

Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Van Mijenfjorden, Svalbard

Randi Nådland



Masteroppgave

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Mai 2014

SAMMENDRAG

Grunnlaget for denne oppgaven er elleve multikanals seismiske linjer fra Van Mijenfjorden som ble samlet inn under SVALEX i 2012 og 2013. Oppgaven er todelt og tar først for seg prosesseringsarbeidet av dataene. Her er spesielt fjerning av havbunnsmultipler vektlagt. Grovtolkning av profilene utgjør den andre delen av oppgaven. Identifisering av seismiske enheter og storskala strukturer samt korrelering med et allerede definert seismostratigrafisk rammeverk er her vektlagt.

Hovedutfordringen med prosesseringen av dataene er fjerning av sterke og dominerende havbunnsmultipler. Multiplene dannes på grunn av unormal høy hastighet i havbunnen og er et kjent problem for området. På skuddsamlinger av havbunnsrefraksjoner er hastigheten i havbunnen estimert opptil 4.5 km/s og vanddyptet i området er grunt (90-200 m). Dette fører til kort avstand mellom hver multipl og det meste av de reelle ankomstene maskeres av disse multiplene. Ulike prosesser er påført dataene for å fjerne multiplene på en best mulig måte. Bølger som kun propagerer i vannlaget (totalrefleksjon) er fjernet ved bruk av fk-filter og lineært radonfilter. Hastighetsfiltrering er utført på CDP-posisjonen til både skudd- og mottakersamlinger. Dette gjør at samlinger som er skutt i motsatte retninger kan simuleres. Samlinger skutt i motsatte retninger vil ha ulik tilsynelatende hastighet men lik gangtid og kan sammenlignes med «updip» og «downdip» skyting. Resultatet er mye bedre enn kun hastighetsfiltrering av CDP-samlinger.

For å dempe multipler innenfor de pre-kritiske- og små innfallsvinkler ble en overflate konsistent dekonvolusjon benyttet. Denne prosessen beregner et filter for skudd- og mottakerposisjon og offsetverdier for å fjerne de gjenværende multiplene etter fk-filter og radonfilter. Denne måten å fjerne multipler på, fungerer godt der det er høy hastighet i havbunnen og grunt vanddyb.

Andre prosesser som hastighetsanalyse, pre-stakk tidsmigrasjon og en siste frekvensfiltrering er også påført dataene for å bedre signal/støyforholdet.

Resultatet av prosesseringsjobben har fjernet det meste av multippelenergien i dataene og fører til god avbildning av geologiske enheter og strukturer ned til ca 2.8 s (toveistid) i østlige områder. En uheldig effekt ved prosesseringsarbeidet er at de øverste 0.3 s (toveistid) er betydelig dempet. Dette gjør det vanskelig å få en konsistent og god tolkning av havbunnen

og dens strukturer. Amplitudegjenoppretting ble derfor påført med tanke på å forbedre de øverste reflektorene.

Tolkningen av enhetene og strukturene er korrelert med onshore- og offshorestudier fra vestre deler av Spitsbergen sentralbasseng. Sentralbassenget er avbildet i Van Mijenfjorden som en rekke kontinuerlige reflektorer av tertiær alder som til sammen utgjør en asymmetrisk synklinal. Under de tertiære avsetningene er enheter fra kritt til perm tolket og korrelert. Enhetene kritt og jura har en økende tykkelse mot øst. Dette er sett i sammenheng med opphoping av forkastede bergarter og forsterkes ytterligere av reversforkastninger og duplexstrukturer. Reversforkastningene og duplexstrukturene propagerer fra et glideplan definert i skifre fra nedre jura. Et glideplan er også definert i Gipshukenformasjonens evaporittlag i nedre perm. Begge glideplanene er glidesoner for kontraksjonell deformasjon.

I enheten trias er to sterke reflektorer tilhørende topp og bunn av en dolerittintrusjon tolket inn. I øst har intrusjonen ingen tydelig ende på profilene og fortsetter sannsynligvis lenger østover i studieområdet. Intrusjonens reflektorstyrke avtar nordover i studieområdet og tynnes trolig ut mot nord.

Enheten perm har en tykkelsesøking mot vest, men på grunn av dårlig avbildning vestover i studieområdet er det forbundet stor usikkerhet med enheten.

Grunnfjellet, Heckla Hoek, er observert lengst øst på noen av profilene. Reflektoren har tilsynelatende ulik helning enn overliggende lag og sammenfaller ikke med avstanden til havbunn og andre sterke refleksjoner. Derfor er denne refleksjonen tolket til å være Heckla Hoek.

Studieområdet er preget av stadig større grad av deformasjon mot vest. I vestlige områder er tre reversforkastninger og flere duplexstrukturer tolket. Duplexstrukturene er tolket med en usikkerhet og en alternativ modell er derfor lansert.

Studieområdet kan deles inn i to ulike tektoniske soner. Den østlige delen er karakterisert av den forlandsrettede delen av Spitsbergen sentralbasseng og er relativt lite deformert. Vestlige områder har en mye større grad av deformasjon og er forbundet med den østlige forlandsrettede sonen av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte og domineres av tynnskinnede folde- og forkastningsstrukturer.

FORORD

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder Rolf Mjelde og medveileder Bent Ole Ruud for en interessant oppgave og god faglig veiledning. Spesielt at de er lett tilgjengelige, åpne for spørsmål og ikke minst tålmodige med forklaringer er verdsatt høyt!

Videre vil jeg takke mine medstudenter Marianne, Line Merethe, Irene, Marie, Susanne, Tonje og Tine for oppmuntring og god støtte. Spesielt kaketorsdag har vært ukens høydepunkt!

Tilslutt men ikke minst vil jeg få takke min familie! Tusen takk for all oppmuntring og god støtte gjennom studietiden!

Randi Nådland

Bergen, Mai 2014

INNHOOLD

1. INNLEDNING	1
1.1 Mål	1
1.2 Studieområdet.....	2
2. GEOLOGISK RAMMEVERK	5
2.1 Tektonisk setting	5
2.1.1 Utviklingen av Nord Atlanteren	5
2.1.2 Dagens tektoniske setting	6
2.2 Svalbards geologiske utvikling	8
2.2.1 Paleozoikum	8
2.2.2 Mesozoikum	8
2.2.3 Kenozoikum	9
2.3 Stratigrafi.....	12
2.3.1 Heckla Hoek	15
2.3.2 Devon	15
2.3.3 Billefjordengruppen.....	15
2.3.4 Gipsdalen- og Tempelfjordengruppen.....	16
2.3.5 Sassendalen- og Kapp Toscanagruppen	16
2.3.6 Adventdalengruppen	16
2.3.7 Van Mijenfjordengruppen	16
3. METODE	17
3.1 Seismisk innsamling.....	17
3.1.1 Marine kilder	17
3.1.2 Marine mottakere	20
3.2 Seismisk prosessering:	21
3.3 Prinsipper for seismisk tolkning:.....	27
3.3.1 Fase og polaritet	27
3.3.2 Brønnskorrelering	28
3.3.3 Seismiske facies	28
3.3.4 Seismisk tolkning av strukturer	30
3.3.5 Kontraksjonelle deformasjonsstrukturer	30
3.4 Seismisk oppløsning:.....	33
3.4.1 Vertikal oppløsning	34
3.4.2 Horisontal oppløsning	35
4. DATAGRUNNLAG OG INNSAMLINGSPARAMETRE	37
5. DATAPROSESSERING.....	42
5.1 Geocluster (programvare).....	42
5.2 Prosessering.....	45
5.2.1 Editering	47
5.2.2 Dekonvolvering og filtrering.....	48

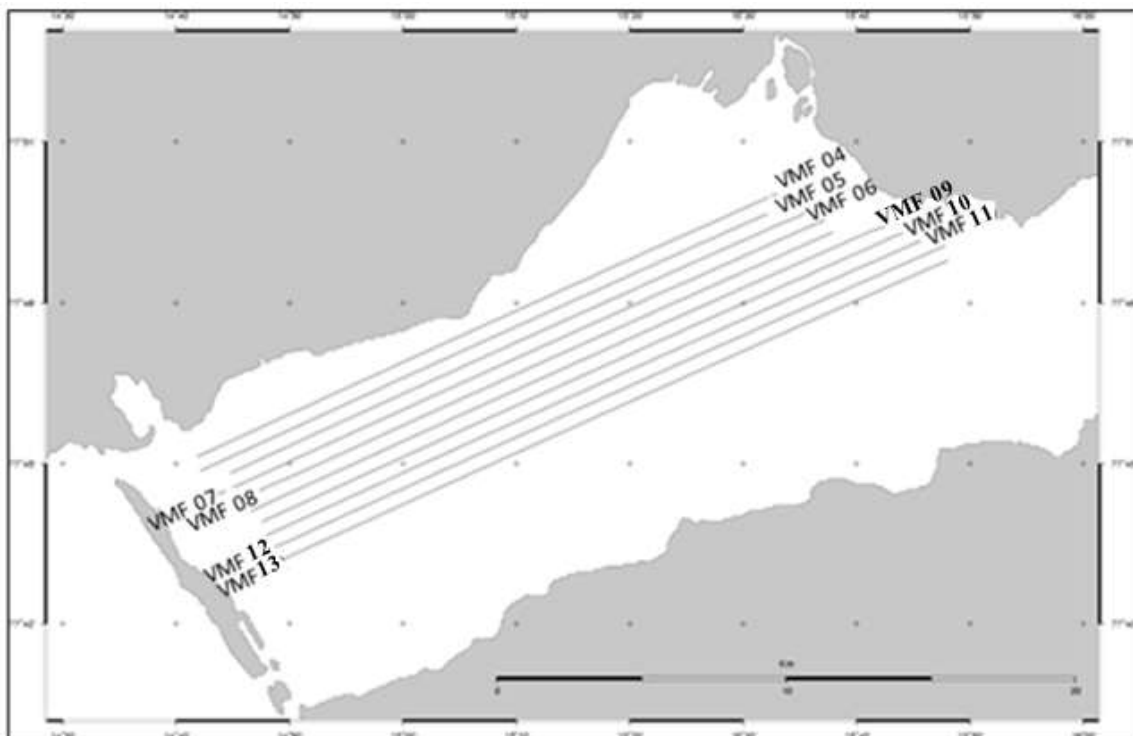
5.2.3	Hastighetsanalyse	51
5.2.4	Migrasjon.....	52
5.3.5	Konvertering til SEG-Y-format og definering av UTM-koordinater	55
6.	TOLKNING	56
6.1	Kilder benyttet til korrelering.....	56
6.2	Seismostratigrafisk rammeverk	57
6.3	Datakvalitet	59
6.4	Estimering av tykkelse og dip	59
6.5	Havbunn	60
6.6	Tolkning av profil 13.....	61
	Enhet 1: Karbon og eldre.....	62
	Enhet 2: Perm	63
	Enhet 3: Trias	65
	Enhet 4: Jura.....	67
	Enhet 5: Kritt.....	68
	Enhet 6: Tertiær.....	70
	Reversforkastninger og duplexstrukturer i vest.....	70
6.7	Ulikheter på profilene.....	71
7.	DISKUSJON	72
7.1	Sedimentære enheter fra karbon til tertiær	72
7.1.1	Enhet 1: Karbon og eldre.....	72
7.1.2	Enhet 2: Perm	72
7.1.3	Enhet 3: Trias	73
7.1.4	Enhet 4: Jura.....	73
7.1.5	Enhet 5: Kritt.....	74
7.1.6	Enhet 6: Tertiær.....	74
7.2:	Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte	75
7.2.1	Forkastninger.....	76
7.2.2:	Duplexstrukturer.....	78
7.3:	Alternativ modell.....	79
7.5:	Øvrige strukturer	80
8.	KONKLUSJON.....	82
	REFERANSER	85
	APPENDIKS A	89
	SVALEX 2012	90
	SVALEX 2013	99
	APPENDIKS B	101
	SVALEX 2012	102
	SVALEX 2013.....	111

1. INNLEDNING

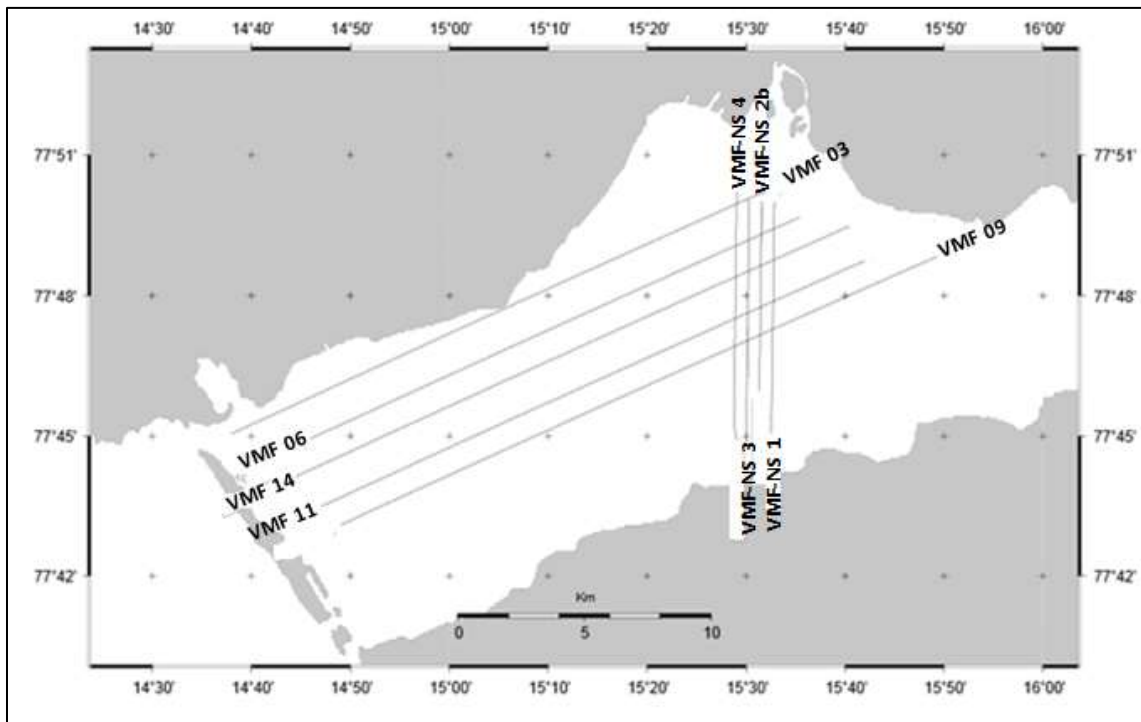
1.1 Mål

Svalbard har fascinert mennesker med interesse for jordas tidlige historie i over hundre år. Svalbard har en nærmest fullstendig stratigrafisk søyle fra prekambrium til tertiær. Berggrunnen er for det meste uten jordsmonn og vegetasjon og kan derfor studeres sammenhengende over store arealer selv om mesteparten av landområdene er dekket av isbreer. Det at så mange geologiske tidsepoker og formasjoner er bevart, gjør Svalbard til et attraktivt studieområde (Dallmann, 2009). Siden avsetningene er godt bevart på land, gir dette en unik mulighet til å korrelere geologien med offshore avsetninger. Dette gjør Svalbard spesielt interessant for oljeindustrien

Under studentkurset SVALEX i 2012 og 2013 ble de seismiske linjene, som denne oppgaven er basert på, innhentet. Elleve multikanals seismiske linjer (Figur 1-1 og Figur 1-2) ble samlet inn, ni fra 2012 og to fra 2013.



Figur 1-1: Oversiktskart over de seismiske linjene som ble samlet inn under SVALEX 2012 (Mjelde, 2012)



Figur 1-2: Oversiktskart over de seismiske linjene som ble samlet inn under SVALEX 2013 (Mjelde, 2013).

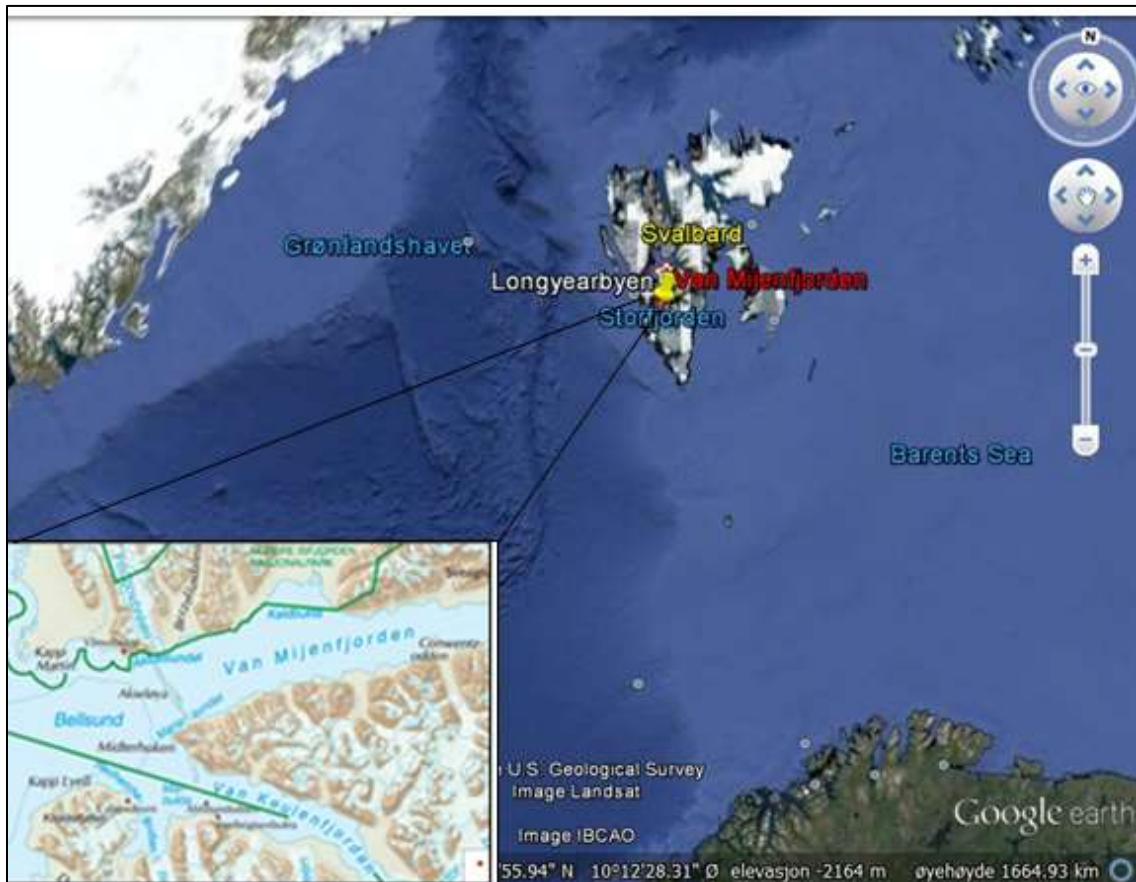
Hovedmålet med denne oppgaven er å få en bedre forståelse av geologien i Van Mijenfjorden og finne en god prosesseringsmetode for multikanals seismiske data i området.

Et av hovedmålene med prosesseringen er å fjerne sterke havbunnsmultipler på en effektiv og god måte. De sterke havbunnsmultiplene genereres som en følge av at havbunnen ble oppløftet og erodert.

Kartlegging av studieområdet samt korrelasjon med andre studier i området er hovedmålet med tolkningen. Her er det lagt vekt på å gjenkjenne de tydeligste deformasjonsstrukturene og korrelering av seismiske lagpakker.

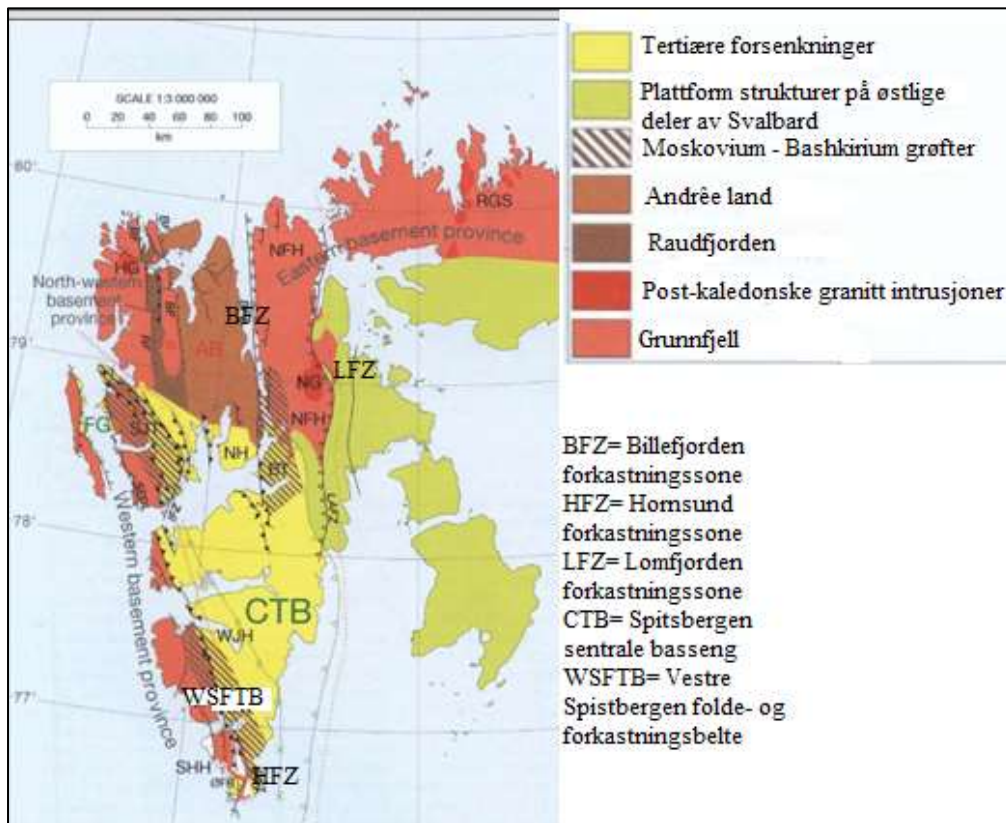
1.2 Studieområdet

Studieområdet i denne oppgaven er Van Mijenfjorden. Van Mijenfjorden befinner seg på vestkysten av Spitsbergen. Spitsbergen er den største av øyene som til sammen utgjør Svalbard. Svalbards øygruppe befinner seg mellom 74° – 81° N og 10° – 35° Ø. Øygruppen er den nordligste delen av Norge og ligger mellom Barentshavet, Grønlandshavet, Norskehavet og Polhavet (Figur 1-3).



Figur 1-3: Regionalsetting med utsnitt over studieområdet (Dallmann, 1999).

Van Mijenfjordens geologi er sterkt preget av en storskala synklinal, Spitsbergen sentralbasseng (CTB) i øst, og av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (WSFTB) (Figur 1-4). Den tektoniske historien til Svalbard vil bli diskutert for å øke forståelsen rundt studieområdet i Van Mijenfjorden.



Figur 1-4: Detaljert kart over Svalbards viktigste elementer. BFZ = Billefjorden forkastningszone, HFZ = Hornsund forkastningszone, LFZ = Lomfjorden forkastningszone, CTB = Spitsbergen sentralbasseng, WSFTB = Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (Dallmann, 1999).

2. GEOLOGISK RAMMEVERK

I dette kapittelet vil det geologiske rammeverket til studieområdet, det vil si den strukturelle og sedimentære utviklingen gjennom tid bli diskutert. En oversikt over de viktigste litostratigrafiske enheter og strukturer vil bli gitt (Figur 1-4). I denne oppgaven er den reviderte nomenklaturen definert i Dallmann (1999) benyttet.

2.1 Tektonisk setting

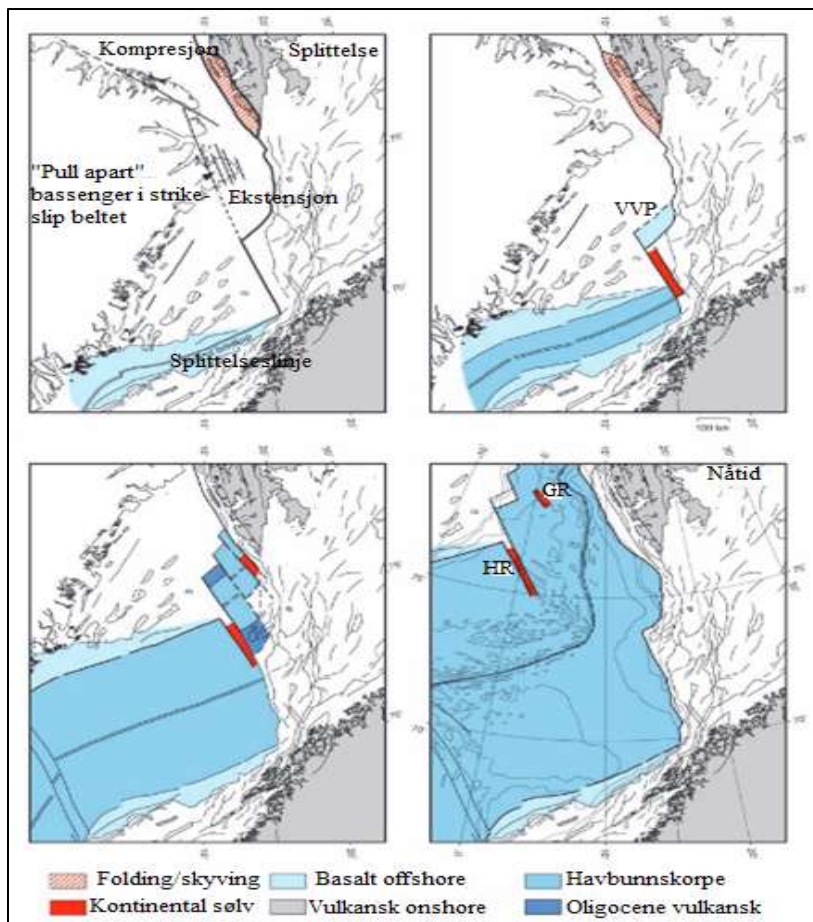
2.1.1 Utviklingen av Nord Atlanteren

Åpning av det Nord-Atlantiske hav skjedde som en følge av betydelig omorganisering av platekonfigurasjoner i tertiær. Utviklingen kan deles inn i tre hovedstadier; paleocen, eocen og oligocen. Utviklingen til Nord-Atlanteren har hatt mye å si for hvordan Svalbard framstår i dag.

Paleosen: Før åpningen av Norske- og Grønlandshavet tilhørte Grønland den Eurasiske platen. I tidlig paleocen beveget den Eurasiske platen seg mot nordøst som en konsekvens av begynnende havbunnsbredning (Figur 2-1). Dette førte til at Svalbard som da lå langs nordlige deler av Grønland ble løftet opp. Samtidig gjennomgikk den gamle svakhetssonen De Geer-sonen, som representerer den paleocene plategrensen, rifting og dekstral strøk-slipp (Faleide et al., 1993). Den vulkanske aktiviteten økte stort i slutten av rifteperioden som førte til at store mengder med basaltisk lava ble avsatt i tidlig eocen.

Eocen: I overgangen mellom paleocen og eocen startet en betydelig retningsendring mellom Grønland og Nord Amerika. Denne omorganiseringen av platekonfigurasjonen sammenfalt med begynnende havbunnsbredning i Norske- og Grønlandshavet og i det Eurasiske basseng (Faleide et al., 1993). Havbunnsbredningen forårsaket største delen av deformasjonen i vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (WSFTB) siden bevegelsen langs Svalbards vestmargin var strøk-slipp, med litt kompresjon (transpresjon) lokalt (Talwani and Eldholm, 1977).

Oligocen – nåtid: Havbunnsbredningen i Labradorhavet og Baffinbukta stoppet opp i tidlig oligocen. Fra dette tidspunktet beveget Grønland seg sammen med Nord Amerika. I Norske- og Grønlandshavet forandret den relative platebevegelsen seg mot vest-nordvest. Dette førte til strekking og tynning av skorpen samt havbunnsbredning i nordlige deler av Grønlandshavet (Figur 2-1). Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte var nå inaktivt (Faleide et al., 1993).



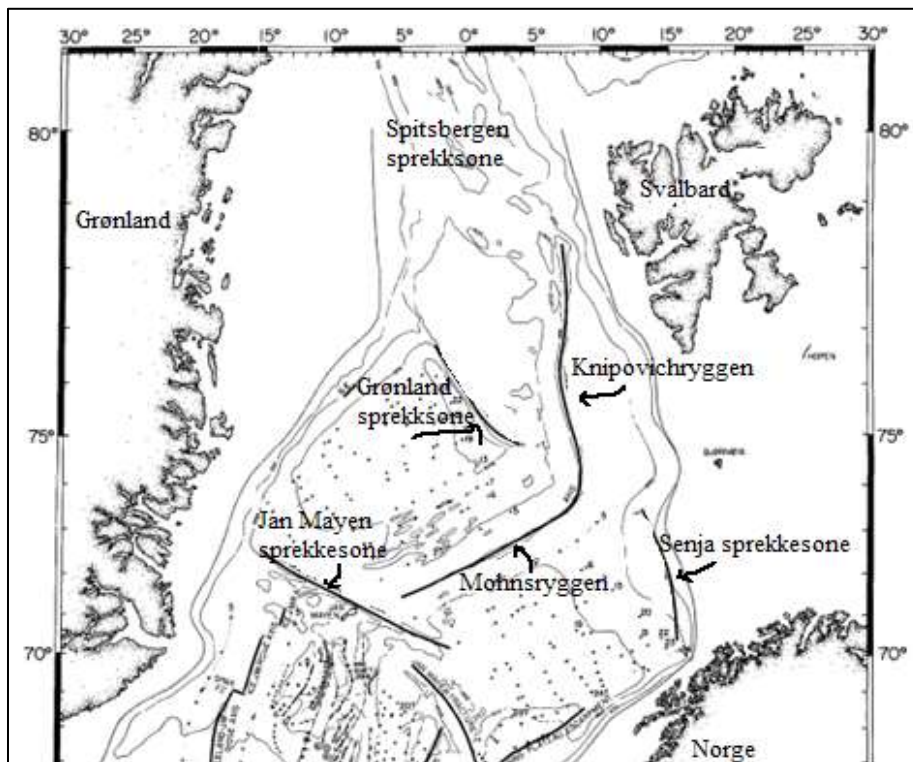
Figur 2-1: Platetektonisk utvikling til Norske- og Grønlandshavet i Kenozoikum. GR= Grønlandryggen, HR= Hovgårdryggen og VVP= Vestbakken vulkanske basseng. Noe modifisert etter Faleide et al. (2008).

2.1.2 Dagens tektoniske setting

Svalbard er lokalisert i det nordvestlige hjørnet av Barentssokkelen (Figur 1-3). Øygruppen representerer den oppløftede delen av den ellers submarinesokkelen. Dette gjør Svalbard til et meget interessant studieområde, spesielt for oljeindustrien. Økt forståelse av utviklingen og stratigrafien til den submarine sokkelen oppnås ved å studere øygruppen siden bergartsformasjonene på Svalbard er av lik alder og litologi som på den submarinesokkelen (Nøttvedt et al., 1993, Worsley, 2008). Oppløftet av Svalbard var størst i nord og vest, noe som gjør at progressivt eldre bergarter finnes i disse retningene.

Nord for Svalbard, ca 50-100 km fra kysten, danner en bratt og passiv kontinentalmargin grensen til det Eurasiske bassenget. Vest for Svalbard separerer en 40-80 km bred kontinentalmargin Spitsbergens kyst fra et strukturelt komplekst område, Knipovichryggen (Figur 2-2). De sentrale delene av ryggen er en oseanisk spredeakse som er segmentert av Spitsbergen sprekkeseone i nord og Grønland sprekkeseone i sør (Figur 2-2). I nordvest grenser

marginen til Yermak plataet. Deler av Yermak plataet er antatt å være en tidlig tertiær varmflekk (Dallmann, 1999, Faleide et al., 2008).



Figur 2-2: Lokasjon av ulike sprekkesoner i Norske- og Grønlandshavet. Noe modifisert etter Talwani and Eldholm (1977).

Spitsbergen sentralbasseng (CSB) danner en asymmetrisk synklinal som utgjør mesteparten av Spitsbergen (Figur 1-4). Bassenget er i vest bundet av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte som dør ut mot øst. I øst er bassenget bundet av flere NNV-SSØ orienterte lineamenter. Billefjorden (BFZ), Lomfjorden (LFZ), og Hornsund (HFZ) forkastningssoner er eksempler på slike lineamenter (Figur 1-4) (Nøttvedt et al., 1993). Det er spesielt to tektoniske episoder som har hatt stor betydning for utviklingen til Svalbard. Ekstensjonsrettede skjærbevegelser i sen devon og folding i tidlig tertiær. Varierende tektoniske regimer, både lokalt og regionalt, reflekteres i den stratigrafiske lagrekken ved skiftende mønster i fasekonfigurasjoner, opprinnelsessted, transportretning og sedimenttykkelse (Steel and Worsley, 1984).

2.2 Svalbards geologiske utvikling

2.2.1 Paleozoikum

Grunnfjellet til Svalbard er definert som de bergarter som var til stede under den kaledonske orogenesen i midtre silur og går under navnet Heckla Hoek. Denne sekvensen er eksponert på Svalbard i nordøst og vest og består i all hovedsak av metamorfe og vulkanske bergarter som har gjennomgått flere perioder med omdanning og folding (Elvevold et al., 2007, Dallmann, 1999). Fjellkjedefoldingen var et resultat av lukking av Lapetushavet og påfølgende kollisjon mellom den Fennoskandiske platen og Laurentia (Grønland og Canada). Det er antatt at grunnfjellet i all hovedsak er et produkt av den kaledonske fjellkjededannelsen men inkonformiteter fra sør Spitsbergen og Nordaustlandet samt U-Pb zirkonisotop datering tyder på flere prekambriske tektoniske hendelser. En poly-orogenisk utvikling er dermed mulig for Heckla Hoek (Dallmann, 1999).

Gjennom devon ble det avsatt store mengder med «Old red» post-molasse sedimenter i nedforkastede grabensystemer i nordlige deler av Svalbard. Sedimentene er erosjonsprodukter av de unge Kaledonidene. De tektoniske kontraksjonsstrukturene i dette grabensystemet er relatert til Svalbardfasen i sen devon. Svalbardfasen er antatt å være et post-molasse stadium av den kaledonske fjellkjededannelsen (Dallmann, 1999).

Bortsett fra sørlige Spitsbergen utviklet sedimentasjonen seg i karbon på Svalbard seg fra å være kontrollert av forkastningsblokk tektoniske hendelser til å bli en stabil synkende sokkel (Dallmann, 1999). Gjennom basjkir og moskva ble det dannet flere halvgraben systemer på grunn av bevegelse på hovedforkastningsblokken. Disse sedimentene har derfor syn-tektonisk opprinnelse. Svalbard ble mer stabil gjennom karbon og dette stabile mønsteret varte gjennom tidlig perm. Dette førte til dannelsen av en stabil karbonatplattform med periodevis dannelse av evaporitt. I sen perm ble sedimentasjonen igjen påvirket av klastisk influx (Dallmann, 1999).

2.2.2 Mesozoikum

Mesozoiske sekvenser er avsatt i et tektonisk stabilt plattformmiljø og det er få indikasjoner på et aktivt forkastningssystem unntatt ved grensen mellom jura og kritt. Denne grensen er og markert av intrusjoner og vulkansk aktivitet (Steel and Worsley, 1984). De mesozoiske sedimentene består av repeterte klastiske sekvenser. I trias-tidlig jura alder består sekvensene i all hovedsak av delta- og grunnmarine sedimenter. Dypmarine sedimenter ble avsatt i midtre-tidlig kritt alder. I midtre-sen kritt alder skiftet avsetningen igjen til grunnmarine-

deltaavsetninger. Kildeområdet til sedimentene var først vest men og senere nord. På Svalbard mangler hele den øvre kritt sekvensen på grunn av oppløft og erosjon (Dallmann, 1999). Dette oppløftet av nord-marginen var sannsynligvis relatert til oppdoming av mantelen i forbindelse med utviklingen av det Arktiske basseng. Dette oppløftet er senere relatert til storskala transtensjonal tektonikk langs den vestlige marginen til Svalbard (Steel and Worsley, 1984). I sekvenser fra karbon til jura alder eksisterer det doleritt-intrusjoner. Disse opptrer som sill i sekvensene og blir progressivt yngre mot øst. Intrusjonene er antatt å være et første tegn på splittelsen mellom Grønland og Europa og åpningen av det Arktiske og Nord-Atlantiske hav (Dallmann, 1999).

2.2.3 Kenozoikum

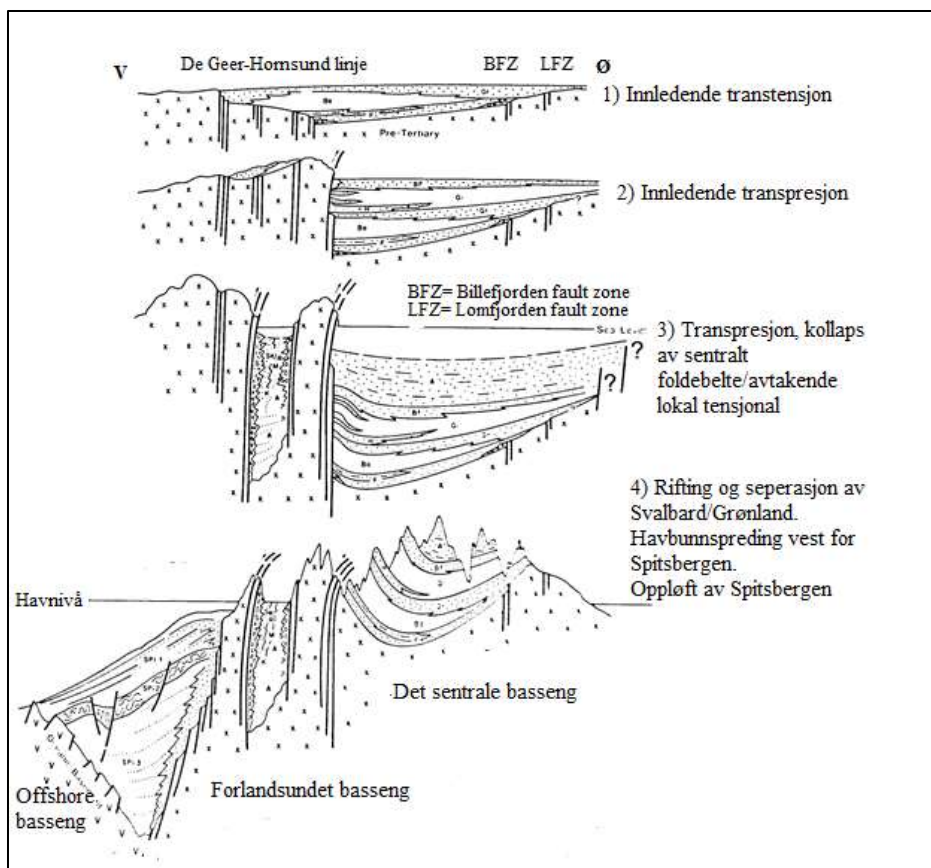
Før åpningen av Norske- og Grønlandshavet i eocen og pliocen var området dominert av tektonisk aktivitet langs den vestlige kontinentale marginen gjennom paleogen. Åpningen fant sted etter dannelsen av vestre Spitsbergen orogene-belte (WSFTB). Forkortelse av skorpen på grunn av kompressive krefter er estimert til ca 30 km. Den sørlige marginen har derimot en passiv og nedsynkende karakter gjennom paleogen (Worsley, 2008). Den tertiære deformasjonen av Svalbard var et resultat av høyrelateral transtensjon i paleocen etterfulgt av høyrelateral transpresjon i eocen på grunn av at Grønland passerer Svalbard under åpningen av det Nord Atlantiske hav-Arktiske basseng (Johnsen et al., 2001). De siste ca 2.5 millioner år har Svalbard vært påvirket av repeterende glisiasjoner. Gjennom sen pliocen og pleistocen ble hele Barentssokkelen oppløftet og erodert. Store mengder med sedimenter ble avsatt i store submarine-deposenter langs den vestlige marginen (Smelror and Basov, 2009). Spesielt i munningsviftene Bjørnøya og Storfjorden er store mengder med sedimenter avsatt. Maksimum oppløft og erosjon var størst på nordlige plattformområder og områdene rundt Svalbard. På Svalbard er det estimert at 2-3 km med sedimenter er erodert bort (Smelror and Basov, 2009).

Spitsbergen sentralbasseng CSB:

I tertiær ble Spitsbergen sentralbasseng (CSB) (Figur 1-4) dannet på grunn av transpressive krefter da Grønland skled forbi Svalbard under åpningen av Nord-Atlanteren (Steel and Worsley, 1984, Dietmar Müller and Spielhagen, 1990, Steel et al., 1985). Spitsbergen sentralbasseng er et forlandsbasseng som har hatt syklisk innfylling av mikset kontinentale og marine klastiske sedimenter. Bassenget kan bli sett på som en bred NNV-SSØ synklinal som er bundet i vest av deformasjonsbeltet vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (WSFTB) og i

øst av Lomfjorden bruddsone (Dietmar Müller and Spielhagen, 1990). Bassenget er ca 60 km bredt, ca 200 km langt og inneholder ca 2.3 km med sedimenter antatt å tilhøre Van Mijenfjordengruppen. Bassenget er preget av ulike tektoniske regimer og sediment innfyllingen kom fra flere retninger.

Bassengets utvikling kan deles inn i fire faser, slik som Figur 2-3 viser. Bassenget ble dannet under en høyrelateral strøk-slipp bevegelse i tidlig paleocen (fase 1; Figur 2-3). Sedimentene ble transportert til CSB fra øst og nordøst. Denne pakken er generelt transgressiv, og består av kullbærende sandstein, marin skifer- og sandstein. Begynnende havbunnsspredning mellom Grønland og Eurasia og en forandring i spredningsretningen mellom Grønland og Nord-Amerika etter sen paleocen førte til kompresjons-dominert transpresjon mellom Grønland og Svalbard fram til nedre eocene (fase 2; Figur 2-3). I denne fasen skiftet avsetningsmønsteret retning fra øst til vest. Dette skiftet i dreneringsmønsteret og økt rikelighet med metamorfe bergartsfragmenter i den øvre seksjonen tyder på oppløft av den vestlige marginen til CSB assosiert med initieringen av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (Steel et al., 1985). Asymmetrien til bassenget er i hovedsak utviklet etter midtre paleocen (Steel et al., 1985). En storskala regressiv pakke, fra marin skifer til kontinentale sandstein og skifre, karakteriserer skiftet til et transpresjonelt regime (Steel et al., 1985). Strøk-slip dominert transpresjon vedvarte fram til midtre eocene. Samtidig ble bassenget smalere og deposenteret migrerte østover (fase 3; Figur 2-3). Etter midtre eocene skiftet den relative bevegelsen seg mellom Grønland og Svalbard. Den transpresjonelle fasen ble avsluttet og transtensjon påbegynt i nedre oligocen (fase 4; Figur 2-3) (Dietmar Müller and Spielhagen, 1990, Steel et al., 1985).



Figur 2-3: Skjematisk oppsummering av utviklingen til CSB sett i sammenheng med den tektoniske utviklingen til Svalbardmarginen. Noe modifisert etter Steel et al. (1985) (Stor vertikal oppskalering).

Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (WSFTB)

Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte ble dannet i et kompresjonsregime i sen paleocen-eocen tid (Figur 2-4). Tidlig i tertiær var Svalbard fremdeles sammenkoblet med Nordvest-Grønland. På grunn av samtidig åpning av både Baffinbukta og Nord-Atlanteren, ble Grønland dyttet nordøstover mot Svalbard (Figur 2-4). Kollisjonen dannet et 300 kilometer langt og mindre enn 50 km bredt folde- og skyvebelte. Dannelsen skjedde samtidig med innfylling av Spitsbergen sentralbasseng (Steel and Worsley, 1984). WSFTB er relatert til en stor kontinental transformforkastning og til åpningen av Norske- og Grønlandshavet.

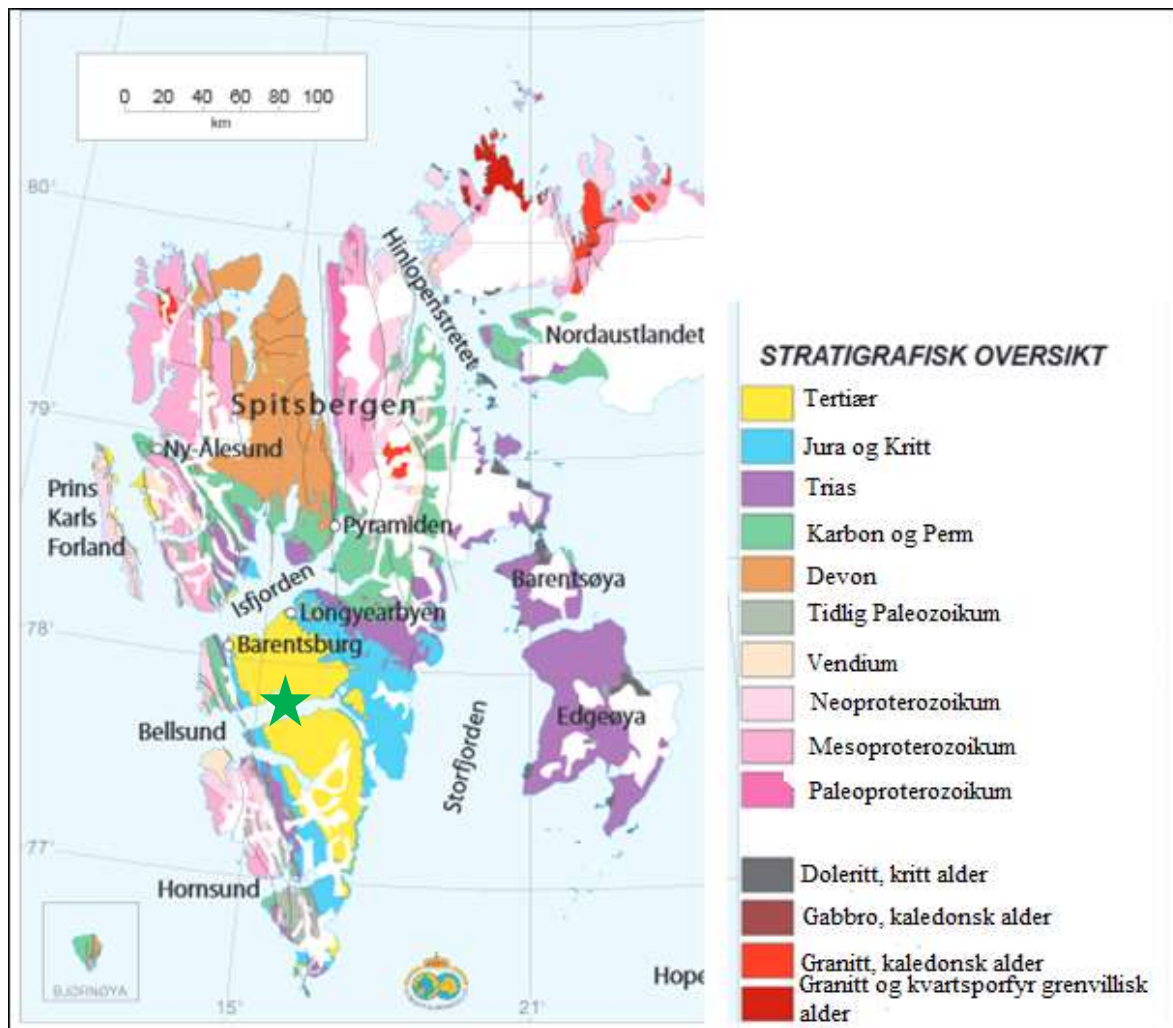


Figur 2-4: Dannelsen av Spitsbergen folde- og skyvebelte (Piepjohn et al., 2012).

