indikerer en yngre alder for Reflektor R5 enn Reflektor R7. Basert på magnetiske anomalier til havbunnskorpen er det antatt en maksimumsalder på <10 millioner år for Reflektor R5. Reflektor R5 tolket i denne oppgaven samsvarer med R5 som er kartlagt i tidligere rammeverk (Faleide et al. 1996) og som er anslått å ha en alder på 1.5 millioner år. Reflektor R5 er også tidligere blitt korrelert til brønn 7216/11-1S som indikerer en tidlig pleistocen maksimumsalder for Enhet GII (Andreassen et al., 2004; Knies et al., 2009). Knies et al. (2009) har foreslått at glasieringene på den nordlige halvkule ikke nådde eggakanten i sørvestlige Barentshavet før for omtrent 1.5 millioner år

siden. I denne oppgaven korreleres derfor Reflektor R5 til alderen der glasieringen nådde eggakanten.



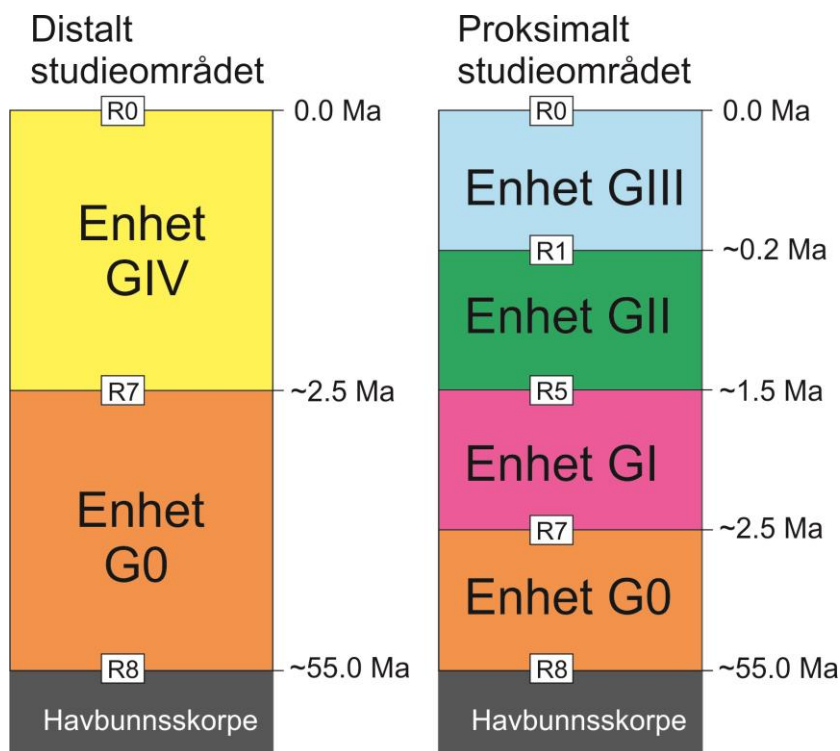
Figur 5.1. Oversiktskart av det proksimale studieområdet, med tilgjengelige seismiske profiler og magnetiske anomalier. A5:10 millioner år, A6:20 millioner år, A7:25 millioner år, A13:35 millioner år, A19: 42 millioner år, A20: 49 millioner år.

Øvre sekvensgrense til Enhet GII, og nedre sekvensgrense til Enhet GIII er definert av Reflektor R1. Denne reflektoren korrelerer med tidligere tolkning av R1, som har en alder på 0.2 millioner år (Butt et al., 2000). Tidligere seismisk korrelasjon til brønn 7216/11-1 S anslår også en sen pleistocen alder for Reflektor R1 (Knies et al., 2009), som indikerer at Enhet GIII ble avsatt i sen pleistocen tid. Enhet GIV er kartlagt i hele studieområdet (Fig. 5.2) og representerer enhetene GI, GII og GIII i både det distale og proksimale studieområdet. Enhet GIV sin maksimumalder er dermed lik som Enhet GI (sen pliocen).

En oppsummering av de antatte aldrene til enhetene i studieområdet vises i Figur 5.2. Enhet G0 er trolig omtrent 55.0-2.7 millioner år gammel, og Enhet GI har trolig en alder mellom 2.5 og 1.5 millioner år. Enhet GII er mest sannsynlig avsatt i tidsperioden mellom 1.5 og 0.2

millioner år, mens Enhet GIII mest sannsynlig er avsatt de siste 0.2 millioner år. Enhet GIV er antatt å ha blitt avsatt de siste 2.7 millioner år.

Det knyttes imidlertid en del usikkerheter til det kronostratigrafiske rammeverket etablert i denne oppgaven. Det er kun Enhet G0 og Enhet GIV som kan korreleres direkte fra DSDP brønn 343 til de seismiske profilene i Lofotenbassenget. Sekvensgrensene til enhetene GI, GII og GIII er ikke korrelert til tilgjengelige brønner i denne studien. Sekvensgrensene er derimot tidligere korrelert til ODP brønn 986 på Svalbardmarginen som anslår aldre for enhetene GI, GII og GIII (Butt et al., 2000). Det er imidlertid knyttet usikkerheter i å korrelere sekvensgrenser langs hele Svalbardmarginen og ned til Barentshavmarginen. Innhenting av dype kjerner og datering av enhetene i studieområdet er imidlertid nødvendig for å underbygge det kronostratigrafiske rammeverket presentert i oppgaven.



Figur 5.2. Kronostratigrafi over de tolkede enhetene i dette studieområdet.

5.2 Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø

Lofotenbassenget oppbevarer det geologiske arkivet over skrånings- og dyphavsprosessene som har vært aktive i studieområdet gjennom kenozoisk tid. De seismostratigrafiske enhetene i studieområdet viser tegn til omfattende endring i avsetningsmiljøet gjennom kenozoisk tid.

5.2.1 Enhet G0 (55-2.7 millioner år):

I følge litologibeskrivelsen av DSDP brønn 343 (Shipboard Scientific Party, 1976) og brønn 7216/11-1S (Ryseth et al., 2003) består Enhet G0 av slam (mud) med oozelag nær Vøringplataet, og sand og leire/slam med karbonat avsetninger på kontinentalhyllen i Barentshavet (Tabell 4.5). Den finkornede litologien til Enhet G0 i DSDP brønn 343 tyder på lav strømstyrke og et rolig avsetningsmiljø. Litologien til Enhet G0 i brønn 7216/11-1 tyder også på et generelt rolig avsetningsmiljø, med periodevis avsettelse av sand.

Tidligere studier viser at sørvestlige Barentshavet og Lofotenbassenget mest sannsynlig bestod av dypmarine forhold gjennom eocen tid med avsetning av marine slam- og kalkstein (Fig. 3.8) (Dalland et al., 1988; Faleide et al., 1993; Ryseth et al., 2003). I midt eocen forekom det sannsynligvis derimot avsetning av betydelige mengder sand ved massebevegelser i et dypmarint miljø sørvest i Barentshavet (Fig. 3.8) (Ryseth et al., 2003). Ryseth et al. (2003) og Eidvin et al. (1998) argumenterte for grunnmarine forhold gjennom oligocen og miocen tid, med avsetning av finkornede sedimenter på vestlige Barentshavmarginen (Fig. 3.8). Endringen fra dypmarine til grunnmarine forhold på grensen mellom eocen og oligocen er antatt til å være relatert til initieringen av havbunnspredding langs eggakanten av vestlige Barentshavet og heving av kontinentalhyllen (Eidvin et al., 1998; Ryseth et al., 2003). Det er også observert en endring fra dypmarint til grunnmarint avsetningsmiljø i Norskehavet gjennom eocen og miocen tid (Dalland et al., 1988; Martinsen et al., 1999). Avsetningsmiljøet i Lofotenbassenget er i denne oppgaven antatt til å ha vært dypmarint fra og med eocen tid.

Brønndata og tidligere studier støtter dermed tolkningen om at et dominerende rolig avsetningsmiljø har eksistert langs Barentshavmarginen, der havnivået har variert under avsetning av Enhet G0. Enhet G0 har en jevn sedimentmektighet i hele Lofotenbassenget, og de interne reflektorene i enheten draperer den underliggende havbunnskorpen (Fig. 4.11, Fig. 4.15, Fig. 5.4). Dette kan indikere at hemipelagisk sedimentasjon har dominert. Dette er også dokumentert tidligere på Vøringplataet i tidsperioden fra miocen til tidlig pliocen (Laberg et al., 2005a).

Den seismiske karakteren til Enhet G0 er karakterisert av parallelle og sub-parallelle reflektorer med lav (Facies F) til høy amplitude som lokalt er brutt av småskala forkastninger (Facies E) (Tabell 4.5). Blant andre har Nygård et al. (2005) tolket enheter med parallelle

reflektorer og laminerte facies til å representere hemipelagiske sedimenter. Den seismiske strukturen til Enhet G0 utelukker massebevegelser som opphavet til sedimentene, siden enheten ikke har en akustisk kaotisk karakter. Akustisk kaotisk karakter har blant andre blitt tolket av Solheim et al. (2005) til å representere avsetninger fra massebevegelser. Hjelstuen et al. (2007) tolket de pre-glasiale sedimentene i Lofotenbassenget til å bestå av hemipelagisk ooze fordi sedimentene var brutt opp av småskala forkastninger, som mest sannsynlig representerer polygonale forkastninger. Polygonale forkastninger forekommer kun i finkornede sedimenter (Cartwright, 2011) og det er derfor antatt at sedimentene i Enhet G0 består av hemipelagiske sedimenter (blir videre beskrevet senere i kapittel 5.2.1).

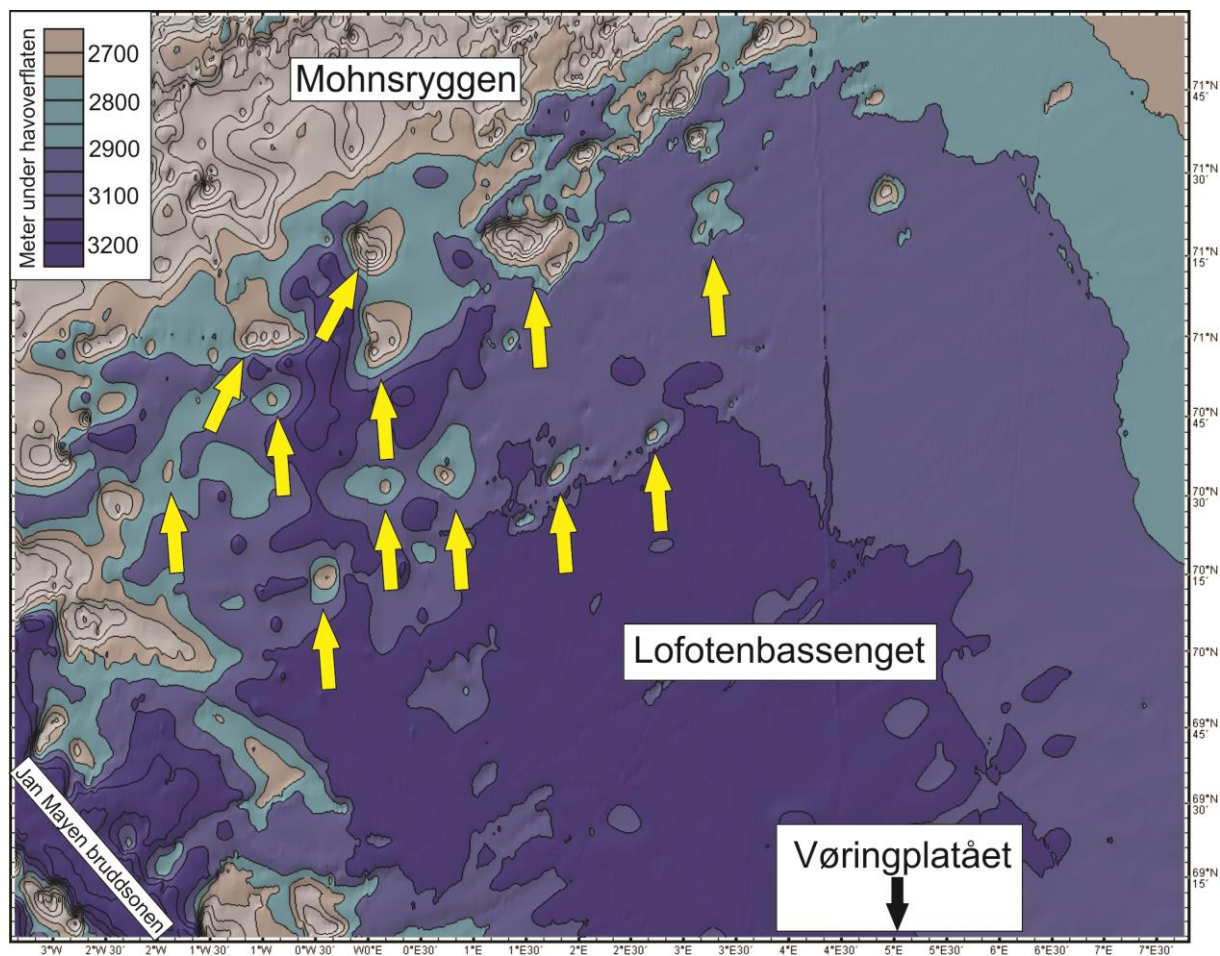
Liknende seismisk karakter som Underenhet G0-1 sin haugform (Fig. 4.15) har tidligere blitt tolket til å være konturittavsetninger (Hjelstuen et al., 2004; Laberg et al., 2005b). Enhet G0 sin øvre avgrensning, Reflektor R7, er en tydelig inkonformitet i Lofotenbassenget som kan tilsi betydelig erosjon av underliggende sedimenter. Dette kan indikere at sedimentene har blitt påvirket av havbunnsstrømmer i Lofotenbassenget. Innsynkningen av Grønland-Skottlanddryggen og åpningen av Framstredet i sen oligocen-midt miocen tid (Fig. 2.3), sammenfaller med tidsperioden som Enhet G0 trolig ble avsatt i. Dette førte til innstrømning og etablering av dyphavsstrømmer i Norske-Grønlandshavet (Miller og Tucholke, 1983; Thiede og Myhre, 1996; Stoker et al., 2005a), som trolig er en av årsakene til dannelsen av konturitter langs Norskemarginen og i Lofotenbassenget. De overnevnte observasjonene konkluder dermed at Enhet G0 ble avsatt i en periode (55-2.7 millioner år) som hovedsakelig var dominert av vertikale og langsgående sedimentære prosesser.

