

Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Isfjorden, Svalbard

Marit Joele Sætre



Masteroppgave

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

November 2013

Sammendrag

Fem 2D multikanals seismiske linjer ble samlet inn i Isfjorden under Svalex kursene 2011 og 2012 og danner grunnlaget for denne oppgaven. Linjene har en nordøstlig-sørvestlig retning og de lengste linjene dekker omtrent hele lengden på fjorden. Seismikken ble samlet inn av Universitetet i Bergen med sponning fra Statoil. Oppgaven er todelt og tar først for seg prosesseringen av de seismiske dataene utført i geocluster og deretter tolkningen av disse utført i Petrel.

Det var to hovedutfordringer som preget prosesseringen av de seismiske dataene. Den første var sterke havbunnsmultipler på grunn av de unormalt høye hastighetene i havbunnen på opptil ca. 5000 m/s enkelte steder. Dette er et vanlig problem for området, og noe som også tidligere oppgaver har tatt for seg. Den andre utfordringen var fjerning av refraksjoner fra havbunnen. Dette var ett problem som skyldtes de lange linjene som ble samlet inn for denne oppgaven og den store hastighetsvariasjonen langs linjene som følge av dette.

Fjerning av multipler ble gjort ved bruk av hastighetsfiltrering og overflatekonsistent dekonvolusjon, for å fjerne multipler med både store og små innfallsvinkler, henholdsvis.

Refraksjonene ble fjernet ved å bruke lineær NMO-korreksjon på refraksjonene og deretter fjerne høye tilsynelatende hastigheter ved hastighetsfiltrering, og til slutt bruke invers NMO-korreksjon for å få dataene tilbake til slik de var opprinnelig, men nå uten refraksjoner.

Prosesseringen fjernet det meste av multipler og refraksjoner og en rekke ulike moduler ble i tillegg brukt for å forbedre signal-støy-forholdet. Resultatet av prosesseringen ble svært bra for enkelte av linjene, spesielt de som ble samlet inn i den innerste delen av fjorden i 2012. Linjene som ble samlet inn i 2011 inneholdt mer instrumentstøy som skjulte nedre lag, og har ført til at basement ikke kunne tolkes her. I fremtidige oppgaver anbefales det å forsøke å bruke et median filter for å fjerne denne formen for støy. Seismikken i den ytre delen av fjorden inneholdt noe multippel energi som følge av lavere havbunns hastigheter i dette området enn det prosesseringsfremgangsmåten er tilpasset for. Dette har i midlertid ikke vært noen stor utfordring under tolkningen, da disse multiplene stort sett har vært lett å gjenkjenne.

Under tolkningen ble profilene delt inn i to deler: indre og ytre Isfjorden. Dette ble gjort da de to delene inneholdt helt forskjellig geologi som ikke lot seg korrelere. Hovedfokuset under tolkningen var å gjenkjenne de sedimentære enhetene som er beskrevet i tidligere studier fra

området og korrelere de observerte enhetene med disse. I profil 6 ble enheter helt ned til og med Heckla Hoek tolket, mens det i profil lengre sørvest i fjorden ikke ble tolket noe under bunn Sassendalen gruppen. Det var en generell tendens til opptykking av enhetene mot sørvest/vest i profilene og dette passet bra med tidligere studiers beskrivelse av en tykkhudet og tynnhudet sone. Den østlige delen av studieområdet var preget av mye deformasjon, og mange skyveforkastninger og duplex strukturer ble tolket. Lengre mot vest var det færre forkastninger og man kunne tydelige se Sentral Spitsbergen Bassenget. I ytre Isfjorden kom Bellsund Graben tydelig frem i profilene og det var relativt lett å tolke Heckla Hoek og normal forkastningene i den.

Forord

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder Rolf Mjelde og medveileder Bent Ole Ruud for god faglig veiledning, gjennomlesning og teknisk hjelp under arbeidet med denne oppgaven. De har alltid vært lett tilgjengelige, åpne for spørsmål og tålmodig med forklaringer.

Videre vil jeg takke mine medstudenter og min familie for oppmuntring og støtte gjennom oppgaven.

Marit Joele Sætre

November, 2013

Innholdsliste

1. INTRODUKSJON	1
1.1 MÅL	1
1.2 STUDIEOMRÅDET	2
2 TEKTONISKE PROSESSER	5
2.1 TRANSPRESJONS- OG TRANSTENSJONSREGIMER	5
2.2 FOLDE- OG SKYVEBELTER	6
3. SVALBARDS GEOLOGI	10
3.1 KLIMA OG HAVNIVÅENDRINGER	10
3.2 SVALBARDS TEKTONISKE HISTORIE	11
3.2.1 PRE-DEVON	13
3.2.2 DEVON	15
3.2.3 SEN PALEOSOIKUM	15
3.2.4 MESOSOIKUM	16
3.2.5 KENOSOIKUM	16
3.3 SENTRAL SPITSBERGEN BASSENGET (CSB)	18
3.4 VEST SPITSBERGEN FOLD- OG SKYVEBELTE (WSFTB)	19
3.5 STRATIGRAFI	20
3.5.1 HECKLA HOEK	22
3.5.2 DEVON	22
3.5.3 BILLEFJORD GRUPPEN	22
3.5.4 GIPSDALEN AND TEMPELFJORDEN GROUP	22
3.5.5 SASSENDALLEN OG KAPP TOSCANA GRUPPEN	23
3.5.6 ADVENTDALEN GRUPPEN	23
3.5.7 VAN MIJENFJORDEN GRUPPEN	23
4 METODE	23
4.1 SEISMISK INNSAMLING	23
4.1.1 KILDE	24
4.1.2 MOTTAKER	26
4.2 PROSESSERING - TEORI	26

4.3 PRINSIPPER FOR TOLKNING	34
4.3.1 FASE	34
4.3.2 DISPLAY	35
4.3.3 OPPLØSNING	35
4.3.4 SKALA	36
4.3.5 WELL-TIES	36
4.3.6 SEISMISK STRATIGRAFI	37
4.3.7 STRUKTURELL TOLKNING	39
4.3.8 KART	39
5 DATAINNSAMLING OG PARAMETERE	40
5.1 INNSAMLINGS PARAMETERE	41
5.2 POSISJON	51
6. DATAPROSESSERING	53
6.1 GEOCLUSTER (PROGRAMVARE)	53
6.2 PROSESSERING	57
6.2.1 EDITERING	60
6.2.2 FILTRERING	62
6.2.3 HASTIGHETSANALYSE	70
6.2.4 MIGRERING	71
7. TOLKNING AV SEISMISKE DATA	77
7.1 UTGANGSPUNKT FOR TOLKNING	78
7.1.1 KORRELERING MED TIDLIGERE STUDIER I OMRÅDET	78
7.1.2 SEISMOSTRATIGRAFISK RAMMEVERK OG TOLKEDE HORISONTER	79
7.1.3 DATA KVALITET	83
7.2 HORISONTER OG ENHETER	86
7.2.1 INDRE ISFJORDEN	87
7.2.2 YTRE ISFJORDEN	95
7.3 STRUKTURER	98
7.3.1 INDRE ISFJORDEN	98
7.3.2 YTRE ISFJORDEN	100
8. DISKUSJON	101

8.1 ENHETER	101
8.1.1 TERTIÆR	101
8.1.2 KRITT - TRIAS	102
8.1.3 KARBON – BASEMENT	103
8.2 STRUKTURER OG ANDRE OBSERVASJONER	105
8.3 FORSKJELLER I PROFILENE	108
8.3.1 INDRE ISFJORDEN	108
8.3.2 YTRE ISFJORDEN	108
9 KONKLUSJON	111
<hr/>	
10 REFERANSER	113
<hr/>	
APENDIX A	117
<hr/>	
APENDIX B	123
<hr/>	

1. Introduksjon

1.1 Mål

Svalbard har en nærmest fullstendig stratigrafisk søyle fra prekambrium til tertiær og den vestlige delen er preget av et folde- og skyvebelte som inneholder strata fra karbon-tertiær (Blinova et al. 2009). Det at avsetningen er godt bevart både på land og i fjorden gir en mulighet til å korrelere seismikken med observasjoner på land (Blinova et al. 2009 via Bergh et al. 1997). Denne unike muligheten til å få kunnskap om avsetninger og strukturer i Vest Spitsbergen folde- og skyvebelte gir en bedre forståelse av den geologiske historien til hele området og det kan trekkes paralleller til den vestlige delen av Barentshavet (Blinova et al. 2009). Målet med dette studiet var å finne ut mer om hvordan geologien ser ut under havbunnen i Isfjorden og å finne en god prosesseringsmetode for data samlet inn i dette området.

Fem multikanals seismiske linjer ble samlet inn: 2 hele linjer og første halvdel av linje 4 ble samlet inn i 2011, og 2 linjer i tillegg til andre halvdel av linje 4 ble samlet inn i 2012. Innsamlingen ble foretatt i forbindelse med Svalex kursene av Universitetet i Bergen under sponning av Statoil.

Målet med prosesseringen var å styrke signalet-støy-forholdet, og det ble her lagt vekt på å fjerne sterke havbunnsmultipler og å fjerne refraksjoner. De sterke havbunnsmultiplene skyldtes den harde havbunnen som har oppstått som en følge av oppløfting og erosjon, og er en vanlig utfordring ved prosessering av seismiske data fra dette området. Utfordringen med fjerning av refraksjoner er derimot ikke ett vanlig problem for prosessering i dette området, men skyldtes at linjene i denne oppgaven var lange og inneholdt stor variasjon i hastigheter. Den vanlige metoden for å fjerne refraksjoner (hastighetsfiltrering) i geocluster hadde ikke noen mulighet for å legge inn en variasjon i hastigheter med CMP-nummer i hastighetsfilteret og det var derfor nødvendig å finne en måte å jobbe rundt dette problemet.

Målet med tolkningen var å få kartlagt studieområdet og korrelere resultatene med andre studier i området og å gjenkjenne de tydeligste deformasjonsstrukturene. Dette ble gjort for å få en bedre forståelse av de tektoniske prosessene som har preget området, spesielt under dannelsen av Norske-Grønlandshavet.

1.2 Studieområdet

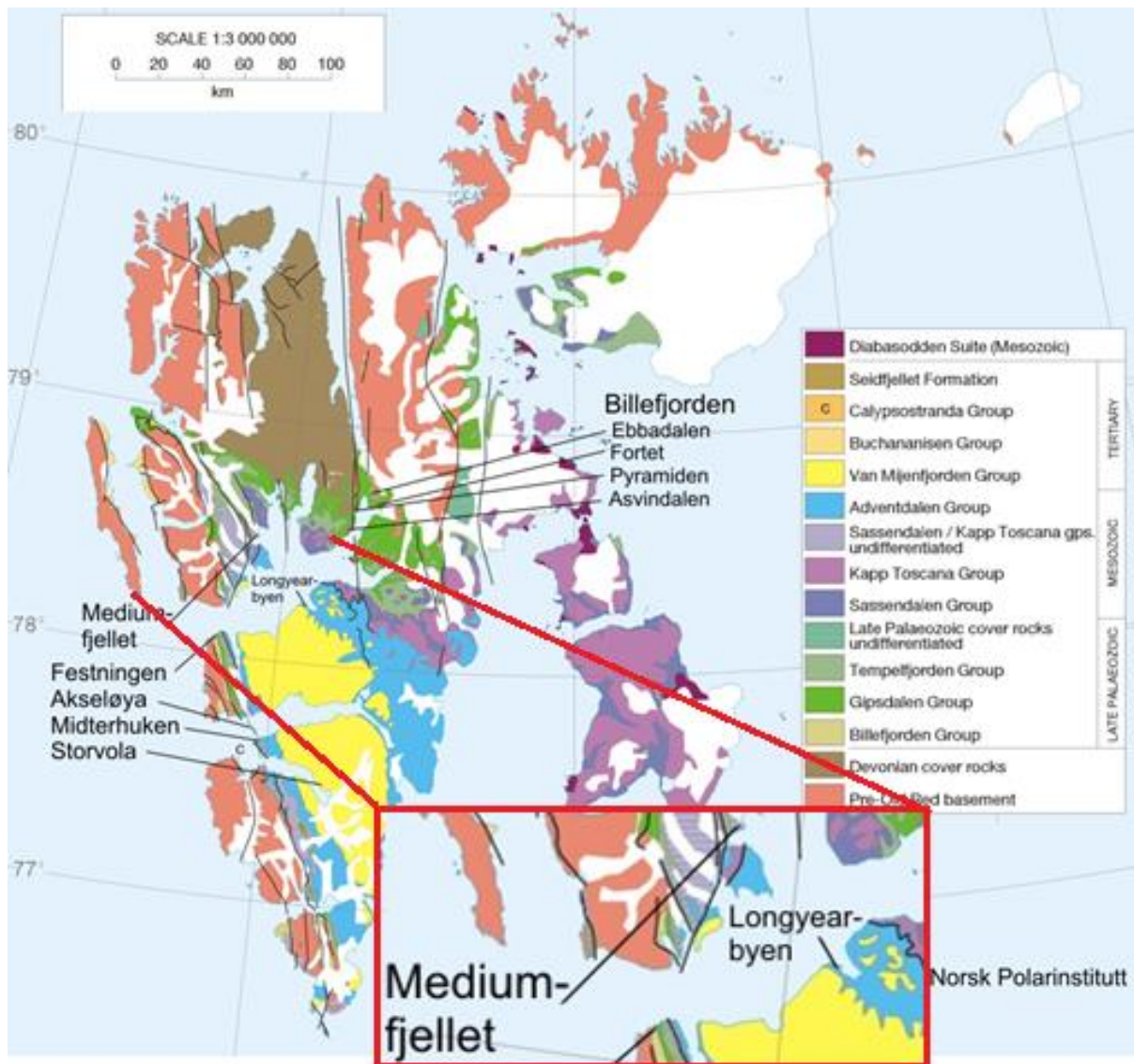
Svalbard er en øygruppe midt mellom Norge og Nordpolen og ligger på mellom 74 - 81 grader nord og 10 – 35 grader øst (figur 7.1). Spitsbergen er den største av disse øyene og utgjør over halvparten av det totale landarealet. Øygruppen ligger mellom Polhavet, Barentshavet, Grønlandshavet og Norskehavet og utgjør den nordligste delen av Norge.

Studieområdet er Isfjorden (figur 7.2) som ligger på vestsiden av Spitsbergen. Midten av Isfjorden ligger på 78 grader 15 minutt nord og 14 grader 40 minutt øst og geologien er preget av Vest Spitsbergen folde- og skyvedekke og Sentral Spitsbergen bassenget i øst og av Bellsund graben i vest. Den komplekse tektoniske historien til Svalbard vil bli diskutert mer i de neste kapitlene.

Profilene som er brukt i denne oppgaven har en nordøstlig – sørvestlig retning og strekker seg gjennom nesten hele lengden av fjorden.



Figur 1.1: Kart over Svalbard og områdene rundt (google maps).

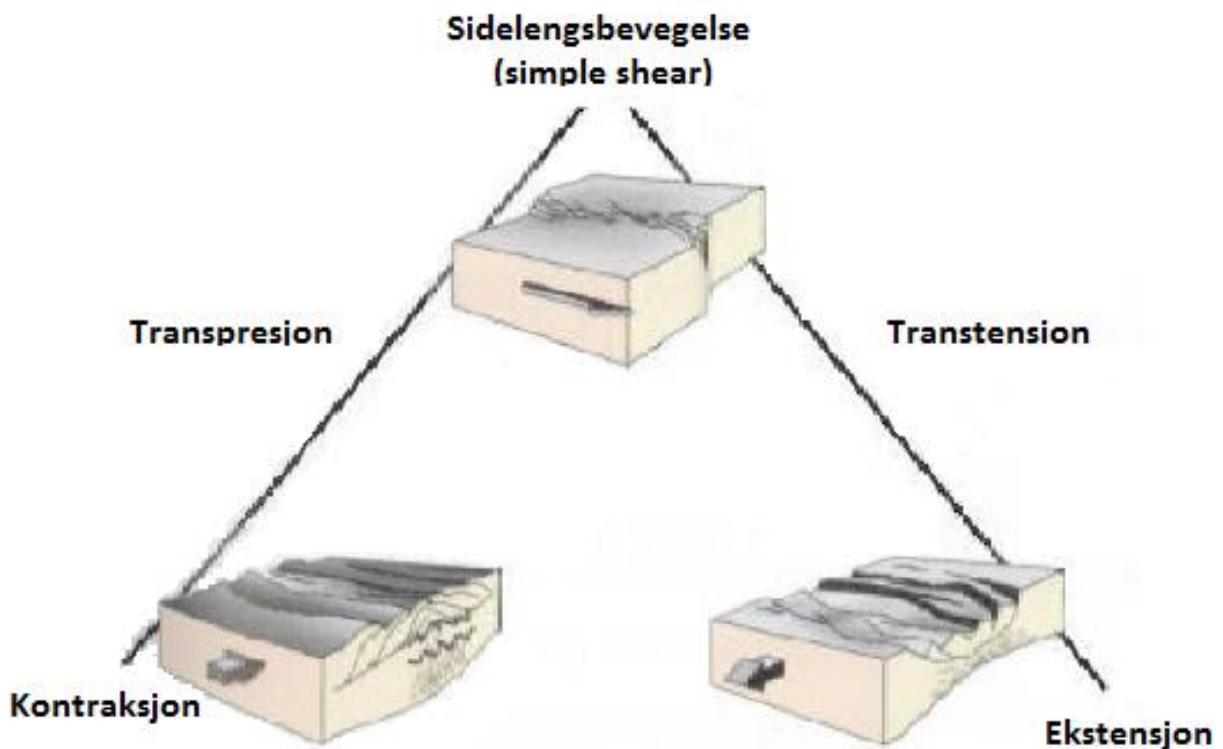


Figur 1.2: Geologisk kart av Svalbard, der studieområdet i denne oppgaven er forstørret opp. (modifisert fra Dallmann, 1999).

2 Tektoniske prosesser

2.1 Transpresjons- og transtensjonsregimer

Det finns tre hovedtyper deformasjon: kontraksjon, ekstensjon og sidelengs bevegelse. Man kan også ha en kombinasjon av sidelengs bevegelse og kontraksjon eller ekstensjon (figur 2.1). Dette kalles transpresjon og transtensjon, henholdsvis, og er vanlig langs platemarginer (Fossen & Gabrielsen, 2005).



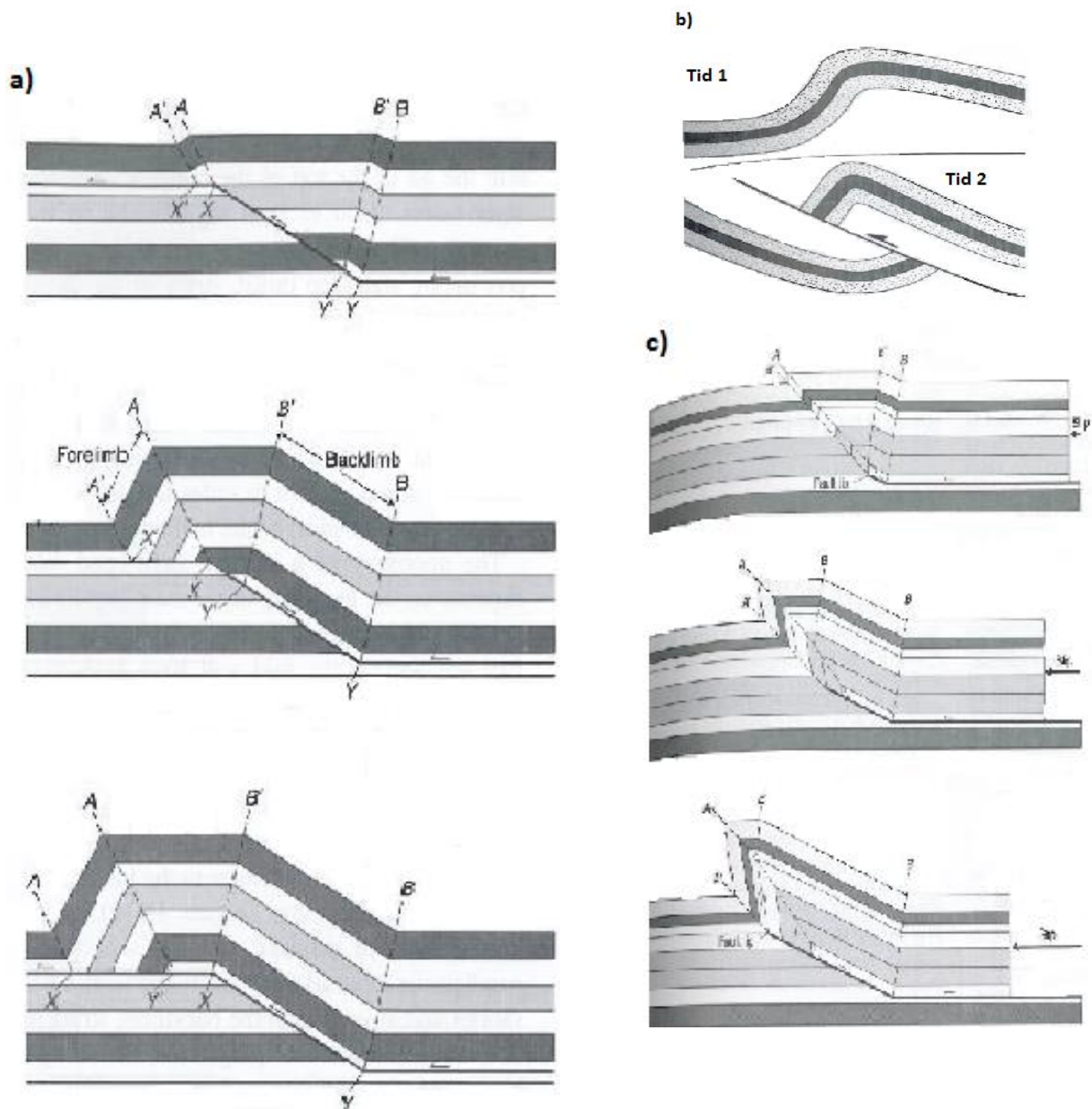
Figur 2.1: Transtension og transpresjon binder sammen kontraksjon, sidelengsbevegelse og ekstensjon. (Noe modifisert fra Fossen et al. 1994)

Transpresjons- og transtensjons deformasjoner er tredimensjonale, i motsetning til enkelt skjær og rent skjær (Fossen & Gabrielsen, 2005). Transtension, som ofte består av trappe transform forkastninger er enklere å forklare enn den mer komplekse transpresjonsbevegelsen. Det er et slikt transpresjonsregime som er antatt å ha funnet sted i det Kaledonske Spitsbergen (Harland & Horsfield, 1974).

2.2 Folde- og skyvebelter

Skyveforkastninger («thrusts») er reversforkastninger der hengblokken glir oppover forkastningsplanet, som har en vinkel på mindre enn 30 grader og kan ha flere ramper og flater. De kan skilles fra hverandre ved at flater er omtrent parallelle med lagningen, mens ramper skjærer gjennom denne. Man kan dermed skille mellom dem ved å se etter skjæringer mellom lagene og forkastningen. Man må også definere om det er en hengblokk rampe/flate eller en liggblokk rampe/flate (Pluijm and Marshak, 2004).

Når folder blir dannet som en følge av skyveforkastning-dannelse kaller man det folde- og skyvebelter. Disse kan dannes på flere måter: 1) Ved rampefolding – der skyveflak bøyes over rampestrukturene under transporten (Fossen & Gabrielezen, 2005) (Figur 2.2a) 2) «Break-thrust fold», det vil si folding som skjer under dannelsen av forkastningen før det oppstår brudd (figur 2.2b) 3) «Fault progradation folding» er når det dannes folder ved spissen av rampen mens rampen beveger seg updip (figur 2.2c) (Pluijm and Marshak, 2004).

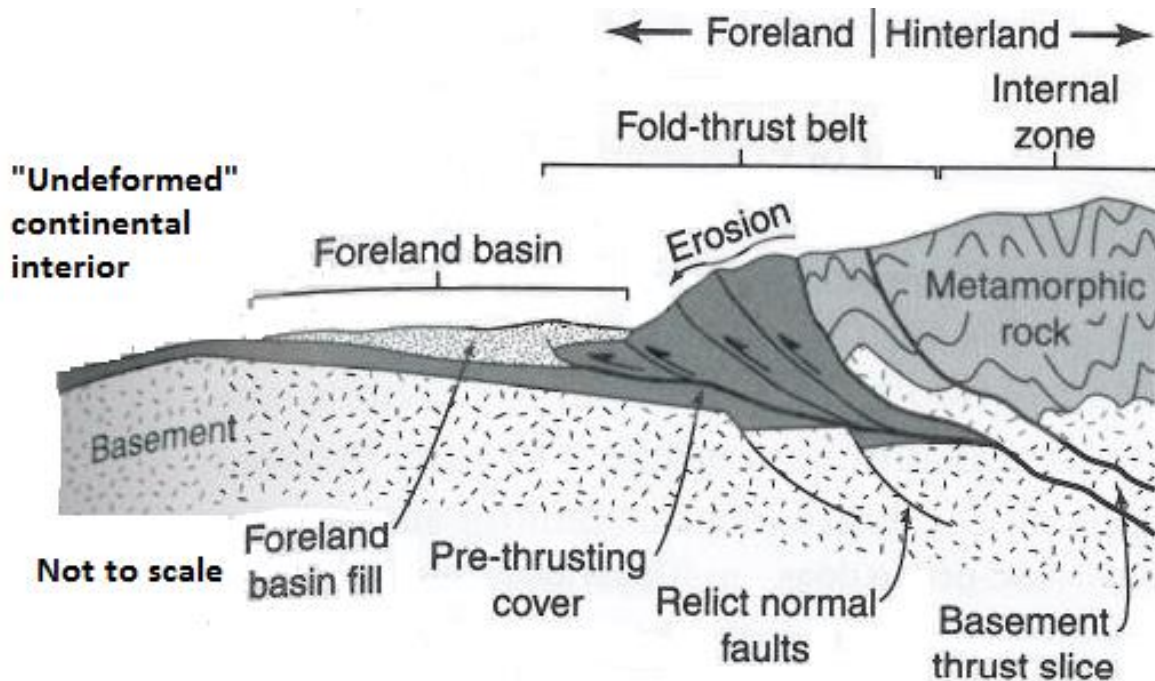


Figur 2.2: a) Rampefolding over tre stadier (fra topp til bunn). b) Break-thrust fold utvikling. c) Fault progradation folding utvikling over 3 stadier (fra topp til bunn; Noe modifisert fra Pluijm and Marshak, 2004).

Slike fold- og skyvebelter kan oppstå hvor som helst der jordskorpen blir komprimert nok horisontalt og kan, i følge Pluijm og Marshak, 2004, dannes på seks forskjellige måter. Disse inkluderer: subduksjonsområder (på begge sider), kollisjonsorogoneser (på foreland sidene), inverterte rift-basseng og transform-forkastninger ved lag som er begrenset i rom.

Forelandbasseng oppstår ofte i sammenheng med fold- og skyve belter og er basseng som er rettet mot den udeformerte kontinentale skorpen (figur 2.3). Foreland basseng relatert til fold- og skyve belter dannes som en følge av nedsynkning ved fold- og skyve beltet og avsetning i

det nye bassenget. Motsetningen til foreland er hinterland, som er mot den sterkt deformerte kontinentalskorpen (Pluijm and Marshak, 2004).



Figur 2.3: Tverrsnitt av et folde- og skyvebelte. Beltet ligger mellom foreland bassenget og det sterkt metamorfiserte hinterlandet (Noe modifisert fra Pluijm and Marshak, 2004).

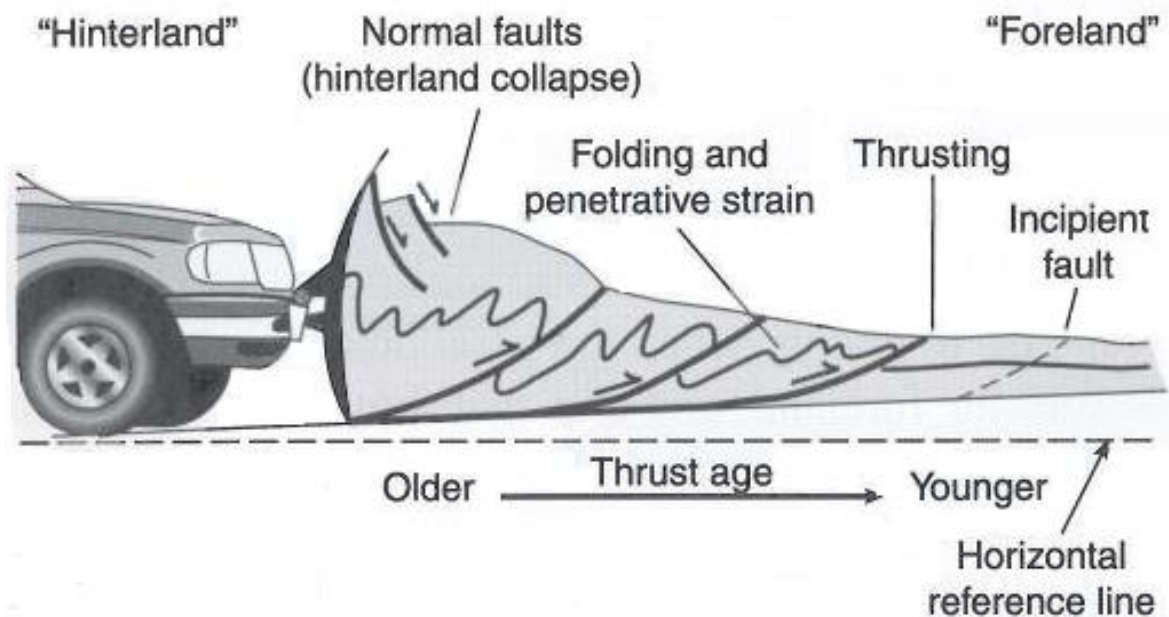
Fold- og skyvebelter varierer en god del i dannelsen avhengig av blant annet den mekaniske stratigrafien, det vil si styrken til de lithologiske lagene. Passive marginer og foreland basseng har en tendens til å utvikle fold- og skyvebelter med et klassisk utseende (Pluijm and Marshak, 2004).

Dersom skyveforkastningene ramper opp mot en enkelt «detachment» forkastning sier man at de tilhører det samme skyveforkastningssystemet. En «detachment» forkastning, også kalt décollement, er en forkastning der bergartene over og under forkastningen har mistet kontakten under forkastningsbevegelsen. Slike basal detachements heller nesten alltid mot hinterland i klassiske folde- og skyvebelter (Pluijm and Marshak, 2004).

Eksisterende skyveforkastninger i systemet kan bli reaktivert og nye forkastninger initiert til hinterland av eksisterende forkastninger. Slike nye eller reaktiverte forkastninger kan gjenkjennes ved at de skjærer gjennom strukturer i foreland. Ofte er deformasjonen i folde- og skyvebelter begrenset til bergartene over en «basal décolment». Man kaller det gjerne «thin-skinned tectonics» (tynn huded tektonikk) når all deformasjonen finner sted over décolmenten, men det kan også brukes om deformasjon som ikke involverer basement,

(Pluijm and Marshak, 2004) «thick-skinned tectonics» (tykk huded tektonikk) er det motsatte. Dette er begrep som er blitt brukt om tektonismen på Svalbard i forhold til enkelte forkastninger og i sentral bassenget, henholdsvis (Blinova et al. 2009).

En måte å forklare dannelsen av fold- og skyvebelter på er gjennom en kritisk taper modell og det finnes teorier om at det er dette som har dannet fold og skyvebeltet vest for Spitsbergen (Braathen et al., 1999; Pluijm and Marshak, 2004). Veldig forenklet kan man beskrive den kritiske kilemodellen slik: Når avsetninger av et mykt materiale over et hardt materiale blir utsatt for kompresjon kan det oppstå en kileform. Stabiliteten til kilen er avhengig av friksjonskrefter, kraften som skyver materialet og tyngdekraften, og blir dermed påvirket av vinkelen til kilen. Dersom vinkelen er større enn den kritiske vinkelen er kilen ustabil. Innenfor kilen blir det dannet fold- og skyvebelter og normal forkastninger og kilen heller mot det udeformerte foreland området (Pluijm and Marshak, 2004; Braathen et al., 1999). Figur 2.4 illustrerer prinsippet for dannelsen av slike kiler med en analogi til snøbrøyting. Når snøen blir presset sammen blir kilen stadig tykkere og det danner seg små skyveforkastninger innenfor kilen. Alderen på skyveforkastningene øker mot hinterland.



Figur 2.4: Kilemodellen kan sammenlignes med snøbrøyting. Snøen blir skjøvet over et sterkere materiale av en kraft og blir komprimert. Hinterland vil ligge i retningen kraften kommer fra og forland ved spissen av kilen (Pluijm and Marshak, 2004).

3. Svalbards geologi

Avsetningene på Svalbard er blitt sterkt påvirket av klima, havnivåendringer og tektonisme. For å få en god forståelse av stratigrafien på Svalbard er det derfor nødvendig å beskrive de største hendelsene innenfor disse kategoriene. I dette delkapittelet vil faktorer som klima, geografisk plassering og havnivå bli dekket, mens Svalbards tektoniske historie blir beskrevet i det neste delkapittelet. Sentralspitsbergen bassenget og Vest Spitsbergen folde- og skyvebelte er de viktigste strukturelle elementene på Spitsbergen (Nøttvedt et al., 1990) og har derfor fått egne kapitler.

3.1 Klima og havnivåendringer

Svalbards klima har forandret seg mye som følge av geografisk plassering og har fra silur beveget seg fra Sørpolen til dagens posisjon. I midtre devon lå Svalbard ved ekvator og beveget seg gradvis nordover mot dagens posisjon. I trias lå Svalbard rundt 40 grader nord og innen tidlig kritt hadde Svalbard nådd 50 grader. Dette medførte store forandringer i klima over tid, og blir reflektert i de geologiske lagfølgene (Worsley, 2008; 1986; Hjelle, 1993).

Gjentatte glasierings og deglasieringsfaser i neogen førte til nedsynkning og oppløftning av «hinterland» og avsettelse av tykke klastiske kiler fra den nylig dannede vestlige hylle marginen (Worsley, 2008).

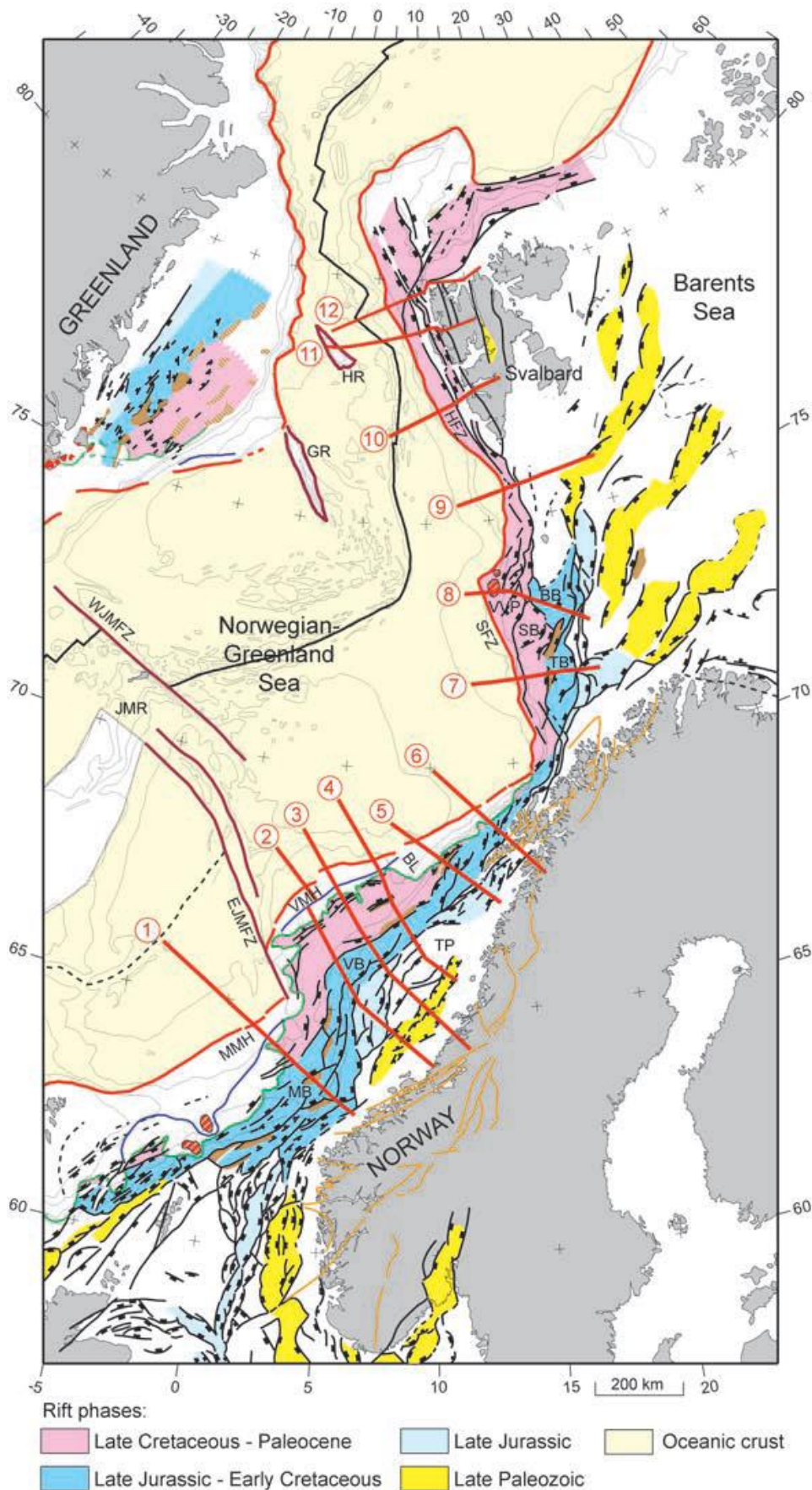
I sen devon – midtre perm var det svært tørre forhold. I sen perm falt havtemperaturen langs Svalbards kontinentalmargin og det ble avsatt mer silisiklastisk skifer (Worsley, 2008).

Det skjedde også flere havnivåendringer i løpet av perioden da sedimentene på Svalbard ble avsatt. Disse henger sammen med Gondwanaland glasiasjonen og deglasiasjonen og forandringer i nedsynkningsrater relatert til Uralide orogenesisen (Worsley, 2008).

I sen devon til midtre perm var det et generelt stigende havnivå. Dette sammen med de tørre forholdene, nevnt ovenfor, var viktige faktorer i dannelsen av en sen karbon karbonat plattform, muligens med enkelte sabkha områder og med episodisk evaporitt dannelse (Worsley, 2008). I midtre perm var det et opphør i evaporitt avsetningen og det skjedde et skifte, først mot kaldtvanns karbonater og deretter mot klastiske og organoklastiske avsetninger (Worsley, 2008).

3.2 Svalbards tektoniske historie

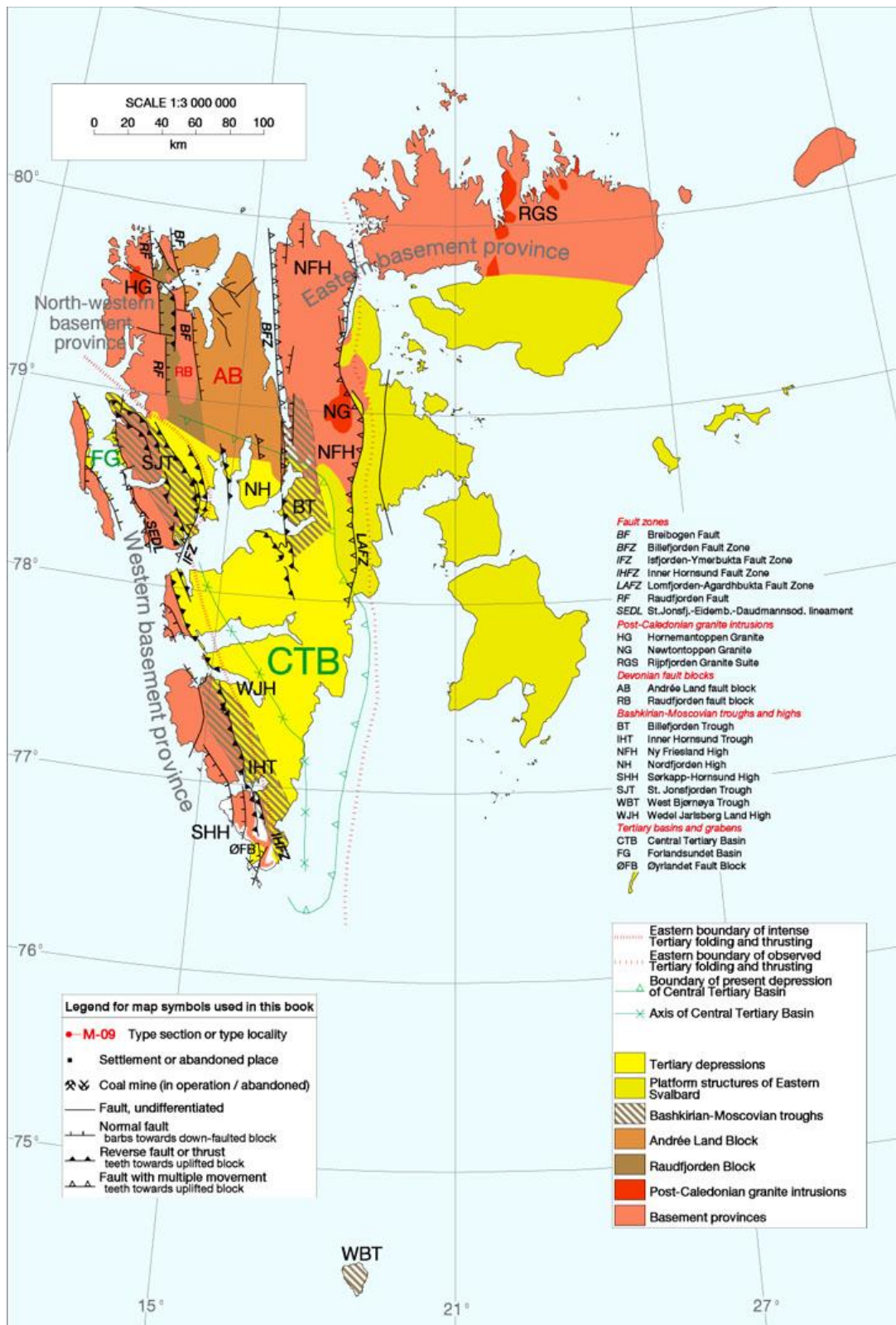
Svalbard har vært utsatt for flere tektoniske hendelser som har vært med på å forme strukturene og stratigrafien vi finner der i dag. Nedenfor er de viktigste av disse hendelsene delt inn i tidsperiode og forklart. Figur 3.1 viser plasseringen av store strukturelle elementene dannet under riftingen av Nord Atlanteren.



Figur 3.1: Regionalt strukturelt kart med de strukturelle elementene som representerer riftingen av Nord Atlanteren. HFZ: Hornsund forkastningssone, SFZ: Senja «fracture» sone, VVP: Vestbakken vulkanske provins (Faleide et al. 2008).

3.2.1 Pre-devon

Dannelsen av Kaledonidene skjedde rundt midtre Silur da Laurentia og den Fenoskandiske platen kolliderte (Hjelle, 1993). Det var hovedsakelig i denne tektoniske settingen at Hecla Hoek, en suksesjon med maksimal tykkelse på rundt 20 km, ble dannet. Det er i midlertid blitt funnet inkonformiteter i Hecla Hoek i den sørlige delen av Spitsbergen, hvilket tyder på at andre orogener har spilt inn i dannelsen. Dette inkluderer Baikalkan (600-650 Ma), Grenvillian (950-1000 Ma) og en del eldre orogener (Ohta 1992; Dallmann, 1999). Den kaledonske orogesen førte til både folding og forkastningsdannelse og er i dag erodert ned slik at bare røttene er igjen (Hjelle, 1993). Heckla Hoek, som kan defineres som grunnfjellet på Svalbard, kan deles inn i tre provinser som ble ført sammen ved en storskala lateral bevegelse under hoved orlogenes fasen: NØ terrenget, NV terrenget og SV terrenget (Dallmann, 1999; Harland, 1971; Ohta et al. 1989; Ohta 1994; Worsley 2008). Disse kan ses i figur 3.2 under. NØ terrenget består av prekambriske magmatiske bergarter og sedimentære bergarter (Worsley, 2008). NV terrenget er preget av dyp metamorfose og man finner blant annet gneis, migmatitt og eklogitt her. I SV er avsetningene derimot preget av et subduksjonsmiljø og inneholder ulike metasedimenter (Worsley, 2008; Dallmann, 1999).



Figur 3.2: Oversikt over alderen på de eksponerte bergartene på Spitsbergen og de store strukturelle elementene. NØ, NV og SV terrenget er markert med grå tekst. Forkortninger er beskrevet i figuren (Dallmann, 1999).

3.2.2 Devon

Kaledonide orogenesisen, som antagelig nådde sin siste fase i devon, opplevde massiv erosjon fra sen silur til sen devon. Dette førte til flere km tykke avsetninger av rød sandstein på Svalbard, hovedsakelig i den nordlige delen. Det er antatt at de røde sedimentene ble dannet i et tørt klima sør for ekvator og at det er det som skiller de fra mer grålige overliggende sediment avsatt i et tropisk klima nær ekvator (Worsley, 2008; Blinova et al. 2009; Hjelle, 1993). Siden laget ble avsatt i avslutningsfasen av den kaledonske fjellkjededannelsen har det gjennomgått liten duktil deformasjon. Små folder er i midlertid blitt observert i laget. Det var også forkastningsaktivitet på denne tiden, stort sett langs gamle svakhetslinjer (Hjelle, 1993). Fra sen devon-midtre karbon var Spitsbergen preget av ekstensjon, hvilket førte til nedsynkning og dannelse av halvgraben strukturer som etter hvert ble innfylt av både kontinentale og marine sediment (Nøttvedt et al. 1990).

3.2.3 Sen Paleosoikum

En serie av vestlige høyder var tektonisk aktive i midtre perm. Det var ellers en generell avtagning i tektonisk aktivitet langs den vestlige marginen. Hele Barentshyllen fikk deretter økte nedsynkningsrater på grunn av Uralide orogenesisen (Worsley, 2008). Perm og karbon lagene blir opptil 2900 meter innerst i Isfjorden, men er ellers sjelden tykkere enn 1500 meter.

Frem til karbon var den vestlige hyllemarginen langs Svalbard i stor grad preget av dannelse av roterte forkastningsblokker og halv-graben strukturer karakteriserte den vestlige hyllemarginen. De eldste avsetningene er fra slike halv-graben strukturer og har som regel en oppgrovnings sekvens og består ofte av fluviale avsetninger (Worsley, 2008).

Med unntak av sørlige Spitsbergen skjedde det generelt nedsynkning av hyllen. Lokal folding og skyveforkastninger oppstod i sørlige Spitsbergen (Dallmann, 1999). I sen karbon til midtre perm var tektonismen på Svalbard preget av storskala intrakratonisk rifting (Worsley, 2008). Hovedbevegelsen av forkastningsblokker skjedde i midtre/sen karbon og resulterte i en ny geometri av traue. Halvgrabener med syntektoniske sedimentære lagfølger utviklet seg langs eldre tektoniske linjer.

Som beskrevet i 2.2.1 ble Svalbard, i sen karbon, en del av en kontinental plattform og opplevde dermed avtagende tektonisme. Dette førte til at store deler av Svalbard utviklet seg til en karbonatplattform (Worsley, 2008).

Dannelsen av uralidene sammen med åpningen av en intrakratonisk havpassasje førte til et skifte i avsetningsmiljø, som nå ble preget av kaldt og dypt vann. Dette gav et skarpt skille mellom de triassiske enhetene av ikke-silisiklastisk skifer og de underliggende silisiklastiske enhetene (Worsley, 2008).

3.2.4 Mesosoikum

De høye innsynkningsratene etter Uralide orogenesisen avtok i trias og ble etterfulgt av delta prograderinger fra flere kildeområder, hovedsakelig fra vest, men også senere fra nord da bassenget åpnet seg mot dagens Barentshav (Steel & Worsley, 1984; Worsley, 2008).