Folde og skyvebeltet ligger langs og i nærheten av den bratte vestlige sjenkelen til Spitsbergen sentralbasseng. Foldene er sterkt asymmetriske og er assosiert med sterke skyveforkastninger i sørlige og nordlige regioner. Dette tyder på en østligrettet kompresjon. Tegn på oppløft og kompresjon forsvinner mot øst, noe som viser at deformasjonen i sentrale og østlige Spitsbergen er mild. Deformasjonen er ofte avgrenset av mindre folder, forkastninger og lokale skyveforkastninger som er assosiert med eksisterende lineamenter (Steel and Worsley, 1984).

2.3 Stratigrafi

Svalbards stratigrafiske mønstre og facies (Figur 2-5) fra devon til nåtid er sterkt påvirket av segmentets kontinuerlige nordlige bevegelse fra ekvator og opp mot Arktis. Dette medførte store klimatiske forandringer gjennom tid som har hatt viktig kontroll på sedimentasjonen. Samspillet mellom Svalbards tektoniske prosesser fra devon tid har også utøvd viktig kontroll på sedimentasjonsmønsteret: Et kompressivt regime som dannet Uralene i øst, rifting i Atlanteren i vest, åpningen av det polare Euroamerikanske bassenget i nord, transpresjon, transtensjon og åpningen av Norske- og Grønlandshavet i vest har hatt mye å si for Svalbards sedimentasjon. Sedimentasjonsmønsteret har også blitt påvirket av kort- og langtidsvariasjoner i lokalt og regionalt havnivå (Worsley, 2008). De ulike sedimentære sekvensene er delt inn i syv ulike grupper og Tabell 1 viser hovedtrekkene til hver av disse.



Figur 2-5: Stratigrafisk oversiktskart over Svalbard. Grønn stjerne markerer studieområdet for denne oppgaven. Noe modifisert etter Elvevold et al. (2007).

Periode/alder	Gruppe og tykkelse	Litologi	Tektoniske hendelser	Formasjoner
Tertiær	Van Mijenfjorden 1.5-2.5 km	Klastisk forlandsbasseng sedimentasjon	Mye tektonisk aktivitet. Transtensjon og transpresjon. Dannelsen av WSFTB og CSB. Oppløft og erosjon	Aspelintoppen Battfjellet Gilsonryggen Sarkofagen Basilika Firkanten
Tidlig jura – midtre kritt	Adventdalen 800-1800 m	Marine avsetninger	Lite tektonisk aktivitet	Carolinefjellet Helvetiafjellet Janusfjellet
Trias	Sassendalen og Kapp Toscana 300-600 m 200-400 m	Marine og grunnmarine avsetninger	Lite tektonisk aktivitet	Wilhelmøya De Geerdalen Tschermakfjellet Barentsøya
Midtre karbon – sen perm	Gipsdalen og Tempelfjorden 400-1800 m 300-400 m	Karbonatavsetninger	Ekstensjon langs Billefjorden lineamentet. Subduksjon	Kapp Starostin Gipshuken Nordenskjoldbreen Ebbadalen
Sen devon - tidlig karbon	Billefjorden 0-300 m	Terrestrisk materiale	Regionalt oppløft	Sveenbreen Hørbyebreen
Devon	«Old red»	Kontinentale avsetninger	Svalbardfasen	

Prekambrium- tidlig silur	Hekla Hoek, grunnfjell	Metamorfe og magmatiske bergarter	Kaledonsk orogenese	
------------------------------	---------------------------	---	------------------------	--

Tabell 1: Stratigrafisk oversiktskart over de viktigste sedimentære sekvensene på Svalbard. Skissert etter Dallmann (1999) og Nøttvedt et al. (1993).

2.3.1 Heckla Hoek

Grunnfjellet til Spitsbergen, Heckla Hoek, består av metamorfe og magmatiske bergarter fra prekambrium til tidlig silur alder som har gjennomgått flere perioder med omdanning og folding (Elvevold et al., 2007). Sekvensen har en maksimum tykkelse på 20 km og er generelt gruppert inn i tre sekvenser. Det nordøstlige terrenget består i all hovedsak av vulkanske og sedimentære bergarter. I nordvest er grunnfjellet dominert av metamorfe bergarter som gneis, migmatitt og eklogitt. I sørvest finnes en blanding av metamorfe sedimenter knyttet til subduksjonssoner. Svalbards grunnfjell består dermed av tre strukturelle provinser som under den kaledonske orogenesen ble presset sammen av storskala laterale bevegelser (Worsley, 2008). Over Heckla Hoek ligger paleozoiske, mesozoiske og tertiære sekvenser inkonformt (Steel and Worsley, 1984).

2.3.2 Devon

«Old Red » sandstein ble avsatt i sen silur og devon tid og består hovedsakelig av silt- og sandstein. Navnet kommer av et høyt innhold av jernoksid som gjør at bergarten får den rødlige karakteristiske fargen. Denne lagrekken er begrenset til en stor graben på det nordlige Spitsbergen, Andree land (Elvevold et al., 2007). I tidlig- midtre devon skjer et skift fra røde til gråe sedimenter som indikerer overgangen fra en tørr sørlig sone til en ekvatorialsone med mer vått klima (Worsley, 2008).

2.3.3 Billefjordengruppen

Denne sekvensen av terrestrisk materiale fra sen devon- tidlig karbon alder har en varierende tykkelse, opptil 2.5 km. Lagrekken består av sandstein, konglomerat, skifer og kull avsatt i alluviale vifter, myrer, innsjøer og elveflomsletter i et vått og varmt klima (Steel and Worsley, 1984, Worsley, 2008). Regionalt oppløft og et klimatisk skifte fra vått til varmt og tørt regime gjør at kontakten mellom Billefjorden- og Gipsdalengruppen er ikke-konform (Worsley, 2008).

2.3.4 Gipsdalen- og Tempelfjordengruppen

I midtre karbon til tidlig perm ble Gipsdalengruppen avsatt. På plattform-områder ble grunnmarine karbonater, sabkha evaporitter avsatt, mens i isolerte og dype bassenger ble det avsatt halitt (Worsley, 2008). Tempelfjordgruppen består av karbonater og siltstein fra midtre til sen perm. Karakteristisk for denne gruppen er kaldtvanns-silikarike spikulitter. En stedvis erosiv og skarp kontakt på grunn av subaerisk erosjon skiller disse to gruppene fra hverandre (Steel and Worsley, 1984, Worsley, 2008).

2.3.5 Sassendalen- og Kapp Toscanagruppen

Overgangen mellom Tempelfjordengruppens svært sementerte spikulitt-skifer og den overliggende Sassendalengruppens marine skifer uten silika er brå.

Overgangen vises godt både på seismikk og i blotninger (Worsley, 2008). Både Sassendalen- og Kapp Toscanagruppen er avsatt i trias alder. Sassendalengruppen er avsatt fra tidlig til midtre trias og består av marin skifer med lag av silt- og sandstein. Denne gruppen blir i vest karakterisert av kyst og delta avsetningsmiljø mens lenger øst for Svalbard er gruppen karakterisert av organisk rik skifer (Steel and Worsley, 1984). Midtre trias til midtre jura er perioden da Kapp Toscanagruppen ble avsatt. Denne gruppen består av sand- og leirstein avsatt i et generelt grunnmarint deltamiljø (Dallmann, 1999, Johnsen et al., 2001).

2.3.6 Adventdalengruppen

Adventdalengruppen ble avsatt i perioden midtre jura til tidlig kritt og er eksponert i Spitsbergen sentralbasseng og i østlige deler av Spitsbergen (Johnsen et al., 2001). Gruppen er delt inn i tre undergrupper: Janusfjelletformasjonen består av marin skifer, Helvetiafjelletformasjonen består hovedsakelig av sandstein avsatt i et deltamiljø og Carolinefjelletformasjonen har vekslende lag av marinskifer og silt- og sandstein (Steel and Worsley, 1984, Dallmann, 1999).

2.3.7 Van Mijenfjordengruppen

De tertiære avsetningene fra sentrale deler av Spitsbergen består av sandstein, siltstein og skifer avsatt i Spitsbergen sentralbasseng (CSB) og utgjør Van Mijenfjordengruppen (Steel and Worsley, 1984, Dallmann, 1999). Lagrekken har en tykkelse på opptil 1,9 km i CSB og reflekterer forskjellige transtensjonelle og transpressive regimer (Worsley, 2008).

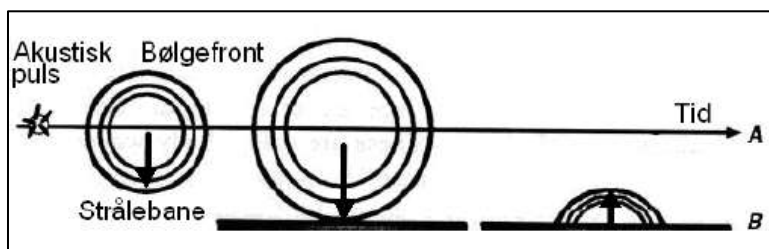
3. METODE

Dette kapittelet tar for seg generelle metoder og prinsipper som blir brukt under innsamling, prosessering og tolkning av seismiske data. En kort beskrivelse av seismisk oppløsning blir også gjennomgått.

3.1 Seismisk innsamling

Figur 3-1 fra Hart (2000) illustrerer de generelle prinsippene til refleksjonsseismikk. En akustisk puls genererer en sfærisk ekspanderende bølgefront. På hvilket som helst punkt langs den ekspanderende bølgefronten er strålebanen vinkelrett til bølgefronten (markert med pil på Figur 3-1). Denne bølgefronten vil ekspandere til den treffer en grense mellom to lag (B), der vil noe av energien bli reflektert tilbake mot overflaten og registrert på mottakerne.

Mottakerne registrerer to ting: 1) styrken på den reflekterte energien og 2) tiden fra skuddpunkt til energien blir registrert på mottakeren (Hart, 2000). Tiden det tar før energien blir registrert kalles toveisreisetid «TWT». Noe av energien som treffer grensen vil bli transmittert nedover i neste lag. I marin multikanalseismikk blir som oftest flere kilder brukt for å generere en akustisk puls. Energien som reflekteres blir registrert av hydrofoner som er montert i en streamer med en offset fra kilden (Figur 3-6). Utstyret slepes i jevn fart bak et fartøy på 5-15 meters dyp. Dataene som mottakerne registrerer blir sendt gjennom kablene til en registreringsenhet om bord på fartøyet. Her blir dataene overvåket, lagret og klargjort for videre prosessering.

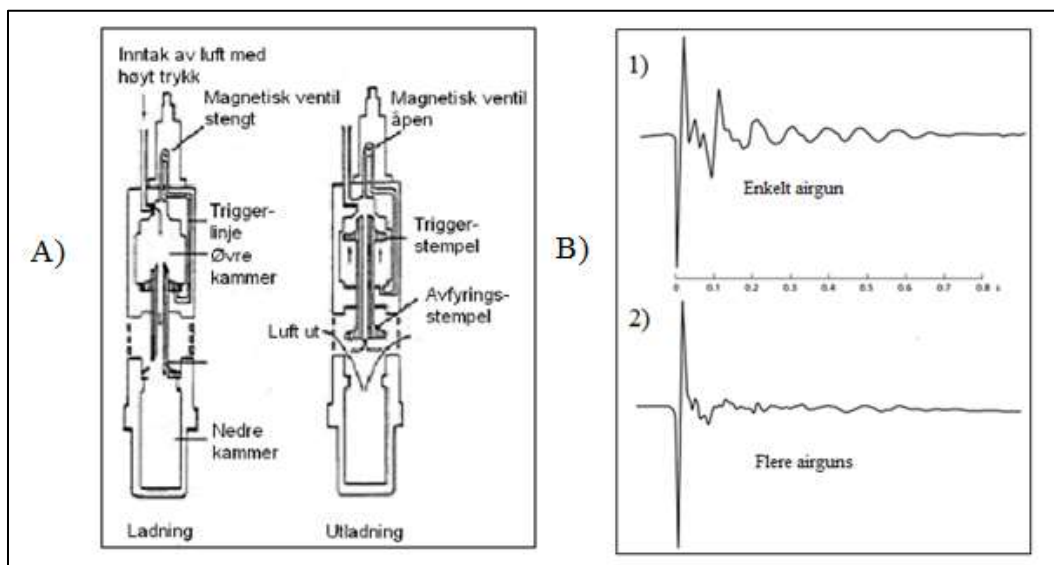


Figur 3-1: Illustrasjon av prinsippene bak refleksjonsseismikk. Noe modifisert etter Hart (2000).

3.1.1 Marine kilder

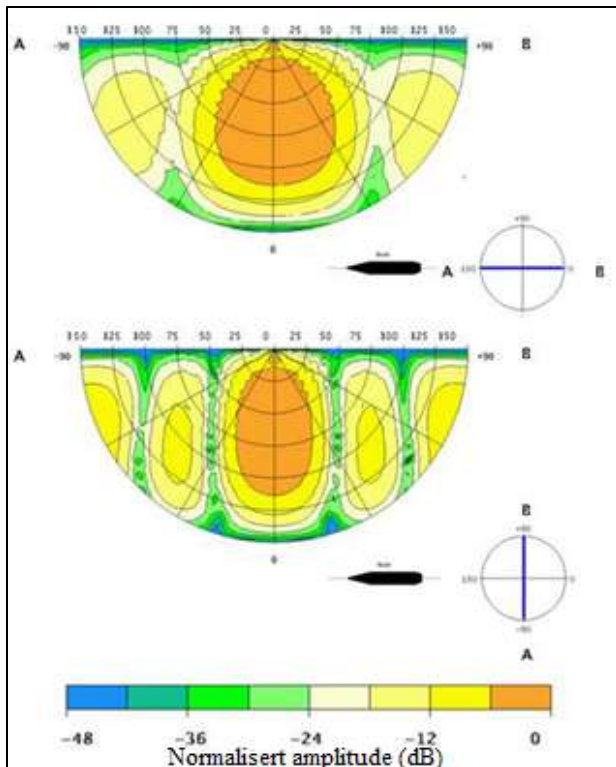
Flere ulike typer kilder kan brukes til å avbilde lagene nedover i jordskorpen. Hvilken kilde som velges under innsamling avhenger av oppløsningen og skala på avbildningen. «Tuned array», en samling av luftkanoner med ulik størrelse, er som oftest brukt ved innsamling av seismikk for avbildning av de øverste kilometerne av jordskorpen. Grunnen til at luftkanoner med forskjellig størrelse og dermed også forskjellig bobleperiode brukes, er at en høyenergi kilde der primære pulser interfererer konstruktivt mens boblepulsen interfererer destruktivt

produseres, slik som vist på Figur 3-2B (Kearey et al., 2002). Boblepulsen dannes av oscillasjonene som oppstår når hydrostatisk trykk får den primære luftboblen til å ekspandere og kollapse på vei opp mot overflaten (Sheriff and Geldart, 1995). Den akustiske pulsen genereres ved å frigjøre luft under høyt trykk i vann. Lufttrykket som slippes ut dannes i en kompressor om bord på fartøyet. Avfiring av skudd bestemmes av en kontrollmekanisme som er knyttet til et navigasjonssystem på skipet. Dette gjør at skuddpunktene kan bestemmes under planleggingen av innsamling av seismiske data (Sheriff and Geldart, 1995).



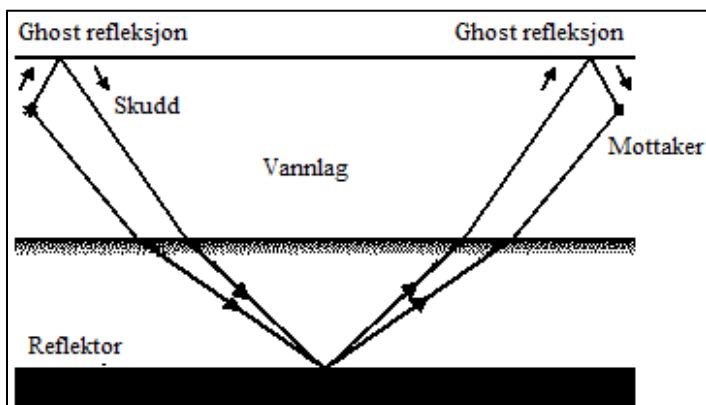
Figur 3-2: A) viser utformingen til en luftkanon og B) viser en sammenligning mellom 1) en enkelt luftkanon og 2) luftkanon array. Boblepulsen blir tydelig redusert og primær signalet blir sterkere i 2) Noe modifisert etter Kearey et al. (2002).

Flere mottakere brukes under innsamlingen for å øke sensitiviteten til mottakerne. Bruken av flere kilder og mottakere fører til direktivitet. Direktivitet er et mål på hvor mye energi som fokuseres i en bestemt retning. Direktiviteten bestemmes av antall kilder og mottakere, distansen mellom dem og deres størrelse og sensitivitet (Sheriff and Geldart, 1995). For luftkanonene i Figur 3-3 vises direktiviteten. Strålingsmønsteret for frekvenser mellom 0-150 Hz for innlinje (topp) og krysslinje (bunn) vises på figuren. Vertikal retning er 0 grader og 90 grader tilsvarer horisontalt propagerende energi. Energien er fokusert nedover og energipulsen dempes for vinkler som avviker fra vertikalretning (Landrø and Amundsen, 2010).



Figur 3-3: Direktivitet i innlinje- og krysslinjeplanet. Til dette eksempelet er en luftkanonkonfigurasjon med 28 luftkanoner i tre strenger brukt. Luftkanonene har størrelser mellom 20 og 250 in³ og totalt volum er 3.090 in³ (Landrø and Amundsen, 2010).

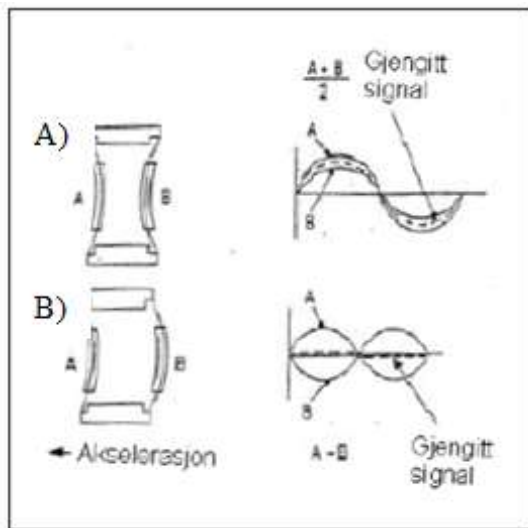
Siden den akustiske pulsen ekspanderer sfærisk og vannoverflaten har en reflektivitetskonstant på nær -1 vil det meste av energien sendes nedover og dermed skape en multiplert til signalet. Multiplene kalles for «ghost» og finnes både på kilde- og mottakersiden, slik som vist på Figur 3-4. Ved valg av riktig dyp og direktivitet kan ghosten interferere konstruktivt med det primære signalet og dermed skape en sterkere puls.



Figur 3-4: Ghost-multiplert dannes på både skudd- og mottakerside. Skissert etter Sheriff and Geldart (1995) og Yilmaz and Doherty (2001).

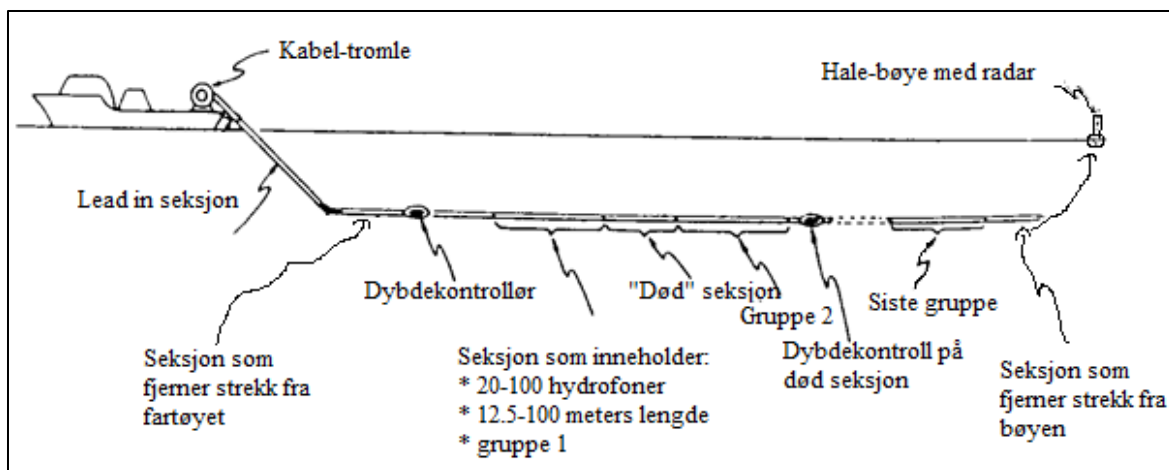
3.1.2 Marine mottakere

Under marine undersøkelser brukes hydrofoner til å registrere signalene. En hydrofon består av to piezoelektriske plater plassert i hver ende av en bronsesynder (Sheriff and Geldart, 1995). Det piezoelektriske materialet produserer en strøm som er proporsjonal med trykkvariasjonene som er assosiert med passerende kompressive seismiske bølger mens akselerasjonsrelaterte bevegelser kanselleres (Figur 3-5) (Sheriff and Geldart, 1995).



Figur 3-5: Figuren viser effekten av økt trykk (A) og effekten av akselerasjons mot venstre (B). Modifisert etter Sheriff and Geldart (1995).

Hydrofonene er montert i den aktive delen av en streamer. En aktiv streamer er 2.5-12 kilometer lang der hydrofonene er koblet sammen i serie eller parallelt med 6.25, 12.5, 25, eller 50 meters grupplengde (Sheriff and Geldart, 1995). På Figur 3-6 vises hvilke elementer en streamer består av. I tillegg til den aktive delen består streameren av en «lead in» kabel, kabler som reduserer strekk både fra skipet og bøyen bakerst og kabler som overfører data fra hydrofonene til et registreringssystem på fartøyet. Dybden og posisjonen til streameren kontrolleres ved bruk av henholdsvis «birds» og «pingers». I tillegg kan blylodd festes på for å sikre nøytral oppdrift. Bak streameren er en bøye med radar festet for å forhindre at andre skip krysser streameren og for å holde den bakre delen av streameren på plass (Sheriff and Geldart, 1995).



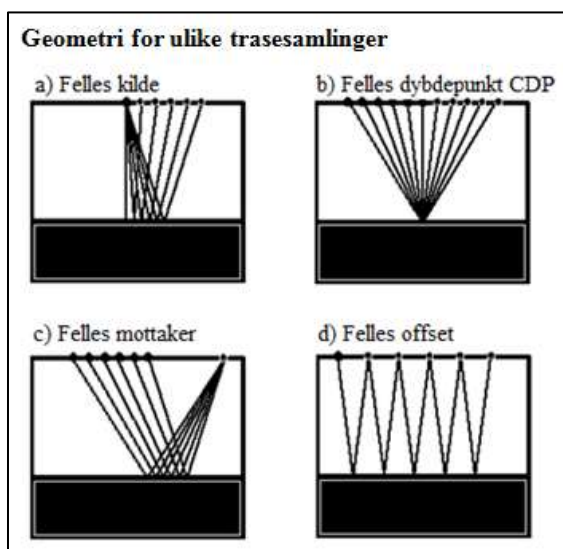
Figur 3-6: Hoveddelene i en streamer. Modifisert etter Sheriff and Geldart (1995).

3.2 Seismisk prosessering:

Editering: Editering vil si å fjerne døde traser eller traser som inneholder for mye støy. Døde eller ødelagte traser kan ha en negativ påvirkning på signal/støyforholdet ved staking av dataene. Derfor fjernes disse trasene så tidlig som mulig i prosesseringen og erstattes av interpolerte traser eller satt lik null. Reversering av polaritet kan også være nødvendig under editeringen (Sheriff and Geldart, 1995).

Sortering av dataene fra felles skuddpunkt CSG til felles midtpunkt CMP (Figur 3-7):

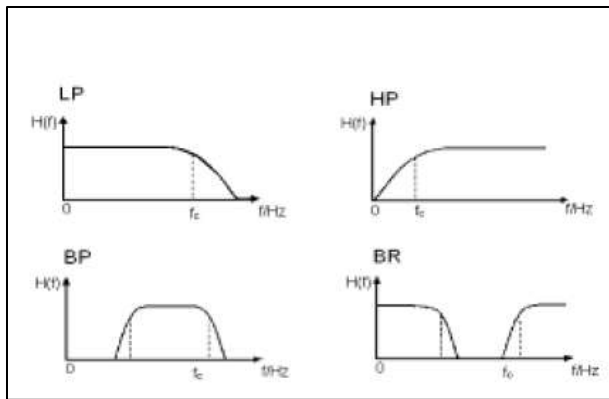
Vanligvis er rådatafilene sortert etter felles skuddnummer. Hvis man antar at skipet holder konstant hastighet under innsamlingen og at skuddintervallet er konstant vil det samme punktet bli avbildet men registret av ulike kanaler fra skudd til skudd. For å kunne gjennomføre staking sorteres dataene etter felles midtpunkt (CMP).



Figur 3-7: Teorien bak ulike trasesamlinger. Skissert etter Sheriff and Geldart (1995) og Kearey et al. (2002).

Justering av forsterkningsfaktor « gain recovery, AGC»: Et enkelt skudd er antatt å være en punktkilde som generere et sfærisk utvidende bølgefelt. Ekspanderingen til energien er en funksjon av tiden i et homogent medium. Energien til bølgen er gitt ved $E/4\pi r^2$, der r er bølgefrontens radius. På grunn av geometrisk spredning vil energien i et homogent medium avta med $1/r^2$. Amplituden til bølgen vil avta med $1/r$ siden den er proporsjonal til kvadratroten av energien (Sheriff and Geldart, 1995). På grunn av energitap brukes AGC under prosesseringen for å forbedre synligheten til seine-ankomster der amplituden har blitt dempet som en følge av bølgefrontens sfæriske spredning, refleksjoner ved grenseflater og absorpsjon (Sheriff and Geldart, 1995). AGC er kun en av flere metoder som brukes for «gain recovery».

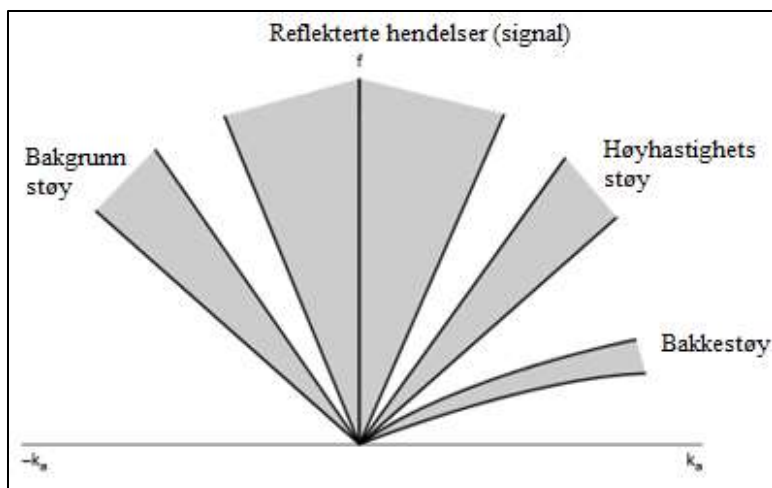
Frekvensfiltrering: Under seismisk innsamling blir ofte de reelle refleksjonene maskert av støy. Støy kan inndeles i to komponenter; koherent og tilfeldig støy. Tilfeldig støy er bakgrunnsstøy som ikke er relatert til innsamlingen, for eksempel vind, regn og trafikkstøy. Koherent støy kan være relatert til innsamlingen og er uønsket seismisk energi som har en konsistent fase fra trase til trase og er for eksempel refleksjoner fra fjordsider, kabelstøy, multipler eller bakgrunnsstøy. Støy inneholder derfor et vidt spekter av frekvenser som må dempes eller fjernes med filtrering. Ulike filtertyper som kan brukes er lavpassfilter, høypassfilter og bandpassfilter. Lavpassfilter fjerner høypassfilter fjerner lavfrekventstøy mens bandpassfilter fjerner støy innenfor et gitt frekvensbånd (Figur 3-8) (Yilmaz and Doherty, 2001). Før et frekvensfilter kan brukes må dataene konverteres fra tidsdomenet over til frekvensdomenet. Det vil si at amplituden går fra å være en funksjon av tid til å bli en funksjon av frekvens. Dataene konverteres gjennom en fouriertransformasjon. Etterpå må dataene konverteres tilbake til tidsdomenet. Dette gjøres ved invers fouriertransformasjon (Sheriff and Geldart, 1995). Når dataene transformeres tilbake til tidsdomenet kan den matematiske operasjonen som filtrerer dataene medføre svingninger som gir støy. Svingningene kalles for Gibbs fenomen og kan unngås ved å konstruere et filter uten skarpe kanter (Sheriff and Geldart, 1995). Dette er den vanlige metoden som brukes men det er også mulig å gjøre frekvensfiltrering i tidsdomenet for eksempel med konvolving.



Figur 3-8: Frekvensrespons $H(f)$ plottet som en funksjon av frekvens (Hz) for LP=lavpass, HP=høypass og BP= bandpass filter (Sheriff and Geldart, 1995, Kearey et al., 2002).

Dekonvolving (invers filtrering): Dekonvolving er en matematisk prosess som fjerner effekten til noen tidligere filtreringsprosesser. Dekonvolving kan utføres både før og etter staking, eventuelt utføres dekonvolvingen både før og etter staking. Dekonvolving benyttes til å finne reflektivitetsrekken til den seismiske trasen hvis det finnes nok informasjon om filteret og signalet. Ulikheter i signalet kan fjernes ved å konvolvare den seismiske pulsen med reflektivitetsrekken. Ved å bruke antakelsen om at havbunnsmultipler er periodiske og reelle refleksjoner er tilfeldige, kan prediktiv dekonvolving brukes for å dempe havbunnsmultipler. Komprimering av signalet samt demping av boblepulsen er også mulig ved å benytte spiking dekonvolving (Kearey et al., 2002).

Hastighetsfiltrering (dip-filtrering): Konvertering av data til frekvens-bølgetall ($f-k$) domenet gjøres ved Fouriertransformasjon. Ulike hastigheter vil ha ulik helning i $f-k$ domenet (Figur 3-9). Et dip-filter kan dermed benyttes til å filtrere bestemte hastigheter. Ulike seismiske hendelser vil falle innenfor ulike soner i et $f-k$ -plott som gjør at vi kan filtrere bort uønskede hendelser (Kearey et al., 2002). Invers filtrering kan brukes for å transformere dataene tilbake til tidsdomenet. Havbunnsmultipler som har ulik dip (på grunn av lavere hastigheter) enn reelle refleksjoner, blir effektivt filtrert bort ved bruk av et slikt filter (Sheriff and Geldart, 1995).



Figur 3-9: Et f-k-plott for en skuddsamling som inneholder refleksjonshendelser og ulike typer støy (Kearey et al., 2002).

For å diskriminere mellom reelle ankomster og multipler ved hastighetsfiltrering kan hyperbolsk eller lineær («slant stack») radontransformasjon benyttes. Transformasjon av dataene til τ -p domenet gjør at ankomstene kan skilles etter hastighet (Sheriff and Geldart, 1995).

Hastighetsterminologi: Et av formålene ved seismisk prosessering er å finne hastighetene til lagene i undergrunnen. Hastigheten vil variere nedover i dypet på grunn av forskjellige fysiske egenskaper til lagene (Kearey et al., 2002). Ved prosessering av dataene refereres det til forskjellige typer hastigheter:

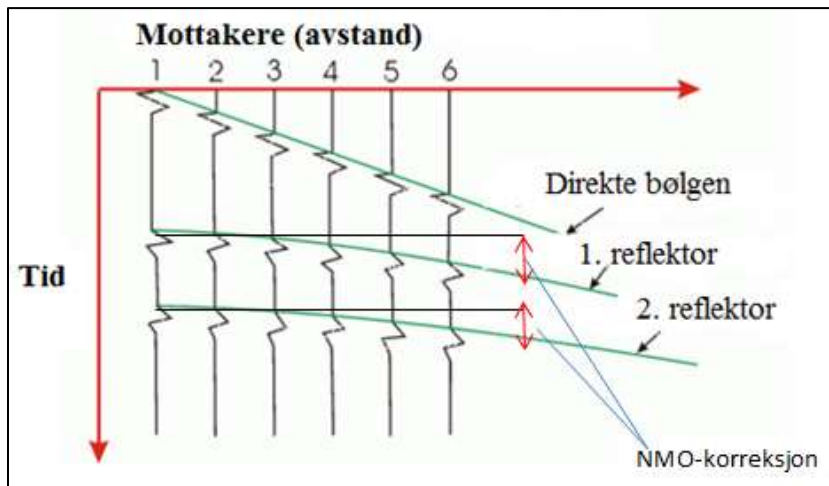
- Gjennomsnittshastigheten til n forskjellige lag er gitt ved $V=Z_n/T_n$, der Z er dyp og T er den totale reisetiden gjennom lagene (Kearey et al., 2002).
- Ved å basere strålebanen på Fermats prinsipp om at bølger følger korteste vei i tid finnes «Root mean square» hastigheten, V_{rms} . V_{rms} til lag n er gitt av formelen

$$V_{rms,n} = \left| \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right|^{1/2}$$

Der V_i er intervallhastigheten til lag i og τ_i er enveis gangtid for den reflekterte strålen gjennom lag i (Kearey et al., 2002).

- Stackinghastighet, V_s eller normal moveout-hastighet, (NMO) er hastighetsverdier som bestemmes av en hastighetsanalyse der en beste tilpasningsmodell til de ulike lagenes NMO-hyperbel brukes. Normal moveout er forskjellen i reisetid til en

horizontal reflektor på grunn av forskjell i kilde- og mottakeravstand (Figur 3-10). Refleksjonene er hyperbler siden refleksjonstiden øker ikke-lineært med avstanden. Dette korrigeres for ved NMO-korreksjon. For et horisontalt isotropt lag vil V_s og V_{rms} være den samme når kilde- og mottakeravstanden går mot null (Sheriff and Geldart, 1995).



Figur 3-10: NMO- hyperbler og korreksjon. Skissert etter Sheriff and Geldart (1995).

- Ved konstant hastighet i et lag vil refraksjoner ha en lineær gangtidskurve. Refraksjonshastigheten finnes ved å ta den inverse av stigningen til gangtidskurven. Ved en hellende refraktor må helningen tas med i betraktning. Denne hastigheten kalles for tilsynelatende hastighet. Tilsynelatende hastighet er høyere enn refraktorhastighet ved innsamling i en «updip» retning fra skuddpunktet og lavere ved innsamling i en «downdip» retning fra skuddpunktet (Kearey et al., 2002).

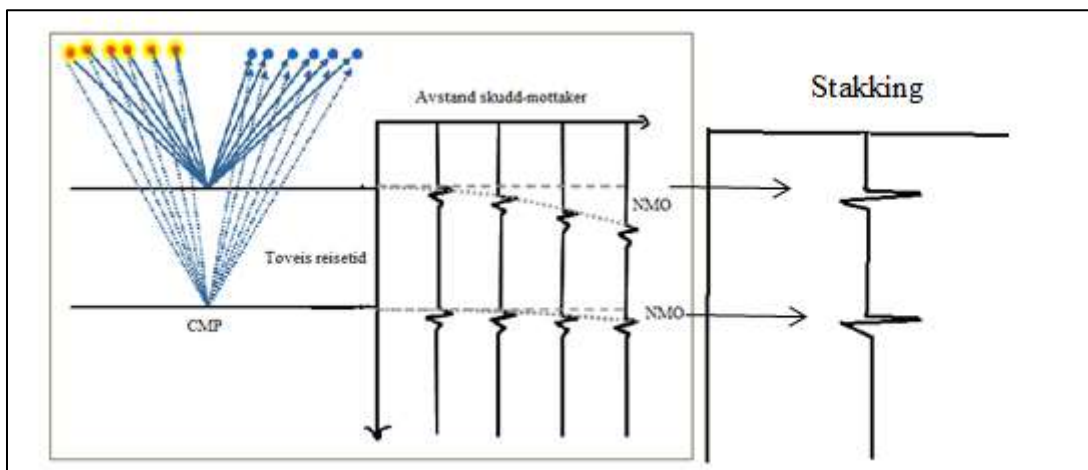
Hastighetsanalyse: En hastighetsanalyse vil si å finne hastigheten som passer best med observert «moveout», som funksjon av dypet (økende gangtid). Dette gjøres med et koherensplott der hastigheten som gir høyest amplitude er den beste stackinghastigheten. «Normal moveout» danner dermed grunnlaget for å bestemme riktige hastigheter til seismiske data. Riktig hastighet er viktig for å få en god tolkning av refleksjonene. Kunnskap om hastigheter i hvert punkt langs en refleksjonsbane er vanskelig å oppnå, derfor tas et utgangspunkt i en forenklet hastighetsmodell der konstant hastighet mellom lagene antas (Yilmaz and Doherty, 2001).

NMO-korreksjon: Er en funksjon av tid og avstand mellom kilde og mottaker og er brukt for å kompensere effekten til “normal moveout”, det vil si forsinkelsen i tid til

refleksjonsankomster når skuddpunkt og mottaker har en offset (Figur 3-10). «Normal moveout» avhenger blant annet av hastighet over reflektoren, offset og helningen til reflektor. Ved å benytte stakinghastighetene fra hastighetsanalysen kan skuddsamlingene korrigeres for effekten av økende avstand mellom kilde og mottaker. Dette gjør at dataene kan interferere konstruktivt ved staking siden amplitudeutslagene fra samme punkt (reflektor) får lik toveis reisetid (Figur 3-11) (Yilmaz and Doherty, 2001).

Muting: NMO-korreksjon fører til at trasene blir differensielt strukket. De mest strekte trasene i seismogrammet settes derfor lik null. Det er spesielt for grunne ankomster med stor offset strekkingen av trasen fører til endret pulsform (Sheriff and Geldart, 1995).

Staking: Staking vil si å summere alle trasene med felles midtpunkt til en trase. Summeringen fører til et forbedret signal/støyforhold siden primære hendelser interferer konstruktivt mens tilfeldig og koherent støy interferer destruktivt slik som vist på Figur 3-11 (Sheriff and Geldart, 1995).



Figur 3-11: Eksempel på en CMP-samling som inneholder refleksjoner fra to reflektorer som er registrert på fire mottakere. Øking av skudd-mottakeravstanden øker reisetiden og forskjellen mellom vertikal toveisreisetid og observert reisetid kalles for normal moveout. Helt til høyre i bildet vises effekten av å stakke dataene. Skissert etter Hart (2000), Sheriff and Geldart (1995) og Yilmaz and Doherty (2001).

Migrasjon: Hvis dataene inneholder hellende eller diffrakterte hendelser må migrasjon utføres for å plassere hendelsene korrekt i undergrunnen. Tidsmigrasjon kan utføres for å plassere hendelsene i rett posisjon i tid og dybdemigrasjon kan brukes for å plassere hendelser på korrekt dyp. Migrasjon av dataene gjør at oppløsningen forbedres ved at energien fokuseres mer over fresnelsonen og diffraksjonspunkt kollapser. Migrasjon av dataene kan utføres både før og etter staking (Kearey et al., 2002).

3.3 Prinsipper for seismisk tolkning:

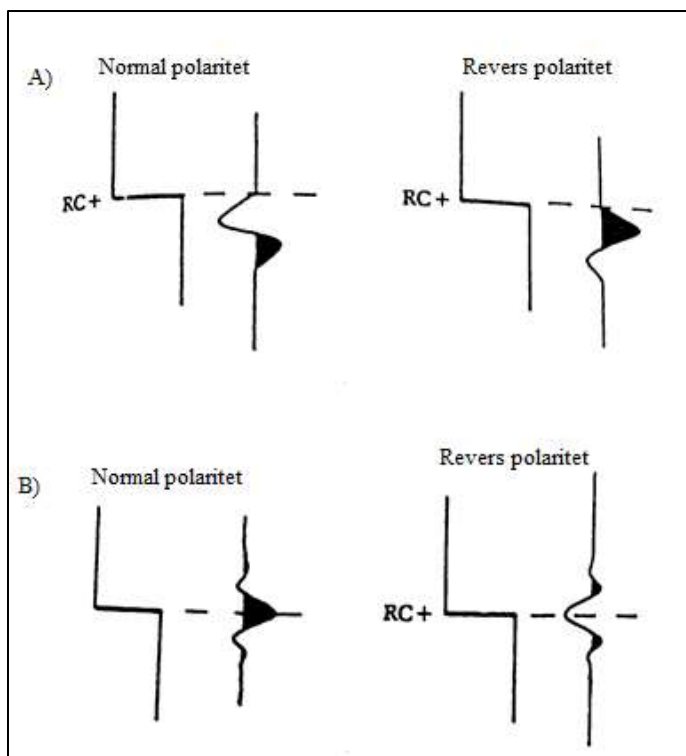
Ved tolkning av seismiske data er det generelt to antakelser som må tas hensyn til. Den første antakelsen gjelder at koherente hendelser som oppdages på prosesserte seismiske seksjoner er refleksjoner relatert til en forandring i akustisk impedans. Det vil si en forandring i hastighet og/eller tetthet. Denne forskjellen er assosiert med lagdeling og geologiske strukturer og er den andre antakelsen. Kartleggingen av ankomsttider til koherente hendelser er dermed relatert til lagdeling og geologiske strukturer (Sheriff and Geldart, 1995).

3.3.1 Fase og polaritet

Kunnskap om hvilken fase dataene har er viktig med tanke på hvilke prosesseringsmetoder som skal brukes og hvor korrekt plassering av en laggrense er (Hart, 2000). Fasen sier noe om hvilken del av signalet som representerer refleksjonsflaten. Seismiske signaler er til normalt gitt i minimumsfase da noen prosesseringsmetoder krever minimumsfase.

Minimumfasepulsen har kort varighet og energien er konsentrert rundt starten til pulsen (Figur 3-12A). Det vil si at det første utslaget representerer refleksjonen. Ved tolkning ønsker man helst å tolke på nullfase signal (Figur 3-12B). Den seismiske pulsen er da symmetrisk med et maksimum rundt tiden null. Grunnen til at nullfase data foretrekkes over minimumsfase data er at nullfase data gir en skarpere definisjon og mindre forvridning mellom stratigrafiske trekk i undergrunnen (Hart, 2000).

Et annet viktig begrep er polaritet. Polariteten bestemmer om en positiv refleksjonskoeffisient skal vises som en topp («peak») eller bunn («trough»). For å finne polariteten til dataene kan havbunnen studeres. Havbunnen representerer en økning i akustisk impedans fra vannet til havbunnen (Hart, 2000). Figur 3-12 viser SEG-Y standard polaritetskonvensjon. I SEG-Y standarden er en oppgang i akustisk impedans definert som at den akustiske impedansen øker fra det underliggende laget, og representeres som en topp (Hart, 2000).



Figur 3-12: Standard polaritet for A) positiv refleksjon, en minimumsfase puls begynner med nedadgående og B) senteret til en nullfase puls er positiv. Noe modifisert etter Sheriff and Geldart (1995).

3.3.2 Brønncorrelering

Ulike hjelpemidler kan benyttes under arbeidet for å få best mulig tolkning. Brønncorrelering er et viktig redskap som gjør det mulig å knytte seismikken opp mot borehullslogger.

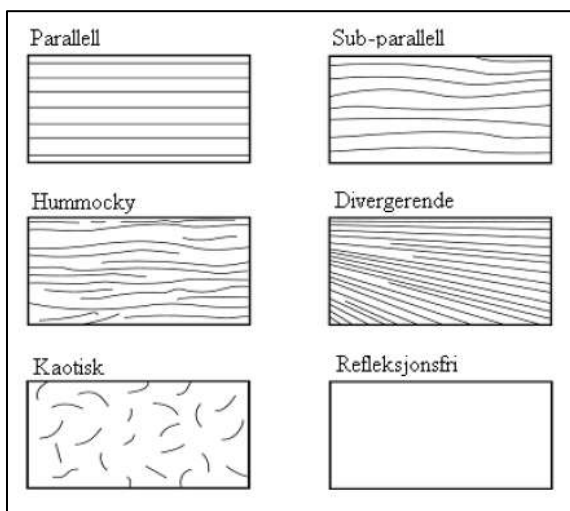
Brønndata har en mye bedre oppløsning på dataene enn seismikken og kan dermed gi en mer detaljert beskrivelse av avsetningene. Ved å knytte brønndata sammen med seismikken forbedres tolkningen av strukturer i seismikken. I tillegg kan borehullslogger gi viktig informasjon om tetthet og hastighet til lagene noe som gjør at den akustiske impedansen kan estimeres. Brønndata vil også gi en lengdeenhet på den vertikale skalaen til seismikken (Sheriff and Geldart, 1995).

3.3.3 Seismiske facies

Seismiske facies defineres som en sedimentær enhet som er forskjellig fra nærliggende enheter i forhold til dens seismiske karakter. Ut fra dette er det mulig å finne informasjon om avsetningsmiljø og sedimenter og dermed hvilket klimatiske forhold som var rådene under avsetningen av sedimentene. De ulike sediment-pakkene kan ligge angulært til hverandre og gir dermed en indikasjon på geologiske hendelser som transgresjon, regresjon, inkonformiteter og tektonisk aktivitet (Sheriff and Geldart, 1995). Å kunne gjenkjenne og skille mellom de ulike stratigrafiske pakkene er hva seismisk tolkning går ut på. Den mest brukte metoden for å identifisere seismiske facies er å analysere geometrien til refleksjonene

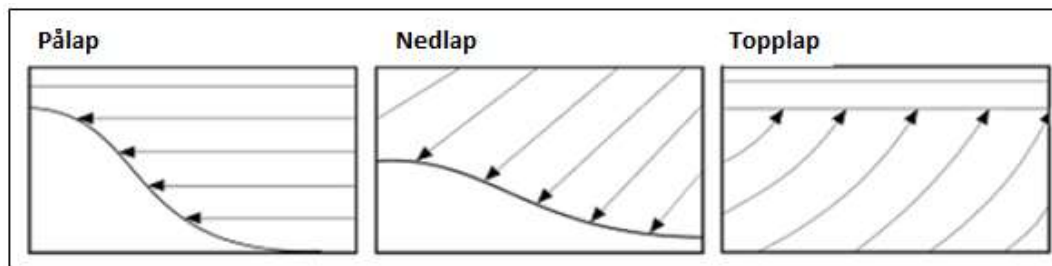
og reflektortermineringene samt refleksjonskonfigurasjonen (Figur 3-13). Andre refleksjonsparametere som kan være viktige er refleksjonsamplituden, frekvensinnhold og intervallhastigheten. Amplituden gir informasjon om hastighet- og tetthetskontraster, lagtykkelsen og fluidinnholdet. Lagtykkelsen og fluidinnholdet er påvirket av refleksjonsfrekvensen. Ved å bruke intervallhastigheten er det mulig å estimere litologien og porøsitetinnholdet og få informasjon om fluidinnholdet (Boggs, 2011). På Figur 3-13 vises refleksjonskonfigurasjonene definert etter Mitchum et al. (1977).