Oligocene og miocene sedimenter er ikke identifisert i DSDP brønn 343 (Shipboard Scientific Party, 1976). Dette kan tyde på erosjon i dette tidspunktet, da muligens av havbunnstrømmer. Det er identifisert flere haugformede mønstre i Enhet G0 i det vestlige Lofotenbassenget i tillegg til den identifiserte haugformede geometrien til Underenheten G0-1 (Fig. 4.15). Det er også observert reflektorer over og innad i Enhet G0 som lapper ned på andre reflektorer vest i Lofotenbassenget. Enhet G0 kiler i tillegg ut enkelte steder i vestlige Lofotenbassenget. Hjelstuen et al. (2007) har også identifisert karakteristiske haugformede mønstre og sekvensutkilinger i Lofotenbassenget, som delvis kan være relatert til langsgående prosesser. Disse identifiserte mønstrene er lokalisert i samme området vest i Lofotenbassenget, noe som kan indikere at havstrømmene i denne perioden kan ha vært del av et større sirkulasjonssystem som ligner på dagens regime (Fig. 2.4). De vestlige delene av

Lofotenbassenget kan dermed ha blitt påvirket av en havstrøm som likner den vestlige grenen av den norske Atlanterhavsstrømmen (NwAC) (Fig. 2.4). Konturittavsetninger er også identifisert i den nordlige delen av Nordsjøbassenget (Galloway et al., 1993), og på Vøringplataet fra miocen tid og fremover (Laberg et al., 2005b). Dette støtter et pre-pliocen avsetningsregime hvor sedimentene har blitt påvirket av strømmer, som korrelerer med de overnevnte observasjonene om erosjon i DSDP brønn 343. Konturittavsetninger er hovedsakelig dominert av finkornede sedimenter, noe som samsvarer med litologien til sedimentene i Enhet G0.

Siden Enhet G0 er antatt til å ha blitt avsatt ved vertikale og langsgående prosesser kan ikke en provenans av sedimentene bestemmes. Sedimentfordelingen til Enhet G0 viser veldig varierende mektigheter i Lofotenbassenget (Fig. 4.14, Fig. 5.4). Dette kan være et resultat av havbunnsforsenkninger og muligens avsetning av sedimentpakker som følge av lavere strømstyrke. Laberg et al. (2005b) argumenterte for større sedimentmektigheter i områder med lav strømhastighet som i bukter, på nedre kontinentalskråning, i skredarr, eller på lesiden av batymetriske forhøyninger. Enhet G0 sin mektighet i vestlige Lofotenbassenget tilsier å være større nord-øst og nord-vest for havbunnskorpeforhøyninger, og lavere sør-vest og sør-øst for dem. Hvis havstrømsystemet under avsetning av Enhet G0 var omtrent likt det en har i dag, vil den vestlige grenen av den norske Atlanterhavsstrømmen strømme nordøstover i dette området (Fig. 2.6). De batymetriske forhøyningene kan derfor ha senket strømstyrken slik at det har blitt avsatt mektigere sedimentpakker på lesiden av forhøyningene.

I Lofotenbassenget er det identifisert flere større havbunnsforhøyninger (Fig. 5.3). I de seismiske profilene står en av forhøyningene omtrent 370 meter over havbunnen, mens en annen står over 750 meter over havbunnen (basert på 1480 m/s hastighet i vannsøylen). Disse høydene forekommer kun som topper og er ikke langstrakt slik som Mohnsryggen. Mohnsryggen er kjent til å påvirke havbunnstrømmene i Norske-Grønlandshavet (Orvik og Nøttil, 2002). Det er foreslått i denne oppgaven at disse havbunnsforhøyningene muligens også kan ha påvirket havbunnsstrømmene og sedimentfordelingen i Lofotenbassenget.



Figur 5.3. Batymetriske kart over Lofotenbassenget. Gule piler viser lokaliteten til noen av havbunnsforhøyningene i vestlige del av Lofotenbassenget. Modifisert fra Geomapapp.

Enhet G0 viser tilstedeværelse av sub-parallele reflektorer som er brutt av tallrike småskala forkastninger (Facies E). Liknende seismisk mønster er tidligere beskrevet i miocen sedimenter i Nordsjøen (Cartwright, 1994), Norskebassenget (Andreassen, 2010), Mørebassenget (Berndt et al., 2003; Stuevold et al., 2003), Vøringbassenget (Shipboard Scientific Party, 1987; Berndt et al., 2003) og på Vøringmarginen (Hjelstuen et al., 1997; Hjelstuen et al., 2004). De tidligere studiene argumenterer for at denne typen deformasjonsstruktur representerer polygonale forkastningssystemer, som er begrenset til finkornede sedimenter. De sub-parallele reflektorene som er brutt av forkastninger innad i Enhet G0 i dette studiet antas derfor å representere polygonale forkastninger. De polygonale forkastningene er kun observert i Enhet G0 i hele studieområdet. Dette er forskjellig fra Vøringplatået, hvor det er identifisert polygonale forkastninger også i den sedimentære lagpakken av plio-pleistocen alder (Håland, 2012). Det er derimot observert noen forkastninger i Lofotenbassenget som bryter sedimentlagdelingen helt fra havbunnskorpen og opp til havbunnen, som er tolket til å ikke representere polygonale forkastninger (Fig.

4.16B, Fig. 4.33). De fleste av disse forkastningene er observert over havbunnskorpeforhøyninger, og kan være dannet ved at sedimentlagene bøyes om forhøyningene som følge av stadig overlaging. Forkastningene kan også ha blitt dannet ved vertikal bevegelse av havbunnskorpen (Breivik et al., 2008).

Siden de polygonale forkastningene både er begrenset til finkornede sedimenter og er organisert i et tredimensjonalt nettverk, utelukket Cartwright et al. (2003) tektonisk aktivitet som dannelsesmåte for forkastningene. Cartwright et al. (2003) argumenter for flere ulike modeller for dannelsen og utbredelsen av denne typen forkastninger. Den mest sannsynlige modellen er synerese, som er forbundet med utpressing av porevæske fra sedimenter tidlig etter sedimentbegravelse (Cartwright et al., 2003). I følge denne modellen blir de polygonale forkastningene dannet som volumsammentrekninger ved begravelse av vannholdige sedimenter. Sedimentene må være vannholdige og finkornede for at synerese skal forekomme. Kaiformasjonen på Vøringplatået er avsatt for 23-2.6 millioner år, som trolig korresponderer med øvre del av Enhet G0 (G0-1) i dette studiet. Kaiformasjonen er karakterisert av finkornede sedimenter med et høyt vanninnhold på opptil 70-80 % (Bryn et al., 2005b). Hvis de stratigrafisk øverste delene av Enhet G0 (G0-1) i denne oppgaven består av liknende sedimenter er synerese en mulig teori.

Cartwright (2011) argumenterte for diagenese av sedimentene som en viktig faktor for dannelse av polygonale forkastninger, blant annet i Vøringbassenget. Tidlig diagenese av leirrike sedimenter kan føre til skjærbrudd under lav belastning (Cartwright, 2011). Håland (2012) foreslo også dette som dannelsesmetode for de observerte polygonale forkastningene på Vøringmarginen. De mulige polygonale forkastningene i Lofotenbassenget kan derfor også ha blitt dannet ved diagenese av sedimentene i Enhet G0.

Breivik et al. (2008) publiserte en annen teori på hvordan Enhet G0 har fått sitt karaktertrekk. Breivik et al. (2008) argumenterte for en heving av havbunnskorpen og «underplating» nord for den østlige Jan Mayen bruddsonen i tidsperioden før midt miocen tid. Breivik et al. (2008) observerte korte reflektorer med høy amplitude som noen ganger kutter lagdelingen i nedre del av den sedimentære lagpakken i Lofotenbassenget og tolket reflektorene til å representere magmatiske intrusjoner. De magmatiske intrusjonene er antatt å være relatert til den nå utdødde Ægirryggen. Breivik et al. (2008) argumenterte for tilstedeværelse av smelte i astenosfæren etter at Ægirryggen døde ut og frem til sen miocen «underplating» (Breivik et

al., 2008). Den vertikale hevingen av havbunnskorpen kan ha ført til skråstilling og deformasjon av de avsatte sedimentene, som medførte de brutte og sub-parallele reflektorene observert i Enhet G0. Breivik et al. (2008) antok at sedimentene først ble avsatt horisontalt og draperte den eksisterende havbunnskorpetopografien før hevingen. Etter hevingen og deformasjonen fylte sedimentene igjen den nylige dannede topografien og dannet en regional inkonformitet (Reflektor R7) som skiller Enhet G0 og Enhet GIV (Fig. 4.11, Fig. 5.2). Det antas i denne oppgaven at en slik hevelse av havbunnskorpen har forekommet og kan ha påvirket sedimentene til en viss grad, men at de brutte reflektorene er dannet som følge av polygonale forkastninger. Det er videre antatt at Reflektor R7 ble dannet etter hevelsen av havbunnskorpen og ved initieringen av glasieringer på den nordlige halvkule.

Som en oppsummering antas det i dette studiet at Enhet G0 primært ble avsatt ved hemipelagisk sedimentasjon basert på den finkornede litologien til sedimentene. I Lofotenbassenget tyder seismiske data på påvirkning av langsgående prosesser ved havbunnstrømmer, mens ved Barentshavmarginen er det ikke observert noen bevis for dette. Sedimentene innad i Enhet G0 i Lofotenbassenget er antatt å ha blitt påvirket av polygonale forkastninger etter avsetning.

5.2.2 Enhet GI (2.7-1.5 millioner år)

Basert på DSDP brønn 343 og brønn 7216/11-1 S er Enhet GI antatt å være dominert av leire med mindre mengder sand og karbonat på Barentshavmarginen, og av leire og sandig leire med tilstedeværelse av grovkornede sedimenter (IRD) i Lofotenbassenget (Shipboard Scientific Party, 1976; Ryseth et al., 2003). Den finkornede litologien er antatt til å representere hemipelagisk og eller glasimarin sedimentasjon i et rolig avsetningsmiljø (Shipboard Scientific Party, 1976; Ryseth et al., 2003). Tilstedeværelsen av grus (IRD) i hele den avsatte plio-pleistocen enheten (Enhet GIV) ved DSDP brønn 343 indikerer at enhetene GI, GII og GIII ble avsatt i en periode med omfattende glasieringer på den nordlige halvkule (Shipboard Scientific Party, 1976).

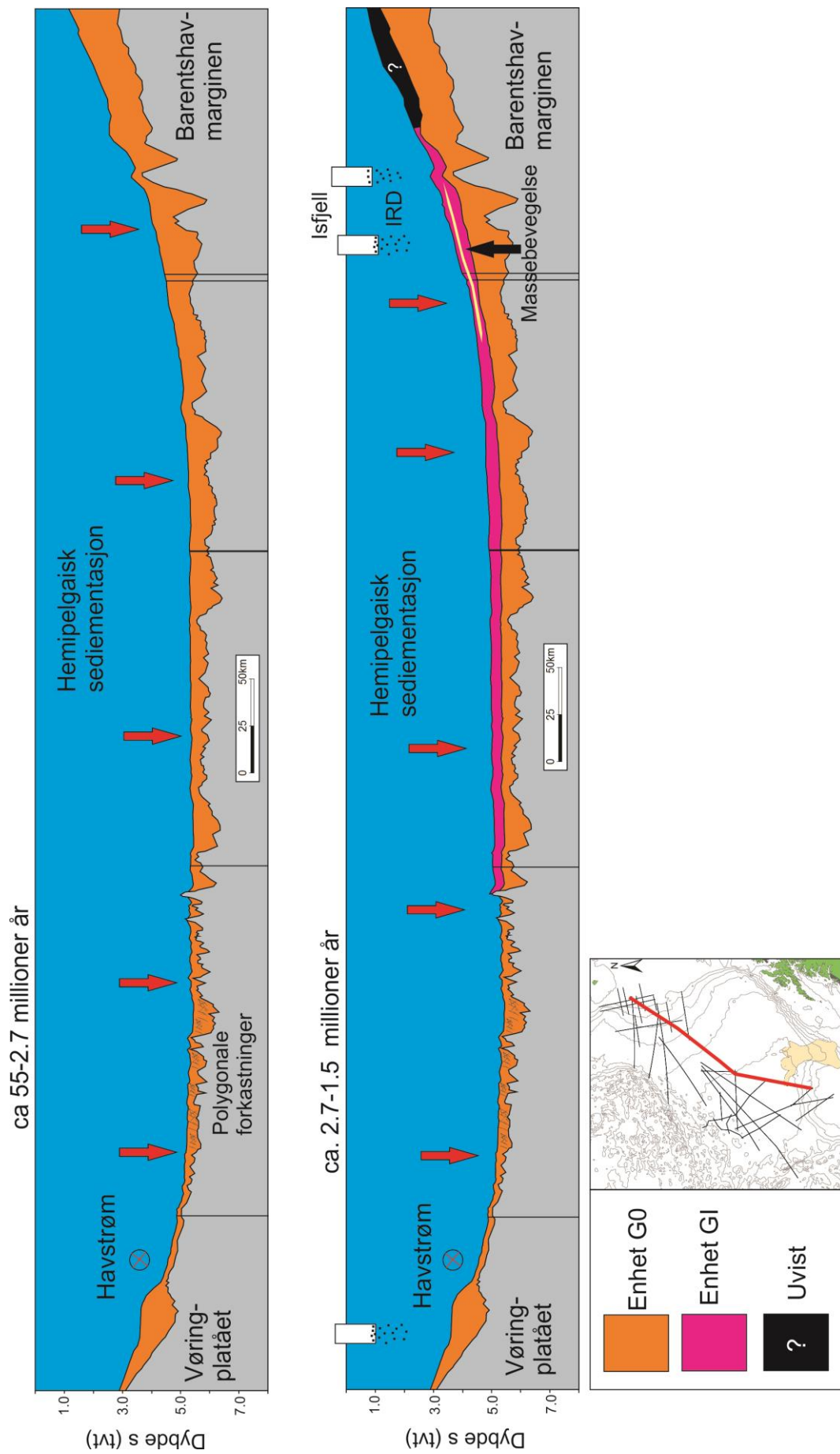
Enhet GI har en tydelig forskjellig seismisk karakter sammenlignet med den stratigrafiske underliggende Enhet G0. Dette kan reflektere en endring i avsetningsmiljøet som trolig er forbundet med initieringen av de omfattende glasieringene på den nordlige halvkule. På Vøringplatået og i Norskebassenget er en liknende seismisk endring observert (STRATAGEM Partners, 2003; Stoker et al., 2005c), der bunn Naust inkonformiteten (BNU)

skiller pre-glasiale fra glasiiale sedimenter. BNU sin alder er anslått til å være mellom 2.7 og 1.7 millioner, og kan dermed korreleres til Reflektor R7. Stratigrafisk under BNU er sedimentene på Vøringplataet lokalt haugformet, slik som det også er påvist i Lofotenbassenget i dette studiet. Observasjoner fra dyphavskjerner på Vøringplataet støtter endringen i seismisk karakter, med en betydelig økning i IRD ved 2.74 millioner år som indikerer en vesentlig vekst av isdekker (Jansen et al., 2000; Flesche Kleiven et al., 2002).