Sedimentasjonen varierte mye i mesosoikum fra hovedsakelig delta-relaterte kyst- og grunne hylle-avsetninger, dypere hylle avsetninger og tilbake til grunne hylle/delta avsetninger (Dallmann, 1999). I sen trias og midtre jura skjedde det en stabilisering av hyllen med medfølgende avtagende sedimentasjonsmønstre (Worsley, 2008). Ekstensiv tektonisme i midtre jura førte til dannelsen av det store plattform- og basseng systemet vi har i dag. I Jura og kritt var det mye magmatisme i nord, hvilket førte til en oppløfting av den nordlige delen av Svalbard, nye forkastninger og doleritt intrusjoner (Worsley, 2008; Hjelle, 1993).

Oppsprekkingen av Grønland og Europa begynte i sen kritt og hadde store konsekvenser for utviklingen av kontinentalmarginen på Spitsbergen (Blinova et al. 2009).

3.2.5 Kenosoikum




I paleocen skjedde riftingen av Norske-Grønlandshavet i en hovedsakelig dekstral bevegelse langs den store transformsonen, De Geer sonen. De Geer sonen er en gammel svakhetszone som følger kontinentalskråningen til Barentshavet fra Norge til Svalbard og inkluderer Senja bruddsonen, Hornsund forkastningssonen og den Grønlandske bruddsonen. Disse NNV-SSØ orienterte svakhetssonene kan dateres tilbake til den kaledonske orogenesisen og kanskje enda lengre og har trolig påvirket sedimentære facies (Blinova et al. 2009; Braathen et al., 1999; Worsley, 1986). I eocen utviklet det seg en «triple junction» sør for Grønland, og Grønland beveget seg nordover som en separat plate og forårsaket en kompresjonsbevegelse skrått mot Vest Spitsbergen foldbeltet. Man kan finne strukturer som indikerer transtensjon fra samme hendelse i andre deler av området preget av denne tektoniske hendelsen, for eksempel Vestbakken vulkanske provins lengre sør (Faleide et al. 2008). En frakoplings modell, der de transpressive og transtensive komponentene utviklet seg samtidig i ulike deler av området, er blitt foreslått som forklaring på dette (Harland, 1971; Maher & Craddock, 1988). Denne

kompresjonen i vest førte til dannelsen av en sterkt asymmetrisk synklinal, som utgjør det sentrale tertiære bassenget og preger området fra Isfjorden til Storfjorden. Dette ble etterfulgt av «synsedimentary» dannelse av graben strukturer og etterfølgende kompressiv deformasjon langs Spitsbergens vest-kyst (Blinova et al. 2009; Hjelle, 1993; Horsfield, 1970).

Det fins teorier om at fold- og skyvebeltet på vest Spitsbergen skyldes en kritisk eller superkritisk «taper wedge» dannet ved NNØ-SSV skrå orogenese i paleocene (Kap 2.1.1). Dannelsen av fold- og skyvebeltet førte i alle fall til at den vestlige basementen ble lagt over forland bassenget som var under utvikling og skorpen ble komprimert med 30 km (Worsley, 2008). I øst oppstod det fornyede revers forkastninger (Billefjorden og Lomfjorden forkastningssoner) langs basement-involverte strukturer.

Ved de siste stadiene av fold-belte utviklingen, i eocene - oligocene, utviklet det seg mindre sedimentære basseng, blant annet Forlandsundet bassenget i de vestligste områdene. De Geer sonen var nå preget av et transtensjons regime og vest Spitsbergen foldbeltet var inaktivt (Blinova et al. 2009; Gabrielsen et al. 1992). Etter utviklingen i eocene skjedde det en ekstensjon i Ø-V retningen som separerte Svalbard fra den Grønlandske kontinentalmarginen og dannet en passiv kontinentalmargin vest for Svalbard. Dette førte til dannelsen av normal forkastninger i tillegg til kollaps av tidligere strukturer. Tynning av skorpen førte i tillegg til nye basseng gjennom subduksjon og avsetning av Kenosoiske sediment, spesielt sør for Isfjorden i det sentrale bassenget (Blinova et al. 2009).

Vulkansk aktivitet på NV Spitsbergen i Kenosoikum og kvartær førte til basalt avsetninger over devonske avsetninger (Eiken, 1985).

Age (Ma)	Epoch	Magnetic anomaly	Regional settings (North Atlantic)			Local settings (West Spitsbergen)
			West of Greenland (Labrador Sea/Baffin Bay)	Greenland	East of Greenland (Norwegian-Greenland Sea)	
25-30	Oligocene	7	Sea-floor spreading in LS/BB is finished	Gr. moves WNW relative to Eurasia 	Sea-floor spreading between Sv. and Gr.	Transtension in WSFTB: normal faulting, final graben development
		8				
		9				
		10				
		11				
		12				
35-55	Eocene	13	Slowing or end of sea-floor spreading in LS/BB	Gr. is a part of North American plate	DGZ - transtensional transform zone.	Crustal thinning and subsidence of the western margin of Spitsbergen
		15				
		16				
		17				
		18				
		19				
		20				
		21				
		22				
		23				
		24				
		24				
55-65	Paleocene	25	Change in spreading direction	Eurekan and West Spitsbergen Compression Oblique movement of Gr. to Ellesmere Island and West Spitsbergen  N-ward movement of Gr. Gr. became separate plate	DGZ - right-lateral megashear region, rift zone	Local extension, sedimentation and graben formation in Forlandsundet
		26				
		27				
		28				
60-65	Paleocene	25	Rifting in BB Spreading in LS	Regional uplift NS-sinistral strike-slip  NE-ward movement of Gr. and Eurasia relative to North America	DGZ - dextral wrench movements	Uplift
		26				
		27				
		28				
60-65	Paleocene	26	Start of sea-floor spreading in LS	Gr. belongs to Eurasian plate	Rifting in NGS	Sv. adjacent to northern Greenland
		27				
		27				
		28				
60-65	Paleocene	28	Rifting in LS/BB	Gr. belongs to Eurasian plate	Gr. belongs to Eurasian plate	Gr. belongs to Eurasian plate
		28				
		28				
		28				

Figur 3.3: Utviklingen i N. Atlanteren i Kenosoikum (Blinova et al., 2009).

3.3 Sentral Spitsbergen Bassenget (CSB)

Sentral Spitsbergen Bassenget (CSB) er det mest kjente av de tertiære bassengene som ble dannet under den nedsynkende vestlige Svalbard marginen ved riftingen av Grønland og Svalbard. Dannelsen ble forårsaket av en transpresjonsbevegelse etterfulgt av en transtensjonsbevegelse da Grønland beveget seg fra Svalbard. Nedsynkningen i vest skjedde samtidig som andre deler av Svalbard ble oppløftet og sterkt erodert og det ble dannet et foreland basseng. Tykke kontinentale og marine klastiske sedimentavsetninger med skiftende deposenter ble deretter avsatt i løpet av flere havnivå endringer (Nøttvedt et al. 1990; Hjelle, 1993; Harland & Horsfield 1974; Dalmann, 1999).

Det sentrale Spitsbergen bassenget ligger i en asymmetrisk synklinal som ble dannet i vest da Grønland beveget seg nordover. Den vestlige delen av synklinalen heller med en vinkel på

mellom 5-30 grader, mens den slakere østsiden heller slakt med en vinkel mellom 0-6 grader. Bassenget grenser mot fold-og skyvebeltet i vest, et lav-vinkels «outcrop» mønster i nord, kystlinjen i sør og av Billefjorden og Lomfjorden lineamentene i øst (Hjelle, 1993; Harland & Horsfield, 1974; Dalmann, 1999).

De sedimentære lagfølgene i CSB kan deles inn i 7 grupper: Van Mijenfjorden gruppen, Adventsdalen gruppen, Kapp Toscana gruppen, Sassendalen gruppen, Tempelfjorden gruppen, Gipsdalen gruppen og Billefjorden gruppen (Hjelle, 1993; Harland & Horsfield, 1974).

Gjennom store deler av utviklingen til Sentral Spitsbergen bassenget hadde det en halv-graben struktur, mens de tertiære sedimentene langs forlandsundet hadde en normal graben struktur.

3.4 Vest Spitsbergen fold- og skyvebelte (WSFTB)

Vest Spitsbergen fold- og skyvebelte (WSFTB) er et ca. 500 km langt og opptil 200 km bredt klassisk foreland fold- og skyvebelte. Det er dannet på grunnfjell og er av Proterosoisk-Phanerozoisk alder (Leever et al., 2011). Strataen kan grupperes i 4 grupper: Heckla Hoek, Van Keulenfjorden, mafiske sills og dikes og en tertiær sekvens. Heckla Hoek er av proterosoisk alder og består både av karbonat og vulkanske bergarter, Van Keulenfjorden er av karbon-kritt alder og består av grunn marine og terrestriske sediment med noen dolerites intrusjoner. Begge gruppene er sterkt deformert. I jura-kritt intruderte det flere små sills og dikes. Den tertiære sekvensen består av klastiske sediment fanget ved kanten av en graben struktur vest for recherchefjorden (Craddock et al., 1985). Mange små skyveforkastninger og reversforkastninger kutter sekvensene av triasisk og jurasisk alder og ser ut til å være begrenset til Van Keulenfjorden gruppen (Craddock et al., 1985).

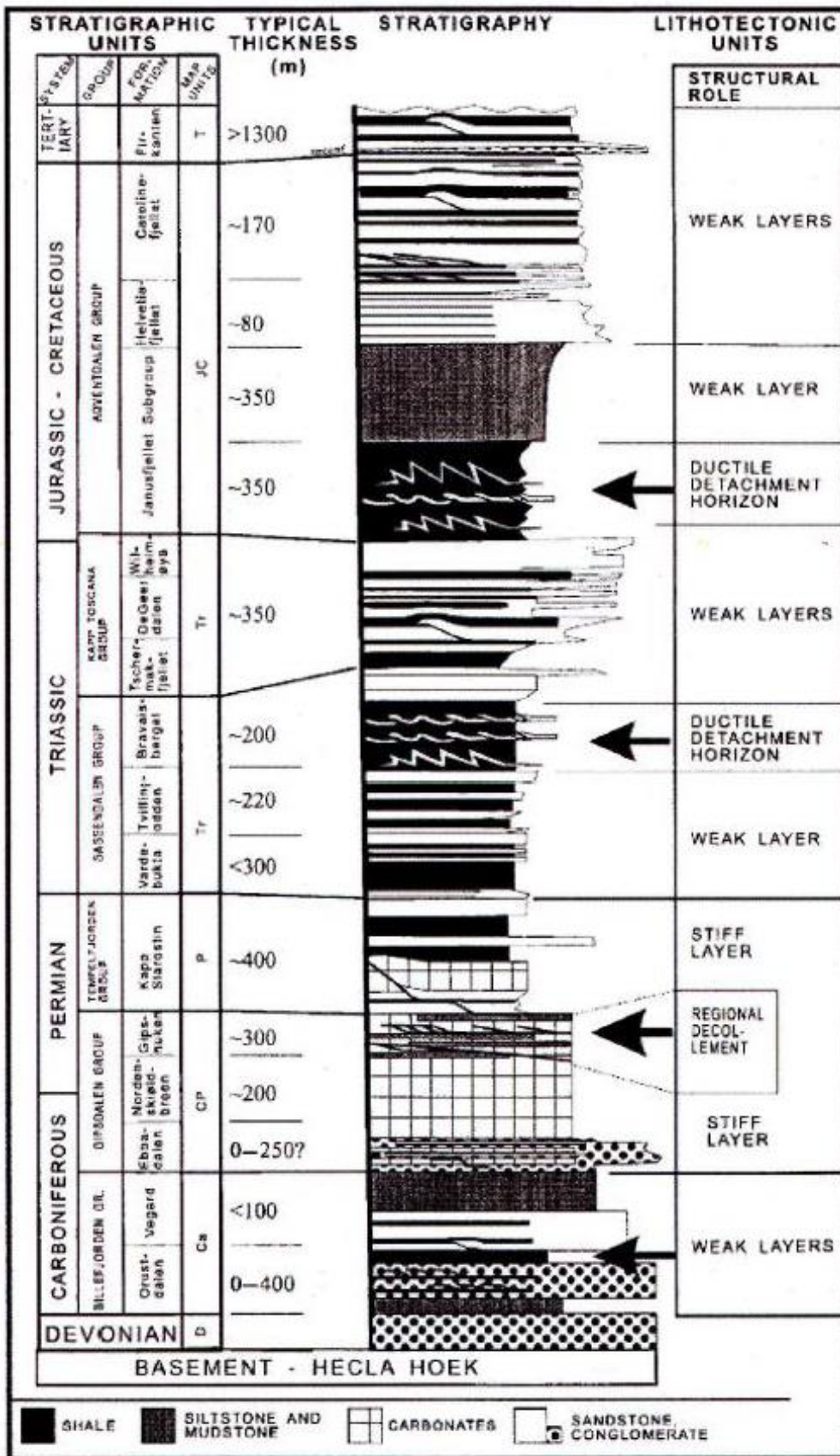
Rundt devon var kaledonidene blitt sterkt erodert og det ble dannet en plattform av phanerozoiske sediment som følge av dette. Det er ingen tegn på orogenese i suksesjonen og det er derfor trodd at denne tiden fra rundt midtre karbon til tidlig kritt var lite preget av tektonikk (Craddock et al., 1985; Harland & Horsfield, 1974). Denne rolige perioden ble etterfulgt av forkastningsdannelse og doleritt intrusjoner som markerer den begynnende åpningen av Atlanteren og det Arktiske havet. Retningen på ekstensjonen i tidlig kritt er i midlertid ukjent (Harland & Horsfield, 1974).

En sterk lokal oppløfting i vest sammen med ØNØ-VSV kompaksjon preget Svalbard i tertiær. Det skjedde nå mye skyveforkastning og folding i tertiær på grunn av kollisjonen

mellom den Amerikanske og den Europeiske platen gjennom den dekstrale «transcurrent» bevegelsen med transform forkastninger som åpnet det nordligste Atlanterhavet og det østlige Arktiske havet (Harland & Horsfield, 1974). Det fins i midlertid tegn på at kompresjon i tillegg til «transcurrent» bevegelsen og dette har ført til teorier om en frakoplings modell der disse bevegelsene oppstår i ulike områder (Leever et al., 2011; Maher & Craddock, 1988). Disse bevegelsene førte til dannelsen av WSFTB og en 30 km horisontal kompresjon av skorpen (Leever et al., 2011).

3.5 Stratigrafi

I tidligere kapittel har den tektoniske historien, havnivå, klima og geografien til Svalbard gjennom den geologiske historien blitt beskrevet. Det er i stor grad de beskrevne hendelsene som har formet Svalbard og dens kontinentalmargin til det den er i dag, både i forhold til strukturer og litologi. Dette kapittelet vil ta for seg studieområdet stratigrafi (figur 3.4), delt inn i 7 enheter:



Figur 3.4: Stratigrafien på Svalbard (Braathen et al., 1999).

3.5.1 Heckla Hoek

Det sterkt deformerte grunnfjellet på Svalbard er hovedsakelig et resultat av den kaledonske fjellkjedefoldingen og består av metamorfe bergarter. U-Pb datering av zirkon har i midlertid indikert at dannelsen har foregått over flere hendelser i prekambrium. Grunnfjellet blir ofte omtalt som Hecla Hoek og er eksponert i vest og nord av Svalbard. En inkonformitet skiller grunnfjellet fra de overliggende devonske sedimentene.

3.5.2 Devon

Består av røde sediment, antatt å være eoliske avsetninger fra et tørt klima sør for ekvator og litt mer grålige sediment fra mer tropiske områder rundt ekvator. De røde sedimentavsetningene blir ofte kalt «old red». Sedimentene er hovedsakelig bevart i forkastede skorpeblokker nord på Svalbard (Kap 2.1.2).

3.5.3 Billefjord gruppen

Klastiske, terrestriske, tropiske avsetninger som sand, skifer og konglomerat ble avsatt mellom sen devon og sen mississippian, hovedsakelig i fluviale miljø. Avsetningene foregikk under den initielle ekstensjonen langs Bifrostlineamentet. Gruppen ligger mellom to inkonformiteter: den underliggende Hecla Hoek og den overliggende Gipsdalengruppen. Sistnevnte inkonformitet reflekterer en stor regional oppløfting sammen med brå klimaendringer (Worsley, 2008; Dalmann, 1999; Nøttvedt et al. 1990).

3.5.4 Gipsdalen and Tempelfjorden Group

Sedimentene i Gipsdalen gruppen ble først dominert av klastiske sediment fra forkastede graben marginer. Gipsdalen gruppen er fra midtre-karbon til nedre perm og består av karbonat og evaporitt avsetninger med lokale silisiklastiske avsetninger. Også ikke-marine «red beds» ble avsatt i enkelte halv-graben strukturer (Worsley, 2008).

Tempelfjorden gruppen inneholder skifer som er lokalt rik på organisk materiale. Gruppen består blant annet av kalkstein over andre karbonater. I enkelte områder kan man finne avsetninger av biogen silika. Den tykkeste avsetningen på Spitsbergen er i Billefjorden på 480 meter (Worsley, 2008).

3.5.5 Sassendalen og Kapp Toscana gruppen

Øst på Svalbard inneholder Sassendalen gruppen silika-fri skifer som er lokalt rik på organisk materiale. I vest er gruppen preget av kyst- og deltaavsetninger. Gruppen representerer en brå overgang i miljø fra den underliggende sterkt sementerte skiferen. Gruppen ble avsatt i tidlig-midtre trias og er preget av onlap strukturer som representerer gjentatte transgresjoner avbrudt av kyst prograderinger. Tykkelsen er på rundt 700 meter på vest Spitsbergen og over 1500 meter på SV-hyllen (Worsley, 2008; Dalmann, 1999).

Kapp Toscana ble avsatt i sen trias-sen kritt og består av flere sandsteins enheter i den nedre delen og blir mer skifrig oppover i sekvensen. Opprinnelsen av sandsteinen varierer mye fra lokasjon til lokasjon (Worsley, 2008).

3.5.6 Adventdalen gruppen

Adventsdalen gruppen ble avsatt mellom midtre jura og midtre kritt og inneholder blant annet anoksiske svarte skifere. Avsetningsmiljøet har variert mellom marint og fluvialt miljø, og gruppen kan deles inn i undergruppene: Janusfjellet-, Helvetiafjellet- og Carolinefjellet-formasjonene. Variasjon i bassengtykkelse indikerer pågående jurassisk tektonisme og denne variasjonen blir funnet igjen på land på Svalbard (Worsley, 2008; Dypvik et al. 1991; Dalmann 1999).

3.5.7 Van Mijenfjorden gruppen

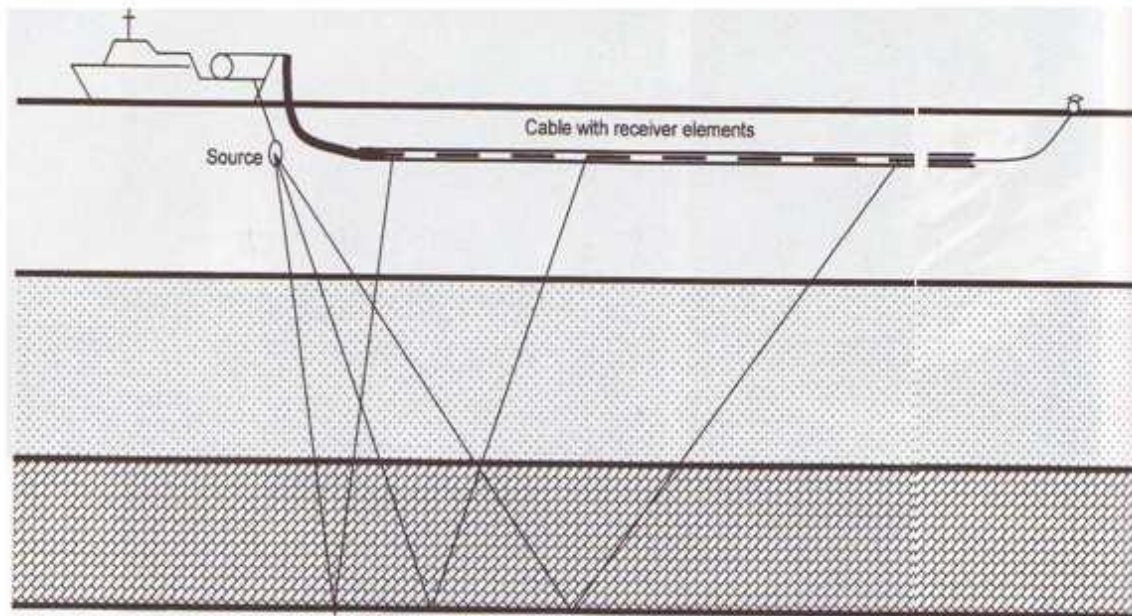
Avsetningene i sentral bassenget på Spitsbergen er godt bevart og har en tykkelse på rundt 1900 meter. De klastiske avsetningene er av tertiær alder og består av silisiklastiske sediment med varierende kornstørrelse. I eocene ble det avsatt grunn marin og alluvial sand fra vest (Dalmann, 1999; Worsley, 2008).

4 Metode

4.1 Seismisk innsamling

Seismisk innsamling (figur 4.1) går ut på å sende ut akustiske pulser og måle tiden det tar for disse å bli registrert på mottakerne. Seismiske bølger blir reflektert når de møter grenseflater der den akustiske impedansen, det vil si produktet av tetthet og hastighet, er forskjellig over

og under flaten. De seismiske bølgene blir ofte sett på som stråler som går ut fra sentrum av bølgen og (i isotrope media) treffer 90 grader på bølgefronten.

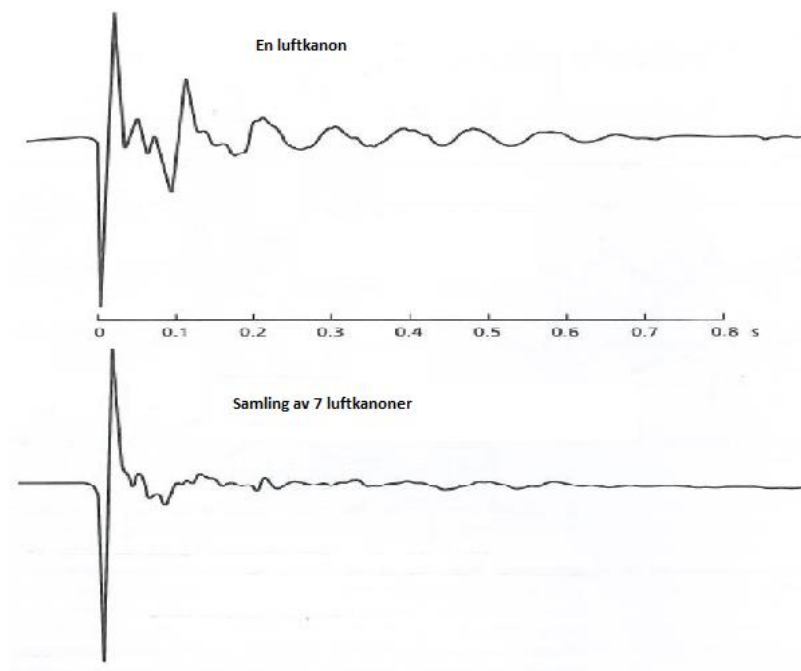


Figur 4.1: Viser prinsippet for konvensjonell marin seismisk innsamling (Bacon et al. 2003).

4.1.1 Kilde

Den vanligste marine kilden er luftkanoner som kan avbilde noen ti-talls kilometer ned i jordskorpen. Kilden slepes etter skipet og holdes normalt på et dyp rundt 5-15 meter. Luftkanoner fungerer slik at de sender komprimert luft på ca. 140 bar ut fra et luftkammer. Skuddet blir avfyrt ved at det sendes en elektrisk puls til en magnetisk sensor på luftkanonen og lokasjonen for skuddet er planlagt på forhånd. Luften blir deretter sendt ut i vannsøylen der den begynner å utvide seg og setter partiklene i bevegelse slik at det blir dannet en akustisk puls. Ekspansjonen varer helt til trykket inni boblen blir like stort som trykket utenfor, boblen begynner da å kollapse. Neste utvidelse er begynnelsen på første boblepuls. Boblepulsene vil fortsette med avtagende amplitude. Man ønsker normalt en kort og skarp puls for å få best mulig oppløsning og bruker derfor forskjellige metoder for å redusere boblepulsen. En måte å gjøre dette på er å skyte så nær vannoverflaten at luften bryter denne før boblen har oscilert. Ulempen med dette er at man mister mye energi, og signalet vil dermed ikke kunne kartlegge like store dyp. En annen måte man kan redusere boblepuls på under innsamlingen er å bruke en samling av luftkanoner med ulik størrelse (Figur 4.2). Dette fører til konstruktiv interferens av den første pulsen (primærpulsen) og destruktiv interferens av boblepulsen, siden de ulike luftvolumene vil gi ulik svingningshastighet. Man kan også bruke denne form for samling av

luftkanoner til å styre retningen på pulsen. Man kan utnytte direktivitet for å fokusere signalet på de områdene man ønsker å kartlegge.



Figur 4.2: Signalet fra en enkelt luftkanon (270 in^3) og en samling av 7 luftkanoner (1222 in^3) (Kearey & Hill, 2002).

Den akustiske pulsen blir dempet av forskjellige faktorer:

- 1) Geometrisk spredning – Når pulsen utvider seg blir energien fordelt over et stadig større område, hvilket gir avtagende registrert energi med avstanden fra kilden. Dette følger formelen:

$$\frac{E}{4\pi r^2},$$

der E er den opprinnelige energien og r er radiusen på pulsen.

- 2) Absorpsjon – Friksjon med materialet pulsen brer seg i reduserer energien. Mengden damping avhenger her av egenskapene til materialet, frekvensen til signalet (høye frekvenser dempes fortere enn lave) og strekningen.

- 3) Transmisjonstap – Når den seismiske pulsen treffer en refleksjonsflate vil bare deler av energien reflekteres, andre deler vil brytes nedover i neste lag. Hvor mye energi som

reflekteres er avhengig av tettheten og hastigheten i de to lag grensene og vinkelen strålen treffer refleksjonsflaten med.

4.1.2 Mottaker

I konvensjonell seismikk, dvs. når mottakerne ligger i vannet (og ikke på havbunnen) bruker man hydrofoner. Disse består av keramiske piezoelektriske komponenter som måler trykkforandringer ved passerende seismiske bølger (Kearey & Hill, 2002). Dette leses av i volt som er proporsjonal med trykket fra det avleste signalet. I multikanalsseismikk har man flere hydrofoner i plastrør som blir kalt streamere. Den delen av streameren som inneholder mottakere kalles den aktive streameren og er 2,5-12 km lang. Mottakerne blir organisert i grupper i streameren, der gruppelengden, dvs. avstanden mellom midtpunktet i to nabo grupper, som regel er 6.25 meter eller 12.5 meter i 3D innsamlinger, og 25 meter eller 50 meter ved 2D innsamlinger (Hart, 2000). Signalet blir normalt digitalisert før det blir sendt videre til registrering på skipet via en lead in kabel. Streameren er fylt med kerosen for å sikre akustisk kopling med vannet og nøytral oppdrift. Man kan styre dypet til streameren ved hjelp av birds som måler og styrer dypet og ved å regulere vekten til streameren ved bruk av blylodd.

Direktivitet, som ble relatert til kilden i 3.1.1, kan også relateres til mottakerne. Hydrofonene i streameren interfererer med hverandre og fører til redusert følsomhet i in-line retningen. Vi ønsker normalt konstruktiv interferens for vertikalt innfallende refleksjoner og destruktiv interferens fra siderefleksjoner. Man kan utnytte direktiviteten ved å planlegge tokt slik at støykilder blir liggende i de mindre sensitive (side) områdene for hydrofonene.

4.2 Prosessering - teori

Prosessering er alle prosesser som utføres på de seismiske dataene etter innsamlingen og før tolkningen for å forbedre kvaliteten. God prosessering er helt avgjørende for å kunne tolke de seismiske dataene korrekt.

Editering

Editering er fjerning av traser med mye støy, manglende signal eller andre feil (som feil skuddpunkt). Det inkluderer også reversering av polaritet. Traser som blir fjernet blir erstattet av interpolerte traser.

Sortering fra felles skuddpunkt (CSG) til felles midtpunkt (CMP)

Når de seismiske dataene blir innsamlet er de somregel sortert i en felles skuddpunkt samling (CSG). Det vil si at trasene blir sortert i grupper der alle trasser i samme gruppe tilhører samme skudd. Ved å sortere dataene i grupper med felles refleksjonspunkt (CMP eller CDP) og summere (stakke) trasene får man styrket signalet fra hvert refleksjonspunkt og redusert tilfeldig støy. Dette gir en mye bedre avbildning av undergrunnen enn CSG gir. Figur 4.3 illustrerer forskjellen på CSG og CMP samlinger.



Figur 4.3: Geometrien til strålebanene for en felles skuddsamling (venstre) og en felles midtpunkt samling (høyre) (Skissert fra Sheriff & Geldart, 1995).

Justering av forsterkningsfaktor («Gain recovery»)

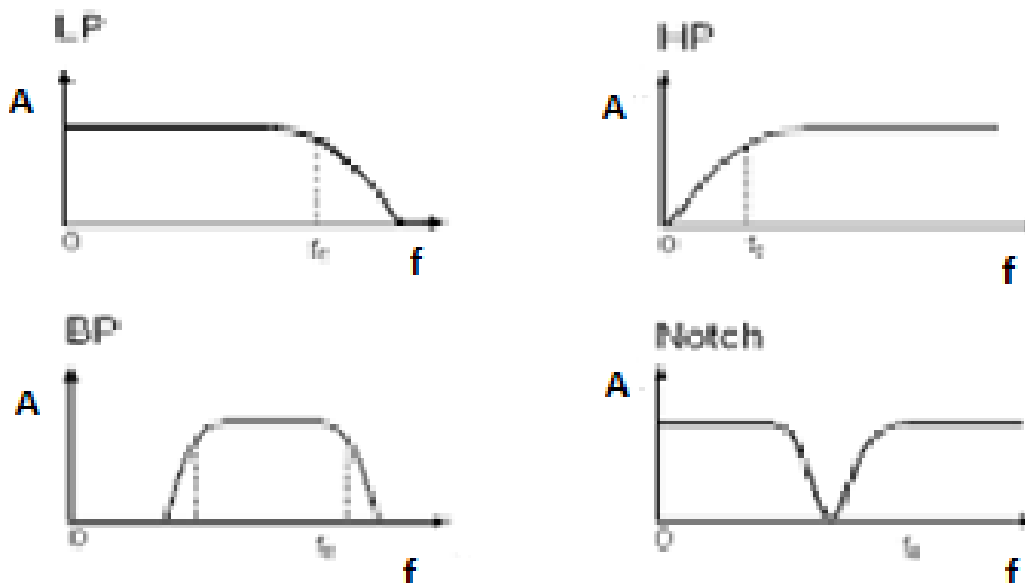
Som nevnt tidligere (3.1.1.) er det flere faktorer som påvirker styrken på signalet. Det finns ulike måter å korrigere for dette på, både statistiske og deterministiske. Med andre ord kan man enten korrigere trasene til ett gjennomsnitt av de andre trasene innenfor et vindu som blir flyttet eller bruke matematiske antagelser for hvor mye trasene blir dempet med tid.

Dekonvolving

Konvolving er en matematisk operasjon som definerer forandringen av en bølgeform som et resultat av filtrering. Dekonvolving er den omvendte operasjonen og brukes til å fjerne effekten av et filter, for eksempel jordfilteret. Dette kan forbedre de seismiske målingene. Dekonvolving har en tendens til å gjøre bølgeformen kortere og dermed forbedre den vertikale oppløsningen (se 4.3.3). Når man bruker inverse filter for å gjøre signalet om til en spike kalles det spiking dekonvolusjon. Prediktiv dekonvolusjon brukes blant annet når man ønsker å fjerne multipler som man forutsier ankomsten til ut fra primær ankomsten (antar periodisitet). For at man skal kunne bruke denne metoden må 2 kriterier være tilfredsstillt: bølgeformen må ha minimums faseforsinkelse og refleksivitetsfunksjonen må være tilfeldig. Dekonvolusjon utføres som regel både før og etter stakking (Kearey & Hill. 2002; GeoClass).

Frekvensfiltrering

Svært lave og svært høye frekvenser er ofte relatert til støy. Elektrisk støy ligger for eksempel ofte rundt 50 Hz, mens havbølger ofte gir lavfrekvent støy rundt 1-3 Hz. Forskjellige former for frekvensfilter kan fjerne støy som inneholder bestemte frekvens grupper. Band pass filter slipper for eksempel bare gjennom frekvenser over og under en gitt verdi og fjerner resten, et lavpass filter fjerner alle frekvenser over en gitt verdi, mens et notch filter fjerner frekvenser mellom to gitte verdier og slipper gjennom resten (figur 4.4). Filtreringen foregår i frekvens domenet, og man bruker Fourier transformasjonen og den inverse transformasjonen for å få de seismiske dataene til frekvensdomenet og tilbake til tidsdomenet. Den matematiske operasjonen som filtrerer dataene kan føre til svingninger i dataene som gir støy når det blir transformert tilbake til tidsdomenet. Dette kalles Gibbs fenomen og kan unngås ved å konstruere filter uten skarpe kanter.



Figur 4.4: Forskjellige frekvens filter. Y-aksen representerer amplitude, x-aksen frekvens. LP= lavpass, HP= høypass, BP= båndpass, og notch filter (Noe modifisert fra Kearey et al. 2002; Sheriff & Geldart, 1995).

Hastighetsterminologi

Seismiske hastigheter kan bli definert på ulike måter, og det er derfor nødvendig å kjenne en del begrep relatert til dette:

- Gjennomsnittshastighet: strekningen den seismiske bølgen har gått delt på tiden.
- Stacking hastighet/NMO hastighet: Den hastigheten som gir størst amplitude for refleksjonshendelsen når man summerer trasene. Dette er den samme hastigheten som ville gitt best NMO korrigeringsgangtiden, T_x kan bli uttrykt som en funksjon av gangtiden for null-offset, dens offset og NMO hastigheten:

$$T_x = \left(T_o^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} \right)^{1/2}.$$

- Intervall hastighet: Den seismiske hastigheten innenfor ett lag. Man kan bruke Dix-formel til å finne intervall hastigheten ved å anta at $V_{rms} = V_{stakk}$ (som blir funnet gjennom hastighetsanalysen):

$$V_{int_{i+1}} = \frac{[(T_{i+1} V_{rms}^2) - (T_i V_{rms}^2)]^{1/2}}{(T_{i+1} - T_i)^{1/2}},$$

- RMS hastighet: Når man regner ut rms hastighet antar man at strålene følger hyperbelformede kurver. Antagelsen er tilnærmet riktig når offset avstanden er stor i forhold til reflektor dypet og laggrensen er (tilnærmet) horisontal. RMS hastigheten kan uttrykkes ved formelen:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (V_i^2 t_i)}{\sum_{i=1}^n t_i},$$

der V_i er intervallhastigheten i lag i og t_i enveis gangtiden for den reflekterte strålen gjennom lag i .

- Tilsynelatende hastighet: Noen ganger ser det ut til at strålene har beveget seg med en annen hastighet enn de egentlig har, for eksempel dersom lagene heller. I slike tilfeller

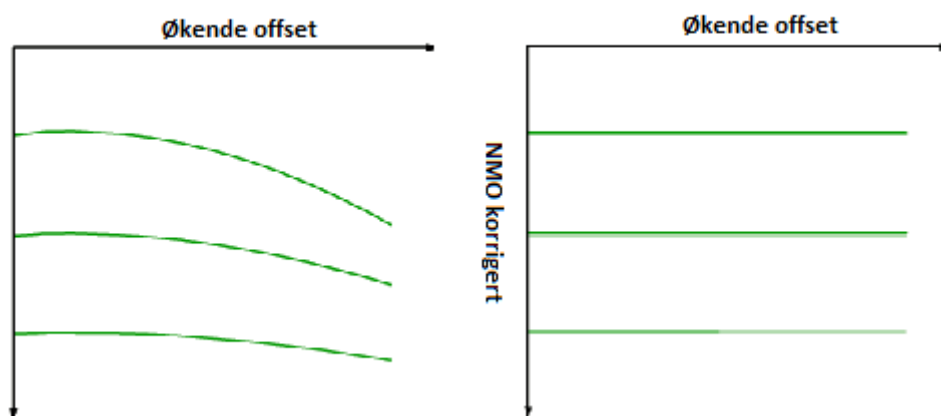
er strålebanen lengre eller kortere enn det man trodde på grunn av hellingen til laget, og vil føre til feil hastighetsberegning (Kearey & Hill, 2002).

Hastighetsanalyse

Før man kan utføre NMO-korreksjon og deretter staking må man vite hvilke hastigheter som skal brukes. Staking hastigheter kan finnes ved å studere de tilnærmet hyperbelformede gangtidskurvene i CMP-samlinger. Man summerer trasene langs hyperbler som tilsvarer ulike seismiske hastigheter og plotter resultatene i 3 dimensjonale diagram som illustrerer hastighet, dyp (i tid) og amplitude. Slike diagram kalles semblance. Ut fra dette kan man se hvilke hastigheter som gir størst amplitude og som dermed er tilnærmet lik de korrekte intervall hastighetene.

NMO-korreksjon

NMO står for «normal move-out» og er en beskrivelse av den hyperbolske formen refleksjonen til trasene gir i en trase samling (f.eks. CMP eller CSG) som følge av ulik reisestrekning. Dersom man kjenner hastigheten til lagene (og hellingen) kan man korrigere for NMO slik at alle refleksjonene blir liggende på en linje (figur 4.5). Dette gjøres slik at dataene kan stakkes. Ved NMO-korreksjon oppstår det strekk i dataene som blir større med økt offset og grunne lag.



Figur 4.5: Gangtidskurvene før (venstre) og etter (høyre) NMO korreksjon (Noe modifisert fra GeoClass).

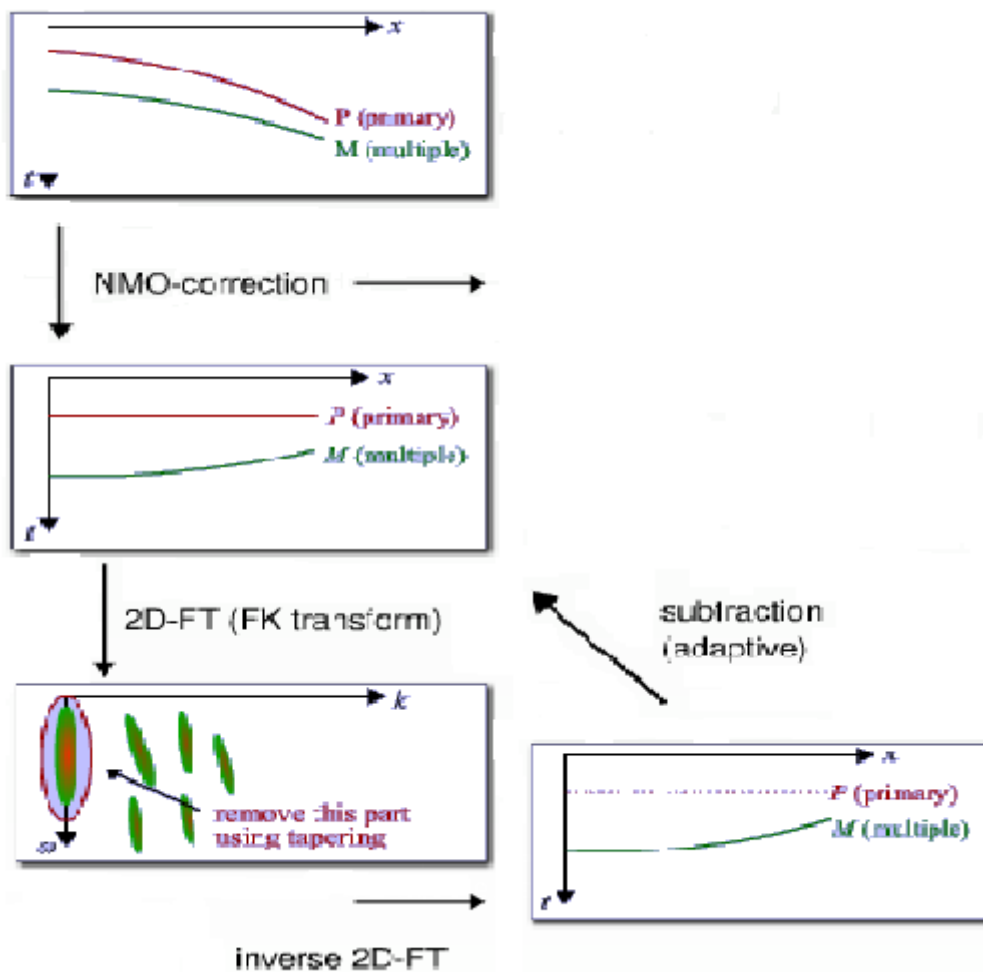
Muting

Muting vil si å fjerne et område utenfor eller innenfor en linje. Det brukes blant annet til å fjerne områder med mye støy og til å fjerne de områdene med mye strekk i dataene etter NMO korrigerings.

Hastighetsfiltrering (dip-filtrering)

Hastighetsfiltrering, også kalt dip filtrering, blir utført etter hastighetsanalysen og NMO-korrigeringsen av dataene og er en metode som brukes for å fjerne multipler og andre former for sammenhengende støy (figur 4.6). Alle primære refleksjoner skal nå være horisontale, mens multiplene krummer oppover som følge av at de har en lavere tilsynelatende hastighet. Når disse dataene blir omgjort til frekvens-bølgetall domenet (f-k domenet) ved fourier transformasjonen blir de horisontale linjene vertikale, mens multiplene vises som hellende linjer. Man fjerner nå alle vertikale linjer fra dataene og trekker resultatet fra de opprinnelige dataene før man transformerer tilbake til tidsdomenet. Metoden fungerer imidlertid ikke så godt for multipler med kort reiselengde (for eksempel havbunnsmultipler i grunne områder), fordi de har omtrent samme NMO og frekvens-innhold som primæren.

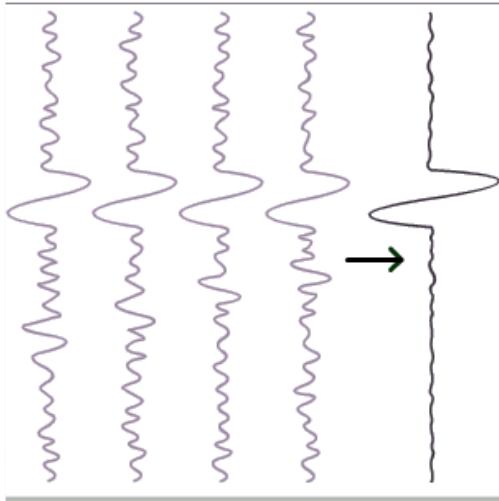
Multiple elimination - schematics:



Figur 4.6: Illustrerer hvordan man kan fjerne multipler ved hjelp av hastighetsfiltrering (Noe modifisert fra GeoClass).

Stacking

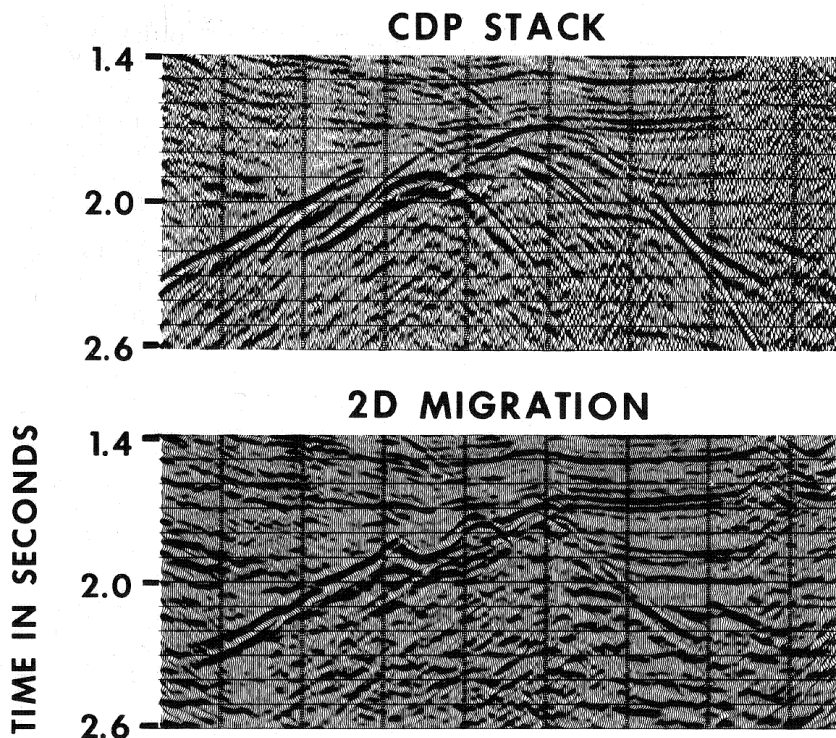
Stacking er summering av trasene i en CMP samling etter at NMO korrigering er utført. Ved å gjøre dette blir refleksjonene styrket siden de ligger på en linje mens støy, spesielt tilfeldig støy, kansellerer hverandre (figur 4.7). Sammenhengende støy som multipler kan også dempes betraktelig, fordi multiplene har tilsynelatende hastigheter som er ulik staking hastighetene til primærene og dermed ikke blir horisontale ved NMO-korreksjon.



Figur 4.7: Når man staker trasene fra en CMP samling stryker man primær pulsen og svekker tilfeldig støy (Noe modifisert fra GeoClass).

Migrasjon

Dette er en prosess der man rekonstruerer en seismisk seksjon slik at refleksjonen plasseres rett under den korrekte overflate posisjonen ved korrekt vertikal refleksjonstid. Migrasjon gir i tillegg forbedret seismisk oppløsning ved å konsentrere energien som opprinnelig var spredd utover fresnel sonen (se 3.3) og ved å kollapse diffraksjonsmønster fra punktreflektorer og forkastede lag. Figur 4.8 viser et eksempel på betydelig forbedring av seismikken etter migrasjon (Hart, 2000; Kearey et al. 2002).



Figur 4.8: Viser hvor mye migrasjon forbedrer de seismiske dataene (Hart, 2000).

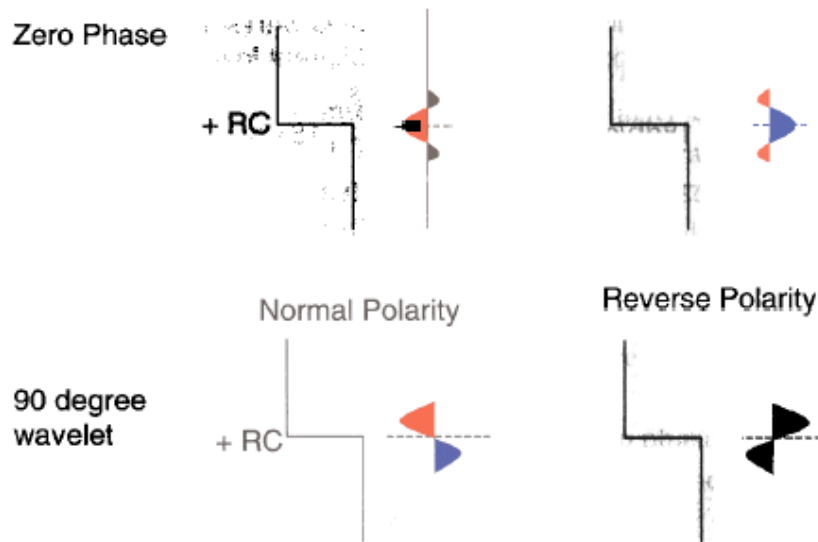
4.3 Prinsipper for tolkning

4.3.1 Fase

Et viktig begrep i seismikk er fase. Denne er relevant både i forhold til hvilken prosesseringsmetoder man kan bruke (noen metoder krever minimums fase) og i forhold til hvor en seismisk horisont skal plasseres korrekt (Hart, 2000). Fase har å gjøre med hvilke del av signalet som representerer refleksjonsflaten. Normalt sett er seismiske signal i utgangspunktet minimums fase, det vil si at det første utslaget representerer refleksjonen. Som oftest ønsker man i midlertid å tolke på null fase signal, det vil si signal som er symmetrisk rundt tidspunkt 0. Årsaken er at null-fase data gir en skarpere definisjon og mindre forvridding mellom stratigrafiske trekk i undergrunnen. Interferens mellom laggrenser gjør at toppen/bunnen av null fase data ikke alltid representerer en laggrense, men det er likevel ofte anbefalt å tolke i dette området (Hart, 2000).