Refleksjonskonfigurasjonene beskrives teoretisk som parallell, divergent, hummocky, kaotisk, subparallell og refleksjonsfri seismiskemønstre (Figur 3-13). Virkeligheten er som regel en blanding av disse mønstrene med en gradvis overgang mellom enhetene.



Figur 3-13: Refleksjonskonfigurasjoner for ulike seismiske facies. Noe modifisert fra Mitchum et al. (1977).

Refleksjonsmønstre som viser refleksjonstermineringer, slik som vist på Figur 3-14, indikerer stratigrafiske forhold som pålap, topplap og nedlap. Disse indikerer et kystregime med transgresjoner og regresjoner. En sedimentær sekvens er definert som en stratigrafisk enhet bestående av relativt konforme suksesjoner av genetisk relaterte lagpakker som er bundet ved topp og bunn av inkonformiteter eller deres korrelative konformiteter (Mitchum et al., 1977, Boggs, 2011).



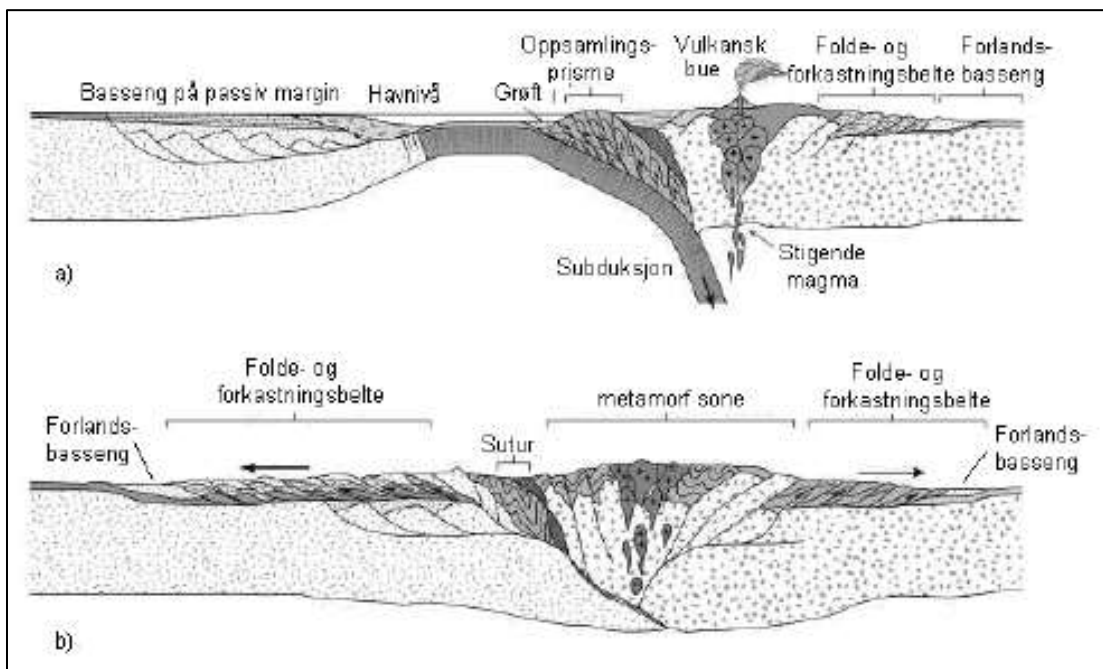
Figur 3-14: Terminering av sedimentære lag mot andre sekvenser. Noe modifisert etter Mitchum et al. (1977).

3.3.4 Seismisk tolkning av strukturer

Ulike strukturer, for eksempel en forkastning, kan være vanskelig å oppdage på seismikken. Forkastningsplanet avbildes sjeldent på seismikken og gjør dermed en forkastning vanskelig å oppdage. Brudd i lagdelingen eller endring i helningene i lagene kan indikere forkastninger. En endring i helningen i lagene eller repetisjon av strata kan i områder med kontraksjonell deformasjon indikere henholdsvis en forkastningsrampe eller en skyveforkastning. Skyveforkastninger kan være vanskelig å oppdage på seismikk da de er lavvinklede og har ofte en stor lateral offset. Foldete lag kan kartlegges på samme måte som ved tolkning av en laggrense. Ved å tolke et lag, tolkes samtidig foldene i laget. I tillegg er det nyttig å ha informasjon om den tektoniske historien i området for å kunne danne seg et bilde over hvilke typer forkastninger og strukturer som kan forventes (Hart, 2000).

3.3.5 Kontraksjonelle deformasjonsstrukturer

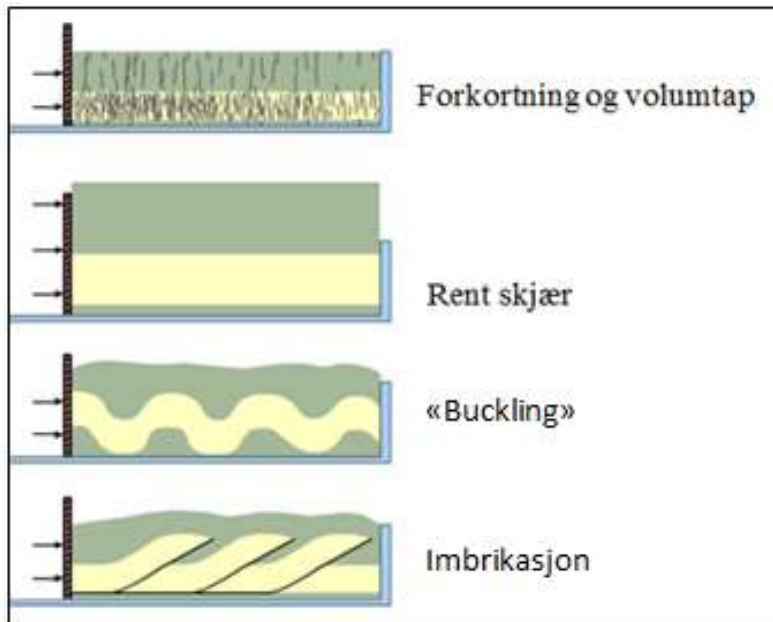
Undersøkelsesområdet domineres av kontraksjonelle deformasjonsstrukturer. I dette underkapittelet beskrives ulike strukturer forbundet med et kontraksjonelt regime. Kontraksjonelle deformasjonsstrukturer dannes som en konsekvens av bergarters forkortning relatert til tektonikk eller på grunn av gravitasjonskrefter (Figur 3-15) (Fossen, 2010).



Figur 3-15: Tektoniske soner for dannelsen av kontraksjonsstrukturer (Van der Pluijm, Marshak, & Allmendinger, 2004).

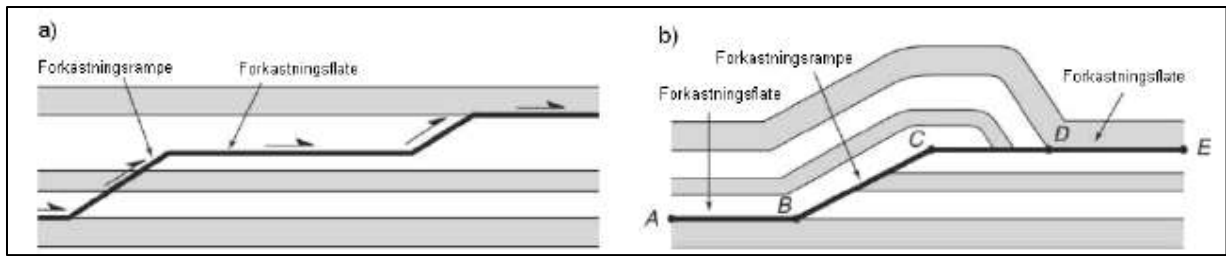
Forkortning av lag over et stivt grunnfjell resulterer i et vidt spekter av deformasjonsregimer og strukturer. Deformasjonen er kontrollert av flere faktorer som deformasjonsrate, «confining» trykk, fluidtrykk og reologien til materialet som er involvert i deformasjonen

(Fossen, 2010). Eksempler på dette er horisontal kompaksjon, rent skjær uten folding, «buckling» og imbrikasjon (Figur 3-16).



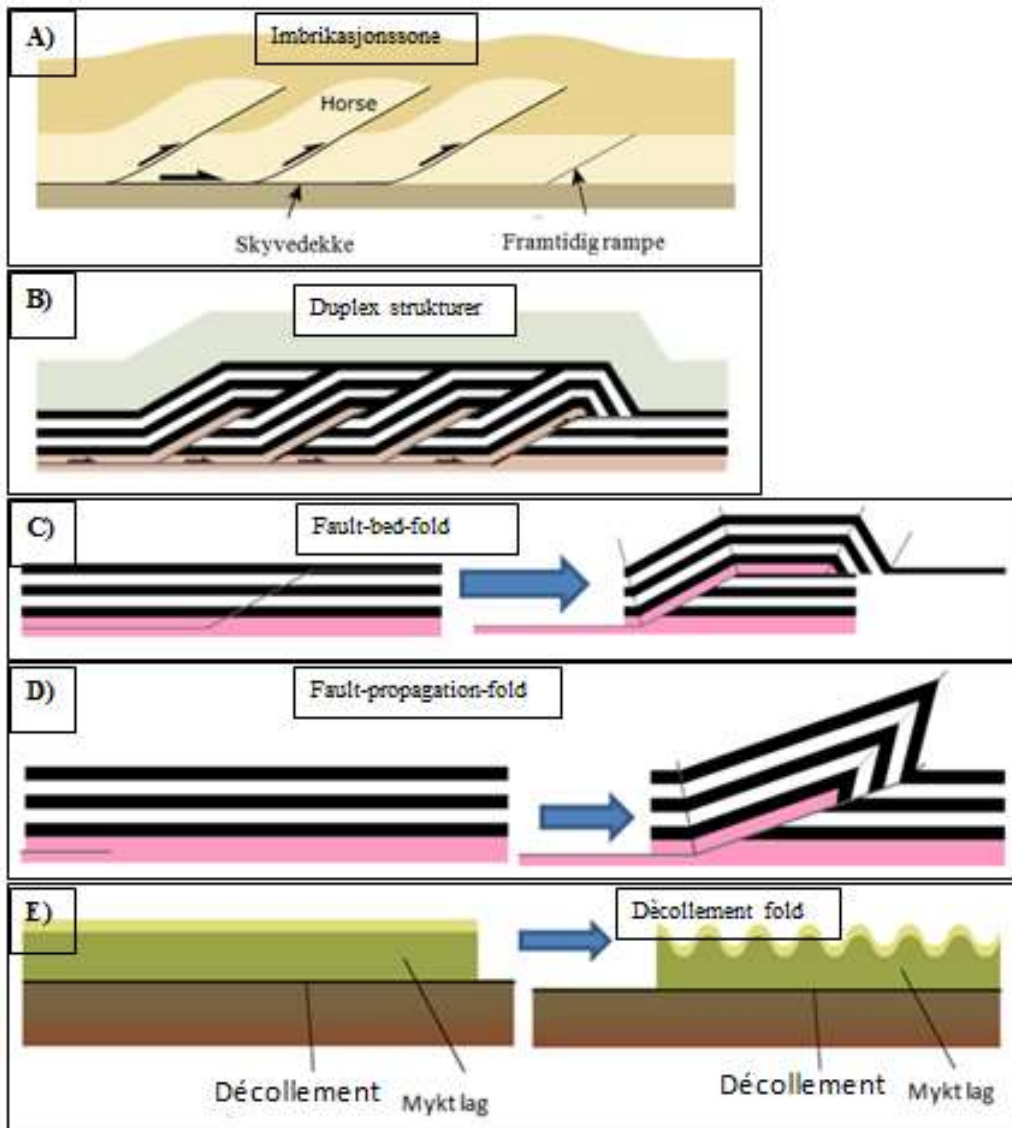
Figur 3-16: Forkortning av lag fører til flere deformasjonsregimer og strukturer (Fossen, 2010).

Kontraksjonelle forkastninger vil si bevegelse på grunn av kompresjon eller forkortning. Normalt dannes det reversforkastninger ved fall over 30-45°, og skyveforkastninger dersom de har lavere vinkler enn dette som en respons til horisontalforkortning. Normal og «oblique slip» forkastninger kan også dannes ved kontraksjon. Kontraksjonelle forkastninger i forlandssonen danner som regel en imbrikasjonssone. En imbrikasjonssone er en serie av reversforkastninger med lik orientering som er koblet sammen av en lavvinklet såleforkastning (Figur 3-18A) (Fossen, 2010). Hvis disse reversforkastningene i tillegg til å ha en såleforkastning også har en takforkastning er dette en duplexstruktur (Figur 3-18B). Duplexstrukturer består av en serie av sidestilte ramper som dannes foran en propagerende såleforkastning. Dette gjør at man får flere S-formete forkastningsblokker (Fossen, 2010). Karakteristisk for duplexstrukturer og imbrikasjonssoner er ramper som danner en relativt bratt reversforkastning i stive lag. Typisk for slike skyveforkastninger er at de klatrer stegvis mot overflaten som gjør at de får en flat-rampe-geometri (Figur 3-17) (Fossen, 2010). Flater består av myke lag og ramper utvikles der forkastningen går igjennom stive lag. Orienteringen til rampene i forhold til bevegelsesretningen danner grunnlaget for kategorisering av rampene. Frontalramper er vinkelrett til bevegelsesretningen, lateraleramper er parallell til bevegelsesretningen og obliqueramper danner oblique-slip forkastninger (Fossen, 2010).



Figur 3-17: a) og b) viser utviklingen av en skyveforkastning parallelt med rampen (Van der Pluijm et al., 2004).

Ramper er forbundet med ulike typer strukturer. «Fault bed folds» og «fault propagation folds» er eksempler på strukturer som dannes. «Fault bed folds» dannes ved at hengblokken skyves gjennom rampen, slik som vist på Figur 3-18C. «Fault-propagation folds» dannes i fronten av en propagerende forkastning. Foldeaksen er parallell til forkastningsstrøket og folden har ofte asymmetrisk form (Figur 3-18D) (Fossen, 2010). Detachment folder (Figur 3-18E) dannes over en décollementsone ved kompresjon siden de svake/myke lagene vil skli og folde seg sammen. Eksempler på slike myke lag er salt og skifer som ligger over det resistente décollementlaget (Fossen, 2010).

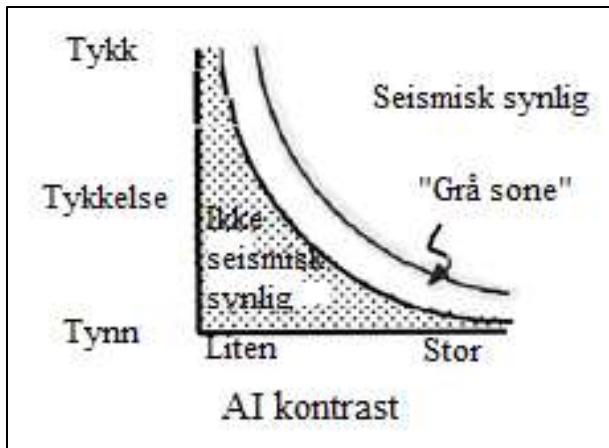


Figur 3-18: Viser dannelsen av A) en imbrikasjonssone, B) duplexstrukturer som vokser mot venstre (forlandet), C) en "fault-bed-fold", D) en "fault-propagation-fold", E) en décollementfold. Modifisert etter Fossen (2010)

3.4 Seismisk oppløsning:

Seismisk oppløsning er et mål på hvor stort et objekt må være for å oppdages på seismikken (Figur 3-19). Seismisk oppløsning er avhengig av signalets båndbredde og er definert både i vertikal- og horisontalretning (Yilmaz and Doherty, 2001). Vertikal oppløsning er et mål på evnen til å oppdage individuelle refleksjoner med tett avstand enten i tid eller dybde.

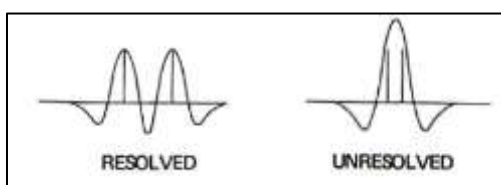
Horisontal oppløsning er definert ut i fra Fresnelsonen (Figur 3-21) som gir oss et estimat på hvor lateralt utbredt en laggrense må være for å bli oppdaget (Sheriff and Geldart, 1995, Yilmaz and Doherty, 2001).



Figur 3-19: Viser forholdet mellom tykkelse og akustisk impedans og om et lag vil være seismisk synlig. Noe modifisert etter Hart (2000).

3.4.1 Vertikal oppløsning

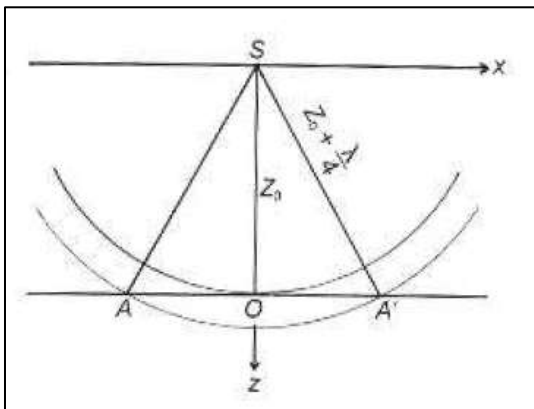
Maksimal vertikal oppløsning for en reflektert puls er mellom $1/4$ og $1/8$ av den dominerende bølgelengden til pulsen. Bølgelengden (λ) kalkuleres som $\lambda = V/F$, der V og F er henholdsvis seismisk hastighet og seismisk frekvens. Hvis den dominerende frekvensen til et sedimentært lag er 50 Hz og hastigheten i laget er 2.9 km/s er den dominerende bølgelengden i laget rundt 40 m. Dette gir en vertikal seismisk oppløsning på kun 10 m (Kearey et al., 2002). Den vertikale seismiske oppløsningen blir dårligere nedover i dypet siden seismiske bølger får en lavere dominerende frekvens. Grunnen til at den dominerende frekvensen blir lavere er at høyere frekvenser mistes som en følge av absorpsjon og sedimentene får høyere hastighet på grunn av kompaksjon. Selv om tykkelsen til et lag er under vertikal oppløsningen kan laget bli registrert, men da kun som en refleksjon. Tykkelsen til laget kan dermed ikke bestemmes, men man kan bruke amplitudeforandringer til å få et tykkelsesestimat (Yilmaz and Doherty, 2001). Grensen for at et lag skal kunne gi en refleksjon er mellom $20/\lambda$ og $30/\lambda$. Refleksjoner fra øverste og nederste lag som har en tykkelse på $\lambda/4$ vil interferere konstruktivt og amplituden økes. Denne effekten kalles for tuning og er vist på Figur 3-20 (Sheriff and Geldart, 1995). Den vertikale oppløsningen kan forbedres ved å forkorte pulslengden ved å bruke invers filtrering (dekonvolving) (Kearey et al., 2002).



Figur 3-20: Nullfase puls for lag som er større (t.v) og mindre (t.h) enn λ . Til høyre kommer amplitudeøkningen som er en følge av konstruktiv interferens tydelig frem (Sheriff and Geldart, 1995).

3.4.2 Horisontal oppløsning

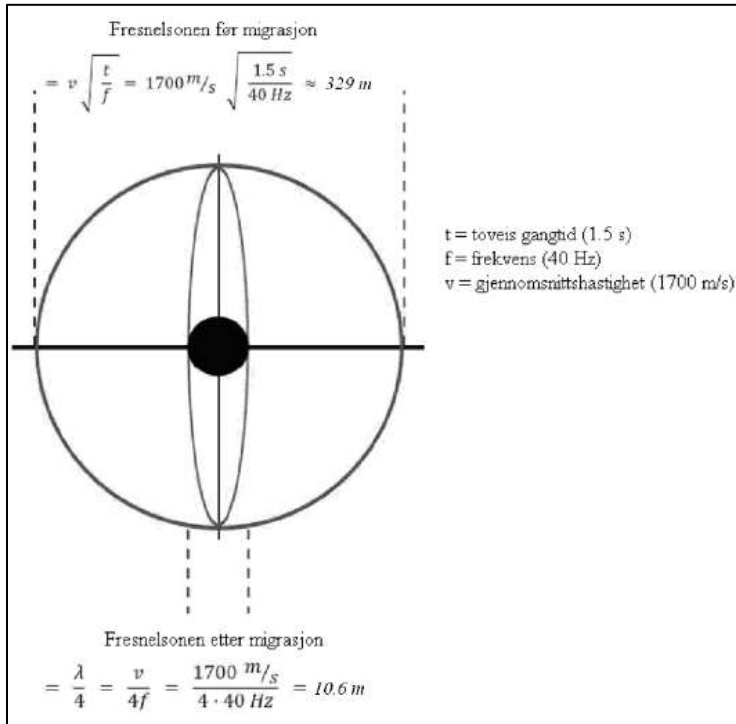
Horisontal oppløsning er hvor nært to reflekterende punkter kan være horisontalt for å oppdages som to separate punkter i stedet for en, og er definert ut fra Fresnelsonen (Figur 3-21) (Yilmaz and Doherty, 2001). Figur 3-21 viser en sfærisk bølgefront som treffer en horisontal reflektor. Reflektoren kan bli sett på som en rekke kontinuerlige punktreflektorer.



Figur 3-21: Definisjon av Fresnelsonen AA' (Yilmaz and Doherty, 2001).

For en sammenfallende kilde og mottakerposisjon (S), vil energien fra punktet som avbildes (O) ha en ankomsttid $t_0 = 2z_0/v$. Ettersom bølgefronten ekspanderer og beveger seg $\lambda/4$ dypere vil energien fra punkt A eller A' nå fram til mottakeren ved $t_1 = 2*(z_0 + \lambda/4) / v$. Energien fra alle reflekterende punkter innenfor radiusen til OA' vil ha ankomsttid mellom t_0 og t_1 . Dette gjør at den totale energien som ankommer innenfor tidsintervallet $(t_1 - t_0)$, som er lik halve den dominerende perioden, vil interferere konstruktivt. Dette vil si at dersom det er to reflekterende punkter innenfor Fresnelsonen, vil disse hendelsene ikke kunne skilles.

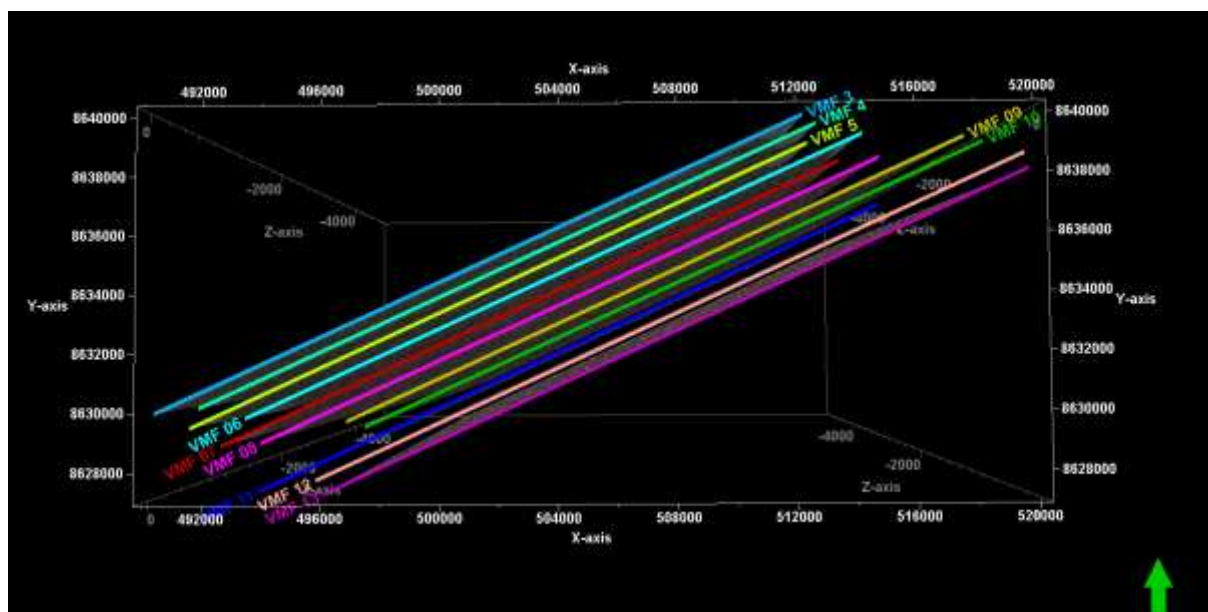
Fresnelsonen avhenger av bølgelengden og dermed også av frekvensen. Hvis det seismiske signalet er høyfrekvent fører dette til at Fresnelsonen smalner. Dette er ønskelig siden det da er lettere å skille mellom ulike reflekterende punkter (Yilmaz and Doherty, 2001). På grunn av lavere frekvens og høyere hastighet nedover i lagene vil den horisontale oppløsningen bli dårligere siden Fresnelsonen øker. I tillegg vil traseavstand, signal/støyforhold og 3D-effekter påvirke den laterale oppløsningen. Ved å utføre 3D migrasjon på dataene vil energien fokuseres i et punkt, noe som gjør at Fresnelsonen minker. 2D migrasjon gjør at Fresnelsonen får en mer elliptisk form og oppløsningen bedres langs linjen, det vil si at ellipsens korte akse ligger langs linjen (Figur 3-22) (Yilmaz and Doherty, 2001, Sheriff and Geldart, 1995).



Figur 3-22: Effekten av migrasjon på Fresnelsonen. Eksempelet viser hvordan migrasjon reduserer bredden på sonen ved 1.5 s (tw). Modifisert etter Brown (1999).

4. DATAGRUNNLAG OG INNSAMLINGSPARAMETRE

Innsamlingsparametere og annen teknisk informasjon om de seismiske linjene beskrives i dette kapittelet. Datagrunnlaget er elleve seismiske multikanals 2D profiler som er samlet inn under SVALEX i 2012 og 2013 (Figur 4-1). Informasjonen i dette kapittelet er hentet fra toktrapportene (Mjelde (2012) og Mjelde (2013)). Tabell 2 viser innsamlingsparametere for de seismiske profilene fra både 2012 og 2013 da disse er identiske.



Figur 4-1: Oversikt over profilene fra både 2012 og 2013. Horisontal- og vertikalakse angir henholdsvis UTM posisjon østover og nordover. Grønn pil markerer nord.

Fartøy	R.V Håkon Mosby
Streamer	3.0 km digital streamer (WesternGeco, Nessie 3).
Opptakssystem	Triac Recording (WesternGeco)
Gruppeintervall	12.5 meter
Skuddintervall	50 meter
Antall kanaler	240
Opptakslengde	12 sekunder (toveis gangtid)
Opptaksfilter	Lavkutt: 3Hz (18dB/oktav), Høykutt: 180 Hz (72 dB/oktav)

Kilde	Fire Bolt luftkanoner med: $300 + 240 + 136 + 90 = 766$ kubikktommer
Kildedyp	6 meter
Mottakerdyp	8 meter
Hastighet	5.0 knop

Tabell 2: Innsamlingsparametere fra toktrappertene i 2012 og 2013

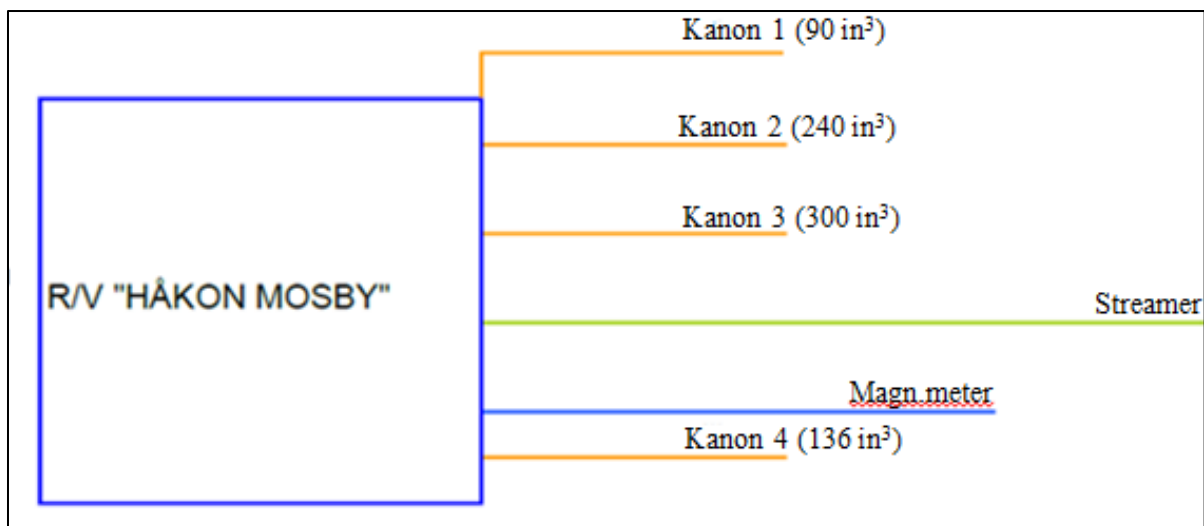
Profilene fra 2012 og 2013 har lik innsamlingsretning og har en SSV – NNØ orientering, på langs av Van Mijenfjorden. Lengden på profilene varierer fra ca 21 km til 25.5 km. Tabell 3 viser koordinater for start (SOL) og endepunkt (EOF) for prosesserte og tolkede profiler til denne oppgaven. Tabellen viser linjenummer, breddegrad, lengdegrad, UTM - posisjon og lengde til de ulike profilene. VMF i begynnelsen av linjenummeret står for Van Mijenfjorden og de to siste sifrene angir linjens navn.

Linjenummer		Breddegrad			Lengdegrad			UTM-Posisjon		Lengde
2012		Grad	Min.	Sek.desimal	Grad	Min.	Sek.desimal	Easting	Northing	
VMF-09-04	SOL	77	50	2,23	15	33	1,26	512947.4	8639899.6	22,10 km
VMF-09-04	EOF	77	45	7,54	14	41	51,90	492842.2	8630721.8	
VMF-09-05	SOL	77	49	39,64	15	32	8,46	512608.8	8639196.1	21,60 km
VMF-09-05	EOF	77	44	51,77	14	42	9,46	492955.2	8630232.5	
VMF-09-07	SOL	77	44	25,60	14	43	36,75	493525.9	8629418.3	23,15 km
VMF-09-07	EOF	77	49	32,87	15	37	12,40	514598.2	8639005.9	
VMF-09-08	SOL	77	44	29,30	14	47	22,98	495015.8	8629527.0	21,85 km
VMF-09-08	EOF	77	49	19,61	15	37	56,93	514893.8	8638597.9	
VMF-09-09	SOL	77	49	24,54	15	42	25,37	516647.8	8638770.9	24,10 km
VMF-09-09	EOF	77	44	6,37	14	46	35,16	494698.3	8628817.2	
VMF-09-10	SOL	77	49	17,95	15	44	3,01	517288.9	8638574.3	24,40 km
VMF-09-10	EOF	77	43	64,47	14	47	34,75	495089.6	8628447.1	
VMF-09-11	SOL	77	43	35,69	14	47	13,83	494949.6	8627865.3	25,25 km
VMF-09-11	EOF	77	49	9,92	15	45	40,03	517926.7	8638333.6	
VMF-09-12	SOL	77	43	26,94	14	48	39,84	495513.3	8627592.2	25,55 km
VMF-09-12	EOF	77	49	4,15	15	47	49,16	518774.0	8638165.8	
VMF-09-13	SOL	77	43	11,65	14	49	20,83	495784.4	8627117.1	25,40 km
VMF-09-13	EOF	77	48	48,06	15	48	5,94	518890.6	8637668.8	
Linjenummer		Breddegrad			Lengdegrad			UTM-Posisjon		Lengde
2013		Grad	Min.	Sek.desimal	Grad	Min.	Sek.desimal	Easting	Northing	
VMF-09-03	SOL	77	50	12,23	15	31	57,93	512530.8	8640205.6	23,30 km
VMF-09-03	EOF	77	45	2,78	14	37	59,33	491311.4	8630583.2	
VMF-09-06	SOL	77	44	56,56	14	45	58,61	494463.7	8630374.0	21,35 km
VMF-09-06	EOF	77	49	40,21	15	35	25,16	513894.6	8639226.0	

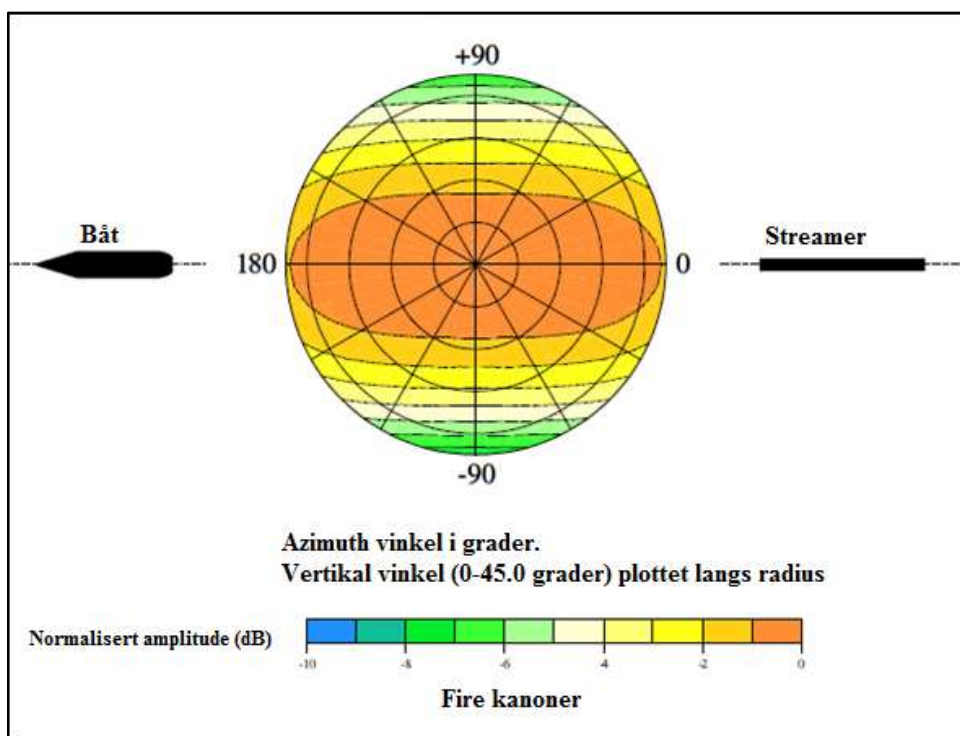
Tabell 3: Koordinater for start (SOL) og endepunkt (EOF) for prosesserte og tolkede profiler til denne oppgaven. Lengden på profilene er beregnet ut fra første og siste skuddpunkt.

Linjene er ikke skutt i rekkefølge for å spare tid, unngå krappe svinger som genererer støy i mottakeren og for å unngå at streameren kommer ut av posisjon, kuttes av og eller kolliderer med kilden.

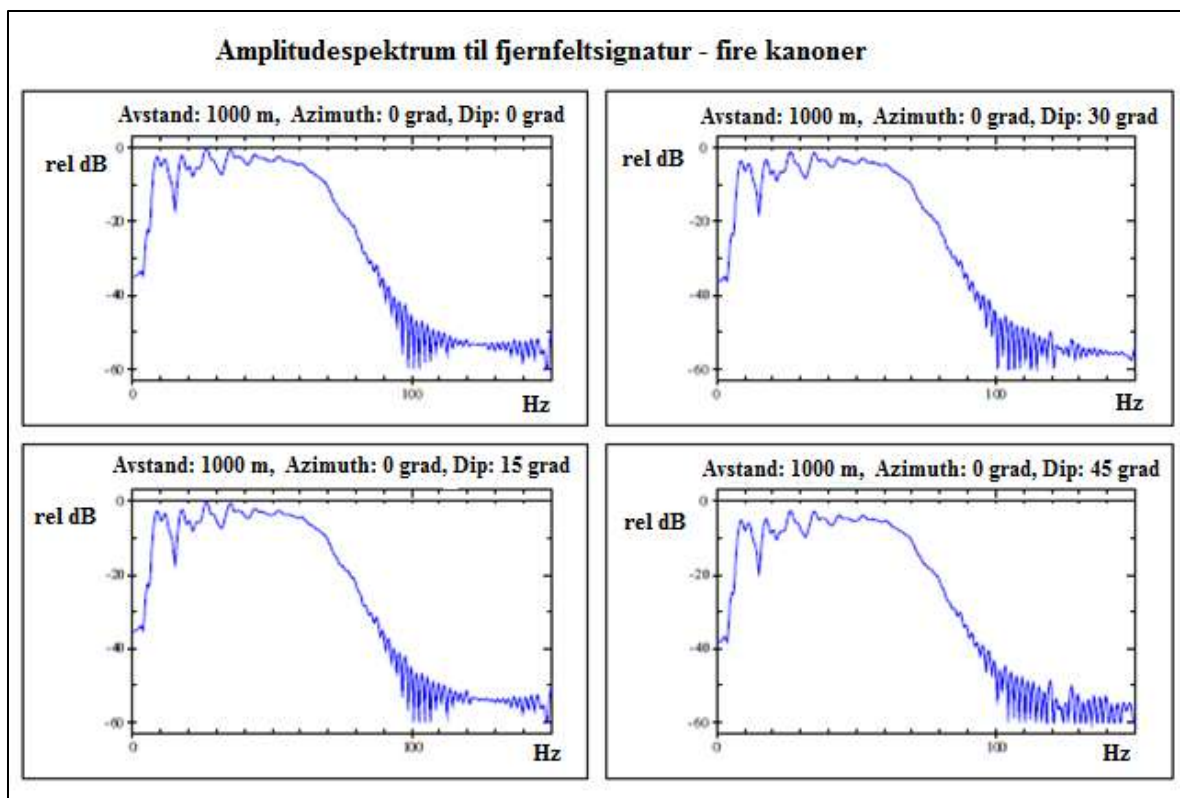
Kilde- og mottakergeometrien var lik under innsamlingene i 2012 og 2013 og illustreres på Figur 4-2. Direktiviteten til kilden (Figur 4-3) viser at direktiviteten øker nedover og reduseres mot sidene som er ønskelig. Figur 4-4 og Figur 4-5 viser henholdsvis amplitudespekteret til fjernfeltet og fjernfeltsignaturen til kilden i 2012. Amplitudespekteret og fjernfeltsignaturen i 2013 er identisk til 2012. Disse figurene er laget av B. O. Ruud (UiB) i kildemodelleringsprogrammet Nucleus (PGS).



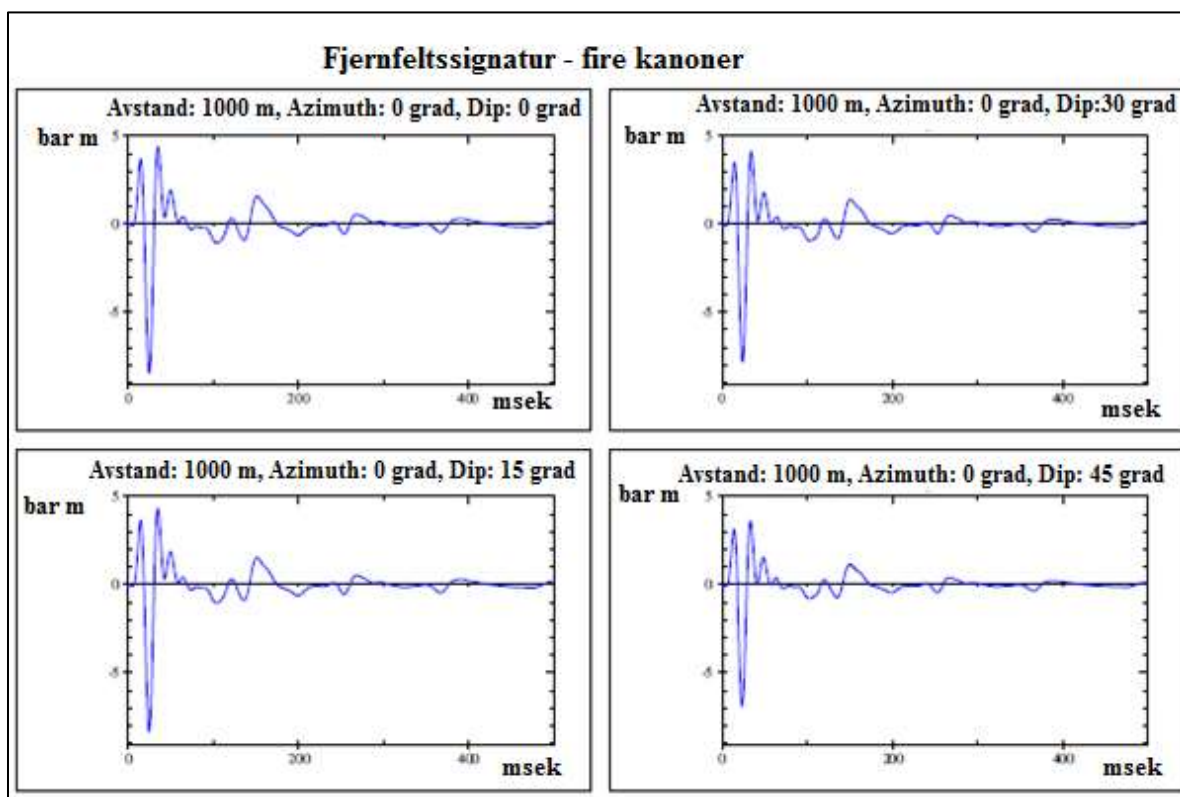
Figur 4-2: Kilde- og mottakergeometri under innsamlingene i 2012 og 2013 (Ruud, 2013).



Figur 4-3: Direktivitetsplott for kilden i 2012 og 2013 (frekvens = 60 Hz). Fargeskalaen angir normalisert amplitude (Ruud, 2013).



Figur 4-4: Amplitudespektrum til fjernfeltsnaturen fra 2012 for henholdsvis 0, 15, 30 og 45 grader (Ruud, 2013).



Figur 4-5: Fjernfeltssignatur for kilden fra 2012 for henholdsvis 0, 15, 30 og 45 grader (Ruud, 2013).

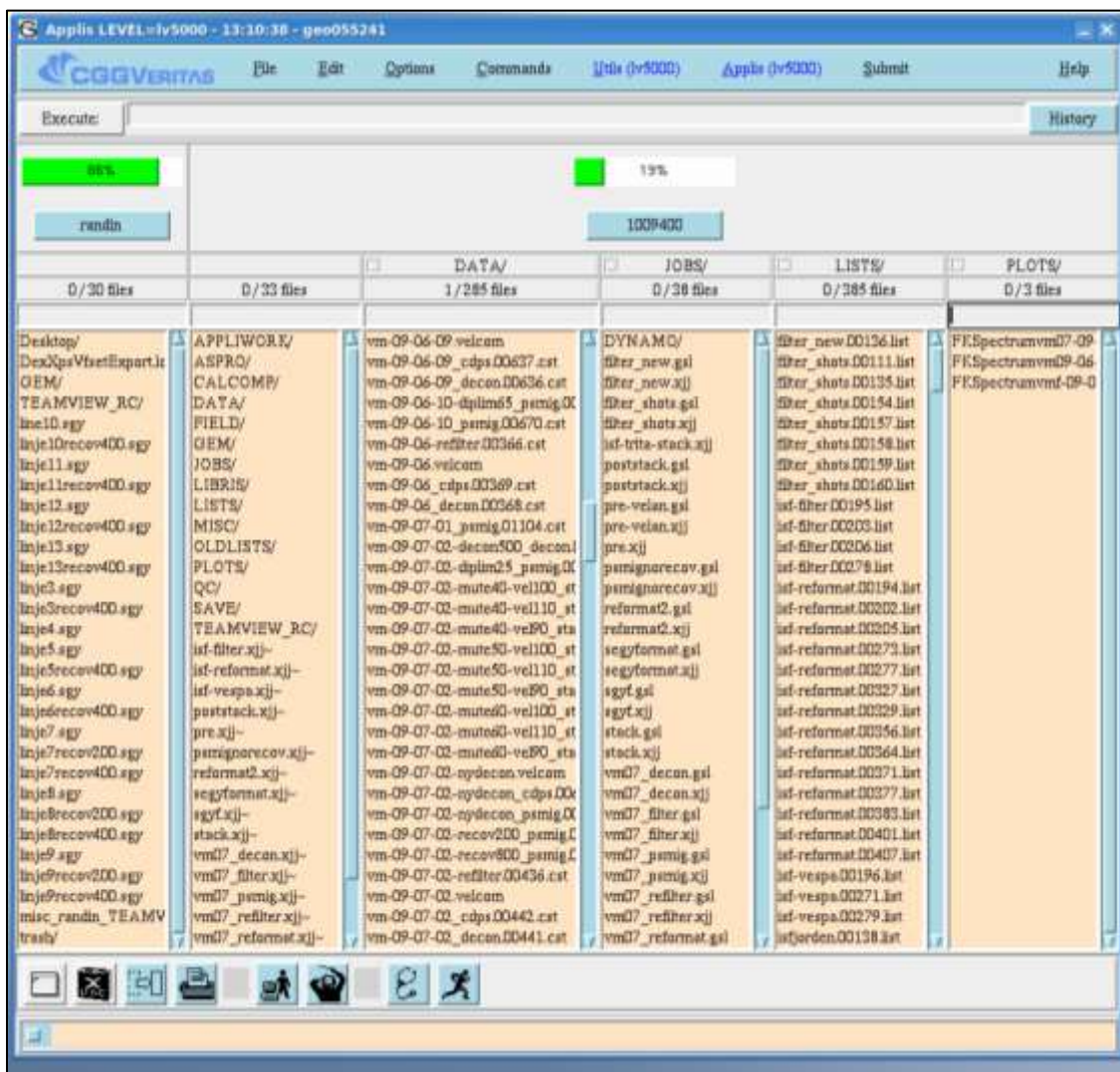
5. DATAPROSESSERING

5.1 Geocluster (programvare)

Prosesseringsarbeidet er gjennomført i programvaren Geocluster level 5.0. Programvaren inneholder flere produksjonsverktøy som geopad, xjob, teamview, Chronovista og Xps. En kort forklaring basert på CGG Veritas beskrivelse av programvaren er gitt nedenfor.