De kontinuerlige og parallelle til sub-parallele reflektorene med lav til moderat amplitude (Facies B) som dominerer Enhet GI er foreslått til å representere en hemipelagisk og/eller glasimarin opprinnelse. Hjelstuen et al. (2007) har også tolket liknende facies til å representere samme type sedimenter.

Laberg et al. (2010) tolket Enhet GI fra Faleide et al. (1996) langs den sørvestlige Barentshavmarginen til å være dominert av distale glasimarine sedimenter. Sedimentene er antatt å ha blitt avsatt fra smeltevann, som resulterte i et akustisk laminert mønster (Laberg et al., 2010). Dette stemmer overens med den seismiske karakteren til dette studiets Enhet GI. Laberg et al. (2010) argumenterer også for at undersjøiske kanaler, dannet av turbiditetsstrømmer, er et dominerende morfologisk element i Enhet GI. Tilstedeværelsen av sand i Enhet GI i brønn 7216/11-1 S kan derfor ha kommet fra turbiditetsstrømmer eller debrisstrømmer.

Mektigheten til Enhet GI er størst øst i det proksimale studieområdet, nær eggakanten til sørvestlige Barentshavet (Fig. 4.17, Fig. 5.4). Mektigheten til Enhet GI tynner også ut i Lofotenbassenget og GI er ikke kartlagt ved skråningen av Vøringplataet (Fig. 5.4). Dette kan indikere at det dominerende kildeområdet til sedimentene er Barentshavet. Størst mektighet ved skråningen til Barentshavet indikerer høyere sedimentasjonsrater i dette området og er trolig relatert til den korte avstand til isdekkene på kontinentalhyllen.



Figur 5.4. Fordeling og geologisk utvikling av Enhet G0 (øverst) og Enhet GI (nederst) i studiemrådet basert på NPD-HB-96-01, NPD-HB-96-02, NPD-HB-96-03, NPD-HB-96-04 og NPD-HV-96-1.

5.2.3 Enhet GII (1.5-0.2 millioner år)

Den seismiske strukturen til Enhet GII er mye mer dominert av akustisk kaotisk facies, enn den stratigrafisk underliggende Enhet GI. Lagpakker med akustisk kaotisk karakter i enheten viser mektigheter opp til 600 meter. Som tidligere nevnt kan akustisk kaotisk facies tolkes til å representere massebevegelser (Solheim et al., 2005). For rundt 1.5 millioner år siden er det antatt at det forekom en intensivering av glasiasjonene på den nordlige halvkule, der isdekkene nådde ut til eggakanten (Knies et al., 2009). IRD-målinger, tilstedeværelsen av skredavsetninger og storskala glasiiale lineasjoner støtter dette (Fronval og Jansen, 1996; Solheim et al., 1998; Butt et al., 2000; Andreassen et al., 2004). Mektigheten til Enhet GII er størst øst i det proksimale studieområdet, nær eggakanten til sørvestlige Barentshavet (Fig. 4.18). Lokasjonen samsvarer med munningen av Bjørnøyrenna. Dette kan indikere at store mengder sedimenter ble fraktet til eggakanten gjentatte ganger av isstrømmer i Bjørnøyrenna i det tidsrommet Enhet GII ble avsatt. Dette er også tidligere indikert av blant andre Laberg og Vorren (1996b) og Andreassen et al. (2007). De store mengdene sedimenter som ble avsatt på kontinentalskråningen i denne tidsperioden kan også være relatert til hevelse av Barentshavet over havnivå for rundt 1 million år siden (Butt et al., 2002). Dette førte trolig til økt erosjon og høy tilførsel av sedimenter til eggakanten.

Ved overgangen fra det proksimale til det distale studieområdet, viser lagpakker i øvre del av Enhet GII en linseformet facies (Facies D). Lagpakkene er karakterisert av et akustisk transparent («gjennomsiktig») mønster og i krysseksjon er lagpakkene ofte stablet på hverandre. Lagpakkene kiler ut og danner en linseform i de seismiske profilene (Fig. 4.27). Disse lagpakkene har en mektighet på opp til 100 meter og en lengde på opp mot 185 km (Fig. 4.24). Denne typen avsetninger er tidligere tolket til å representere glasiogene debrisstrømmer (GDFer) (Laberg og Vorren, 1995; King et al., 1998; Hjelstuen et al., 2007). GDFer er en direkte indikasjon på at isdekkene nådde eggakanten.

Tidligere tolkninger av GDF-avsetninger i Norske-Grønlandshavet konkluderer at de største GDFene er lokalisert nord på Bjørnøyviften (Vorren et al., 1998). GDF-avsetninger i dette området er tidligere identifisert til å ha en mektighet på mellom 5-50 m, og en lengde på mellom 100-200 km (Tabell 5.1). Til sammenlikning har de identifiserte GDF-avsetningene i denne studien en større mektighet, en liknende utbredelse og er lokalisert på nedre del av kontinentalskråningen til Barentshavet (Fig. 4.24). Hver kartlagte GDF-lobe er godt definert med en distinkt terminering (Fig. 4.27). GDF-avsetningene på Bjørnøyviften er sannsynligvis

adskilte hendelser hvor yngre debrisstrømmer blir styrt til siden for, eller mellom tidligere eksisterende debrisstrømmer (Laberg og Vorren, 2000b).

	Bjørnøyviften	Storfjordenviften	Isfjordenviften	Nordsjøviften	Scoresby Sundviften	Dette studiet
Bredde (km)	3-24	1-5	2-5	2-40	0.5-2	108
Mektighet (m)	5-50	15	10-30	15-30	5-15	5-100
Lengde (km)	100-200	50-100	10-20			185

Tabell 5.1. Sammenlikning av tidligere tolkede GDFer langs Norske-, Barents- og Svalbardmarginen med dette studiets GDFer.

De syv største GDFene identifisert i dette studiet (Fig. 4.24) er lokalisert like over og under øvre avgrensning av Enhet GII (Reflektor R1). Fire av GDFene (GDF 1, 2, 5 og 6) er lokalisert under Reflektor R1 (Enhet GII), og tre (GDF 3, 4 og 7) er lokalisert over (Enhet GIII). Flere mindre GDF-avsetninger er også observert over Reflektor R1. GDFene har relativt like stor mektighet og utbredelse over og under sekvensgrensen. Den stratigrafiske lokaliseringen indikerer at GDFene ble utløst for rundt 0.2 millioner år. For rundt 0.2 millioner år er det blitt dokumentert en økende sedimentasjonsrate (Hjelstuen et al., 2007) som virker å ha sammenheng med utbredelsen av GDF-avsetningene.

GDF 6 og 7 (Fig. 4.24) er tidligere identifisert av Hjelstuen et al. (2007), mens GDF 1-5 (Fig. 4.24) først er identifisert i dette studiet. GDF 1-5 befinner seg på opp til omtrent 180 m sedimentdyp og omtrent 200 km fra eggakanten. Laberg og Vorren (1995) brukte kun grunnseismikk, og tolket derfor bare de øverste sedimentene og GDF-avsetningene i den glasiiale sedimentpakken. De eldste GDFene er lokalisert 180 meter ned i sedimentpakken, og er antatt å ha en minimumsalder på 200 000 år. Til sammenlikning er tidligere GDFer på Bjørnøyviften estimert til å være utløst under siste glasiiale maksimum, det vil si yngre enn omtrent 20 000 år (Laberg og Vorren, 2000b).

Laberg og Vorren (2000b) observert at GDF-avsetninger som var lokalisert på 1000-1600 meter vanddyp på nordlige deler av Bjørnøyviften eroderte ned i stratigrafisk underliggende sediment. GDF 7 (Fig. 4.24) er lokalisert på 2500 meters vanddyp og har en eroderende egenskap. Erosjon ved bunnen av GDFer er også påvist på Nordsjøviften av Nygård et al.

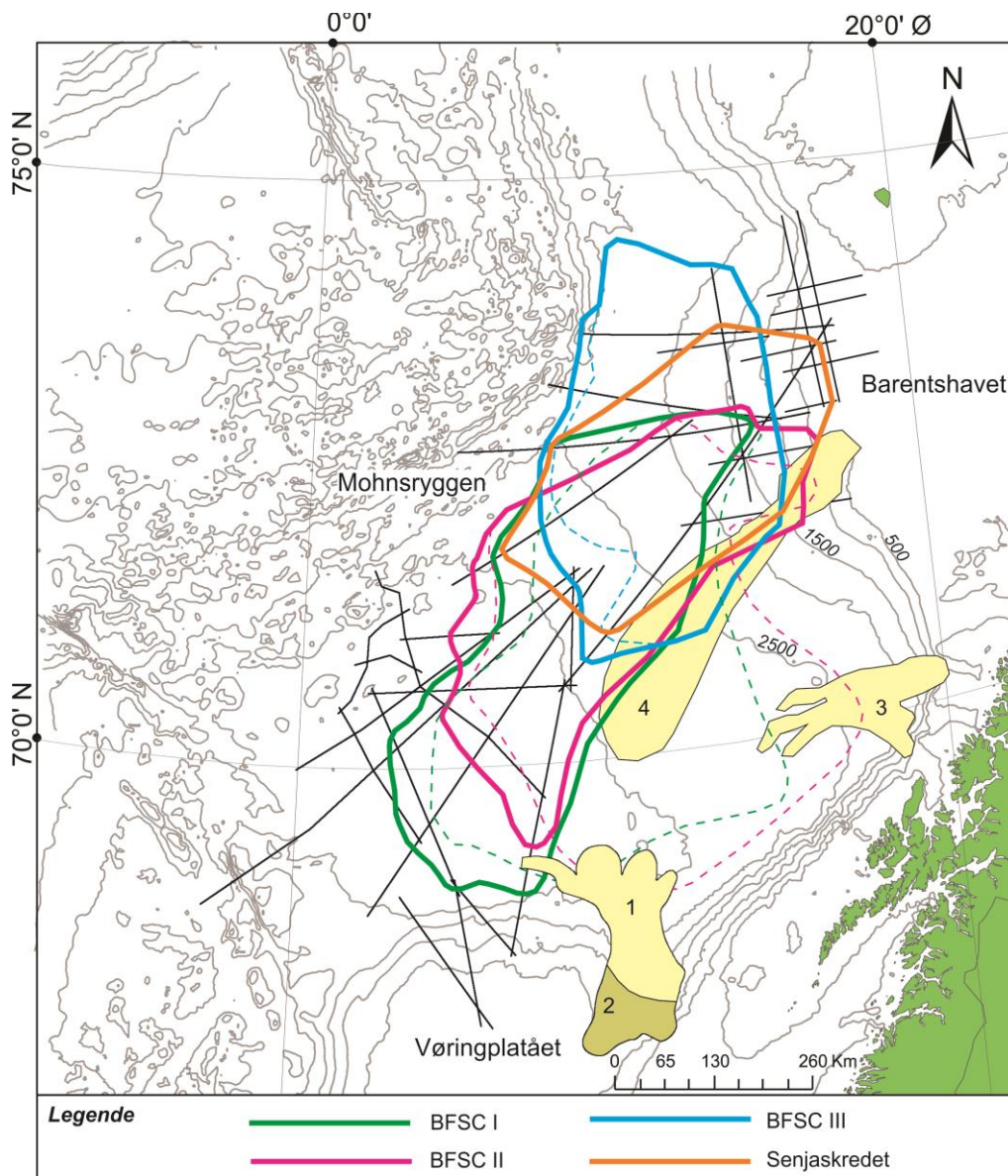
(2002). På nedre deler av den nordlige Bjørnøyviften var derimot sedimentene stratigrafisk under GDFene tilsynelatende uberørte (Laberg og Vorren, 2000b). GDFene observert på nedre deler av kontinentalskråningen i denne studien viser også ingen eroderende egenskaper. Den store utstrekningen av noen av de større GDFene og mangel på erosjon på nedre deler av kontinentalskråningen er sannsynligvis grunnet hydroplaning (Laberg og Vorren, 2000b).

Laberg og Vorren (1996a) foreslo at GDF-avsetningene har opphav fra bunnmorene som ble transportert til eggakanten under glasiasjonsmaksimum, og deretter transportert ned skråningen av debris- eller turbiditetsstrømmer. Bowles et al. (2003) foreslo derimot at sedimentene opprinnelig ble avsatt som smeltevannsplumer som senere ble skjøvet av en framrykkende isfront utenfor eggakanten og genererte GDFene. ¹⁴C dateringer og oksygenisotop-analyser fra de øverste debrislobene på viftene langs Norske-Barentshavmarginen støtter at GDF-avsetningene har blitt utløst under perioder med glasiiale maksimum (Elverhøi et al., 1995; Laberg og Vorren, 1995; King et al., 1996). I denne studien er det antatt at GDFene ble opprinnelig avsatt som bunnmorene som har blitt skjøvet utenfor eggakanten, og senere blitt transportert nedover skråningen som en massebevegelse. Det er sannsynlig at GDFene ble utløst som en konsekvens av en økende ustabilitet som følge av høye sedimentasjonsrater på den øvre kontinentalskråningen.