Polaritet vil si om en oppgang i akustisk impedans blir representert som en topp eller bunn. I SEG-Y standard er en oppgang i akustisk impedans definert som at den akustiske impedansen øker fra det overliggende laget til det underliggende, og blir representert som en topp. I den

europiske standarden har de derimot motsatt definisjon av oppgang i akustisk impedans. Ofte blir den europeiske standarden invertert og den vil da se ut som SEG-Y standarden (figur 4.9) (Hart, 2000).



Figur 4.9: Europeisk polaritetskonvensjon med normal polaritet til venstre og reversert polaritet til høyre. Den reverserte europeiske polariteten er lik den normale SEG-Y standarden (Hart, 2000).

Man kan bruke havbunnen til å finne polariteten til dataene da det er kjent at denne representerer en økning i akustisk impedans fra vannet til havbunnen. Dette er i midlertid ofte oppgitt av selskapet som prosesserte dataene.

4.3.2 Display

Når seismikken skal tolkes blir den normalt vist som et interpolert variabelt tetthets display. Det vil si at man viser topper og bunner med ulike farger, der styrken på fargen indikerer absoluttverdiene. Fargen mellom trasene er interpolert. Man kan også vise hver enkelt trase sammen med tetthets displayet. Valg av farger kan være til god hjelp når man skal tolke. Sterke farger kan for eksempel gjøre det lettere å se enkelte strukturer, men kan også fremheve støy (Hart, 2000).

4.3.3 Oppløsning

Det fins to former for oppløsning som er svært viktig i seismisk tolkning: horisontal og vertikal. Vertikal oppløsning sier noe om evnen til å skille mellom forskjellige lag nedover i

dypet, mens horisontal oppløsning går ut på å skille mellom ulike punkt i den horisontale retningen.

Evnen til å se et lag avhenger både av tykkelsen på laget og kontrasten i akustisk impedans mellom laget og det overliggende og underliggende laget. En tommelfinger regel er at et lag er synlig så lenge det er tykkere enn $\frac{1}{4}$ bølgelengde. Bølgelengden = V/f , der V er hastighet og f er frekvensen, oppløsningen blir derfor lavere ved høye hastigheter (Hart, 2000).

Horisontal oppløsning er relatert til at det ikke er en enkelt stråle, men en bølgefront som treffer reflektoren. Bølgefronten treffer et område kalt fresnel sonen så godt som samtidig og man klarer ikke å skille refleksjoner innenfor denne sonen fra hverandre. Tommelfinger regelen nevnt for vertikal oppløsning gjelder også for den horisontale og man kan se en horisontal struktur dersom den er større enn $\frac{1}{4}$ bølgelengde. For en mer nøyaktig utregning av fresnel sonens radius brukes denne formelen:

$$R_f = \sqrt{\frac{VZ}{2f_c}}$$

Fra formelen kan man se at den horisontale oppløsningen øker med økt frekvens og reduseres med hastighet og tid (Hart, 2000). V representerer hastighet, Z representerer dyp og f_c representerer frekvens.

4.3.4 Skala

Når man skal tolke strukturer i seismikken er det viktig å ha kjennskap til skalaen. Den horisontale aksene er i lengde enheter, men den vertikale aksene er i tid. Dypet en struktur befinner seg på er med andre ord avhengig av intervall hastighetene, og man må kjenne hastighetene for å få en god forståelse av dimensjonene en ser, slik at man kan gi en korrekt tolkning. Hellingen på forkastninger og skrå lag kan også se mye brattere/slakere ut enn de egentlig er.

4.3.5 Well-ties

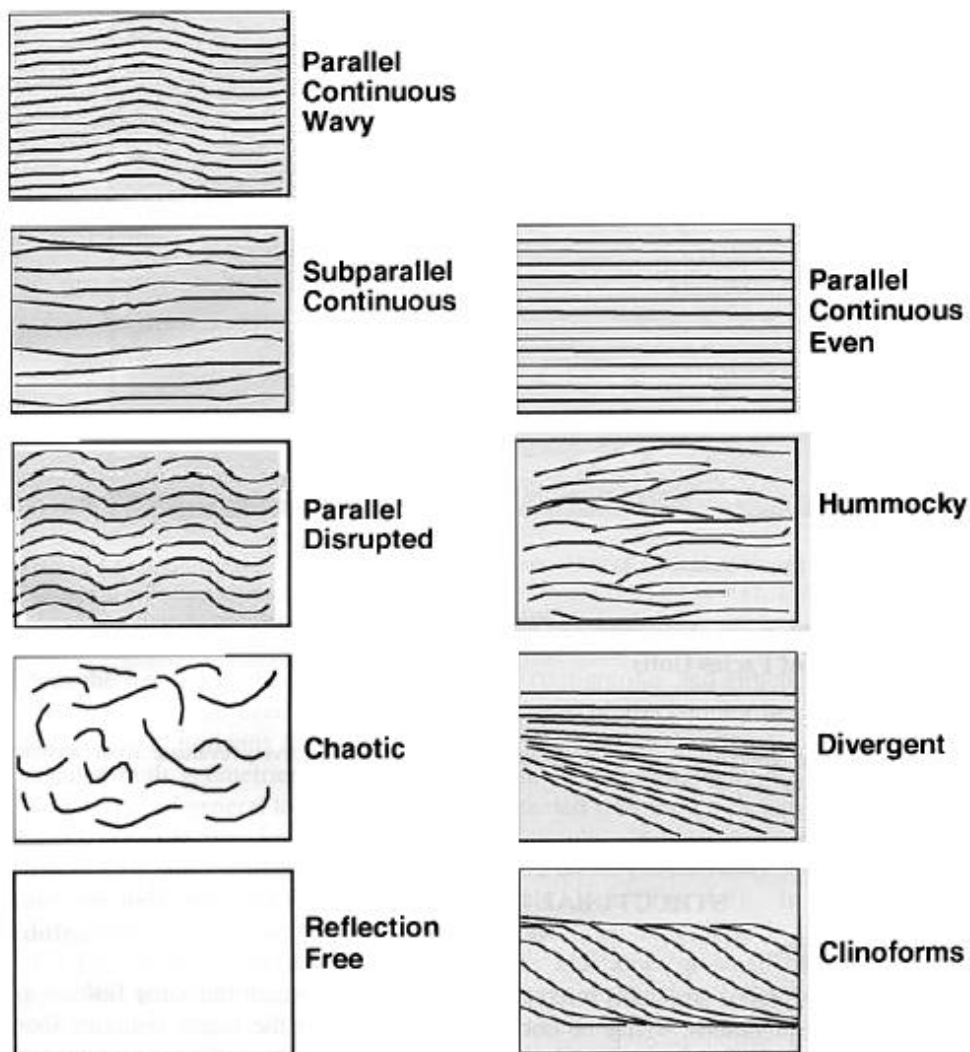
For å forbedre tolkningen av seismikken er det veldig nyttig å knytte seismikken opp mot brønner i området. Dette er blant annet nyttig fordi det gir lengdeenheter på den vertikale

skalaen til seismikken. Ved å bruke hastighets- og tetthets logger kan man finne akustiske impedans kontraster i lagene, og dersom man knytter dette opp mot bølgepulsen (som kan måles i borehullet) kan man lage syntetisk seismikk. Man kan deretter strekke i de syntetiske seismiske trasene for å få de til å passe best mulig med den virkelige seismikken, og man kan få en bedre forståelse av geologien et stykke fra borehullet. En annen metode for å korrelere seismikken med brønninformasjon er å bruke en «check-shot» undersøkelse. Det vil si at man senker en geofon ned i brønnen og skyter seismikk. Dette gir informasjon om hastighetene i lagfølgen og kan brukes ved dybdekonvertering av seismikken. VSP, «vertical seismic profiles», ligner på check shots, men flere mottakere blir brukt og de registrerer over lengre tid. En av fordelene med VSP fremfor «check-shot» er at den registrerer signalet fra flere av lag-grensene (Hart, 2000).

Brønndata gir en mye bedre oppløsning på dataene enn seismikk og kan gi en mer detaljert informasjon om avsetningene. Dette kan føre til en bedre tolkning av for eksempel avsetingsmiljø, og dermed forbedre tolkningen av de stor-skala strukturene man kan observere i seismikken (Hart, 2000).

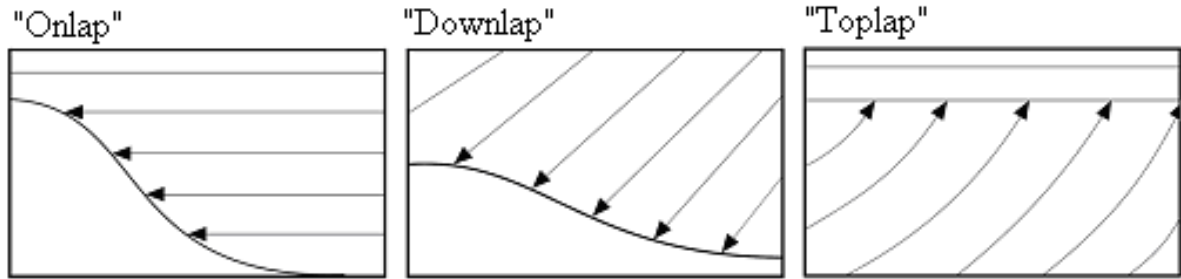
4.3.6 Seismisk stratigrafi

Man kan beskrive de seismiske linjene sitt overordnede mønster og bruke dette til å si noe om hvilket avsetningsmiljø og hva slags avsetninger som dominerer i ulike lag. Parallelle linjer med lave amplituder indikerer for eksempel et marint miljø. Figuren 4.10 viser flere måter å dele inn seismikken på avhengig av dens overordnede utseende.



Figur 4.10: Viser 9 måter å dele inn seismikk på: parallell kontinuerlig bølgete, subparallell kontinuerlig, parallell med brudd, kaotisk, parallell kontinuerlig horisontal, hummocky, divergent, klinoform og ingen refleksjon (Hart, 2000).

Store sekvens grenser kan bli funnet ved å se etter seismiske refleksjonsgrenser som onlap, downlap og toplap, se figur 4.11 for illustrasjon. Og man definerer blant annet store stratigrafiske pakker ved å tolke sekvens grenser og inkonformiteter (Hart, 2000).



Figur 4.11: Illustrerer hvordan man kan gjenkjenne store sekvensgrenser ved å se etter onlap, downlap og toplap strukturer (Mitchum et al. 1977).

4.3.7 Strukturell tolkning

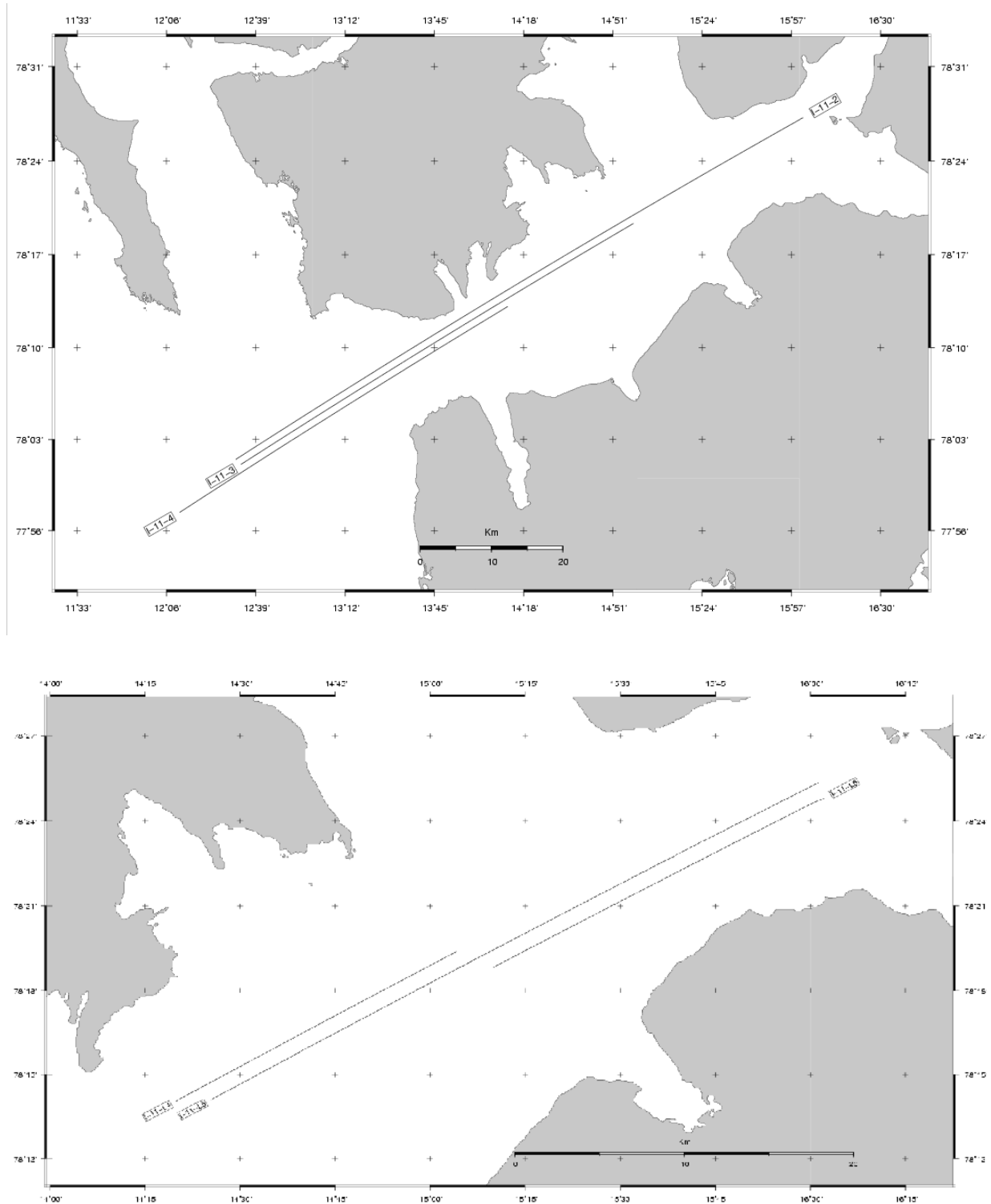
Man kan gjenkjenne forkastninger som brudd i seismikken, men de er ikke alltid like lett å oppdage. Ofte kan det være lurt å tolke basert på prinsippene for seismisk stratigrafi først. Det er i tillegg nyttig å ha kjennskap til den tektoniske historien i område for å ha en forståelse for hvilke form for forkastninger man kan forvente å finne og å tolke større strukturer før man begynner på de mindre (Hart, 2000).

4.3.8 Kart

Resultatene av en seismisk tolkning fremstilles ofte som kart. Man har da gjort om en eller flere tolkede horisonter til et kart med dyp vist i to-veis-gangtid (TWT; isokron-kart). Man kan også lage isopak-kart som viser tykkelsen på et lag. De lagde kartene legges ofte over et områdekart og forkastninger, slik at man kan få en bedre forståelse av konteksten studie området er i.

5 Datainnsamling og parametere

De seismiske profilene (figur 5.1) som blir brukt i denne oppgaven er blitt samlet inn under Svalex kurset i 2011 og 2012.



Figur 5.1: a) Linje 2, 3 og 4 samlet inn i 2011. b) Linje 5 og 6 i tillegg til deler av linje 4 samlet inn i 2012 (Ruud, pers. komm.).

All informasjonen i dette kapittelet er hentet fra feltrapportene fra Svalex 2011 og 2012 kursene (Mjelde, 2011; 2012) og fra geologiavdelingen til Universitetet i Bergen sitt elektroniske arbeidsverksted. Deler av profil 2, 3 og 4 av I-11 griddet ble samlet inn i 2011, mens linje 5 og 6 i tillegg til deler av linje 4 ble samlet inn i 2012. Gravimetrisk og magnetiske data ble samlet inn for hele området i både 2011 og 2012.

Man ønsker ofte informasjon om kilde signalet, for eksempel når man skal utføre dekovolusjon. Man måler derfor kilde signalet i fjernfeltet, der signalet er mest mulig likt det opprinnelige signalet. Resultatet av dette kan sees i figur 5.2 nedenfor.

5.1 Innsamlings parametere

2011

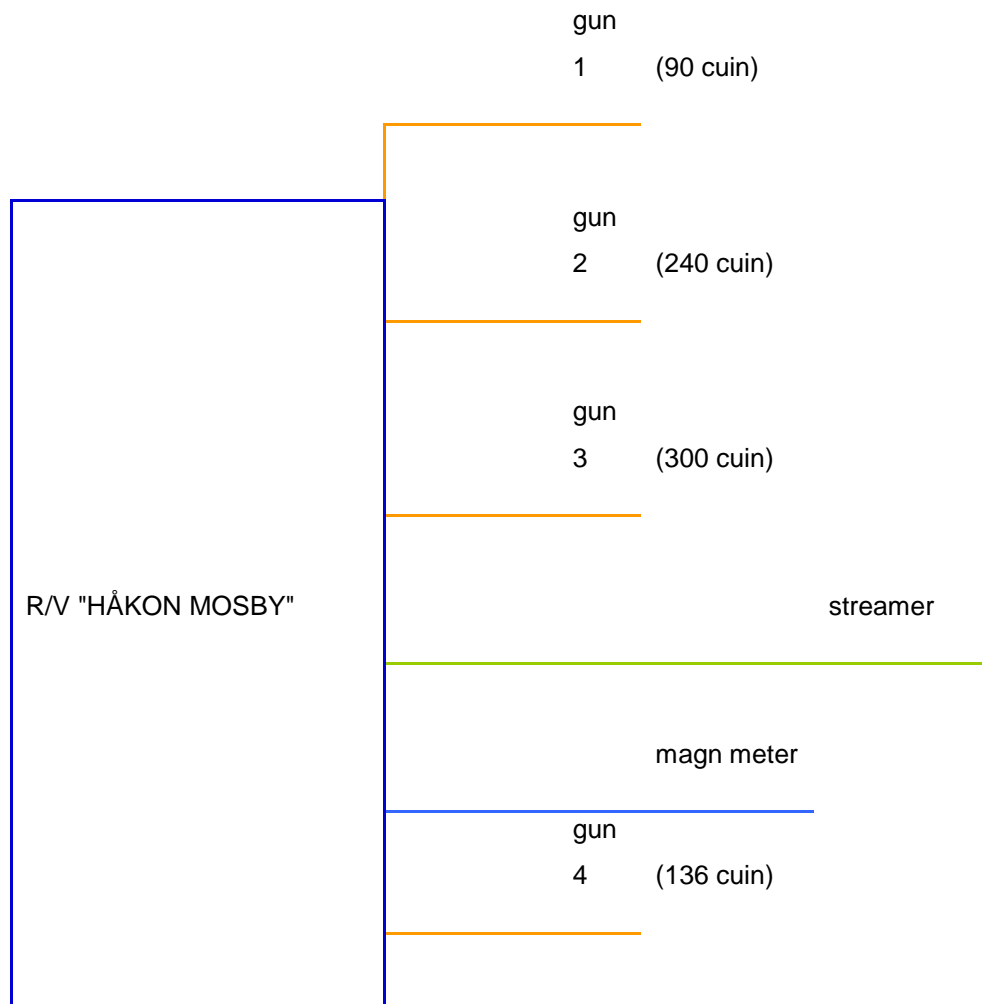
Tabell 5.1: Innsamlingsparametere for 2011 (Mjelde, 2011).

Parametere	2011
Digital streamer lengde	3.0 km
Antall kanaler	240
Triac Recording (westernGeco)	X
Bolt luftkanoner	$300+240+136+90 \text{ inch}^3 = 766 \text{ inch}^3$
Skuddpunkt intervall	50 m
Hastighet	5.0 kn
Opptaks lengde	12 s
Luftkanon dyp	6 m
Streamer dyp	8 m
Gruppe lengde	12.5 m
Avstand fra GPS antenne til kilde senter	60 m
Avstand fra GPS antenne til første aktive kanal	185 m
Opptaks filter	3 Hz (18dB/octave), 180 Hz (72 dB/octave)
Lacoste-Romberg gravimeter	X
Marine proton magnetometer	X

En dyp bird ble brukt under 2011 innsamlingen. Det planlagte dypet til streameren var 8 meter; dette ble noe dypere på grunn av at streameren ikke var perfekt balansert.

Fronten og enden av streameren var for dyp for de grunneste delene av alle profilene og en kortere lead-in ble derfor anbefalt for 2012. Avstanden mellom kilden og første kanal var 105 meter. Luftkanon 3 var utav bruk i 3,45 km av innsamlingen av profil 4, men det var ingen nedetid under innsamlingen.

Fire Bolt luftkanoner på 300+240+136+90 inch³ ble brukt under innsamlingen. Dette for å dempe boblepuls og øke direktiviteten nedover. Figur 5.2 illustrerer kilde og mottaker geometrien.



Figur 5.2: Kilde og streamer geometri under innsamlingen i 2011 (Noe modifisert fra Mjælde, 2011).

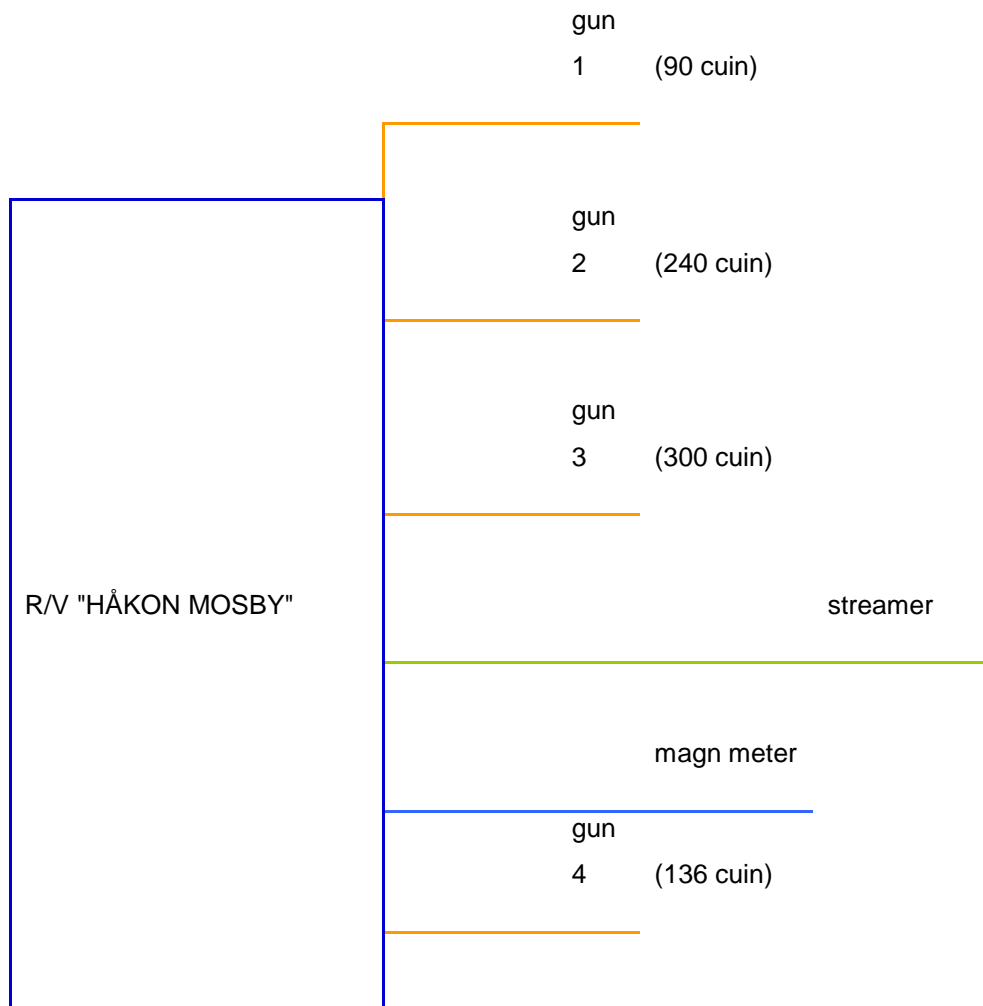
2012

Tabell 5.2: Innsamlingsparametere for 2012 (Mjelde, 2012).

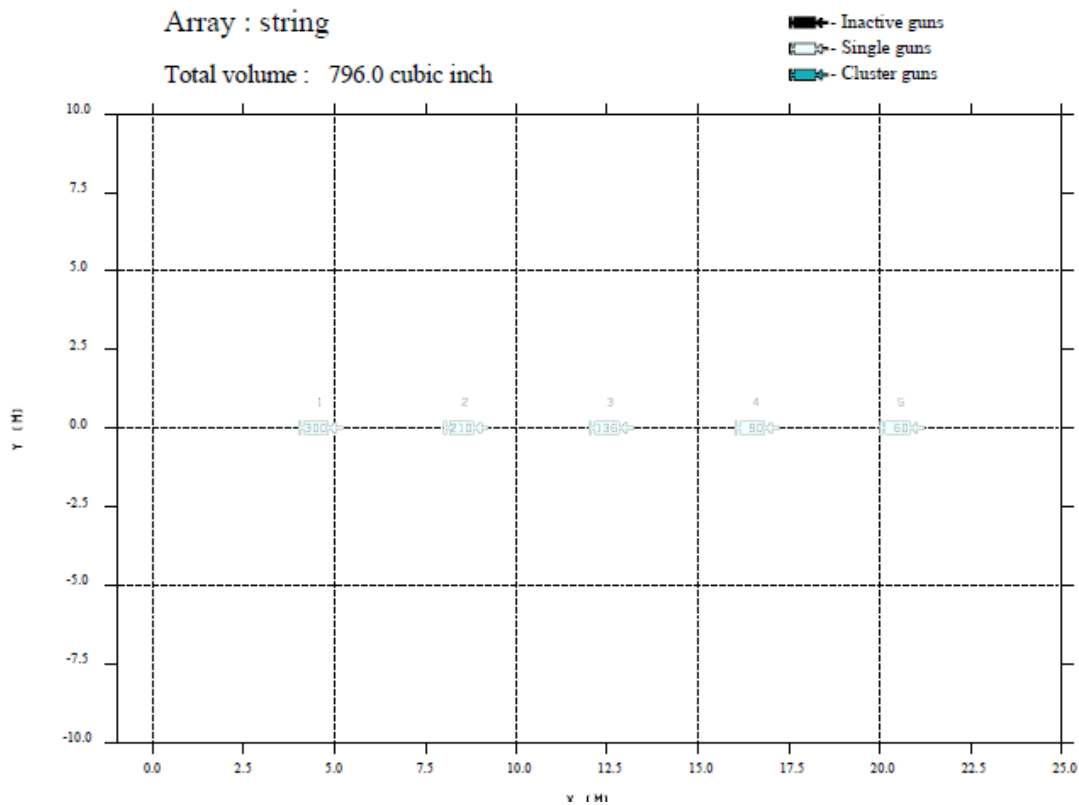
Parametere	2011
Digital streamer lengde	3.0 km
Antall kanaler	240
Triac Recording (westernGeco)	X
Bolt luftkanoner	$300+240+136+90 \text{ inch}^3 = 766 \text{ inch}^3$
Skuddpunkt intervall	50 m
Hastighet	5.0 kn
Opptaks lengde	12 s
Luftkanon dyp	6 m
Streamer dyp	8 m
Gruppe lengde	12.5 m
Avstand fra GPS antenne til kilde senter	60 m
Avstand fra GPS antenne til første aktive kanal	185 m
Opptaks filter	3 Hz (18dB/octave), 180 Hz (72 dB/octave)
Lacoste-Romberg gravimeter	X

Korreksjonene for streamer dyp anbefalt i 2011 innsamlingen ble utført ved å, over tre trinn, korte ned lead-in med 10 meter under linje 6 innsamlingen. Andre mindre anomalier var: Kanal 1 spiket gjennom det meste av innsamlingen og luftkanon 1 var utav drift i 13,1 km under innsamlingen av linje 5.

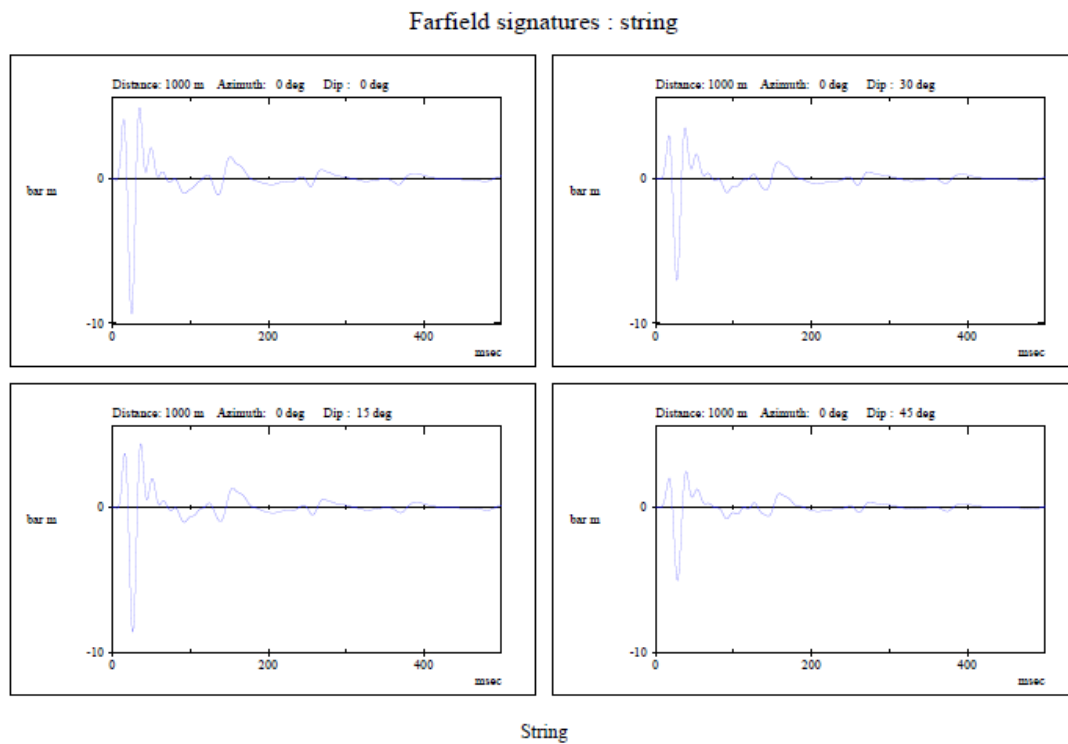
Kilde og mottakergeometrien i 2012 innsamlingen var den samme som den i 2011 og blir illustrert i figur 5.3. Figur 5.4, 5.8 og 5.12 viser også kildekonfigurasjonen, men er lagd av Bent Ole Ruud (UIB) i kildemodeleringsprogrammet Nucleus. Han har også modelert fjernfeltsignaturen i figur 5.5, 5.9 og 5.13, fjernfelts amplitudespekteret i figur 5.6, 5.10 og 5.14 og direktiviteten i figur 5.7, 5.11 og 5.15. Den modelerte direktiviteten viser at kildekonfigurasjonen har økt direktiviteten nedover og redusert direktiviteten fra sidene, slik man ønsker. Avstanden mellom kilden og første kanal var 110 meter.



Figur 5.3: Kilde og streamer geometri under innsamlingen i 2012.

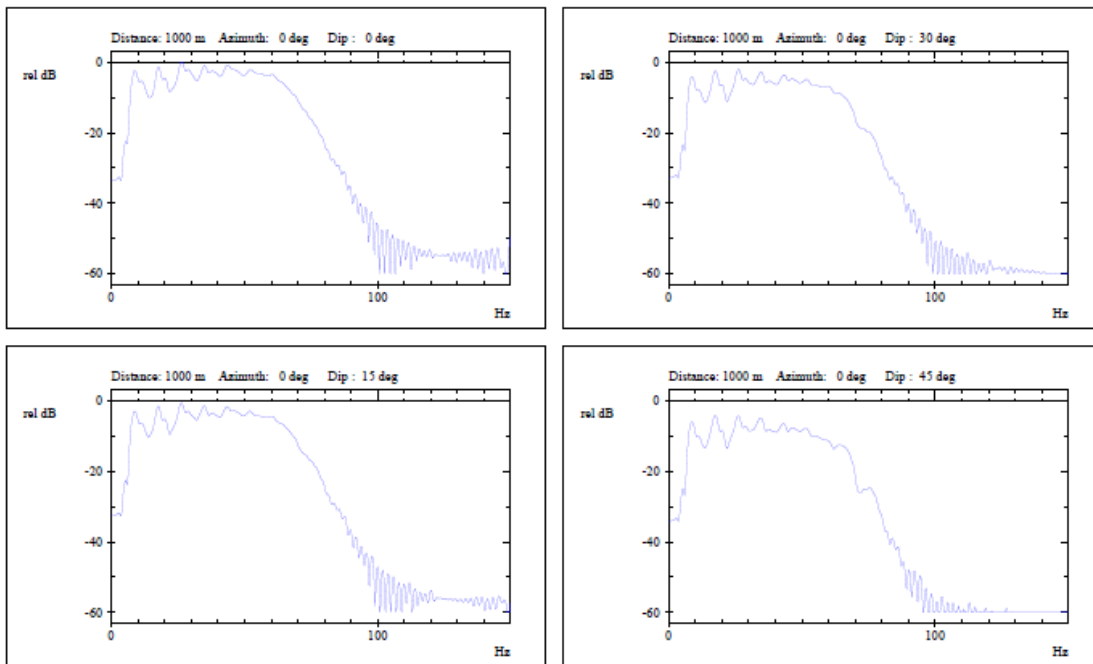


Figur 5.4: Kildekonfigurasjonen for 2011 (string). Kilde konfigurasjonen for 2012 innsamlingen var identisk (Ruud, pers. komm.).



Figur 5.5: Fjernfelt signaturen for 2011 innsamlingen (string). Fjernfelt signaturen (string) for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

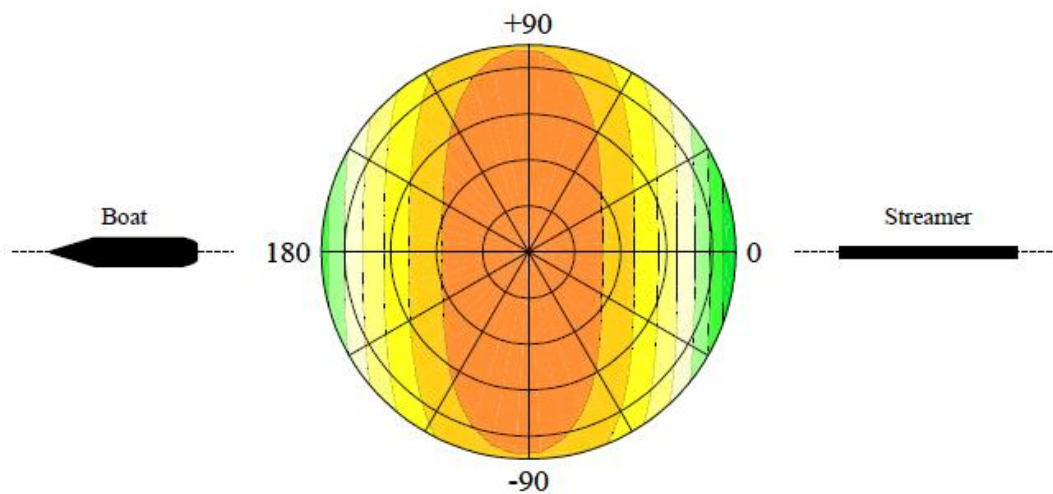
Amplitude spectra of farfield signatures : string



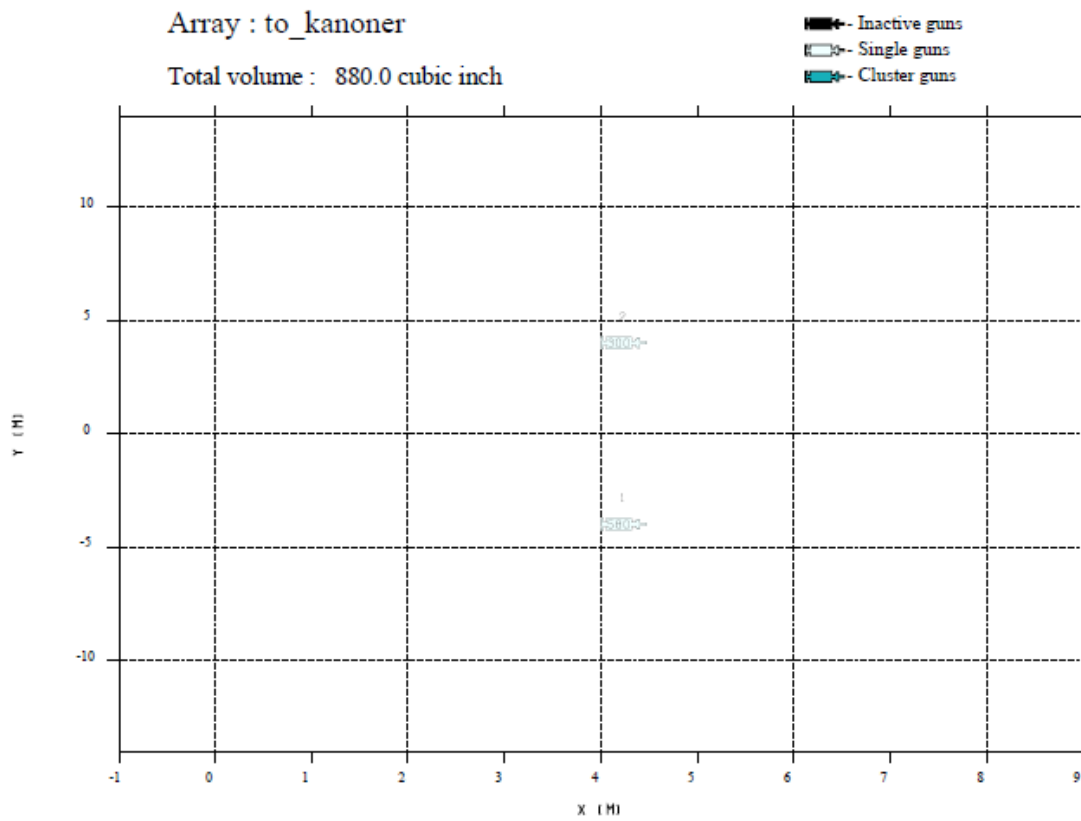
String

Figur 5.6: Amplitudespekteret til fjernfeltsignalet fra 2011 (string). Amplitudespekteret fra 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

Source Directivity Plot - frequency : 60.0 Hz. - array string

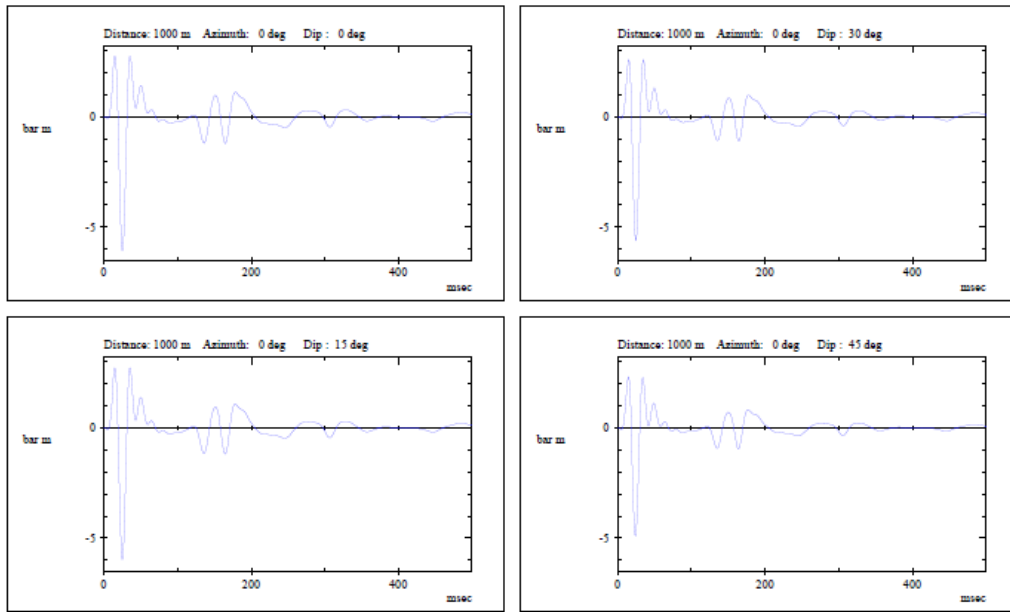


Figur 5.7: Direktivitetsplott for kilden fra 2011 innsamlingen. Direktivitetsplottet for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).



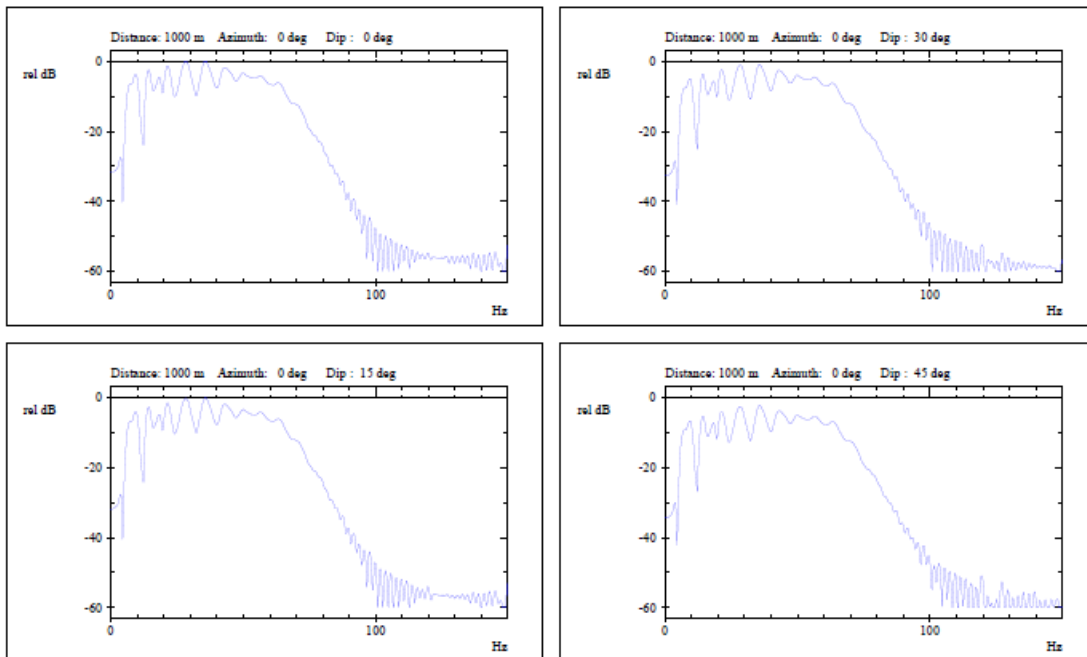
Figur 5.8: Kildekonfigurasjonen for 2011 (to kanoner). Kilde konfigurasjonen for 2012 innsamlingen var identisk (Ruud, pers. komm.).

Farfield signatures : to_kanoner



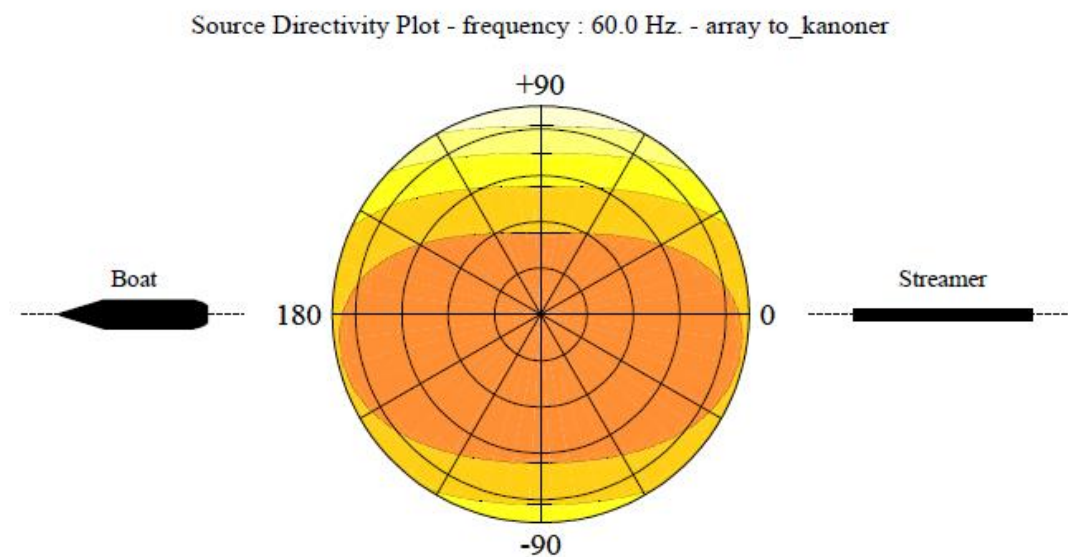
Figur 5.9: Fjernfelt signaturen for 2011 innsamlingen (to kanoner). Fjernfelt signaturen (string) for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

Amplitude spectra of farfield signatures : to_kanoner

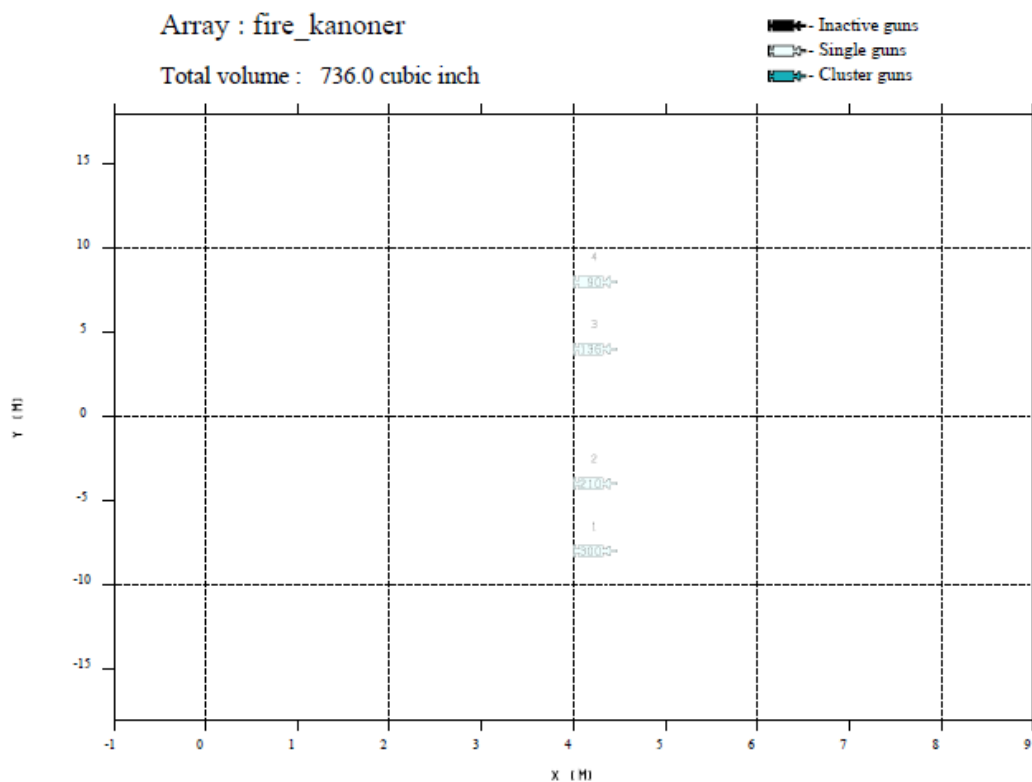


To kanoner

Figur 5.10: Amplitudespekteret til fjernfeltsignalet fra 2011 (to kanoner). Amplitudespekteret fra 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

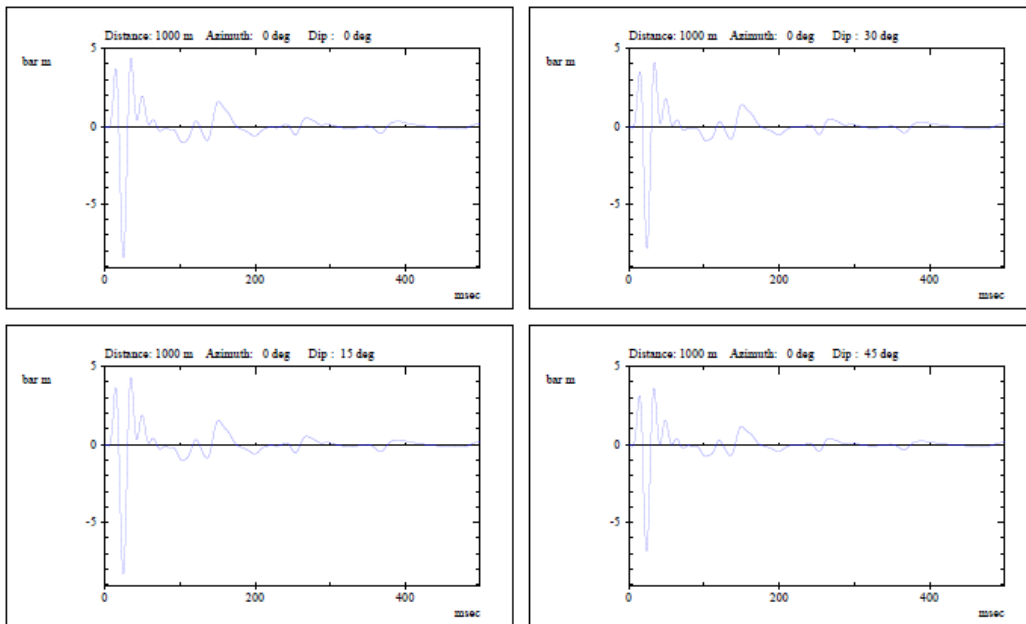


Figur 5.11: Direktivitetsplott for kilden fra 2011 innsamlingen (to kanoner). Direktivitetsplottet for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).