Geopad

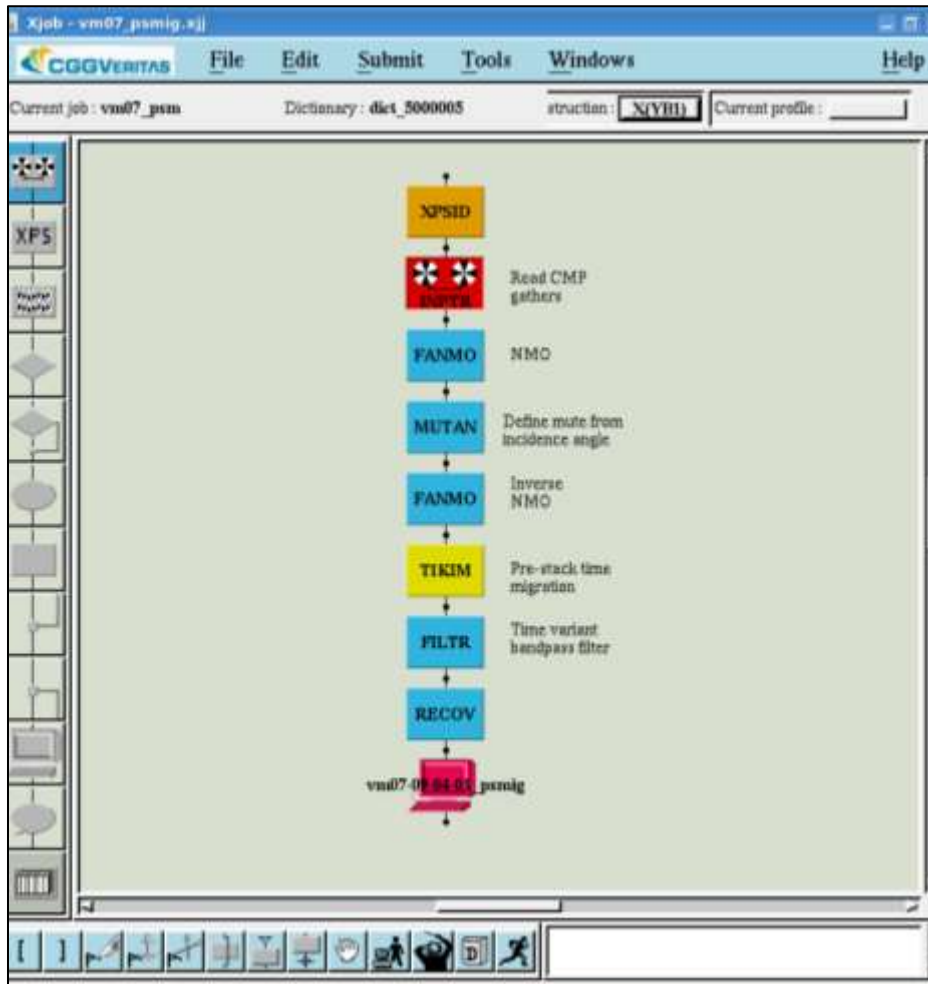
Geopad (Figur 5-1) er et fil-håndteringsverktøy. Her finnes blant annet filer, data, og ulike jobber til prosjekter. Det er gjennom geopad ulike prosesseringsjobber (xjob), teamview, Chronovista og Xps åpnes.



Figur 5-1: Bilde av Geopad. Data, jobber og filer kan lett finnes.

Xjob

I Xjob (Figur 5-2) lages og utføres prosesseringsjobber. En jobb lages enkelt ved moduler som ligger i programvaren. Flere jobber konstrueres for å kunne kontrollere dataene underveis og for å redusere tiden en jobb tar.



Figur 5-2: Eksempel på en prosesseringsjobb i Xjob.

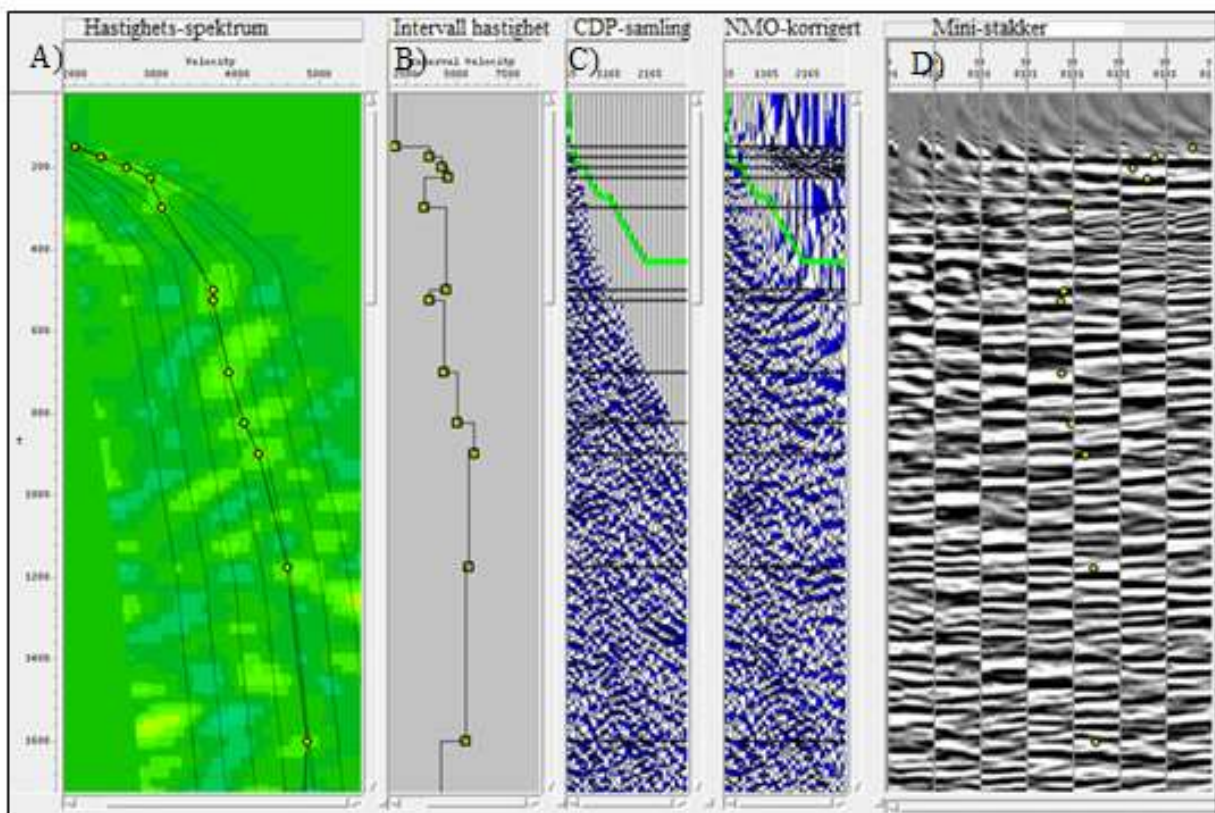
Teamview

Teamview er et visualiseringsverktøy. Her studeres seismikken både før, under og etter prosesseringen og man får enkelt oversikt over resultatene. I teamview er det også mulig å gjennomføre enkle hastighetsanalyser på seismikken. Vannhastigheten og havbunnehastigheten finnes ved å studere henholdsvis den direkte og refrakterte kurven. Havbunnehastigheten bør analyseres i et område der havbunnen er flat og jevn. Et annet nyttig verktøy i teamview er at et fk-plott kan lages. Dette fk-plottet benyttes for å bestemme hastighetsfilteret i FKFIL i Xjob.

Chronovista

I Chronovista gjennomføres hastighetsanalyser og kvalitetskontroll. For å kunne bruke Chronovista må dataene klargjøres. Dette gjøres i Xjob gjennom en modul kalt VESPA. Hastighetsanalysen kan utføres i enten geovel eller isovel. I denne oppgaven ble geovel benyttet.

I geovel benyttes flere grafiske hjelpemidler for å estimere stakinghastighetene som vil gi best resultat. Figur 5-3 viser fra venstre: A) et hastighetspektrum (koherensplott) der lyse farger markerer klare utslag for reflektorer, B) intervallhastigheten er i dette området etter kort tid svært høy (4500 m/s) og øker deretter svakt med dypet, C) CDP- samlinger henholdsvis før og etter NMO-korrigering. Etter plukking av hastigheter skal hyperblene bli relativt flate etter korreksjonen, D) Helt til høyre på figuren vises ministakker. Disse viser resultatet når hastighetene minker og øker til venstre og høyre for den midterste ministakken.



Figur 5-3: Viser øvre del av et hastighetsplukk for linje 13 ved bruk av Geovel.

XPS (Extended Processing Support)

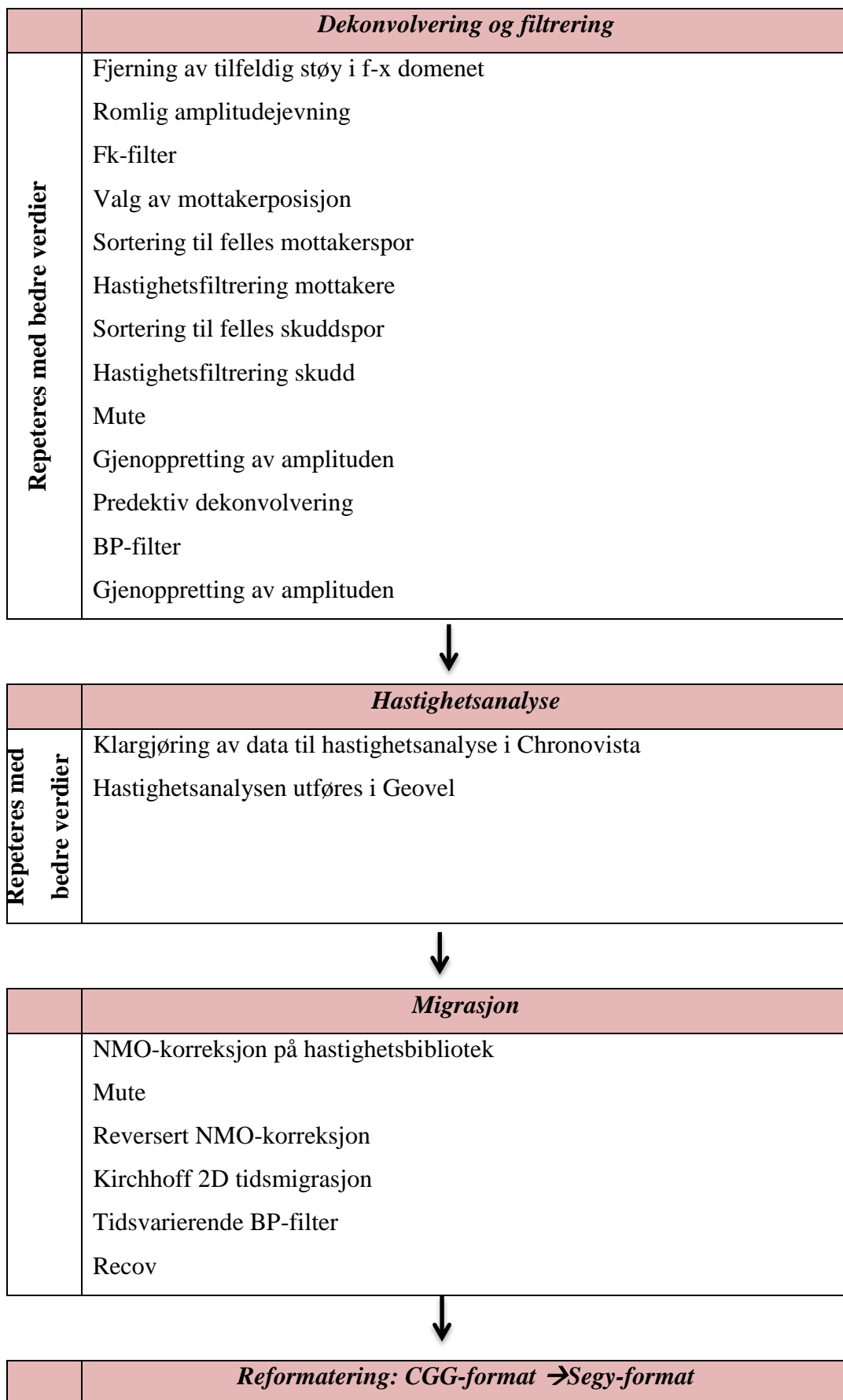
I XPS lagres hastighetsbiblioteket som dannes i Chronovista. Dette biblioteket hentes ut igjen og benyttes i andre verktøy som Xjob.

5.2 Prosessering

Under prosesseringsarbeidet ble det klart at de største utfordringene er knyttet til fjerning av havbunnsmultipler og refraksjoner. På grunn av hard havbunn med høy hastighet som flere steder var over 4500 m/s ble havbunnsmultiplene sterke. Refraksjonene ble for det meste fjernet ved hastighetsfiltrering. Under følger prosesseringssekvensen som er benyttet på dataene og beskrivelsen er delt inn i fem underkapitler: 1) editering, 2) filtrering, 3) hastighetsanalyse, 4) migrering og 5) konvertering av dataene til SEG-Y-format. Informasjon om modulene som er benyttet i Xjob er hentet fra brukermanualen til Geocluster level 5.0. Ulike seismiske linjer vil bli vist for å få fram resultatene av prosesseringsarbeidet på best mulig måte. Tabell 5 viser de ulike parameterne som er benyttet som standard på de ulike figurene av de seismiske linjene og Tabell 4 viser prosesseringsjobben. I appendiks A er resultatet av alle prosesseringsjobbene vist.

	<i>Editering</i>
	Reformatering, SEG-Y → CGG – format
	Kutting av traser ved 6144 ms (reduserer datamengden)
	Romlig amplitudejevning
	Filter: BP og Butterworth
	Resampling fra 2-4 ms (reduserer datamengden)
	Sjekk om alle spor er til stede
	Definering av headerord
	Bølgeforming (signatur dekonvolusjon)
	Amplitudekorreksjon





Tabell 4: Prosesseringssekvens for de seismiske linjene

Type plott	Variabel densitet
Normalisering	Amplitudeskalering, ratio = 0.5, dB= -6.02, type = RMS
Interpolering	40 traser/cm 10 cm/s
Automatisk Gain-kontroll (AGC)	Er ikke påført på dataene i teamview-applikasjonen.
Zoom	Vertikal- og horisontalaksen på de ulike profilene varierer
Fargekart	Svart/hvitt 32

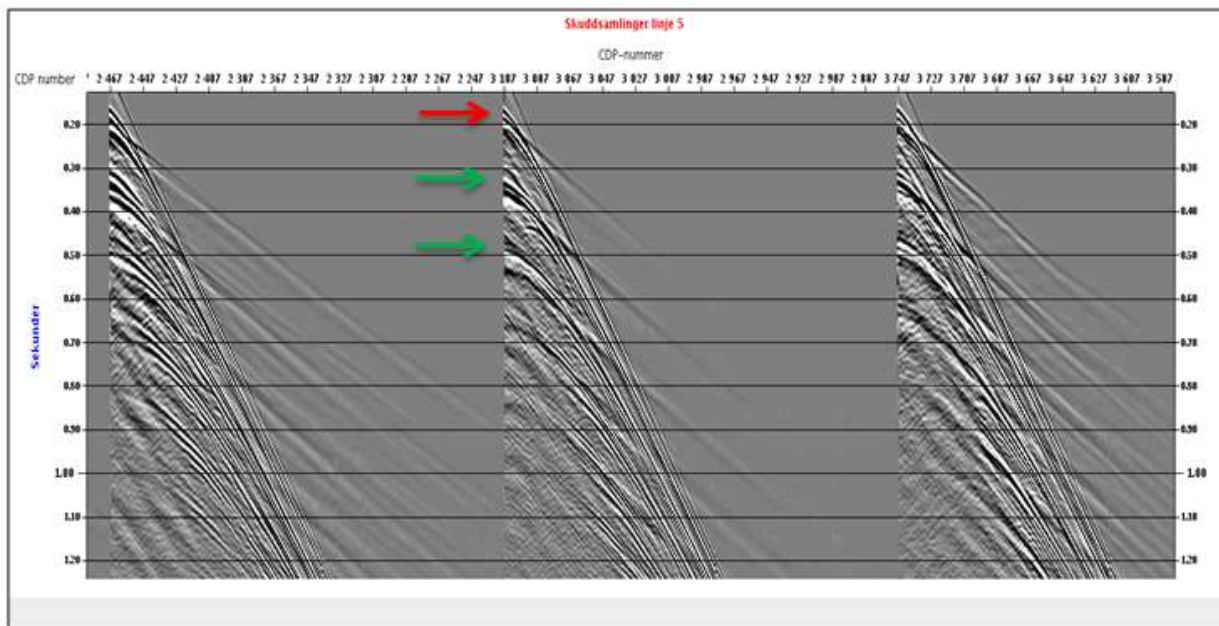
Tabell 5: Parametere benyttet for seismiske utsnitt i kapittel 5

5.2.1 Editering

Rådata leses inn i SEGY-format og reformeres til Geoclusters prosesseringsformat.

Datamengden reduseres ved å kutte trasene ved halvparten av registrert lengde (6144ms), da ingen eller få strukturer vises dypere enn dette. En resampling fra 2 til 4 ms halverer også datamengden. Siden strukturene som skal undersøkes har stor skala, vil resamplingen ikke føre til betydelig kvalitetstap og kan dermed utføres. Disse jobbene utføres i modulene HISTA og RSAMP. Før resamplingen gjennomføres er dataene påført en romlig amplitudejevning (SPASM) for å øke likheten mellom sporene og fjerne støyutbrudd på trasene. Dataene sendes også igjennom et tidsvarierende BP- filter, definert mellom [7.5 – 15 Hz, 90 – 115 Hz]. Båndpass-filteret sørger for at frekvensen holder seg under Nyquist frekvensen på 125 Hz og dataene inneholder ikke aliasing ved resamplingen til 4 ms. Linjene fra 2013 har dårlige data fra kanal 1. Dette førte til problemer under editeringen. Derfor ble kanal nummer 1 utelatt fra biblioteket og fjernet i de påfølgende jobbene. Linjene fra 2013 fikk også påført et minimumsfase Butterworth-filter før dekonvolvingen. Videre sjekkes om alle spor er til stede gjennom modulen QCTRL, før headerordene defineres. Enkelte headerord er allerede definert i rådatafilen. Ved bruk av modulen MODET ble CDP-nummer, linjenummer, CDP-posisjon og offset beregnet til både kilde og mottaker. Etter beregning av headerord ble en statistisk luftkanonsignatur dekonvolving (DESIG) påført for å fjerne boblepuls og oppnå ønsket bølgeform, minimumsfase. Dette gjør at reelle refleksjoner styrkes samtidig som støy reduseres. Tilslutt ble modulen REFOR benyttet for å korrigere for geometrisk spredning. Figur 5-4 viser skuddsamlinger som er påført prosessene beskrevet over. Havbunnen (rød pil) og multiplene til denne (grønn pil) er de sterkeste refleksjonsankomstene. Havbunnsmultiplene har tydelige refleksjoner og lik moveout som

den første refleksjonen. Direktebølgen ved ca 0.10 s kan så vidt sees.



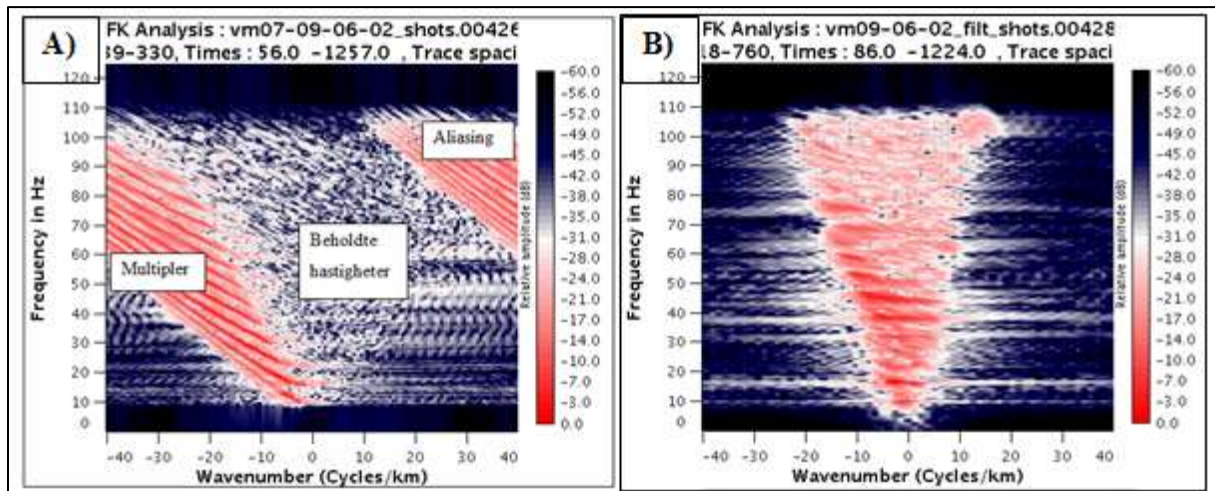
Figur 5-4: Viser et utsnitt av skuddsamlinger etter at prosessene beskrevet i underkapittel 5.2.1 er utført. Havbunn og multipler er markert med henholdsvis rød og grønn pil.

5.2.2 Dekonvolving og filtrering

Fjerning av sterke, dominerende havbunnsmultipler er den største utfordringen ved prosesseringen av dataene. På grunn av unormalt høye hastigheter i havbunnen, som utfra skuddsamlinger av havbunnsrefraksjonene er estimert til over 4000 m/s, genereres sterke havbunnsmultipler. På grunn av relativt grunt vanddyb i studieområdet (100-200m) maskeres de reelle ankomstene av disse multiplene, siden avstanden mellom hver havbunnsmultipl er kort (Figur 5-4).

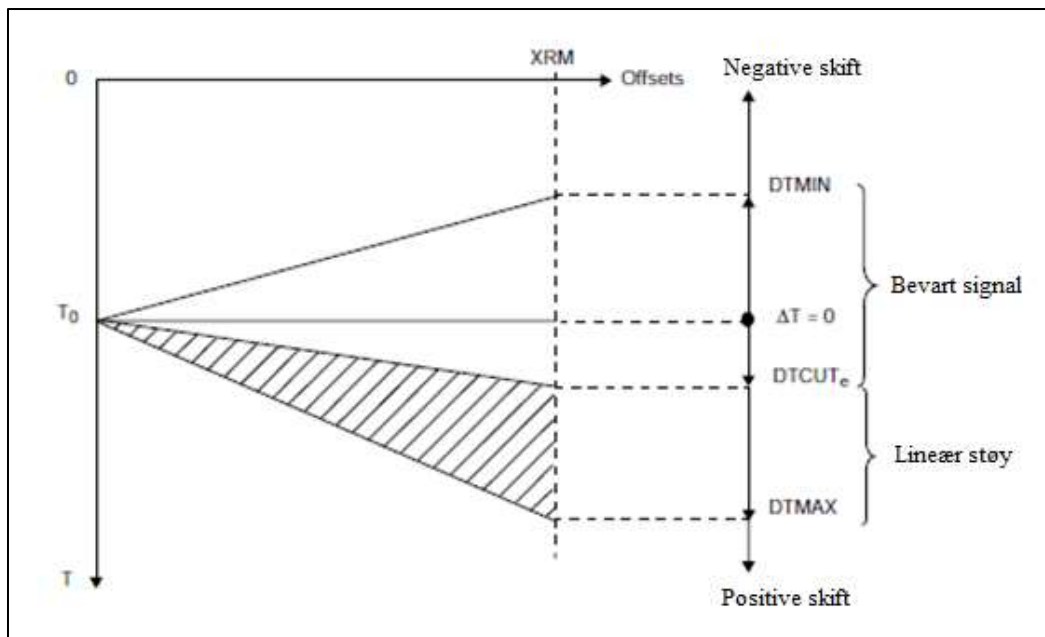
Under filtreringsjobben ble fjerning av usammenhengende støy som er tilfeldig distribuert utført i f-x domenet ved bruk av modulen SPARN. Deretter ble modulen SPASM påført for å dempe spikes og annen kraftig støy. Et fk-filter ble påført for å dempe bølger som kun propagerer i vannlaget. Et fk-filter transformerer dataene til frekvens (f) – bølgetall (k) domenet, der dataene filtreres for deretter å inverteres tilbake til tid-offset-domenet. Fk-filteret gjør det mulig å fjerne lave og høye hastigheter som tilhører multipler og romlig aliasing. Hastigheten (V) er gitt ved $V = f/k$. Teamview benyttes for å grafisk beregne hvilke hastigheter som skal beholdes (Figur 5-5). Hastigheter mellom -4000 og +8000 m/s beholdes. Siden hastigheten til havbunnen i studieområdet er høy, over 4000 m/s, vil hastigheter under dette være multipler siden de kun propagerer i vannlaget. På Figur 5-5 forsvinner energien mot

venstre for deretter å komme tilbake til høyre på fk-plottet. Dette kalles aliasing og vil filtreres bort da hastigheten er større enn øvre filtergrense, definert til 8000 m/s.



Figur 5-5: Fk-spektrum A) før og B) etter første Fk-filter. Multipl- og aliasingenergien er blitt fjernet i B).

Deretter ble dataene sortert til felles mottakersamlinger (BSORT) og påført en hastighetsfiltrering (RAMUR). RAMUR (Figur 5-6) benytter en lineær radontransformasjon («slant stack») for å skille mellom reelle ankomster og multipler. Radonfiltreringen (RAMUR) fjerner, i likhet med fk-filteret, multipler med store innfallsvinkler ved havbunnen. Modulen RAMUR har høyere oppløsning enn fk-filteret og skiller dermed skarpere mellom små hastighetsforskjeller. For å finne stigningen til filteret i RAMUR, brukes den inverse av stråleparameteren, som angir den tilsynelatende hastigheten. Denne finnes ved å dividere største offset ($XRM = 3100$) og avkuttingsverdi (DTCUT) i ms på hverandre. Ulike verdier på DTCUT ble testet. Avkuttingsverdien som gav best resultat var 650 ms, dette gir en tilsynelatende hastighet på 4479 m/s. Denne verdien demper 1. multipl og havbunnen er tolkbar. Under testingen ble det klart at bruk av en lavere DTCUT verdi førte til bedre avbildning av de øverste strukturene og havbunnen. En høyere verdi førte til at havbunnsrefleksjonen ble dårligere. Hovedkriteriet i valg av DTCUT verdi ble derfor å finne en verdi (650 ms) som gav best avbildning av både øvre og nedre del av profilet.



Figur 5-6: Grafisk fremstilling av ΔT . Energi som befinner seg i skravert område mutes. Ulike verdier for DTCUT er benyttet. En DTCUT verdi på 650 ms gav best resultat (CGGVeritas, 2008).

Etter hastighetsfiltreringen ble dataene sortert til felles skuddsamlinger (BSORT) for deretter å påføre hastighetsfilteret RAMUR på skuddsamlingen. Grunnen til at dataene ble først sortert til felles mottakersamling, påført hastighetsfilter, for deretter å bli sortert til felles skuddsamlinger og påført hastighetsfilter igjen, er at det gjør det mulig å simulere samlinger som er skutt i motsatte retninger, og dermed har ulike tilsynelatende hastigheter. Gangtiden langs en strålebane vil være den samme selv om posisjonen til kilde og mottakere byttes om. Denne effekten er det samme som ved dippende laggrenser ved «downdip» og «updip» skyting.

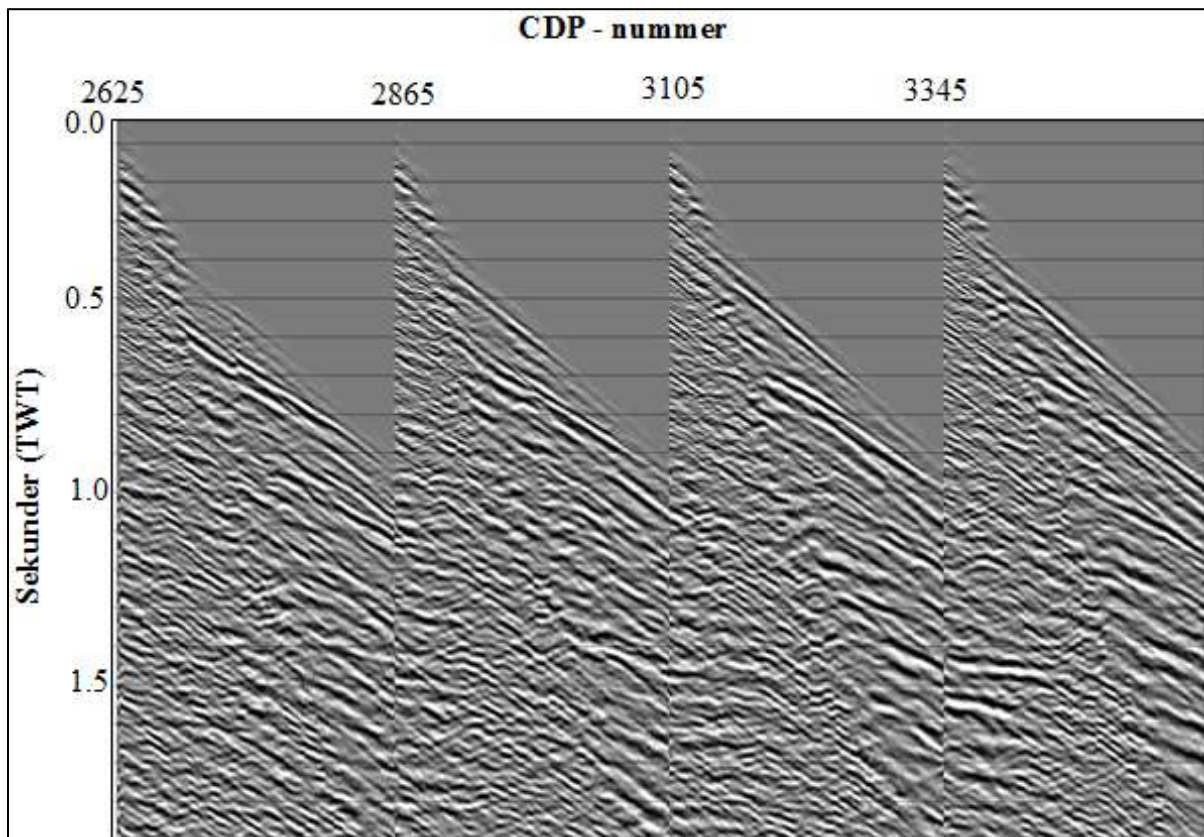
Etter hastighetsfiltreringen er en ytre mute påført dataene. Verdier som er over en definert muteverdi vil fjernes. Grunnen til dette er for å fjerne mest mulig av refrakterte hendelser før dekonvolvingen. En overflatekonsistent predektiv dekonvolving ble benyttet gjennom modulen DECSC før stakking. DECSC modulen beregner et filter for hvert skudd, et for hver mottakerposisjon, et gjennomsnittsfilter og et filter for hvert offset intervall.

Dekonvolvingen er en gjentakende prøvemethode av ulike verdier som gir best resultat innenfor et gitt brukerdefinert vindu (250-2500 ms vindu og operatorlengde 300 ms).

Operatorlengden ble forandret til 500 ms, da flere strukturer ble mer synligere.

Filtreringsvinduet må være større enn havdypet for å sikre at vinduet inneholder multippelavstanden til havbunnen, slik at denne dempes. Offsetene samles i grupper og ett offsetfilter kalkuleres for hver gruppe. Dekonvolvingens jobben tilfører trasene en gitt mengde

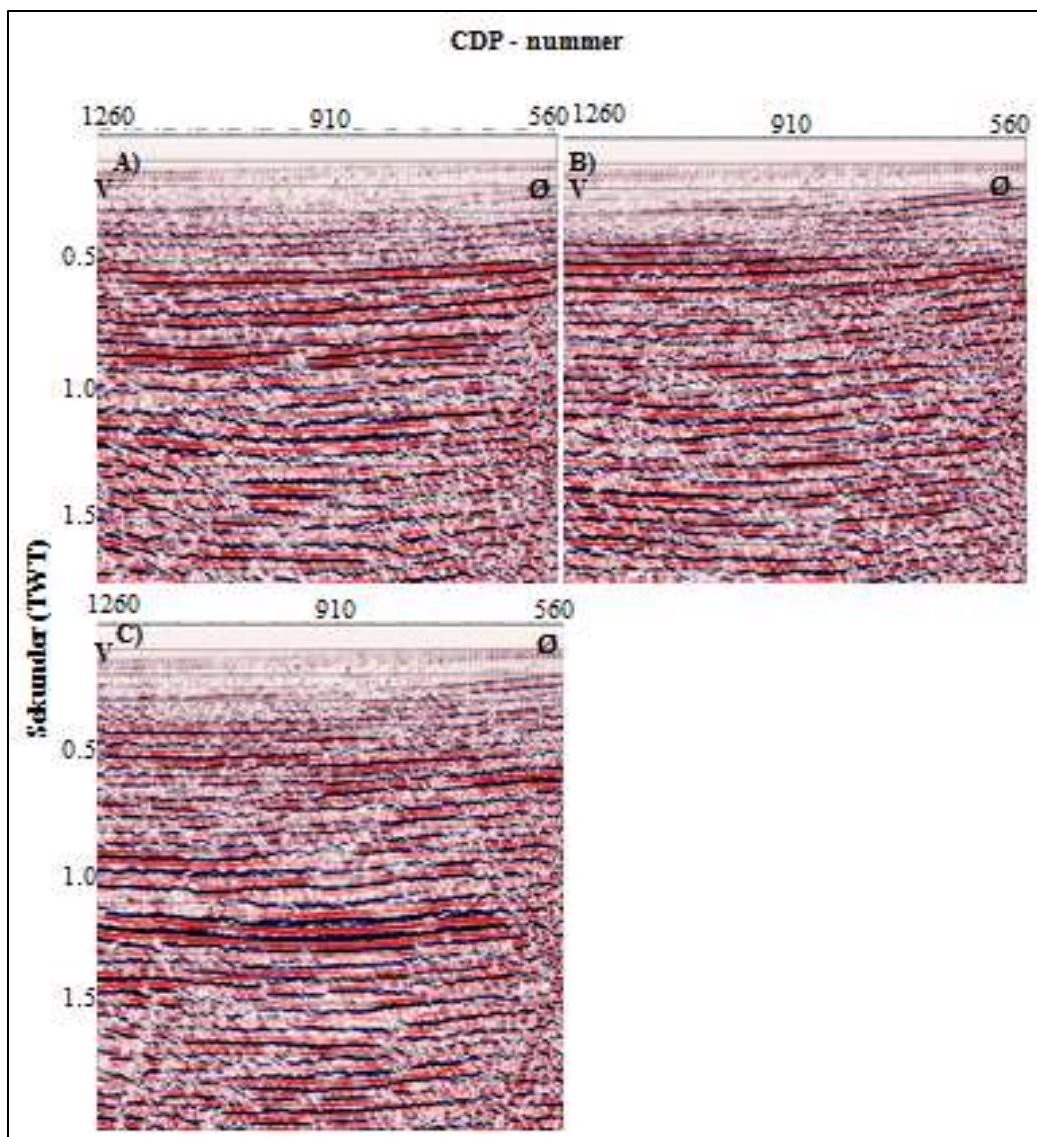
hvit støy for å stabilisere det inverse filteret. Dess mer støy som påføres trasene dess dårligere effekt får dekonvolvingen, men er nødvendig for å unngå å dividere med nullverdier. 0.5 % hvit støy ble her påført dataene. Siden dekonvolvingen gjør signalet smalere og øker båndbredden, ble et BP-filter med filtreringsvindu [15 – 25 Hz, 80 – 100Hz] benyttet. Før DECSC ble benyttet ble RECOV modulen påført dataene for å gjenopprette amplituden. Denne modulen ble også brukt etter filtreringsjobben. Figur 5-7 viser skuddsamlinger etter at de overnevnte prosessene er påført. Havbunnsmultiplene er nå tydelig dempet.



Figur 5-7: Skuddsamlinger som tilsvarer effekten av å dekonvolvare og filtrere dataene i underkapittel 5.2.2.

5.2.3 Hastighetsanalyse

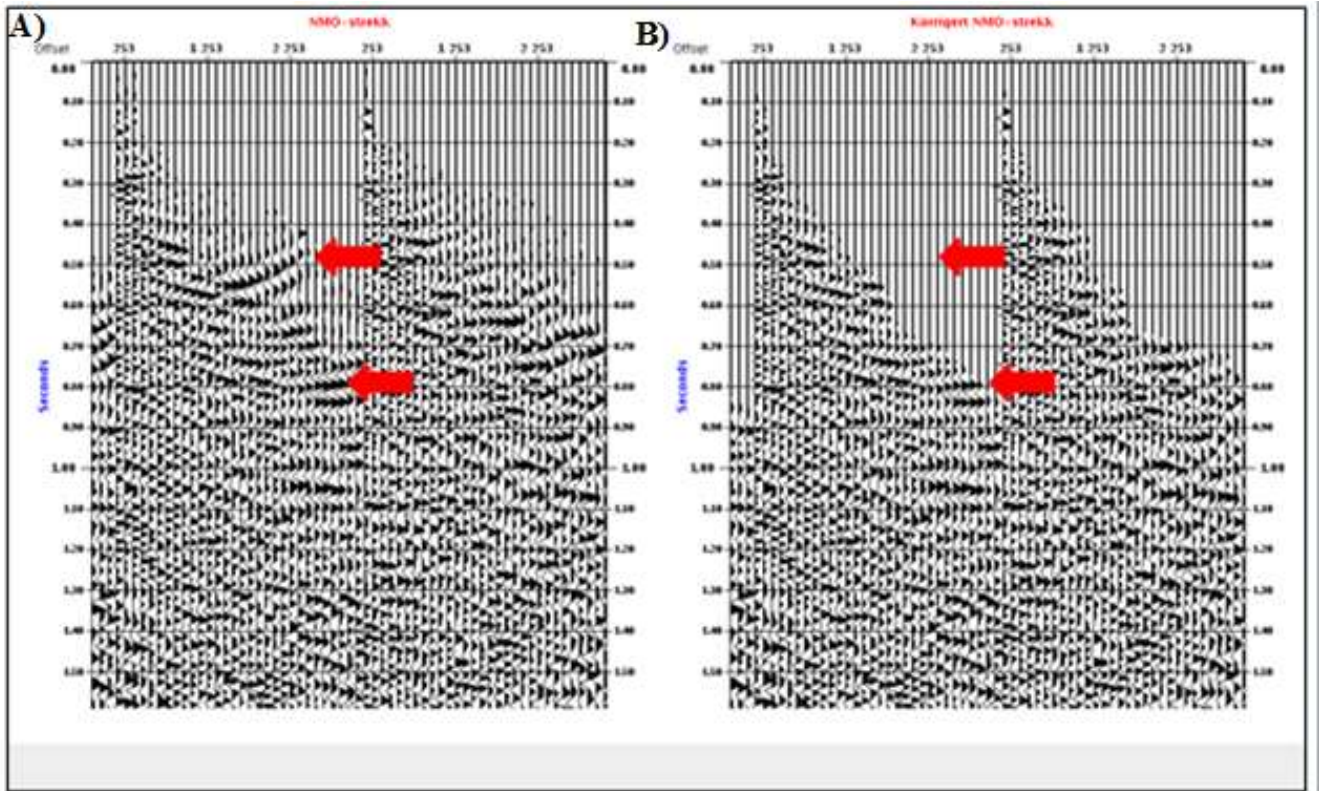
En individuell hastighetsanalyse for hver linje er gjennomført i Chronovista. Hastigheter er plukket for hver 160 CDP og interpolert mellom disse. Hastighetsanalysen ble utført flere ganger for å få refleksjonene til å tre frem så tydelig så mulig. Ved å bruke ulik skalering på stakker, +/-10 prosent av opprinnelig plukket hastigheter, oppnås en indikasjon på hvilke hastigheter som passer best. Endelig resultat som ble brukt var uten hastighetsskalering, da denne gav best resultat (Figur 5-8).



Figur 5-8: Viser ulik hastighetsskalering: A) +10 B) -10 og C) uten hastighetsskalering.

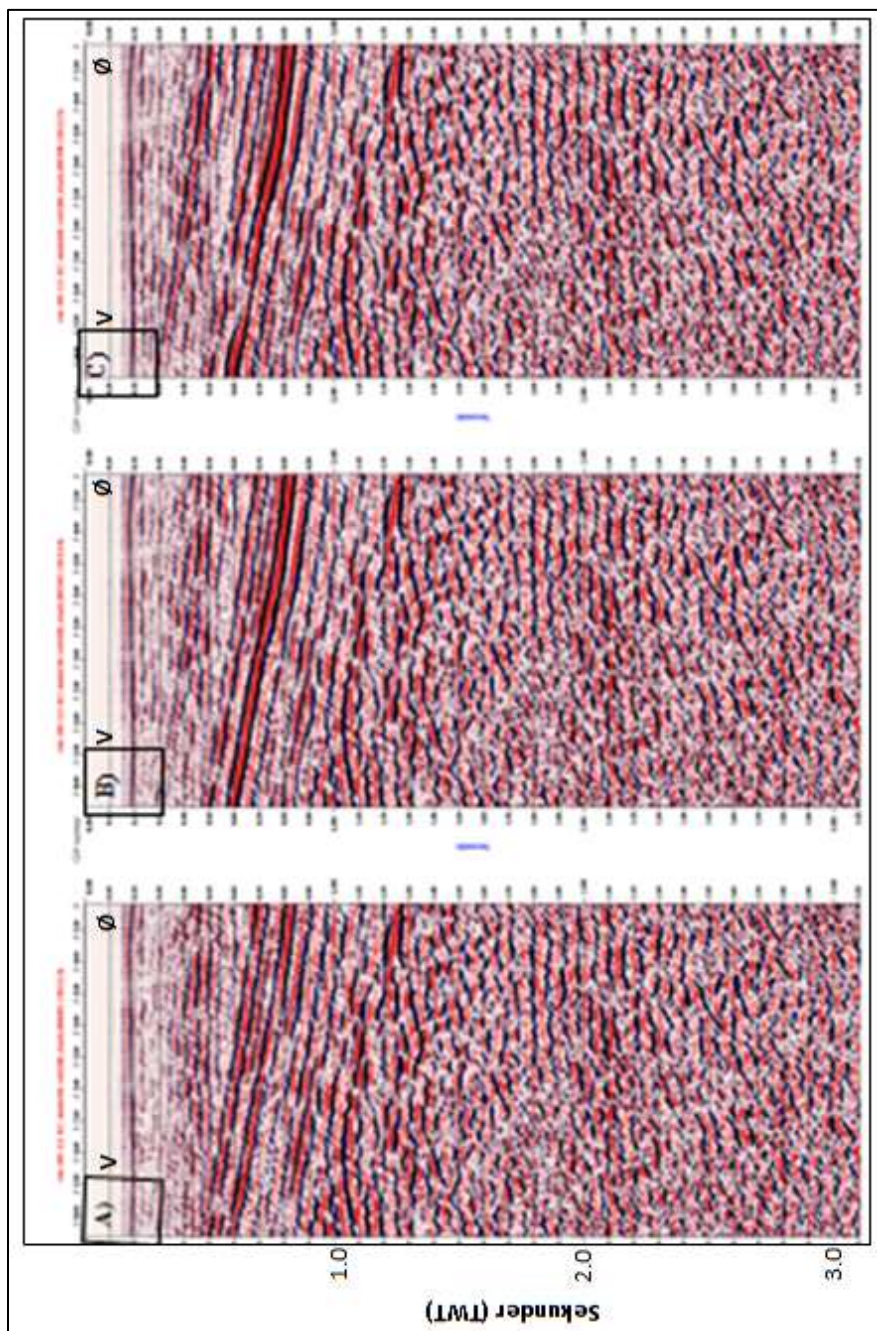
5.2.4 Migrasjon

Før migrasjonen ble utført ble NMO-korreksjon på det nye hastighetsbiblioteket gjennomført ved bruk av modulen FANMO. NMO-korreksjonen førte til at trasene ble strukket, derfor ble de ødelagte trasene fjernet ved muting definert ut fra innfallende vinkel (Figur 5-9). Mutingen ble utført ved hjelp av modulen MUTAN. Bruk av forskjellig vinkel ble utprøvd. Best resultat kom fram ved å bruke en mute vinkel på 50 grader (Figur 5-10). For å fjerne støytbrudd nær havbunnen ble modulen MUTES påført. De første 100 ms ble mutet vekk slik at disse støytbruddene ble fjernet. Etter mutingen ble reversert NMO påført dataene.



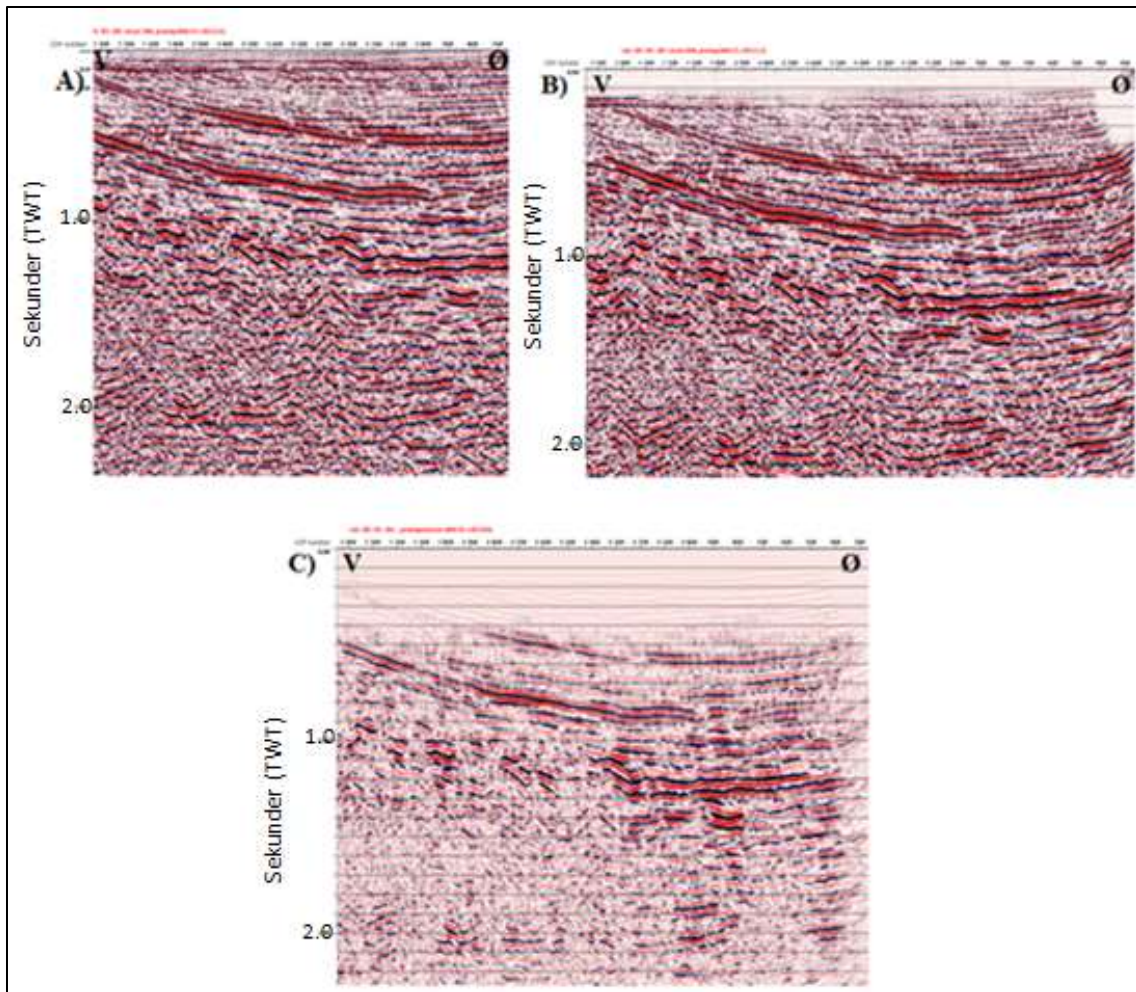
Figur 5-9: Viser A) uten korleksjon for NMO-strekk og B) korrigert NMO-strekk ved muting. Røde piler markerer hvor NMO-strekken er tydeligst på figuren (A) og hvor den er fjernet (B).