Lagpakkene med akustisk kaotisk facies er karakterisert av usammenhengende og kaotiske reflektorer med lav til moderat amplitude. Disse lagpakkene eroderer ofte ned i underliggende lag og kutter blant annet reflektorene R2, R3 og R4 i studieområdet. Øvre avgrensning av lagpakkene er også ofte irregulære, samt en av lagpakkene viser en tydelig erosjonskant i det proksimale studieområdet. Denne karakteristiske seismiske faciesen, den irregulære øvre avgrensningen og relasjonen til erosjon indikerer at denne typen avsetninger representerer massebevegelser. Massebevegelser observert i denne oppgaven er ofte avgrenset av kontinuerlige, parallelle reflektorer med medium til høy amplitude (Fig. 4.20, Fig. 4.28). Det indikerer et periodevis rolig avsetningsmiljø før og etter at massebevegelser har funnet sted, med trolig hemipelagisk og/eller glasimarin avsetning.

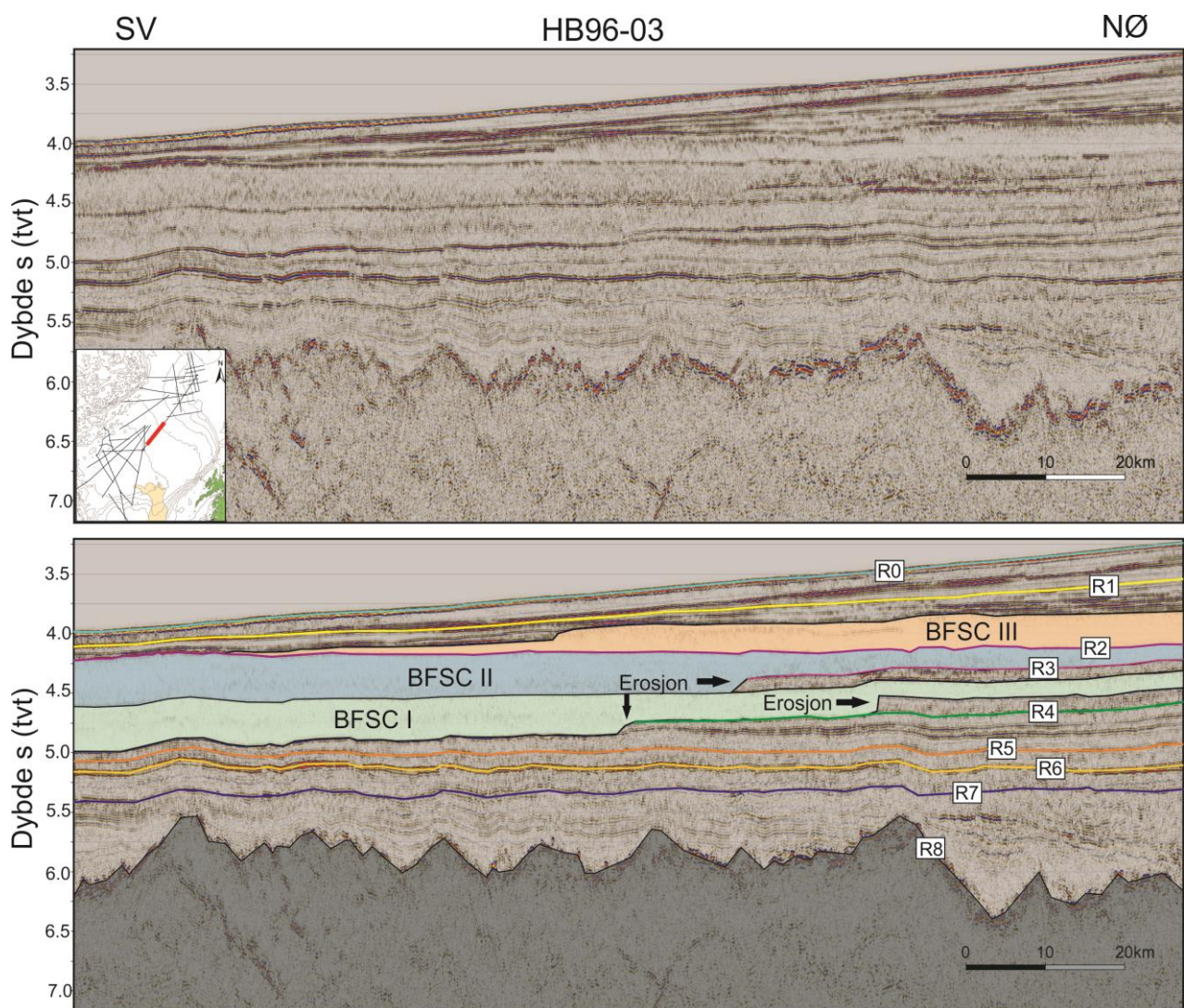
Lagpakkene med massebevegelser i enheten strekker seg over hele studieområdet (Fig. 5.5). I Enhet GII er det kartlagt tre mektige lagpakker som representerer skred (Fig. 5.6). De to stratigrafisk eldste av skredene har omtrent like stor utbredelse og har mektigheter opp til 500 meter (Fig. 5.5, Fig. 5.6). Det stratigrafisk yngste skredet er noe mindre i areal og mektighet

enn de to eldre skredene, og er hovedsakelig observert i det proksimale studieområdet (Fig. 5.5). Det er derimot identifisert et skredarr for det yngste skredet, som ikke er observert for de to eldre. Lagpakkene sammenfaller med Hjelstuen et al. (2007) sin tolkning av Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC), som består av tre storskala skred, BFSC I-III. Det stratigrafisk nederste skredet identifisert i denne oppgaven sammenfaller med BFSC I, som er estimert til å ha blitt utløst mellom 1.0 og 0.78 millioner år. Det kartlagte skredet som er lokalisert stratigrafisk over BFSC I korreleres til BFSC II, som er antatt å ha blitt utløst mellom 0.78 og 0.5 millioner år. Det yngste skredet korreleres til BFSC III og har blitt antatt til å ha en alder på mellom 0.5 og 0.2 millioner år.



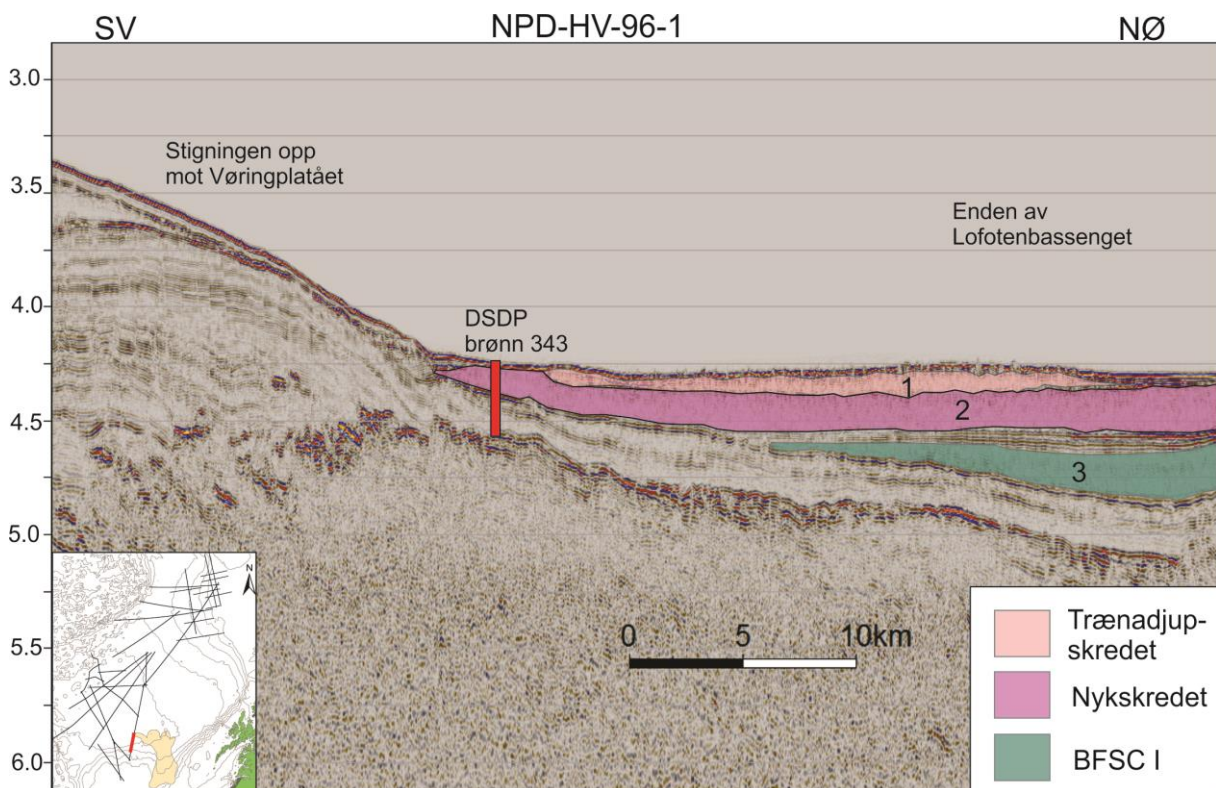
Figur 5.5. Oversikt over massebevegelser i studieområdet. Stiplede linjer viser utbredelsen av det tidligere tolkede Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC I-III) fra Hjelstuen et al. (2007). Skred 1: Trænadjupskredet, Skred 2: Nykskredet, Skred 3: Andøyaskredet, Skred 4: Bjørnøyaskredet. Sorte linjer viser de seismiske linjene tilgjengelig i dette studiet. Grå batymetriske linjer vises i meter.

Avstanden mellom de seismiske linjene er relativt stor i studieområdet, og det er derfor usikkerheter rundt tolkningen av skredenhetene. Det foreslås likevel i dette studiet at BFSC I-III kiler ut lenger mot sørvest enn hva som er kartlagt tidligere (Fig. 5.5). Dette er også tidligere foreslått av Håland (2012). De tre storskala skredenhetene BFSC I-III er alle betraktelig større enn Storeggaskredkomplekset, som tidligere var antatt til å være det største skredet langs den nord-østlige Atlanterhavsmarginen. BFSC I-III ble mest sannsynlig utløst som følge av hurtig avsetning av glasiale sedimenter, sammen med en utløsende mekanisme som jordskjelv (Hjelstuen et al., 2007).



Figur 5.6. Øvre: Seismisk profil uten tolkning i enden av det proximale studieområdet. Lokaliteten er vist med rød strek i kartet i venstre hjørnet Nederst: Det samme seismiske profilet med tolkning av storskala-skredene BFSC I-III og Reflektorene R8-R0. BFSC I og II viser erosiv karakter.

Ved DSDP brønn 343 er det observert tre lagpakker, Skred 1, 2 og 3, med akustisk kaotisk karakter (Fig. 4.29, Fig. 5.7). Borekjernebeskrivelsen av DSDP brønn 343 bekrefter at sedimentene i kjernen er påvirket av massebevegelse ved at sedimentene er omarbeidet (Shipboard Scientific Party, 1976). Det yngste kartlagte skredet, Skred 1, er lokalisert nær havbunnen (Fig. 5.9). Laberg har sammen med andre forskere identifisert flere skred i dette området (Laberg og Vorren, 2000a; Laberg et al., 2002; Lindberg et al., 2004), og det stratigrafiske nivået til Skred 1 observert i dette området sammenfaller med det øverste identifiserte skredet til Laberg. Laberg og Vorren (2000a) daterte dette skredet, som er blitt navngitt Trænadjupskredet, til å være 4000 år gammel basert på ^{14}C -dateringer fra sedimentkjerner i området. Skred 1 er kartlagt i samme området som Trænadjupskredet, og korreleres til dette (Fig. 5.5, Fig. 5.7). Den seismiske dekningen av skredet er derimot dårlig. Dette gjør det ikke kan konkluderes med at Skred 1 er det tidligere kartlagte Trænadjupskredet. Skred 1, som er det antatte Trænadjupskredet i denne studien, kiler ut mot Vøringplatået i sør-vest og mot Lofotenbassenget i nord-øst, og er derfor foreslått til å ha initiert i øst. Det er antatt at jordskjelv, som følge av landhevingen av Fennoskandia etter den siste istiden utløste Trænadjupskredet (Laberg og Vorren, 2000a).

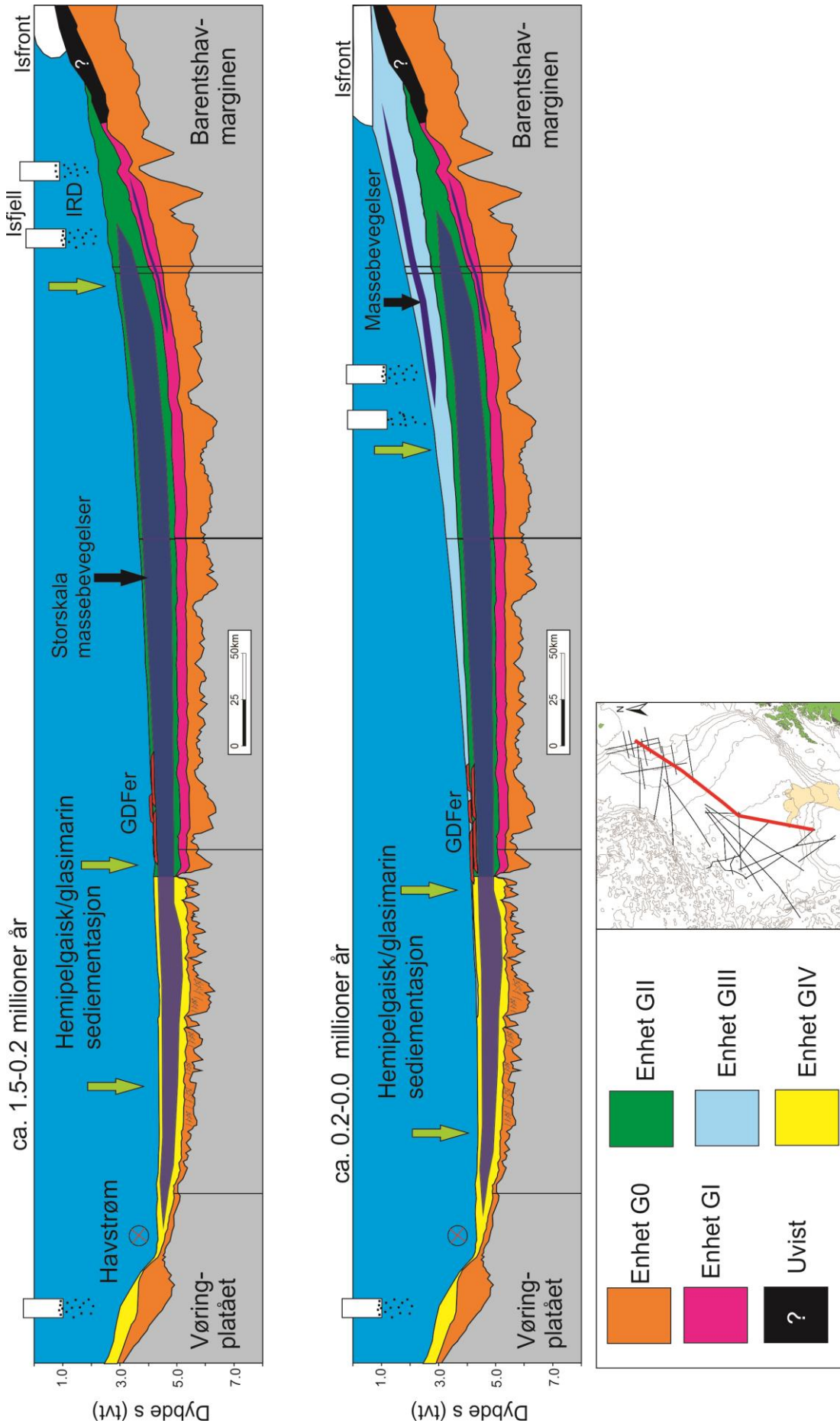


Figur 5.7. Massebevegelser ved foten av stigningen opp til Vøringplatået. Lokaliteten er vist med rød strek i kartet i venstre hjørne. Det seismiske profilet er vist uten tolkning i Figur 4.29.

Stratigrafisk under det antatte Trænadjupskredet er det observert to eldre sedimentpakker med kaotisk karakter, Skred 2 og Skred 3 (Fig. 5.7). Disse sedimentpakkene kiler også ut mot Vøringplataet. Skred 3 øker derimot i mektighet mot Lofotenbassenget, mens Skred 2 strekker seg omtrent 70 km ut i Lofotenbassenget før det kiler ut. Skred 3 er det tidligere tolkede BFSC I (Hjelstuen et al., 2007). Skred 2 er tidligere foreslått til å representere Nykskredet (Håland, 2012). Nykskredet ble utløst i samme området som Trænadjupskredet for omtrent 16 000 år siden (Lindberg et al., 2004) og er derfor eldre enn Trænadjupskredet, noe som sammenfaller med den stratigrafiske lokasjonen til Skred 1 og 2. Det er derfor foreslått at Skred 2 korresponderer til Nykskredet. Mektigheten og utbredelsen til det antatte Nykskredet er mye større enn det antatte Trænadjupskredet i området. Dette kan indikere at Nykskredet var en større skredhendelse i dette området enn det Trænadjupskredet var, og at Nykskredet strekker seg mer nordvest i Lofotenbassenget enn det Trænadjupskredet gjør. Den korte alderen mellom Nykskredet og Trænadjupskredet støtter videre denne antagelsen. Det kan derimot ikke konkluderes da skredet kun er lokalisert på to seismiske linjer i denne studien. Nykskredet er mest sannsynlig utløst ved lasting og avlastning fra den Fennoskandiske isfronten.

5.2.4 Enhet GIII (0.2-0.0 millioner år)

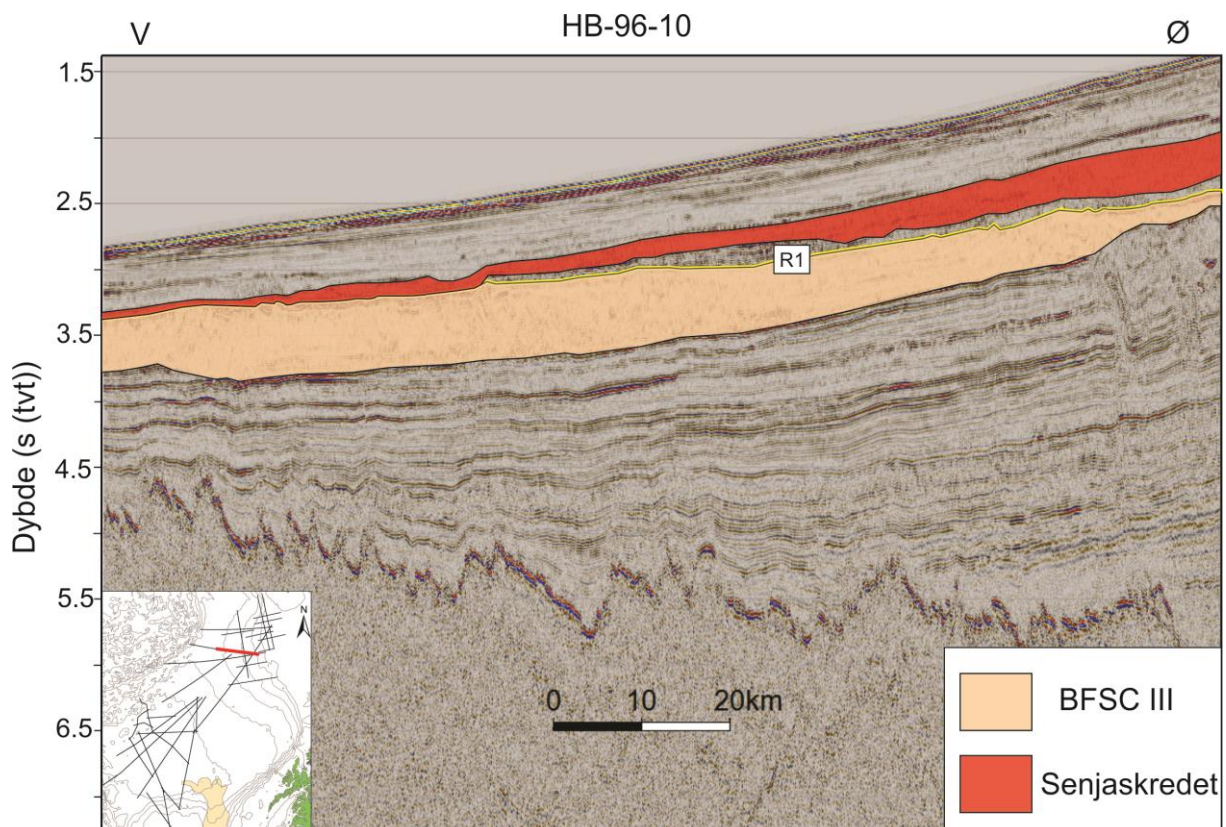
Den seismiske strukturen til Enhet GIII er dominert av parallelle reflektorer med lav amplitude og av stedvis transparente områder (Facies F). Parallelle reflektorer (Facies B) har tidligere i kapitlet blitt tolket til å representere hemipelagiske og/eller glasimarine avsetninger. De stedvise akustisk transparente områdene i Facies F tyder derimot på mer omarbeiding av sedimentene enn ved Facies B. I Lofotenbassenget penetrerer fallprøvekjernene GS134-01, GS134-02, GS134-03 og calypsokjernen GS07-148 den parallelle seismisk faciesen (Facies B) i øvre del av Enhet GIV som sammenfaller til Enhet GIII (Fig. 4.32, Fig. 4.33, Fig. 4.34). Kjernene indiker at den parallelle seismiske faciesen representerer alternerende turbiditter og hemipelagiske/glasimarine sedimenter. Sedimentene ved kontinentalskråningen ved Barentshavet er trolig mer omarbeidet enn i Lofotenbassenget og får dermed stedvis en mer transparent karakter. Enhet GIII ble trolig avsatt i en periode med høye sedimentasjonsrater (Hjelstuen et al., 2007) hvor sedimentene ble avsatt ved hemipelagisk og/eller glasimarin sedimentasjon og ble ofte omarbeidet av massebevegelser langs kontinentalskråningen.



Figur 5.8. Fordeling og geologisk utvikling av Enhet GII (øverst), Enhet GIII (nederst) og Enhet GIV i studieområdet basert på NPD-HV-96-1, NPD-HB-96-04, NPD-HB-96-03, NPD- HB-96-02, NPD-HB96-01.

I overgangen fra det proksimale til det distale studieområdet er fire linseformede, transparente kropper (Facies D) identifisert i Enhet GIII. Denne type facies er som tidligere nevnt antatt til å være GDFer.

Rett over Reflektor R1 er det kartlagt et skred som ikke er identifisert i tidligere studier. Skredet er i denne oppgaven navngitt «Senjaskredet» (Fig. 5.9). Skredet strekker seg omtrent 330 km ut fra eggkanten før det kiler ut (Fig. 5.5). Skredet har en maksimumsmektighet på omtrent 200 m, men har generelt en lav mektighet i forhold til de kartlagte skredene BFSC I-III. Siden skredet er observert i nedre del av Enhet GIII, like over Reflektor R1, estimeres skredet til å ha blitt utløst for 0.2-0.1 millioner år siden. Flere mekanismer kan ha utløst skredet. Sedimentasjonsrater opp til 310 cm/1000 år etter 0.2 millioner år (Hjelstuen et al., 2007) kan ha gitt et ustabil skråningsmiljø. En sannsynlig utløsende mekanisme for skredet kan være jordskjelv, som tidligere er foreslått for Bjørnøyaskredet og Bjørnøyavifteskredkomplekset (Kvamme og Hansen, 1989; Hjelstuen et al., 2007).



Figur 5.9. De kartlagte massebevegelsene BFSCIII og Senjaskredet.

5.2.5 Enhet GIV

Enhet GIV representerer enhetene GI-GIII og dermed den glasiiale sedimentpakken i den distale provinsen av studieområdet. Enhet GIV har varierende seismisk karakter både vertikalt i sedimentene og lateralt i studieområdet. I det proksimale studieområdet er den seismiske strukturen definert av kaotisk facies (Facies A) og svakt laminert til transparent facies (Facies F) (Fig. 4.20, Fig. 4.23). I det distale studieområdet er derimot den seismiske karakteren mer dominert av laminert facies (Facies B), spesielt i vestlige Lofotenbassenget (Fig. 4.16C). Ved foten av skråningen til Vøringplatået er derimot de glasiiale sedimentene karakterisert ved kaotisk facies (Fig. 5.7). Skredene BFSC I-III karakteriserer også store deler av de glasiiale sedimentene i det distale studieområdet (Fig. 4.11, Fig. 4.28, Fig. 5.8). Sedimentmektigheten til Enhet GIV øker betraktelig fra den distale til den proksimale provinsen av studieområdet (Fig. 4.25, Fig. 5.8), og som indikerer at de glasiiale sedimentene i studieområdet hovedsakelig har kommet fra vestlige Barentshavet. Den store mengden sedimenter i det proksimale studieområdet er avsatt over en relativ kort tidsperiode, 2.7 millioner år, noe som tilsier økt sannsynlighet for massebevegelser. Det er derfor antatt at den glasiiale enheten (Enhet GIV) i den proksimale provinsen av studieområdet er dominert av massebevegelser og omarbeiding av sedimenter. I den distale provinsen i studieområdet er sedimentasjonen derimot antatt å være dominerende hemipelagisk og/eller glasimarin. Avsetningsmiljøet til den distale provinsen er derfor antatt til å være dypmarin, siden hemipelagisk sedimentasjon trenger rolig vannforhold for å avsette sedimenter.

5.2.6 Sammenlikning av Enhet G0 og Enhet GIV (GI-GIII)

Den sedimentære lagpakken i hele studieområdet kan inndeles i to, der Enhet G0 stratigrafisk underligger Enhet GIV (GI-GIII). Enhet G0 er vist i dette studiet til å være svært forskjellig fra Enhet GIV.

Sedimentfordelingen av enhetene er ganske forskjellig. Enhet G0 viser seg å ha størst mektigheter ved foten av skråningen opp til Vøringplatået og ved Barentshavsmarginen (Fig. 5.5). Mektigheten til Enhet G0 er ujevn i dyphavet og øker marginalt mot Barentshavsmarginen (Fig. 5.5). Enhet GIV viser seg derimot å ha størst mektighet ved Barentshavsmarginen (Fig. 5.8). Den store mektigheten i Enhet GIV ved Barentshavsmarginen er avsatt over en relativ kort tidsperiode, noe som indikerer en høyere tilførsel av sedimenter i denne tidsperioden enn tidligere.

En likhet mellom Enhet G0 og GIV er at det har forekommet hemipelagisk sedimentasjon i begge enhetene gjennom de siste 55 millioner år. Begge enhetene har i denne oppgaven blitt antatt til å ha et periodevis dypmarint avsetningsmiljø. Avsetningene i Enhet G0 er påvirket av langsgående prosesser som havbunnsstrømmer i den distale provinsen av studieområdet. Dette er derimot ikke identifisert i det proksimale studieområdet. Enhet GIV er også trolig påvirket av havbunnsstrømmer i det distale studieområdet, da spesielt i vestlige provinsen av Lofotenbassenget. Heller ikke innad i Enhet GIV i det proksimale studieområdet er det observert påvirkning av langsgående prosesser.

Enhet GIV er dominert av massebevegelser og omarbeiding av sedimenter, mens innad i Enhet G0 er ingen skredhendelser observert. Dette indikerer en endring i avsetningsmiljøet, fra et rolig (dyp)marint miljø under avsetningen av Enhet G0, til et avsetningsmiljø med dominans av nedadrettede sedimentære prosesser under avsetningen av Enhet GIV.

I Lofotenbassenget er Enhet G0 karakterisert av polygonale forkastninger. Slike forkastninger er ikke identifisert i Enhet GIV. Det er derimot identifisert forkastninger i Lofotenbassenget som er tolket til å ikke være polygonale forkastninger. Disse forkastningene bryter lagdelingen i både Enhet GIV og Enhet G0. Slike forkastninger er ikke observert i den proksimale provinsen av studieområdet. Det er derfor antatt at disse forkastningene er dannet ved mindre, lokale hevinger av områder i Lofotenbassenget, som også er foreslått tidligere av Breivik et al. (2008).

Avsetningsmiljøet i den distale provinsen av studieområdet er antatt i denne studien å ha vært dypmarin gjennom avsetningen av Enhet G0 og Enhet GIV i de siste 55 millioner år. Den proksimale provinsen av studieområdet er derimot antatt å ha variert gjennom tid, fra dypmarint til grunnmarint som følge av hevinger av Barentshavet gjennom tid.

5.3 Sammenlikning av prosesser i studieområdet med Norskemarginen og Øst-Grønlandsmarginen

Den stratigrafiske settingen langs den sørvestlige Barentshavmarginen og i Lofotenbassenget er delvis sammenlignbar med den stratigrafiske settingen identifisert langs Norskemarginen og Øst-Grønlandsmarginen.

Langs Norskemarginen og i Norskebassenget er flere skredhendelser identifisert, blant annet Storeggaskredet (Fig. 2.8). Andreassen (2010) identifiserte også tre store begravde skred i Norskebassenget, liknende Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC I-III) i Lofotenbassenget. Disse skredene har sammenliknbare maksimale mektigheter og volum som BFSC I-III, og de to yngste av skredene i Norskebassenget er tolket til å ha forekommet i samme tidsperiode som BFSC I-III (Andreassen, 2010). Skredenes volum og tidspunkt har derfor trolig sammenheng med hyppigheten av eggakantglasiasjoner etter 1.0 millioner år.

Storskala massebevegelser er derimot ikke blitt observert på Øst-Grønlandsmarginen (Dowdeswell et al., 2002; Wilken og Mienert, 2006). Dette kan ha sammenheng med mer begrensede isframrykk med kortere varighet på Øst-Grønlandsmarginen (Wilken og Mienert, 2006). Den trolige mangelen av storskala skredhendelser langs Øst-Grønlandsmarginen har blitt knyttet til lave hastigheter av glasial sedimenttilførsel til eggakanten kombinert med hurtig nedadrettede transport (Dowdeswell et al., 2002). Grønlandsmarginen er derimot mindre dekket av multikanal seismikk og kjerner i forhold til Norskemarginen som gjør at storskala skredhendelser ikke kan utelukkes.

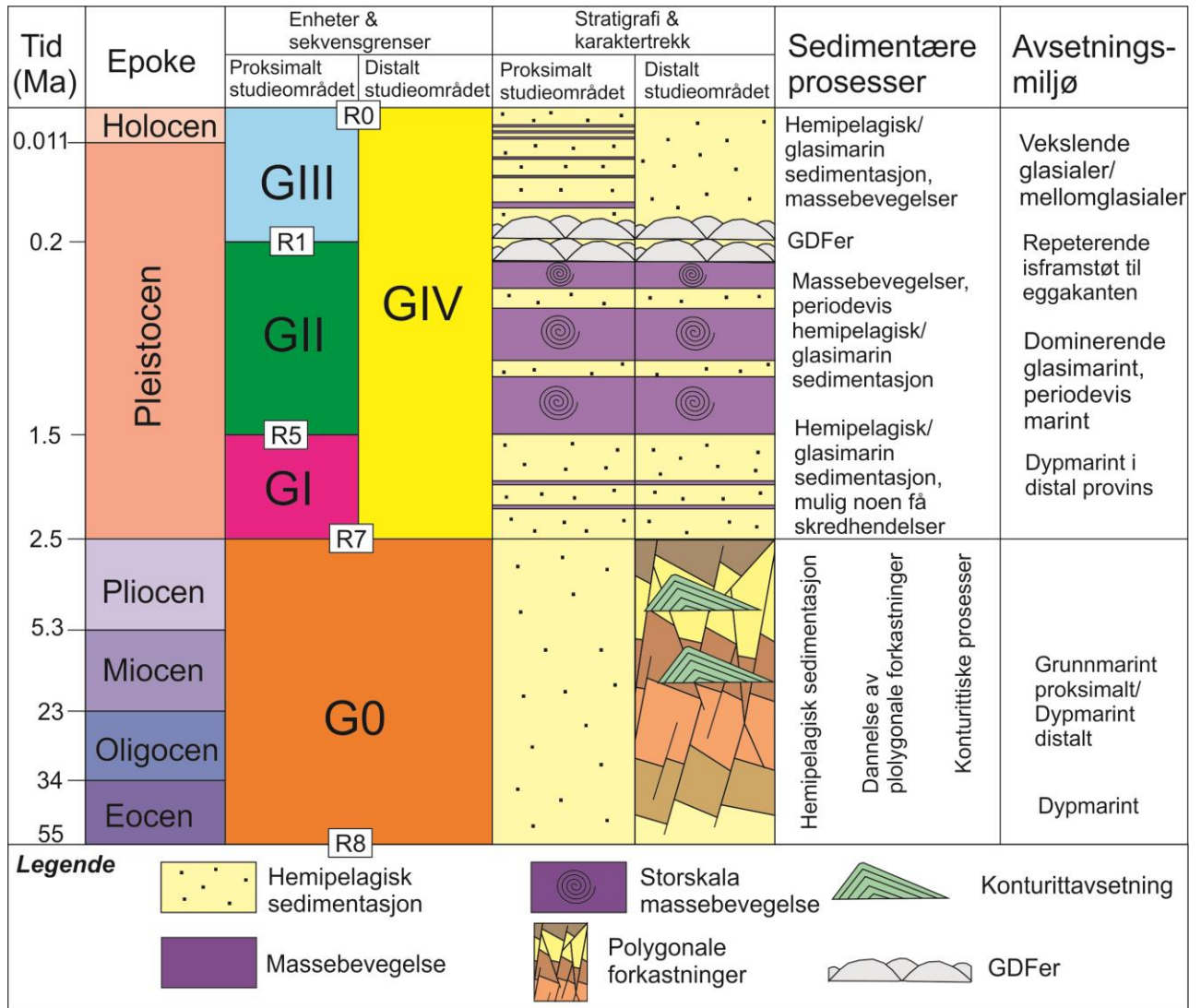
I studieområdet dominerer Bjørnøyviften den sedimentære lagpakken (Fig. 2.12), og på Norskemarginen er Nordsjøviften en stor traumunnvifte. På Øst-Grønlandsmarginen er kun en større traumunnvifte identifisert, Scoresbysundviften. Denne viften har mindre areal/volum sammenliknet med viftene på Norskemarginen og Barentshavmarginen. Dette kan indikere at isstrømmene og isdekkene langs Norskemarginen og Barentshavmarginen, som trolig førte til utbyggingen av traumunnviftene, hadde en større erosjonskapasitet, utbredelse og varighet enn langs Øst-Grønlandsmarginen. Tilstedeværelsen av GDFer i Grønlandsbassenget (Wilken og Mienert, 2006), uten at det har blitt bygget opp en traumunnvifte som Bjørnøyviften og Nordsjøviften, tilsier også dette.

De pre-glasiale sedimentene langs Norskemarginen viser også tilstedeværelse av polygonale forkastninger og konturittavsetninger, slik som Enhet G0 i Lofotenbassenget (Shipboard Scientific Party, 1976, 1987; Hjelstuen et al., 1997; Laberg et al., 2005a). Det indikerer at det miljøet som forekom under avsetningen av Enhet G0 i Lofotenbassenget, muligens også forekom i den samme tidsperioden langs Norskemarginen. Avsetningsmiljøet ved Øst-Grønlandsmarginen er antatt å ha vært mer forskjellig fra studieområdet enn det som er

observert langs Norskemarginen, men dette kan ikke konkluderes som følge av begrenset multikanals seismiske data og brønner langs Øst-Grønlandsmarginen.

5.4 Oppsummerende geologisk utviklingsmodell

Den geologiske utviklingen av enhetene G0-GIV, gjennom de siste 55 millioner år, er skjematisk fremstilt i Figur 5.10. I perioden 55-2.7 millioner år er det antatt at hemipelagisk sedimentasjon dominerte (Fig. 5.10). Fra og med midt miocen tid ble det etablert dyphavsstrømmer i Norske-Grønlandshavet som påvirket sedimentene i studieområdet og dannet konturittavsetninger (Fig. 5.10). Polygonale forkastninger karakteriserer også sedimentene i det distale studieområdet i denne tidsperioden. De polygonale forkastningene er trolig dannet ved synerese og/eller diagenetiske prosesser. Avsetningsmiljøet er trolig gått fra å være dypmarint i tidlig eocen tid til grunnmarint i oligocen tid i det proksimale studieområdet som følge av en hevelse hendelse av Barentshavet og begynnende havbunnsspredning langs Knipovichryggen. I det distale studieområdet har avsetningsmiljøet trolig vært dypmarint gjennom avsetningen av hele den sedimentære lagpakken (Enhet G0-Enhet GIV). Rundt 2.7 millioner år forekom det en omfattende endring i avsetningsmiljøet representert ved initieringen av glasiasjoner på den nordlige halvkule. Dette førte til høyere sedimentasjonsrater og avsetning av glasimarine sedimenter ved kontinentalskråningen til Barentshavet. Ved 1.5 millioner år nådde isdekkene på Norskemarginen og Barentshavmarginen eggakanten og tilførte store mengder sedimenter til kontinentalskråningen på kort tid. Barentshavet var også trolig hevet over havnivå rundt for rundt 1 million år siden, som resulterte i høye erosjonsrater (Butt et al., 2002). Sammen med blant annet jordskjelv førte dette til storskala massebevegelser (BFSC I-III) i studieområdet (Fig. 5.10). Rundt 0.2 millioner år ble syv større GDFer avsatt på nedre del av kontinentalskråningen av Barentshavet (Fig. 5.10). I samme tidsperiode er det identifisert et skred som strekker seg 330 km fra eggakanten (Senjaskredet). Dette er trolig et resultat av repeterende isframstøt til eggakanten og sedimentasjonsrater opp til 310 cm/1000 år (Hjelstuen et al., 2007). Vekslende hemipelagisk og/eller glasimarin sedimentasjon og massebevegelser har trolig forekommet etter denne tidsperioden og frem til i dag.



Figur 5.10. Oppsummerende geologisk utviklingsmodell for studieområdet.

6. KONKLUSJON

Basert på de tilgjengelige seismiske datasettene i denne oppgaven er den kenozoiske lagpakken i Lofotenbassenget og langs sørvestmarginen til Barentshavet studert. Det er identifisert to hovedenheter (Enhet G0 og Enhet GIV) i Lofotenbassenget, beskrevet som det distale studieområdet. I det proksimale studieområdet er det kartlagt fire hovedenheter (Enhet G0-GIII), hvor Enhetene GI-GIII kan korreleres med Enhet GIV i Lofotenbassenget. Avsetningene i Enhet G0 er avsatt i perioden mellom 55.0 og 2.7 millioner år (eocen-pliocen). Enhetene GI-GIV er tolket til å være avsatt de siste 2.7 millioner år (pleistocen-holocen).

- Enhet G0 opptrer i hele studieområdet og er karakterisert av hemipelagisk sedimentasjon i et dypmarint miljø. Sedimentasjonen har trolig vært påvirket av havstrømmer. I Lofotenbassenget forekommer konturittavsetninger relatert til åpningen av dyphavspassasjer. De karakteristiske polygonale forkastningene identifisert i Lofotenbassenget er sannsynligvis dannet ved synereose og/eller diagenese av sedimentene i Enhet G0. Avsetningsmiljøet for det proksimale studieområdet endret seg trolig i oligocen tid til et mer grunnmarint miljø som følge av hevelse av Barentshavet og begynnende havbunnsspredning langs Knipovichryggen.
- Enhet GI er kun kartlagt i det proksimale studieområdet og er avsatt etter initieringen av betydelige glasier på den nordlige halvkule (~2.7 millioner år). Enheten er karakterisert av hemipelagisk og/eller glasimarin sedimentasjon i et glasimarin miljø med muligens noen få og relativt små skredhendelser. Avsetningsmiljøet i det distale studieområdet forblir dypmarint under avsetningen av Enhet GI-GIV.
- Enhet GII er også kun kartlagt i det proksimale studieområdet og er avsatt i en periode hvor isdekkene på Norskemarginen og Barentshavmarginen nådde eggakanten (etter ~1.5 millioner år). Enhet GII er karakterisert av de tre skredene Bjørnøyavifteskredkomplekset (BFSC) I-III og av GDFer i enhetens øvre del. Hver av BFSC skredene har maksimumsmektigheter på mellom 500 og 600 meter. Den største GDF-avsetningen har en mektighet på 100 meter og en lengde på 185 km.
- Enhet GIII er kun kartlagt i det proksimale studieområdet og er avsatt i en periode med repeterende isframstøt til eggakanten. Flere mindre skred forekommer i det proksimale studieområdet i enheten, og et nytt skred er kartlagt på skråningen til Barentshavet. Skredet har en maksimumsmektighet på omtrent 200 meter og strekker seg 330 km fra eggakanten. Dette skredet blir i denne oppgaven navngitt Senjaskredet.

- Enhet GIV representerer Enhet GI-GIII i det distale studieområdet og er karakterisert av dominerende hemipelagisk sedimentasjon og tilstedeværelsen av BFSC I og BFSC II.
- Sammenlikning av Enhet G0 og Enhet GIV viser en endring i avsetningsmiljøet fra et rolig (dyp)marint miljø, til et miljø dominert av nedadrettede prosesser under avsetningen av Enhet GI-GIV. Begge enhetene varierer fra det proksimale til det distale studieområdet. Den preglasiale lagpakken (Enhet G0) er karakterisert ved hemipelagisk sedimentasjon i det proksimale studieområdet, mens i den distale provinsen av studieområdet er Enhet G0 karakterisert ved polygonale forkastninger og konturittavsetninger. Den glasiale lagpakken (enhetene GI-GIV) er karakterisert ved vekslende massebevegelser og hemipelagisk sedimentasjon i det proksimale studieområdet. I det distale studieområdet blir de glasiale sedimentene økende mer dominert av hemipelagisk sedimentasjon og mindre påvirket av skredhendelser. Lokal heving av havbunnsskorpen forekommer trolig også i noen områder i det distale studieområdet.
- En sammenlikning av prosesser på Barentshavmarginen, Norskemarginen og Øst-Grønlandsmarginen viser liknende sedimentære prosesser fra og med 55 millioner år. Norskemarginen er derimot mer lik Barentshavmarginen enn det Øst-Grønlandsmarginen er.