Figur 5.12: Kildekonfigurasjonen for 2011 (fire kanoner). Kilde konfigurasjonen for 2012 innsamlingen var identisk (Ruud, pers. komm.).

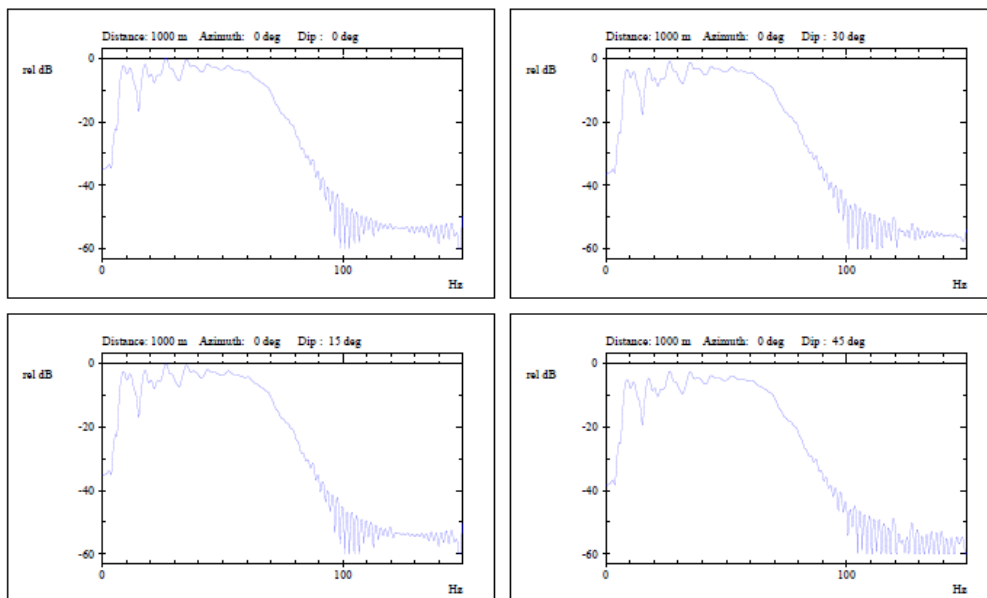
Farfield signatures : fire_kanoner



Fire kanoner

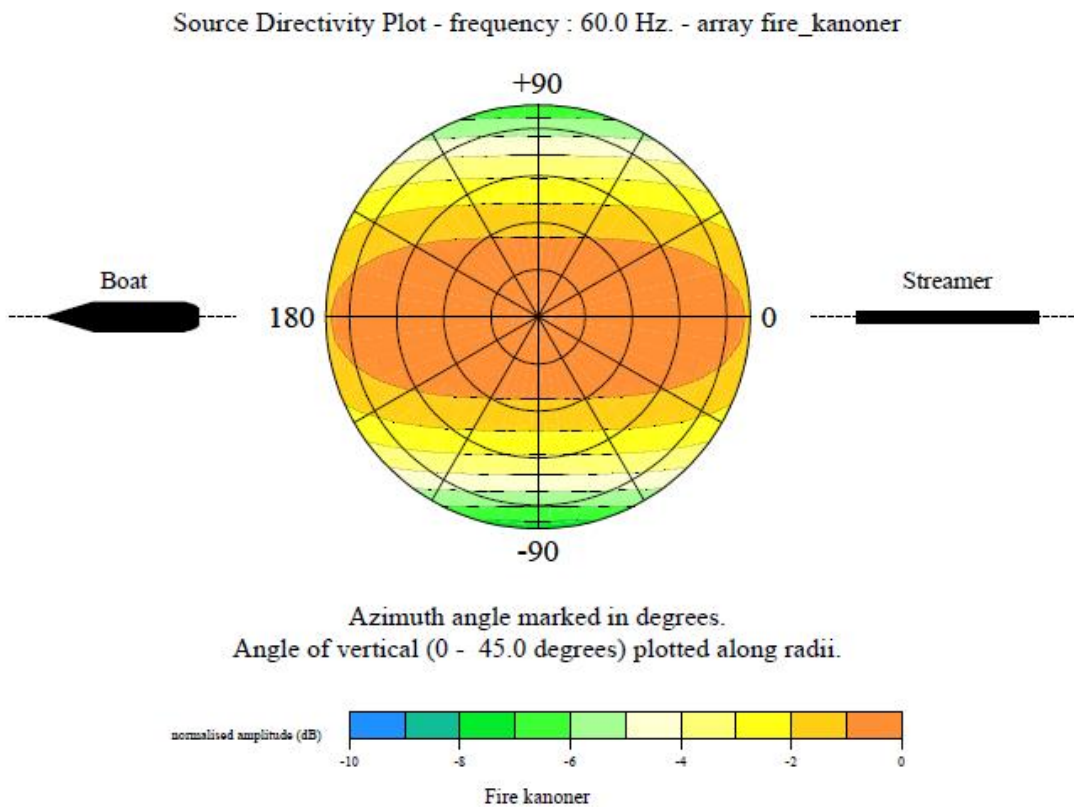
Figur 5.13: Fjernfelt signaturen for 2011 innsamlingen (fire kanoner). Fjernfelt signaturen (string) for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

Amplitude spectra of farfield signatures : fire_kanoner



Fire kanoner

Figur 5.14: Amplitudespekteret til fjernfeltsignalet fra 2011 (fire kanoner). Amplitudespekteret fra 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).



Figur 5.15: Direktivitetsplott for kilden fra 2011 innsamlingen (fire kanoner).
Direktivitetsplottet for 2012 er identisk (Ruud, pers. komm.).

5.2 Posisjon

Det ble samlet inn 5 linjer på langs av Isfjorden i løpet av 2011 og 2012. Tabell 5.2 viser posisjon og tidspunkt for starten og slutten av innsamlingen for hver linje. Linje 4 ble ikke fullført i 2011 og en resterende bit ble derfor samlet inn i 2012. De øverste fire sifrene for hver linje sier noe om grid nummeret (de første to sifrene) og linjens navn. «I» i IDen til linjene står for Isfjorden.

Tabell 5.2: Tidspunkt og posisjon for starten og enden av hver linje. Merk at deler av linje 4 ble samlet inn i 2012 (Koordinatene er hentet fra Electronic workshop).

ID	Start av linjen SP Tid [UTC] Easting Northing UTM sone = 33X	Enden av linjen SP Tid [UTC] Easting Northing UTM sone = 33X
2011		
Svalex-I-11- linje2	0006 28.08.2011-09:22:08 0522792.46/08709156.93	1863 28.08.2011-19:00:40 0442648.82/08662272.84
Svalex-I-11- linje3	1892 27.08.2011-06:32:27 0443498.94/08661611.96	3191 27.08.2011-13:09:06 0499561.03/08694407.40
Svalex-I-11- linje4	3253 28.08.2011-08:22:07 0434423.29/08655143.35	4353 28.08.2011-14:00:08 0481894.66/08682918.70
2012		
Svalex-I-11- linje4	1371 26.08.2012-06:17:46 484781/8684599	1760 26.08.2012-08:32:18 501565/8694427
Svalex-I-11- linje5	072 25.08.2012-12:14:58 486880/8684675	0906 25.08.2012-17:17:36 522875/8705731
Svalex-I-11- linje6	0907 0913 25.08.2012-17:26:58 523208/8704702	1365 25.08.2012-19:55:37 503671/8693342

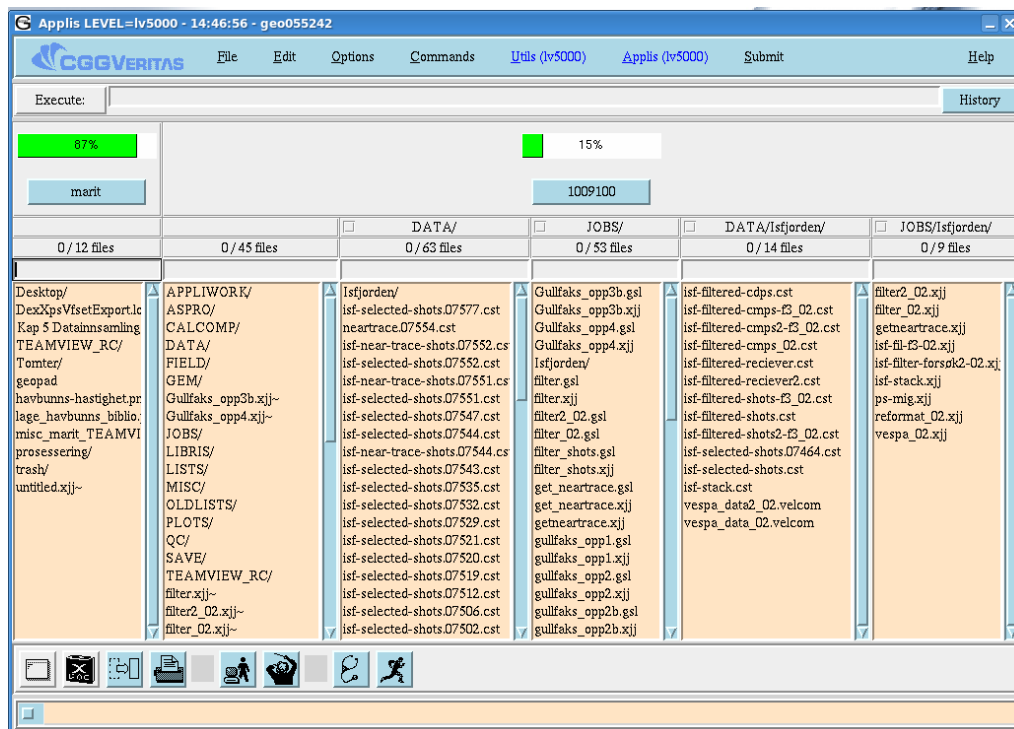
6. Dataprosessering

6.1 Geocluster (programvare)

All prosessering har foregått i Geocluster level 5.0. Geocluster består av flere produksjonsverktøy som brukes i prosesseringen. Ved prosesseringsarbeidet i masteroppgaven har verktøyene: geopad, xjob, teamview, Chronovista, isochron, Xps og xmonitor blitt brukt. En kort forklaring av disse, basert på CGG Veritas egen beskrivelse, er gitt nedenfor.

Geopad

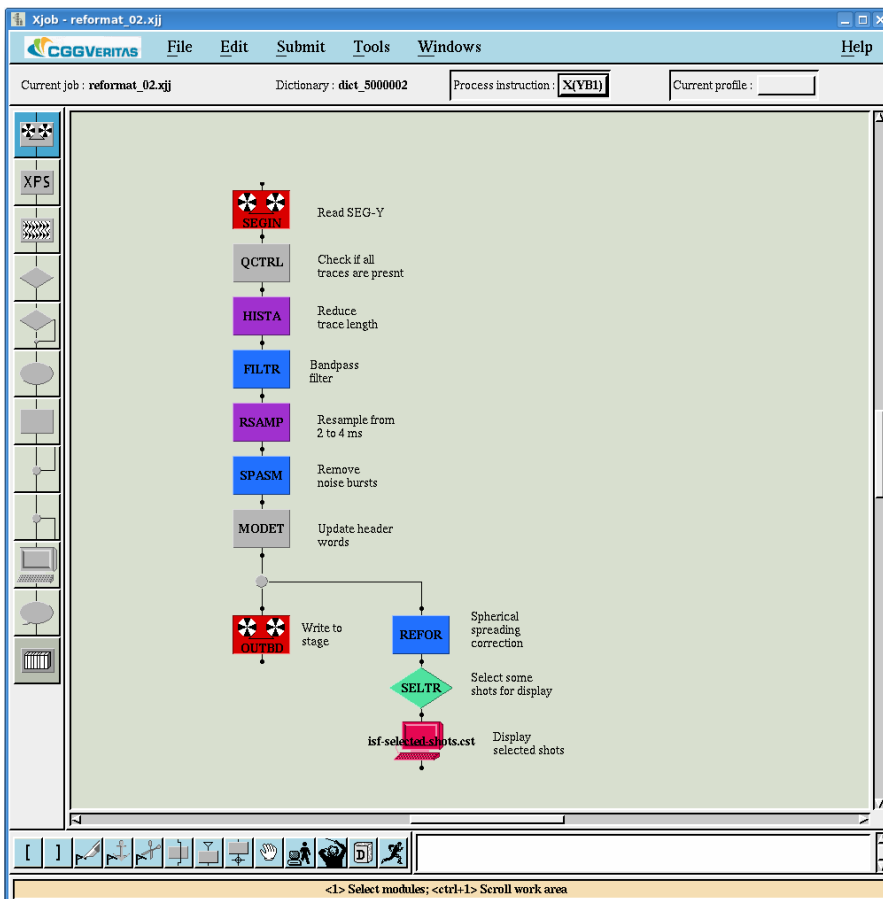
Geopad (figur 6.1) er et verktøy for å håndtere filer, for eksempel ved åpning av filer i ulike software, sortering og kopiering av filer. Man åpner geopad ved å åpne et arbeids vindu og skrive «geopad». Her kan man blant annet gå inn i filene til ulike prosjekt, kopiere filer fra et prosjekt til et annet og åpne filer og programmer. Figuren under viser hvordan Geopad level 5000 ser ut.



Figur 6.1: Geopad med prosjektet 1009100 åpent. Jobs fra Isfjorden er åpent sammen med data der man blant annet kan se filer som er resultat av prosesseringsjobbene på linjer fra Isfjorden.

Xjob

Xjob (figur 6.2) blir brukt til å lage prosesseringsflyten. Man kan enkelt lage en prosesseringsflyt ved å dra modulen dit den skal og tilegne den en gitt prosesseringstype og parameter ved å høyreklikke på den. En slik prosesseringsflyt kalles en jobb, og man deler inn prosesseringen i flere jobber, blant annet for å redusere tiden det tar å kjøre en jobb når forandringer er blitt gjort, men også for å få bedre oversikt.

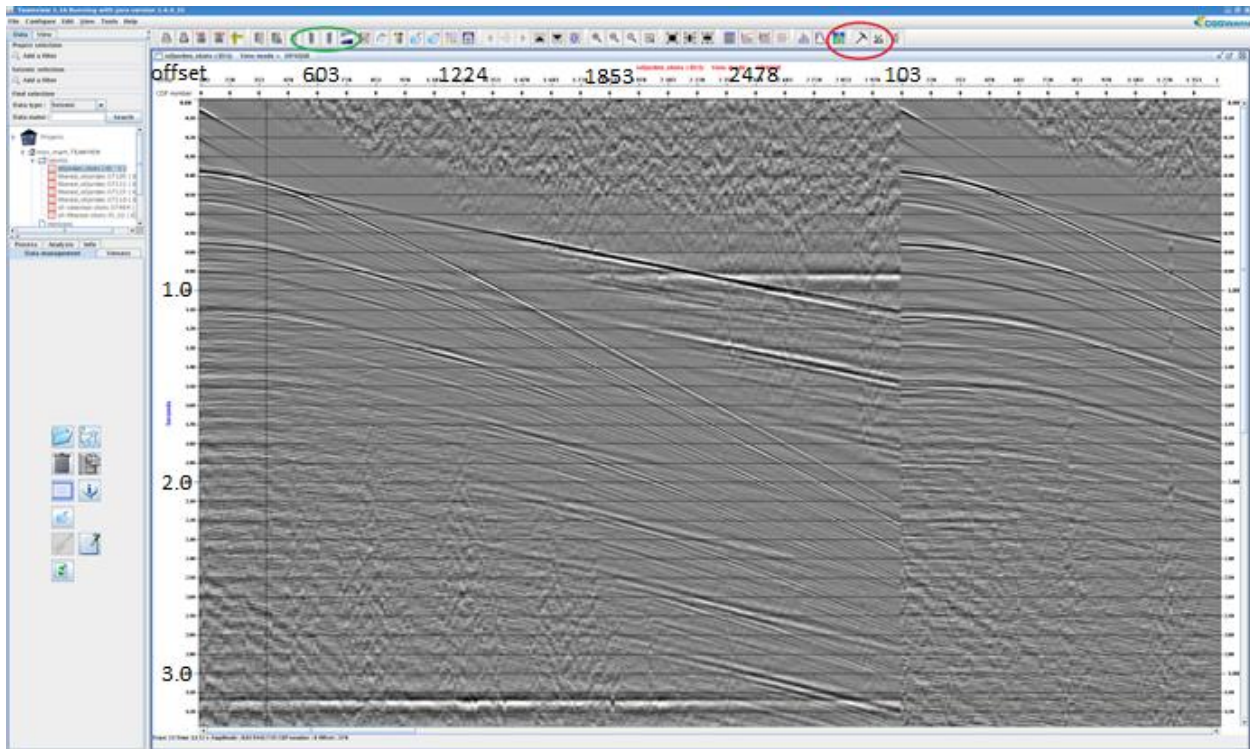


Figur 6.2: Et eksempel på en prosesseringsjobb i xjob.

Teamview

Teamview (figur 6.3) er lagd for å studere seismikken før og etter prosesseringen, slik at man enkelt kan få en oversikt over resultatene av prosesseringen. Teamview har imidlertid også flere andre viktige egenskaper. Programmet kan blant annet brukes til å lage F-k plot, som igjen brukes når man skal bestemme hastighetsfilteret i FKFIL i xjob. Det er også mulig å utføre enkle hastighetsanalyser på seismikken i Teamview, dette blir enklest gjort på den direkte og den refrakterte kurven, hvilket gir vannhastigheten og havbunns hastigheten, henholdsvis. Sistnevnte bør utføres i områder der havbunnen er flat. Teamview kan også brukes til å lage et havbunnsbibliotek fra nær-offset trasene (figur 6.5). Det vil si at man

velger hvor havbunn er for ulike CDPer og lagrer disse verdiene i xps. En mer grundig forklaring av disse mulighetene vil bli gitt under beskrivelsen av de relevante prosesseringsjobbene.



Figur 6.3: Skuddsamling fra Isfjorden vist i Teamview. Den grønne ringen viser verktøy som brukes til å forandre hvordan seismikken blir vist, blant annet farge template og wiggle display eller interpolasjon. Den røde ringen er plassert rundt verktøy som brukes til å danne F-k-spekter, velge traser og hastighetsanalyse (fra venstre).

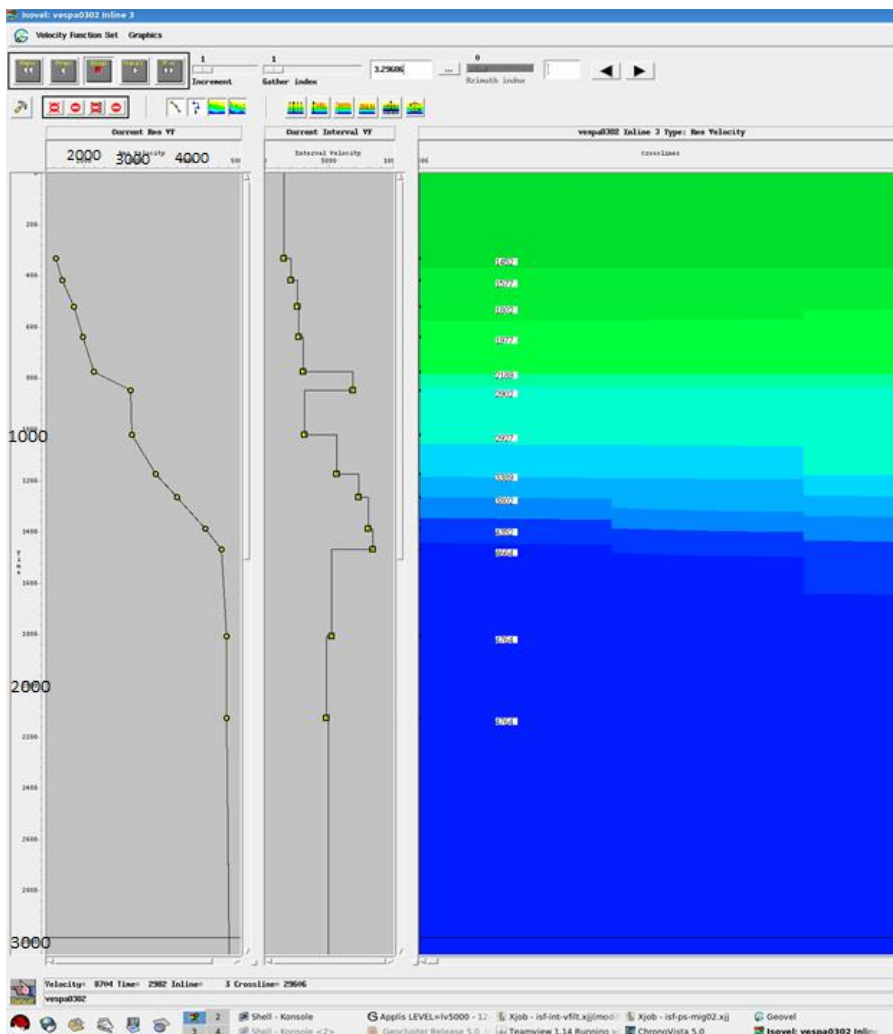
Chronovista

Chronovista er et program som brukes til å utføre hastighetsanalyse og kvalitetskontroll. Arbeidet i Chronovista i masteroppgaven har i hovedsak dreid seg om hastighetsanalyse. For å kunne utføre en hastighetsanalyse i Chronovista er det først nødvendig å forberede dataene gjennom en modul kalt VESPA, dette blir gjerne gjort i en egen jobb. Programmet har flere funksjoner som skal gjøre det enklere å velge riktige hastigheter. Både geovel og isovel ble testet i denne oppgaven og isovel viste seg å være best egnet i dette tilfellet.

I geovel kan man se et semblance-plott som viser sterke farger der staking hastighetene vil føre til et sterkt signal. Man kan også se NMO-korrigeringen av traser med de ulike valgene av hastigheter, og en graf som viser de valgte intervallhastighetene som en funksjon av dyp.

Det er viktig å være bevisst på valgene av hastigheter da multipler kan føre til store absoluttverdier i semblance i områder som ikke representerer den korrekte intervallhastigheten. Semblance fungerte i midlertid ikke så godt i dette tilfellet, delvis grunnet de sterke havbunnsmultiplene, men selv der disse ble gjenkjent kunne man ikke stole på valgene i semblance, og flere av reflektorene forble skjult.

I isovel kan man se hvordan rms-hastighetene og intervall-hastighetene forandres langs linjen. Dette er nyttig når man skal utføre hastighetsanalyse på linjer der hastighetene varierer mye langs profilet. Figur 6.4 nedenfor viser hvordan isovel ser ut.



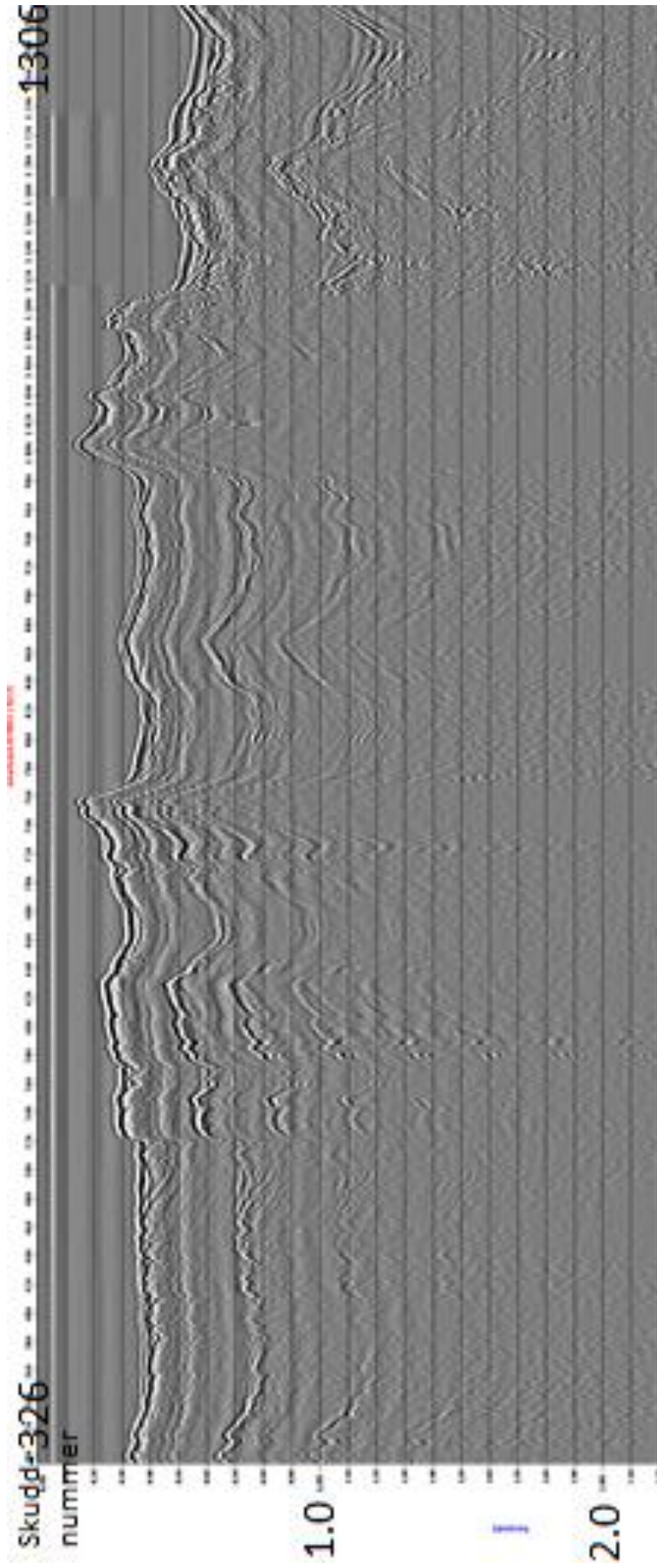
Figur 6.4: Isovel for linje 2. Fra venstre: rms-hastighet for en CDP langs linjen, intervall-hastigheten for den samme CDPer og rms-hastigheter interpolert mellom flere CDPer.

XPS (Extended Processing Support)

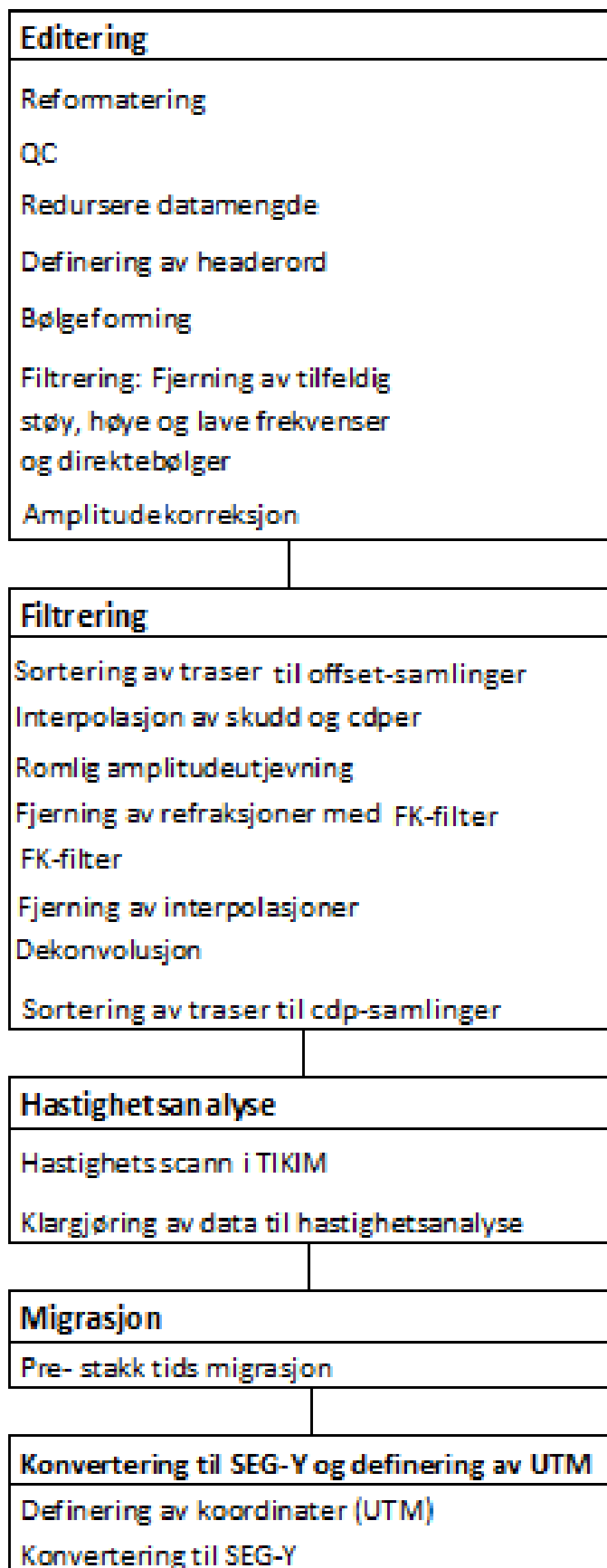
Når man har lagd et bibliotek, som hastighetsbiblioteket fra Chronovista eller havbunnsbiblioteket fra Teamview, kan dette lagres i XPS og hentes ut igjen i et annet verktøy som for eksempel Xjob. Det er også mulig å gå inn i bibliotekene via XPS og redigere i disse.

6.2 Prosessering

De to største utfordringene under prosesseringen var fjerningen av havbunns multipler og refraksjoner. Havbunnsmultiplene var sterke (figur 6.5) på grunn av den harde havbunnen med hastigheter som flere steder var over 5000 m/s. Refraksjoner lar seg normalt sett lett fjerne ved hjelp av hastighetsfiltrering, men på grunn av den store variasjonen i hastigheter langs de lange linjene og at det ikke er mulig å legge inn variasjon av hastighet med CMP-nummer i FK-filteret, ble det nødvendig å finne en alternativ måte å fjerne refraksjonene på. Figur 6.6 viser prosesseringssekvensen og den vil bli beskrevet i mer detalj i de fem underkapitlene: 1) editering 2) filtrering 3) hastighetsanalyse 4) migrering 5) Konvertering til SEG-Y data og definering av UTM koordinater. All informasjon om hvordan de ulike XJOB modulene fungerer er blitt hentet fra brukermanualen til Geocluster level 5. Alle eksempler fra seismikken er fra linje 3 dersom ikke annet er oppgitt. Prosesserings jobbene og de endelige resultatene av prosesseringen kan ses i appendix A.



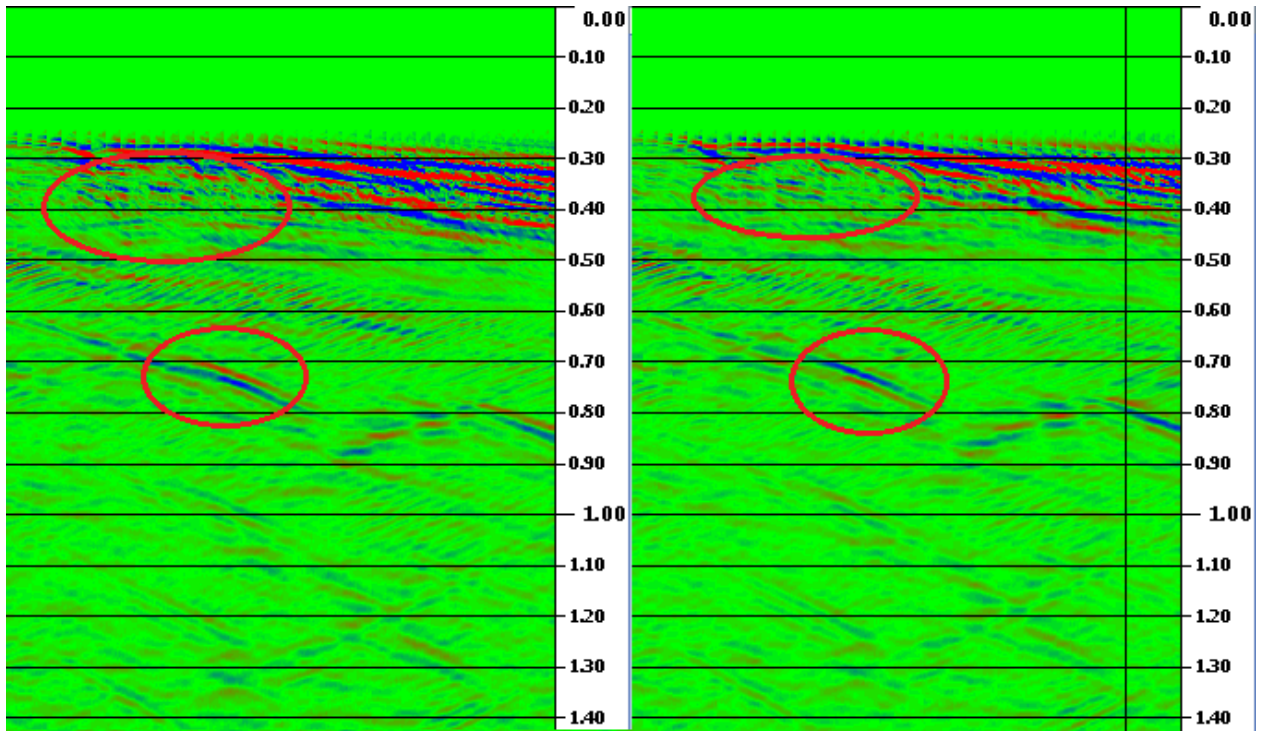
Figur 6.5: Nærtrase plott fra linje 2. Tydelige havbunnsmultipler går igjen gjennom stort sett hele profilet.



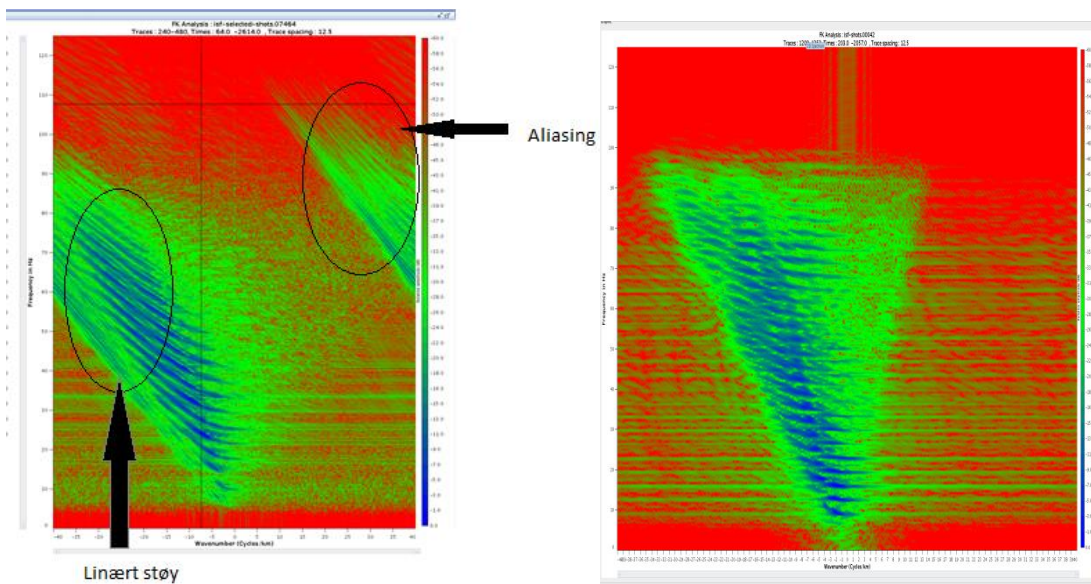
Figur 6.6: Prosesseringssekvensen brukt i denne oppgaven.

6.2.1 Editering

Rådataene leses inn i modulen SEGIN som transformerer dataene fra SEG-Y til et unikt prosesseringsformat og går gjennom en kvalitetskontroll i modulen QCTRL. Dette sikrer at trase header ordene stemmer i forhold til nabotrase ordene. Etter at kvalitetskontrollen er utført blir traselengden halvert via modulen HISTA. Reduksjonen i traselengde fører til redusert datamengde og dermed redusert tid for utføring av hver jobb. Da linjene i denne oppgaven var lange (opptil 96 km) var dette svært nyttig. Halveringen lot seg gjøre da det var ingen, eller få, indikasjoner på strukturer dypere enn 4600 ms. MODET modulen ble brukt til å definere header ord. Et båndpass filter reduserte deretter frekvensen til under 80 Hz, godt under Nyquist frekvensen på 125 Hz, slik at det ikke skulle være noen fare for aliasing ved reasampling til 4 ms, via modulen RESAMP. Videre ble modulen SPASM utført for å fjerne støytbrudd på trasene. Modulen fungerer slik at den sammenligner en trase i sentrum av vinduet med medianen til alle trasene innenfor vinduet og justerer sentrumstrasen med $(M/m)^p$, der M er medianen, m er amplitudeverdien til sentrumstrasen og p er den spesifiserte koeffisienten, dersom avviket fra medianen er over en gitt verdi. DESIG er en statistisk luftkanon signatur dekonvolusjon og brukes for å oppnå ønsket bølgeform, i dette tilfelle minimumsfase, og fjerner boblepuls. Dette er med på å styrke reelle refleksjoner og svekke andre signaler. MCDEC sin spiking dekonvolusjons funksjon ble også testet, men gav et noe dårligere resultat (figur 6.7). SPARN fjerner usammenhengende støy, det vil si støy som er tilfeldig distribuert, ved å bruke prediktiv filtrering. Etter filtreringen vil signalet være det samme som om det hadde passert et filter med spektrum 0 eller 1, og signalet blir dermed bevart. REFOR ble brukt for å korrigere for geometrisk spredning etterfulgt av en ny SPASM modul for å glatte mer over amplitudene. Et FK-filter ble til slutt påført med en minimumsverdi på - 3000 m/s og en maks verdi på 8000 m/s, dette for å fjerne den direkte bølgen, samt andre bølger som kun har propagert i vannlaget (havbunnsmultiplere) (figur 6.8). De negative tilsynelatende hastighetene kommer av bølger som beveger seg i motsatt retning, altså mot skipet. Hastighetsfiltrering er mest effektivt på lineære events, og for multiplene er den dermed mer effektiv på større offset da refleksjonene får en mer lineær form der. Dataene ble deretter lagret på disk.



Figur 6.7: DESIG (v) og MCDEC (h). Figuren viser at DESIG får frem signalet litt bedre enn MCDEC.



Figur 6.8: FK-spektrum før (v) og etter (h) første FK-filter. Aliasing og mye av multipl energi er blitt fjernet

6.2.2 Filtrering

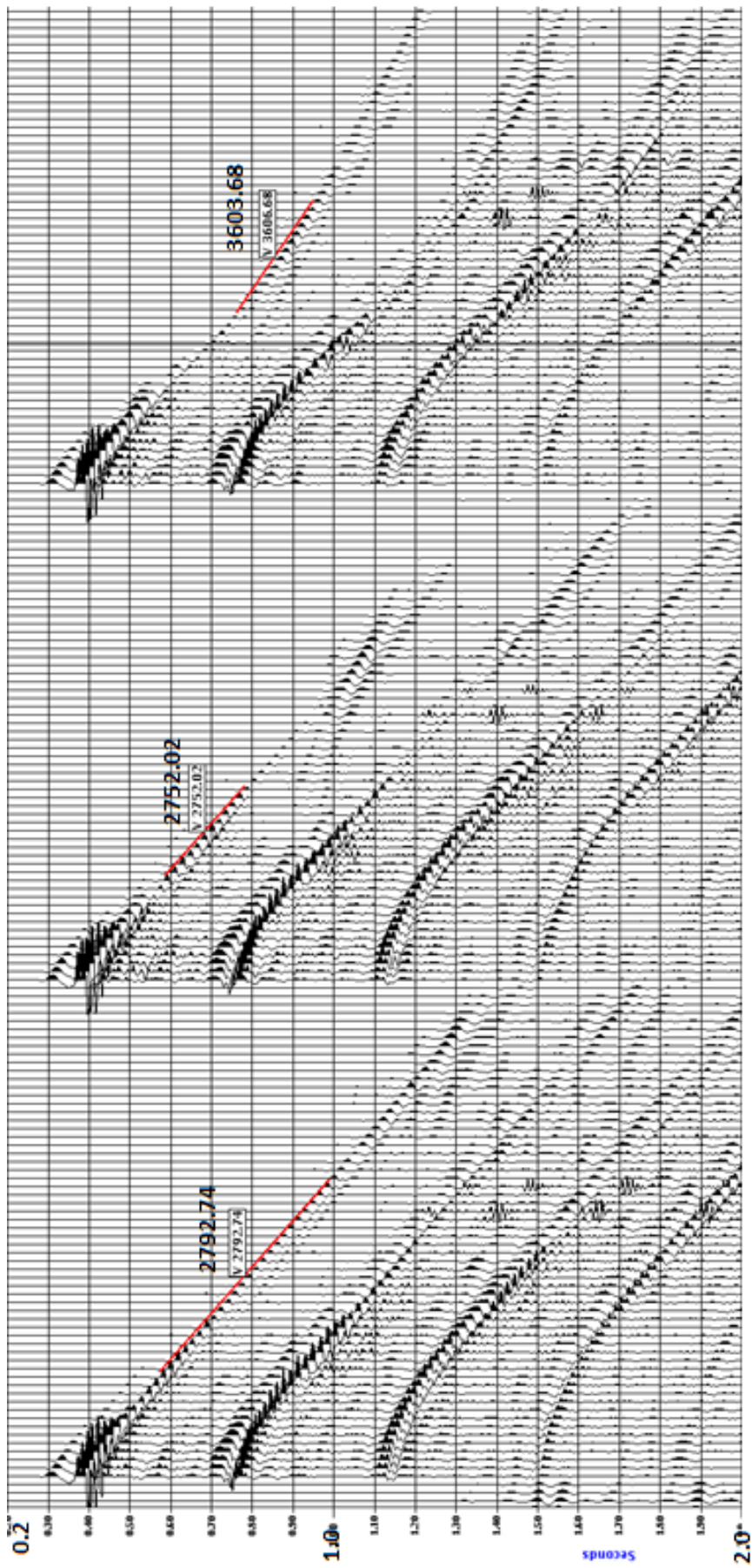
Vanligvis blir multiplene med store innfallsvinkler (ved havbunnen) for SVALEX-data fjernet ved hjelp hastighetsfiltrering som FK-filter eller RAMUR med lineær støy-modell. RAMUR fjerner multipler ved å dekomponere dataene til brukerdefinerte parabler og blir utført ved bruk av en høy-oppløselig, de-alias least-squares metode i frekvens-rom ($f-x$) domenet. Eventer som korresponderer med større parabol enn en gitt størrelse blir betraktet som multipler. Multipler med små innfallsvinkler i SVALEX-dataene blir vanligvis fjernet ved dekonvolusjon ved bruk av TRITA eller DECSC, der TRITA er prediktiv dekonvolusjon og DECSC er overflate konsistent dekonvolusjon. I denne oppgaven er FK-filter og DECSC blitt brukt og dette vil bli beskrevet i mer detalj nedenfor.

Havbunnshastighetene varierte mye langs linjene, spesielt de lengste. Dette gjorde det vanskelig å fjerne refraksjonene via FK-filter, siden det ikke var mulig å velge hastigheter for FK-filteret avhengig av CMP-nummer. En løsning på dette var å lage en jobb som først bruker en FANMO modul til å NMO-korrigere refraksjonene, og deretter fjerne de nå horisontale eventene ved hjelp av et hastighetsfilter som fjernet alle tilsynelatende hastigheter over 20000 m/s. Når man bruker hastighetsfiltrering vil den være avhengig av hvilken retning linjene er skutt i, da down-dip gir for lave hastigheter og up-dip for høye. Resultatet av hastighetsfiltreringen blir dermed avhengig av om dataene er sortert i skudd- eller mottaker-samlinger. Ved å sortere til CMP-samlinger unngår man dette problemet, da resultatet blir uavhengig av linjereiningen. Traseavstanden i CMP-samlingene er i midlertid mye større (100 meter) enn for skudd-samlingene (12.5 meter) og mottaker-samlingene (50 meter) og det var nødvendig å interpolere for å unngå romlig aliasing. Dette ble gjort i en egen jobb ved å sortere til felles offset samling, multiplisere skuddnummerene med 2 og interpolere skudd, slik at avstanden mellom trasene i CMP-samlingene nå ble halvert. Felles offset samling ble brukt da interpolering ofte fungerer best dersom det er liten helning på eventene. En ny SPASM modul ble deretter brukt for å jevne ut amplitudene, og dataene ble deretter sortert til CMP-samlinger og lagret på tape.

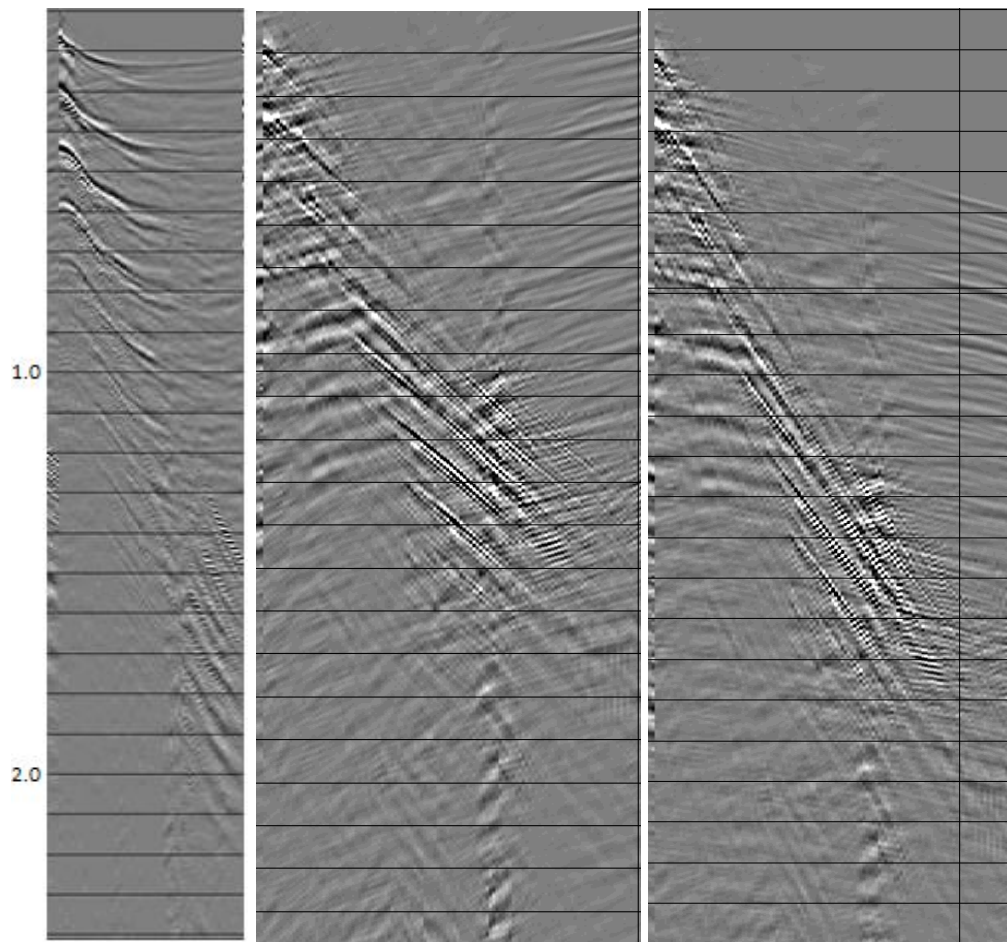
Når refraksjonene var blitt fjernet ble ett inverst FANMO filter brukt for å få de andre eventene tilbake til utgangspunktet.