Modulen TIKIM ble brukt til selve migreringen. Denne modulen benytter Kirchhoff pre-stakk tidsmigrasjon og er en trase for trase migrasjon. Outputen behandles som toppen av en diffraksjonskurve og bølgesporing benyttes for å ta hensyn til ikke-hyperbolsk moveout. Siden lagene i vest dipper 90 grader ved Akseløya ble ulike verdier på maksimum helning (DIPLIM) etter migrering [25 – 65] utprøvd. Dette for å prøve å bedre avbildningen i vest, men økende diplim verdier førte til dårligere kvalitet på refleksjoner med moderat helning. En verdi på 35 grader gav best resultat og ble derfor benyttet.



Figur 5-10: A) mute 40 B) mute 50 og C) mute 60 på linje 13.

Et tidsvarierende båndpassfilter ble brukt for å fjerne støy og tilslutt ble RECOV påført dataene for å få en AGC effekt på stakkene. Uten, halvering og dobling av defaultverdiene for vindu og operatørlengde i RECOV ble utprøvd (Figur 5-11A-C). Ved halvering (200) av verdiene trer både havbunnen og øvrige reflektorer tydeligere frem (Figur 5-11A). En dobling av verdiene førte til dårligere bilde av havbunnen og de øverste reflektorene (Figur 5-11B). Uten RECOV ble havbunnen og de øverste reflektorene veldig svake (Figur 5-11C). En halvering av defaultverdiene er derfor benyttet.



Figur 5-11: A) Recov 200 B) Recov 400 og C) uten Recov på linje 5. Vertikalakse er toveisreisetid i sekunder og horisontalakse er CDP- nummer.

5.3.5 Konvertering til SEG-Y-format og definering av UTM-koordinater

De ferdig prosesserte dataene ble transformert over til SEG-Y-format slik at de kunne benyttes i det videre arbeidet med å tolke profilene. Transformeringen over til SEG-Y-format ble utført ved hjelp av ulike moduler i Xjob. Appendiks A viser de ferdig prosesserte stakkene for linjene fra 2012 og 2013.

6. TOLKNING

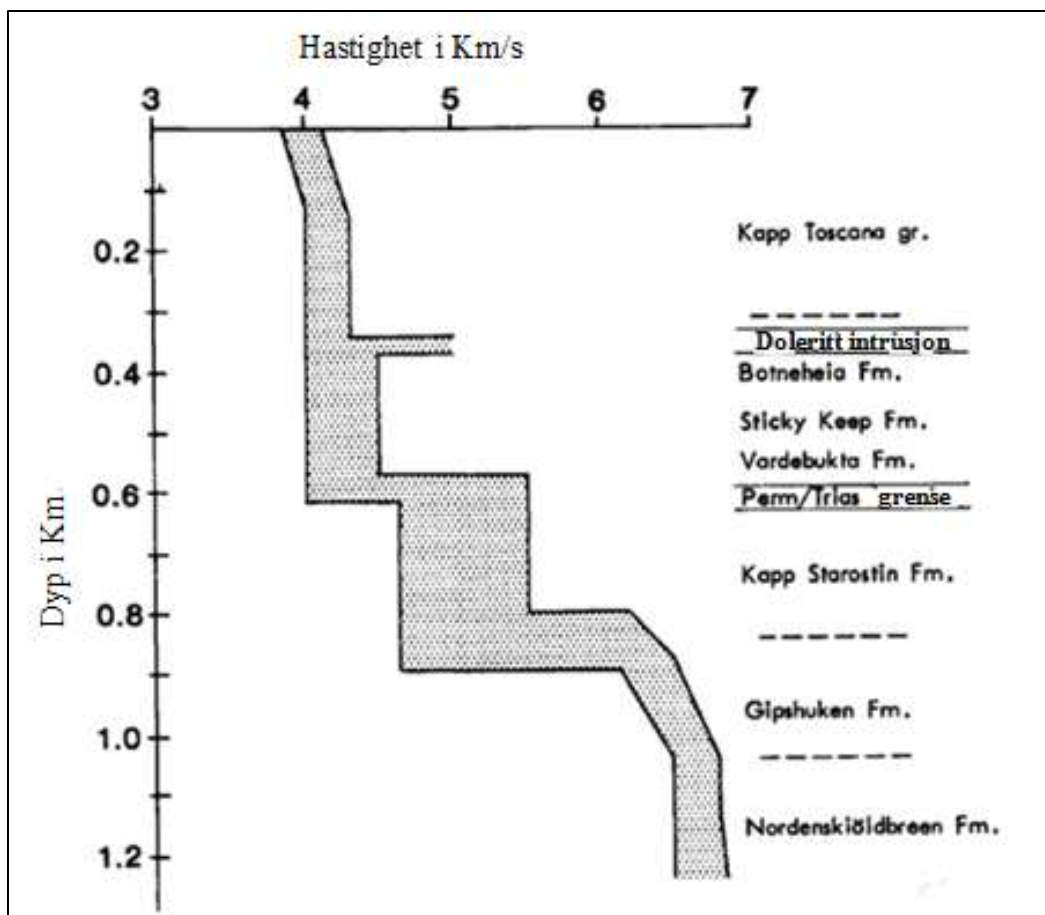
De ulike prosesserte linjene i denne oppgaven er tolket ved bruk av Petrel 2013. Kapittelet beskriver hvordan tolkningen er utført og hvilke tekniske problemer som har oppstått. De mest fremtredende horisonter, strukturer og forkastninger er grovtolket for å kunne sammenlikne med tidligere publiserte studier. Linje 13 er utvalgt som hovedlinje, da denne har god seismisk oppløsning og dermed viser de fleste horisonter og strukturer på en god måte. I appendiks B finnes tolkede profiler.

6.1 Kilder benyttet til korrelering

De tolkede profilene er korrelert med ulike studier fra området. Spesielt tidligere beskrivelser av seismisk karakter, tykkelse og dyp er benyttet. De tidligere studiene som er benyttet til korrelasjonen er listet opp nedenfor.

- Eiken (1985): Seismisk tolkning av post-kaledonsk strata på Svalbard. Spesielt er tolkningen av en 2D -linje fra Van Mijenfjorden og et hastighet- vs dyp-plott fra Agardhdalen vektlagt og benyttet til korrelasjonen.
- Bergh et al. (1997) og Braathen et al. (1995): Resultater fra studier på vestre Spitsbergen.
- Eiken and Austegard (1994): Seismic Atlas of Western Svalbard. Oversikt over flere seismiske linjer samt beskrivelser av ulike lagpakker i studieområdet.
- Blinova et al. (2012): Strukturelle trender i folde- og skyvebeltet i Isfjorden (nord for Van Mijenfjorden) basert på marinseismiske data. Tolkning av duplexstrukturer er spesielt vektlagt.
- Strømme (2010): Prosessering og tolkning av seismiske data fra Van Mijenfjorden.
- Nøttvedt (1994): Post-kaledonske sedimenter på Spitsbergen.

Resultater fra tidligere publikasjoner, spesielt fra en sonarbøymåling fra Van Mijenfjorden utført av Universitetet i Bergen (1981), og egne resultater fra prosesseringen, viser at hastigheten øker med dypet (Eiken, 1985, Eiken and Austegard, 1994). De tolkede horisontene er derfor i denne oppgaven tolket på positive traseutslag, det vil si en økning i akustisk impedans. Figur 6-1 viser en estimering av mulige hastighetsdistribusjoner og en geologisk korrelering (Eiken, 1985). Målingene viser at ved økende dyp øker refraksjonshastigheten fra ca 1500 m/s i vannlaget, 4500 m/s i havbunnen og 6000 m/s ved ca 1.45 s to-veis-tid.



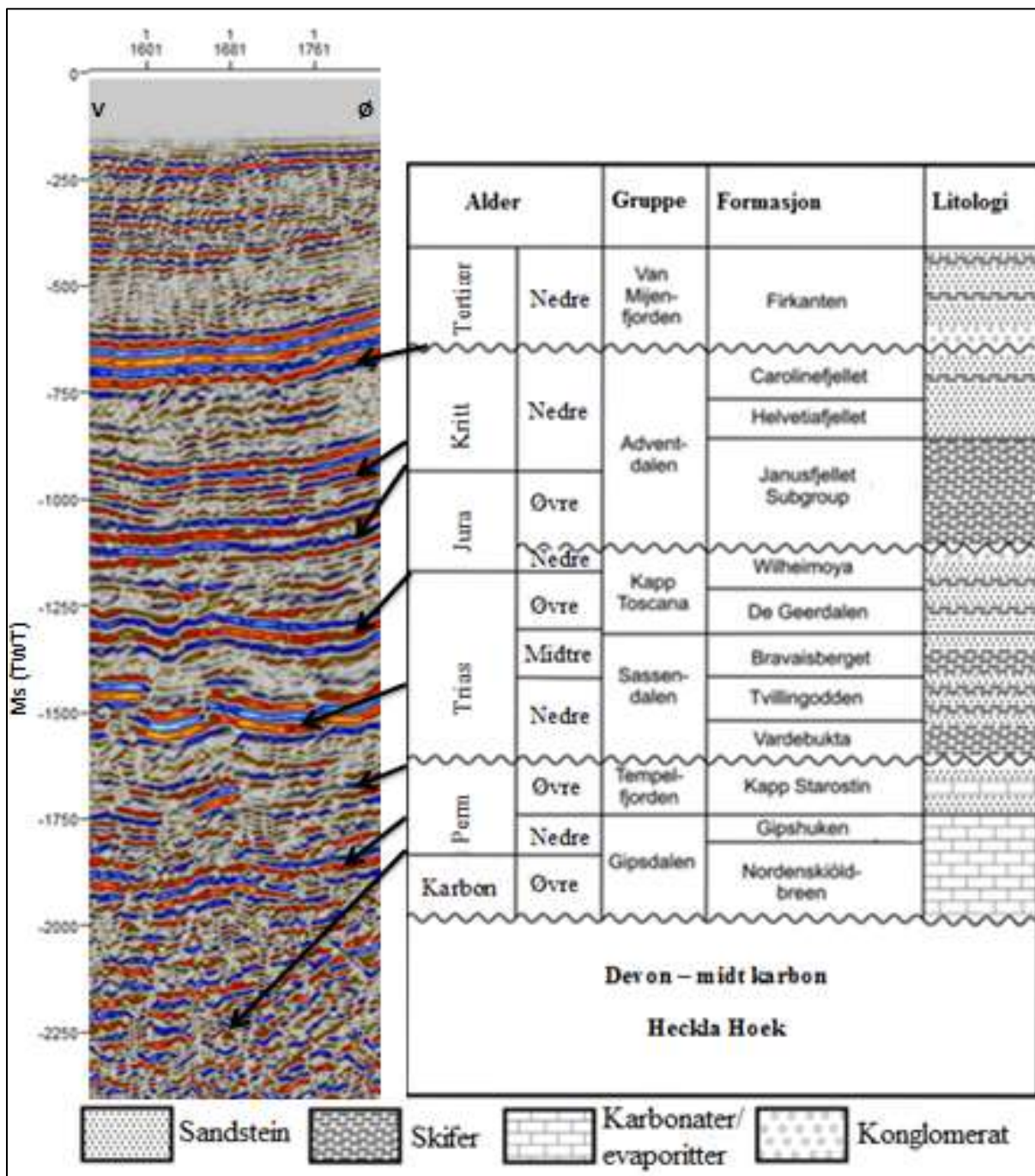
Figur 6-1: Mulig hastighet- vs dybdistribusjon fra landseismikk i Agardhdalen. Til høyre er den geologiske tolkningen til hastighetsmodellen. Noe modifisert fra Eiken (1985).

6.2 Seismostratigrafisk rammeverk

Basert på kildene beskrevet i kapittel 6.1 er et seismostratigrafisk rammeverk definert. Dette delkapittelet gir en kort beskrivelse av lagpakkene og de geologiske strukturene som preger disse og som dermed er brukt som utgangspunkt for tolkningen. Figur 6-2 viser et korrelasjonsdiagram over seismiske signaturer og stratigrafiske enheter.

Heckla Hoek og devonsk strata skiller fra yngre overliggende strata (karbon til tertiær) av en relativt sterk og kontinuerlig inkonformitet. Inkonformiteten skiller kontinuerlige og parallelle reflektorer fra karbon til tertiær fra de eldre underliggende mer kaotiske reflektorene (Nøttvedt, 1994). Refleksjonene til karbon og perm karakteriseres av kontinuerlig men og lokalt bølgete signatur og har en svak helning mot sørvest. Grensen mellom trias og perm vises som en sterk refleksjon på grunn av stor forskjell i akustisk impedans som en følge av overgangen fra overliggende skifer i trias og underliggende karbonater i perm (Nøttvedt, 1994). Både perm og trias er best avbildet i øst. Overgangen mellom høyhastighets sandsteiner i Kapp Toscanagruppen og overliggende skifre i Janusfjellet-subgruppe gir en stor

forskjell i akustisk impedans og er tolket som topp trias. Over Janusfjellet-subgruppe finnes flere vekslende sandstein- og skiferlag i Adventdalengruppen (Nøttvedt, 1994). Disse genererer flere sterke refleksjoner og tilhører kritt. Tertiær inneholder flere sterke kontinuerlige refleksjoner som er alternerende lag mellom skifer- og sandstein-enheter (Nøttvedt, 1994). Nedre tertiær er derfor tolket som den nederste av disse sterke refleksjonene.



Figur 6-2: Korrelasjonsdiagram over seismiske og stratigrafiske enheter. Utsnittet av seismikken er hentet fra den dypeste delen av Sentralbassenget på linje 13. Vertikalakse er gitt i ms (tw). Stratigrafisk søyle er modifisert fra Nøttvedt (1994).

6.3 Datakvalitet

Kvaliteten på seismikken avhenger av flere faktorer. Studieområdet domineres av unormalt hard havbunn og grunt havdyp. Mye av energien vil derfor reflekteres i overgangen mellom vannlaget og havbunnen. Dette fører til at mindre mengder med energi vil trenge nedover i lagene og avbilde dypere strukturer. Flere lagpakker nedover i dypet absorberer også mye av energien, spesielt en dolerittintrusjon i trias, og fører til dårligere avbildning av dypere lag.

Den grunne vanndybden fører til at det blir korte perioder mellom havbunnsmultiplene. Disse multiplene vil dermed maskere øvrige reflektorer og påvirker avbildningen. De fleste av multiplene ble fjernet under prosesseringen, men de metodene som da ble tatt i bruk førte til dårligere avbildning av havbunnen og de grunneste reflektorene. Prosesseringsarbeidet fjernet ikke alle multiplene. Noen multipler er fremdeles synlig i vest på de nordligste profilene. Dette kommer sannsynligvis av høyere havbunnshastighet i dette området. Deler av en multippel er også synlig i den vestlige delen av synklinalen. Trolig maskerer ikke disse multippelrefleksjonene noe av de reelle ankomstene.

De ulike profilene inneholdt mye støy over havbunnen som trolig ble generert av prosesseringsarbeidet. Denne støyen absorberer mye av energien og førte til dårligere avbildning nedover. Derfor ble de første 100 millisekundene fjernet på profilene.

Begynnelsen og slutten av hver linje inneholder mye støy. Denne støyen er ikke mutet bort i prosesseringen. Støyen i ytterkantene fører til «artifacts», det vil si avbildninger som ikke representerer reelle geologiske strukturer. «Swipes», konkave parallelle refleksjoner som dannes av migreringsprosessen, finnes i begynnelsen og slutten av hver linje. Disse kan være dominerende på noen profiler og vil dermed være en utfordring under tolkningen.

Innsamlingsretningen kan også være med på å påvirke avbildningen. Linjene er ikke skutt i rekkefølge og innsamlingsretningen varierer fra øst og vest. Dette er for å få en mest mulig tidseffektiv innsamling. Strukturer som avbildes kan på grunn av ulik innsamlingsretning få ulike tilsynelatende dip. I denne oppgaven er ikke denne effekten fremtredende.

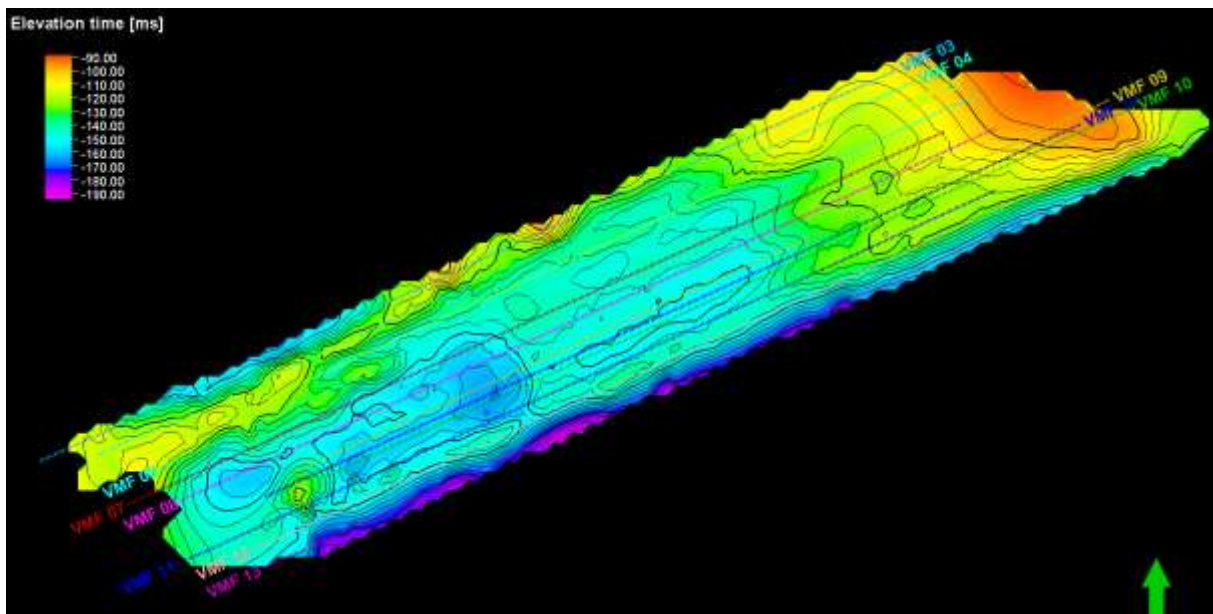
6.4 Estimering av tykkelse og dip

Estimering av tykkelse til de forskjellige enhetene er funnet ved å dra en vertikal akse gjennom det dypeste punktet i bassenget eller ved å studere isopakkart basert på horisontene som er tolket i Petrel. Ved å studere horisontal- og vertikalakse i Petrel finnes henholdsvis avstand og tid. Helningen til de ulike enhetene er basert på trigonometriske målinger.

Gjennomsnittshastigheter på 1500 m/s i vannlaget, 4500 m/s i tertiære lag og 5000 m/s for underliggende lag er benyttet for å finne tykkelsen i meter til enhetene. Målingene er gitt i enten sekunder eller millisekunder toveisgangtid. Siden målingene er grove beregninger inneholder de en viss feilmargin. Hastighetene som er benyttet stemmer godt overens med tidligere studier som for eksempel Eiken and Austegard (1994) og med hastighetsanalyser utført under prosesseringen.

6.5 Havbunn

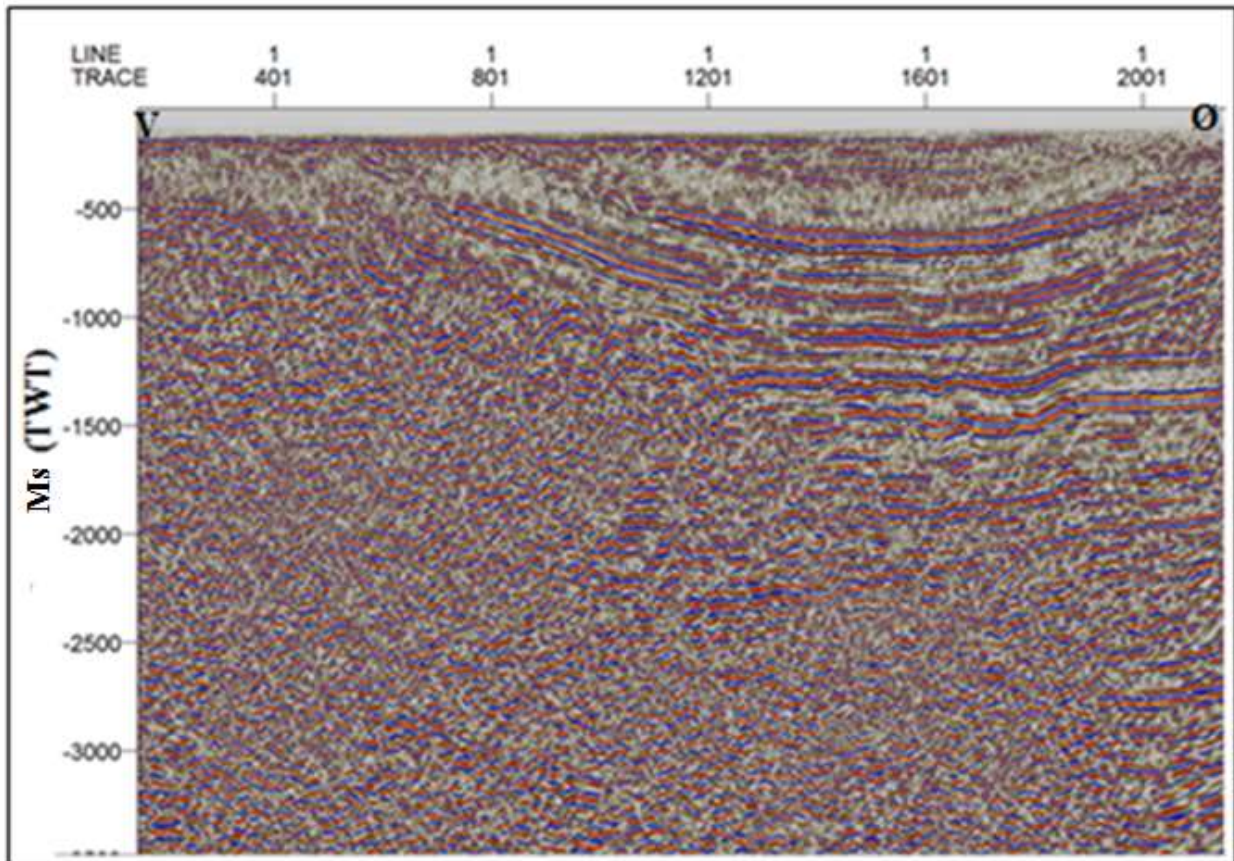
Havbunnen representerer en oppgang i akustisk impedans og er tolket konsekvent på første refleksjonshendelse på profilene. Amplituden og kontinuiteten kan variere noe mellom linjene. Havbunnen er for det meste jevn og med en svak helning mot vest. Det grunneste vanddypet befinner seg i øst med 110 ms (ca 82 m) og i sørvest er det dypeste vanddypet på ca 170 ms (130 m) (Figur 6-3). Siden havbunnen ikke følger strukturen til det tertiære bassenget tyder dette på at havbunnen er erodert ned i kvartær.



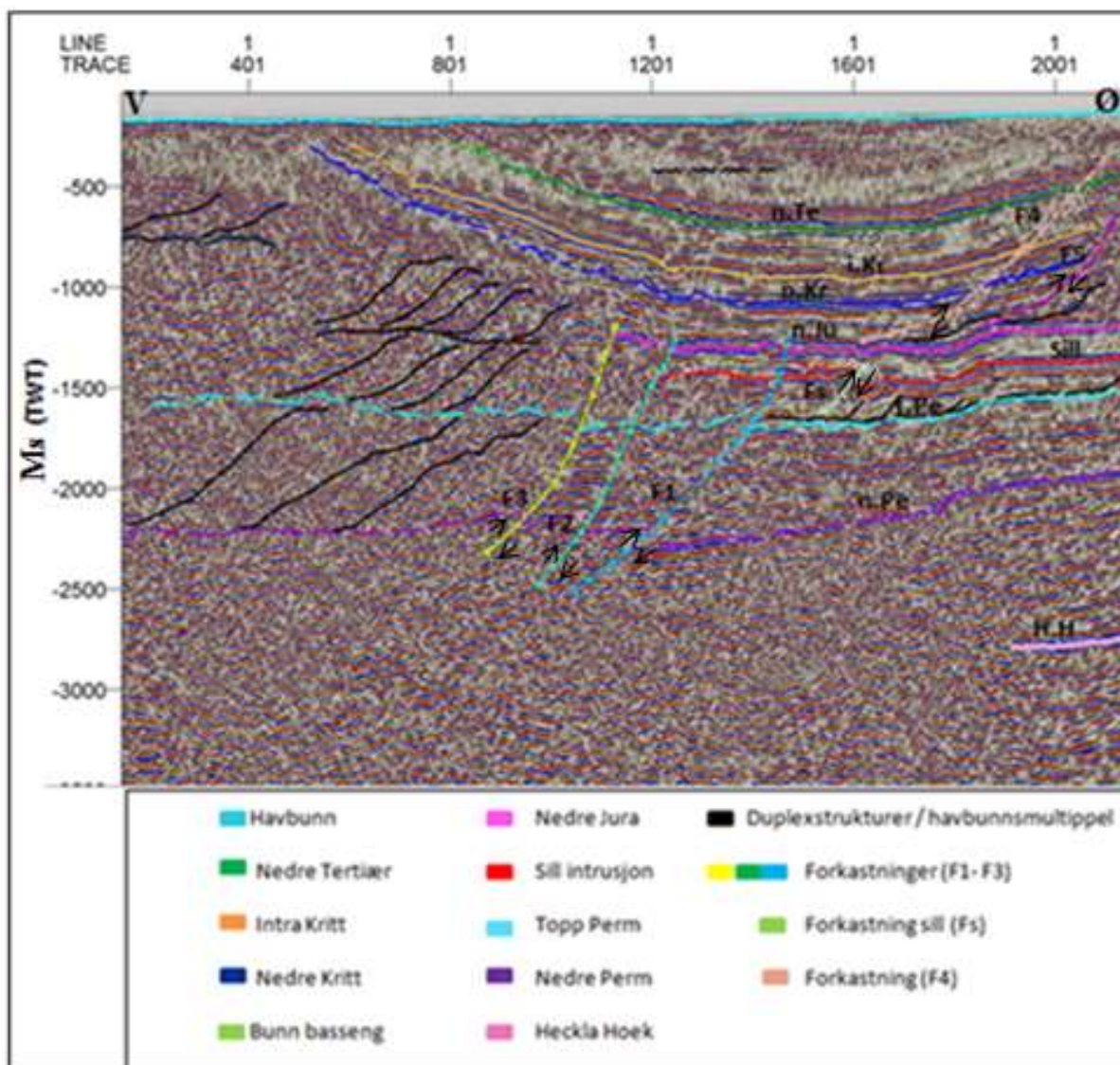
Figur 6-3: Overflatekart over havbunn med linjelokasjoner. Grønn pil markerer nord.

6.6 Tolkning av profil 13.

Dette underkapittelet beskriver tolkningen av profil 13 (Figur 6-4 og Figur 6-5) som befinner seg helt i ytterkanten av gridet lengst sør. Profil 13 er utvalgt på grunn av god datakvalitet og er representativt for de ulike strukturene og enhetene som er til stede på de fleste profilene.



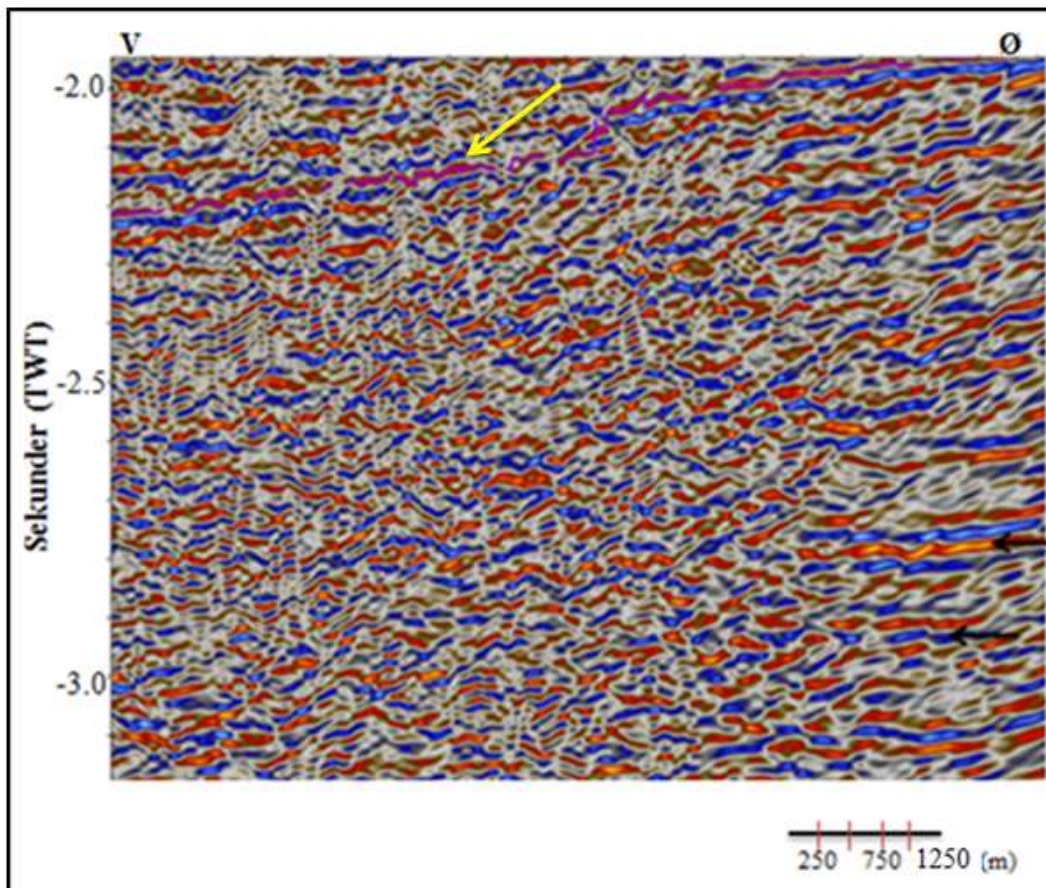
Figur 6-4: Utolket versjon av profil 13.



Figur 6-5: Profil 13 med tolkede horisonter og strukturer. Stiplet svart strek markerer havbunnsnett (n.Te = nedre tertiær, i.Kr = intra kritt, n.Kr = nedre kritt, n.Ju = nedre jura, t.Pe = topp perm, n.Pe = nedre perm, H.H = Heckla Hoek).

Enhet 1: Karbon og eldre

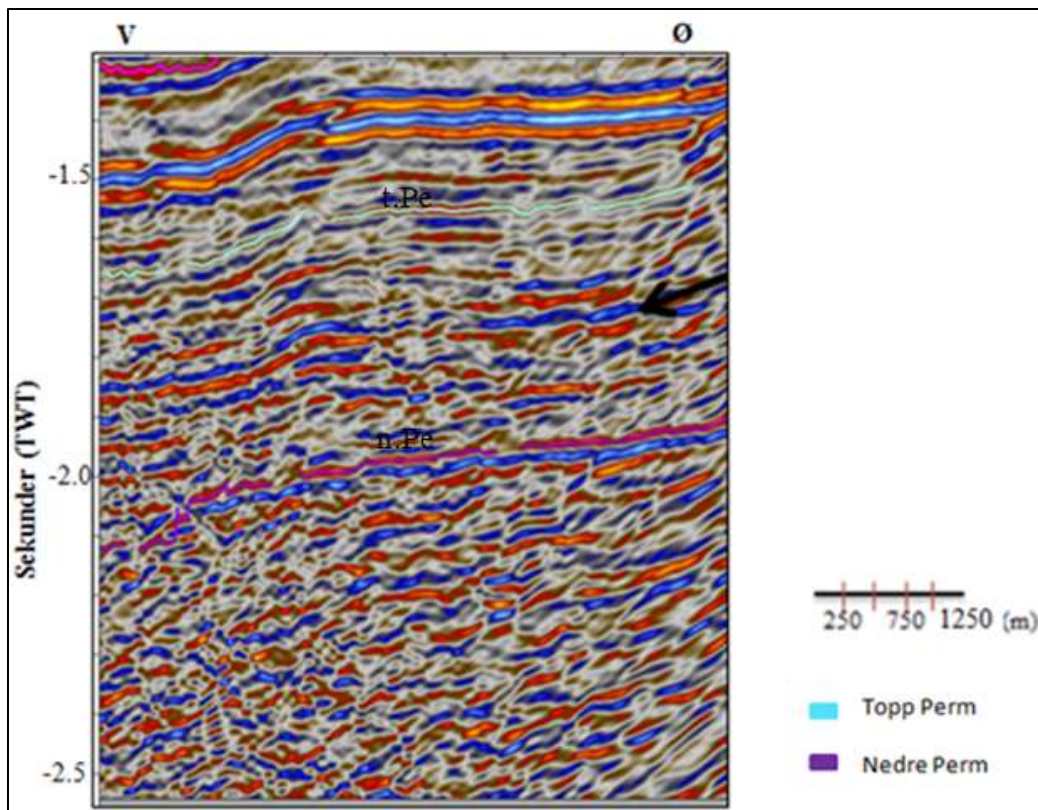
Lagpakker som befinner seg fra ca 2.3 s og nedover er tolket til å være fra karbon og eldre (Figur 6-5). Øvre karbon er definert ved nederste tolkede horisont som er nedre perm (Figur 6-5). Nedre perm er vanskelig å tolke på profilene lengst vest. Her har seismikken lav amplitude og kaotisk mønster. Nedre perm er derfor forbundet med stor usikkerhet og er stiplet inn basert på svake refleksjoner. Enheten er for det meste transparent, men har noen svake refleksjoner lengst øst og i midten av profilene (Figur 6-6). Disse svake refleksjonene representerer sannsynligvis bruddstykker av tidligere lagdelte bergarter.



Figur 6-6: Bilde viser et lite utsnitt av enhet 1 og er orientert øst-vest. Vi kan se noen refleksjoner, markert med svart pil, lengst øst på linjen. Nedre perm reflektor er markert med gul pil.

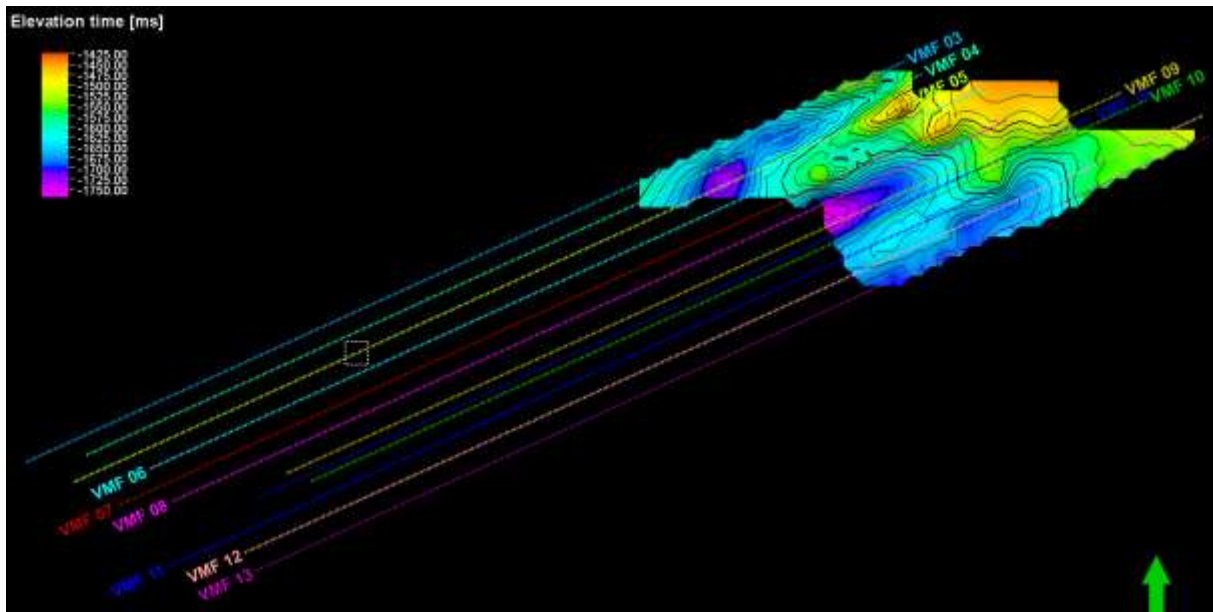
Enhet 2: Perm

Enhet 2 utgjør intervallet mellom nedre perm ved ca 2.3 s og øvre perm ved ca 1.6 s. Topp perm er forbundet med overgangen mellom skifer i Sassendalengruppen og karbonater i Kapp Starostinformasjonen. Enheten har varierende amplitudemønstre med noen lett foldete og parallelle refleksjoner (Figur 6-7).

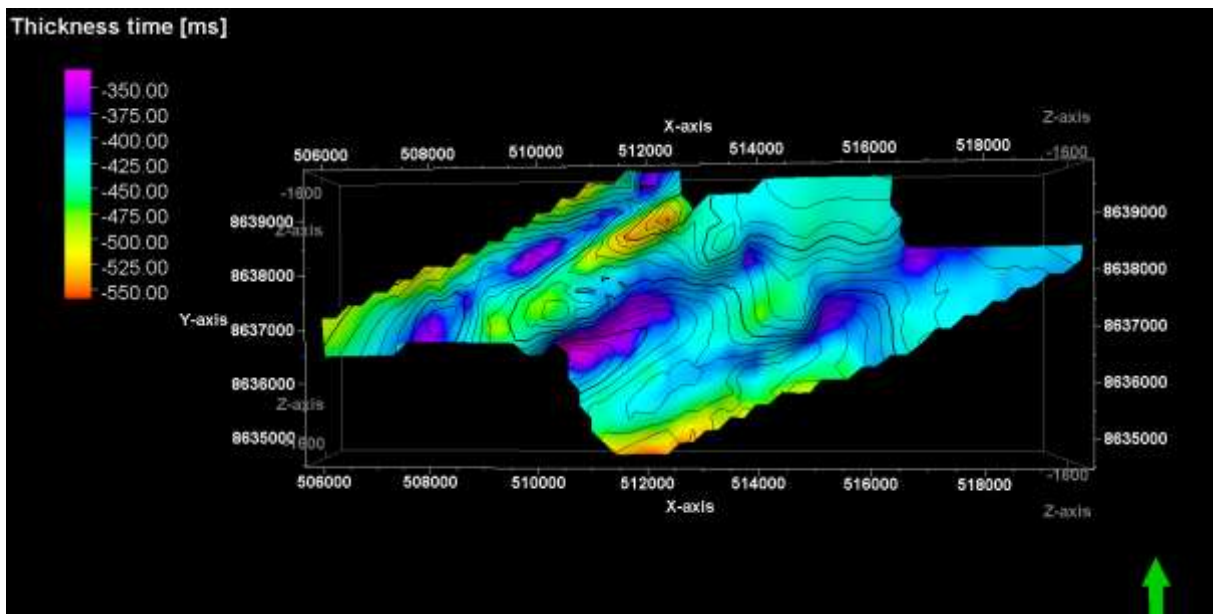


Figur 6-7: Lilla horisont markerer nedre perm (n.Pe) og lysgrønn horisont markerer topp perm (t.Pe). Svart pil er tolket til å være en refleksjon fra et høyhastighetslag i øvre del av Kapp Starostinformasjonen.

I vest er det vanskelig å tolke øvre og nedre grense da området er sterkt deformert og preget av kaotisk seismisk mønster. Tolkningen i vest av bunn og topp perm er derfor stiplet inn og forbundet med stor usikkerhet. De stiplede områdene er ikke tatt med i isopakk- og isokronkart beregningene. En relativt sterk refleksjon som følger topp perm parallelt er tolket til å være et høyhastighetslag innenfor Kapp Starostinformasjonen (Figur 6-7). Enheten heller mot vest, noe som vises på Figur 6-8, og har en økende tykkelse vestover (Figur 6-9). Tykkelsesøkningen vestover vises ikke så godt på Figur 6-9, siden den stiplede tolkningen ikke er tatt med i betraktningen. På profil 13 (Figur 6-5) er det lettere å se at tykkelsen til enheten perm øker vestover.



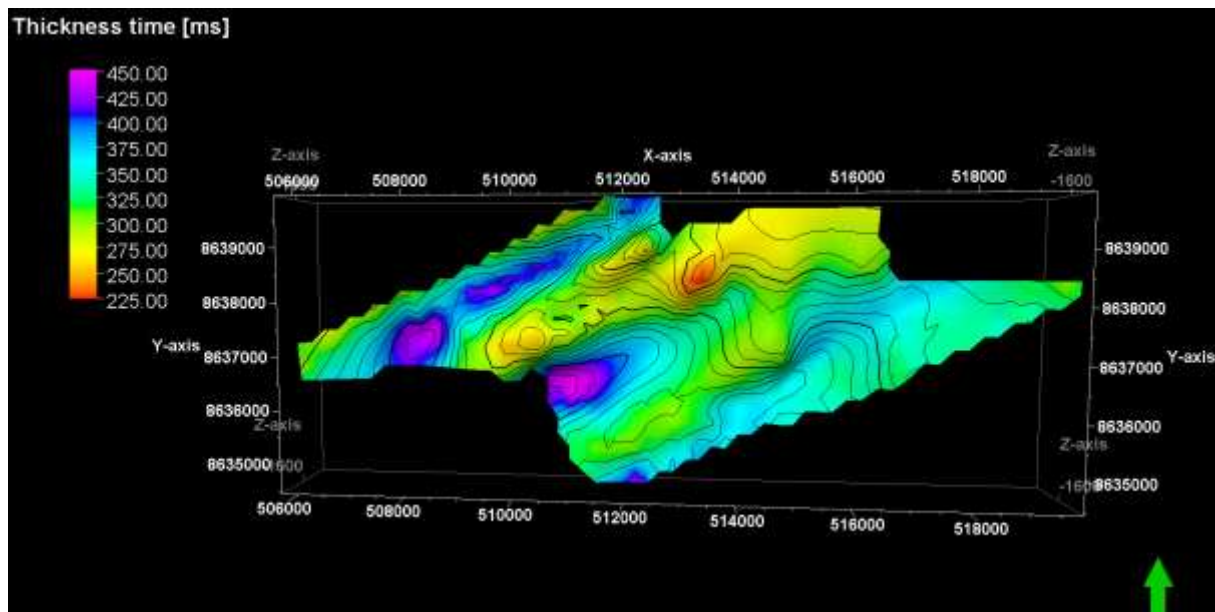
Figur 6-8: Isokronkart topp perm med linjelokasjon. Grønn pil markerer nord.



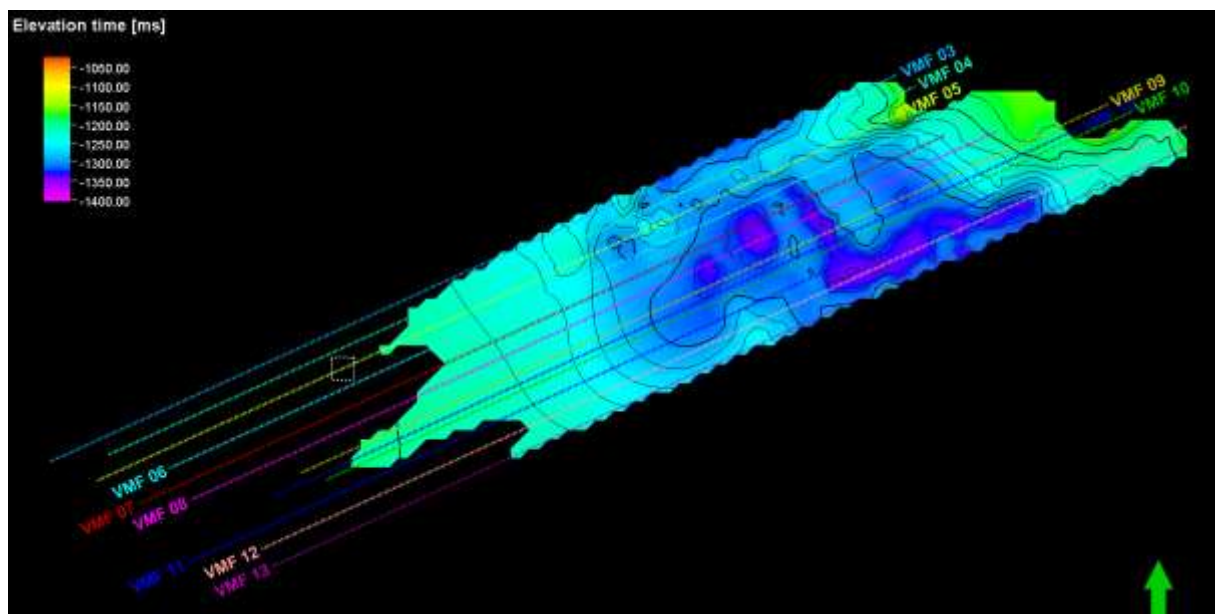
Figur 6-9: Isopakkart perm. Grønn pil markerer nord og horisontal- og vertikalakse er UTM-posisjoner.

Enhet 3: Trias

Enhet 3 er tolket til å være avsetninger fra trias. Trias er avgrenset av topp perm og nedre jura. I likhet med enhet 2 er ikke trias tolket i vest på grunn av manglende avbildning. Tykkelsen øker litt vestover (Figur 6-10) og overflaten (Figur 6-11) til enheten er stort sett jevn.



Figur 6-10: Isopakkart trias. Grønn pil markerer nord og horisontal og vertikalakse er UTM-posisjoner.



Figur 6-11: Isokronkart topp trias med linjelokasjoner. Grønn pil markerer nord.

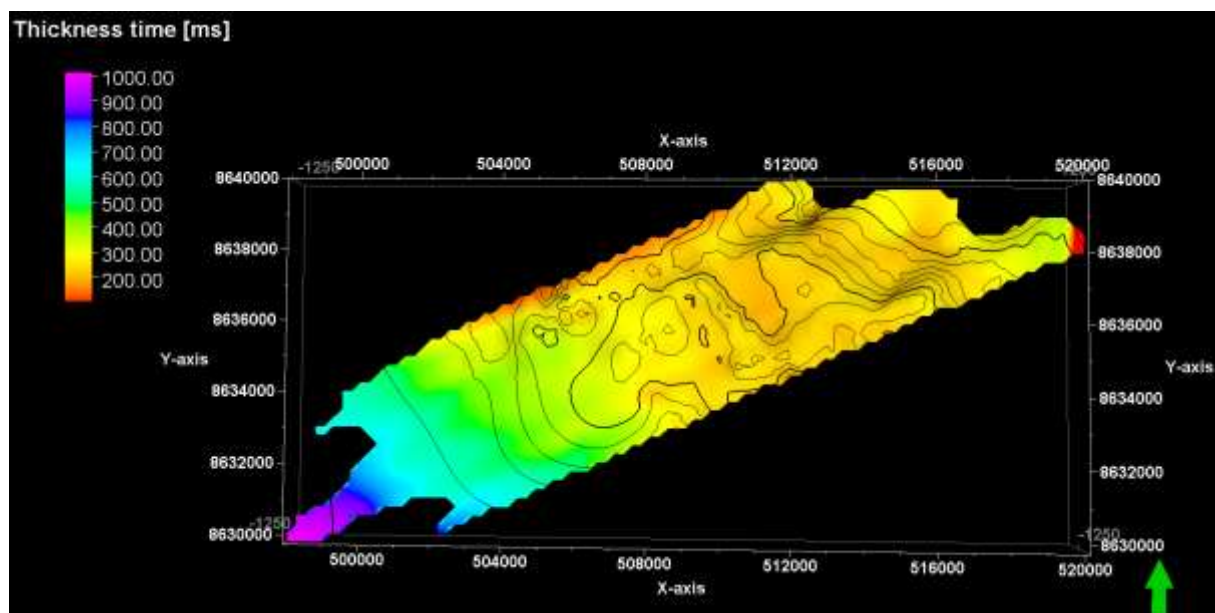
Nedre del av sekvensen i øst karakteriseres av svake og diskontinuerlige reflektorer. Disse er tolket til å være skiferlag i Sassendalgruppen. Noen småskala forkastninger er observert i nærheten av bunn trias.