Videre arbeid

Innhenting av dype kjerner og bedre linjedekning i Lofotenbassenget, langs skråningen til Barentshavet, Lofoten og Vesterålen er av interesse for å få bedre forståelse av den sedimentære lagpakken. Dette vil gi en mer nøyaktig tolkning og bestemmelse av utbredelse, alder og volum av de forskjellige enhetene.

REFERANSER

- Aadneram, J. M., 2013. Turbiditter i Lofotenbassenget - stratigrafi, avsetningsmiljø, frekvens. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Andreassen, E. V., 2010. Kenosoiske sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Norskebassenget basert på 2D multikanals seismikk. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, 155 s.
- Andreassen, K., Nilssen, L. C., Rafaelsen, B., og Kuilman, L., 2004. Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics. *Geology*, 32, 729-732.
- Andreassen, K., Ødegaard, C. M., og Rafaelsen, B., 2007. 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, 151-169.
- Andreassen, K., Laberg, J. S., og Vorren, T. O., 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97, 157-177.
- Andreassen, K., og 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, 17-26.
- Berger, D., og Jokat, W., 2009. Sediment deposition in the northern basins of the North Atlantic and characteristic variations in shelf sedimentation along the East Greenland margin. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1321-1337.
- Berggren, W., og Schnitker, D., 1983. Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea. *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge. NATO Conference Series IV*, Plenum Press, New York, 495-548.
- Berndt, C., Büinz, S., og Mienert, J., 2003. Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow. *Geological Society of London, Special Publications*, 216, 283-290.
- Birks, H. H., Gulliksen, S., Haflidason, H., Mangerud, J., og Possnert, G., 1996. New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. *Quaternary Research*, 45, 119-127.
- Bowles, F. A., Faas, R. W., Vogt, P. R., Sawyer, W. B., og Stephens, K., 2003. Sediment properties, flow characteristics, and depositional environment of submarine mudflows, Bear Island Fan. *Marine geology*, 197, 63-74.
- Boyd, L. A., 1948. *The Coast of Northeast Greenland with Hydrographic Studies in the Greenland Sea*, American Geographical Society.
- Breivik, A. J., Faleide, J. I., og Mjelde, R., 2008. Neogene magmatism northeast of the Aegir and Kolbeinsey ridges, NE Atlantic: Spreading ridge-mantle plume interaction? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, 15 s.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Voring and More basins. *Geological Society Of London, Special Publication*, 167, 327-378.
- Brinker, C. J., og Scherer, G. W., 1990. *Sol-gel science: the physics and chemistry of sol-gel processing*, Academic Press, San Diego, CA, 908 s.
- Brown, A. R., 1999. Interpretation of three-dimensional seismic data, Tulsa, Oklahoma, *American Association of Petroleum Geologists*, 514 s.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A., og Kvalstad, T. J., 2005a. Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 11-19.

- Bryn, P., Berg, K., Stoker, M., Haflidason, H., og Solheim, A., 2005b. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 85-96.
- Butt, F., Elverhøi, A., Solheim, A., og Forsberg, C., 2000. Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results. *Marine Geology*, 169, 373-390.
- Butt, F. A., Drange, H., Elverhøi, A., Otterå, O. H., og Solheim, A., 2002. Modelling Late Cenozoic isostatic elevation changes in the Barents Sea and their implications for oceanic and climatic regimes: preliminary results. *Quaternary science reviews*, 21, 1643-1660.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., og Laberg, J., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213, 9-72.
- Cartwright, J. A., 1994. Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 11, 587-607.
- Cartwright, J. A., 1996. Polygonal fault systems: a new type of fault structure revealed by 3-D seismic data from the North Sea Basin. *AAPG Studies in Geology*, 42, 225-231.
- Cartwright, J., James, D., og Bolton, A., 2003. The genesis of polygonal fault systems: a review. *Geological Society of London, Special Publications*, 216, 223-243.
- Cartwright, J., 2011. Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1593-1610.
- Channell, J., Smelror, M., Jansen, E., Higgins, S. M., Lehman, B., Eidvin, T., og Solheim, A., 1999. Age models for glacial fan deposits off East Greenland and Svalbard (Sites 986 and 987), in: M.E. Raymo, E. Jansen, P. Blum, T.D. Herbert, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 162, 149-166.
- Dahlgren, K., og Vorren, T. O., 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology*, 193, 93-127.
- Dahlgren, T., Vorren, T. O., Stoker, M. S., Nielsen, T., Nygård, A., og Petter Sejrup, H., 2005. Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their formation and relationship to tectonics and climate. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1089-1110.
- Dalland, A., Worsley, D., og Ofstad, K., 1988. A Lithostratigraphic Scheme for the Mesozoic and Cenozoic and Succession Offshore Mid-and Northern Norway, Oljedirektoratet.
- Davies, R., Cartwright, J., Pike, J., og Line, C., 2001. Early Oligocene initiation of North Atlantic deep water formation. *Nature*, 410, 917-920.
- Doré, A., og Gage, M., 1987. Crustal alignments and sedimentary domains in the evolution of the North Sea, North-east Atlantic Margin and Barents Shelf. *Petroleum geology of north west Europe*, 2, 1131-1148.
- Dowdeswell, J., Cofaigh, C. Ó., Taylor, J., Kenyon, N., Mienert, J., og Wilken, M., 2002. On the architecture of high-latitude continental margins: the influence of ice-sheet and sea-ice processes in the Polar North Atlantic. *Geological Society of London, Special Publications*, 203, 33-54.
- Eidvin, T., og Riis, F., 1989. Nye dateringer av de tre vestligste borehullene i Barentshavet. Resultater og konsekvenser for den tertiære hevingen. *Norwegian Petroleum Directorate Contribution*, 27.
- Eidvin, T., Jansen, E., og Riis, F., 1993. Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: implications for the uplift and erosion history of the Barents Shelf. *Marine Geology*, 112, 109-131.

- Eidvin, T., Goll, R., Grogan, P., Smelror, M., og Ulleberg, K., 1994. En stratigrafisk undersøkelse av øvre del av brønn 7316/5-1 (Bjørnøya Vest). Undersøkt intervall: 567–1600 m (pleistocen-midtre eocen) Norwegian Petroleum, Directory Contrib, 81.
- Eidvin, T., Goll, R. M., Grogan, P., Smelror, M., og Ulleberg, K., 1998. The Pleistocene to Middle Eocene stratigraphy and geological evolution of the western Barents Sea continental margin at well site 7316/5-1 (Bjørnøya West area). Norsk geologisk tidsskrift, 78, 99-124.
- Eidvin, T., og Nagy, J., 1999. Foraminiferal biostratigraphy of Pliocene deposits at site 986, Svalbard Margin, in: M.E. Raymo, E. Jansen, P. Blum, T.D. Herbert, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 162, 3-17.
- Eldholm, O., og Windisch, C. C., 1974. Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea. Geological Society of America Bulletin, 85, 1661-1676.
- Eldholm, O., Skogseid, J., Sundvor, E., og Myhre, A. M., 1990. The Norwegian-Greenland Sea. The Geology of North America, 50, 351-364.
- Elverhøi, A., Andersen, E. S., Dokken, T., Hebbeln, D., Spielhagen, R., Svendsen, J. I., Sørflaten, M., Rørnes, A., Hald, M., og Forsberg, C. F., 1995. The growth and decay of the Late Weichselian ice sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. Quaternary Research, 44, 303-316.
- Elverhøi, A., Norem, H., Andersen, E., Dowdeswell, J., Fossen, I., Haflidason, H., Kenyon, N., Laberg, J., King, E., og Sejrup, H., 1997. On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian–Barents Sea continental margin. Geo-Marine Letters, 17, 119-125.
- Elverhøi, A., Hooke, R. L., og 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, 209-241.
- Engen, Ø., Faleide, J. I., og Dyreng, T. K., 2008. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. Tectonophysics, 450, 51-69.
- Faleide, J., Gudlaugsson, S., Eldholm, O., Myhre, A., og Jackson, H., 1991. Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea-Svalbard continental margin. Tectonophysics, 189, 73-89.
- Faleide, J. I., Vågnes, E., og 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, 186-214.
- Faleide, J. I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B. O., Andersen, E. S., og Vanneste, K., 1996. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin. Global and Planetary Change, 12, 53-74.
- Faleide, J. I., Kyrkjebø, R., Kjennerud, T., Gabrielsen, R. H., Jordt, H., Fanavoll, S., og Bjerke, M. D., 2002. Tectonic impact on sedimentary processes during Cenozoic evolution of the northern North Sea and surrounding areas. Special Publication, Geological Society of London, 196, 235-270.
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., Wilson, J., og Eldholm, O., 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. Episodes, 31, 82-91.
- Faugères, J.-C., Stow, D. A., Imbert, P., og Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology, 162, 1-38.
- Fiedler, A., og Faleide, J. I., 1996. Cenozoic sedimentation along the southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of the shelf. Global and Planetary Change, 12, 75-93.

- Flesche Kleiven, H., Jansen, E., Fronval, T., og Smith, T., 2002. Intensification of Northern Hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5–2.4 Ma)–ice-rafted detritus evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184, 213-223.
- Flower, B. P., og Kennett, J. P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 108, 537-555.
- Forsberg, C. F., Solheim, A., Elverhøi, A., Jansen, E., Channell, J., og Andersen, E. S., 1999. 17. The depositional environment of the western Svalbard margin during the Late Pliocene and the Pleistocene: sedimentary facies changes at Site 986, in: M.E. Raymo, E. Jansen, P. Blum, T.D. Herbert, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 162, 233-246.
- Fossen, H., og Gabrielsen, R. H., 2005. *Strukturgeologi*, Bergen, Fagbokforlaget, 375 s.
- Fronval, T., og Jansen, E., 1996. Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: evidence from the Iceland and Vøring Plateaus, in: J. Thiede, A.M. Myhre, J.V. Firth, G.L. Johnson, W.F. Ruddiman, *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 151, 455-468.
- Gabrielsen, R. H., 1990. *Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf: The Barents Sea Region*, Oljedirektoratet.
- Galloway, W., Garber, J., Liu, X., og Sloan, B., 1993. Sequence stratigraphic and depositional framework of the Cenozoic fill, central and northern North Sea Basin, *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference series*, 4, 33-43.
- Géli, L., 1993. Volcano-tectonic events and sedimentation since late Miocene times at the Mohs Ridge, near 72 N, in the Norwegian-Greenland Sea. *Tectonophysics*, 222, 417-444.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.-E., Sejrup, H. P., Løvlie, R., og Reither, E., 1991. Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf. *Marine Geology*, 101, 125-146.
- Haflidason, H., de Alvaro, M., Nygard, A., Sejrup, H., og Laberg, J., 2007a. Holocene sedimentary processes in the Andøya Canyon system, north Norway. *Marine Geology*, 246, 86-104.
- Haflidason, H., Hjelstuen, B., Nygård, A., Monsen, S., Mardal, I., Vaular, E., Johannessen, H., Chen, Y., og Harrison, T., 2007b. *Marine Geological Cruise Report from Møre Margin, Vøring Plateau, Lofoten Basin and Andøya Channel*. Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Halhjem, T., 2010. *Dyphavsvifteavsetninger (turbiditter) i Lofotenbassenget – stratigrafi, frekvens og prosesser*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Institutt for geovitenskap, s. 89.
- Hansen, B., og Østerhus, S., 2000. North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45, 109-208.
- Haug, G. H., og Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393, 673-676.
- Helmke, J. P., Bauch, H. A., og Erlenkeuser, H., 2003. Development of glacial and interglacial conditions in the Nordic seas between 1.5 and 0.35 Ma. *Quaternary science reviews*, 22, 1717-1728.
- Henrich, R., og Baumann, K.-H., 1994. Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 my: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108, 75-94.
- Hjelstuen, B. O., Elverhøi, A., og Faleide, J. I., 1996. Cenozoic erosion and sediment yield in the drainage area of the Storfjorden Fan. *Global and Planetary Change*, 12, 95-117.
- Hjelstuen, B. O., Eldholm, O., og Skogseid, J., 1997. Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings. *Marine Geology*, 144, 33-57.
- Hjelstuen, B., Eldholm, O., Faleide, J., og Vogt, P., 1999. Regional setting of Håkon Mosby mud volcano, SW Barents Sea margin. *Geo-Marine Letters*, 19, 22-28.

- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Berg, K., og Bryn, P., 2004. Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62 N–68 N. *Marine geology*, 213, 257-276.
- Hjelstuen, B. O., Eldholm, O., og Faleide, J. I., 2007. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 605-618.
- Håland, M., 2012. Vøringplataets skråning, karaktertrekk, sedimentære prosesser og avsetningsmiljø basert på 2D multikanals seismikk. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Institutt for geovitenskap, s 150.
- Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L., og Slettemark, B., 1988. Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 my, Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography*, 3, 563-581.
- Jansen, E., og Sjøholm, J., 1991. Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, 349, 600-603.
- Jansen, E., Raymo, M. E., og Blum, P., et al., 1996. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 162.
- Jansen, E., Fronval, T., Rack, F., og Channell, J. E., 2000. Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. *Paleoceanography*, 15, 709-721.
- Johnson, G. L., og Heezen, B. C., 1967. Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea, *Deep Sea Research and Oceanographic*, 14, 755-771.
- Kearey, P., Brooks, M., og Hill, I., 2002. An introduction to geophysical exploration, Oxford, Blackwell Science, VIII, 262 s.
- King, E. L., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Elverhøi, A., og Aarseth, I., 1996. Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides. *Marine Geology*, 130, 293-315.
- King, E., Haflidason, H., Sejrup, H., og Løvlie, R., 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, 152, 217-246.
- Knies, J., Matthiessen, J., Mackensen, A., Stein, R., Vogt, C., Frederichs, T., og Nam, S.-I., 2007. Effects of Arctic freshwater forcing on thermohaline circulation during the Pleistocene. *Geology*, 35, 1075-1078.
- Knies, J., Matthiessen, J., Vogt, C., Laberg, J. S., Hjelstuen, B. O., Smelror, M., Larsen, E., Andreassen, K., Eidvin, T., og Vorren, T. O., 2009. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 28, 812-829.
- Knutsen, S., Richardsen, G., og Vorren, T., 1993. Late Miocene-Pleistocene sequence stratigraphy and mass-movements on the western Barents Sea margin. *Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society Amsterdam*, 573-606.
- Krissek, L., 1989. Late Cenozoic records of ice-rafting at ODP Sites 642, 643, and 644, Norwegian Sea: onset, chronology, and characteristics of glacial/interglacial fluctuations, Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, 104, 61-74.
- Kristoffersen, Y., og Husebye, E. S., 1985. Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from US ice station Fram-IV. *Tectonophysics*, 114, 103-115.
- Kristoffersen, Y., 1990, On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway, *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, 63-76.
- Kuvaas, B., og Kristoffersen, Y., 1996. Mass movements in glaciomarine sediments on the Barents Sea continental slope. *Global and Planetary Change*, 12, 287-307.
- Kvamme, L. B., og Hansen, R. A., 1989, The seismicity in the continental margin areas of Northern Norway, *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, 429-440.