I neste jobb ble trasene resamlet til 1 ms før FANMO ble utført, dette fordi FANMO ikke interpolerer mellom samplene ved lineær moveout korreksjoner og dermed vil få en mer nøyaktig avbildning ved større sampling frekvens. Verdiene i FANMO ble funnet ved å lese

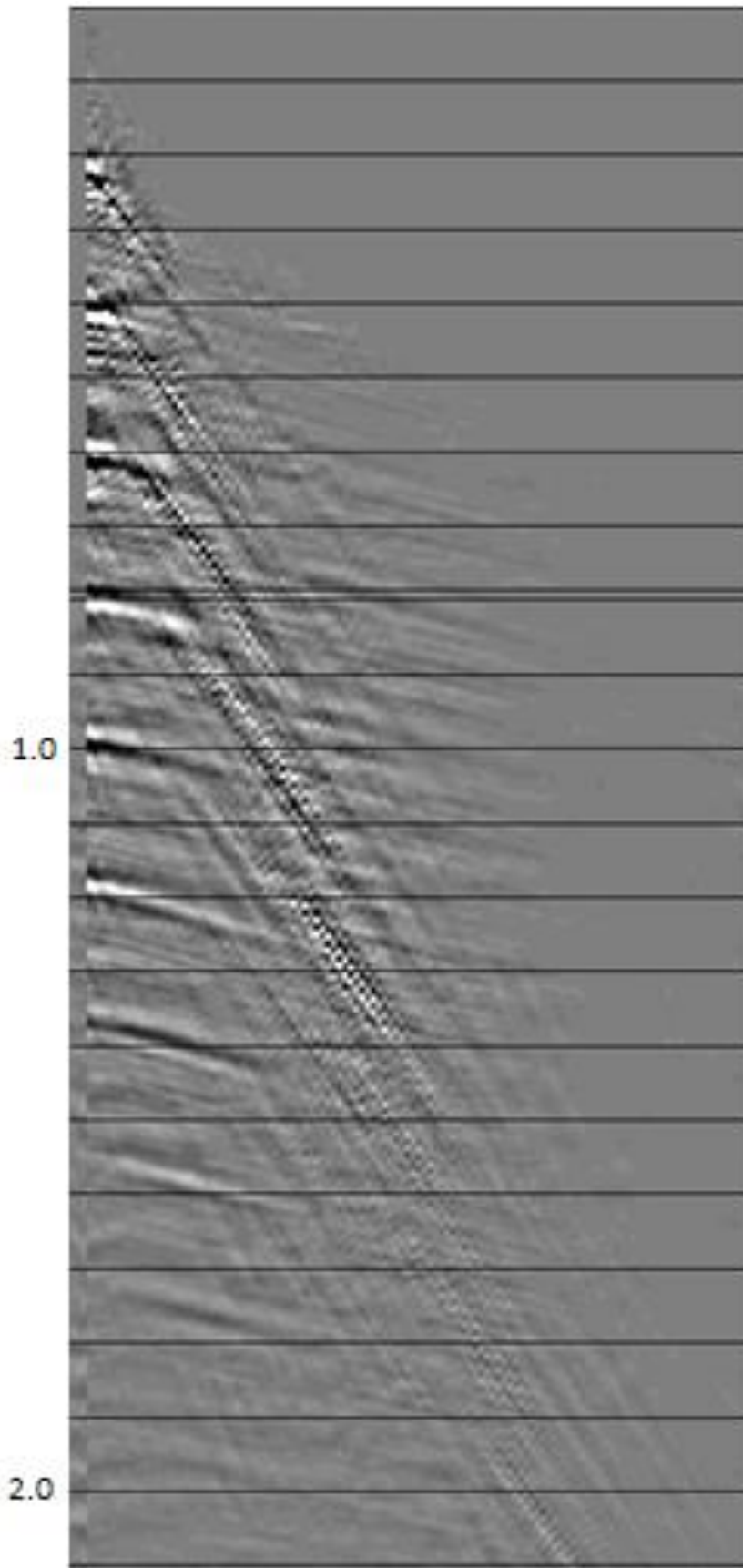
av refraksjonshastighetene i teamview (figur 6.9) fra de skuddsamlingene som var output i reformateringsjobben, dette ble gjort på hver 40. CDP. Trasene ble deretter resamplet til 4 ms igjen. Flere traser ble interpolert i CDP-samlingene for å unngå aliasing. SPASM ble brukt igjen for å jevne ut amplitudene i forhold til nærliggende traser, denne gangen uten funksjonen som fjerner spikes. FKFIL ble deretter brukt til å fjerne refraksjonene, slik som beskrevet ovenfor. En ny resampling til 1 ms ble utført før den inverse FANMO modulen, og trasene ble deretter resamplet tilbake til 4 ms. Da det var noen direktebølger igjen etter editeringsjobben, ble et nytt FK-filter påført for å fjerne lave hastigheter fra vannlaget. Interpolerte skudd og traser i CDP- samlingene ble til slutt fjernet ved bruk av SELTR som fjerner de interpolerte trasene, som var blitt gitt høye verdier i ord 3 og ord 40 (traseinterpoleringsmodulene merket interpolerte traser i disse header ordene slik at man kan skille de fra de originale trasene). Da de interpolerte trasene ikke gir noen ny informasjon og derfor ikke vil forbedre den videre prosesseringen ble de fjernet for å spare tid i migreringen. Flere av refraksjonene ble fjernet gjennom denne filtreringen, spesielt havbunnsrefraksjonene, men det var fortsatt en del refraksjoner igjen (figur 6.10a-c). Figur 6.11 viser flere CMP-samlinger der refraksjonene er blitt fjernet, og viser at effekten av filtreringen varierer mye for de ulike CMP-samlingene.



Figur 6.9: Refraksjonshastighetene som ble lagt inn i FANMO ble funnet ved å lese de av i teamview fra cdp samlingene.

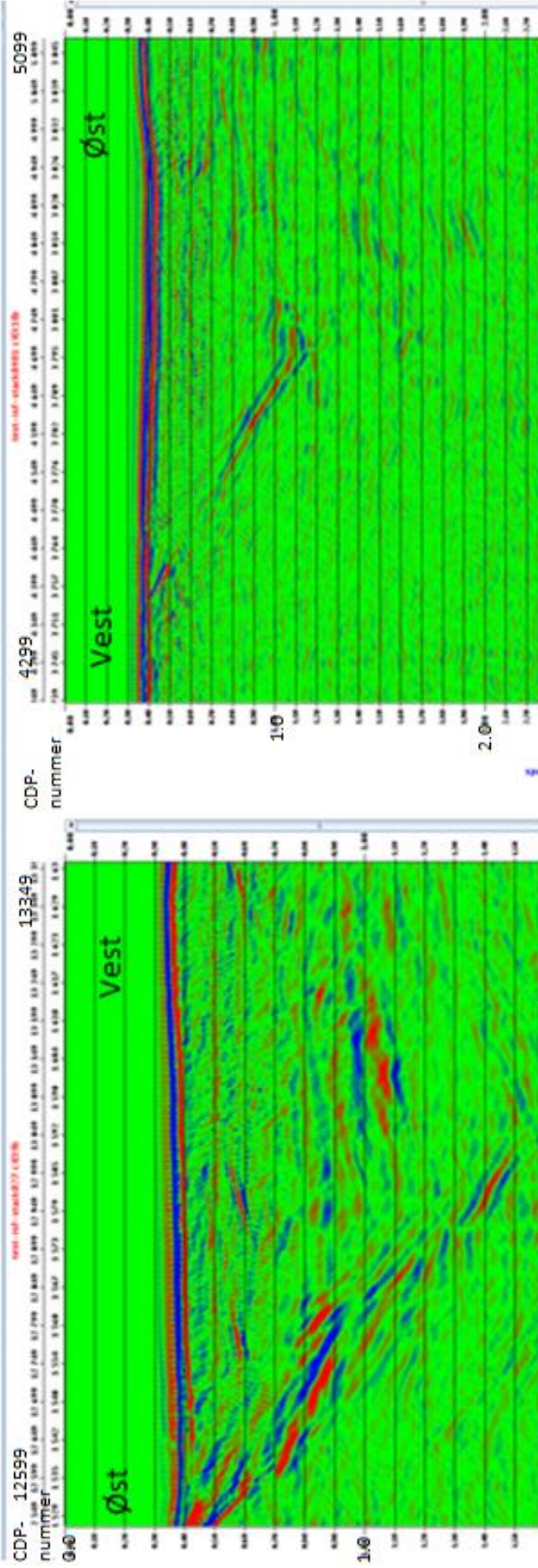


Figur 6.10: a) CMP samling etter lineær moveout korreksjon i FANMO b) CMP samling etter å ha lagt til traser, utjevnet amplitudene og fjernet høye hastigheter med FKFIL, c) CMP samling etter invers lineært moveout korreksjon. a, b og c tilhører samme CMP-samling.

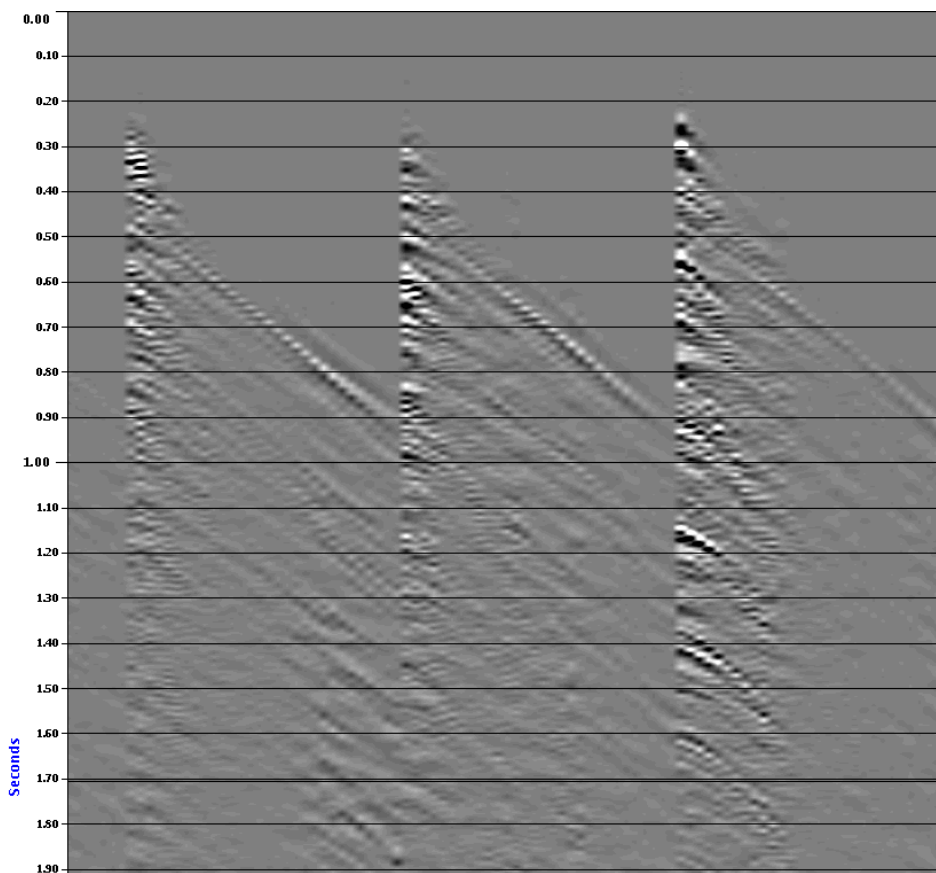


Figur 6.11: En annen CMP samling etter invers lineært moveout korreksjon.

Før forsøk på å fjerne refraksjonene med ulik hastighet langs samme linje ble gjort var hovedfokuset å fjerne de sterke havbunnsmultiplene. Dette ble gjort i en annen filtreringsjobb der TRITA, RAMUR og DECSC ble testet ut. TRITA er en tidsvarierende prediktiv dekonvolusjon, og blir generelt sett brukt til å fjerne multipler med lang periode. RAMUR fjerner multipler i radon domenet og tar dermed utgangspunkt i tilsynelatende hastigheter. DECSC som er en overflate konsistent dekonvolusjon. DECSC utfører også en auto-korrelasjon, og demper derfor også støy. RAMUR, TRITA og DECSC ble testet for å se hvilken modul som fjernet multiplene mest mulig effektivt. Det viste seg at RAMUR ikke var like effektiv som TRITA i å fjerne havbunnsmultiplene, men bevarte havbunnen bedre. Begge disse modulene fikk i midlertid frem noen sterkt hellende eventer som DECSC ikke fikk frem. Det ble derfor undersøkt om dette var reelle refleksjoner eller artifacts som følge av prosesseringen. Sammenligning av linje 2 og linje 4 (2011) viste at eventene hellet i forskjellige geografiske retninger for de to linjene, selv om eventene så ut til å ligge i omtrent samme området (figur 6.12). Disse linjene er skutt i ulike retninger og det er derfor en mulighet for at de ulike skuddretningene fikk frem ulike eventer. Prosessering på mottakersamlinger ble testet for å simulere motsatt skyteretning, men det ble ikke observert noen effekt av dette og metoden ble ikke brukt i den endelige prosesseringen. Da resultatene indikerte at eventene var artifacts ble DECSC brukt videre i prosesseringen (figur 6.13). Det er imidlertid mulig at det i området er slike reelle eventer som heller i begge retninger (fore-thrusts og back-thrusts). I så fall ville sannsynligvis RAMUR eller TRITA gitt bedre resultat.



Figur 6.12: Figuren viser sterkt hellende events i stack av linje 2 (venstre) og linje 4 (2011) (høyre). Linjene er skutt i forskjellige retninger og eventen i linje 2 peker dermed mot vest og eventen for linje 4 mot øst.



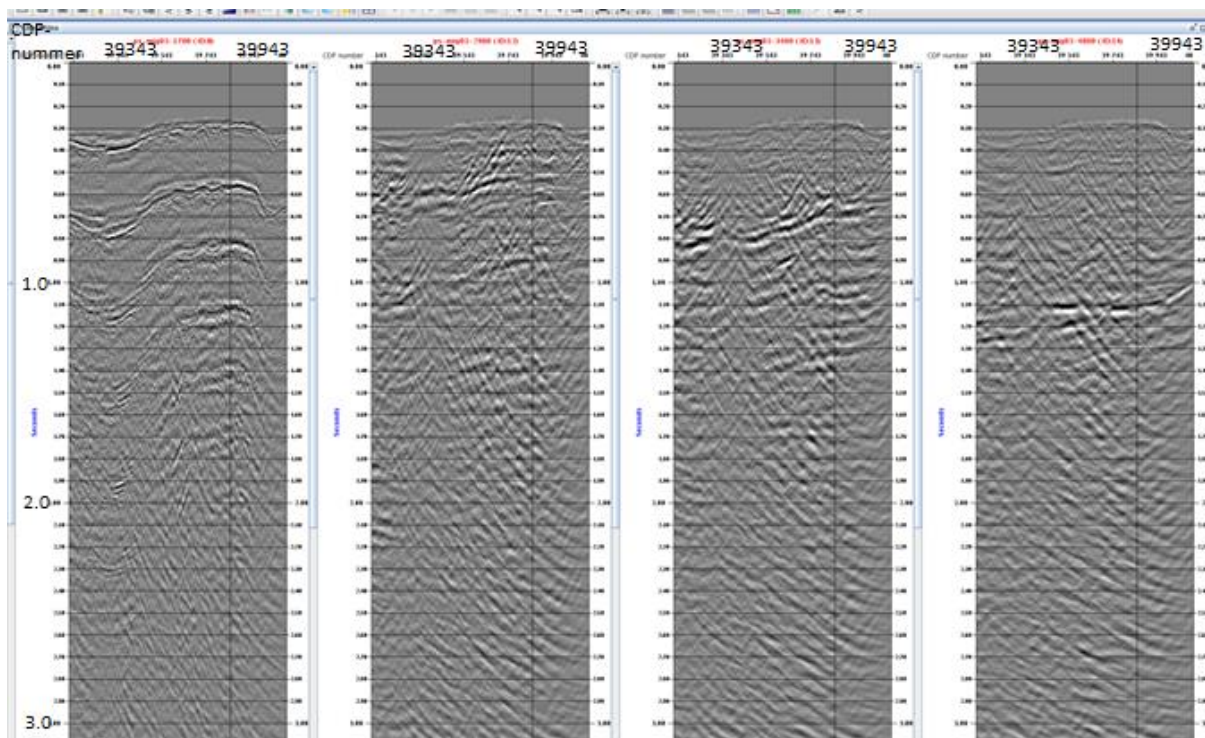
Figur 6.13: CMP samlinger etter fjerning av refraksjoner og interpolerte traser. Et nytt FK-filter har blitt påført i tillegg til overflate konsistent prediktiv dekonvolusjon via modulen DECSC.

Da det fortsatt var noe multippel energi igjen etter at FK-filtrene ble påført for å fjerne bølger som kun hadde propagert i vannlaget, ble DECSC brukt. Dette gjaldt spesielt små innfallsvinkler der FK-filtrene ikke var så effektive. Operator-lengden ble satt til 250. Dette medfører at multipler fra havbunnen der den er dypere enn 250 ms ikke vil bli dempet av dekonvolusjonen og dekonvolusjonen vil i stedet føre til bølgeform-kompresjon. En lengre operator er i midlertid ikke aktuelt da en operator med lengde lik havbunn + 60ms vil føre til dempning av reell geologi (R. Hardy, Personlig kommunikasjon, 23 juli 2013). Et havbunnsbibliotek ble lagt inn i modulen slik at grensene for kalkulasjonsvinduet kunne økes med vanddyb og kalkuleringsvinduet for autokorrelasjonen kunne bestemmes. Bruken av havbunnsbibliotek forbedret bruken av modulen betydelig da vanddypet varierte mye langs linjene. Havbunnsbiblioteket ble laget ved å velge ut første trase i hver kanal og vise disse i teamview. Her kunne man velge horisonter, i dette tilfelle havbunnen og lagre det i xps.

6.2.3 Hastighetsanalyse

Etter å ha forberedt dataene for hastighetsanalyse ble hastighetene valgt i chronovista ut fra hvor det var høye verdier på semblance koeffisienten. Det var her viktig å unngå å velge multiplert hastigheter, da disse flere steder gav høye verdier for semblance koeffisientene ved hastigheter som kunne forveksles med primær refleksjonens hastighet. Hastighetene ble deretter testet i en staking jobb for å studere resultatene. Hastighetene ble deretter forbedret i isovel for å få en oversikt over hastighetsvariasjonen langs linjen.

For å hurtig kunne se om det var flere reflektorer til stede som ikke var kommet frem i hastighetsanalysen ble en egen jobb laget for å hurtig finne ut hvilke staking-hastigheter som best fikk frem refleksjonene. Dataene ble her migrert med konstante hastigheter og de ulike migrerte profilene ble vist i teamview. Hastighetene som ble scannet var: 1700, 1900, 2200, 2500, 2900, 3400 og 4000 m/s. Resultatene av hastighetsscanningen viste at hastighetene på 1700, 1900, 2500, 3400 og 4000 m/s fikk frem reflektorer. Som man kan se fra figur 6.14 kommer ulike reflektorer frem ved de forskjellige konstante hastighetene, og de lavere hastighetene fører til tydelige multipler.



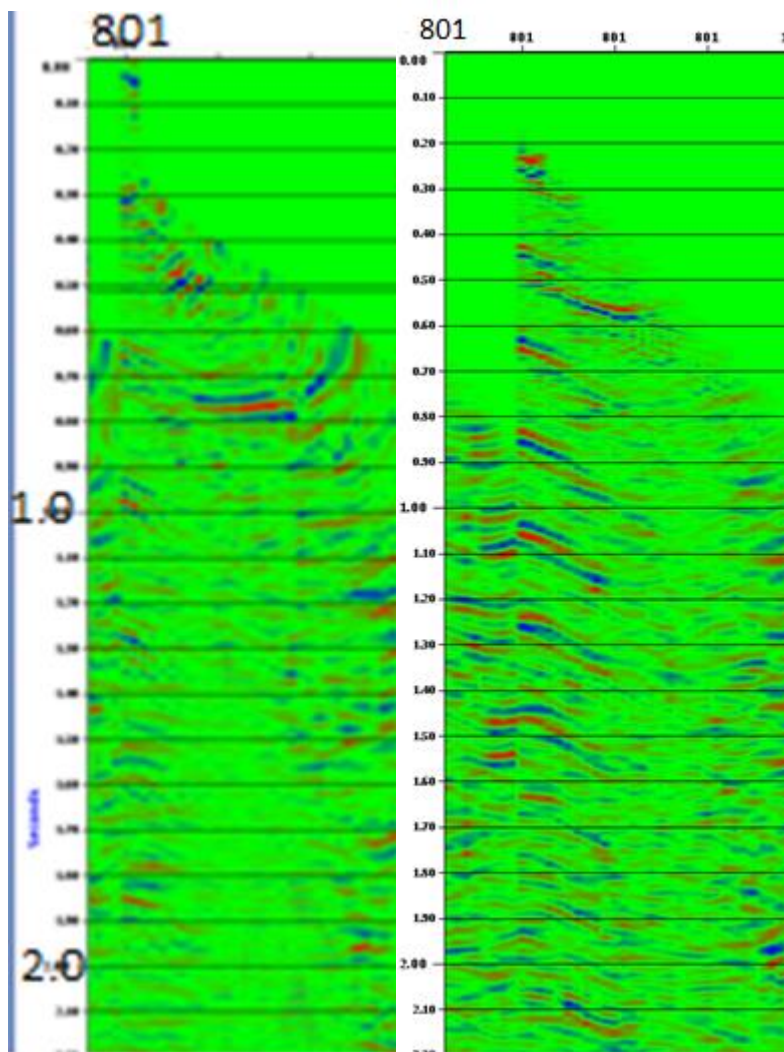
Figur 6.14: Viser noen av resultatene fra hastighetsscanningen vist i teamview. Fra venstre: 1700, 2900, 3400, 4000 m/s.

De sterkt varierende hastighetene langs linjene gjorde hastighetsanalysen mer utfordrende. Isovel ble derfor brukt for å få en oversikt over denne variasjonen mens hastighetene ble valgt.

Høye stakking hastigheter ved havbunn på mellom 3000 m/s og 5000 m/s ble ikke valgt da det ble antatt at disse tilhørte tynne lagpakker, som ikke ville ha noen betydelig innvirkning på stakkinghastighetene under. Det er mulig at hastighetene på 3000 m/s tilhører tykkere sedimentpakker, men det ble ikke observert noen sammenheng mellom havbunnshastigheter og nedsynkninger, der man forventer å finne sedimentære basseng, og disse hastighetene ble derfor ikke valgt.

6.2.4 Migrering

Modulen MUTES ble brukt for å fjerne støy rett over havbunnen og områdene med størst NMO strekk. Disse verdiene ble funnet ved å studere CMP-samlingene etter NMO-korreksjon i en stakking jobb. Ulike verdier ble testet for å finne best mulig resultat og da migrasjonsjobben ble lagd senere ble disse ytre mutene lagt rett inn i migrasjonsjobben. Figuren nedenfor viser en av de NMO-korrigerte CMPene før og etter mute (figur 6.15). Det ble også forsøkt å bruke en indre mute for å fjerne de første trasene da de ofte inneholder mer støy og multipler en de senere trasene. Dette førte til litt sterkere signal noen steder og mye svakere andre steder og ble derfor ikke brukt. Det er mulig at en svakere indre mute ville gitt bedre resultat, men dette ble ikke testet.



Figur 6.15: CMP-samlinger etter NMO-korreksjon, før mute (venstre) og etter mute (høyre).

Modulen TIKIM ble brukt til selve migreringen. Denne modulen bruker Kirchhoff pre-stakk-tids-migrasjon og er en trase-for trase migrasjon som behandler hver output som toppen av en diffraksjonskurve. Bølge sporing brukes for å ta hensyn til ikke-hyperbolsk moveout. Ulike verdier av DIPLIM, maksimum helning etter migrering ble prøvd ut, og en verdi på 35 grader ble satt.

Et havbunnsbibliotek ble brukt i TIKIM modulen og en mute med tid 20 ms over og 5000 ms under havbunnen ble valgt.

Et tidsvarierende bånd-pass filter ble brukt for å fjerne støy og REFOR ble brukt for å gjenvinne amplituder.

Konvertering til SEG-Y data og definering av UTM koordinater

$$CDP = A \times SP + B \times CHN + C,$$

der SP er skudd nummer, CHN er kanal nummer og A, B og C er konstanter.

A er et forholdstall mellom CDP nummeret og skuddpunkt nummeret og blir regnet ut slik:

$$A = \frac{\Delta SP}{\Delta CDP} = \frac{\Delta SP}{\frac{1}{2} \times \Delta g} = 8,$$

der ΔSP er avstanden mellom hvert skudd og Δg er avstanden mellom hver gruppe.

B er forholdstallet mellom CDP nummeret og kanal nummeret, som da blir -1 siden CDP nummeret blir en høyere når kanal nummeret blir en lavere.

C er en verdi man selv velger slik at første CDP får den verdien en ønsker. Denne verdien må være større enn 0.

Før dataene ble konvertert til SEG-Y format ble de tilegnet UTM koordinater. Utrekningene tar utgangspunkt i at linjene er rette, hvilket er tilnærmet korrekt. Man kan da enkelt regne ut hvor mye hver koordinat (x og y) vil øke for hvert skudd ved å bruke formlene:

$$SP_DX = \frac{UTMx(ss) - UTMx(fs)}{Skuddnummer(ss) - skuddnummer(fs)}$$

$$SP_DY = \frac{UTMy(ss) - UTMy(fs)}{Skuddnummer(ss) - skuddnummer(fs)},$$

der SP_DX og SP_DY er økningen i UTM koordinater per skudd i østlig og nordlig retning, henholdsvis, ss er siste skudd og fs er første skudd for en gitt linje.

Siden CDP-intervallet er skuddavstanden/8 blir UTM koordinat økningen per CDP:

$$CDP_DX = \frac{SP_DX}{8}$$

$$CDP_DY = \frac{SP_DY}{8}$$

CDP posisjonen for kanal 1 for første skuddpunkt vil være 50 meter bak det første skuddpunktet, siden offset mellom kilden og gruppe 1 er 100 meter. For skudd nummer 2 vil CDPen ligge direkte under det første skuddpunktet. Formelen for første skuddpunkt blir dermed:

$$CDP_FS = 8 \times (fs + 1) - CHN + C$$

der CHN er kanalnummeret = 1 og CDP_FS er CDP nummeret for første skudd.

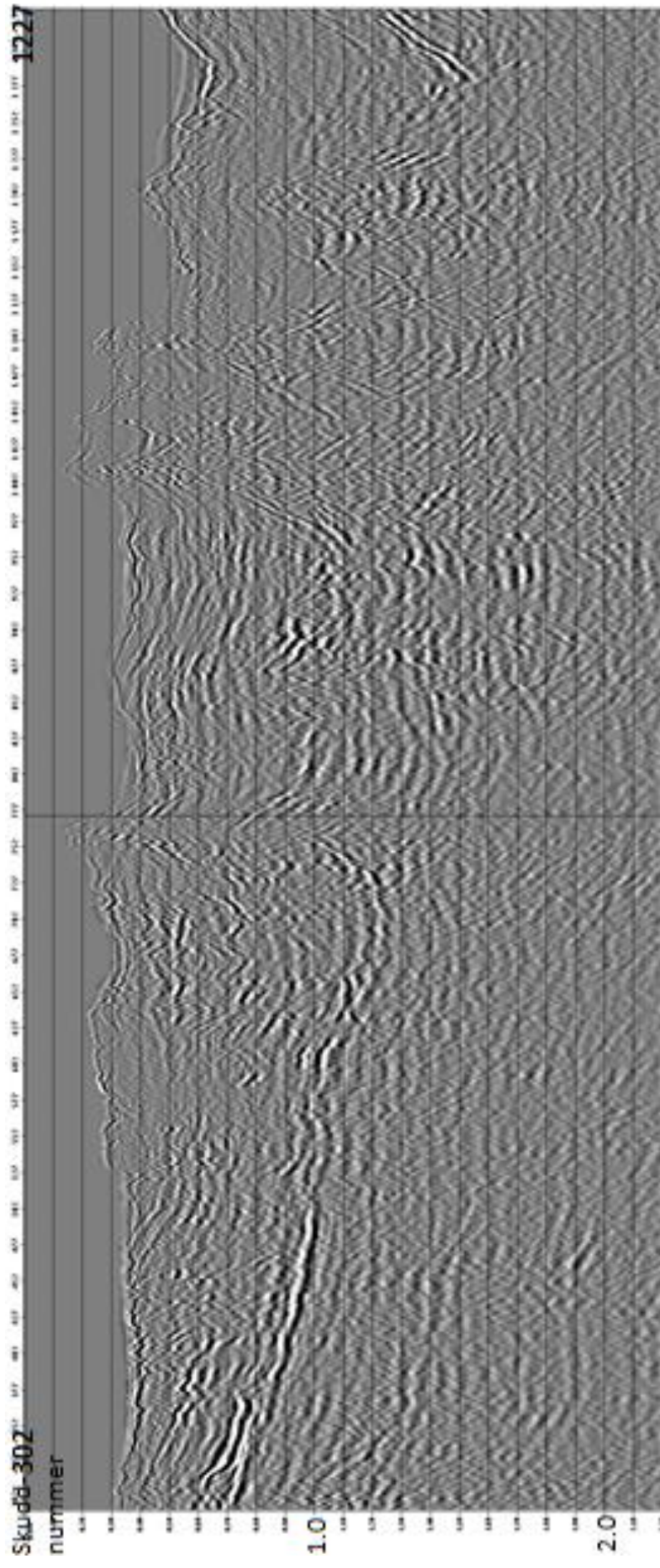
Ved å bruke disse formlene i modulen MODET for ord 62 og ord 63 som definerer kildeposisjonen, kan man plassere linjene i UTM-koordinatsystemet. Man får da:

$$MOT62 = MOT4 - CDP_FS \times CDP_DX + UTMx \text{ (første skudd)}$$

$$MOT63 = MOT4 - CDP_FS \times CDP_DY + UTM_y \text{ (første skudd)}$$

Modulen SEGOU ble brukt til å konvertere dataene til SEG-Y format.

De endelige resultatene av prosesseringen kan bli sett i appendix. Figur 6.16 viser et utsnitt fra den ferdig prosesserte linje 2. Dette er det samme området som ble vist i figur 6.5.



Figur 6.16: Samme utsnitt av linje 2 som i figur 6.5, nå ferdig prosessert.

I det endelige resultatet ble det observert noen multipler i de ytterste delene av Isfjorden. Disse ble ikke fjernet, fordi prosesserings fremgangsmåten brukt i denne oppgaven er tilpasset en hardere havbunn. Når hastighetene i havbunnen blir mye lavere enn dette og FK-filter verdiene er satt slik at disse slippes gjennom vil innfallsvinklene bli større, og den prediktive multippel fjerningen blir mindre effektiv. Det lot seg heller ikke gjøre å bruke høyere hastigheter i FK-filteret i dette området, slik som lengre inne i fjorden, da dette ville ha fjernet mye av de grunne, lav-hastighets reflektorene.

7. Tolkning av seismiske data

De 5 prosesserte linjene ble tolket i Petrel 2012.3. Her ble de tydeligste horisontene valgt ut sammen med større strukturer i basement og mindre strukturer i overliggende lag. Linje 6 er blitt valgt ut for å vise tolkningen av den indre delen av fjorden, og linje 3 for å vise den ytterste delen av fjorden. Dette fordi det var de som hadde best seismisk oppløsning. Kapittel 7.4 tar for seg en beskrivelse av strukturer og trender fra andre linjer der disse avviker fra tolkningen for linje 6 og 3. Figur 7.1 viser plasseringen av de tolkede linjene, samt det omtrentlige skille mellom ytre og indre Isfjorden. Dette skillet er ikke helt nøyaktig på grunn av en overgangssone mellom disse delene.



Figur 7.1: linjene som er tolket i denne oppgaven sammen med et kart fra NPD. Den røde linjen representerer skillet mellom den ytre og indre delen av Isfjorden og er basert på hvor basement kommer opp mot overflaten. Det blå området representerer Sentral Spitsbergen Bassenget, det grønne området representerer Hornsund forkastningskompleks og den grønne linjen representerer overgangen til Svalbard vest.

7.1 Utgangspunkt for tolkning

Da brønndata og andre seismiske linjer ikke var tilgjengelig ble linjene med best seismisk oppløsning brukt som utgangspunkt for tolkningen. Tolkingen ble først utført i tolkningsvindu for hver enkelt linje. Her ble tydelige overganger i seismisk karakter tolket først. De tolkede horisontene ble deretter studert i 3D vindu sammen med et geologisk kart hentet fra OD sine nettsider. Dette ble gjort for å sjekke om det var samsvar mellom observasjonene i seismikken og storskala geologien i området, spesielt i forhold til de steilende lagene ved Festningen og grabenstrukturene ved Bellsund Graben.

Da det har komt frem, både fra egne resultat i prosesseringen og fra tidligere studier i området (Eiken, 1985; Eiken & Austegard, 1994) at hastighetene generelt øker med dyp, er horisontene blitt tolket på topper.

Gjennomsnittshastigheter på 1500 m/s i vannlaget, 4500 m/s i tertiære lag og 5000 m/s under 2.5 s to-veis-tid er benyttet ved konvertering fra tid til dyp og tykkelse. Dette stemmer godt overens med hastighetsanalyser benyttet i tidligere studier (Eiken & Austegard, 1994).

7.1.1 Korrelering med tidligere studier i området

Tolkingen ble korrelert med tidligere studier i området ved hjelp av sammenligning av observasjoner i egen seismikk med deres beskrivelser av den seismiske karakteren til de ulike lagpakke, samt vanlig tykkelse og dyp for disse. Nedenfor er en liste over studier resultatene i oppgaven er blitt korrelert med, samt en beskrivelse av de delene av studiene som har vært vesentlig for korreleringen:

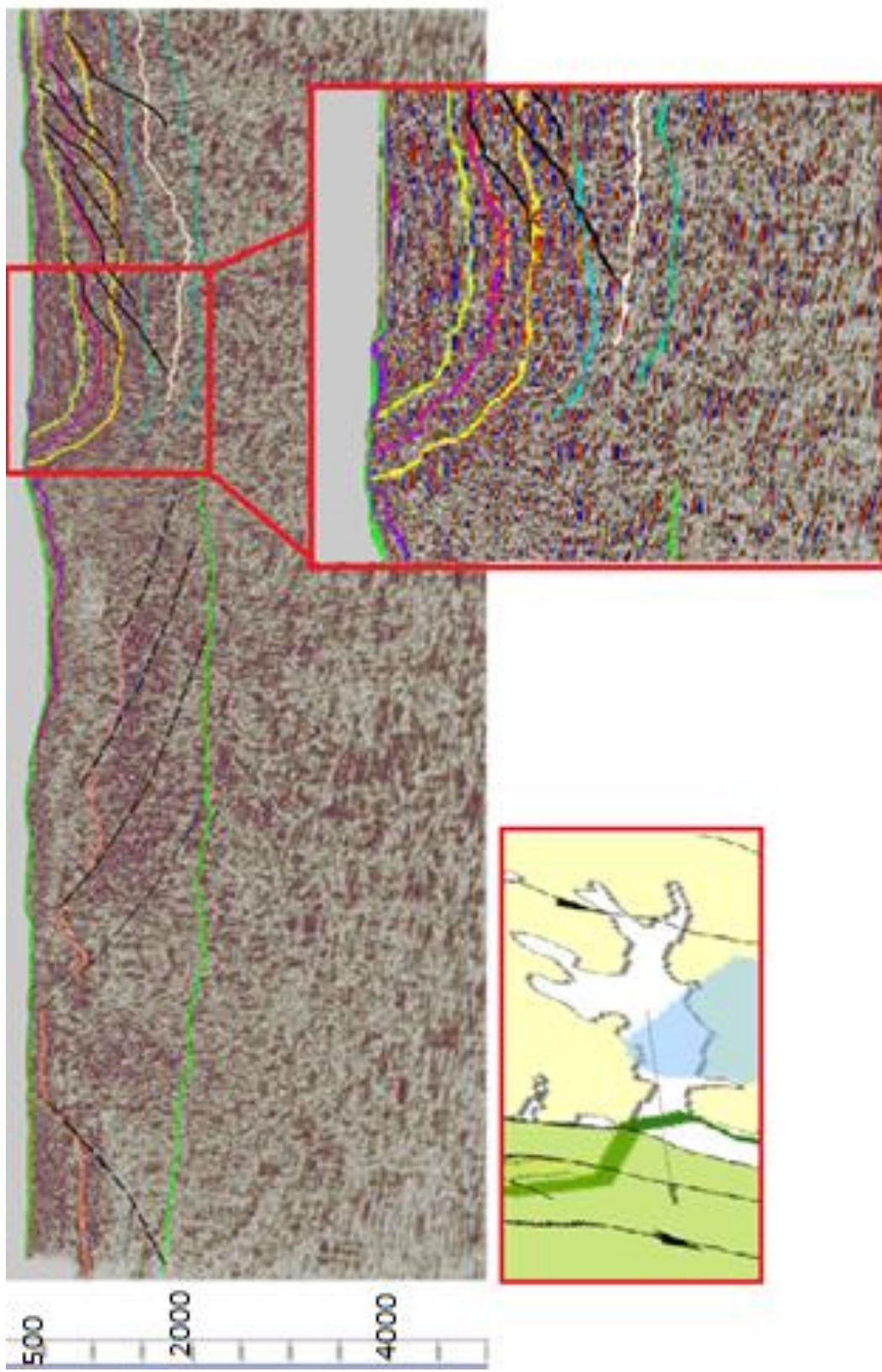
- Bergh et al. (1997). Resultater fra tolkning av multikanalsseismikk samlet inn av Statoil i 1988.
- Blinova et al. (2009). Strukturelle trender i fold-og skyvebeltet, lagpakker observert i den indre delen av Isfjorden og basements oppførsel i Bellsund Graben området.
- Eiken (1985), Seismisk kartlegging av post-kaledonsk strata på Svalbard.
- Eiken og Austegard (1994). Seismic Atlas of Western Svalbard. Oversikt over seismiske linjer i flere områder rundt det vestlige Svalbard, der flere er hentet fra Isfjorden. Beskrivelser av hvordan man kan kjenne igjen basement og hvordan lagpakke oppfører seg.
- Falleide et al. (2010). Beskrivelse av den norske kontinentalhyllen, blant annet med resultat fra linjer i Isfjorden.

- Strømme (2010). Beskrivelse av prosesseringen og tolkningen av seismiske data fra Van Mijenfjorden.
- Nøttvedt (1994). Post-kaledonske sediment på Spitsbergen.

7.1.2 Seismostratigrafisk rammeverk og tolkede horisonter

I dette delkapittelet vil informasjonen som dannet utgangspunktet for tolkningen bli beskrevet. Dette vil først bli gjort i et kort avsnitt som beskriver det store bildet i den seismiske karakteren for de ulike avsetningstidspunktene, og de geologiske strukturene som preger disse. Deretter vil hvert enkelt lag som er blitt tolket i denne oppgaven bli beskrevet mer detaljert.

Indre Isfjorden er preget av SV hellende lag av tertiær-karbon alder som overligger devonsk strata og Hecla Hoek inkonformt. Reflektorene ned til karbon er stort sett kontinuerlige, med lokale områder med diskontinuitet. Nedenfor har seismikken en mer kaotisk, diskontinuerlig karakter. I den vestligste delen av det som i denne oppgaven blir definert som den Indre Isfjorden steiler lagene og blir ikke observert videre utover (figur 7.2). Dette skjer i området i nærheten av festningen. I området rett SV for dette er det vanskelig å se hva som skjer med geologien før en kommer et stykke lengre ut i fjorden. Det er ikke blitt tolket noen horisonter i dette området.



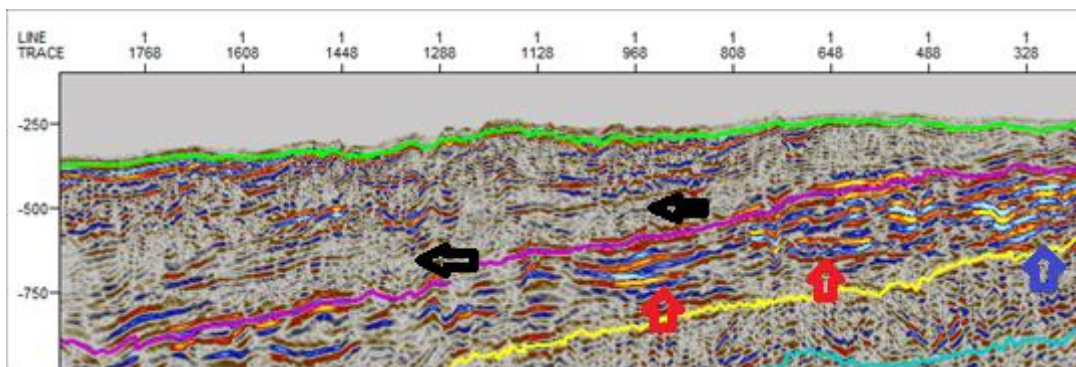
Figur 7.2: Viser hvordan lagene steiler i Festningen området. Den svarte linjen på kartet i venstre hjørne viser hvor profilet ligger.

Havbunn

Havbunnen representerer alltid en oppgang i akustisk impedans, fordi havbunnen har en høyere impedans enn vannet. Havbunnen blir gjenkjent som den første kraftige refleksjonen, og siden seismikken er null-fase i dette tilfellet vil en svak bunn ligge rett over og under denne. Ut fra dette kan vi se at rødt i dette tilfellet representerer en økning i akustisk impedans.

Bunn Van Mijenfjorden gruppen (tertiær)

Bunn terciær ble gjenkjent som en reflektor under en gjennomsiktig sone og over en serie kontinuerlige sterke reflektorer (figur 7.3). Bunn terciær ligger vanligvis mellom 0.6-0.8 s to-veis-tid, men kan nå opptil 1.0 s to-veis-tid (Nøttvedt, 1994). De sterke kontinuerlige refleksjonene under denne representerer sandstein fra øvre Adventdalen gruppen av kritt alder.



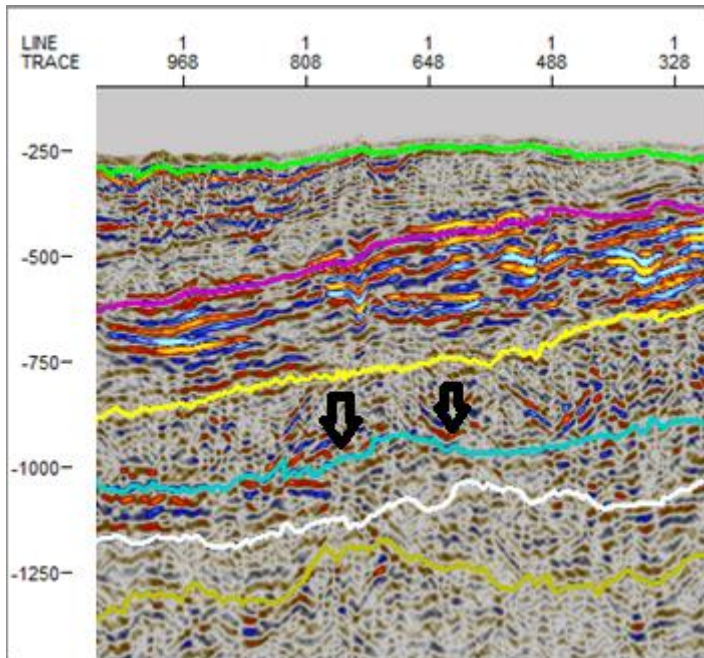
Figur 7.3: Refleksjonsmønsteret over og under bunn terciær (lilla linje). De svarte pilene peker mot den gjennomsiktige sonen, de røde pilene peker mot de sterke, kontinuerlige reflektorene og den blå pilen mot en mulig intrusjon. Den gule linjen representerer bunn kritt.

Bunn Helvetiafjellet formasjonen (kritt)

Overgang fra lavhastighets skifer i Janusfjellet subgruppen til sandstein i Helvetiafjellet formasjonen kan indentifiseres som en sterk akustisk refleksjon i den østlige delen av Isfjorden (figur 7.3). Grensen definerer en synklinal og representerer bunnen til foreland bassenget (Blinova et al. 2009; Bergh et al. 1997).

Bunn Adventdalen gruppen (jura)

Øvre trias refleksjonen (figur 7.4) blir forklart av litologi hastighetskontraster mellom Kapp Toscana gruppe sandsteinen og overliggende lavhastighets skifer av Janusfjellet subgruppen (jura alder) og blir gjenkjent som en sterk refleksjon (Bergh et al. 1997).



Figur 7.4: Janusfjellet subgruppen. Den turkise linjen representerer bunn Adventdalen. De svarte pilene peker mot den sterke reflektoren som skiller janusfjellet subgruppen fra Kapp Toscana gruppen. Den hvite linjen representerer bunn Kapp Toscana gruppen og den mørke gule linjen representerer bunn Sassendalen gruppen.

Bunn Kapp Toscana gruppen (trias)

Bunn kapp Toscana (figur 7.4) representerer overgangen fra sandstein i Kapp Toscana gruppen til skifer i Sassendalen gruppen.

Bunn Sassendalen gruppen (trias)

Bunn trias (figur 7.4) ble tolket som en relativt sterk impedanskontrast som kom tydeligst frem i de innerste delene av Isfjorden. Den representerer en overgang fra lavhastighets skifer fra Sassendalen gruppen til høy hastighets silisifiserte karbonater fra Kapp Starostin formasjonen (Bergh et al., 1997).

Bunn Gipsdalen gruppen (perm og karbon)

Bunn karbon skulle blitt indentifisert som en svak diskontinuerlig reflektor som overligger gjennomsiktige devonske sediment (Bergh et al. 1997), men er her blitt tolket som den

nederste av flere observerte sub-parallele reflektorer og ovenfor kaotiske, svakere refleksjoner (figur 7.20). Bunn Gipsdalen er kun blitt observert i profil 6, hvilket skyldes en kombinasjon av lavere oppløsning ved dette dypet og skråstilt støy i de nedre delene av flere profil.

Basement

Topp Hecla Hoek (figur 7.20) blir gjenkjent som en irregulær, sterk reflektor med en indre seismisk karakter som er preget av «scattered» sterke refleksjoner. Den skal som regel bli observert på rundt 2.0-3.0 s to-veis-tid (Bergh et al. 1997), men har i denne oppgaven blitt observert ned til 3.75 s to-veis-tid. Den overliggende devonske strataen skal være preget av en mye svakere seismisk karakter (Bergh et al. 1997). Basement kan stort sett ikke observeres i de indre delene av Isfjorden på linjene i denne oppgaven, men kommer tydelig frem på profil 6 og 4 (2012).

7.1.3 Data kvalitet

I tillegg til å være avhengig av seismisk oppløsning er den seismiske avbildningen avhengig av flere faktorer. Den harde havbunnen har høy impedans og fører til en høy refleksjonskoeffisient, hvilket reduserer energimengden som får avbildet underliggende lag. I tillegg har flere av de underliggende reflektorene høye amplituder, hvilket indikerer stor akustisk impedans og dermed mindre transmittert energi. Dette gjelder spesielt for kritt lagene og sills.

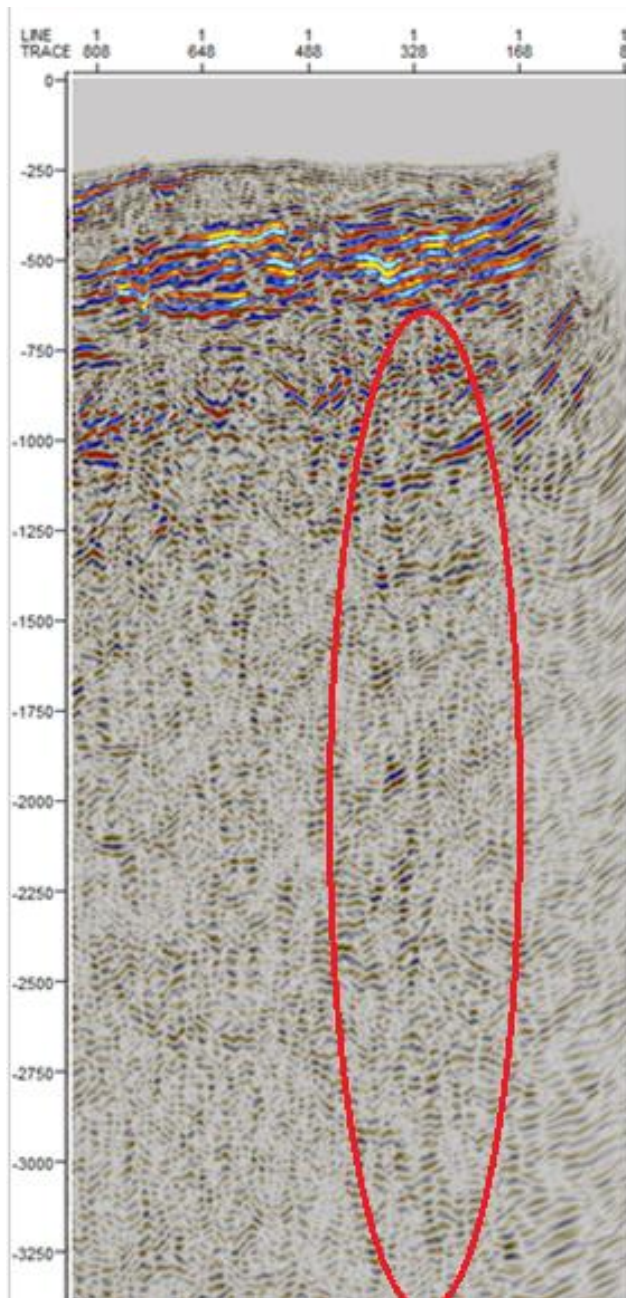
De fleste multiplene er blitt fjernet under prosesseringen og har stort sett ikke vært et problem under tolkningen. I ytterste del av Isfjorden er det i midlertid to refleksjoner som har en to-veis-tid som passer med multippel perioden. Disse ble observert under prosesseringen også, men lot seg ikke fjerne ved flere forsøk på å forbedre hastighetsanalysen. Dette skyldes antageligvis lave hastigheter i havbunn, som er vanskelig å skille fra de lave multippel hastighetene.

«Swipes», konkave refleksjoner som er blitt dannet under migreringen er fremtredende i begynnelsen og slutten av hver linje og har gjort det vanskelig å tolke i disse områdene.

Et område med høy amplitude støy (figur 7.5) blir observert øst i profil 6 og er spesielt synlig i den ellers gjennomsluktige sonen mellom ca. 1.5-3.3 s to-veis tid. Det er vanskelig å se om hendelsene gjentar seg med faste mellomrom, men det ser ikke ut til å representere noe reelt.

Væskestrømninger er i midlertid observert i området og det kan ikke utelukkes at eventene er relatert til dette.

I den nedre delen av profil 2, 3 og 4 (2011) er det kraftige hellende refleksjoner (figur 7.6) som dipper mot vest for linje 2 og mot øst for linje 3 og linje 4 (2011). Linje 4 (2012), 5 og linje 6 har ikke denne støyen. Støyen er altså kraftigst for linjene samlet inn i 2011. Støyen skyldes mest sannsynlig instrumentstøy som har fått en helning under NMO-korrigeringen av linjene, og kommer tydeligst frem på gangtider der det ikke er noen sterke reelle refleksjoner.



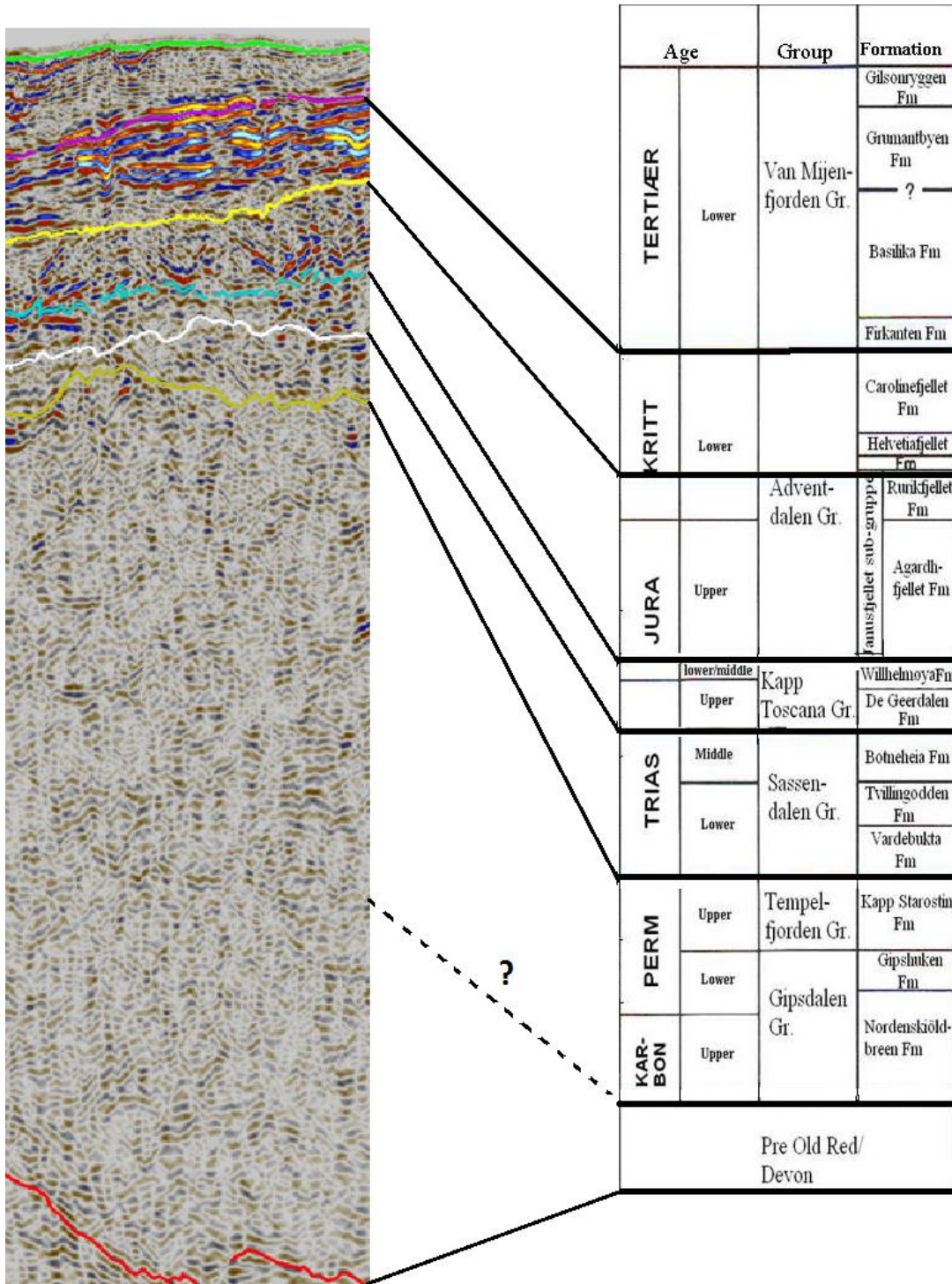
Figur 7.5: Støy nedover i profil 6 i den mest østlige delen av profilet.



Figur 7.6: Skråstilt, kraftig støy under bunn Sassendalen i profil 2, i den indre delen av Isfjorden.

7.2 Horisonter og enheter

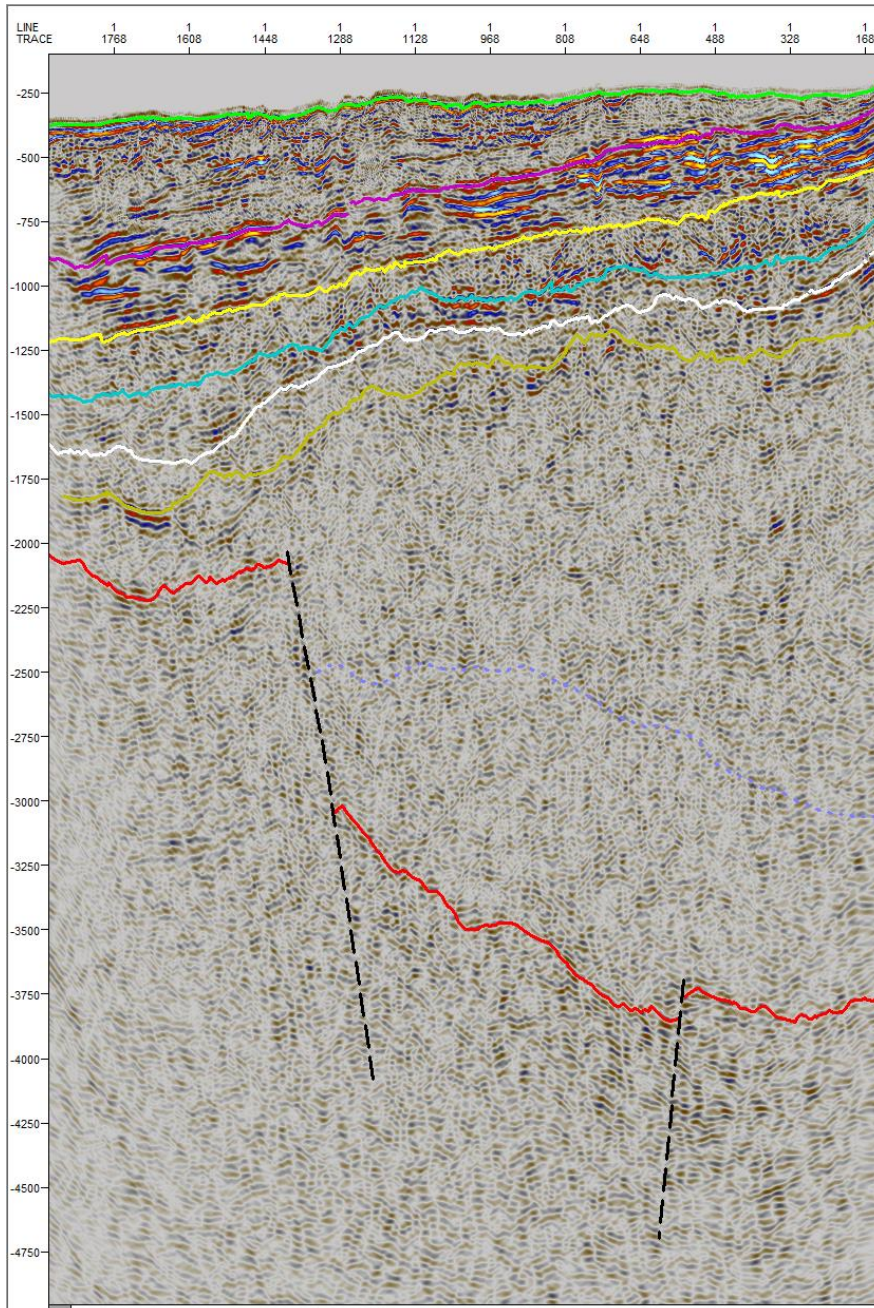
Figur 7.7 viser korreleringen mellom de tolkede horisontene og formasjonene i den indre delen av Isfjorden.



Figur 7.7: Korrelasjon av seismiske enheter fra profil 6 med stratigrafiske enheter på Spitsbergen (modifisert fra Eiken & Austegard, 1994).

Da geologien i den indre delen av Isfjorden skiller seg svært mye fra den ytre delen og det ikke er mulig å følge lag fra den innerste halvdel til den ytterste, vil resultatene for disse halvdelene bli diskutert hver for seg. Linje 6 (figur 7.8) er blitt valgt ut som utgangspunkt for beskrivelsen av resultatene for den indre halvdel, da denne har den beste oppløsningen. Linje 3 er blitt valgt ut for å beskrive den ytre delen av fjorden.

7.2.1 Indre Isfjorden

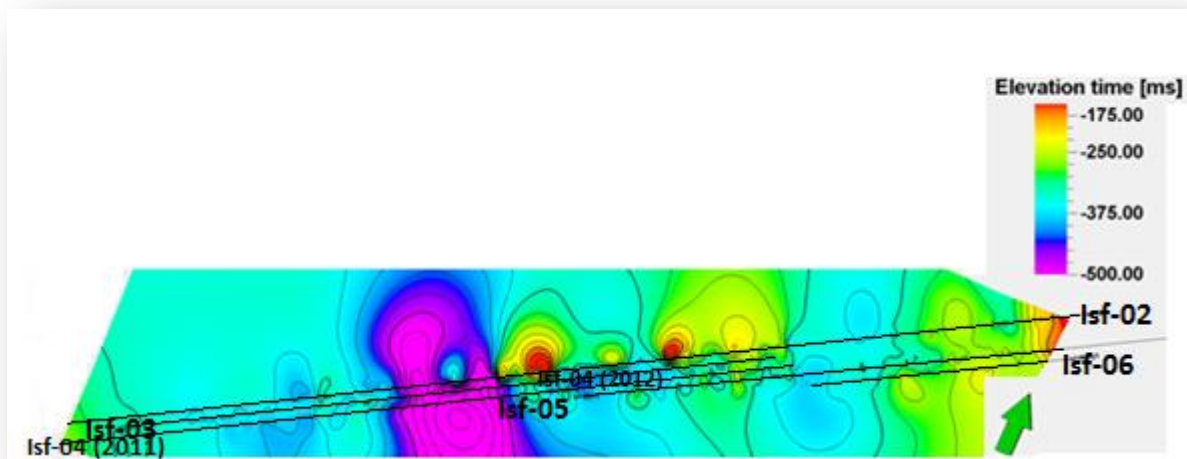


Figur 7.8: Linje 6 med tolkning av horisonter og basement forkastninger.

Havbunn

Havbunn ble tolket som den første sterke seismiske toppen i alle profilene. Mesteparten av havbunnen består av tertiære avsetninger, men i områdene helt i NV kommer avsetninger fra kritt opp til overflaten.

Batymetrien varierer en del, hvilket betyr at det har vært nødvendig å være bevisst på «pull-up» og «pull-down» effekter for underliggende lag i områder der havbunnen har variert mye. Havbunnen er grunnest innerst i fjorden (figur 7.9)

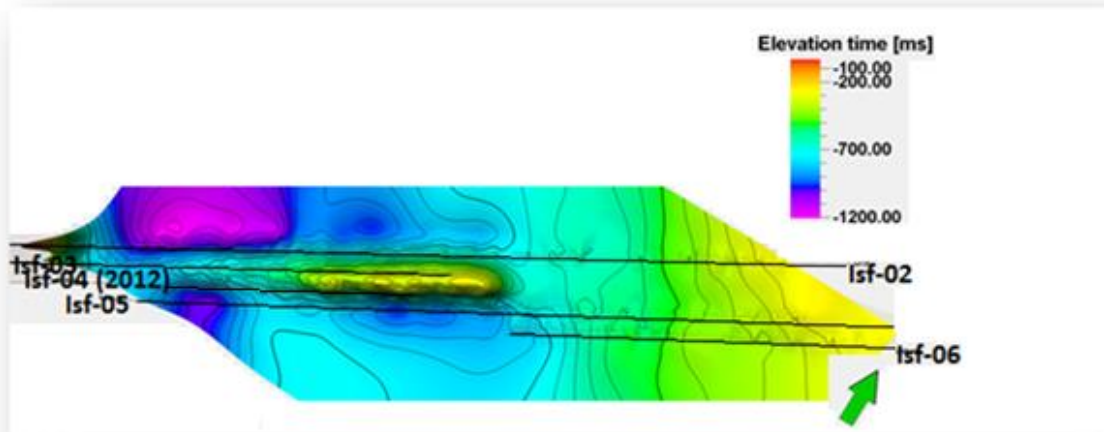


Figur 7.9: Isokron-kart av havbunn. Den grønne pilen peker mot nord.

Havbunn følger ikke trenden til lagene under og dette, sammen med at det ikke er blitt observert lag fra kvartær, tyder på at havbunnen er blitt erodert ned i kvartær.

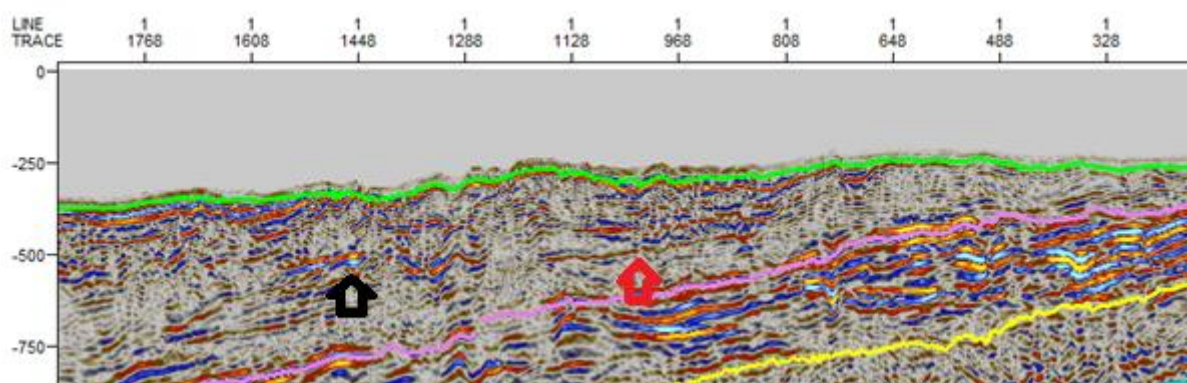
Tertiær (Van Mijenfjorden gruppen)

Bunn tertiær (figur 7.10) representerer en asymmetrisk synklinal struktur og utgjør den nedre grensen av det sentrale Spitsbergen bassenget. De tertiære avsetningene utgjør Van Mijenfjorden gruppen. Toppen av de tertiære avsetningene er blitt tolket som havbunn. En sterk reflektor er blitt observert i deler av den tertiære lagpakken og er blitt tolket som sandstein enheter.



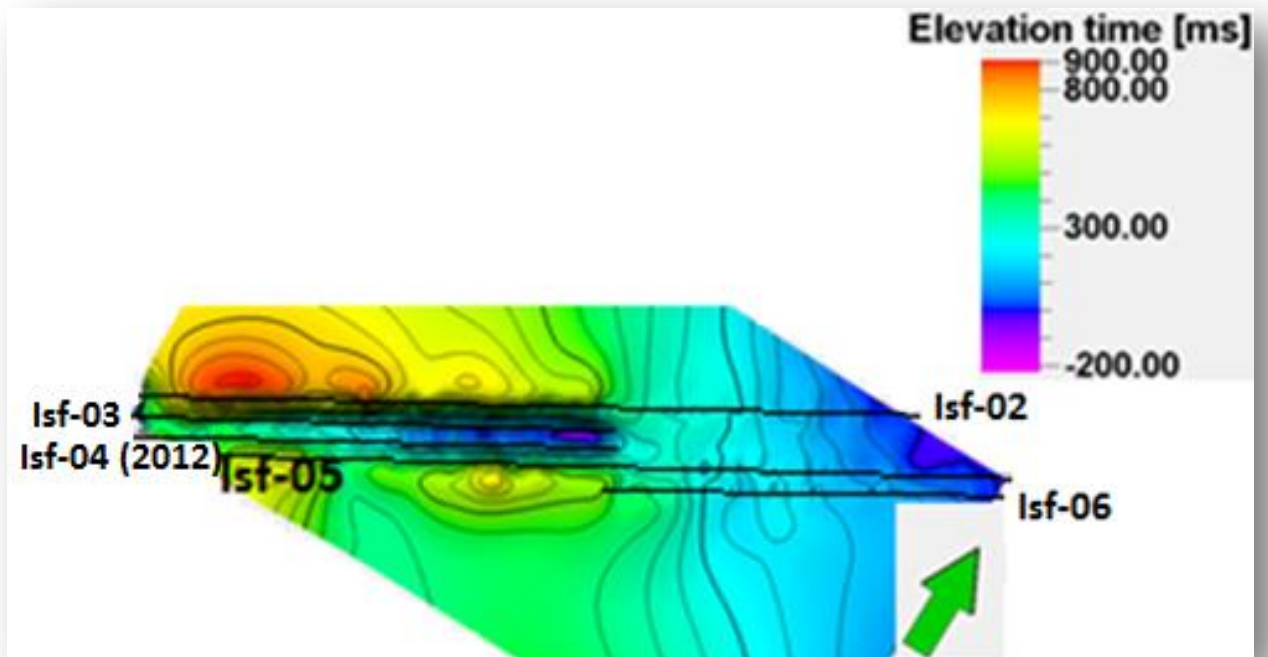
Figur 7.10: Isokron-kart av bunn tertiær. Den grønne pilen peker mot nord.

Bunn tertiær er blitt tolket rett over en serie med kontinuerlige reflektorer og ligger på et dyp mellom ca. 0.3-0.8 s to-veis-tid. En svak reflektor ble observert flere steder midt i den gjennomsliktige sonen (figur 7.11) og ble tolket som sandlag avsatt i tidlig og sen tertiær. Alternativt kan dette representere Grumantbyen formasjonen (kull). Noen steder dukker det opp en kraftig reflektor midt i de tertiære bergartene og det er mulig at dette representerer en sill (figur 7.11).



Figur 7.11: Tertiære bergarter (ovenfor den rosa linjen). Den røde pilen peker mot en svak reflektor midt i tertiær enheten og er tolket som sandlag. Den svarte pilen peker mot en relativt kraftig refleksjon midt i de tertiære lagene og er tolket som en sill.

Tykkelsen til den tertiære lagpakken er 187-302 ms to-veis-tid (ca. 374-604 meter) i profil 6. Figur 7.12 viser at tykkelsen er størst i SV og blir gradvis grunnere i NØ. Det er naturlig at tykkelsen blir mindre mot NØ da bunn tertiær onlaper mot havbunn i profil 2 og nesten gjør det for de andre profilene. I midten av studieområdet blir laget veldig mye tynnere.



Figur 7.12.: Isopak-kart av tertiær. Den grønne pilen peker mot nord.

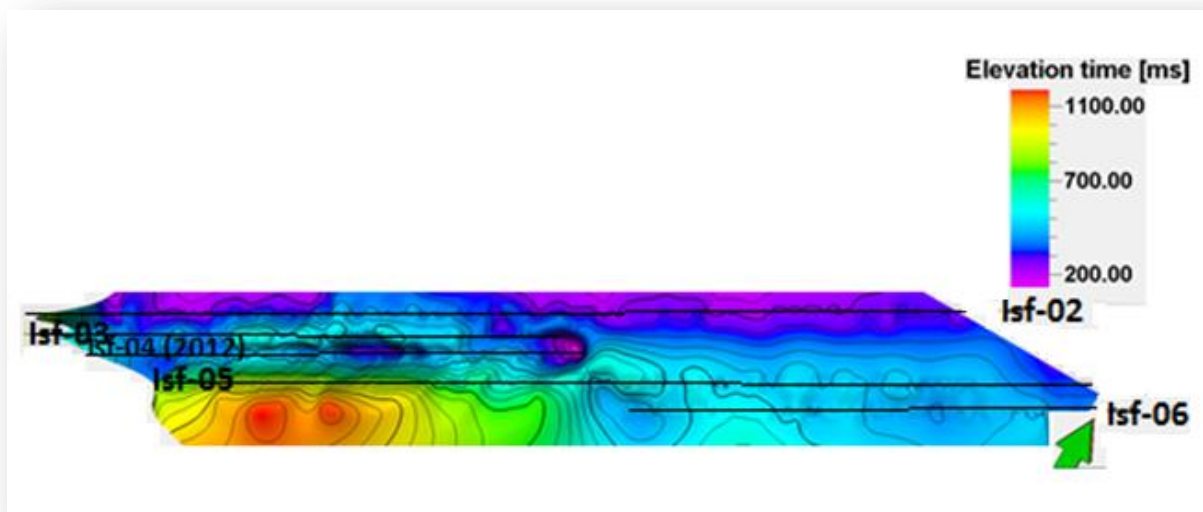
Kritt (Carolinefjellet formasjonen og Helvetiafjellet formasjonen)

Bunn kritt er tolket som den nederste av de sterke kontinuerlige reflektorene, og ligger på en dybde mellom 0.5-1.2 s to-veis-tid i profil 6.

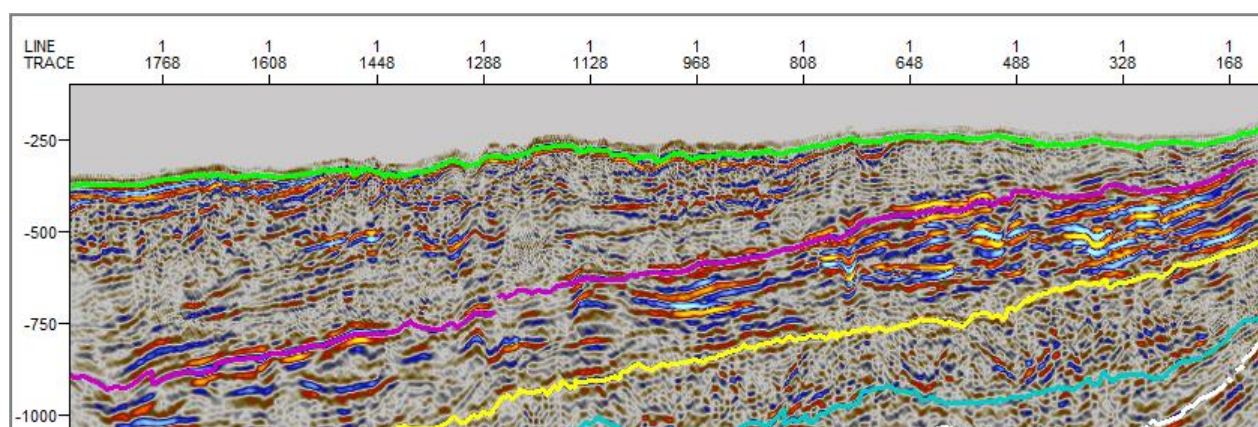
Tykkelsen er nokså jevn i profilet, men ser ut til å bli noe tykkere mot SV. Tykkelsen varierte mellom 174-273 ms to-veis-tid (ca. 435-682 meter). Bunnen til enheten er relativt flat, mens toppen av enheten varierer en del i dyp. Toppen av enheten har blitt skjøvet oppover langs flere reversforkastninger og danner duplex strukturer (figur 7.24). Fra figur 7.13 kan man se at laget er tynnere i nord og tykkere i sør.

Den mest østlige delen av profilet er preget av spesielt kraftige reflektorer og amplitudene ser ut til å avta noe utover i fjorden. Noen av reflektorene ser ut til å stoppe opp rundt midten av profilet, spesielt i den nedre halvdel av enheten (figur 7.14).

Enheden kommer ikke opp til havbunn i dette profilet.



Figur 7.13: Isopak-kart av Carolinefjellet og Helvetiafjellet formasjonen. Den grønne pilen peker mot nord.



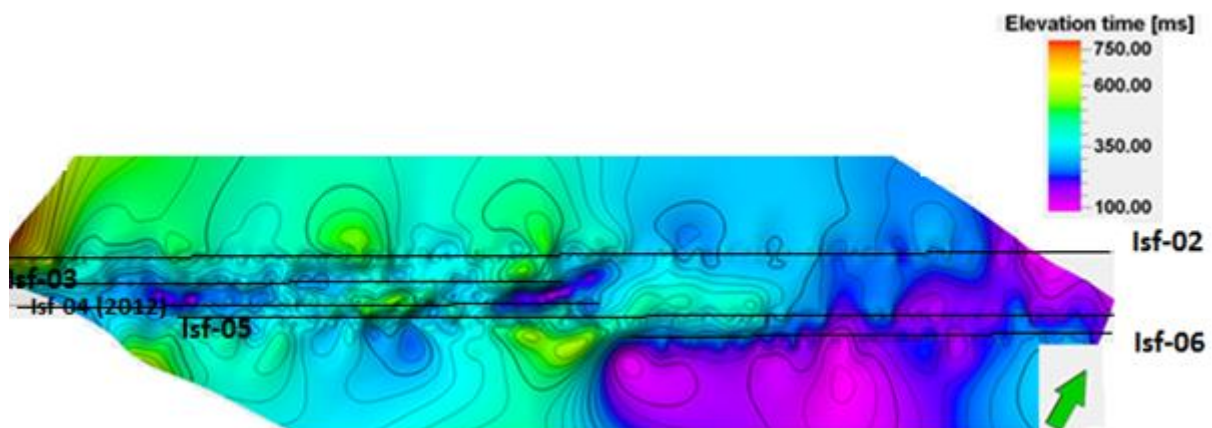
Figur 7.14: Kritt laget ligger mellom Van Mijenfjorden gruppen (lilla linje) og Janusfjellet sub-gruppen (gul linje).

Jura (Janusfjellet sub-gruppen)

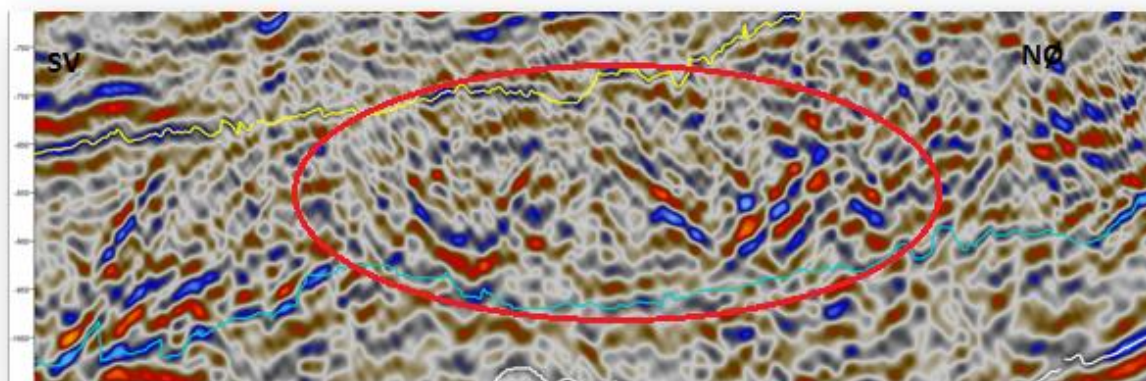
Bunn Adventdalen gruppen går fra ca. 0.6-1.4 s to-veis-tid i dette profilet og ble gjenkjent som overgangen fra jurrasisk skifer til den underliggende Kapp-Toscana sandsteinen. Denne er blitt tolket på en sterk reflektor i NØ, som gradvis blir svakere mot SV. Den mest sørvestlige delen er tolkingen er derfor mer usikker. Janusfjellet sub-gruppen består av skifer avsetninger av jura alder og tykkelsen på disse varierer fra 111-256 ms to-veis-tid (ca. 277-

640 meter). Enheten varierer noe i tykkelse langs profilet og tynner veldig i midten av profilet. Isopak-kartet viser at Janusfjellet sub-gruppen er tynnere i NØ (Figur 7.15).

Den seismiske karakteren til enheten viser stort sett svake reflektorer som er kontinuerlige i SV og blir mer diskontinuerlige i midten og NØ i profilet. Noe som ser ut som en fold eller hellende lag med sterk amplitude blir observert i et lite område av profilet (figur 7.16).



Figur 7.15: Isopak-kart av Janusfjellet sub-gruppen. Den grønne pilen peker mot nord.

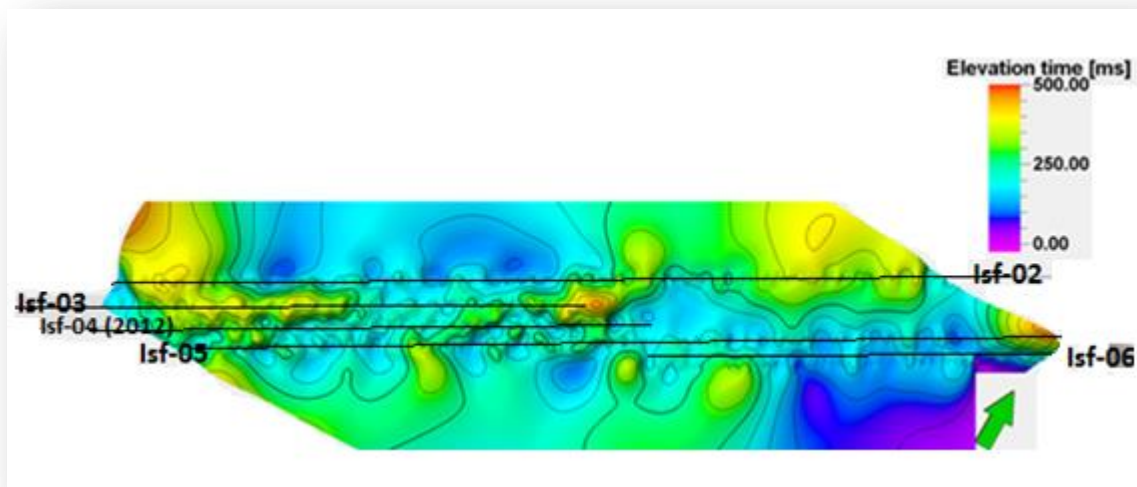


Figur 7.16: Indre strukturer i jura avsetninger. Den røde sirkelen markerer området der man kan observere disse strukturene.

Trias (Kapp Toscana gruppen)

Kapp Toscana består av høy-hastighets sandstein som gir kraftige refleksjoner og bunn av Kapp Toscana gruppen er blitt tolket som den nederste av noen kraftige, kontinuerlige, parallelle reflektorer. Disse reflektorene er kraftigst i den østlige og midtre delen av profilet og blir svakere i den vestlige delen. I området mellom de kraftige reflektorene i den østlige og den midtre delen er reflektorene sub-parallelle og viser i enkelte områder et nærmest kaotisk mønster.

Tykkelsen på enheten er mellom 55 – 251 ms to-veis-tid (ca. 137 – 627 meter). Tykkelsen er minst i øst (figur 7.17).

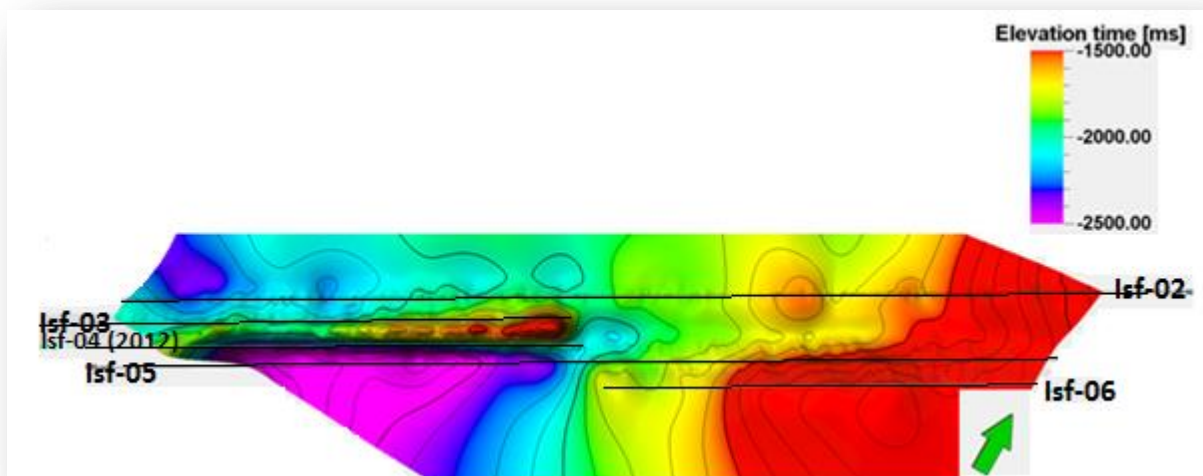


Figur 7.17: Isopak-kart av Kapp Toscana. Den grønne pilen peker mot nord.

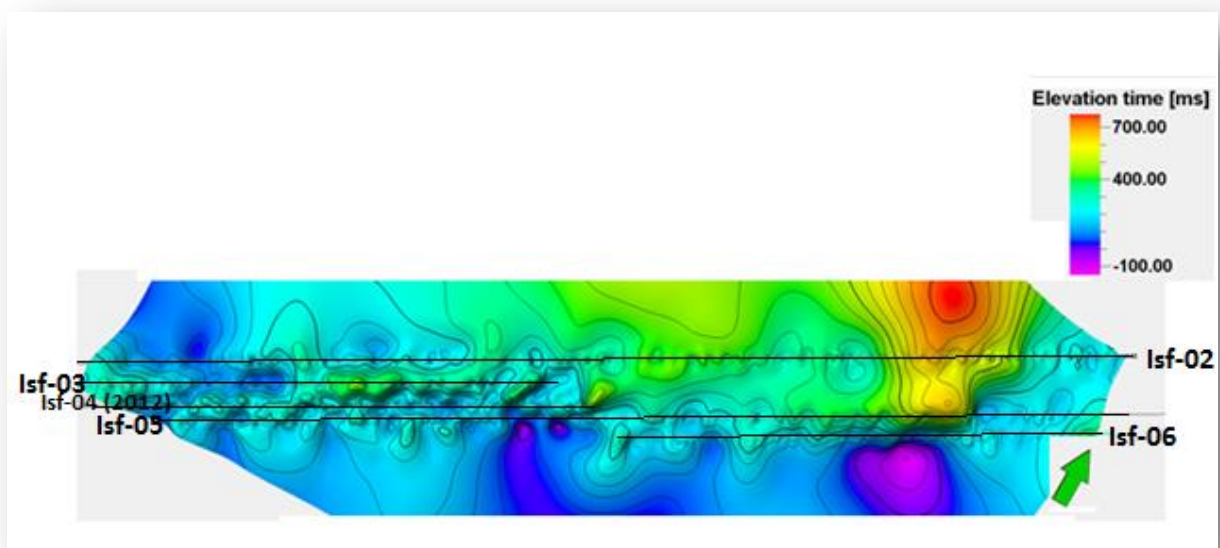
Trias (Sassendalen gruppen)

Bunn Sassendalen (figur 7.18) følger bunn Kapp Toscana tilnærmet parallelt med unntak av noen områder der bunn Sassendalen har noen høyder som ikke er blitt tolket for bunn Kapp Toscana. Enheten ligger på det dypeste rundt 1.9 s to-veis-tid og karakteriseres av diskontinuerlige, svake reflektorer. Den svake amplituden skyldes skiferen som utgjør Sassendalen gruppen.

Tykkelsen varierer mellom 45 – 135 ms to-veis-tid (ca. 112 – 337 meter) og er størst i NØ (figur 7.19).



Figur 7.18: Isokron-kart bunn Sassendalen formasjonen. Den grønne pilen peker mot nord.

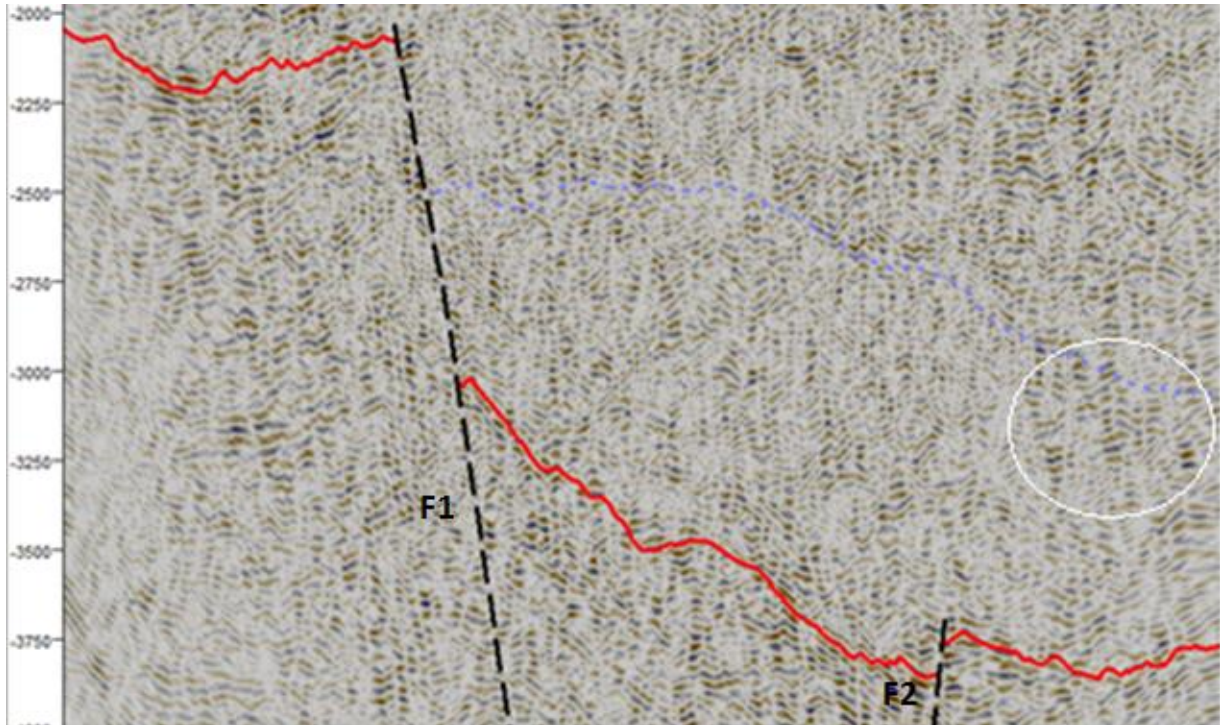


Figur 7.19: Isopak-kart av Sassendalen gruppen. Den grønne pilen peker mot nord.

Perm, karbon (Tempelfjorden gruppen og Gipsdalen gruppen) og devon

Det er ikke mulig å si med sikkerhet hva som befinner seg mellom Sassendalen gruppen og basement i dette området, men enheten karakteriseres av svært svake diskontinuerlige reflektorer i et nærmest kaotisk mønster enkelte steder og av noe kraftigere, sub-parallele reflektorer andre steder. De kaotiske refleksjonene befinner seg helt nede ved basement i øst og blir gradvis grunnere mot normalforkastningen i den vestlige delen av profilet, der den

onlapper mot Heckla Hoek. De overliggende, sub-parallelle reflektorene blir da tolket som bergarter av karbon-perm alder. Noen sub-parallelle refleksjoner NØ i profilet er antatt å være støy (figur 7.20).



Figur 7.20: Tolkning av bunn karbon kan sees som en lilla, stiplet linje. Den hvite sirkelen markerer noe som er antatt å være høy amplitude støy, som også kan sees videre oppover i profilet. Sub-parallelle reflektorer kan sees over bunn karbon, mens et mer kaotisk gjennomsiktig mønster preger området under bunn karbon.

Basement (Heckla Hoek)

En sterk reflektor på dyp mellom ca. 2.0 og 3.8 s to-veis tid ble tolket som basement.

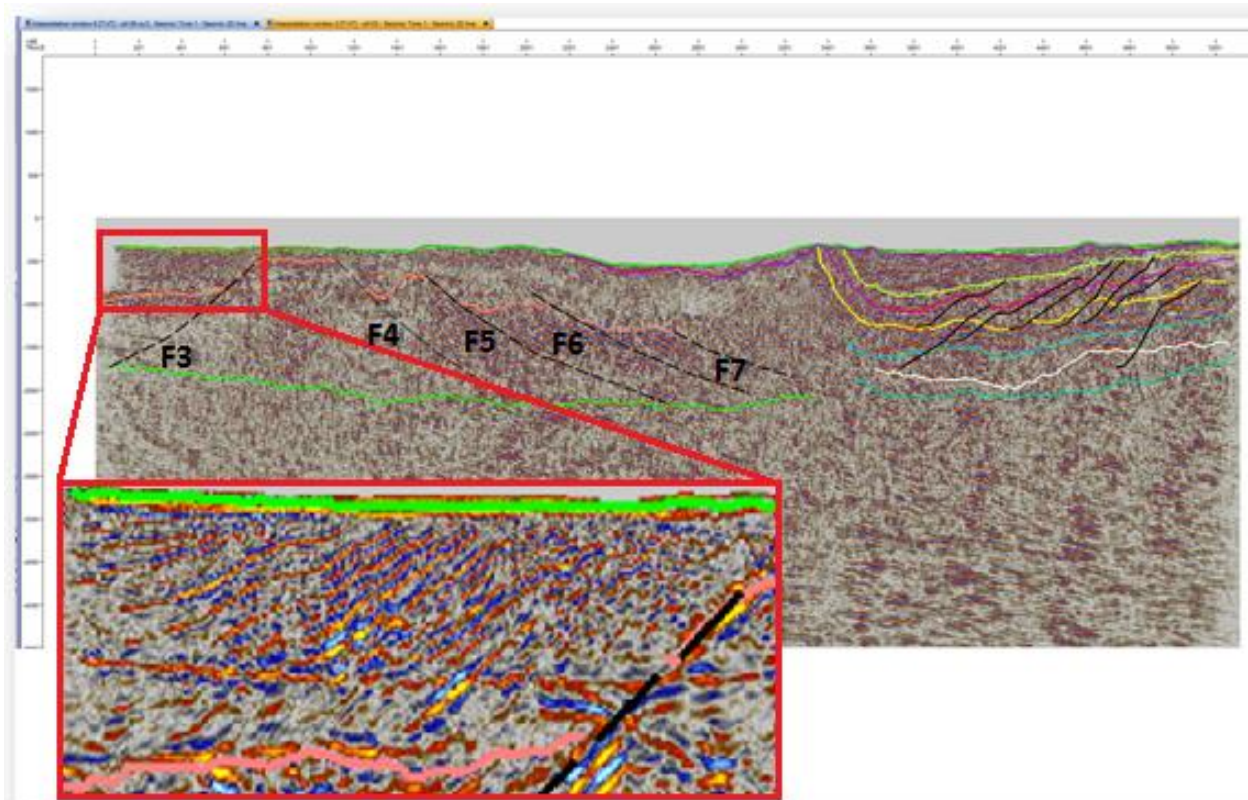
Basement er karakterisert av flere kontinuerlige, sterke, sub-parallelle reflektorer. Øst for normalforkastning F1 ligger devonske sediment like over basement, i vest ligger bergarter av karbon/perm alder like over basement. I begge tilfellene utgjør de en gjennomsiktig sone som tydelig skiller seg fra det karakteristiske seismiske mønsteret til basement.

Basement i den indre delen av Isfjorden er bare blitt tolket på profil 4 del 2 og 6, da støy skjuler alt under bunn Sassendalen gruppen i de andre profilene (se kapittel 7.1.4).

7.2.2 Ytre Isfjorden

Det er ikke blitt tolket noen enheter over basement for den ytre Isfjorden, da det ikke var mulig å følge lagene fra den indre Isfjorden ut hit.

Helt SV i profilet kan man se flere reflektorer med tette mellomrom som heller bratt nedover mot SV (figur 7.21). De fleste av disse ser ut til å «topp-lap» mot havbunn, men de som ligger lengst mot øst ser ut til å flate ut rett før havbunn. En horisontal reflektor kutter en del av disse reflektorene, slik at det er vanskelig å følge dem under denne. Dette er mest sannsynlig en multippel på grunn av dens to-veis-tid og fordi den blir observert inni basement lengre mot NØ. Denne ble også observert i teamview under prosesseringen, men lot seg ikke fjerne ved hastighetsanalyse uten at det gikk utover seismikken i områdene rundt.

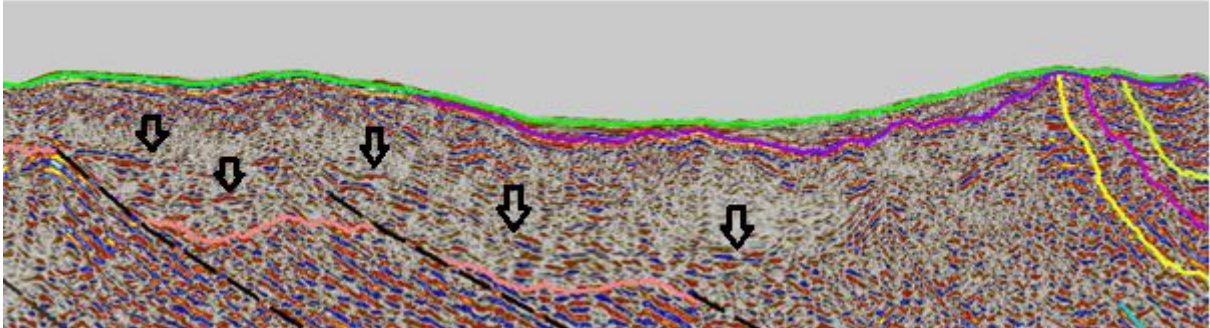


Figur 7.21: sterkt hellende reflektorer i den ytterste delen av Isfjorden. Forkastningene er markert med navn F3-F8.

I områdene NØ for disse hellende reflektorene blir det observert kraftige, sub-parallele refleksjoner ca. 250 ms to-veis-tid under havbunn. I noen områder ser disse ut til å være foldet, andre steder ser de ut til å representere basseng innfyll mellom høyder i havbunn. Under prosesseringen ble det forsøkt å finne en sammenheng mellom de seismiske hastighetene og områder mellom havbunnstopper der det gjerne blir dannet sedimentære basseng. En slik sammenheng ble ikke observert.

I områdene ved Bellsund Graben, der basement ligger dypere, ligger det en gjennomsliktig sone rett ovenfor basement. I denne er det en relativt kraftig dobbel reflektor (figur 7.22) som helt i NØ av ytre Isfjorden ser ut til å sammenfalle med basement (figur 7.22). Dette

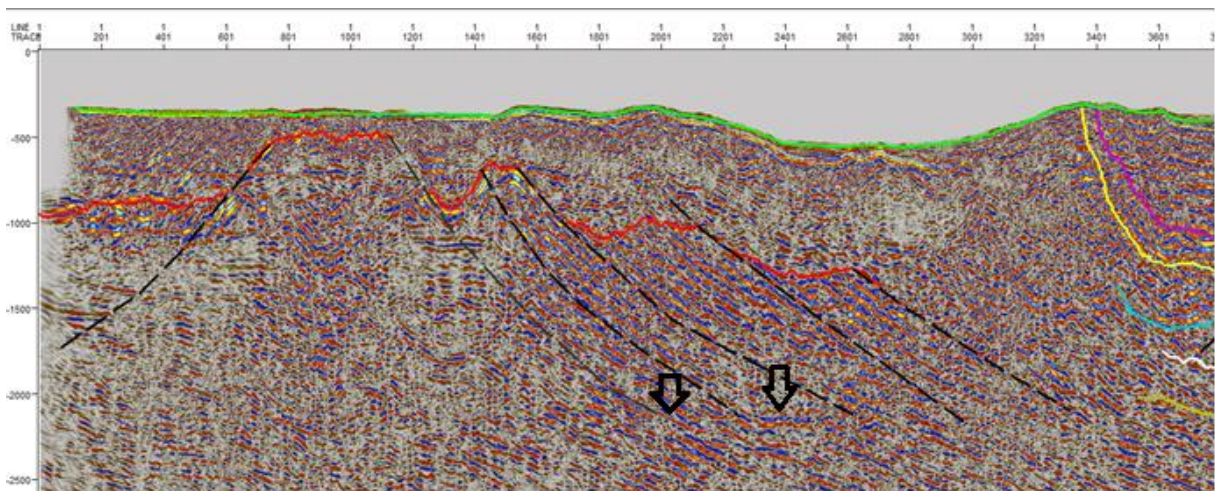
representerer mest sannsynlig den samme havbunnsmultippelen som ble nevnt tidligere i delkapittelet, helt SV i fjorden.



Figur 7.22: Dobbelt reflektoren i den gjennomsiktige sonen er markert med piler.

Topp Heckla Hoek er gjenkjent som en svært kraftig reflektor i SV av profilet og som en relativt kraftig horisontal reflektor rett over sterkt hellende reflektorer lengre mot NØ.

En horisontal linje helt nede ved roten av forkastningene ble observert mellom forkastning F4 og F5. Tolkningen av denne er usikker videre utover og er basert på hvor langt ned det ser ut som de andre forkastningene går samt hvor det ser ut til å være horisontale refleksjoner (figur 7.23).



Figur 7.23: Detachment i linje 3. Pilene peker mot området der detachment er synligst.

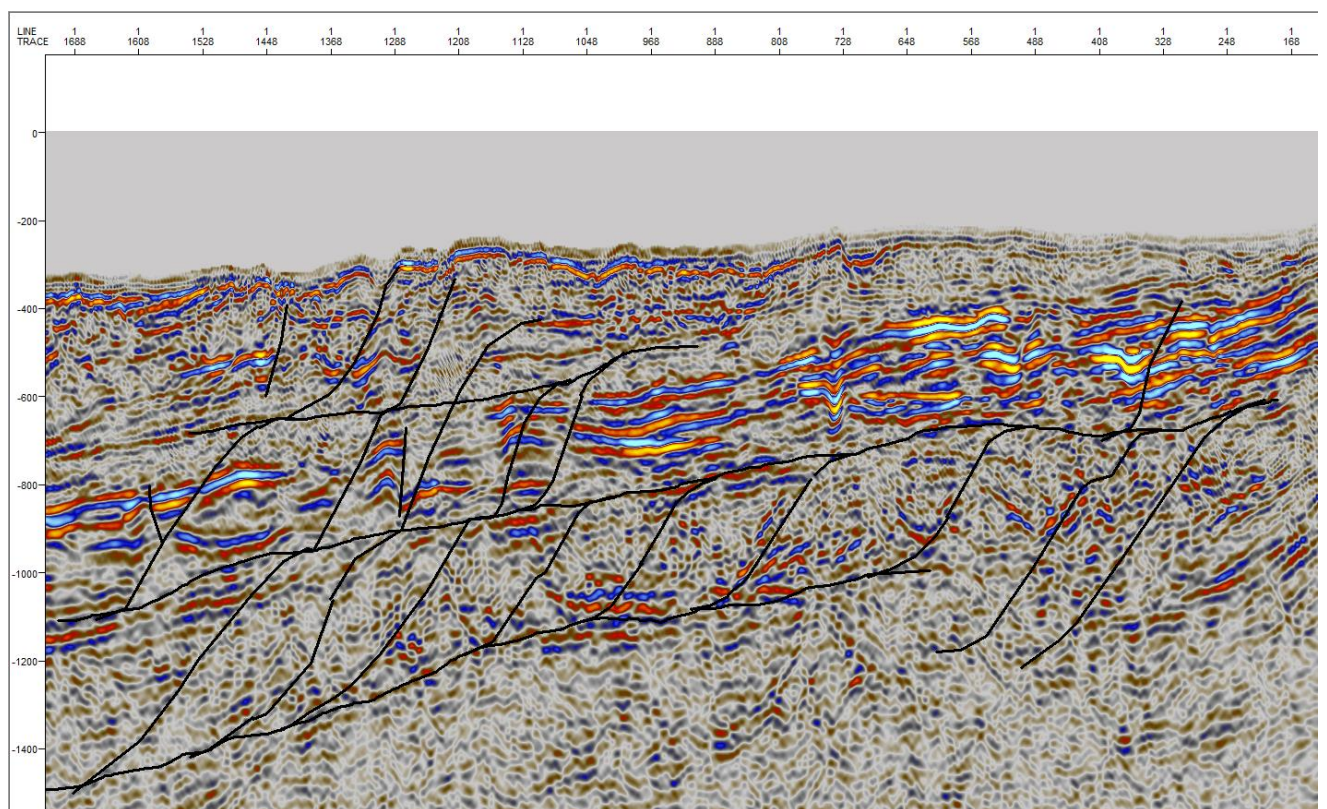
7.3 Strukturer

7.3.1 Indre Isfjorden

Profil 6 er blitt brukt som utgangspunkt også i beskrivelsen av strukturer i Indre Isfjorden.

Forkastningene i denne oppgaven er blitt delt inn i to typer: forkastninger i overliggende lag (hel) (figur 7.24) og forkastninger i basement (stiplet) (figur 7.25).

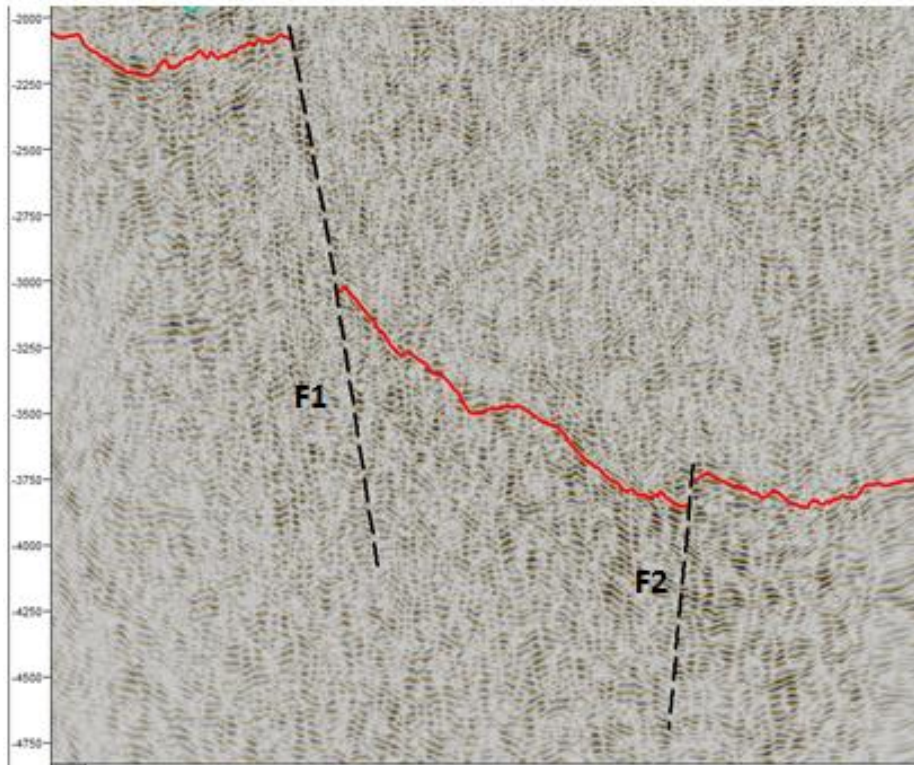
Lagene over Kapp Toscana er preget av listriske reversforkastninger som danner duplex strukturer. Noen forkastninger er også blitt observert i Kapp Toscana. Selv om forkastningene er blitt tolket gjennom bunn kritt ser det ikke ut som de har forkastet denne horisonten. En decollement er tolket langs bunn kritt og er sannsynligvis årsaken til dette.



Figur 7.24: Reversforkastninger og decollement i det øvre halvdelen av profilet.

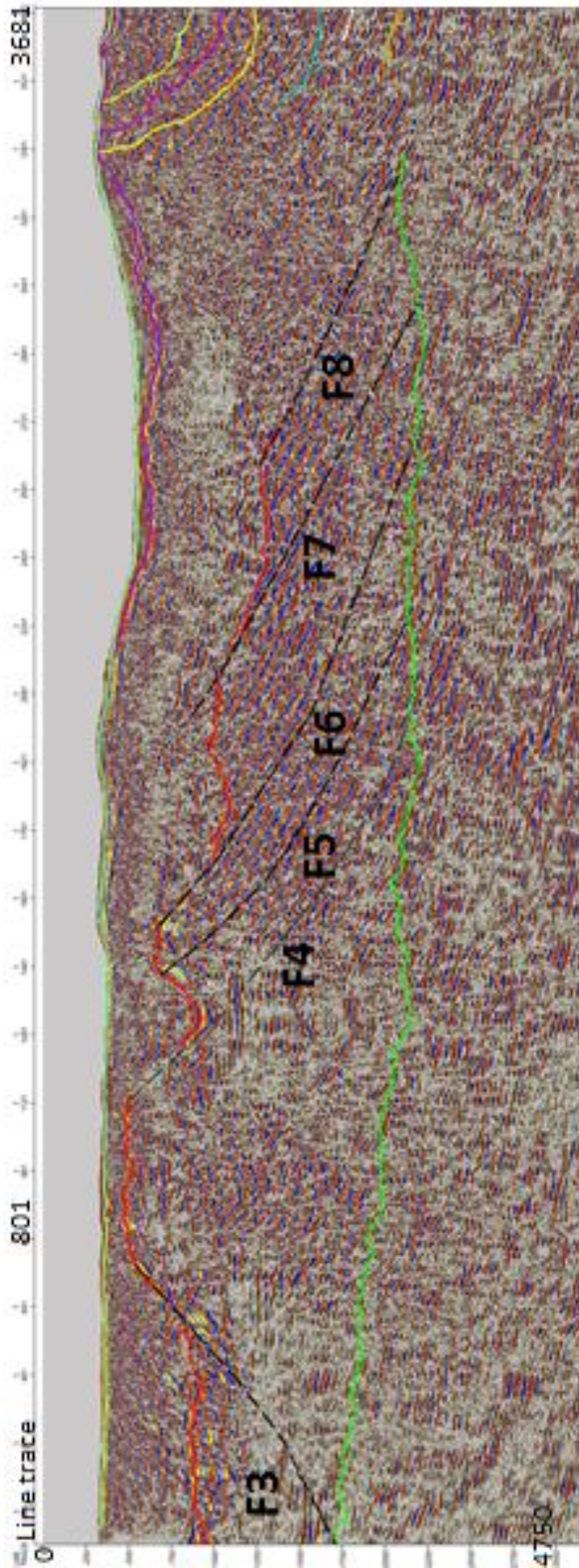
I den indre delen av fjorden er basement forkastninger kun blitt observert i profil 4 (2012) og profil 6. To forkastninger er tolket i basement på profil 6 og disse blir kalt F1 og F2 (figur 7.25). Dette er normalforkastninger som dipper mot NØ og SV, henholdsvis. F1 er tolket med størst grad av sikkerhet, da den har størst hiv, og det dermed blir lettere å tegne den med noen

lunde riktig dip. Tolkningen av F2 baserer seg hovedsakelig på at Heckla Hoek endrer helning i dette området, hvilket også kan skyldes «swipes» fra migrasjonen, og tolkningen av F2 er derfor svært usikker. Dersom Heckla Hoek hadde blitt tolket høyere opp i den midtre delen av profilet kunne F2 blitt fjernet. Det ville i så fall bety at strukturen kan være en halv-graben i stede for en graben (figur 7.25).



Figur 7.25: Basement forkastninger i profil 6. Den røde linjen er tolkningen av Heckla Hoek.

7.3.2 Ytre Isfjorden



Figur 7.26: Tolkning av ytre Isfjorden fra profil 3.

Fem Basement forkastninger er blitt tolket i ytre Isfjorden (figur 7.26), profil 3. Disse er navngitt F3-F8 og er alle normal forkastninger. F3 og F4 avgrensner en horst mens forkastningene nordøst for dette er roterte forkastningsblokker som sammen utgjør Bellsund Graben. Nordøst for F8 er det en overgangssone mellom den ytre og den indre delen av Isfjorden, og seismikken har ikke god nok oppløsning til at basement er blitt tolket her.

8. Diskusjon

Dette kapittelet omhandler korrelering av de tolkede strukturene og enhetene med andre studier i området. Studieområdet (figur 7.1) tar for seg både den ytre Isfjorden som er preget av ekstensjonsstrukturer i tillegg til starten på kontinentalhyllen og den indre Isfjorden som er preget av strukturer fra Vest Spitsbergen folde-og forkastningsbelte, samt sentral Spitsbergen bassenget lengre øst. I tillegg vil strukturene som ble beskrevet i forrige kapittel bli diskutert i mer detalj. Det er i midlertid verdt å merke seg at tolkningen av de mindre strukturene er usikker.

8.1 Enheter

8.1.1 Tertiær

Tertiær avsetningene utgjør et foreland basseng for Vest Spitsbergen orogene beltet. Bunn tertiær definerer som nevnt i kapittel 7.2.1 en asymmetrisk synklinalstruktur, og er blitt tolket like ovenfor en serie med kontinuerlige reflektorer og under en tynn gjennomsliktig sone (figur 7.8). Dette samsvarer godt med beskrivelsen av enheten gitt av Bergh et al. (1997).

Maksimum tykkelse for enheten observert i isopak-kartet (figur 7.12) ligger på rundt 900 ms som tilsvarer ca. 2,0 km. Dersom man tar i betraktning at konverteringen til dyp er svært omtrentlig i denne oppgaven, samsvarer resultatene godt med maks tykkelsen på 1.4-1.8 km målt av Bergh et al. (1997) i den tynn-hudede sonen. En økning i tykkelse utover i fjorden mot den mer tykk-hudede deformasjonsdelen ble også observert i isopak-kartet, og er i samsvar med andre studier i området (Bergh et al. 1997, Blinova et al. 2009).

En relativt kraftig reflektor (figur 7.11), som noen steder kan sees som en dobbel reflektor, ble observert i midten av den gjennomsliktige sonen og kan som nevnt i forrige kapittel enten representere sand lag avsatt i tidlig og sen tertiær eller kull fra Grumantbyen formasjonen. Bergh et al. (1997) beskriver en dobbel reflektor i de tertiære lagene som skal representere sandlag fra Adventdalen gruppen, og støtter dermed den førstnevnte tolkningen. Dette blir

videre bekreftet av at kull har en lav akustisk impedans, som krever god seismisk oppløsning for å bli gjenkjent, hvilket det stort sett ikke er i tertiær laget (Larry, 2002). Området disse reflektorene er blitt observert på (linje 6) passer i midlertid godt med beskrivelsen av provenanceområdet til sandstein av Grumantbyen formasjonen NØ for Sentralbassenget gitt av Vilberg (2011). Reflektoren representerer derfor mest sannsynlig sandstein og det er godt mulig at den kan korreleres med sandstein fra Grumantbyen formasjonen. Den gjennomslipptige sonen over og under reflektoren er tolket som skiferavsetninger.

Det er ikke blitt tolket så mange strukturer i den tertiære enheten, da den seismiske kvaliteten er begrenset; og tydelige strukturer ikke er blitt observert. Noen dupleks strukturer er i midlertid blitt observert i enheten, samt en decollement i den nedre delen av tertiær (figur 8.2). Dette samsvarer godt med Nøttvedt (1994) sine resultat som beskriver enheten som sterkt deformert med en decollement. Blinova et al. (2009) beskriver i midlertid 3 decollementer der alle befinner seg i eldre enheter.

8.1.2 Kritt - trias

De silisiklastiske bergartene av trias-kritt alder ble avsatt under stabile plattformforhold og består av repeterende marine oppgrovningssekvenser fra skifer til sandstein (Bergh et al. 1997, Worsley 2008). Enheten består av en serie kraftige, kontinuerlige reflektorer og bunn kritt er tolket som den dypeste av disse, i samsvar med andre studier i området (Bergh et al. 1997). Bunn kritt er tolket som en svært flat grense (figur 8.2), noen steder i profil 6 i forhold til de andre profilene og den ser ikke ut til å bli brutt av reversforkastningene i dette området. Årsaken til dette kan være at bunn kritt sammenfaller med en decollement i dette området og det er også slik den er tolket (figur 8.2). Denne decollementen er ellers tolket ovenfor bunn kritt.

Den nedre delen av kritt-enheten er karakterisert av svært sterke refleksjoner som kan skyldes doleritt intrusjoner dannet under oppsprekkingen av Grønland og den Eurasiske platen (figur 7.3) (Steel & Worsley, 1984; Dallmann, 1999).

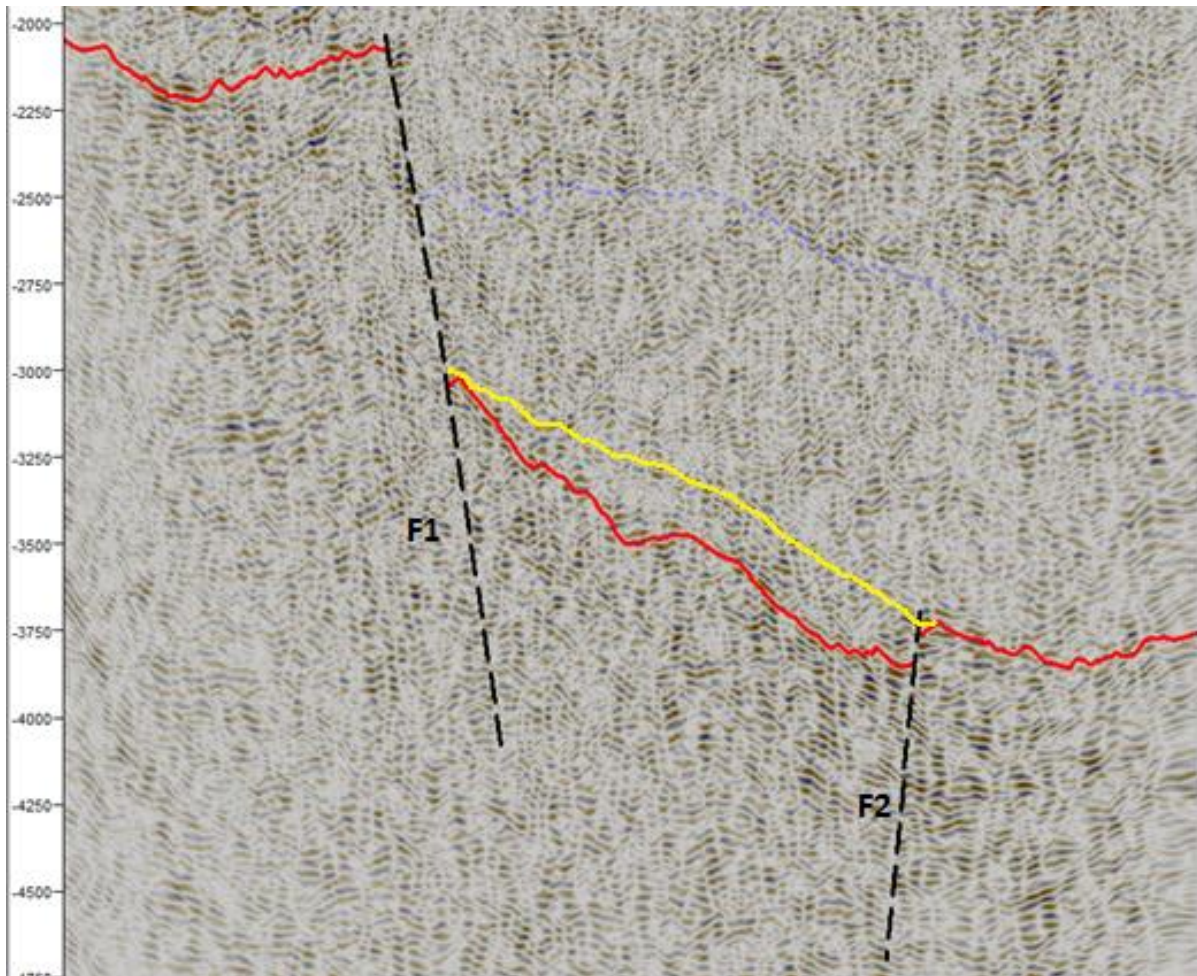
Kritt-trias laget skal i følge Nøttvedt (1994) vanligvis ha en tykkelse på mellom 0.6-0.8 s to-veis-tid, men kan nå opptil 1 s to-veis-tid i den tykkhudede delen. I profil 6 lå tykkelsen stort sett rundt 0.8-0.9 s to-veis-tid. I profil 2, 3 og 4 (2012) lå tykkelsen på rundt 1.25 s to-veis-tid. Tykkelsene er dermed noe høyere enn de for Nøttvedt (1994).

Det er blitt tolket mange skyveforkastninger i både kritt og jura enhetene med decollementer like ved topp og bunn kritt og midt i Kapp Toscana gruppen (trias) (figur 8.2). Det stemmer godt overens med Nøttvedt (1994) sin beskrivelse av kritt-trias som hoved decollement enheten. I tillegg er det tolket to skyveforkastninger i den nordøstligste delen av linje 6 som går inn i Sassendalen gruppen (trias).

8.1.3 Karbon – basement

Som nevnt i kapittel 7.2.1 ble karbon og devon bergartene skilt fra hverandre på grunnlag av deres ulike akustiske karakter. Kaotiske, svake refleksjoner ble tolket som avsetninger av devon alder, mens karbon bergartene ble karakterisert av sterkere, sub-parallele, hovedsakelig kontinuerlige reflektorer (figur 8.1). Disse tolkningene er i samsvar med beskrivelser fra andre studier i området (Bergh et al. 1997; Nøttvedt, 1994). De devonske sedimentene er kun blitt observert i de nordøstligste delene av studieområdet.

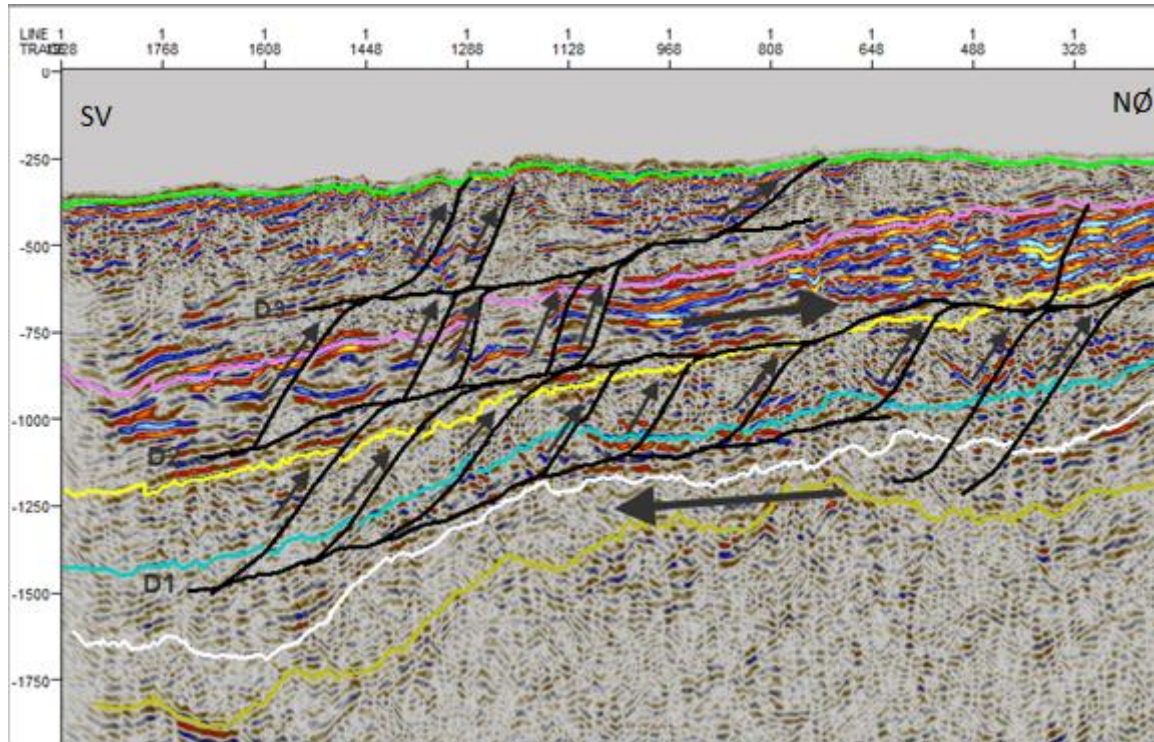
Devonske avsetninger har i tidligere studier blitt observert i halvgraben strukturer (Bergh et al. 1997). I profil 6 er de devonske sedimentene blitt observert over en nedforkastet blokk (figur 8.1).



Figur 8.1: Basement forkastning F1 og F2 i profil 6. Den røde linjen repræsenterer basement tolkningen, den gule en alternativ basement tolkning dersom en antar at F2 ikke skal være der.

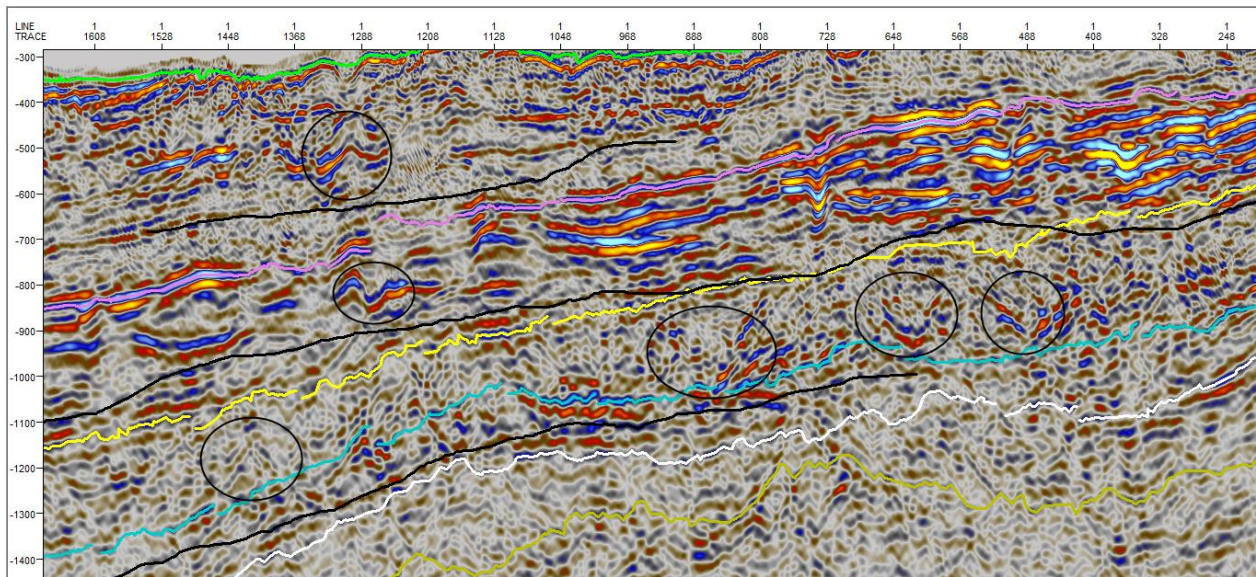
8.2 Strukturer og andre observasjoner

Skyveforkastninger er i denne oppgaven (figur 8.2) blitt tolket der en tydelig kan se hellende reflektorer innenfor de ulike lagene som forflytter horisontene i forhold til hverandre, eller har dannet en tykkere lagpakke. Lav oppløsning har ført til at mange av skyveforkastningene er tolket med stor usikkerhet.



Figur 8.2:Grunne forkastninger i profil 6. D1, D2 og D3 indikerer decollement, de største pilene indikerer transport retningen for decollement 1 og 2 og de mindre pilene indikerer retningen hengblokkene har beveget seg relativt til liggblokken.

To typer kontraksjonsstrukturer ble observert av Blinova et al. (2012) i de grunne lagene: Skyveforkastninger og decollementer. Blinova beskriver videre kritt-trias enheten som stakkede, imbrikerte thrust-sheets i den indre delen av fjorden. Lengre vest i den indre delen av Isfjorden beskriver Blinova et al. (2009) imidlertid åpne-«upright» til «overturned» folder over de største skyveforkastningene. I dataene for denne oppgaven er det observert noe som ser ut som upright folder flere steder, både helt i øst av fjorden, i østlig del av profil 6 (figur 8.3) og i midtre del av fjorden (linje 4 – 2012). Foldene i Blinovas studie er dermed lenger mot vest enn foldene i denne oppgaven, der foldene er blitt observert innimellom de stakkede, imbrikerte thrust-sheetene NØ i fjorden (figur 8.3).



Figur 8.3. Utsnitt av profil 6. Sirklene markerer strukturer som er tolket som folder.

Skyveforkastningene ligger som regel over Sassendalen gruppen, men i den aller innerste delen av fjorden (NØ i profil 6 og 4 (2012)) ble det observert noe som ser ut som skyveforkastninger igjennom Sassendalen gruppen (figur 8.2). Færre skyveforkastninger er observert ved Sentral Spitsbergen bassenget i tertiær bergartene enn lengre inne i fjorden, hvilket Blinova et al. (2013) også beskriver for sine data.

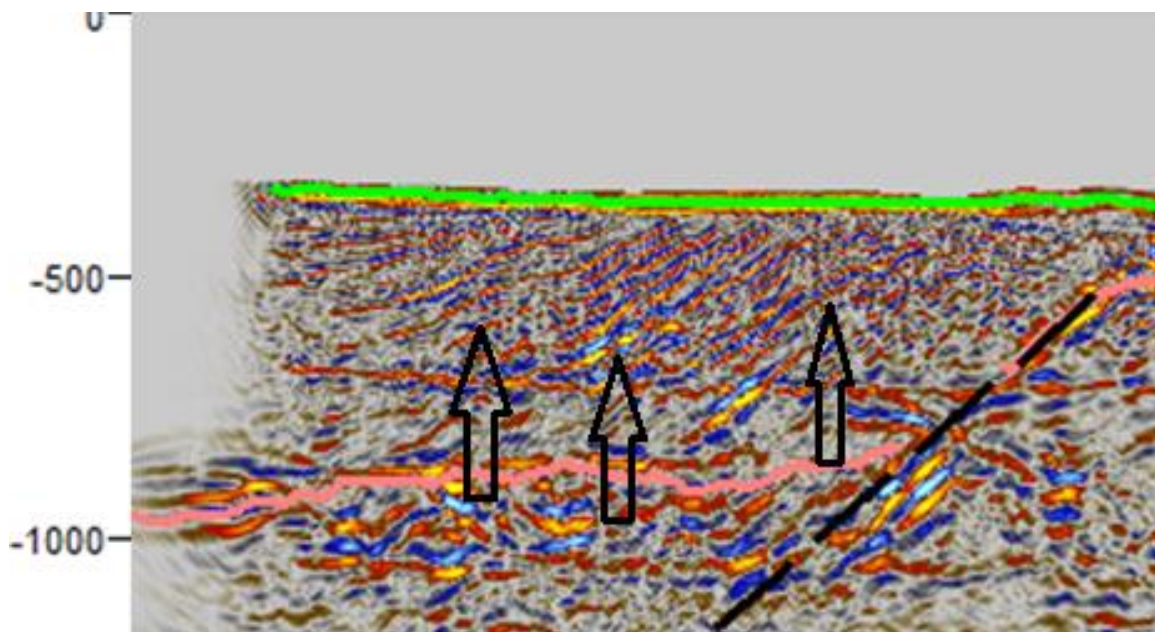
Tre decollementer er tolket i profil 6 (figur 8.2), basert på hvor skyveforkastningene ser ut til å flate ut. Disse har fått navn D1-D3. D1 ligger i Kapp Toscana gruppen, D2 langs bunn kritt og D3 helt i bunn av tertiær laget. Blinova et al. (2009) observerte også 3 decollementer. Disse ble gjenkjent på følgende steder: Bunn øvre karbon (nordenskiöldbreen formasjonen), bunn helvetiafjellet formasjonen (bunn kritt) og innenfor gips i nedre perm og øvre jurasisk skifer. D1 og D2 samsvarer dermed relativt godt med Blinova et al (2009) sine resultat, mens D3 ikke ble tolket av Blinova et al. (2009). Blinova et al. (2009) sin tolkning av en decollement i øvre karbon ble ikke observert i denne oppgaven og skyldes antageligvis dårligere oppløsning ved dette dypet. Alle de tolkede decollementene heller mot sørvest, i samme retning som lagene. Dette er motsatt retning av det som er vanlig i et klassisk fold- og skyvebelte (se 2.2) og tyder på at svakhetssonene følger lagdelingen parallelt.

Bergh et al. (1997) deler Vest Spitsbergen folde- og skyvebelte i ulike soner. Lengst øst er området preget av tynnhudet foreland folde- og skyveforkastninger. Linje 6, som er blitt brukt som utgangspunkt ved beskrivelse av indre Isfjorden, tilhører denne sonen. Tykkelsene øker

som nevnt i kapittel 8.1.2 utover i fjorden og dette stemmer godt overens med Nøttvedt (1994) som beskriver mindre tektonisk opptykking i den innerste delen av fjorden.

I profil 6 er det som nevnt observert en nedforkastet blokk. Dersom denne observasjonen hadde blitt tolket litt annerledes ville man kunne tolke dette som en halv-graben struktur og tolkningen av devonske sediment ville samsvart bedre med andre studier (figur 8.1) (Bergh et al. 1997). En slik tolkning vil innebære at F2 blir fjernet og at basement tolkes lengre opp mellom F1 og F2. Grunnen til at F2 likevel er tolket i profilet er at det er en tydelig endring i helning av basement like ved tolkningen av F2, og det er ikke trodd at dette kun er en følge av migrasjons effekten. I tillegg er refleksjonene over tolket basement svakere og har ikke en tydelig adskilt seismisk karakter fra seismikken ovenfor.

I den ytterste delen av Isfjorden kan man se noen vestlig hellende reflektorer (figur 8.4) som går helt opp til havbunn og overligger «down-faulted» basement. Dette er tolket som en sen cenozoisk sedimentær kile avsatt under glasieringen de siste 2,7 my (Blinova et al. 2009).



Figur 8.4: Den nordvestligste delen av linje 3. Pilene peker mot de nordvestlig hellende reflektorene som er tolket som begynnelsen av den sen cenozoiske sedimentære kilen, den oransje linjen representerer Hecla Hoek.

Basementforkastningene som er tolket både i den indre og ytre delen av fjorden er normalforkastninger. Dette passer med tidligere tolkninger da de fleste av disse er blitt dannet under ekstensjon rundt sen devon-midtre karbon. Forkastningene av Hecla Hoek har ført til

dannelsen av rygger og grabenstrukturer, og Bellsund Graben kommer tydelig frem i seismikken (figur 8.5). Basement forkastningene har blitt navngitt fra F1-F8 (figur 8.5).

En reflektor mellom F4 og F5 ble beskrevet i kapittel 7.2.2 og ble der tolket som en detachment. Dette er i samsvar med Blinova et al. (2009) sine observasjoner av en detachment under Bellsund Graben. Detachmenten ble dannet i den sen Eocene-Oligocene ekstensjonen som en reaktivering av skyveplan utviklingen under dannelsen av Vest Spitsbergen Folde-og skyvebelte (Blinova et al. 2009). I følge Blinova et al. (2009) skal detachmenten dø ut ved Hornsund forkastningssonen (vest for Bellsund Graben).

8.3 Forskjeller i profilene

8.3.1 Indre Isfjorden

Janusfjellet sub-gruppen har en større maksimal tykkelse i profil 4 (2012), 2 og 3 enn i profil 6, og bunn kritt er mer ujevn. I profil 2 og 3 har Sassendalen gruppen en større maksimal tykkelse på grunn av en høyde i topp Sassendalen gruppen. En annen følge av dette er en unormalt tynn Kapp Toscana over dette området. Kritt avsetningene i profil 2 er mye tynnere enn for de andre profilene (se Appendix B).

Hekla Hoek er kun synlig i profil 6 og 4 (2012) for den indre delen av Isfjorden. Årsaken til dette er instrumentstøy (kapittel 7.1.4). I fremtidige arbeid burde man forsøke å bruke et medianfilter før stakk/migrasjon for å bli kvitt denne typen støy, og få frem dypere reflektorer.

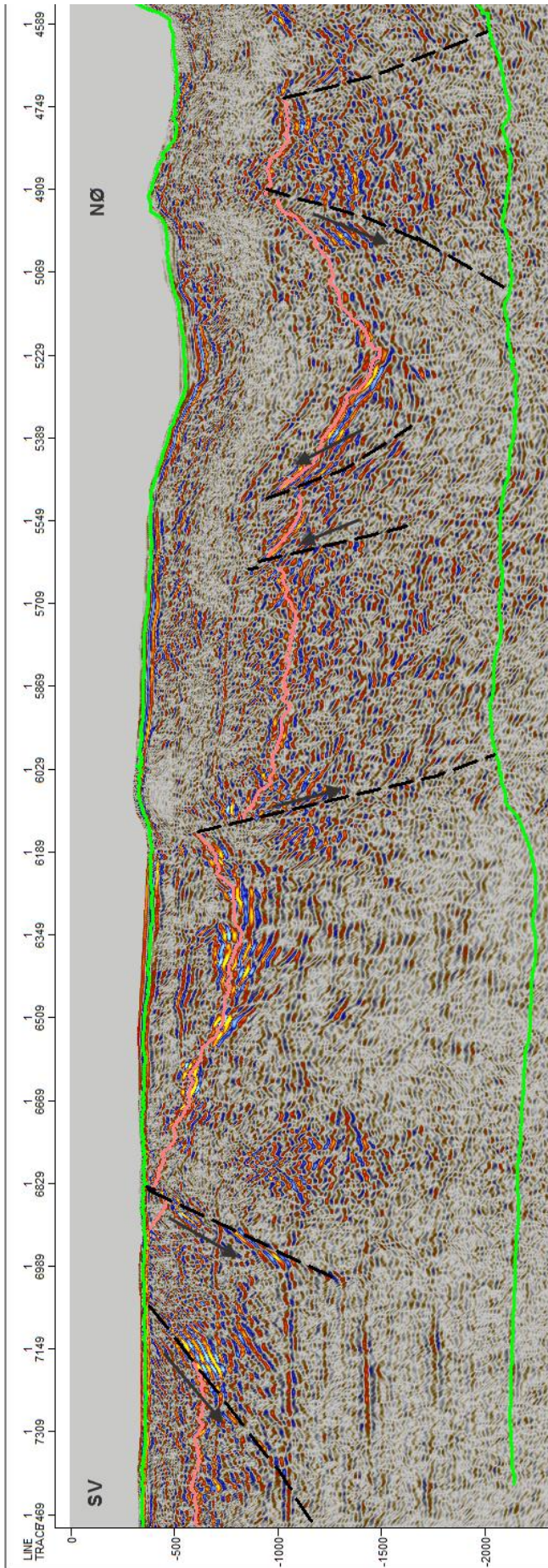
Noen svært kraftige reflektorer i Janusfjellet sub-gruppen er blitt observert i profil 2, 3 og 4 (2012). Dette kan være doleritt intrusjoner. I linje 6 ble slike sterke refleksjoner kun observert i kritt.

Bunn karbon er kun blitt observert i profil 6.

8.3.2 Ytre Isfjorden

I profil 2 kommer Heckla Hoek helt opp til overflaten i et lite område. Man kan se at Heckla Hoek begynner å gå opp mot overflaten igjen nordøst for bunnen til Bellsund Graben (figur 8.5). Detachment er mindre tydelig i profil 2 og 4 (2011) enn i profil 3, og tolkningen er derfor mer usikker.

I profil 2 ble det tolket noen reversforkastninger i basement. Blinova et al. (2009) tolket også noen få, små, revers forkastninger i basement, men de som ble tolket i denne oppgaven er noe større enn det som er blitt observert tidligere (figur 8.5). Reversforkastningene indikerer et samspill mellom ekstensjons og kompresjonskrefter langs forkastningene under dannelsen av Bellsund Graben.



Figur 8.5: Yterste halvdel av linje 2. Pilene viser hvilken vei hengblokken har beveget seg i forhold til ligg blokken. Den grønne linjen representerer detachement.

9 Konklusjon

Fem multikanals seismiske 2D profiler fra Isfjorden ble prosessert og tolket. I prosesseringen var hovedutfordringene:

- 1) å fjerne multipler forårsaket av hard havbunn, dannet ved oppløfting og erosjon, og grunt vann
- 2) å fjerne havbunnsrefraksjoner langs hele profilene, hvilket var utfordrende da hastighetene varierte mye langs de lengste profilene.

Dette ble gjort på følgende måte:

- Multiplene ble i stor grad fjernet ved bruk av hastighetsfiltrering og overflate konsistent dekonvolusjon, hvilket er en form for prediktiv dekonvolusjon. Stacking fjernet deretter det meste av gjenværende multippel energi. Noe multippelenergi i lavhastighetsområder i ytre del av fjorden ble likevel ikke fjernet, da metoden som ble brukt var beregnet for de høye hastighetene lengre inne i fjorden.
- Refraksjonene ble fjernet ved å bruke lineær NMO-korreksjon og deretter fjerne tilsynelatende hastigheter over 20 000 m/s og invers NMO-korrigerer. Det var nødvendig å fjerne refraksjonene på denne måten, da det ikke er mulig å legge inn variasjon av hastighet med CMP-nummer i hastighetsfilteret.

Tolkningen ble utført i petrel 2012.3 ved å ta utgangspunkt i linjene med best oppløsning og deretter tolke de resterende linjene. De viktigste resultatene fra tolkningen var som følger:

- I profil 6 ble det gjenkjent enheter helt ned til basement. Enhetene viste totalt sett en opptykning mot SV, hvilket samsvarer godt med tidligere studier.
- Lagene ned til karbon hullet mot SV og steilet opp mot overflaten i området i nærheten av Festningen, slik som forventet.
- De devonske avsetningene ble kun observert i ett område som kan representere en halvgraben struktur. Dette stemte godt overens med forventningen av å finne devonsk innfyll av kontinentale og marine sediment i halvgraben- strukturene.
- Heckla Hoek var preget av normalforkastninger, hvilket svarte til forventningene om å finne ekstensjonsstrukturer fra sen-devon – midtre karbon.

- To mindre reversforkastninger ble tolket i basement i profil 2. Dette indikerer at også kompresjonskrefter var til stede langs forkastningene under dannelsen av Bellsund Graben.
- De sedimentære lagene er dominert av kompresjonsstrukturer som ble dannet under transpresjonsregimet under åpningen av Norske-Grønlands havet i tertiær. Hovedsakelig er det blitt observert skyveforkastninger og folder.
- Det er blitt tolket mange skyveforkastninger i både kritt og jura enhetene med decollementer like ved topp og bunn kritt og midt i Kapp Toscana gruppen (trias). Dette stemmer godt overens med tidligere studiers beskrivelser av kritt-trias som hoved decollement enheten.

10 Referanser

- Bacon, M., Simm, R. and Redshaw, T. (2003) *3-D Seismic interpretation*. Cambridge, U.K.; New York: Cambridge university press. P. 20.
- Bergh, S. G., Braathen, A. & Andresen, A. (1997). Interaction of Basement-Involved and Thin-Skinned Tectonism in the Tertiary Fold-Thrust Belt of Central Spitsbergen, Svalbard. *AAPG Bulletin*, 81(4), 637-661.
- Blinova, M., Thorsen, R., Mjelde, R. & Faleide, J. I. (2009). Structure and evolution of the Bellsund Graben between Forlandsundet and Bellsund (Spitsbergen) based on marine seismic data. *Norwegian journal of Geology*, 89, 215-228.
- Blinova, M., Faleide, J. I., Gabrielsen, R. H. & Mjelde, R. (2012). Seafloor expression and shallow structure of a surfacing fold-and-thrust system. An example from Isfjorden, West Spitsbergen. *Submitted to Polar Research*.
- Braathen A., Bergh, S. G., & Maher, H. D. (1999). Application of critical wedge taper model to the Tertiary transpressional fold-thrust belt on Spitsbergen, Svalbard: Kinematics and controlling factors. *GSA Bulletin*, 111 (10), 1468-1485.
- Craddock C., Hauser E.C., Maher H.D., Sun A.Y. & Guo-qiang Z. (1985) Tectonic evolution of the west spitsbergen fold belt. *Tectonophysics*, 114 (1-4), 193-211.
- Dallmann, W. K. (ed.) (1999). *Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard: Review and recommendations for Nomenclature Use: Upper Palaeozoic to Quarternary Bedrock*. Norsk Polarinstitut.
- Eiken, O. (1985). Seismic mapping of the post-Caledonian strata in Svalbard. *Polar Research*, 3, 167-176.
- Eiken, O. & Austegard, A. (1994). Seismic atlas of Western Svalbard: A selection of regional transects. Norsk Polarinstitut, 73 p.

«Electronics workshop at dept. of earth science.» *Electronics Workshop, Department of Earth Science, University of Bergen*. N.p., n.d. Web. 15 May 2013.

Faleide, J., Filippos, T., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., & Eldholm, O. (2008): Structure and evolution of the continental margin of Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, 82-91. Fossen, H., and R. H. Gabrielsen, 2005, *Strukturgeologi*: Bergen, bok., 375 p.

Fossen, H. & Gabrielsen, R.H. (2005). *Strukturgeologi*. Fagbokforlaget, 1. utgave, 375 p.

Gabrielsen, R.H., Kløvjan, O.S., Haugsbø, H., Midtbøe, P.S., Nøttvedt, A., Rasmussen, E. & Skott, P.H. (1992). *A structural outline of Forlandsundet Graben, Prins Karls Forland, Svalbard*. *Norsk geologisk tidsskrift*, 72, 105-120.

«GeoCLASS.» *GeoCLASS*. Universitetet I Bergen, n.d. Web. 23 Mar. 2013.

Geocluster bruker manual level 5.0 (2008), GeoCluster, CGG Veritas, Paris, Frankrike.

«Google Maps.» Map. *Google Maps*. Google, n.d. Web. 30 Oct. 2013.

Hardy, R. (2013, 23 juli). Email intervju.

Harland W.B. (1971). Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, 108, pp 27-41

Harland, W. B., & Horsfield, W. T. (1974). West Spitsbergen Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 4(1), 747-755.

Hart, B. (2000). *3-D Seismic Interpretation: A Primer for Geologists*. SEPM Short Course Notes 48, 124 p.

Hjelle, A. (1993). *Geology of Svalbard*, Norsk Polarinstitut.

Horsfield, W. T. (1970) Transform faulting along the De Geer Line. *Nature*, 226, (5242), 256-257 p.

Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2006). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Publishing, 3. utgave, 262 p.

Larry, T. (2002), *Coal Geology*, John Wiley & Sons, 384 pp.

Leever A., Gabrielsen R.H., Faleide J.I. & Braathen A. (2011). A transpressional origin for the West Spitsbergen fold-and-thrust belt: Insight from analog modeling. *Tectonics*, Volume 30, Issue 2.

Maher, H. D. Jr. & Craddock, C. (1988). Decoupling as an alternate model for transpression during the initial opening of the Norwegian Greenland Sea. *Polar research*, 6, 137-140.

Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Thompson, I. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a basic Unit for Stratigraphic Analysis. *Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, AAPG, 26, 53-62.

Mjelde, R. (2011) Cruise report, Svalex (upublisert).

Mjelde, R. (2012) Cruise report, Svalex (upublisert).

Nøttvedt, A., Cecchi, M., Gjelberg, J. G., Kristensen, S. E., Lønøy, A., Rasmussen, A., ... & Van Veen, P. M. (1990). Svalbard–Barents Sea correlation: a short review. In *Arctic geology and petroleum potential: proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference*, 15-17.

Nøttvedt, A. (1994). Post Caledonian sediments on Spitsbergen. *Seismic atlas of western Svalbard. Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, 130, 40-48.

Ohta, Y., Dallmeyer, R. D., & Peucat, J. J. (1989). Caledonian terranes in Svalbard. *Geological Society of America Special Papers*, 230, 1-16.

Ohta, Y. (1992). Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations. *Norsk geologisk tidsskrift*, 72(1), 1-5.

Ohta, Y. (1994). Caledonian and Precambrian history in Svalbard: a review, and an implication of escape tectonics. *Tectonophysics*, 231(1), 183-194.

Pluijm, B. V. D. & Marshak, S. (2004). *Earth Structure*. Norton & Company Press, 2. utgave, 656 p.

Olje direktoratet (24.02.2009). Faktakart. In Olje Direktoratet. Retrieved 20.08.2013, from <http://www.npd.no/no/Kart/Faktakart/>.

Sheriff, R. E. & Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, 592 p.

Steel, R. J., & Worsley, D. (1984). Svalbard's post-Caledonian strata—an atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution. In *Petroleum geology of the North European margin* (pp. 109-135). Springer Netherlands.

Strømme (2010), Prosessering og tolkning av seismiske data fra Van Mijenfjorden, Svalbard (Master oppgave).

Vilberg, A.K., (2011), Petrography and sedimentology of paleogene formations from Nathorstland, Spitsbergen: A diagenetic study of sedimentary facies associations (Master oppgave). NTNU

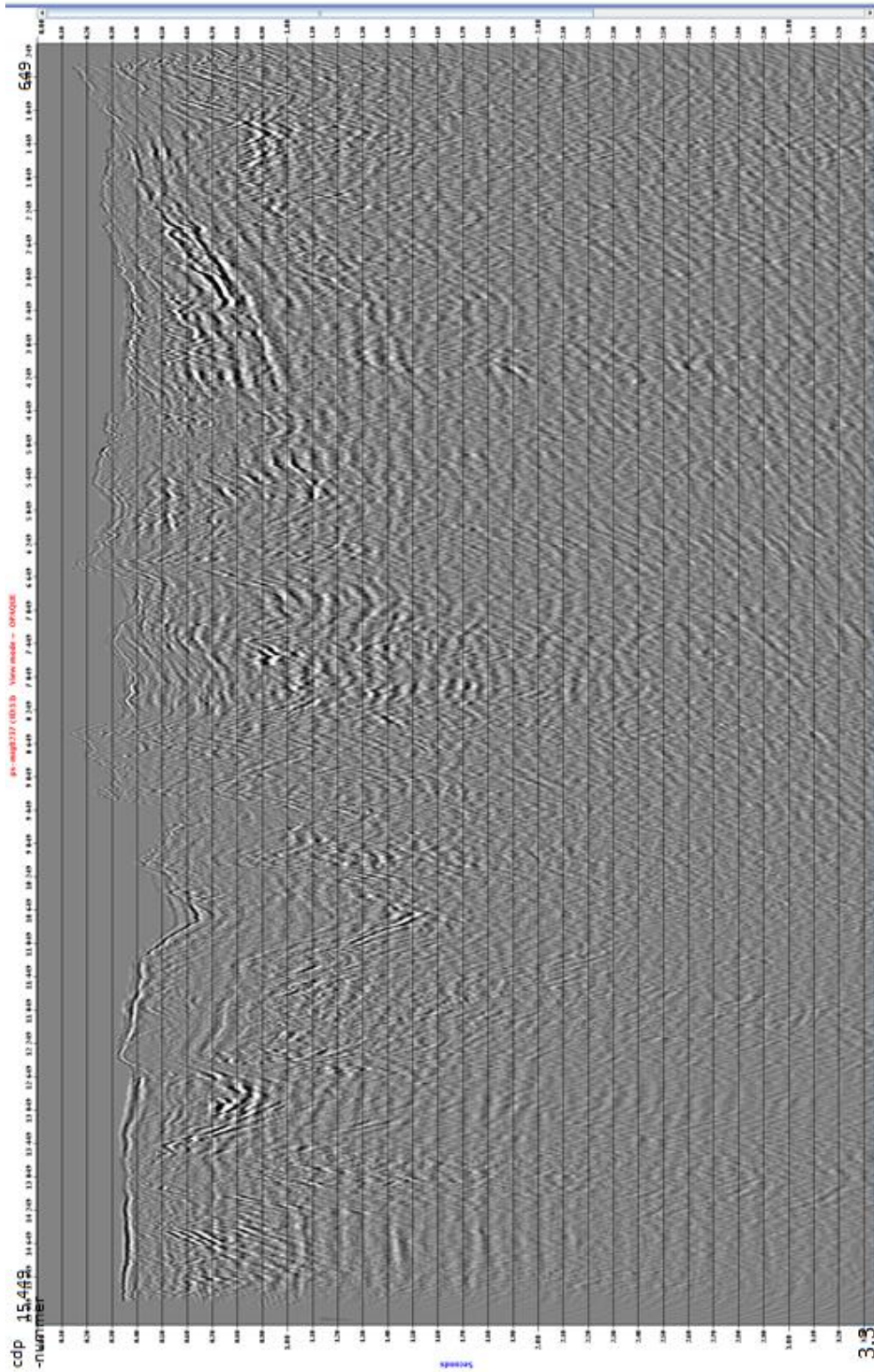
Worsley, D. (1986). *The geological history of Svalbard: evolution of an Arctic archipelago*. Den norske stats oljeselskap as.

Worsley, D. (2008). The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea. *Polar Research*, 27, 298-317

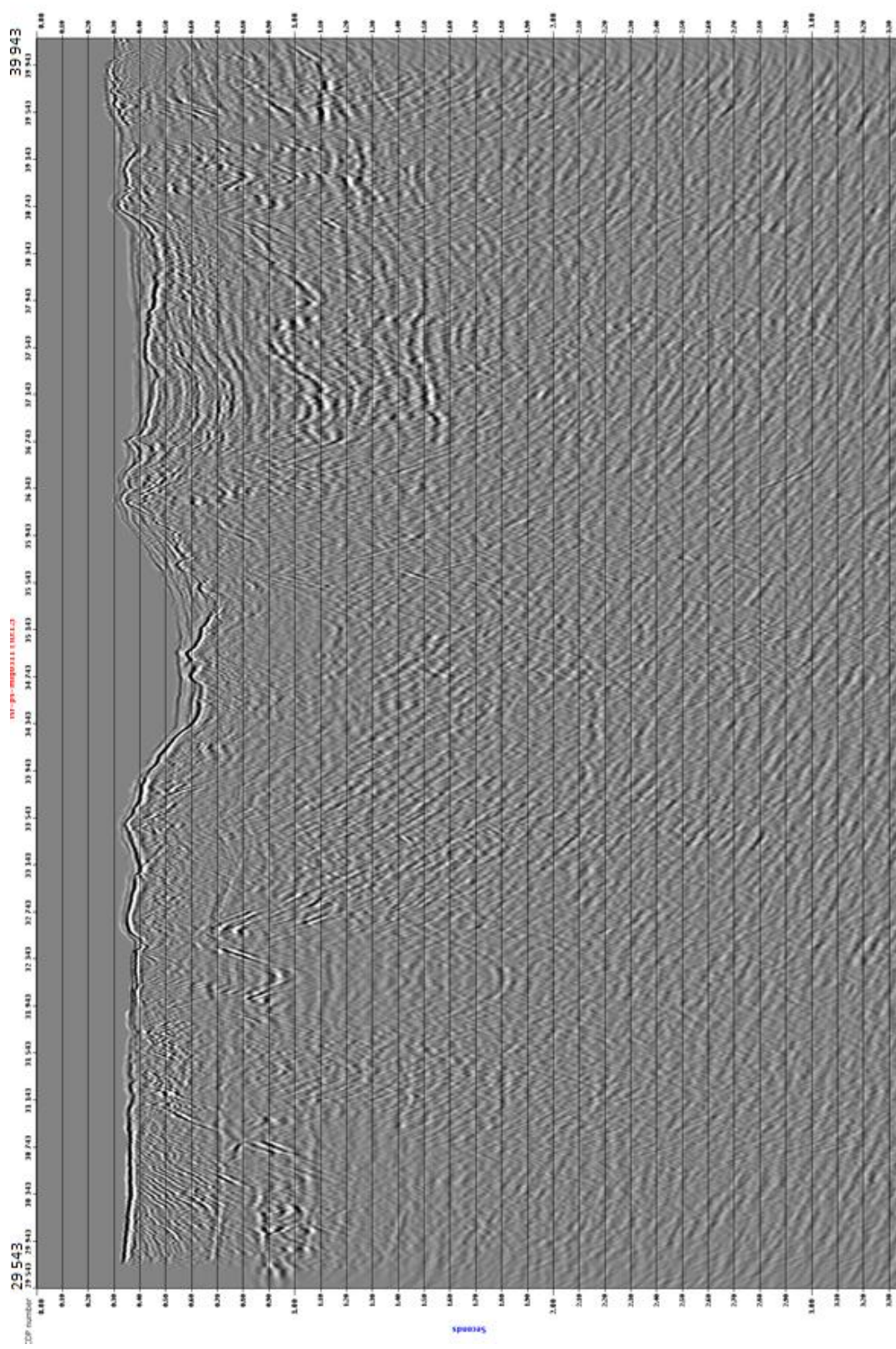
Worsley, D. (1986) *The Geological History of Svalbard*. Edited by: Aga, O.J. Publisert av Den norske stats oljeselskap a.s. Stavanger

Apendix A

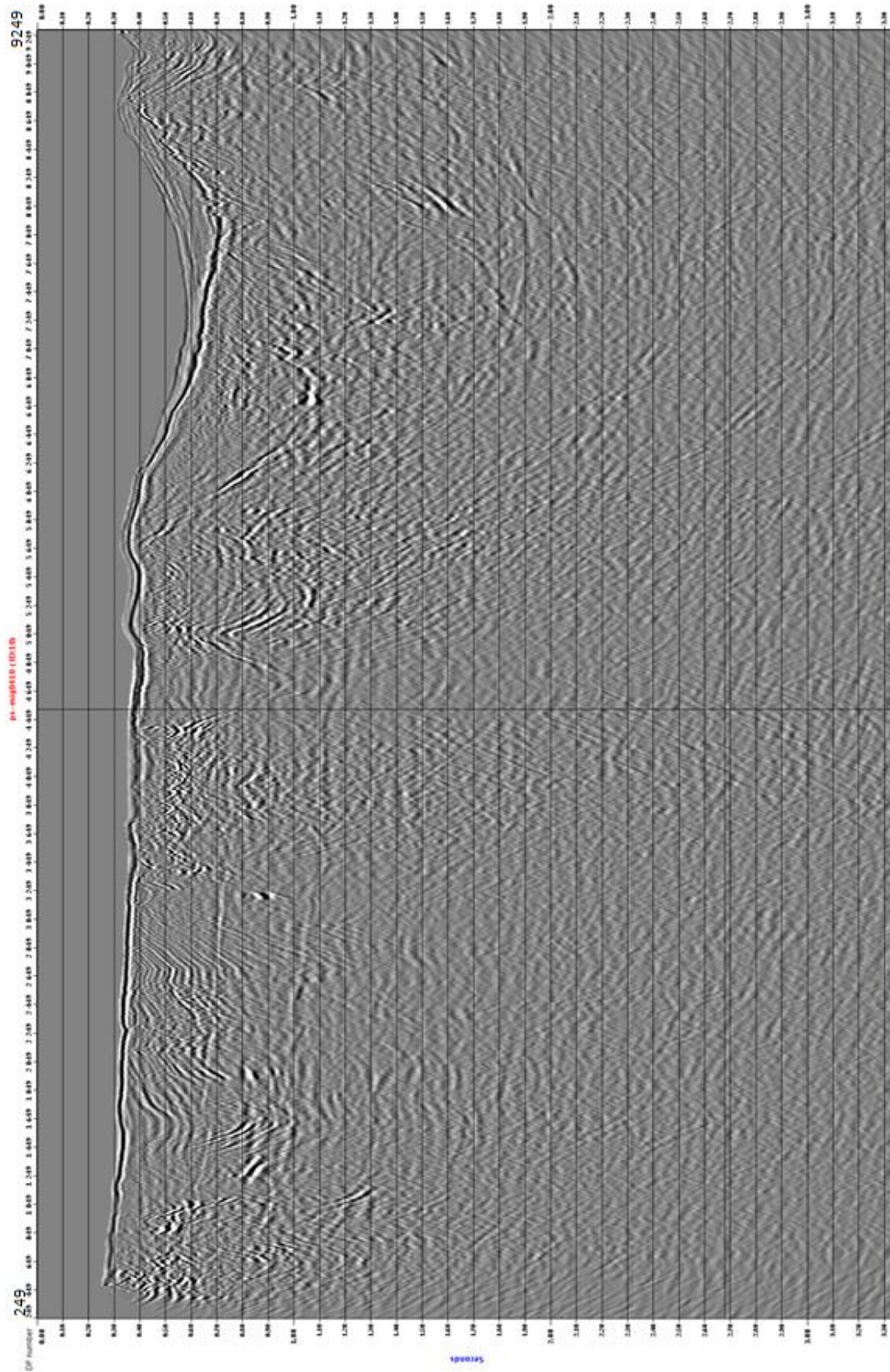
Følgende figurer er alle fra sørvest til nordøst og viser utsnitt fra 0 - 3.3 sekund to-veis-tid.



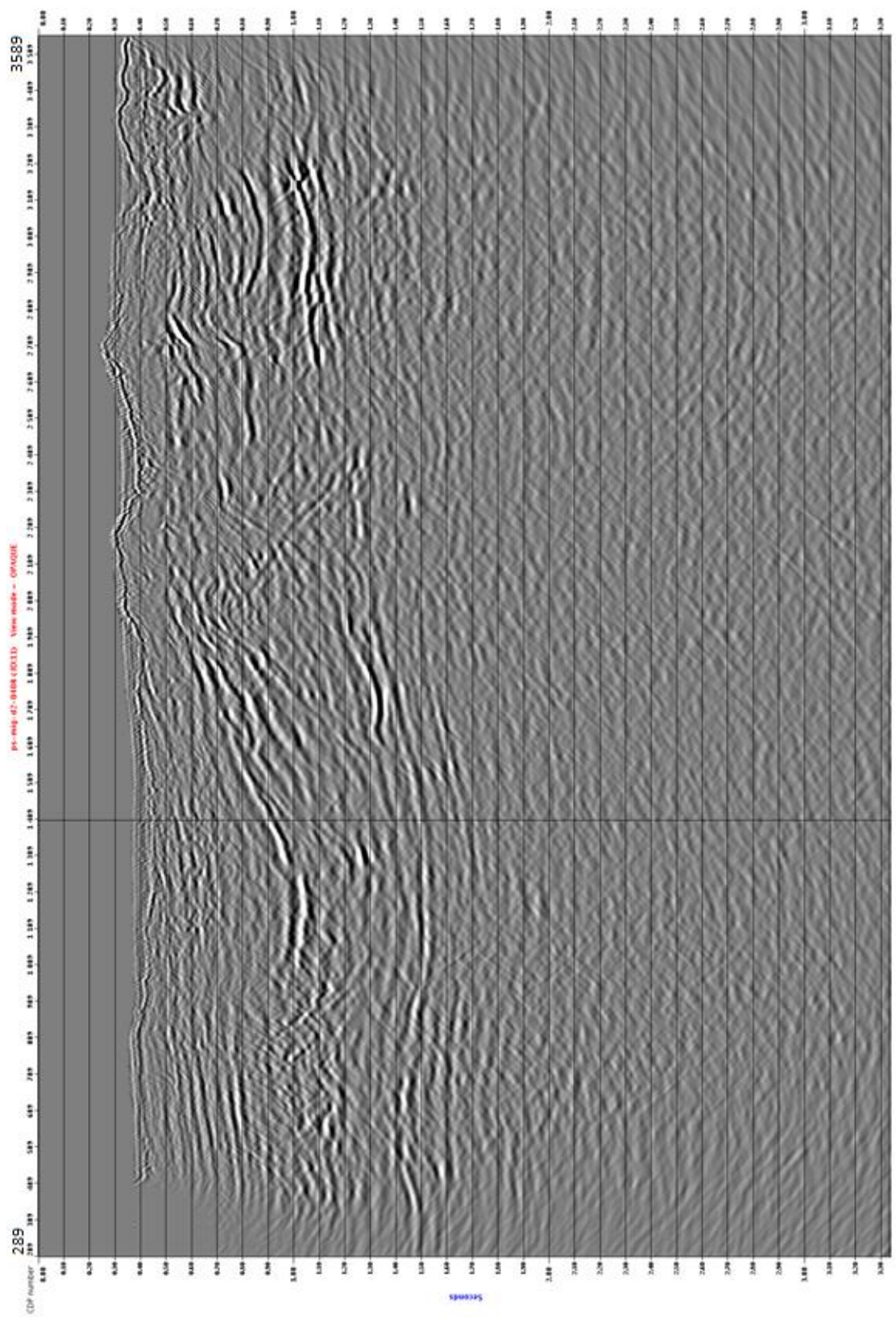
Figur A1: Linje 2 ferdigprosessert.



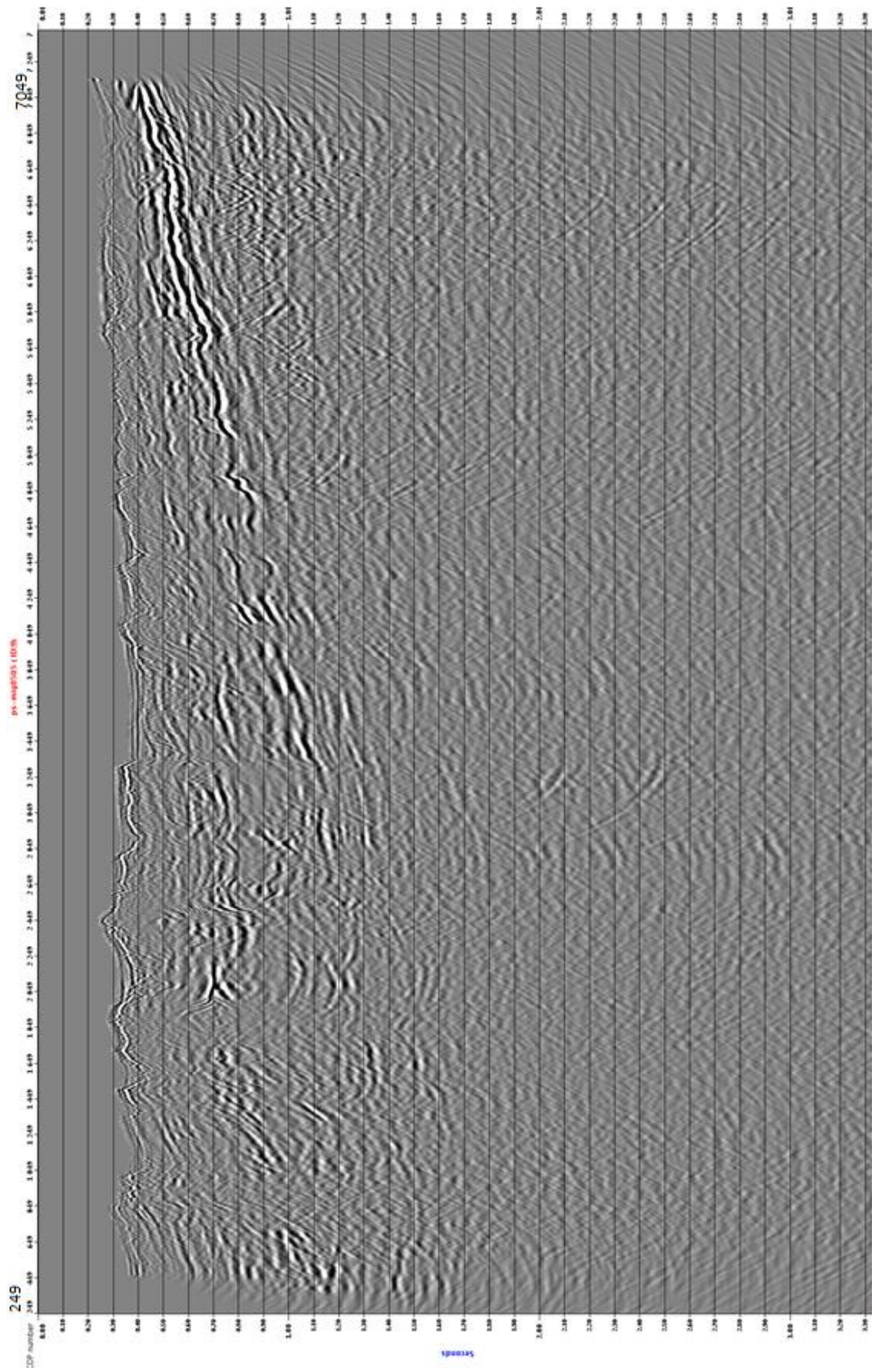
Figur A2: Ferdigprosessert linje 3.



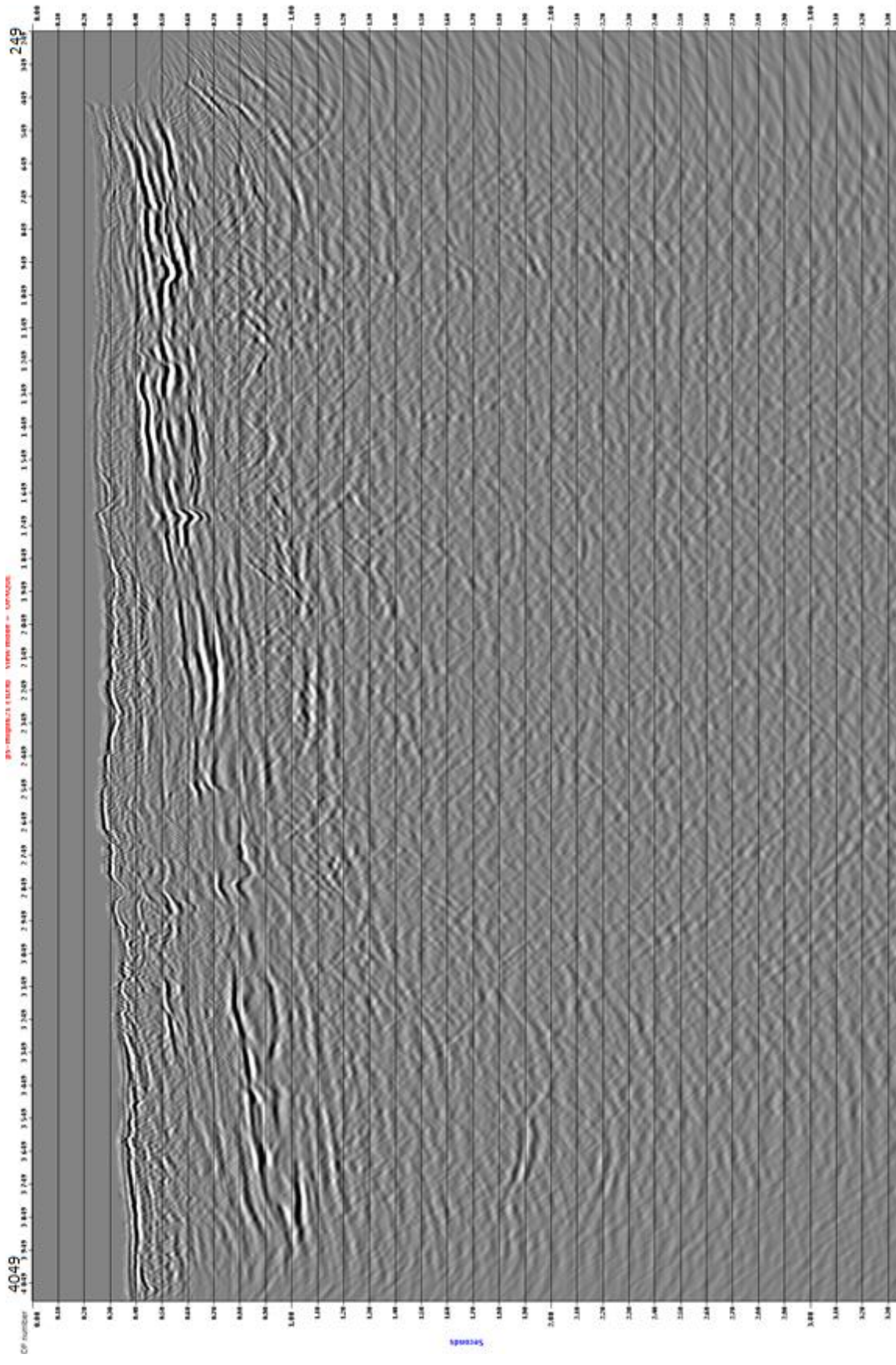
Figur A3: Ferdigprosessert linje 4 (2011).



Figur A4: Ferdigprosessert linje 4 (2012).

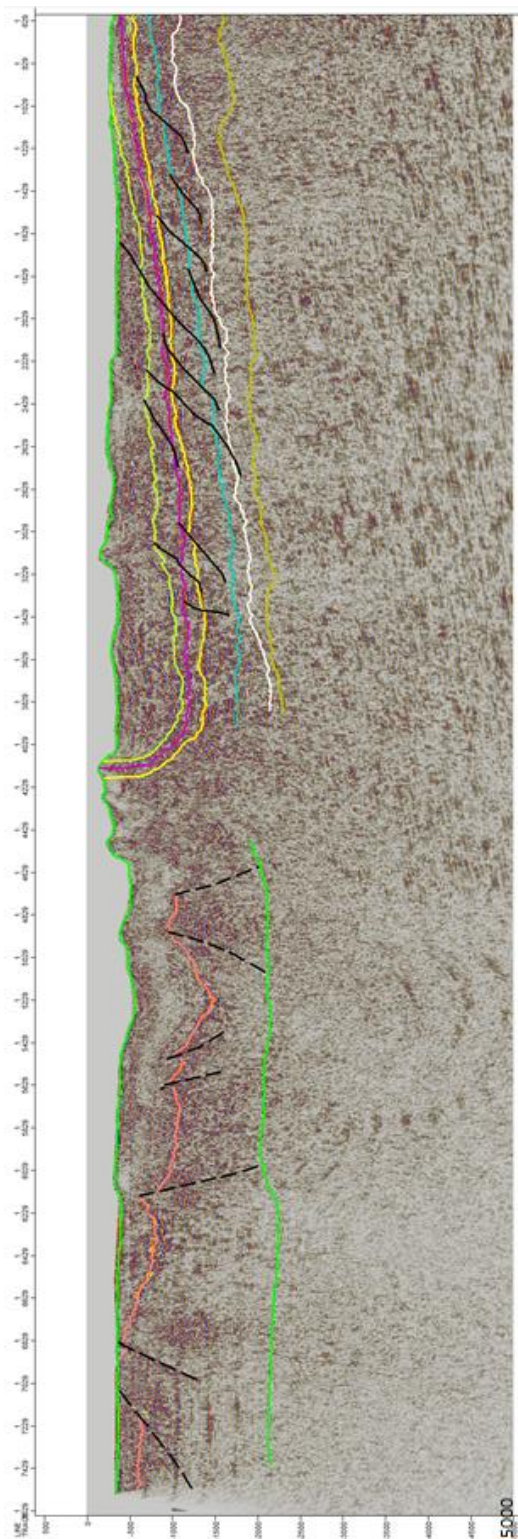


Figur A5: Ferdigprosessert linje 5.

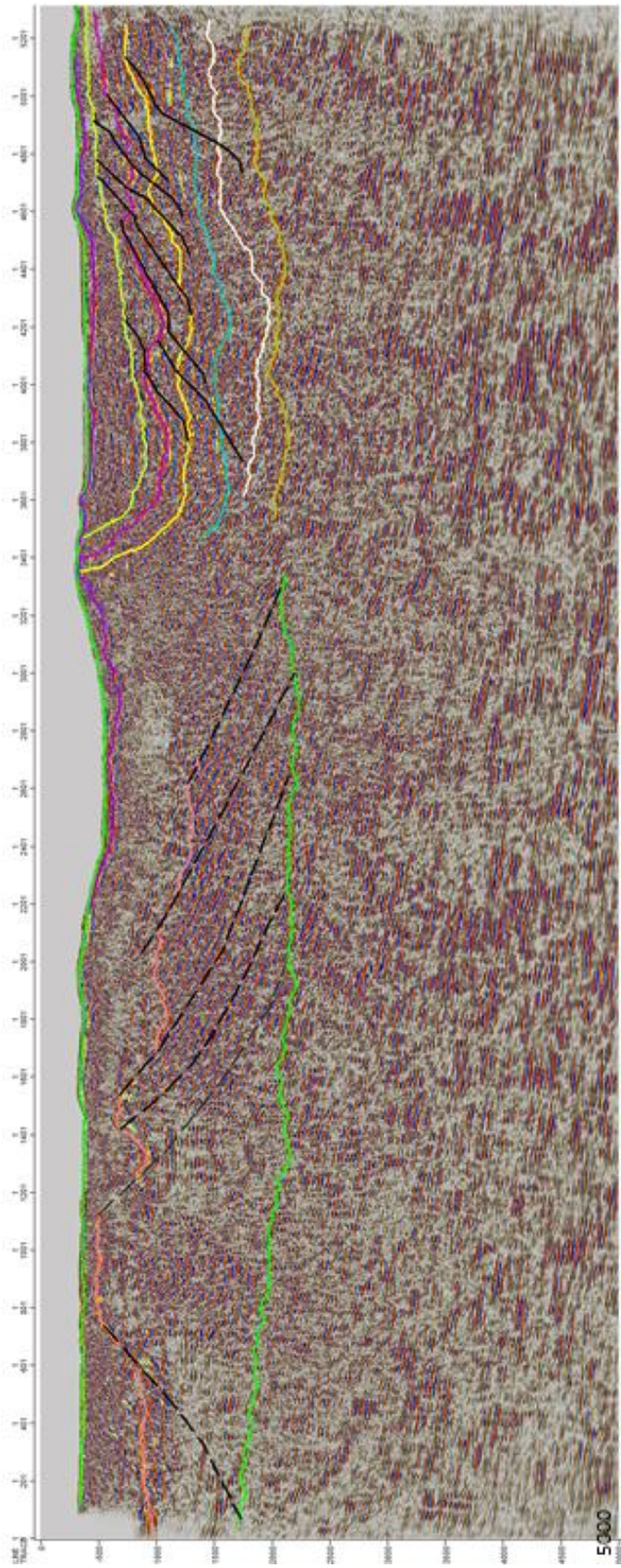


Figur A6: Ferdigprosessert linje 6.

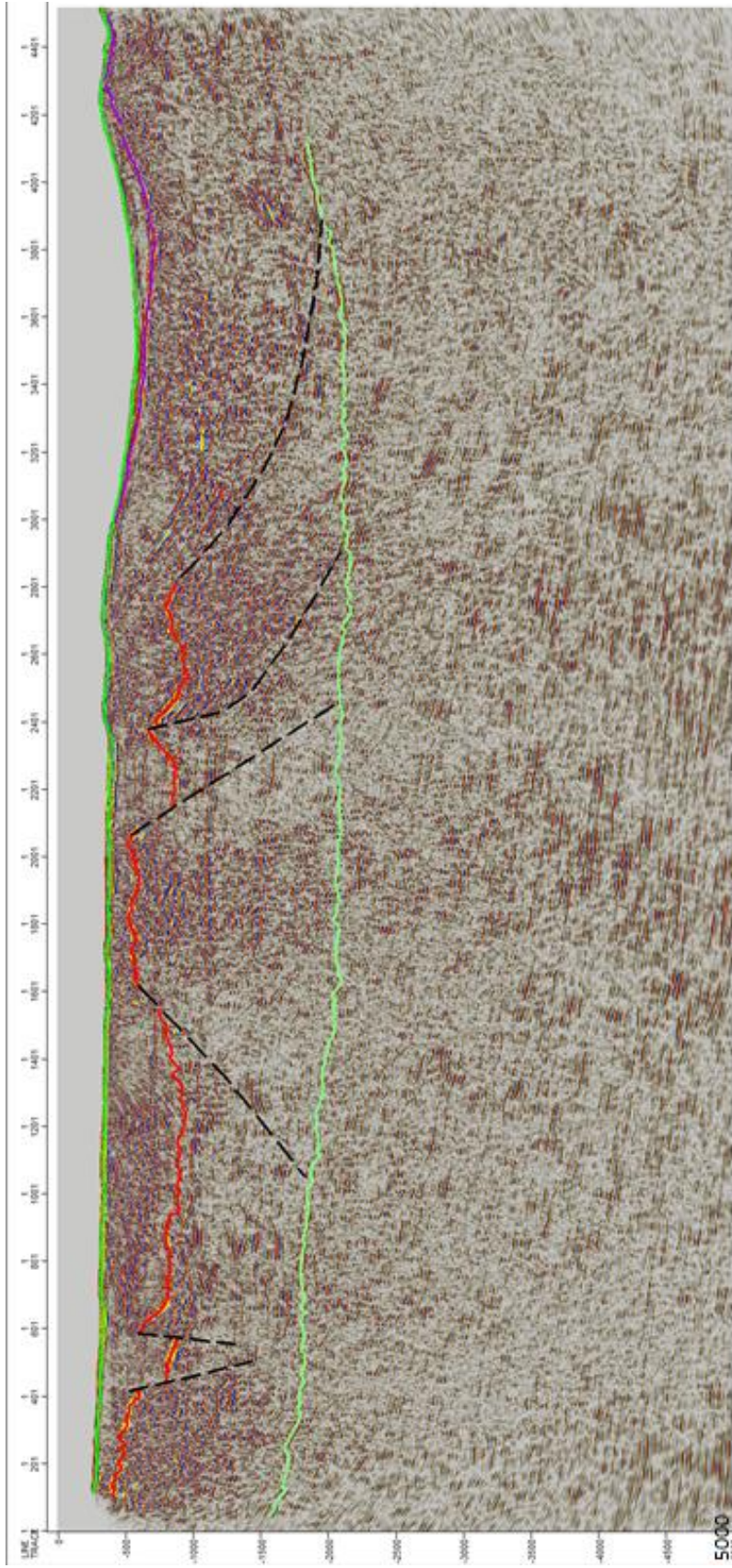
Apendix B



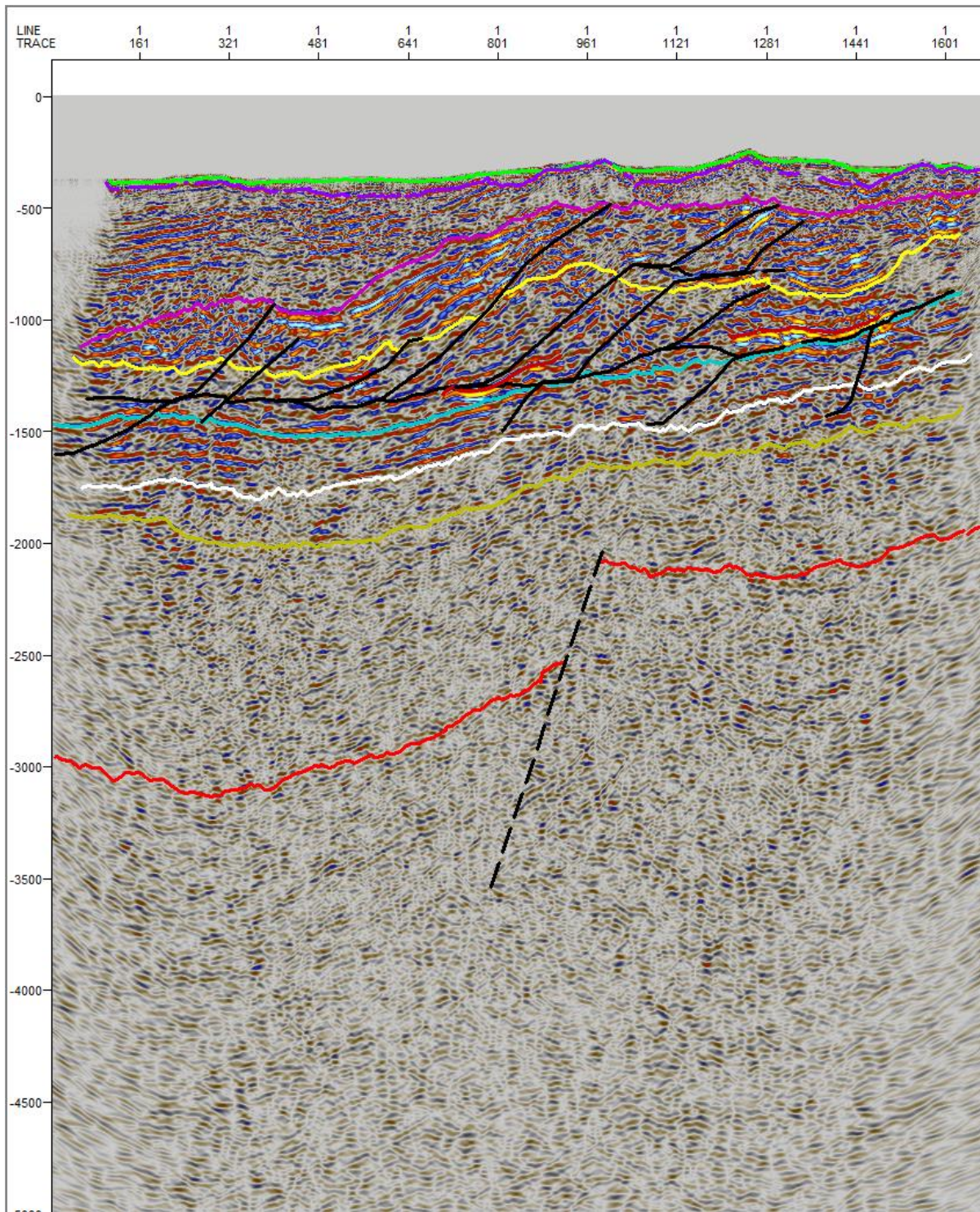
Figur B1: Ferdig tolket linje 2.



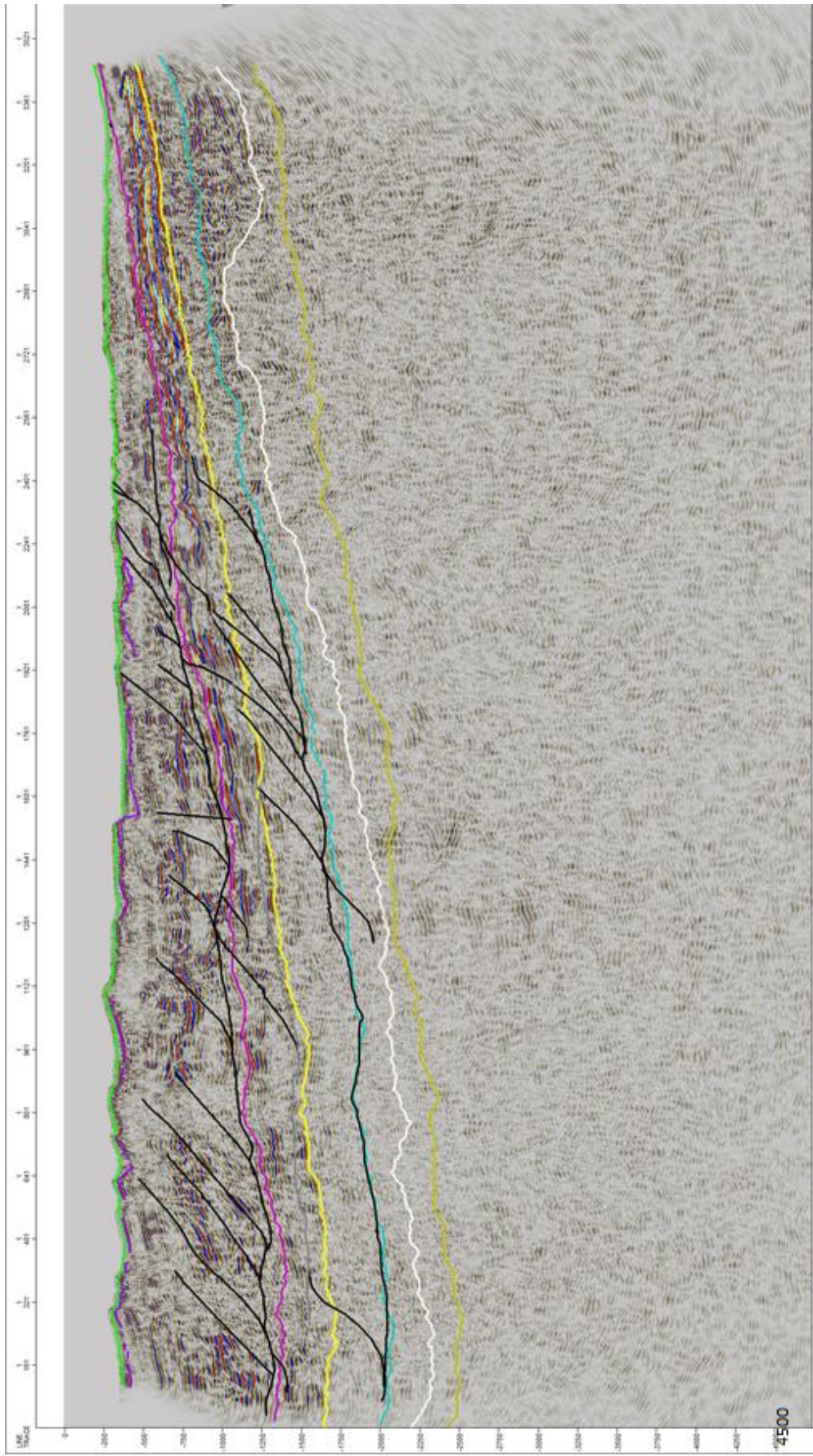
Figur B2: Ferdig tolket linje 3.



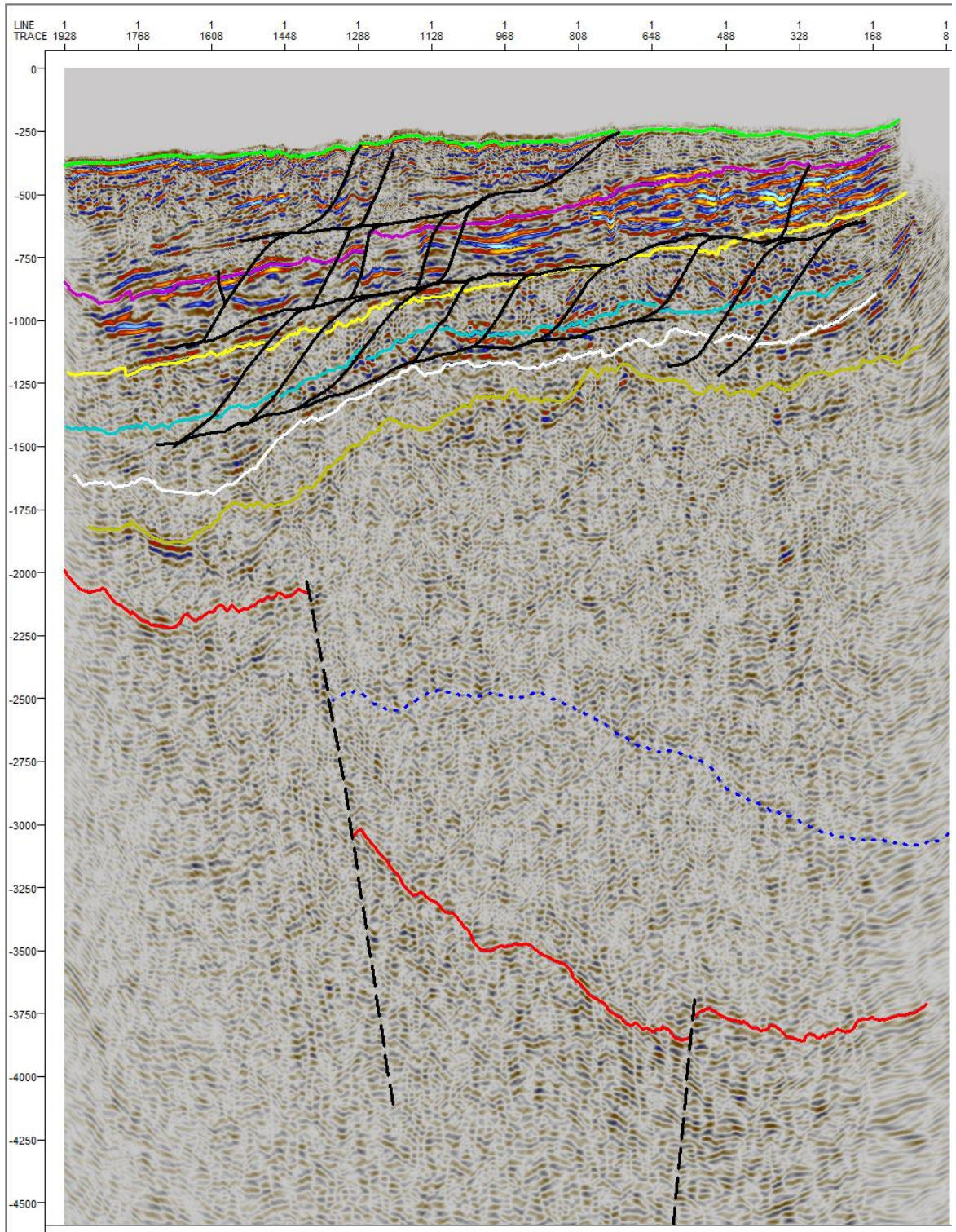
Figur B3: Ferdig tolket linje 4 (2011).



Figur B4: Ferdig tolket linje 4 (2012).



Figur B5: Ferdig tolket linje 5.



Figur B6: Ferdig tolket linje 6.