Øvre del av sekvensen er i likhet med nedre del preget av parallelt lagdelte svake refleksjoner. Øvre del er også tolket til å tilhøre skiferlag i Sassendalgruppen med overliggende sandsteiner tilhørende Kapp Toscanagruppen nær nedre jura.

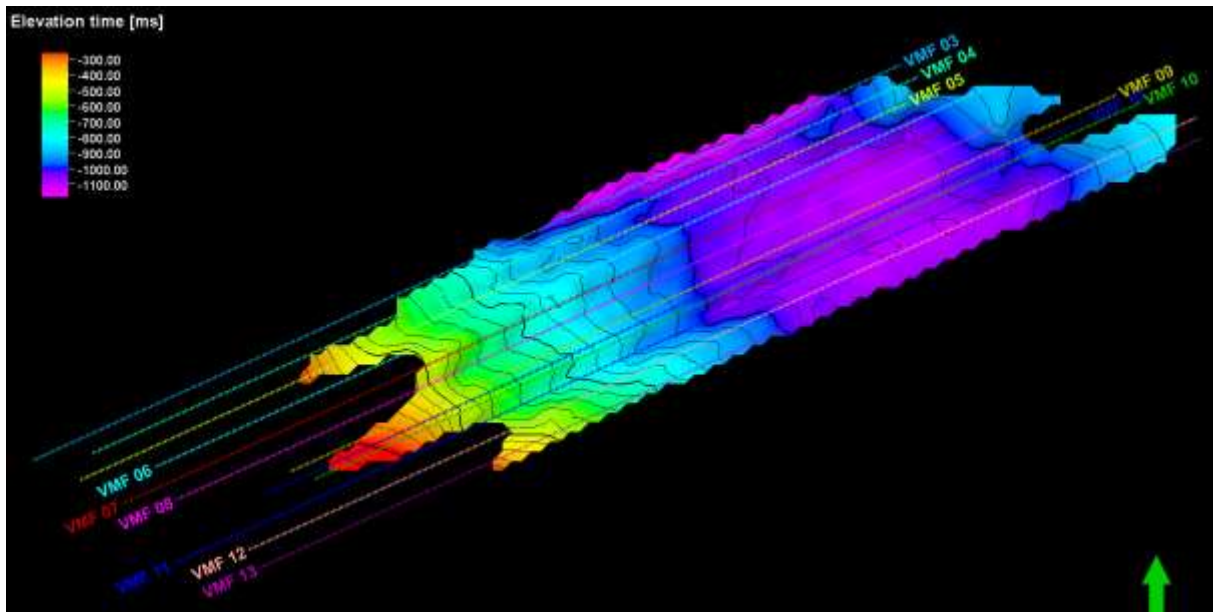
Midt i enheten finnes to refleksjoner med svært sterk amplitude (Figur 6-5). Disse ligger mellom ca 1.4 s og 2.0 s og følger lagdelingen parallelt. Reflektorene er tolket til å være topp og bunn av en dolerittintrusjon. Amplituden til reflektorene blir svakere nordover noe som tyder på at tykkelsen til sillen minker (Figur 6-18). En liten forkastning (Fs) går gjennom sillen i vest (Figur 6-5).

Enhet 4: Jura

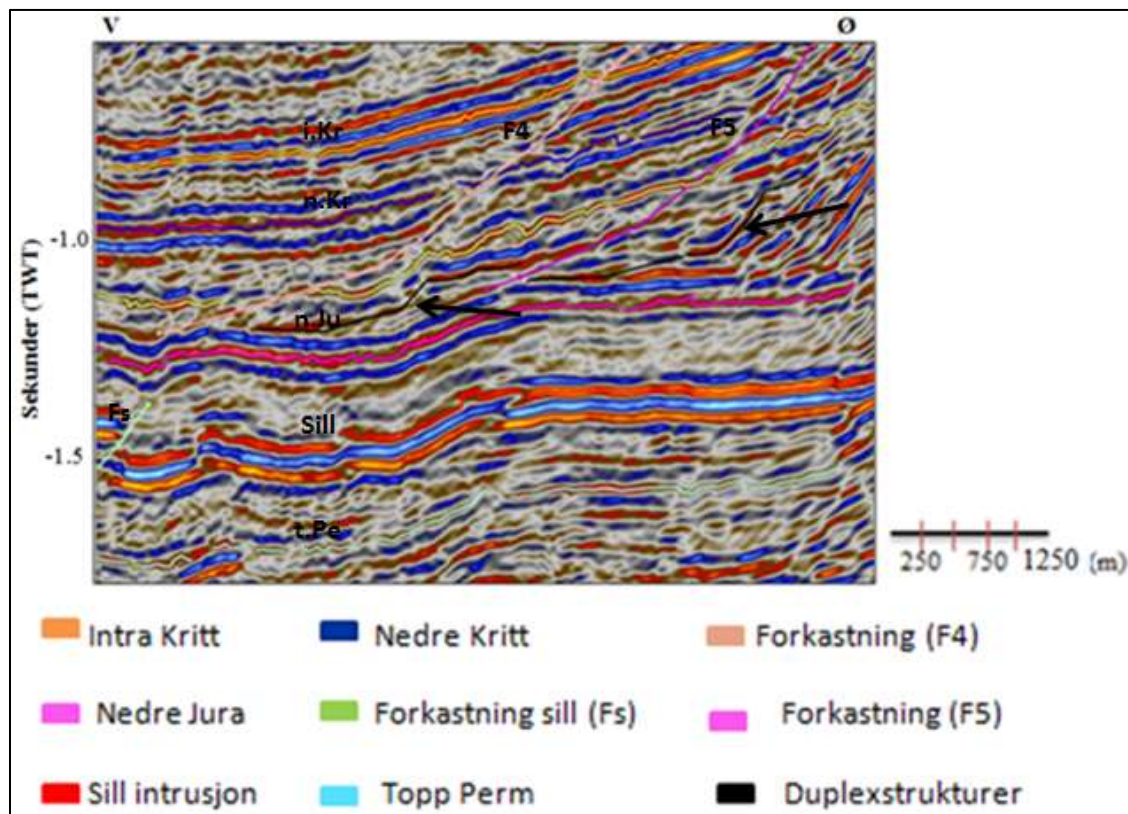
Denne enheten er tolket som avsetninger tilhørende jura. Enheten er avgrenset av nedre jura og nedre kritt (Figur 6-5). Enheten har en tykkelse på ca 200-300 ms (500-750 m) og blir gradvis tykkere opptil 500 ms (1250 m) mot vest (Figur 6-12). Overflaten til topp jura er forbundet med nedre kritt og vil derfor vises som en synklinal på isokronkartet (Figur 6-13). Enheten er generelt vanskelig å tolke vestover. Gjennom enheten går en reversforkastning (F1) som er med på å definere en grense mellom den deformerte og ikke deformerte sonen (Figur 6-5 og Figur 7-1). Nedre jura horisonten er vest for forkastning F1 stiplet inn, siden denne er basert på bruddstykker av refleksjoner. Øst for forkastning F1 er enheten karakterisert av parallell og kontinuerlig lagdeling. I øvre del av sekvensen i øst er det observert to reversforkastninger og noen mulige duplexstrukturer (Figur 6-14). Glideplanet til disse duplexstrukturene er tolket til å være et skiferlag i Janusfjelletformasjonen.



Figur 6-12: Isopakkart jura. Enheten blir gradvis tykkere vestover. Grønn pil markerer nord og horisontal- og vertikalakse er UTM-posisjoner.



Figur 6-13: Isokronkart for enheten jura med linjelokasjoner. Grønn pil markerer nord.

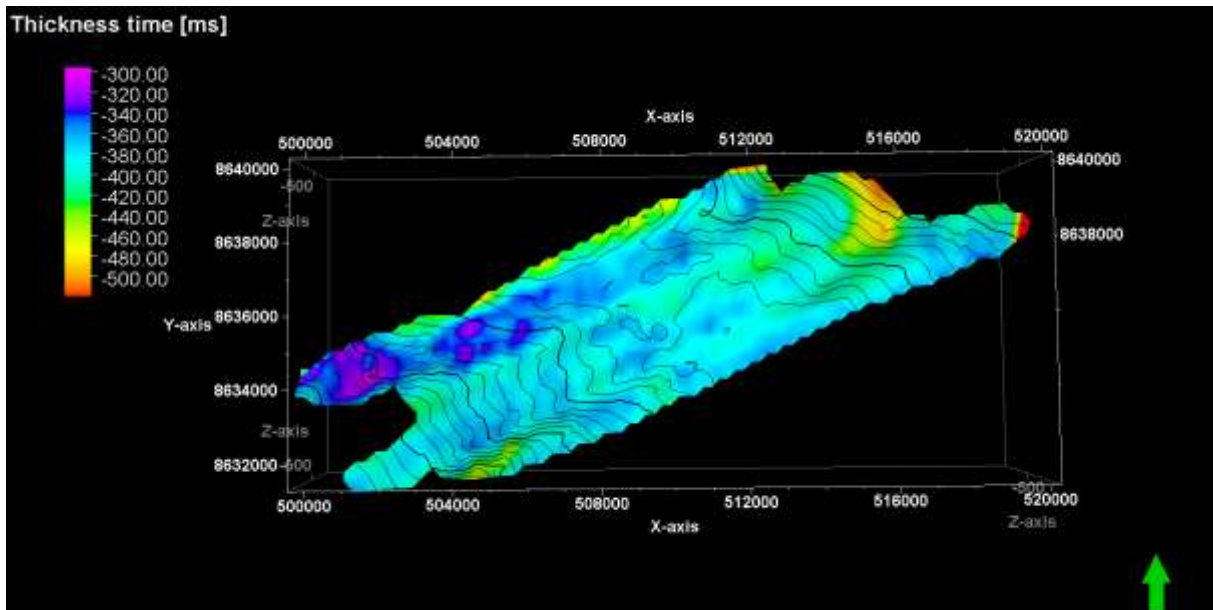


Figur 6-14: Blå horisont markerer nedre kritt (n.Kr) og rosa horisont markerer nedre jura (n.Ju). To forkastninger er markert med lyserosa (F4) og lilla farge (F5). Mulige duplexstrukturer er tolket inn med svart og markert med svarte piler (i.Kr = intra kritt, t.Pe = topp perm, Fs = forkastning sillintrusjon).

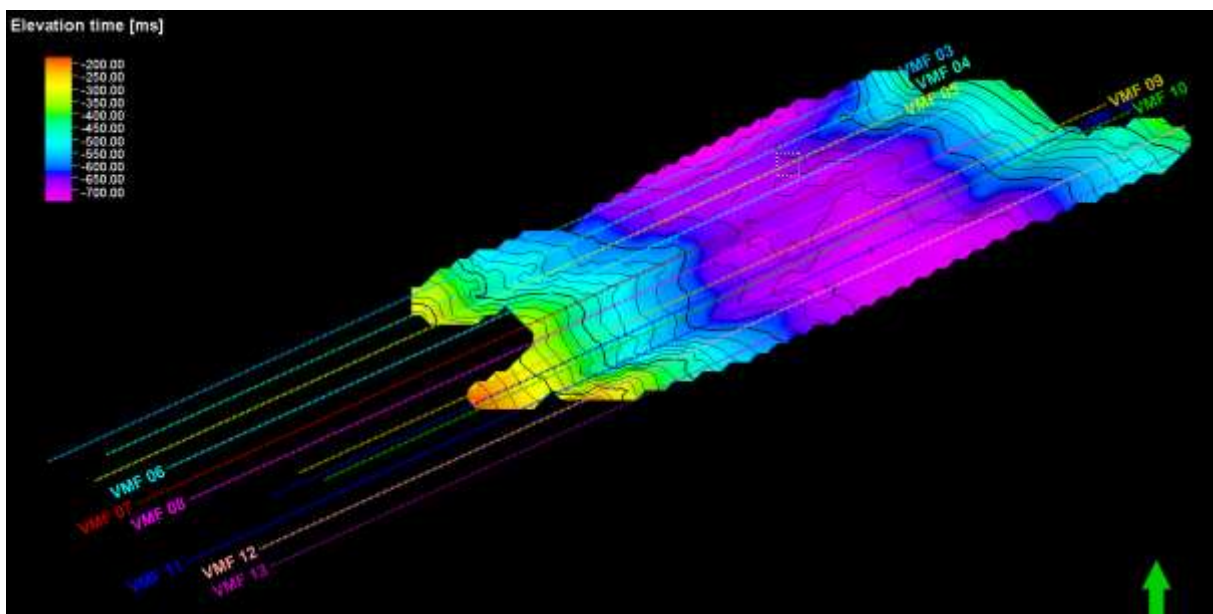
Enhet 5: Kritt

Enhet 5 er tolket til å være avsetninger fra kritt. Enheten er avgrenset av nedre kritt og nedre tertiær (Figur 6-5). Enheten har en jevn tykkelse på ca 360 ms (900 m) (Figur 6-15) og følger

sentralbassenget (Figur 6-16). Enheten er noe tykkere i øst, noe som kan komme av reversforkastningene helt øst i området. Forkastningene F4 og F5 (Figur 6-5 og Figur 6-14) kan følges fra nedre jura, definert tidligere som glideplan, og videre oppover gjennom intra kritt. Kritt enheten karakteriseres av parallell lagdeling med endrende amplitudestyrke på refleksjonene. Ovenfor nedre kritt ligger en sterkere refleksjon (intra Kritt ved ca 750 ms i bunn av bassenget) tolket til å være en sandsteinsenhet i Helvetiafjelleformasjonen som sannsynligvis representerer Festningenseksjonen.



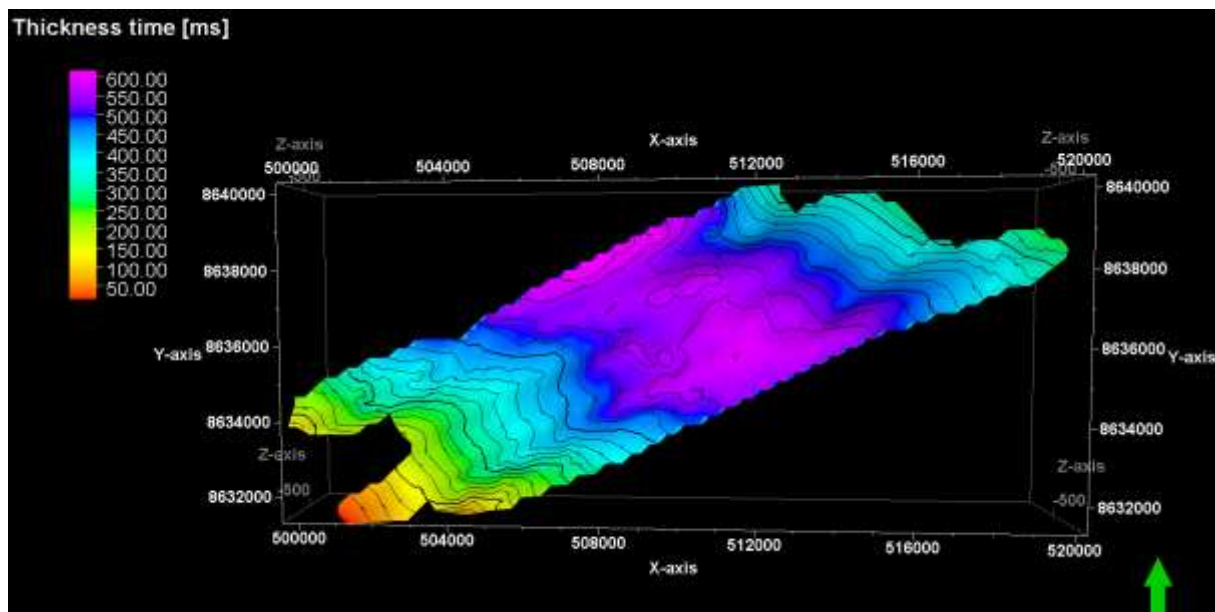
Figur 6-15: Isopakkart kritt. Grønn pil markerer nord og horisontal- og vertikalakse er UTM-posisjoner.



Figur 6-16: Isokronkart topp kritt med linjelokasjoner. Grønn pil markerer nord.

Enhet 6: Tertiær

Enhet 6 består av avsetninger fra tertiær alder. Reflektorene er parallelle, lagdelte og følger asymmetrien til Spitsbergen sentralbasseng. Avsetningene er antatt å tilhøre Van Mijenfjordengruppen. Nedre tertiær er valgt som den nederste av en rekke sterke reflektorer. Nedre tertiær ligger på ca 550 ms i midten av bassenget. Enheten har sterke reflektorer nederst. Dette kan være en uheldig effekt i forbindelse med ulike prosesseringsjobber. Den tertiære lagpakken har en maksimum tykkelse på ca 550 ms (1237m) (Figur 6-17). På noen av profilene er første havbunnsmultippel synlig i den tertiære lagpakken.



Figur 6-17: Isopakkart tertiær. Grønn pil markerer nord og horisontal- og vertikalakse er UTM-posisjoner.

Reversforkastninger og duplexstrukturer i vest

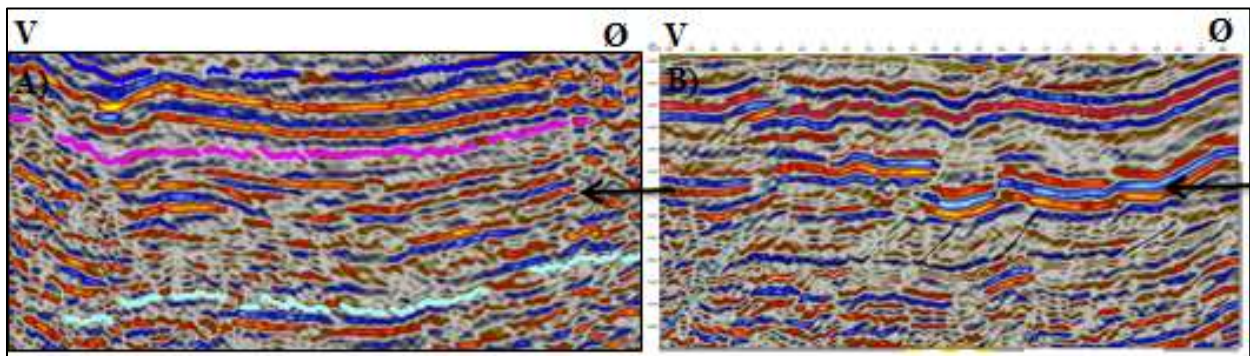
Studieområdet i vest er mye mer preget av sterk deformasjon forbundet med vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte i forhold til østlige områder i folde- og skyvebeltet. Seismikken i vest karakteriseres av et kaotisk mønster med bruddstykker av reflektorer. I vest er det observert tre reversforkastninger (F1-F3) og flere duplexstrukturer (Figur 6-5). Disse kan gjenkjennes på samtlige profiler. Enhetene fra perm til jura er ikke tolket i vest da horisontene er forbundet med stor usikkerhet. Enheten perm er stiplet inn basert på svake refleksjoner.

Normalforkastninger er ikke observert i studieområdet.

6.7 Ulikheter på profilene

Sill

Amplitudestyrken til sillintrusjonen forandrer seg fra sterk i sør til svak i nord. Dette vises tydelig på profilene (Figur 6-18). Intrusjonen tynnes sannsynligvis ut mot nord og på grunn av tuningeffekten er ikke sillen synlig lengst nord. På profilene lengst sør terminerer sillintrusjonen mot forkastning F1. Øst for F1 er området sterkt preget av deformasjon og er dermed ikke lett gjenkjennelig.



Figur 6-18: Viser forskjell i amplitudestyrke til sillintrusjonen mellom to ulike profiler: A) linje 3 lengst nord og B) linje 13 lengst sør. Svarte piler markerer sill-intrusjonen.

Heckla Hoek

En relativt sterk reflektor på ca 2.7 s dyp er synlig på noen av profilene i studieområdet (profil 13, profil 3 og profil 4). Det er ingen sammenheng mellom hvilke profiler reflektoren er synlig på. Reflektoren er kun tolket på de linjene der den er synlig. Reflektoren har tilsynelatende ulik helning enn overliggende lag og sammenfaller ikke med avstanden til havbunn og andre sterke refleksjoner. Derfor er denne refleksjonen antatt å være reell.

Tykkelsesendringer

Enhet 2 - Perm: Enheten har en tykkelsesendring fra sørvest mot nordøst. Lengst sør i gridet er tykkelsen til enheten rundt 475 ms (1187 m) mens lengst nord er tykkelsen redusert til 375 ms (937 m) (Figur 6-9).

Enhet 4 - Jura: Jura blir gradvis tykkere vestover. I vest er tykkelsen på ca 700 ms (1750 m) mens i øst er tykkelsen til enheten på ca 200 ms (500 m) (Figur 6-12).

For øvrige enheter er tykkelsene stort sett jevn.

7. DISKUSJON

Dette kapittelet beskriver korreleringen av de seks ulike enhetene fra karbon til tertiær og storskala strukturer med tidligere studier gjort i området. Studieområdet domineres i øst av en storskala synklinal, Spitsbergen sentralbasseng (CSB), og i vest av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte (WSFTB) (for eksempel Eiken and Austegard (1994), Blinova et al. (2009) og Nøttvedt (1994)). Folde- og skyvebeltet kan deles inn i soner med ulik strukturell karakter (kap. 2.2.3). Den forlandsrettede delen av folde- og skyvebelte samt store deler av sentralbassenget er forventet å observeres i studieområdet.

7.1 Sedimentære enheter fra karbon til tertiær

7.1.1 Enhet 1: Karbon og eldre

Øvre definerte grense for karbon er nedre perm. Horisonten nedre perm er tolket i en relativt sterk reflektor. Denne reflektoren assosieres med overgangen mellom overliggende evaporitter og underliggende dolomittlag i henholdsvis Gipshukenformasjonen og Nordenskiöldbreen-formasjonen og korresponderer med Bergh et al. (1997). Evaporittlaget er porøst og har lav hastighet mens dolomittlaget har høyere hastighet og fører til en endring i akustisk impedans. I følge for eksempel Nøttvedt (1994) ligger øvre karbon inkonformt over grunnfjellet Heckla Hoek, men på grunn av kvaliteten på avbildningen til profilene er det ikke mulig å avgjøre om dette gjelder også her. En stor grad av usikkerhet er forbundet med denne reflektoren. Eiken og Austegard (1994) har for eksempel definert Heckla Hoek på en reflektor som kan tilsvare dypet til nedre perm. Enheten karakteriseres av diffuse og diskontinuerlige reflektorer med varierende amplitudestyrke. Trolig består enheten av bassengfyll fra devon og karbon alder.

7.1.2 Enhet 2: Perm

Den seismiske responsen til topp perm er assosiert til den sterke impedanskontrasten mellom Kapp Starostinformasjonens høyhastighets silifiserte karbonater og den overliggende Sassendalgruppens lavhastighets skifer. Denne tolkningen stemmer godt overens med både Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012). Fra nord til sør varierer enhetens tykkelse fra 375 ms til 475 ms, som tilsvarer en tykkelse mellom 937 -1187 m. Siden enheten blir gradvis tykkere mot sørvest kan dette være et resultat av den tertiære transpressive deformasjonen som har ført til opphoping av bruddstykker av sedimentære strata. Isopakketet for enheten perm er forbundet med stor usikkerhet på grunn av usikker tolkning. Den seismiske karakteren til enheten er karakterisert av subparallele og diskontinuerlige reflektorer. Disse

resultatene stemmer overens med både Eiken and Austegard (1994) og med Bergh et al. (1997). Perm enheten er kun stiplet inn vest for forkastning F1, da reflektorene er vanskelig å følge i områder preget av stor grad av deformasjon.

7.1.3 Enhet 3: Trias

Denne enheten karakteriseres av svake og diskontinuerlige refleksjoner fra skiferlag i Sassendalgruppen, med overliggende refleksjoner med høyere amplitude tilhørende sandsteinslag fra Kapp Toscanaformasjonen. I følge Blinova et al. (2012) er denne seismiske karakteren typisk for lag tilhørende trias og jura. Trias enheten har i motsetning til overliggende og underliggende lag jevn tykkelse i øst. Dette gir en indikasjon på at det ikke har vært noen opphoping av bergarter i enheten. I Isfjorden har flere studier tolket et glideplan i øvre Sassendalengruppen (Blinova et al., 2012, Bergh and Andresen, 1990, Bergh et al., 1997), men data fra Van Mijenfjorden gir ingen indikasjon på glideplan i trias enheten.

En dolerittintrusjon er tolket i midtre del av trias enheten. Denne tolkningen av intrusjonen er basert på Eiken (1985) og Eiken and Austegard (1994) som presenterer et seismisk profil fra Van Mijenfjorden samlet inn av Universitetet i Bergen i 1981. Profilet antyder at sillen har en lateral utbredelse på 20 -25 km. I studieområdet kan reflektoren sannsynligvis følges lengre øst, da ingen synlig terminering av reflektoren er observert på profilene.

En alternativ tolkning til intrusjonen er foreslått av Eiken (1985) der reflektoren er antatt å være grensen mellom perm og trias. Den brå termineringen av reflektoren i vest er da et resultat av deformasjon, forkastning eller erosjon. På grunn av amplitudestyrken og regional utbredelse av intrusjoner fra midtre trias på Spitsbergen, er reflektoren tolket til å være en sillintrusjon.

7.1.4 Enhet 4: Jura

Jura enheten er karakterisert av skiferlag som gir svake diskontinuerlige refleksjoner. Den nedre grensen er markert av en svak reflektor som markerer overgangen fra Adventdalens skifer til Kapp Toscana sandsteinslag og korresponderer med Bergh et al. (1997). Denne reflektoren er vanskelig å følge i tektoniserte områder. Den øvre grensen er definert av en skarp kontakt mellom skifer i Janusfjellet-subgruppe og sandstein i Helvetiafjelletformasjonen.

Den sammenlagte tykkelsen på jura og kritt er rundt 730 - 840 ms. Dette tilsvarer en tykkelse på henholdsvis 1825 -2100, og korresponderer med målinger på 1500-2000 m beskrevet av

Eiken (1985). I Grumantbyen, nord for studieområdet, er enhetene målt til en sammenlagt tykkelse på 1350 m og er dermed noe tynnere enn målingene gjort i studieområdet (Eiken, 1985). Økningen i tykkelsen til enheten kritt mot øst er relatert til reversforkastninger og duplexstrukturer som propagerer fra jura enheten og fører til opphoping av bergarter. Et skiferlag i Janusfjellet-subgruppe er tolket til å fungere som et glideplan for tertiær kompressiv deformasjon. Duplexstrukturene er nok en indikator på at området er utsatt for kompresjonell deformasjon. Denne tolkningen samsvarer med blant annet Nøttvedt et al. (1993) som begrunner økningen mot øst som et resultat av tektonisk fortykning over skifer i Janusfjellet-subgruppe. Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012) beskriver også et glideplan i Janusfjellet-subgruppe.

7.1.5 Enhet 5: Kritt

Kritt enheten består av flere parallelle medium sterke reflektorer og har en gradvis mer kaotisk seismisk respons mot øst. Minst to reversforkastninger i øst kan følges fra glidesonen i jura og terminerer i nærheten av intra kritt reflektoren. Dette tyder på at sandsteinslagene over intra kritt er hardere enn underliggende. Intra kritt reflektoren er tolket som Festningenformasjonen og korresponderer overens med både Blinova et al. (2012) og Eiken (1985) som tolket horisonten som en betydelig impedanskontrast mellom lavhastighets skifer i Janusfjellet-subgruppe og overliggende høyhastighets sandsteiner i Helvetiaformasjonen. De svake refleksjonene i øvre del av kritt enheten er på grunn av seismiske refleksjonsmønstre og seismostratigrafi tolket til å være skiferlag i Carolinefjelletformasjonen. Fra intra kritt og opp har enheten stort sett jevn tykkelse, noe som kan komme av at tertiær deformasjon propagerte langs svake skiferlag fra nedre jura.

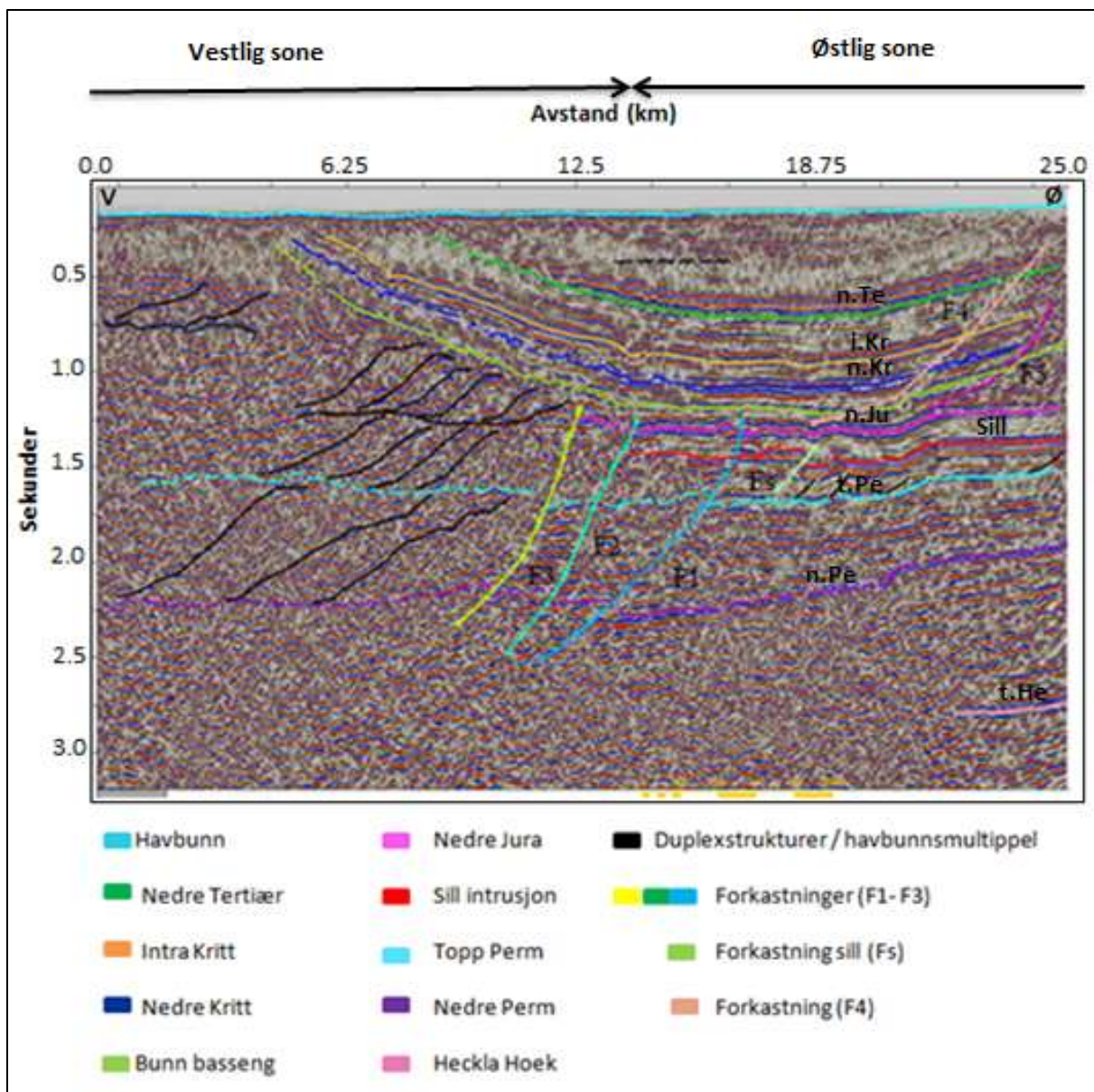
7.1.6 Enhet 6: Tertiær

Den tertiære enheten består av en bred, asymmetrisk synklinal som korresponderer med Spitsbergen sentralbasseng. Horisonten til nedre tertiær er tolket i den nederste av en rekke sterke reflektorer. Dette samsvarer med den seismostratigrafiske definisjonen i Eiken and Austegard (1994). Blinova et al. (2012) og Bergh et al. (1997) har tolket nedre tertiær som en transparent sone under en rekke sterke refleksjoner. Dermed er den nedre tertiære horisonten forbundet med en viss usikkerhet og kan i realiteten ligge noe dypere enn slik den er tolket i denne oppgaven. Tykkelsen til enheten er i bunnen av bassenget målt til ca 525 ms som tilsvarer en tykkelse på 1180 m. Denne tykkelsesestimeringen stemmer overens med Eiken and Austegard (1994) som har gitt enheten er tykkelse på 1.1 – 1.2 km. Den uniforme tykkelsen til enheten tyder på at enheten er utsatt for relativt lite deformasjon.

7.2: Vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte

Tidligere studier fra vestre Spitsbergen (Blinova et al., 2009, Braathen et al., 1995, Bergh et al., 1997) deler folde- og skyvebeltet inn i ulike tektoniske soner. Den østlige delen er karakterisert av et tynnskinnet forlands folde- og skyvebelte mens den vestlige delen er karakterisert av en grunnfjells involvert folde- og skyvestakk. I følge tolkingsmodellen er det enhetene fra perm til jura som er deformert av forkastninger og duplexstrukturer.

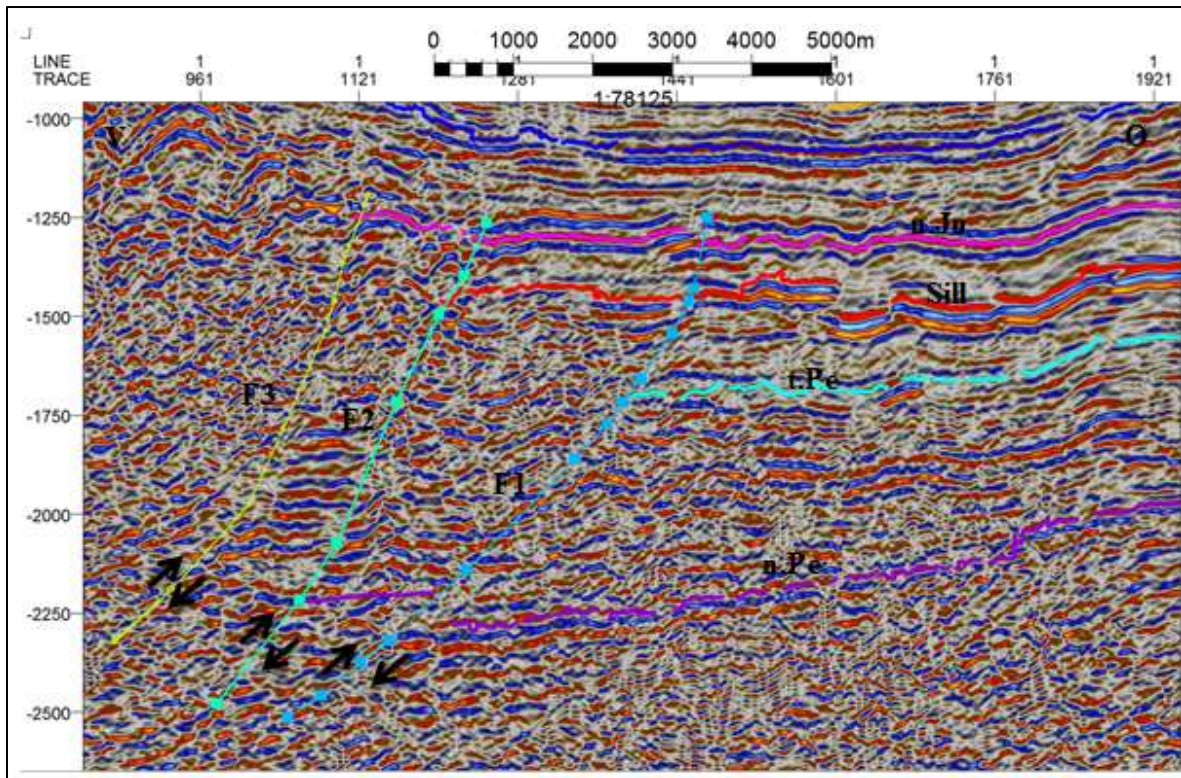
Grunnfjellsinvolverte forkastninger er ikke observert i dataene. Studieområdet dekker trolig derfor den østlige forlandsrettede delen av folde- og skyvebeltet, og forlandsdelen som er assosiert med Spitsbergen sentralbasseng som er karakterisert av en mindre grad av tektonisk deformasjon (Figur 7-1).



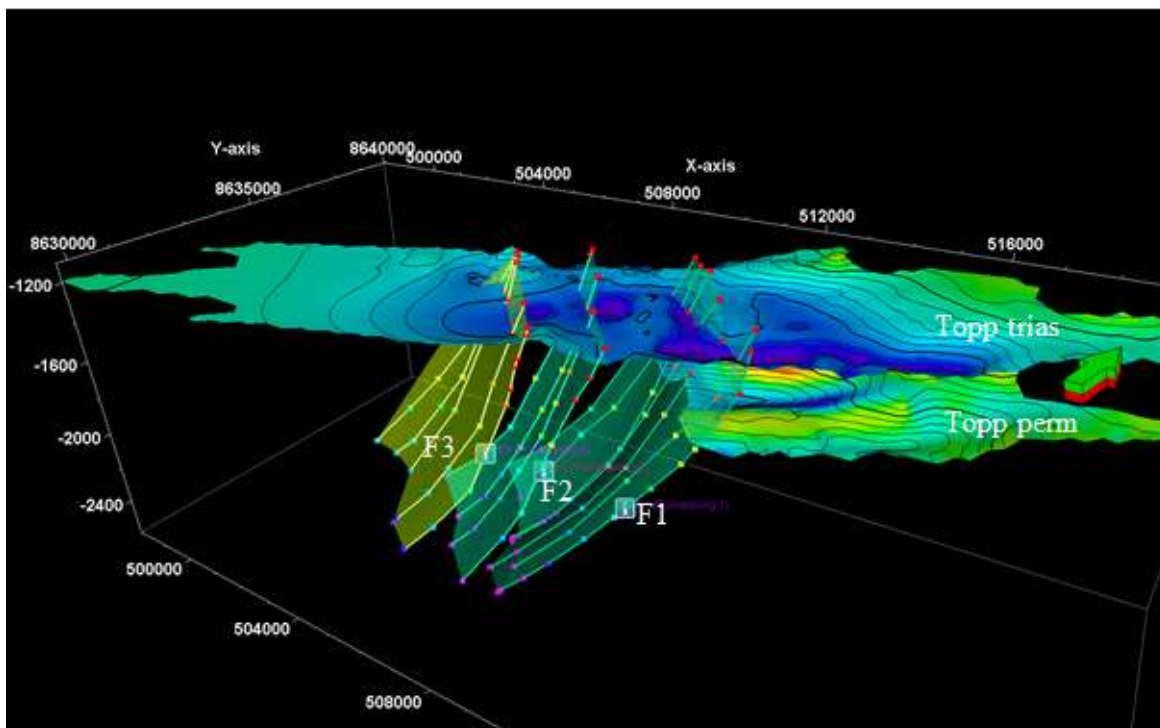
Figur 7-1: Van Mijenfjorden kan deles inn i to ulike tektoniske soner: en vestlig sone som representerer den østlige forlandsrettede delen av folde- og skyvebelte og en østlig sone med mindre grad av tektonisk deformasjon som er assosiert med forlandsdelen av Spitsbergen sentralbasseng (t.He = Heckla Hoek, n.Pe = nedre perm, t.Pe = topp perm, n.Ju = nedre jura, n.Kr = nedre kritt, i. Kr = intra kritt, n.Te = nedre tertiær). Figuren viser profil 13.

7.2.1 Forkastninger

Forkastningene (F1-F3) i vest kan følges gjennom samtlige linjer (Figur 7-2 og Figur 7-3). Forkastningsplanet har et generelt strøk mot nordvest noe som korresponderer med Blinova et al. (2012). Gipshukenformasjonen i nedre perm er antatt å være glideplan for forkastningene, noe som stemmer overens med Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012). Forkastningene er tolket langs de mest fremtredende bruddene i reflektorene og en viss usikkerhet er knyttet til termineringen av forkastningene siden det er dårlig avbildning i enheten perm i vestlige del av profilene.



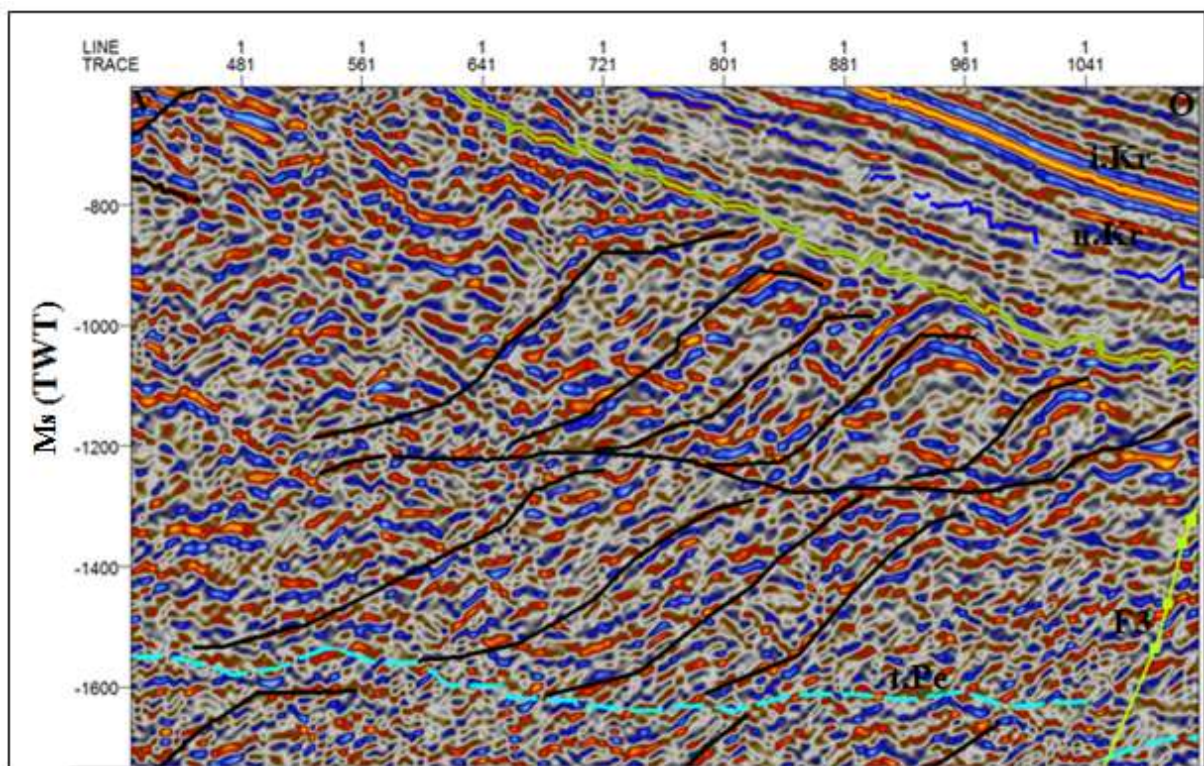
Figur 7-2: Viser forkastningene F1-F3 på profil 13. Svarte piler markerer bevegelsesretning og vertikalakse er gitt i ms (toveisreisetid) (n.Pe = nedre perm, t.Pe = topp perm, n.Ju = nedre jura).



Figur 7-3: Figuren viser reversforkastningene F1- F3. Øverst er overflatekartet til topp trias og under følger overflatekartet til topp perm. Grønn pil markerer nord og vertikalakse og horisontalakse er gitt henholdsvis i ms og UTM-posisjoner.

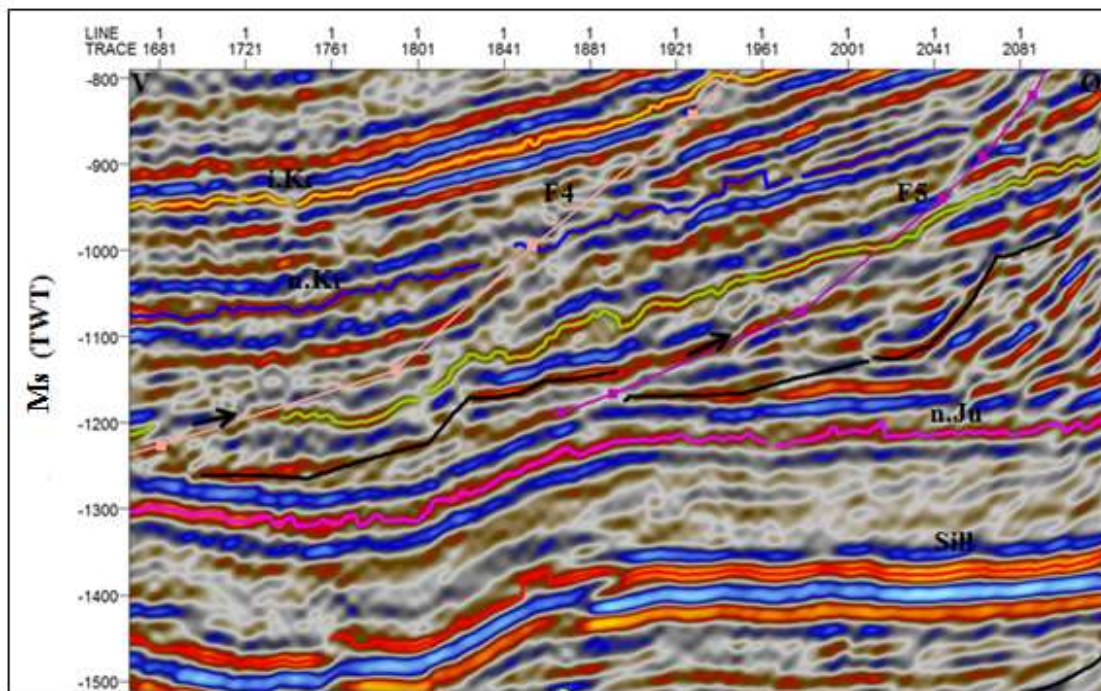
7.2.2: Duplexstrukturer

Observasjonen av flere tydelige duplexstrukturer på flere nivåer i vest (Figur 7-4) støttes av blant annet Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012). Både Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012) har definert duplexstrukturer som propagerer fra Gipshukenformasjonen, Brevaisbergetformasjonen og Janusfjellet-subgruppe nord for studieområdet. Eiken and Austegard (1994) har beskrevet duplexstrukturer i forbindelse med skyveforkastninger i Agharddalen og Billefjorden forkastningssone sør for studieområdet som er gjengitt fra Andresen et al. (1992). På grunn av manglende reflektorer til enhetene er det vanskelig å definere hvilken horisont duplexstrukturene propagerer fra vest i studieområdet.



Figur 7-4: Mulige duplexstrukturer vest i studieområdet markert med svart.