- Laberg, J., og Vorren, T., 1993. A late Pleistocene submarine slide on the Bear Island trough mouth fan. *Geo-Marine Letters*, 13, 227-234.
- Laberg, J., og Vorren, T., 1995. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough mouth fan. *Marine Geology*, 127, 45-72.
- Laberg, J., og Vorren, T., 1996a. The glacier-fed fan at the mouth of Storfjorden trough, western Barents Sea: a comparative study. *Geologische Rundschau*, 85, 338-349.
- Laberg, J., og Vorren, T., 1996b. The Middle and Late Pleistocene evolution and the Bear Island Trough Mouth Fan. *Global and Planetary Change*, 12, 309-330.
- Laberg, J., Vorren, T., og Knutsen, S.-M., 1999. The Lofoten contourite drift off Norway. *Marine geology*, 159, 1-6.
- Laberg, J., og Vorren, T., 2000a. The Trænadjupet Slide, offshore Norway—morphology, evacuation and triggering mechanisms. *Marine Geology*, 171, 95-114.
- Laberg, J. S., og Vorren, T. O., 2000b. Flow behaviour of the submarine glacial debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea. *Sedimentology*, 47, 1105-1117.
- Laberg, J., Vorren, T., Dowdeswell, J., Kenyon, N., og Taylor, J., 2000c. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian–Greenland Sea. *Marine Geology*, 162, 259-275.
- Laberg, J. S., Dahlgren, T., Vorren, T. O., Hafliðason, H., og Bryn, P., 2001. Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 22, 401-416.
- Laberg, J., Vorren, T. O., Mienert, J., Bryn, P., og Lien, R., 2002. The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters*, 22, 19-24.
- Laberg, J., Dahlgren, K., og Vorren, T., 2005a. The Eocene–late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 214, 269-285.
- Laberg, J. S., Stoker, M. S., Dahlgren, K., Haas, H. d., Hafliðason, H., Hjelstuen, B. O., Nielsen, T., Shannon, P. M., Vorren, T. O., og van Weering, T. C., 2005b. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1069-1088.
- Laberg, J. S., Andreassen, K., Knies, J., Vorren, T. O., og Winsborrow, M., 2010. Late Pliocene–Pleistocene development of the Barents Sea ice sheet. *Geology*, 38, 107-110.
- Laberg, J. S., Andreassen, K., og Vorren, T. O., 2012. Late Cenozoic erosion of the high-latitude southwestern Barents Sea shelf revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 77-88.
- Landvik, J. Y., Bondevik, S., Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J., Salvigsen, O., Siegert, M. J., Svendsen, J.-I., og Vorren, T. O., 1998. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration. *Quaternary Science Reviews*, 17, 43-75.
- Lekens, W., Sejrup, H., Hafliðason, H., Petersen, G., Hjelstuen, B., og Knorr, G., 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: origin, processes and regional linkage. *Marine Geology*, 216, 27-50.
- Leynaud, D., Mienert, J., og Vanneste, M., 2009. Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering mechanisms and preconditions to failure. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 618-632.
- Lindberg, B., Laberg, J., og Vorren, T., 2004. The Nyk Slide—morphology, progression, and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway. *Marine geology*, 213, 277-289.
- Lundin, E., og Doré, A., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the ‘passive’ margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 79-93.
- Mangerud, J., Jansen, E., og Landvik, J. Y., 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12, 11-26.

- Martinsen, O., Bøen, F., Charnock, M., Mangerud, G., og Nøttvedt, A., 1999. Cenozoic development of the Norwegian margin 60–64 N: sequences and sedimentary response to variable basin physiography and tectonic setting, Geological Society of London. Petroleum Geology Conference, 5, 293-304.
- McCave, I., Manighetti, B., og Beveridge, N., 1995. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature*, 374, 149-152.
- Miller, K. G., og Tucholke, B. E., 1983. Development of Cenozoic abyssal circulation south of the Greenland-Scotland Ridge. *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge*, 549-589.
- Mjelde, R., Breivik, A., Raum, T., Mittelstaedt, E., Ito, G., og Faleide, J., 2008. Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic. *Journal of the Geological Society*, 165, 31-42.
- Mork, M., og Duncan, R., 1993. Late Pliocene basaltic volcanism on the Western Barents Shelf margin: implications from petrology and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of volcanoclastic debris from a shallow drill core. *Norsk geologisk tidsskrift*, 73, 209-225.
- Mosar, J., og Torsvik, T., 2002. the BAT team. 2002. Opening of the Norwegian and Greenland Seas: plate tectonics in Mid Norway since the Late Permian. *BATLAS–Mid Norway Plate Reconstructions Atlas with Global and Atlantic Perspectives*, 48-59.
- Mudelsee, M., og Raymo, M. E., 2005. Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 20, 1-14.
- Myhre, A. M., og Eldholm, O., 1988. The western Svalbard margin (74–80 N). *Marine and Petroleum Geology*, 5, 134-156.
- Nansen, F., 1904. The bathymetrical features of the north polar seas: with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore-line, Longmans, Greenland.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., og King, E. L., 2002. Geometry and genesis of glacial debris flows on the North Sea Fan: TOBI imagery and deep-tow boomer evidence. *Marine Geology*, 188, 15-33.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., og Bryn, P., 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 71-84.
- Nygård, A., Sejrup, H., Haflidason, H., Lekens, W., Clark, C., og Bigg, G., 2007. Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology*, 35, 395-398.
- Orvik, K. A., og Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29, 1896.
- Pedrosa, M., Camerlenghi, A., De Mol, B., Urgeles, R., Rebesco, M., og Lucchi, R., 2011. Seabed morphology and shallow sedimentary structure of the Storfjorden and Kveithola trough-mouth fans (north west Barents Sea). *Marine Geology*, 286, 65-81.
- Poulain, P.-M., Warn-Varnas, A., og Niiler, P., 1996. Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research*, 101, 18237-18258.
- Ravelo, A. C., Andreasen, D. H., Lyle, M., Lyle, A. O., og Wara, M. W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 429, 263-267.
- Raymo, M., Hodell, D., og Jansen, E., 1992. Response of deep ocean circulation to initiation of Northern Hemisphere glaciation (3–2 Ma). *Paleoceanography*, 7, 645-672.
- Raymo, M. E., Jansen, E., Blum, P., og Herbert, T. D., 1999. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. *Ocean Drilling Program*, 162.
- Rebesco, M., og Stow, D., 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine Geophysical Researches*, 22, 303-308.

- Richardson, G., Knutsen, S., Vail, P., og Vorren, T., 1992. Mid-Late Miocene sedimentation on the southwestern Barents Shelf margin. *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society Special Publication, 2, 539-571.
- Ryseth, A., Augustson, J., Charnock, M., Haugerud, O., Knutsen, S.-M., Midboe, P., Opsal, J., og Sundsbo, G., 2003. Cenozoic stratigraphy and evolution of the Sorvestsnaget Basin, southwestern Barents Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 83, 107-130.
- Schlüter, H., og Hinz, K., 1978. The continental margin of west Spitsbergen. *Polarforschung*, 48, 151-169.
- Sejrup, H., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C., og Ellingsen, K., 1995. Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 65-87.
- Sejrup, H., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H., og Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19, 667-685.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S., og Vorren, T. O., 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1111-1129.
- Sheriff, R. E., og Geldart, L. P., 1995. *Exploration seismology*, Cambridge, Cambridge University Press, XV, s. 592.
- Shipboard Scientific Party, 1976. Sites 338-343. In: Talwani, M., Udintsev, G., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 38, 151-387.
- Shipboard Scientific Party, 1987. Site 644. In: O. Eldholm, J. Thiede, E. Taylor, et al., *Initial Report, Ocean Drilling Program, College Station, Texas*, 104, 617-771.
- Solheim, A., og Kristoffersen, Y., 1984. *Physical Environment, Western Barents Sea 1: 1,500,000*, Norsk polarinstitutt.
- Solheim, A., Andersen, E., Elverhøi, A., og Fiedler, A., 1996. Late Cenozoic depositional history of the western Svalbard continental shelf, controlled by subsidence and climate. *Global and Planetary Change*, 12, 135-148.
- Solheim, A., Faleide, J. I., Andersen, E. S., Elverhøi, A., Forsberg, C. F., Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., og Channell, J. E., 1998. Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the East Greenland and Svalbard–Barents Sea continental margins. *Quaternary Science Reviews*, 17, 155-184.
- Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C., og Bryn, P., 2005. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 97-107.
- Sollid, J., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveitå, T., og Wilhelmson, A., 1973. Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 27, 233-325.
- Stoker, M., Hout, R., Nielsen, T., Hjelstuen, B., Laberg, J., Shannon, P., Praeg, D., Mathiesen, A., van Weering, T., og McDonnell, A., 2005a. Sedimentary and oceanographic responses to early Neogene compression on the NW European margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1031-1044.
- Stoker, M., Praeg, D., Shannon, P., Hjelstuen, B., Laberg, J., Nielsen, T., Van Weering, T., Sejrup, H., og Evans, D., 2005b. Neogene evolution of the Atlantic continental margin of NW Europe (Lofoten Islands to SW Ireland): anything but passive, *Petroleum Geology: North West Europe and Global Perspectives: Proceedings of the 6th Conference*. Geological Society of London, 1057-1076.

- Stoker, M. S., Praeg, D., Hjelstuen, B. O., Laberg, J. S., Nielsen, T., og Shannon, P. M., 2005c. Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 977-1005.
- Stow, D. A., Faugères, J.-C., Howe, J. A., Pudsey, C. J., og Viana, A. R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Geological Society, London, *Memoirs*, 22, 7-20.
- Stow, D., Hunter, S., Wilkinson, D., og Hernández-Molina, F., 2008. The nature of contourite deposition. *Developments in Sedimentology*, 60, 143-156.
- STRATAGEM Partners, 2003. The Neogene Evolution of the Glaciated European Margin, In: Stoker, M., A product of the EC-supported STRATAGEM project. Rapport.
- Stuevold, L. M., Faereth, R. B., Arnesen, L., Cartwright, J., og Möller, N., 2003. Polygonal faults in the Ormen Lange Field, Møre Basin, offshore Mid Norway. Geological Society, London, *Special Publications*, 216, 263-281.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., og Houmark-Nielsen, M., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Sættem, J., Poole, D., Ellingsen, L., og Sejrup, H., 1992. Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwestern Barents Sea. *Marine Geology*, 103, 15-51.
- Sættem, J., Bugge, T., Fanavoll, S., Goll, R., Mørk, A., Mørk, M., Smelror, M., og Verdenius, J., 1994. Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjørnøya. *Marine geology*, 118, 257-281.
- Talwani, M., og Eldholm, O., 1972. Continental margin off Norway: a geophysical study. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3575-3606.
- Talwani, M., og Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland sea. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 969-999.
- Taylor, J., Dowdeswell, J., og Siegert, M., 2002. Late Weichselian depositional processes, fluxes, and sediment volumes on the margins of the Norwegian Sea (62–75 N). *Marine geology*, 188, 61-77.
- Thiede, J., Eldholm, O., og Taylor, E., 1989. Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104, 1067-1118.
- Thiede, J., og Myhre, A. M., 1996. The palaeoceanographic history of the North Atlantic-Arctic gateways: synthesis of the Leg 151 drilling results. In: Thiede, J., Myhre, A. M., Firth, J. V., Johnson, G. L. og Ruddiman, W. F., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 151, College Station, Texas, 645-658.
- Torsvik, T. H., Mosar, J., og Eide, E. A., 2001. Cretaceous–tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise. *Geophysical Journal International*, 146, 850-866.
- Vogt, P., Johnson, G., og Kristjansson, L., 1980. Morphology and magnetic anomalies north of Iceland. *Journal of Geophysics*, 47, 67-80.
- Vorren, T. O., Hald, M., og Lebesbye, E., 1988. Late Cenozoic environments in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3, 601-612.
- Vorren, T., Lebesbye, E., Andreassen, K., og Larsen, K.-B., 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85, 251-272.
- Vorren, T. O., Richardsen, G., Knutsen, S.-M., og Henriksen, E., 1991. Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8, 317-340.
- Vorren, T. O., og Laberg, J. S., 1997. Trough mouth fans—palaeoclimate and ice-sheet monitors. *Quaternary Science Reviews*, 16, 865-881.

- Vorren, T. O., Laberg, J. S., Blaume, F., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H., Mienert, J., Rumohr, J., og Werner, F., 1998. The Norwegian–Greenland Sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, 17, 273-302.
- Vorren, T. O., og Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.
- Wilken, M., og Mienert, J., 2006. Submarine glacial debris flows, deep-sea channels and past ice-stream behaviour of the East Greenland continental margin. *Quaternary Science Reviews*, 25, 784-810.
- Winkler, A., Wolf-Welling, T., Stattegger, K., og Thiede, J., 2002. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 133-148.

INTERNETTREFERANSER

Marine Geoscience Data Systems, 2013. GeoMapApp [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.geomapapp.org/> [Nedlastet 20.09.2012].