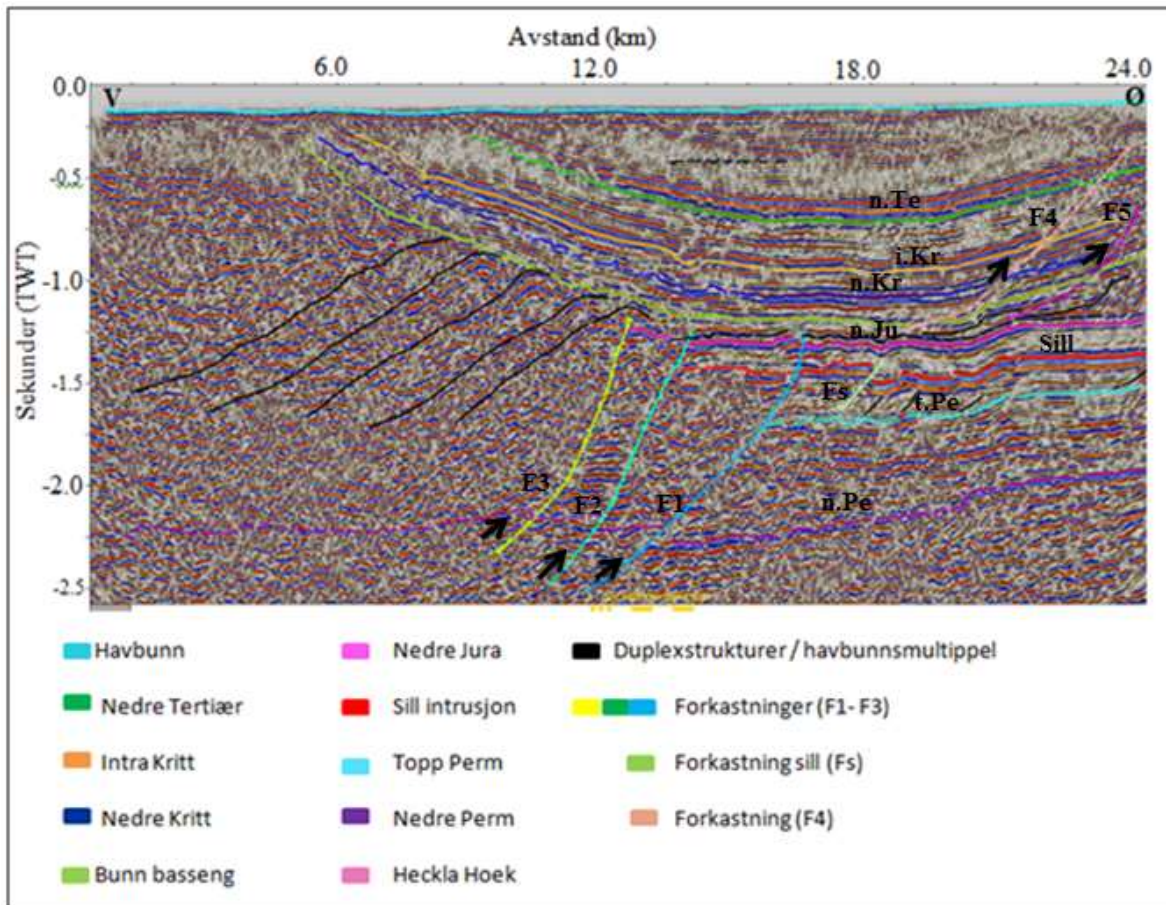
Duplexstrukturene i øst (Figur 7-5) har i motsetning til vest et tydelig glideplan. Duplexstrukturene propagerer fra det som er tolket til å være Janusfjellet-subgruppe. Dette korresponderer godt med både Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012).



Figur 7-5: Mulige duplexstrukturer i øst markert med svart.

7.3: Alternativ modell

På grunn av dårlig avbildning av profilene i vest som skyldes kraftig deformasjon er en alternativ tolkning lansert for de vestlige områdene. Forkastningene F1- F3 har veldig klar avbildning på de fleste profilene og er derfor antatt å være reelle. Usikkerheten til tolkningen er dermed knyttet til duplexstrukturene. På linje 13 (Figur 6-5) er flere nivåer med duplexstrukturer tolket inn basert på bruddstykker av reflektorer. En alternativ modell er basert på at duplexstrukturene propagerer fra et glideplan i enheten perm og helt opp til kritt som fungerer som en takstruktur for duplexstrukturene (Figur 7-6). På grunn av den dårlige avbildningen er det vanskelig å si hvilken modell som er mest rett. Sannsynligvis er den første modellen mest riktig basert på refleksjonene og kildelitteraturen.



Figur 7-6: Alternativ tolkingsmodell av profil 13. Duplexstrukturene er av en mye større skala og er basert på interne refleksjoner. Andre horisonter og forkastninger er antatt å være lik.

7.5: Øvrige strukturer

Sill

Intrusjonen har en forkastning (Fs) som er fulgt gjennom linjer der sillen er tolket inn (Figur 6-5 og Figur 7-6). Forkastningen faller brått mot vest og har et nordlig strøk. Forkastningen er tilsynelatende begrenset til intrusjonen som tyder på at Fs ikke er relatert til reversforkastningene F1-F3 lenger vest. Muligens kan denne forkastningen være relatert til tilførselskanalen som har ført magma opp til sillen.

Tykkelsesendringer

I tillegg til observasjonen om at enheten perm blir tykkere mot vest, er det observert en økning i tykkelse fra nord til sør. Dette kan ha en sammenheng med at kompresjonsretningen ikke følger retningen til linjene, men heller har hatt en mer sørvestlig retning.

Annet

I kildelitteraturen er det flere steder beskrevet at studieområdet har vært utsatt for en strøkslipp komponent under tertiær deformasjon. Det er ikke observert noen klar indikasjon på en slik bevegelse på profilene. Indikasjoner på ekstensjonell deformasjon er heller ikke observert, selv om dette burde forventes siden området er utsatt for varierende tektoniske regimer.

8. KONKLUSJON

- Prosessering

Elleve seismiske linjer fra Van Mijenfjorden på Svalbard er prosessert og grovtolket. Under prosesseringen kom det tydelig fram at hovedutfordringen med prosesseringen var fjerning av sterke multipler som er et resultat av hard havbunn og grunt vanddyp.

- Fjerning av multipler er utført ved bruk av ulike metoder. Radonfilter og fk-filter ble benyttet for å fjerne bølger som kun propagerer i vannlaget (totalrefleksjoner). Overflatekonsistent predektiv dekonvolving og stakking av dataene fjernet resterende del av multippelenergien.
- Hastighetsfiltrering på standard CDP og sortert etter skudd- og mottakersamlinger er påført dataene. En slik sortering gjør at samlinger som er skutt i motsatte retninger og dermed har ulik tilsynelatende helning kan simuleres. Metoden gir et godt resultat og kun noe multippelenergi gjenstår vest på profilene.
- En uheldig effekt ved prosesseringsarbeidet gjør at havbunnen og de øverste refleksjonene svekkes. Derfor ble det lagt vekt på å forbedre de øverste refleksjonene ved gjenoppretting av amplituden.

- Tolkning

De prosesserte profilene er grovtolket med hensyn til sedimentære horisonter og storskala deformasjonsstrukturer. Tolkningen er deretter korrelert med et allerede etablert seismostratigrafisk rammeverk. De transpressive deformasjonsstrukturene er relatert til åpningen av Norske- og Grønlandshavet i tertiær.

- En rekke sterke reflektorer er tolket og kan korreleres med avsetninger fra karbon til tertiær. De tertiære avsetningene utgjør Spitsbergen sentralbasseng og er avbildet som er asymmetrisk synklinal.
- Enheten perm blir gradvis tykkere mot sørvest. Dette er antatt å være et resultat av den tertiære transpressive deformasjonen som har ført til opphopping av bruddstykker av sedimentære strata.
- Midt i enheten trias finnes to refleksjoner med svært sterk amplitude. Disse ligger mellom ca 1.4 s og 2.0 s og følger lagdelingen parallelt. Reflektorene

er tolket til å være topp og bunn av en dolerittintrusjon. Intrusjonen kan være relatert til en større vulkansk provins fra tidlig kritt.

- Et glideplan i skifre fra Janusfjellet-subgruppe i nedre jura er tolket inn. Skiferen har mest sannsynlig fungert som et glideplan for tertiær kontraksjonell deformasjon. Glideplanteorien støttes av en østlig opptykning av enheten relatert til reversforkastninger og duplexstrukturer.
- Tre reversforkastninger (F1-F3) er tolket inn i den vestlige deformerte sonen. Et glideplan for disse forkastningene er antatt å være et evaporittlag i nedre perm.
- Fra øst til vest reduseres kvaliteten på avbildningen til profilene. Den seismiske karakteren blir mer og mer kaotisk med kun bruddstykker av reflektorer. Dette tyder på at deformasjonen øker vestover og studieområdet kan derfor deles inn i to ulike tektoniske soner.
 - Vestlig sone karakteriseres av stor grad av deformasjon og er assosiert med den forlandsrettede delen av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte. Tolkning av enhetene perm til jura er forbundet med stor usikkerhet og er veldig deformert.
 - Østlig sone karakteriseres av en lavere grad av deformasjon enn vestlig sone. Østlig sone domineres av en asymmetrisk synklinal tilhørende Spitsbergen sentralbasseng. I denne sonen kan reflektorer tilhørende enheter fra grunnfjellet, Heckla Hoek, helt opp til tertiære avsetninger tolkes. Transpressive deformasjonsstrukturer som reversforkastninger og duplexstrukturer er også her observert og tolket, men i en mye mindre grad sett i sammenheng med vestlig sone.

REFERANSER

- ANDRESEN, A., HAREMO, P., SWENSSON, E. & BERGH, G. 1992. Structural geology around the southern termination of the Lomfjorden Fault Complex, Agarddalen, east Spitsbergen. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 72, 83-91.
- BERGH, S. G. & ANDRESEN, A. 1990. Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen. *Polar Research*, 8, 217-236.
- 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, 637-661.
- BLINOVA, M., FALEIDE, J. I., GABRIELSEN, R. H. & MJELDE, R. 2012. Seafloor expression and shallow structure of a fold-and-thrust system, Isfjorden, west Spitsbergen. *Polar Research*, 31.
- 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.
- BOGGS, S. 2011. *Principles of sedimentology and stratigraphy*, Boston, Prentice Hall.
- BRAATHEN, A., BERGH, S. & MAHER JR, H. 1995. Structural outline of a Tertiary basement-cored uplift/inversion structure in western Spitsbergen, Svalbard: Kinematics and controlling factors. *Tectonics*, 14, 95-119.
- BROWN, A. R. 1999. *Interpretation of three-dimensional seismic data*, Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists.
- CGGVERITAS 2008. *GeoCluster brukermanual level 5.0*.
- DALLMANN, W. 1999. *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard*, Norsk Polarinstitutt.
- DALLMANN, W. 2009. *Cruisehåndbok for Svalbard* [Online]. Norsk Polarinstitutt.
Available: <http://cruise-handbook.npolar.no/no/svalbard/geological-development.html>.
- DIETMAR MÜLLER, R. & SPIELHAGEN, R. F. 1990. Evolution of the Central Tertiary Basin of Spitsbergen: towards a synthesis of sediment and plate tectonic history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 153-172.
- 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 seismic transects*, Norsk polarinstitutt.
- ELVEVOLD, S., BLOMEIER, D. & DALLMANN, W. 2007. *Geology of Svalbard*, Norsk polarinstitutt.
- FALEIDE, J. I., TSIKALAS, F., BREIVIK, A. J., MJELDE, R., RITZMANN, O., ENGEN, O., WILSON, J. & ELDHOLM, O. 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, 82.
- FALEIDE, J. I., VÅGNES, E. & GUDLAUGSSON, S. T. 1993. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10, 186-214.
- FOSSEN, H. 2010. *Structural geology*, Cambridge, Cambridge University Press.
- HART, B. S. 2000. *3-D seismic interpretation: a primer for geologists*, Tulsa, Okla., SEPM Short Course notes.
- JOHNSEN, S. O., MØRK, A., DYPVIK, H. & NAGY, J. Outline of the geology of Svalbard. 7th ESF IMPACT Workshop, 2001.
- KEAREY, P., BROOKS, M. & HILL, I. 2002. *An introduction to geophysical exploration*, Blackwell Science.
- LANDRØ, M. & AMUNDSEN, L. 2010. Marine Seismic Sources Part II. *GeoExpro 1*, 7.
- MITCHUM, R., VAIL, P. & THOMPSON, I. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: . *The depositional sequence as basic unit for stratigraphic analysis. Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration, AAPG 26*, 53-62.
- MJELDE, R. 2012. Cruise rapport SVALEX 2012
- MJELDE, R. 2013. Cruise rapport SVALEX 2013
- NØTTVEDT, A. 1994. Post Caledonian sediments on Spitsbergen. *Seismic atlas of western Svalbard. Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, 130, 40Á48.
- NØTTVEDT, A., LIVBJERG, F., MIDBØE, P. & RASMUSSEN, E. 1993. Hydrocarbon potential of the central Spitsbergen basin. *Arctic Geology and Petroleum Potential*, 2, 333-361.
- PIEPJOHN, K., STANGE, R., JOCHMANN, M. & HÜBNER, C. 2012. Longyearbyens geologi.
- RUUD, B. O. 2013. *RE: Personlig kommunikasjon*.
- SHERIFF, R. E. & GELDART, L. P. 1995. *Exploration seismology*, Cambridge, Cambridge University Press.

- SMELROR, M. & BASOV, V. A. 2009. *Atlas: geological history of the Barents Sea*, Trondheim, Geological Survey of Norway.
- STEEL, R., HELLAND-HANSEN, W., KLEINSPEHN, K., GJELBERG, J., NØTTVEDT, A. & RYE-LARSEN, M. 1985. The Tertiary strike slip basins and orogenic belt of Spitsbergen. *SEPM Special Publications*, 37, 339-359.
- STEEL, R. J. & WORSLEY, D. 1984. Svalbard's post-Caledonian strata—an atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution. *Petroleum geology of the North European margin*. Springer.
- STRØMME, M. L. 2010. *Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Van Mijenfjorden, Svalbard*. UiB.
- TALWANI, M. & ELDHOLM, O. 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland sea. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 969-999.
- VAN DER PLUIJM, B. A., MARSHAK, S. & ALLMENDINGER, R. W. 2004. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*, New York, W.W. Norton & Co.
- WORSLEY, D. 2008. The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea. *Polar Research*, 27, 298-317.
- YILMAZ, Ö. & DOHERTY, S. M. 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data*, Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists.

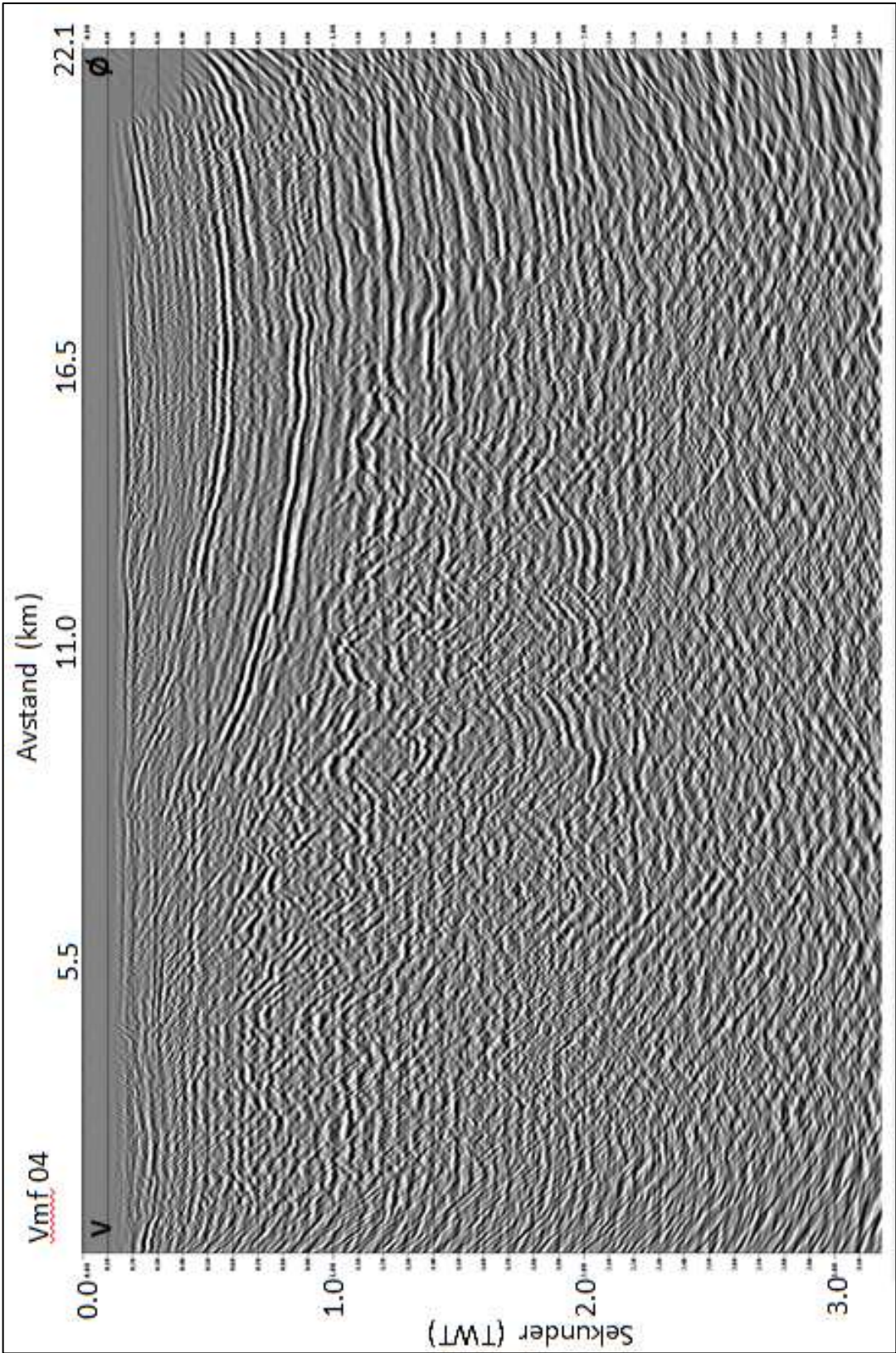
APPENDIKS A

Appendiks A inneholder alle de ferdig prosesserte linjene. Alle profilene er orientert vest til øst. Horisontalakse er gitt i CDP-nummer og vertikalakse er toveis-reisetid i sekunder.

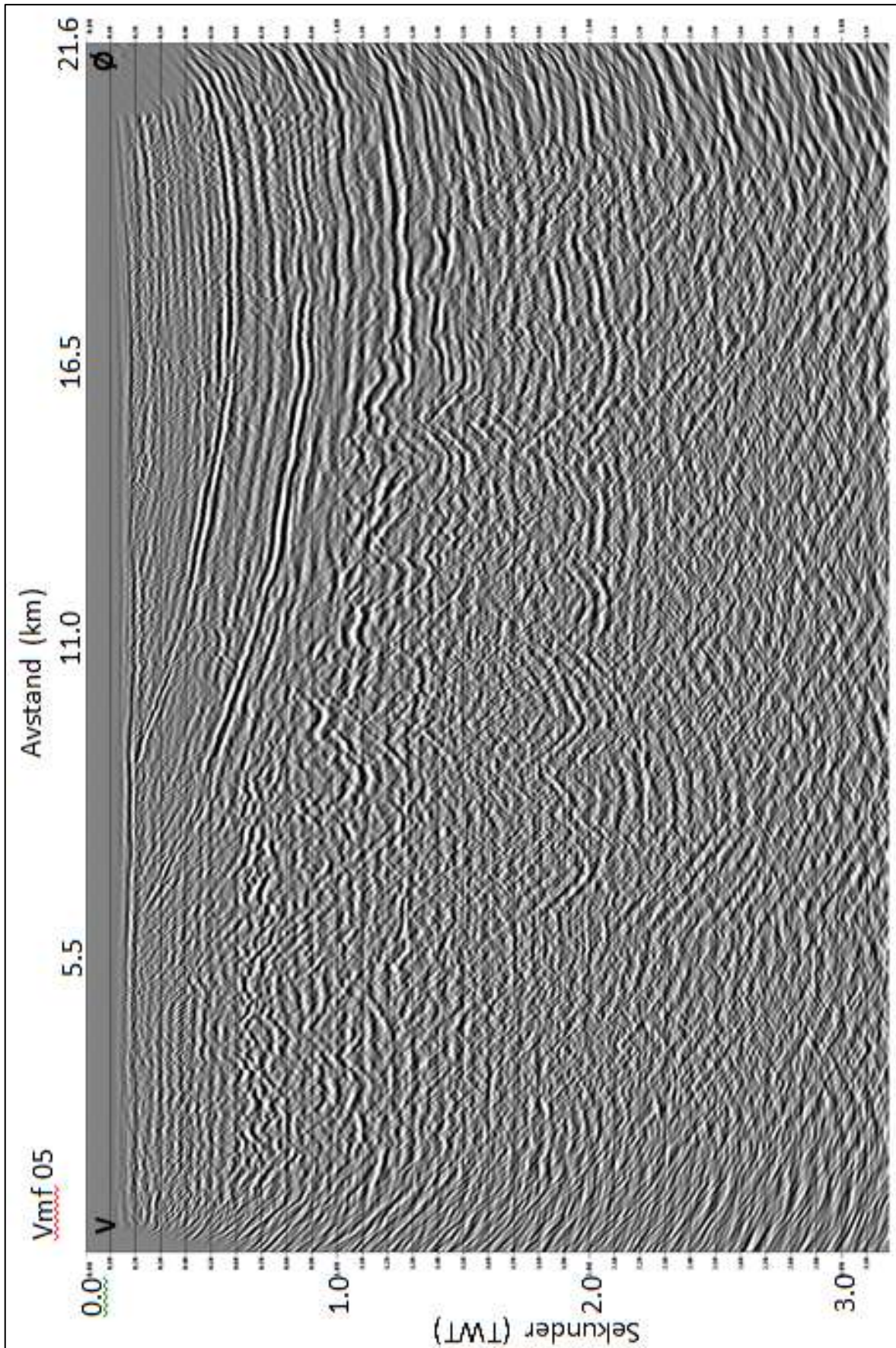
Vertikalakse går ned til 3.10 sekunder (TWT) siden det ikke er observert noen geologiske strukturer dypere enn dette.

SVALEX 2012

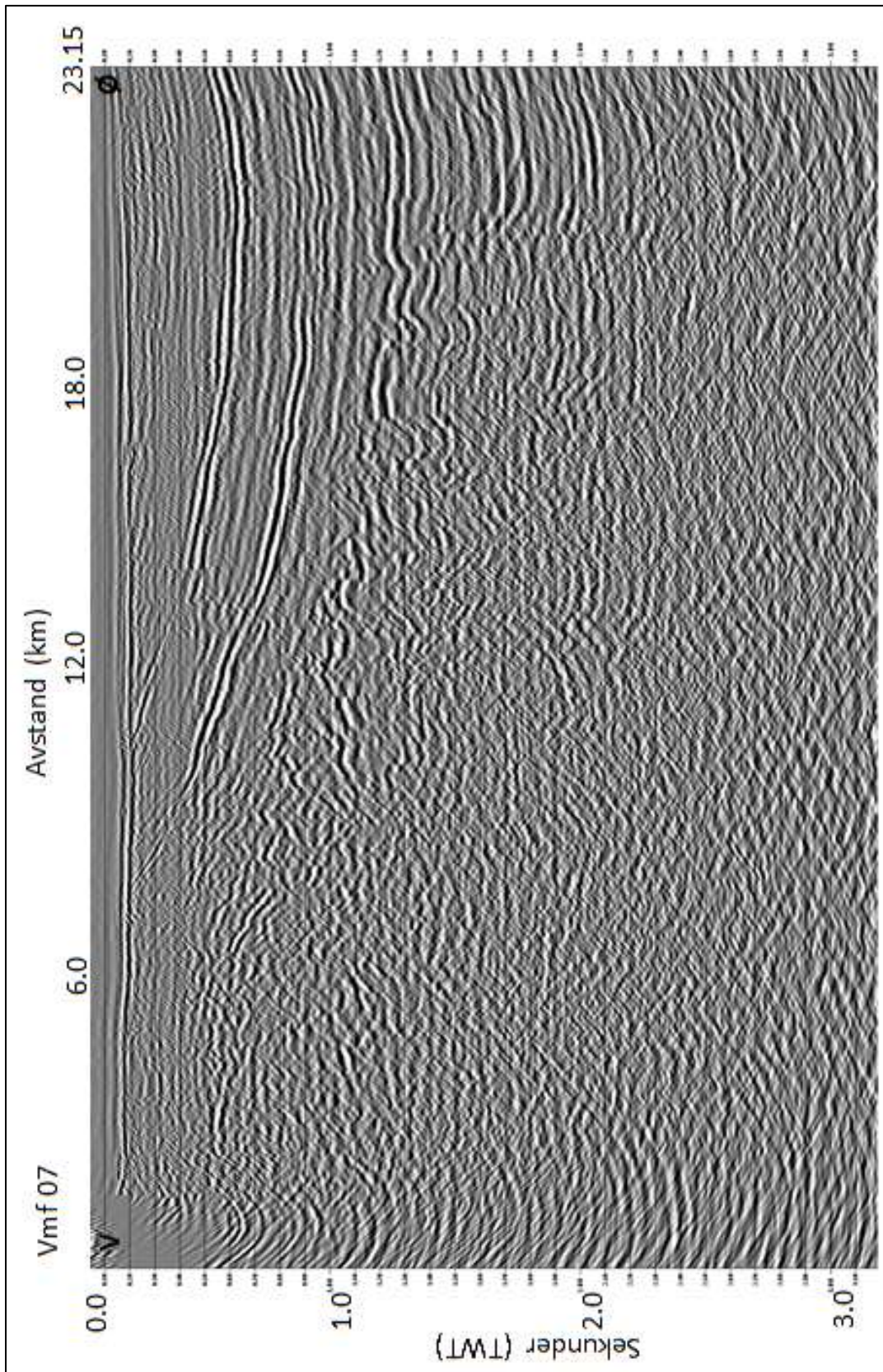
Linje 4:



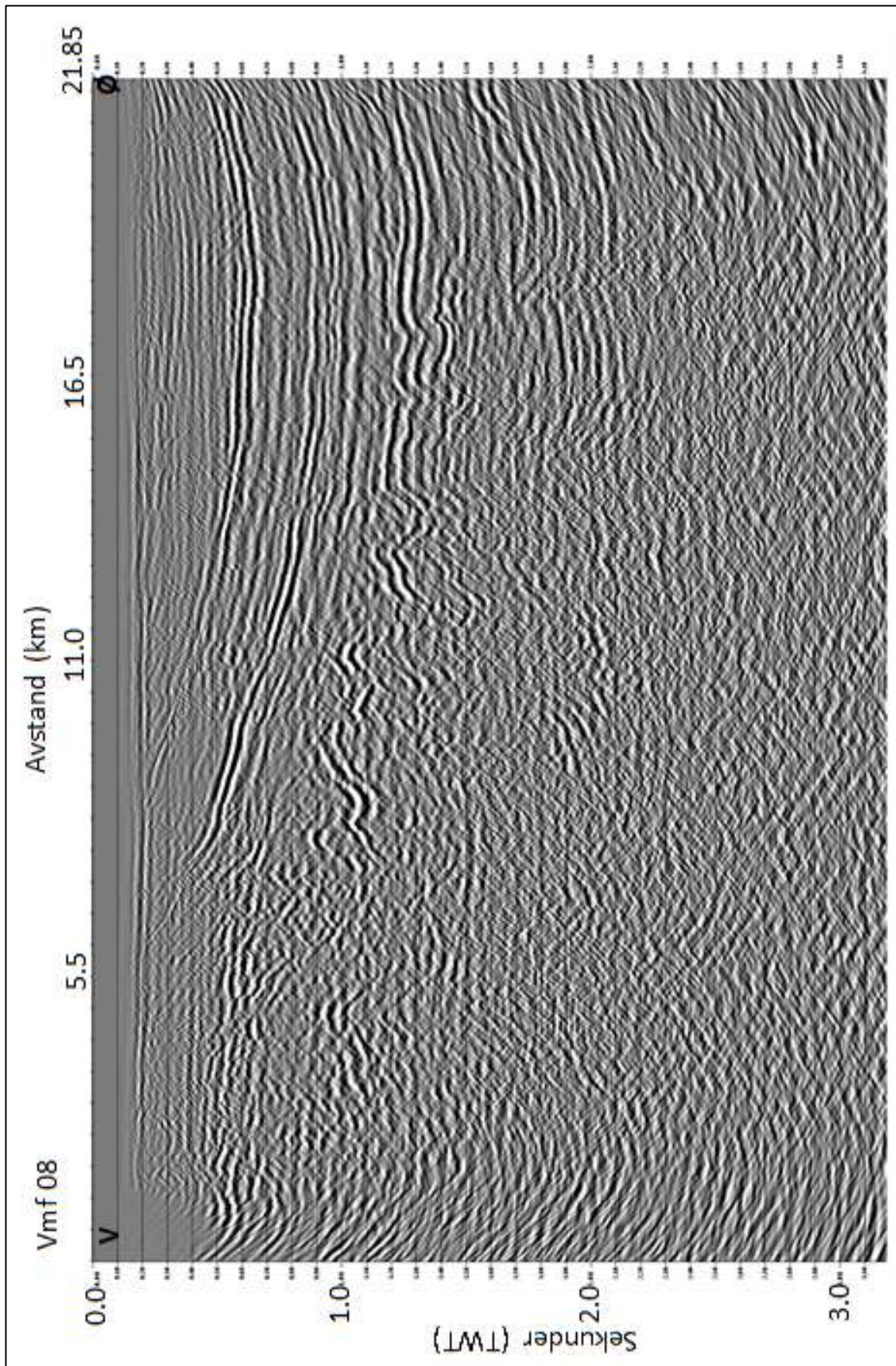
Linje 5



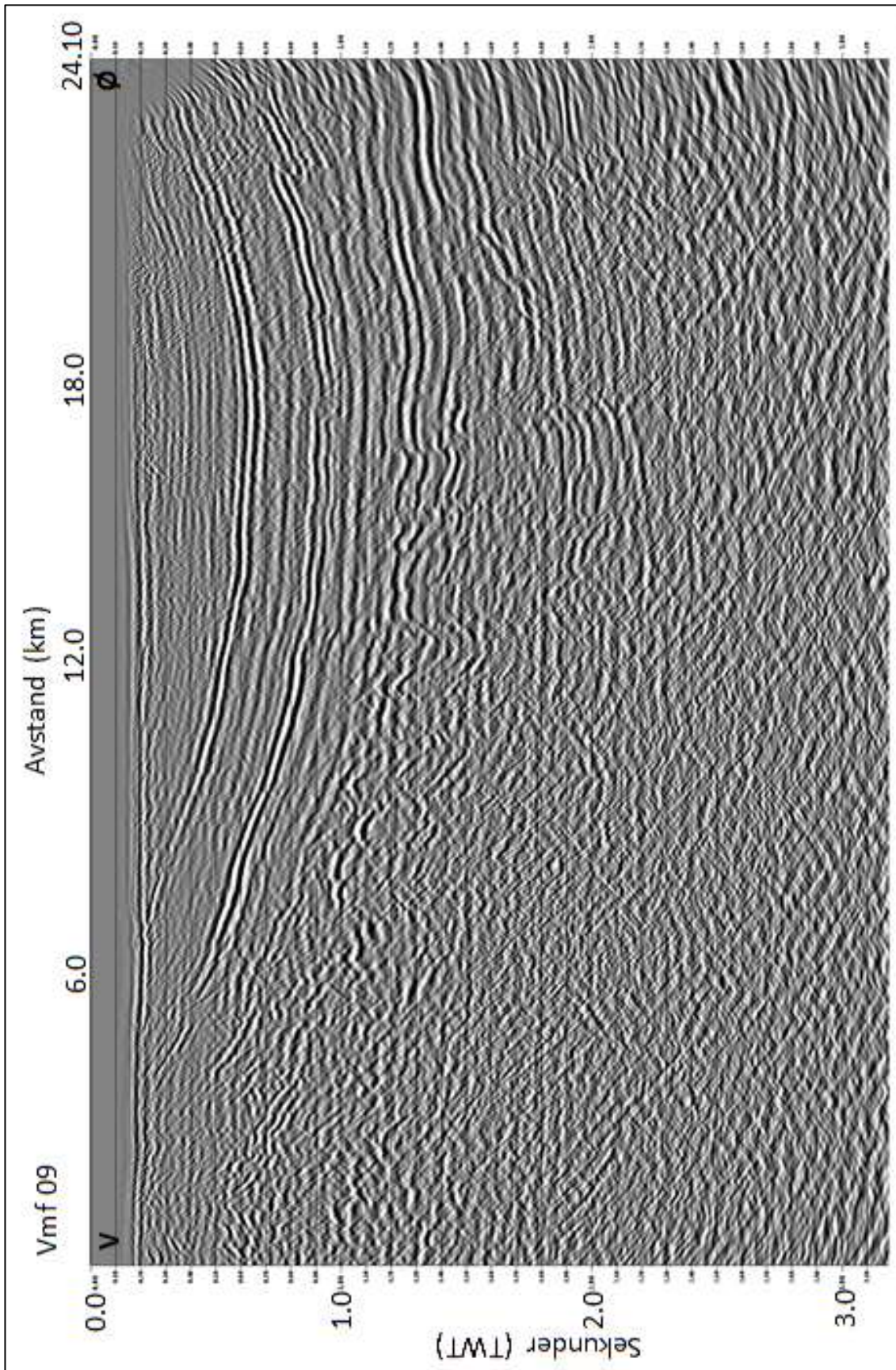
Linje 7:



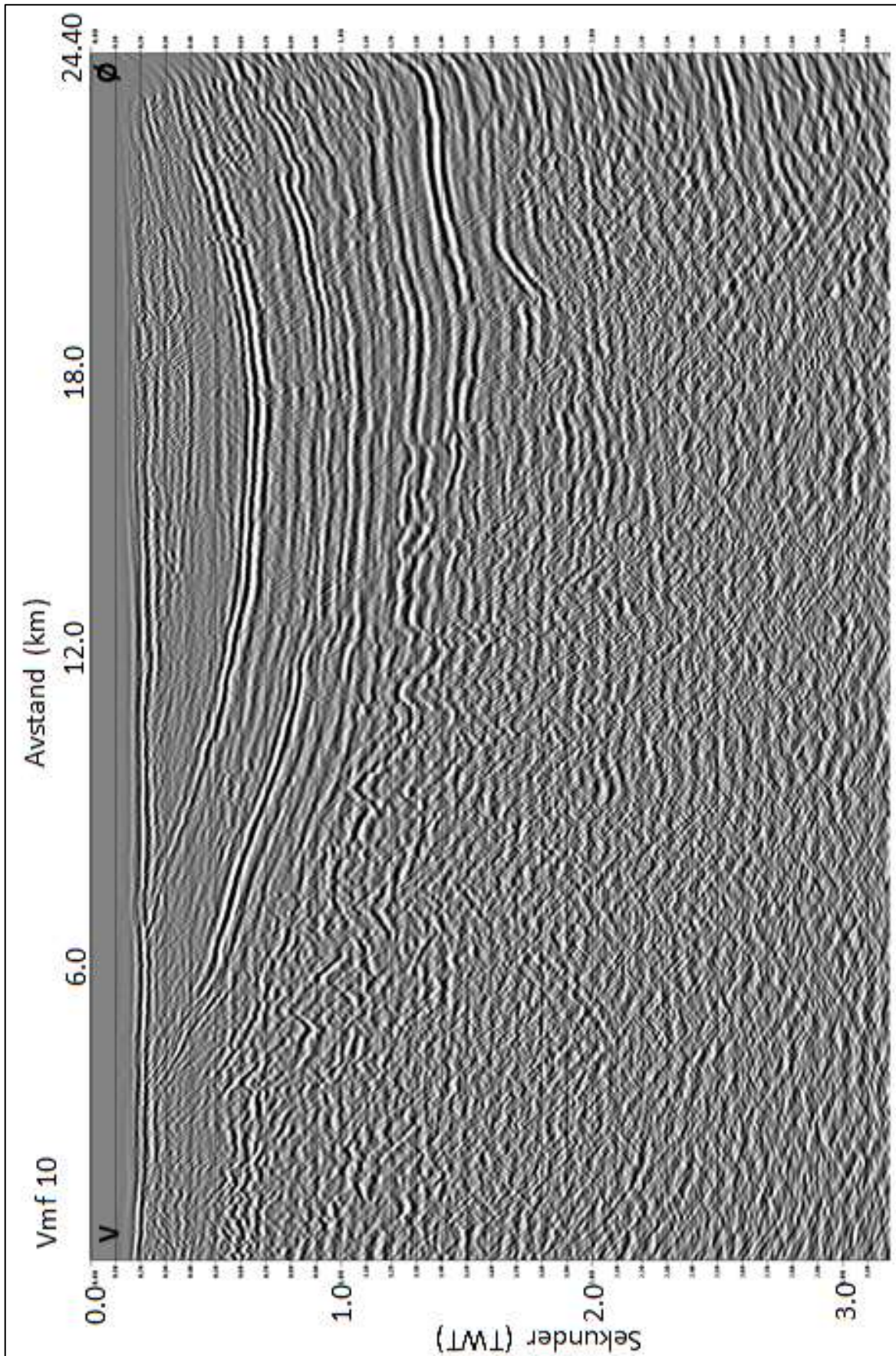
Linje 8:



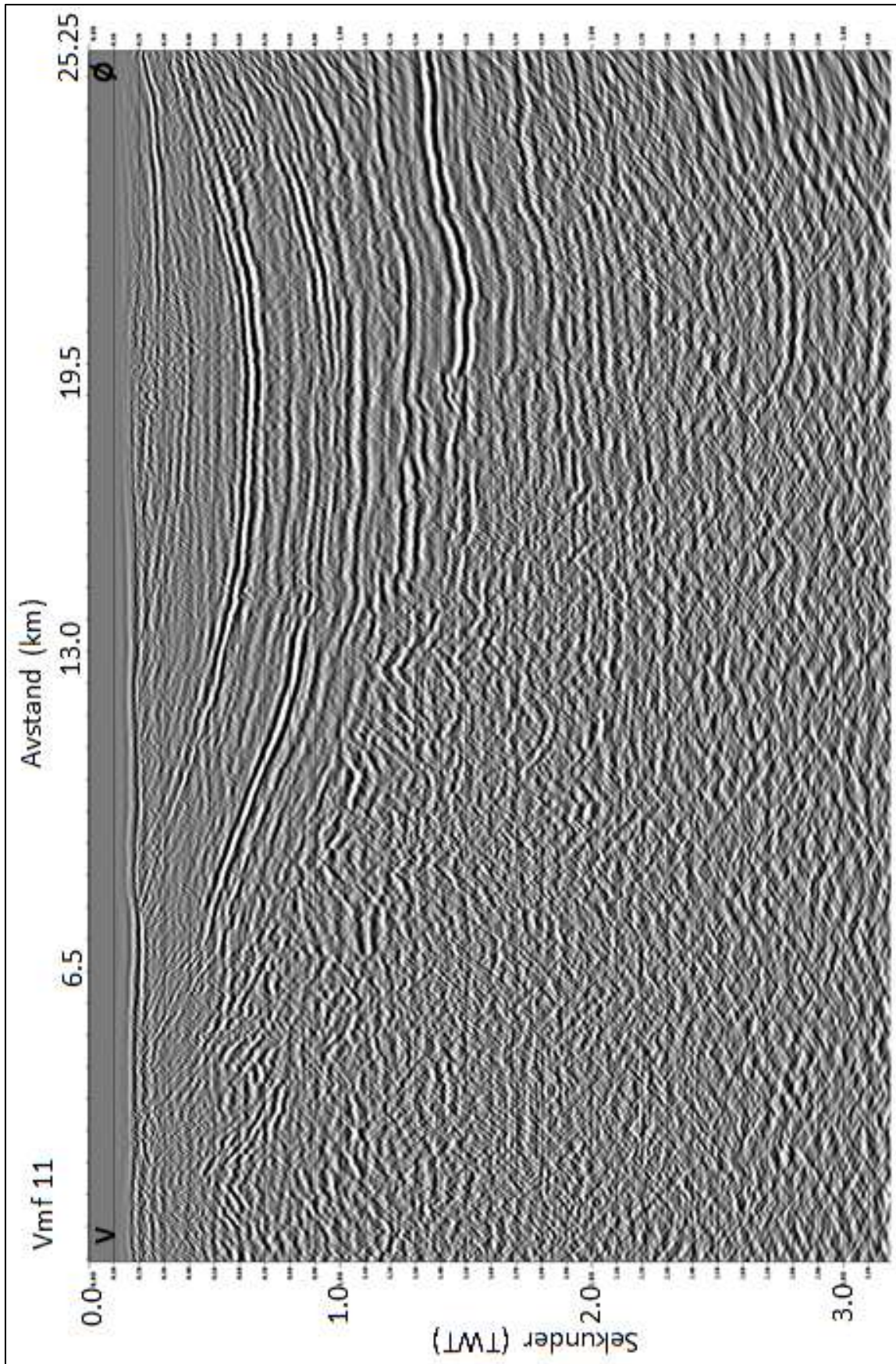
Linje 9:



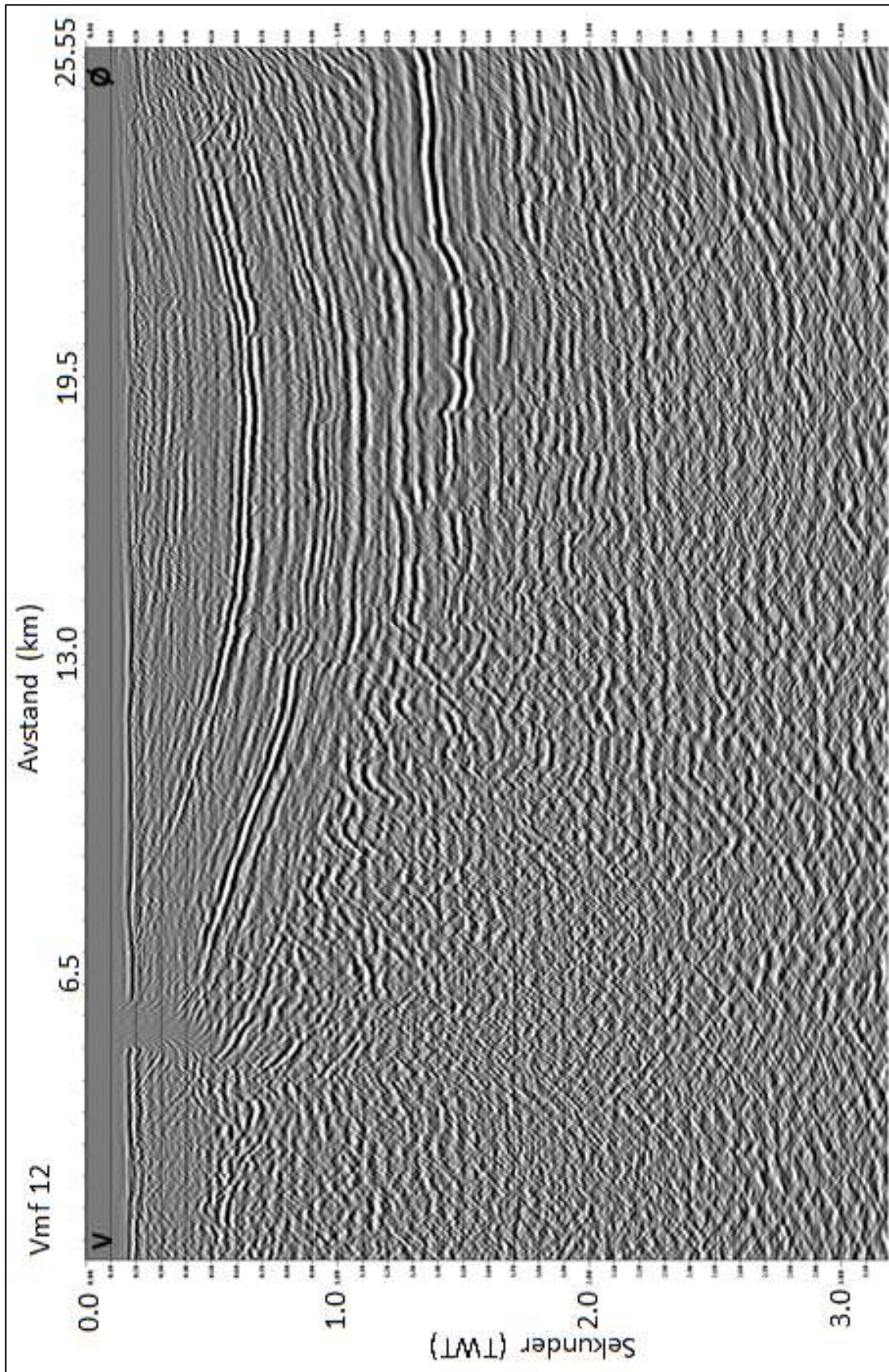
Linje 10:



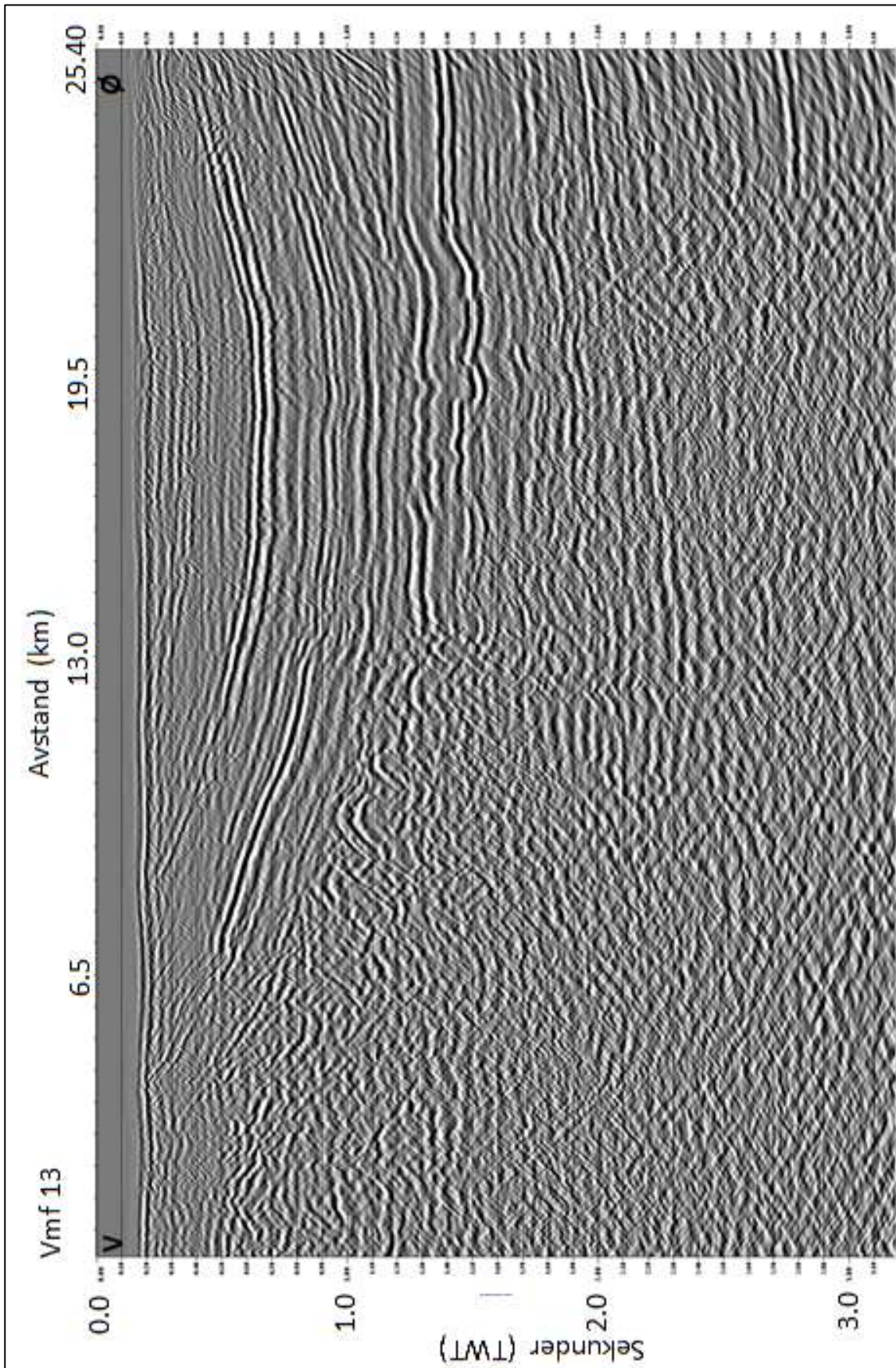
Linje 11:



Linje 12:

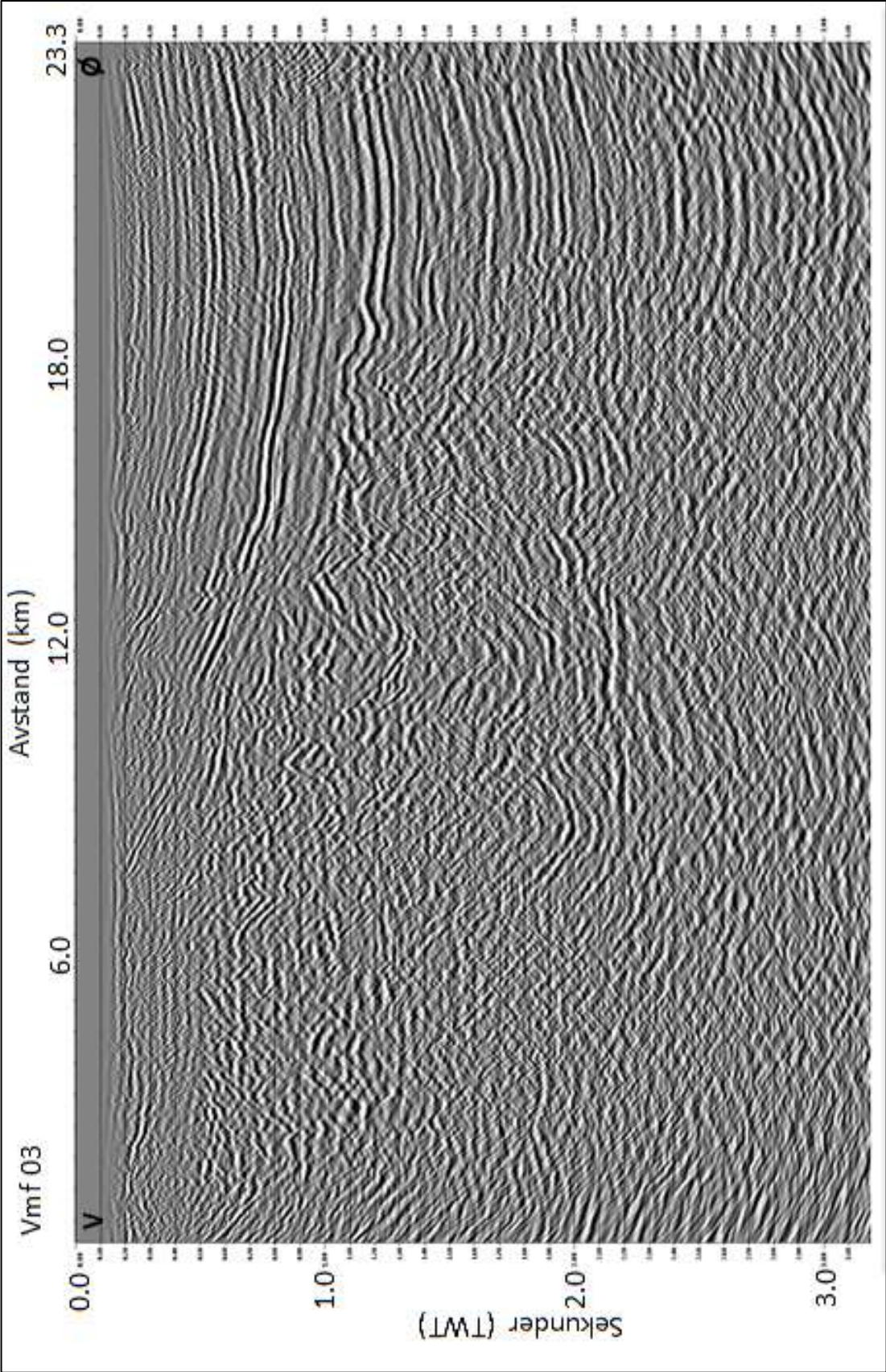


Linje 13:

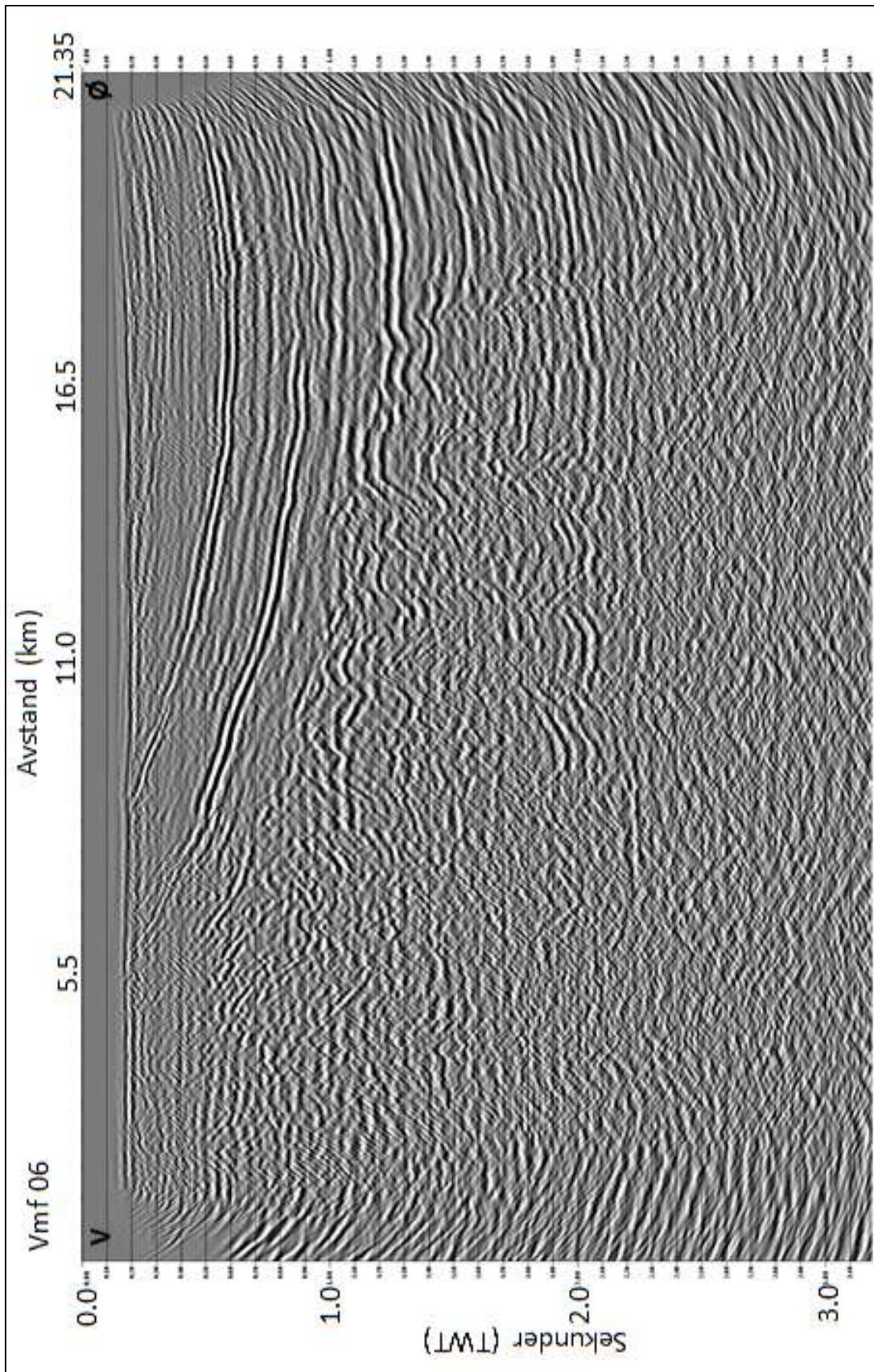


SVALEX 2013

Linje 3:



Linje 6:

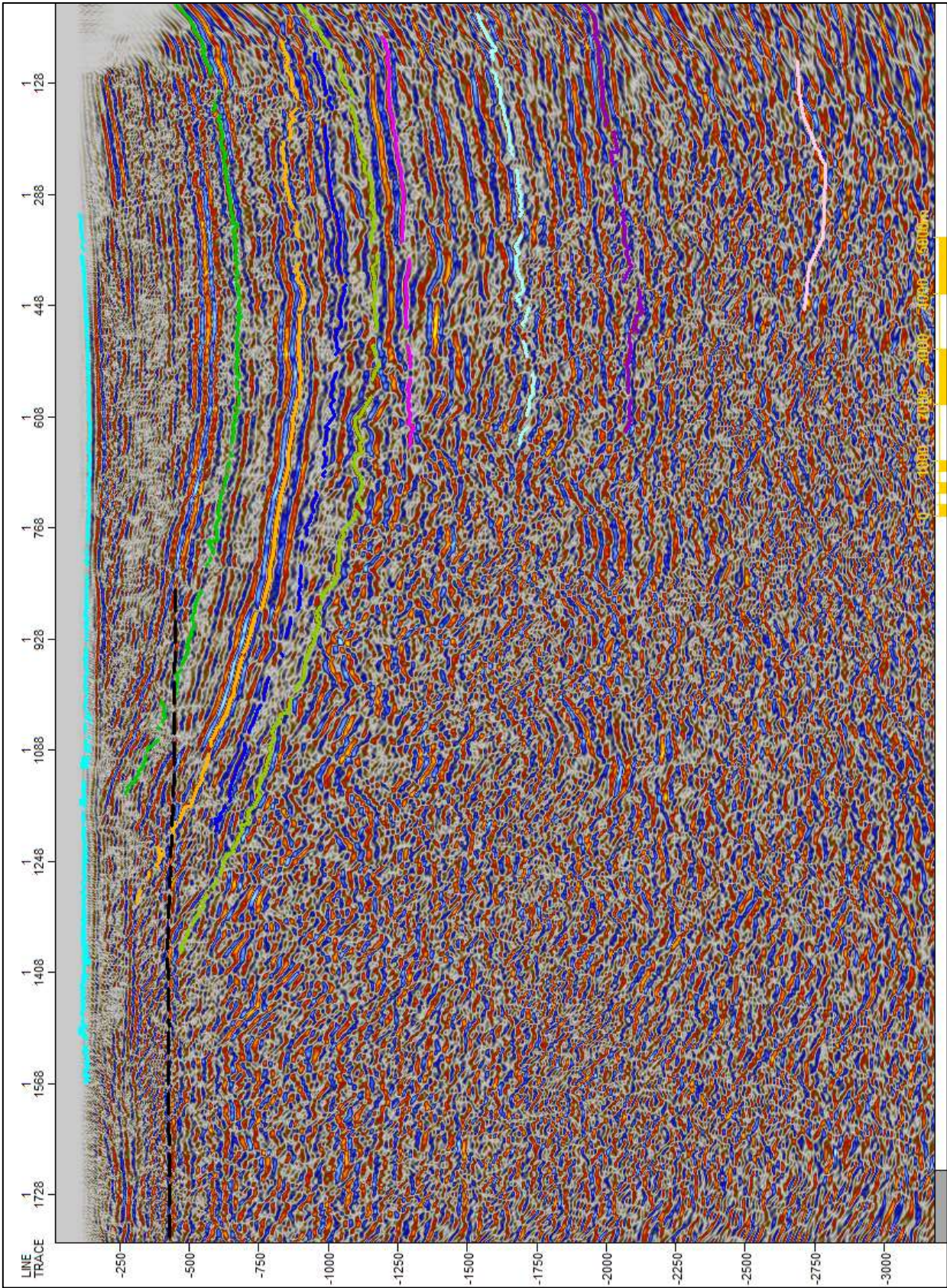


APPENDIKS B

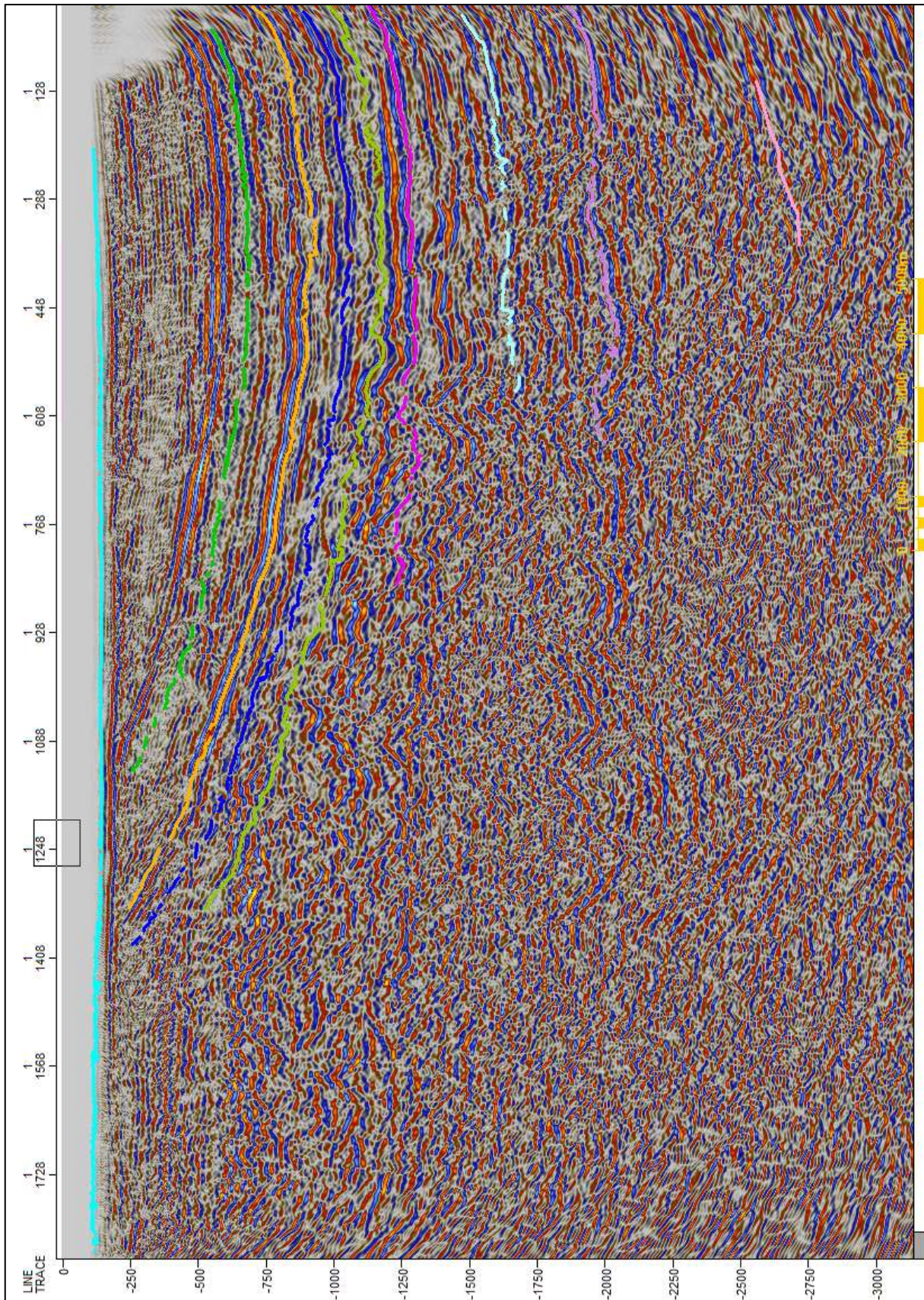
Appendiks B inneholder de tolkede linjene. Linjene fra 2013 (3) og 2012 (8 og 13) er forsøkt tolket med strukturer og alle horisonter. På de øvrige linjene er kun horisontene tolket. Alle profilene går fra øst til vest, vertikalakse er gitt i toveistid og på midten nederst på profilene finnes horisontalaksen gitt i meter.

SVALEX 2012

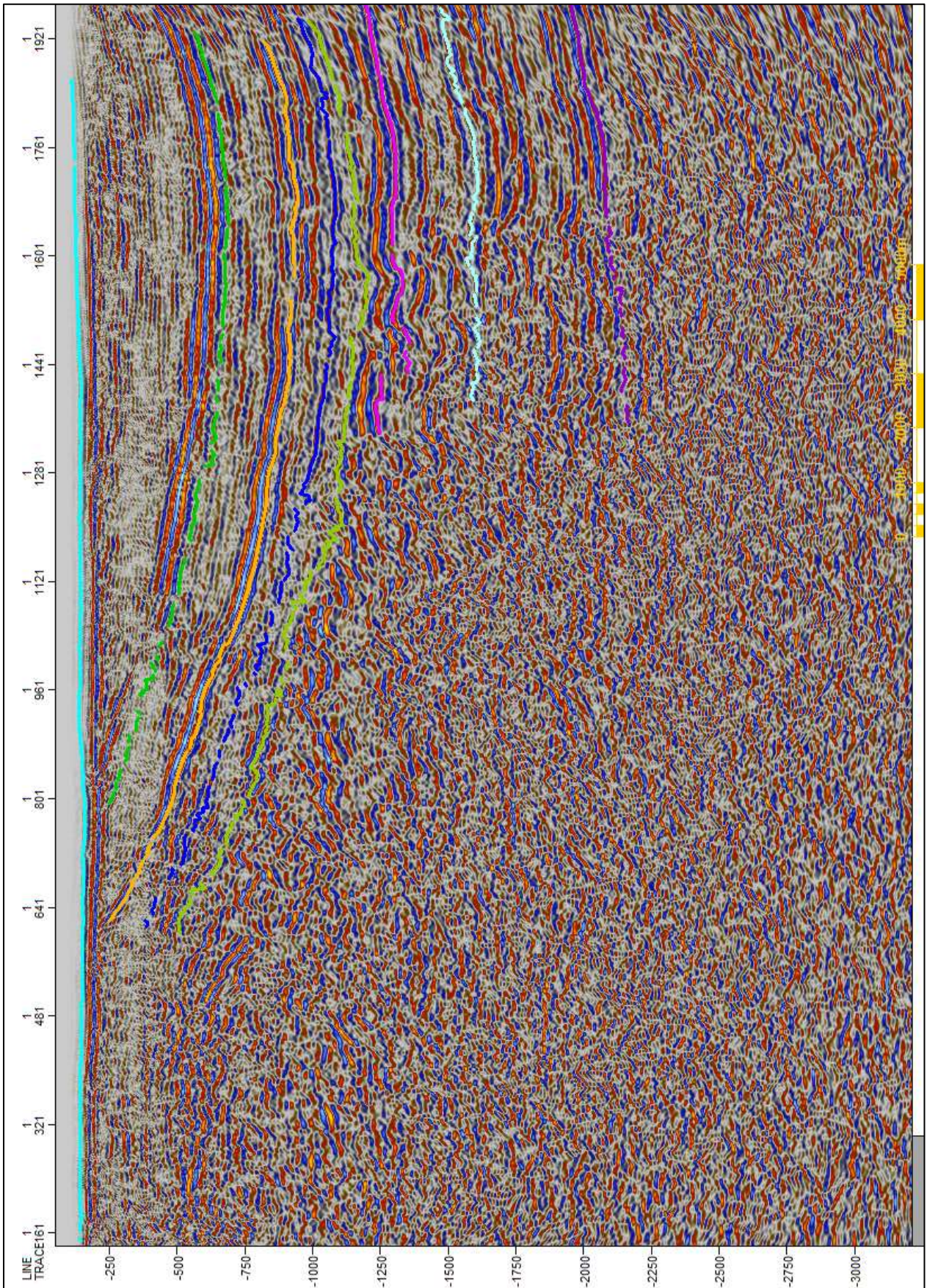
Linje 4:



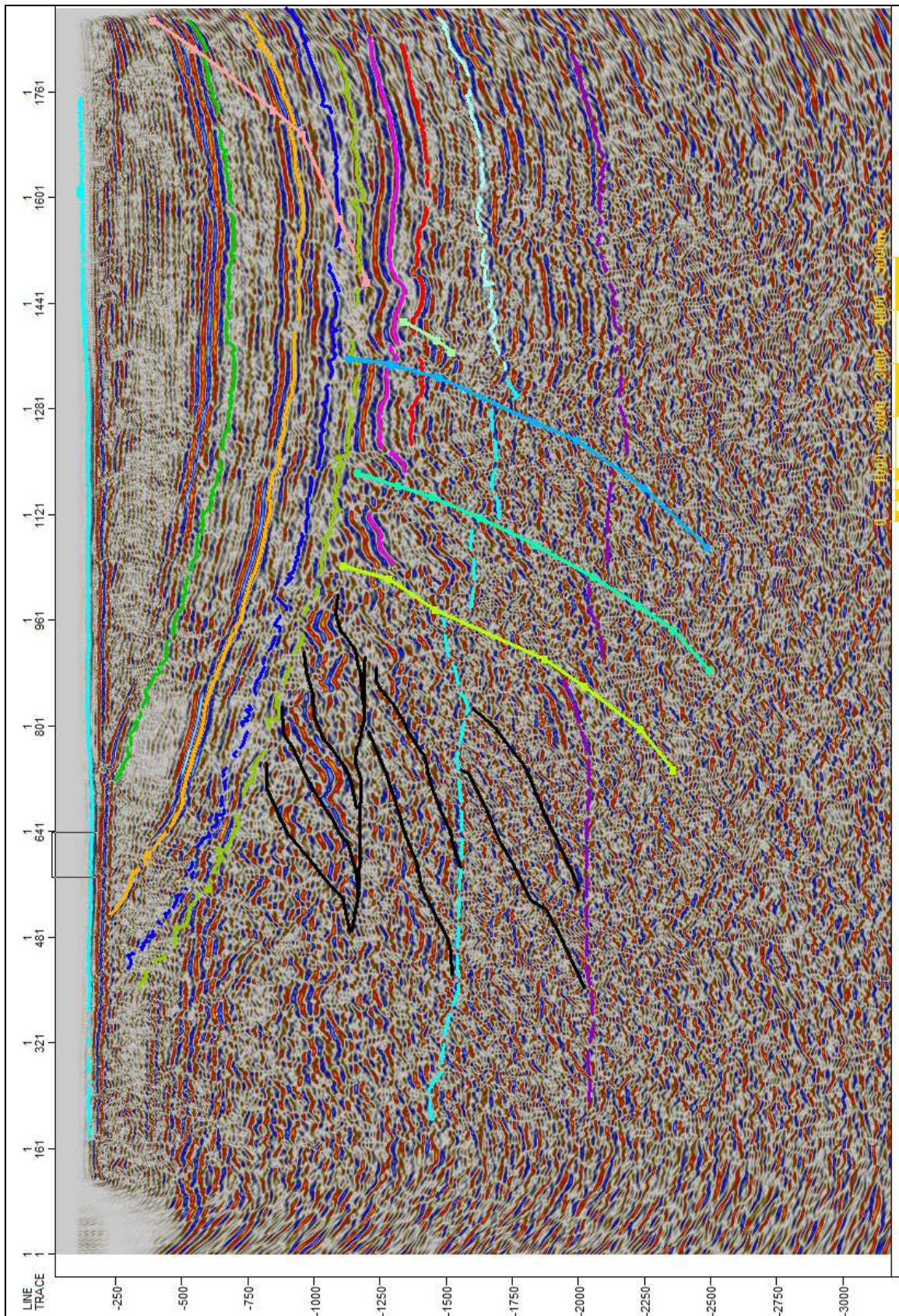
Linje 5:



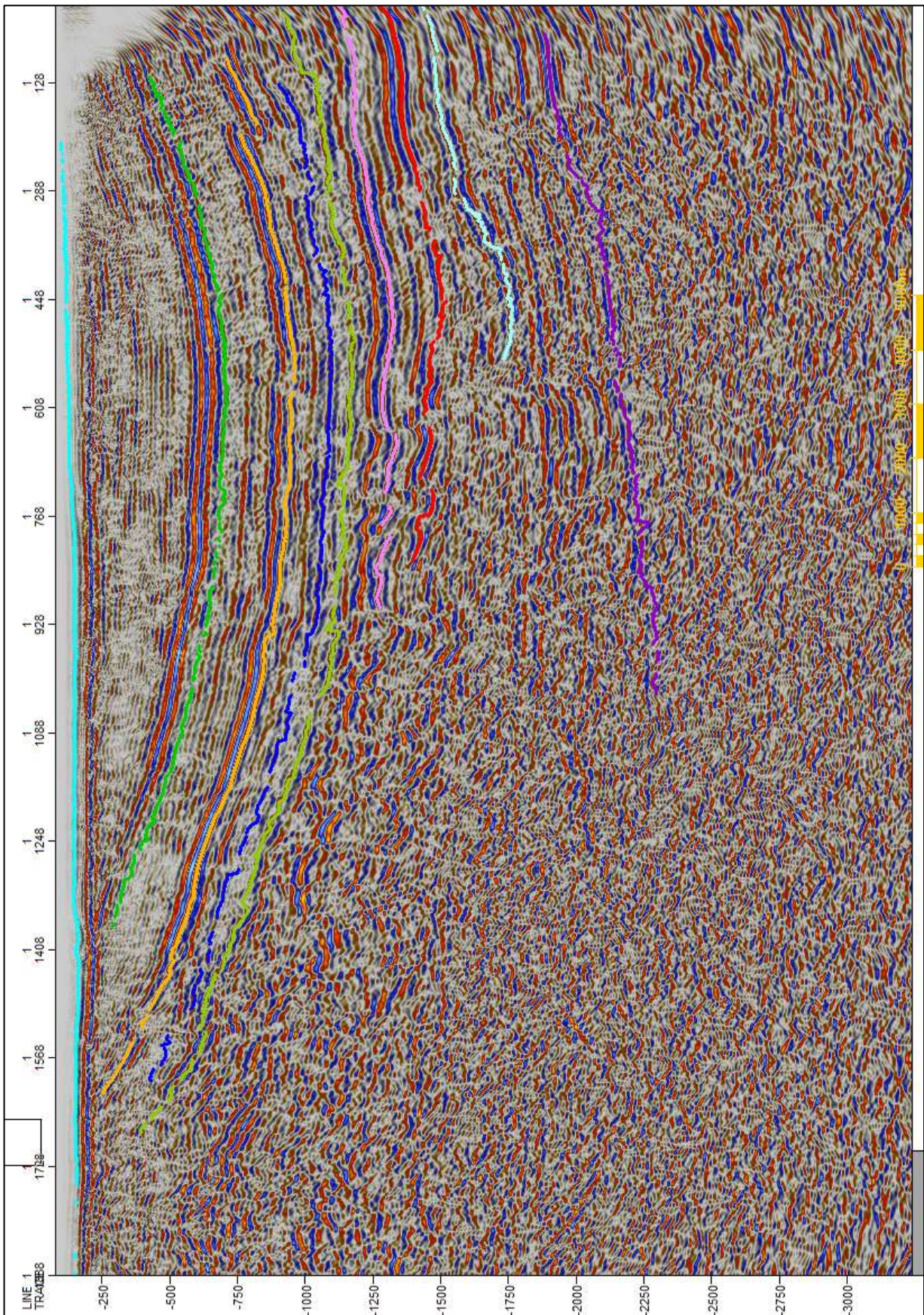
Linje 7:



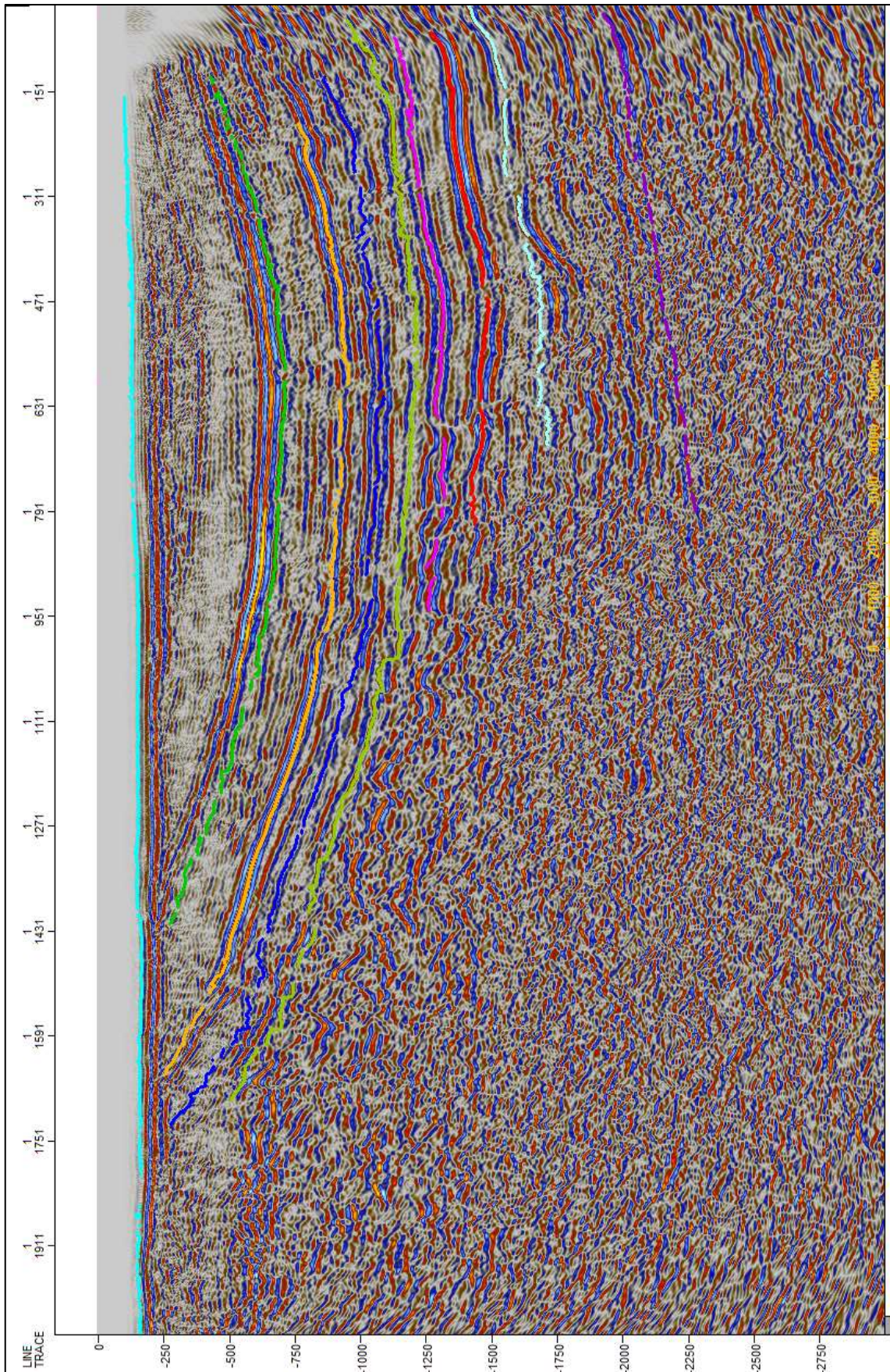
Linje 8:



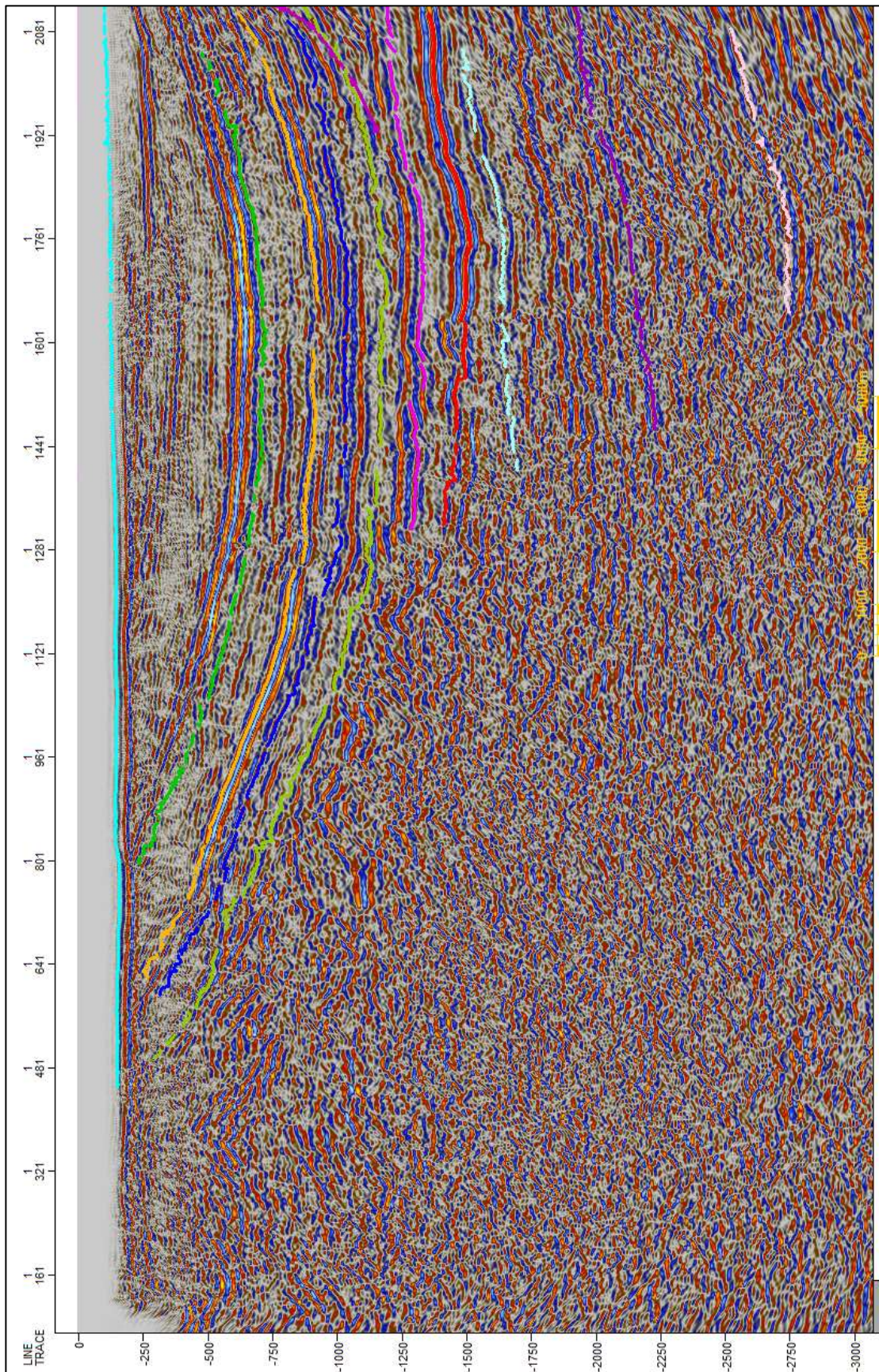
Linje 9:



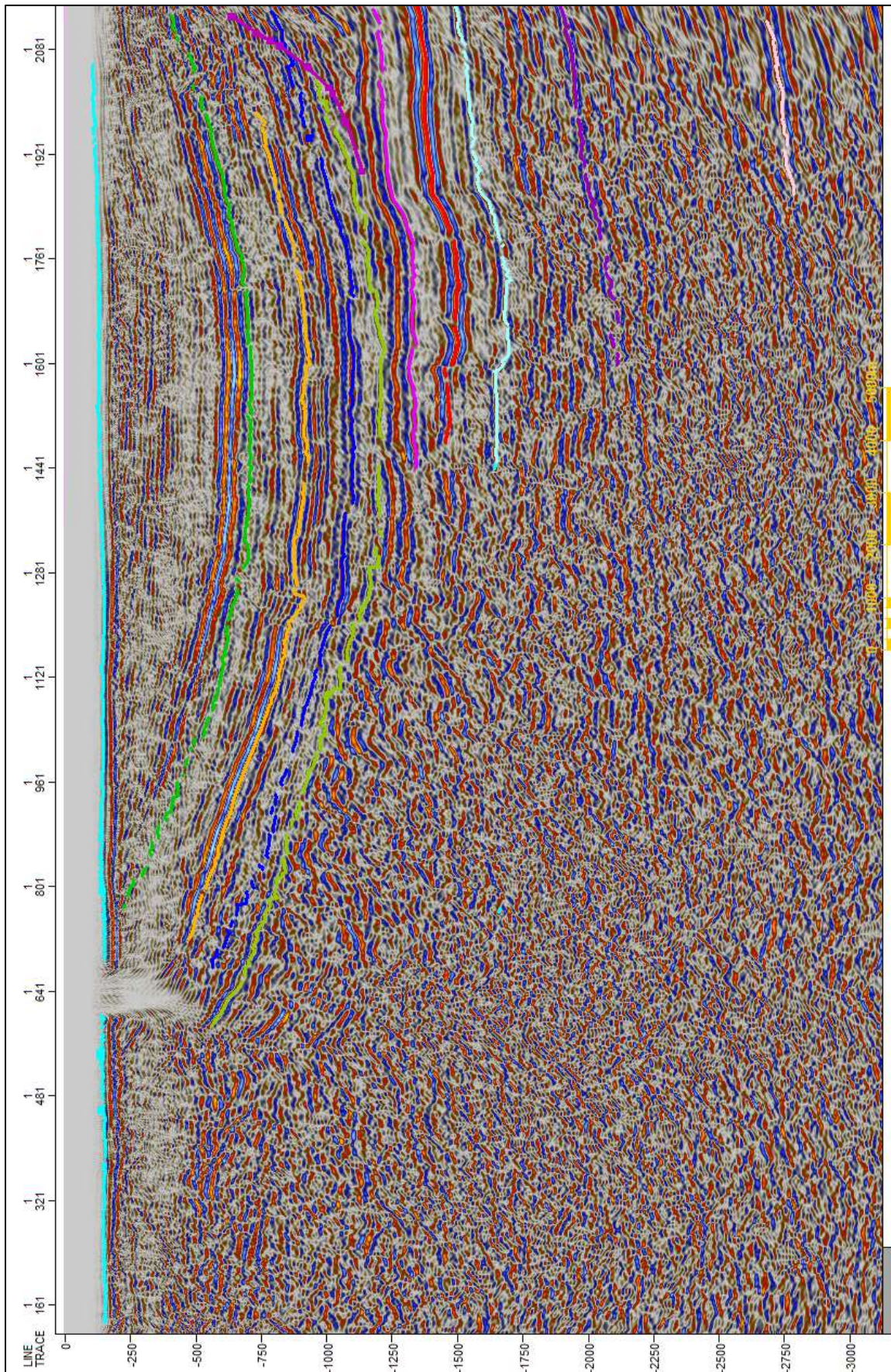
Linje 10:



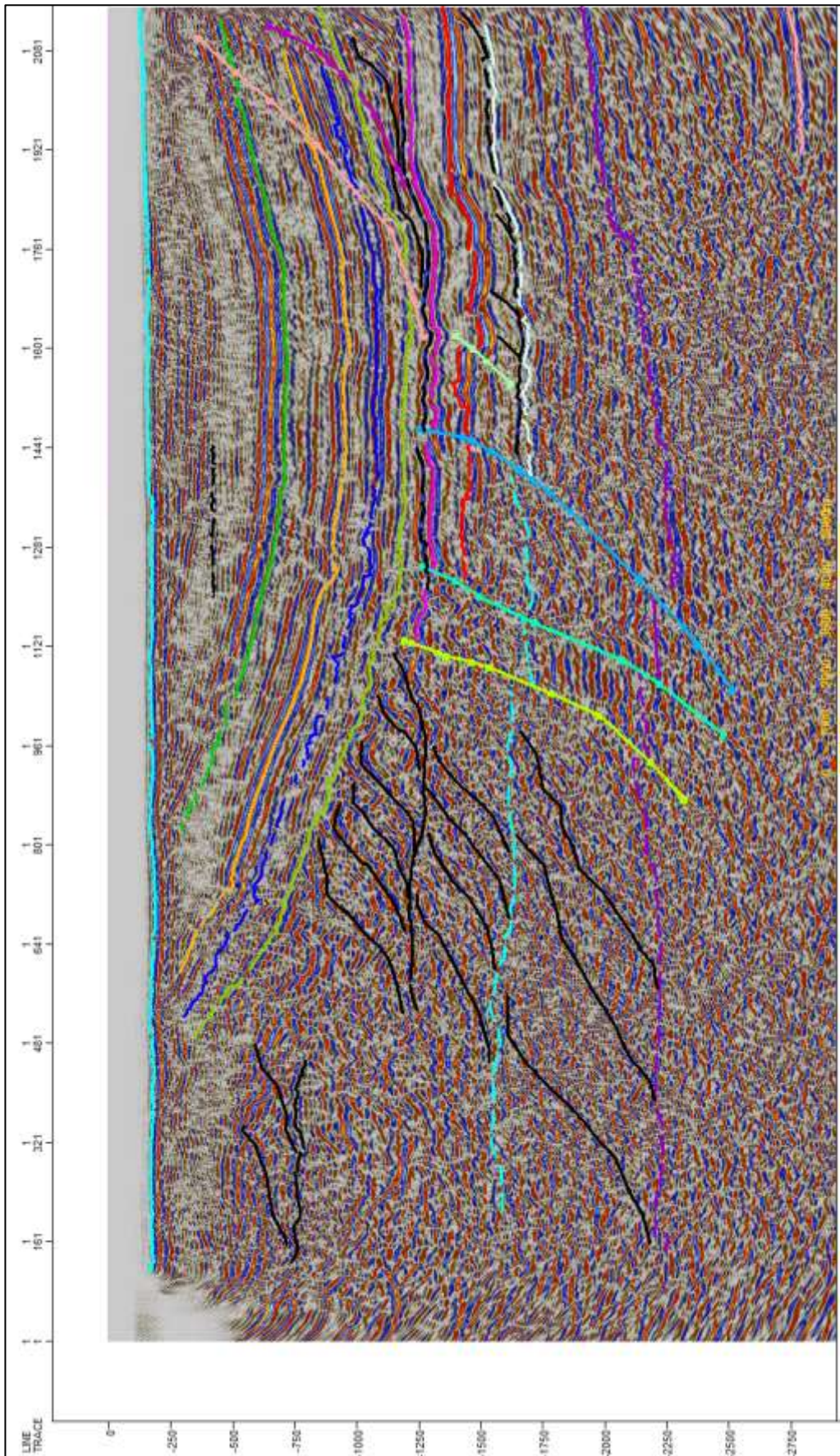
Linje 11:



Linje 12:

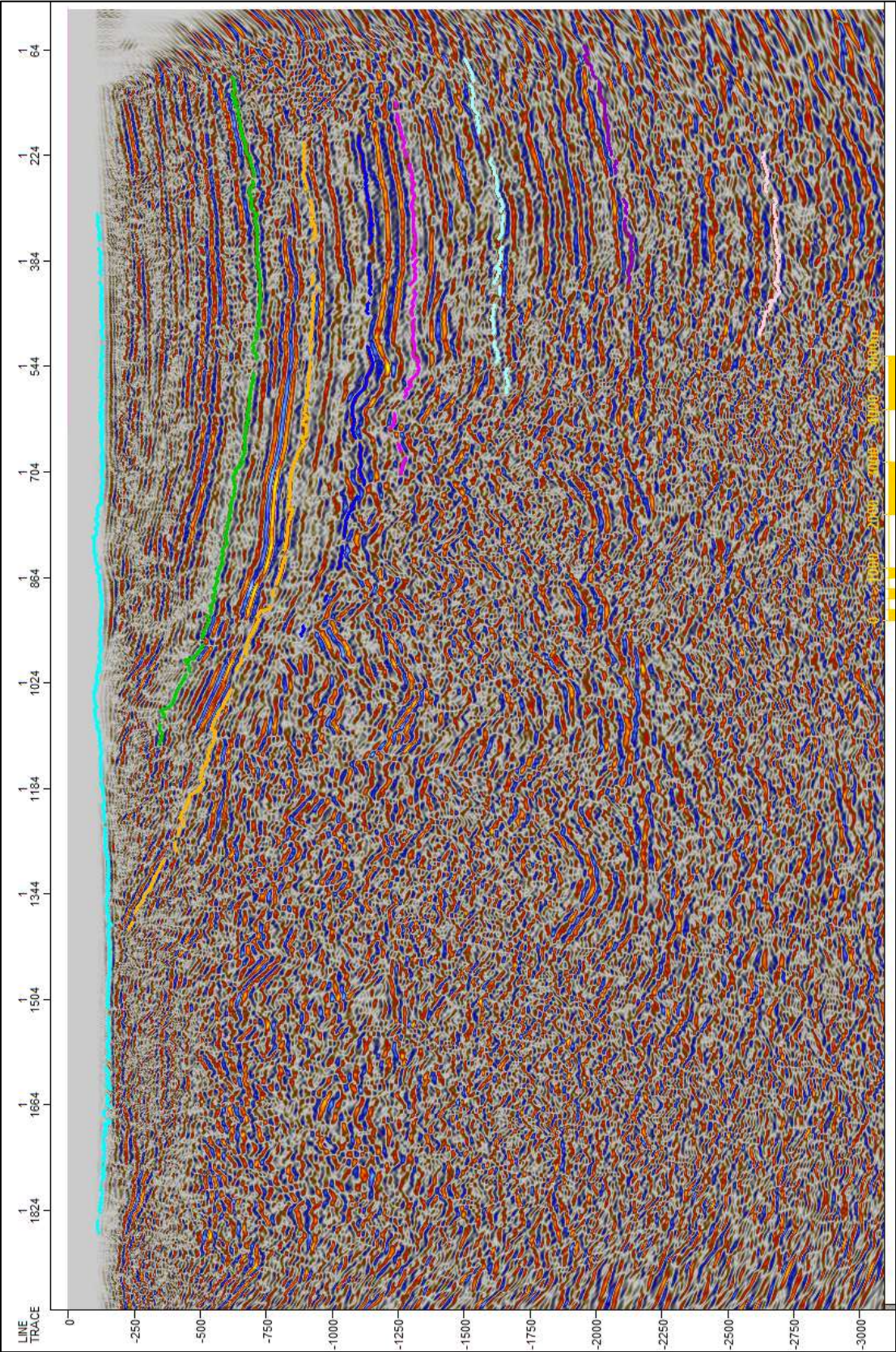


Linje 13:



SVALEX 2013

Linje 3:



Linje 6:

