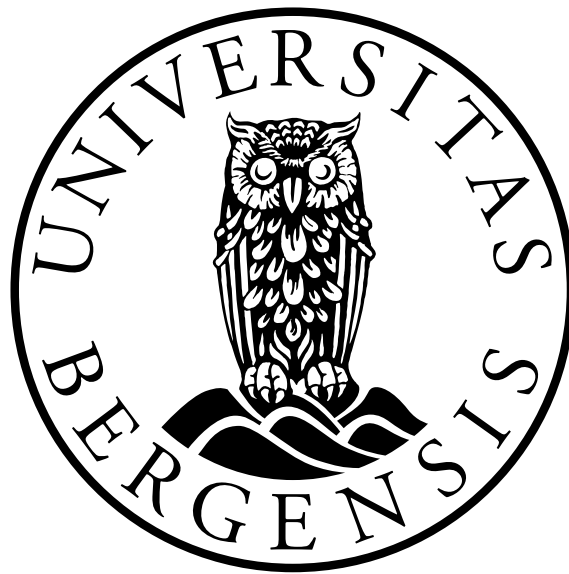


# Metodar for demping av fleksurbølgjer i havis

MARGRETH BJØRKUM JENSEN

OPPGÅVE FOR GRADEN

MASTER OF SCIENCE



INSTITUTT FOR GEOVITENSKAP

UNIVERSITETET I BERGEN

MARS 2015

# Samandrag

Seismiske innsamlingar på flytande havis gir under visse forhold opphav til kjeldeinduserte fleksurbølgjer (Sunwall et al., 2012). Desse oppstår kor seismisk energi blir fanga mellom grenseflatene is/luft og is/vatn. Fleksurbølgja framstår på seismiske data som ei vifte, som delvis oveskygger refleksjonar av interesse og det fører til at ein får data av dårleg kvalitet. Eigenskapane til fleksurbølgja medfører at den er vanskeleg å fjerne frå seismiske data, det er difor eit fokus på korleis ein kan unngå den ved hjelp av innsamlingsgeometri. Vidare har fleire sett på korleis ein kan fjerne fleksurbølgja i prosesseringa.

Målet i oppgåva er å undersøke kva ulike innsamlingsoppsett har og seie for mengda av støy frå fleksurbølgja på seismiske data, og ved hjelp av dette finne ut om det er eit oppsett som unngår fleksurbølgja i heilskap. Vidare ser oppgåva på datasett som er prega av fleksurbølgja med mål om å fjerne den ved hjelp av to prosesseringsmetodar.

Resultata avdekker at eigenskapane til fleksurbølgja gjer den vanskeleg å fjerne frå seismiske data, difor er det å unngå den allereie i innsamlinga det mest hensiktsmessige. Resultata knytt til undersøkingane og testane som er utført viser at det er mogleg å unngå fleksurbølgja i heilskap om ein brukar hydrofonar plassert djupare enn 5 m.

Ulike avgrensingar medfører at det ikkje alltid er mogleg å unngå fleksurbølgja. Dette krev metodar som dempar støyen utan at det går på bekostning av refleksjonar. F-k filtrering av dataene gir demping av fleksurbølgja, men ei fullstendig fjerning er ikkje mogleg. Metoden der hydrofon- og geofondata blir kombinert viser ei tydeleg forbetring i kvalitativt SnR, med nokre skilnader mellom ulike testar innanfor metoden. Basert på SnR er sistnemnde metode ein betre måte å dempe fleksurbølgja på enn f-k filtrering.

# Forord

Denne oppgåva er skriven ved institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen under rettleiing av professor Tor Arne Johansen. Arbeidet er tilknytt ARCEX.

Eg ønskjer å takke Tor Arne Johansen (UiB, institutt for geovitenskap) for gode tilbakemeldingar og rettleiing undervegs og takk til medrettleiar Bent Ole Ruud (UiB, institutt for geovitenskap) som har vore til stor hjelp med programmet Geocluster og for å ha kome med gode råd og løysingar. Eg ønskjer også å takke Kenneth Bredesen (PhD ved UiB, institutt for geovitenskap) for å ha lest gjennom oppgåva mi og kome med nyttige tilbakemeldingar.

Vidare ønskjer eg å takke dei som gjennom kurset AG-835 *Polar seismic Exploration* ved UNIS (The University Centre in Svalbard) samla inn dataene eg har brukt i oppgåva.

Gjennom masterstudiet har eg jobba mykje med Svein Harald Bakke (masterstudent, UiB) som eg ønskjer å takke for gode faglige diskusjonar og godt samarbeid. I løpet av mine fem år som student ved UiB har eg blitt kjend med fleire hyggelige og flinke folk, og eg ønskjer difor å takke studiekameratane mine, utan dei hadde ikkje studiekvardagen vore den same.

Tilslutt vil eg takke foreldra mine Anne og Freddy, og sambuaren min Ronny for å ha vore gode støttespelarar som har gitt meg motivasjon, vist forståing og tolmodigheit gjennom studietida mi.



Margreth Bjørkum Jensen

# Innholdsliste

<b>1</b>	<b>Introduksjon</b>	<b>1</b>
1.1	Problemstilling . . . . .	1
1.2	Tidlegare forskning . . . . .	2
1.3	Mål . . . . .	3
<b>2</b>	<b>Fleksurbølgja</b>	<b>4</b>
2.1	Elastiske bølger i eit flytande isdekke . . . . .	4
2.1.1	Fasehastigheit for store bølgjelengder . . . . .	8
2.2	Eigenskapar ved fleksurbølgja . . . . .	9
2.3	Effektar av ulike isforhold på fleksurbølgjer . . . . .	12
2.3.1	Eigenskapar ved havis . . . . .	13
<b>3</b>	<b>Signalprosessering</b>	<b>16</b>
3.1	Sampling og aliasing . . . . .	16
3.2	Muting, NMO-korreksjon og summasjon . . . . .	17
3.3	Signal og støy . . . . .	18
<b>4</b>	<b>Metodar for demping av fleksurbølgja</b>	<b>19</b>
4.1	Innsamling av data, Van Mijenfjorden 2013 . . . . .	19
4.2	Innsamlingsgeometri . . . . .	22
4.3	F-k filter . . . . .	24
4.4	Demping ved hjelp av hydrofon og geofondata . . . . .	27
4.5	Andre dempingsmetodar . . . . .	30
4.5.1	Demping av koherent støy i radial-trase domenet . . . . .	30
4.5.2	Flexfil . . . . .	32
4.5.3	Seismisk interferometer . . . . .	34
<b>5</b>	<b>Effektar av innsamlingsgeometri og dempingsmetodar</b>	<b>36</b>
5.1	Innsamlingsgeometri . . . . .	36
5.1.1	Kjeldegeometri og ladning . . . . .	36
5.1.2	Hydrofondjup . . . . .	38
5.1.3	Mottakargeometri . . . . .	41
5.1.4	Oppsummering . . . . .	42
5.2	F-k filtrering . . . . .	43
5.2.1	Kjeldegeometri og ladning . . . . .	43
5.2.2	Hydrofondata frå ulike vassdjupn . . . . .	45
5.2.3	Geofondata med endra mottakargeometri . . . . .	47
5.2.4	Filtrering med endra input . . . . .	49

5.2.5	Summasjon . . . . .	50
5.2.6	Oppsummering . . . . .	58
5.3	Demping ved hjelp av hydrofon- og geofondata . . . . .	60
5.3.1	Integrasjon av hydrofondata . . . . .	62
5.3.2	Derivasjon av geofondata . . . . .	65
5.3.3	Dempingsgrad . . . . .	67
5.3.4	Oppsummering . . . . .	68
<b>6</b>	<b>Diskusjon</b>	<b>70</b>
6.1	Innsamlingsgeometri . . . . .	70
6.2	F-k filter . . . . .	75
6.3	Kombinasjon av hydrofon- og geofondata . . . . .	76
<b>7</b>	<b>Konklusjon</b>	<b>79</b>
	<b>Referansar</b>	<b>81</b>
	<b>Vedlegg</b>	<b>83</b>

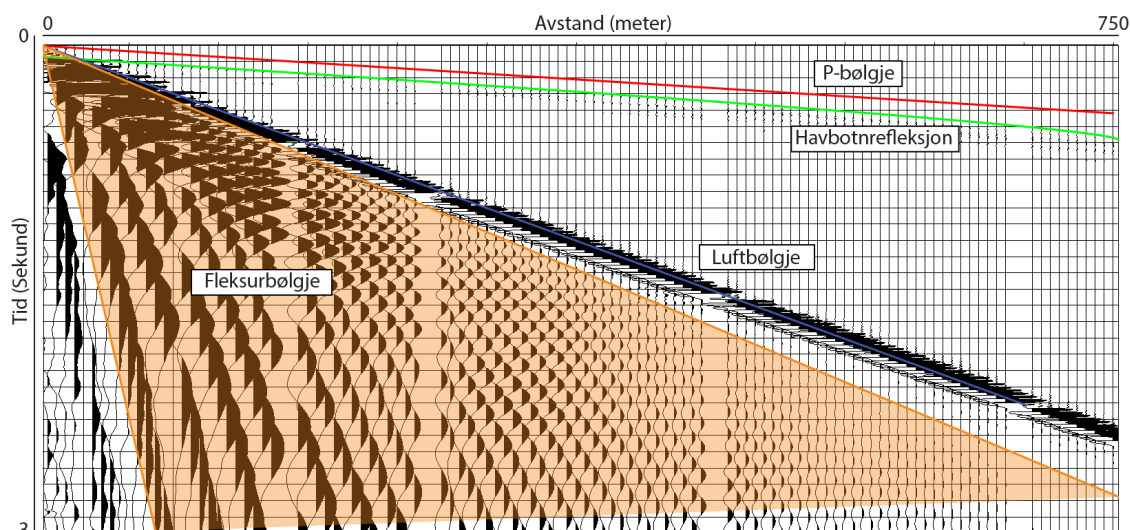
# 1 Introduksjon

Interessene for områda i Arktis har auka som følgje av auka etterspørsel etter olje og gass og dette har ført til fleire seismiske innsamlingar både onshore og offshore. Undersøkingar i desse områda medfører ei rekke utfordringar mellom anna knytt til temperatur, harde værforhold og isdynamikk. Samstundes er områda sårbare, difor må ein ha fokus på å påverke miljøet i minst mogleg grad.

## 1.1 Problemstilling

Innsamlingar offshore er avgrensa av ein kort sommar og ved å utføre seismiske innsamlingar på flytande havis om vinteren kan ein samle inn data større delar av året. Innsamlingar på havis introduserer problem knytt til dårleg datakvalitet. Ei analyse av støyutbreiing skildra i Lansley et al. (1984) blei utført for å avklare kvifor ein har tap av signal med vassdjupn. Denne analysa avdekkar tre støymodar, deriblant fleksurbølgja. Fleksurbølgja er kjeldeindusert og medfører koherent støy på seismiske data (Sunwall et al., 2012). For å få seismiske refleksjonsdata av god kvalitet frå Arktiske område må ein handtere problemet knytt til fleksurbølgja sidan den gir ei svekke i datakvalitet. Dette krev at ein enten må unngå fleksurbølgja i innsamlinga eller fjerne den i prosesseringa.

Fleksurbølgja oppstår når seismisk energi blir fanga mellom grenseflatene luft/is og is/vatn. Intern refleksjon av fleksurbølgja fører til at isen vibrerer, omlag slik som vibrasjonen til ein trommemembran (Henley, 2006). Vibrasjonen blir registrert på mottakarane og dei seismiske dataene blir prega av støy. Figur 1 viser korleis fleksurbølgja (markert i oransje) typisk framstår på seismiske data, den ligg som ei koherent vifte som delvis overskygger refleksjonar.



**Figur 1:** Oversikt over ei skotsamling. Ein ser at fleksurbølgja har ein typisk vifteform som delvis overskygger refleksjonar. Dette fører til at ein får eit tap i datakvalitet.

Problemet knytt til fleksurbølgja er størst i overgangssona kor fastfrose is opphørar og vassjupna er mindre enn 5,5 meter (Rovetta et al., 2009). Vidare er fleksurbølgja dispersiv, det betyr at ulike frekvensar reis med ulik fasehastigheit. Hastigheitene til fleksurbølgja varierer mellom 180 m/s og 700 m/s og frekvensinnhaldet varierer mellom 6 Hz og 87 Hz, og dette medfører at fleksurbølgja vanlegvis er dårleg romleg sampla. I tillegg er amplitudenivået til bølgja 40-60 dB større enn amplituden til signalet (Rovetta et al., 2009).

## 1.2 Tidlegare forskning

Bruk av ulike kjelder og mottakarar har vore essensielt når det gjeld å unngå fleksurbølgja på seismiske data. Fram til 1975 brukte ein dynamitt under isen men etter dette blei ulovleg å bruke under isen i Beauforthavet blei det utvikla nye typar kjelder som "Thunderwagon" og "Mudgun". Desse kjeldene blei brukt i kombinasjon med seismiske vibratorar og dynamitt plassert på land slik at ein kunne samle inn kontinuerlege data frå land til offshore, men bruk av fleire kjelder medfører utfordringar ved den seismiske prosesseringa (Proubasta, 1985). Andre kjelder som har blitt brukt er luftkanoner (Mertz et al., 1981), men som nemnd i Sunwall et al. (2012) er det også nokre problem knytt til bruk av luftkanon som kjelde, mellom anna med omsyn til logistikk. Som mottakarar har det mellom anna blitt brukt geofonar, hydrofonar og OBS. Henley (2006) og Rendleman og Levin (1990) avdekkja at det er mogleg å dempe fleksurbølgja på geofondata om ein flyttar kjelda under isen eller ned i sedimenta. Val av kjelde og mottakar avheng i stor grad av logistikk og kostnad vegd opp mot datakvalitet. Dermed vil det å finne eit innsamlingsoppsett som fungerer under harde klimaforhold og samstundes gir

refleksjonsseismiske data av god kvalitet vere viktig for vidare undersøkingar i Arktiske område.

I tillegg til eit fokus på korleis ein kan unngå fleksurbølgja i innsamlinga er det også ei interesse knytt til korleis ein kan fjerne eller dempe fleksurbølgja ved hjelp av prosessering. Som følgje av at fleksurbølgja er dispersiv og har større amplitude enn signalet er den vanskeleg å dempe med med konvensjonelle filtreringsmetodar (Rovetta et al., 2009). Mellom anna fører dispersjonen til fleksurbølgja til at ei f-k filtrering vil gå på bekostning av andre signal (Henley, 2006). Vidare er undersøkt fleire andre prosesseringsteknikkar som prøvar å dempe fleksurbølgja. Mellom anna skildrar Barr et al. (1993) ein metode som kombinerer hydrofon- og geofondata, Henley (2003) tek i bruk ein metode der ein dempar koherent støy i radial-trase (RT) domenet, Beresford-Smith og Rango (1988) omtalar prosesseringsmetoden Flexfil som er basert på wavelet-spreiing og Del Molino et al. (2011) tek i bruk seismisk interferometer for å forbetre refleksjonsdata.

### 1.3 Mål

Dataene som blir undersøkt i oppgåva er samla inn på Van Mijenfjorden på Svalbard i mars 2013, og er i stor grad prega av fleksurbølgja. Målet med oppgåva er å sjå nærmare på korleis ein kan unngå fleksurbølgja ved hjelp av innsamlingsgeometri. Tidlegare arbeid har hovudsakleg vore basert på å enten flytte kjelda eller mottakaren under isen. Dataene i oppgåva er samla inn gjennom fleire ulike innsamlingsoppsett og gir dermed grunnlag for å undersøke korleis innsamlingsgeometri påverkar støymengda frå fleksurbølgja i seismiske data. Oppgåva ser i tillegg på korleis ein kan dempe fleksurbølgja i prosesseringa. Eit f-k filter kan nyttast for å avdekke om dette gir ei demping av fleksurbølgja, og som følgje av at delar av innsamlinga blei utført med hydrofonar som mottakar kan ein undersøke metoden i Barr et al. (1993) i større skala og ta i bruk fleire av elementa i metoden. Følgjeleg ser oppgåva nærmare på:

- Kan ein unngå fleksurbølgja i innsamlinga?
- Vil eit f-k filter dempe fleksurbølgja utan at det går på bekostning av signal?
- Vil metoden med kombinasjon av hydrofon- og geofondata dempe fleksurbølgja?



## 2 Fleksurbølgja

Dataene er samla inn på flytande havis og dette medfører at ein møter andre utfordringar enn kva ein gjer ved marine innsamlingar. Havis er eit komplekst medium, difor er det å forstå fysiske faktorane som påverkar havis og korleis bølgeutbreiinga er i dette mediumet essensielt. Utbreiinga og amplituden til fleksurbølgja medfører eit tap av datakvalitet, og for å kunne dempe effektene av den er det viktig å kjenne til kva for eigenskapar og forhold som påverkar den. Dette kapittelet tek for seg elastiske bølger i eit flytande isdekke og periodelikninga blir utleia. Ein ser deretter nærmare på tilfellet med store bølgjelengder ( $L$ ) i forhold til istjukna, før ein til slutt ser på fleksurbølgja og faktorar som påverkar den.

### 2.1 Elastiske bølger i eit flytande isdekke

Press og Ewing (1951) tek mellom anna for seg utleiinga av eit uttrykk for fasehastigheita til fleksurbølgja og under kva for forhold den eksisterar. For å dempe fleksurbølgja er det nyttig å ha kjennskap til kva for faktorar som påverkar den. Dette delkapittelet tek utgangspunkt i Press og Ewing (1951) der teorien knytt til utbreiing av elastiske bølger i eit flytande isdekke er nøye skildra.

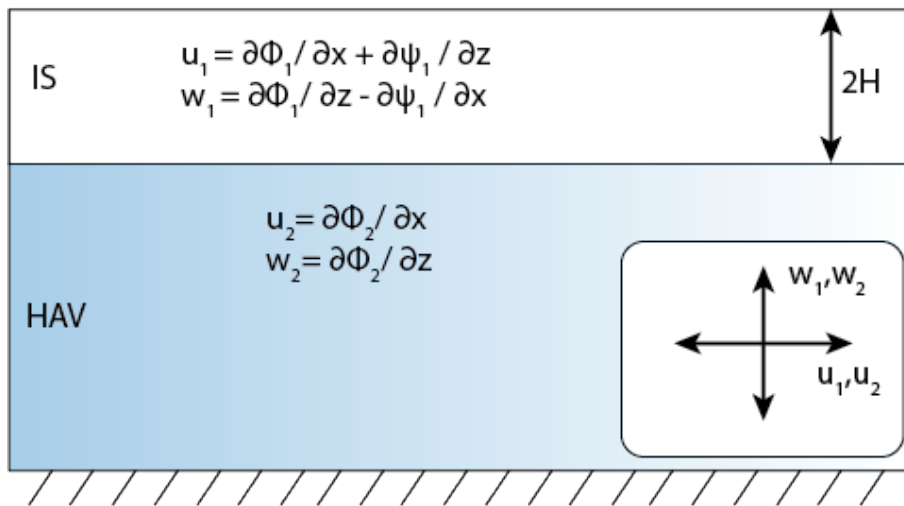
Press og Ewing (1951) antok at ein har bølgeutbreiing i eit uendeleg flytande isekke med tjukkeleik  $2H$  og tettleik  $\rho_1$ , der hastigheitene til P-bølgja og S-bølgja høvesvis er gitt ved  $V_{p1}$  og  $V_{s1}$ , tettleik til vatnet under plata er gitt ved  $\rho_2$  og P-bølgjehastigheita i vatnet er gitt ved  $V_{p2}$ . Vidare er  $\lambda_1$ ,  $\mu_1$  Lamès konstantar for isen, og  $\lambda_2$  er inkompressibiliteten til vatnet relatert til dei elastiske bølgjehastigheitene;

$$V_{p1}^2 = (\lambda_1 + 2\mu_1)/\rho_1, \quad V_{s1}^2 = \mu_1/\rho_1, \quad V_{p2}^2 = \lambda_2/\rho_2, \quad (1)$$

kor indeksane 1 og 2 står for høvesvis is og vatn. Det kartesiske koordinatsystemet blir valt med x-aksen i det midtre planet til isdekket, parallell til utbreiingsretninga, og z-aksen er i vertikal retning. For å skildre vertikal og horisontal partikkelrørsle er funksjonane  $\phi(x, z, t)$  og  $\psi(x, z, t)$  brukt, dei er definert av;

$$\begin{aligned}
u_1 &= \delta\phi_1/\delta x + \delta\psi_1/\delta z, \\
w_1 &= \delta\phi_1/\delta z - \delta\psi_1/\delta x, \\
u_2 &= \delta\phi_2/\delta x, \\
w_2 &= \delta\phi_2/\delta z.
\end{aligned} \tag{2}$$

Figur 2 viser partikkelrørsla som gjeld for laga i modellen der  $u_1$  og  $w_1$  er høvesvis horisontal og vertikal partikkelrørsle i isen, medan  $u_2$  og  $w_2$  er høvesvis horisontal og vertikal partikkelrørsle i vatnet.



**Figur 2:** Oversikt over partikkelrørsla i isen og i væskelaget under. I isen er horisontal partikkelrørsle definert som  $u_1$  og vertikal partikkelrørsle som  $w_1$ . I vatnet er  $u_2$  og  $w_2$  høvesvis horisontal- og vertikal partikkelrørsle. Tjukna til isdekket er definert som  $2H$ .

Vidare er vertikalt stress  $P_{zz}$  og tangentielt stress  $P_{xz}$  uttrykt ved hjelp av  $\phi$  og  $\psi$  og dei elastiske konstantane;

$$\begin{aligned}
P_{zz} &= \lambda \nabla^2 \phi + 2\mu(\delta^2\phi/\delta z^2 - \delta^2\psi/\delta x\delta z), \\
P_{xz} &= \mu(\delta^2\psi/\delta z^2 - \delta^2\psi/\delta x^2 + 2\delta^2\phi/\delta x\delta z).
\end{aligned} \tag{3}$$

Vidare er det satt krav om at funksjonane  $\phi$  og  $\psi$  oppfyll bølgjelikningane (4) og grenseverdiane (5)

$$\begin{aligned}
\delta^2\phi_1/\delta t^2 &= V_{p1}^2\nabla^2\phi_1 && \text{i isen,} \\
\delta^2\psi_1/\delta t^2 &= V_{s1}^2\nabla^2\psi_1 && \text{i isen,} \\
\delta^2\phi_2/\delta t^2 &= V_{p2}^2\nabla\phi_2 && \text{i vatnet.}
\end{aligned} \tag{4}$$

$$\begin{aligned}
(P_{zz})_1 &= 0 && \text{ved } z = -H, \\
(P_{zx})_1 &= 0 && \text{ved } z = -H, \\
(P_{zz})_1 &= (P_{zz})_2 && \text{ved } z = H, \\
(P_{zx})_1 &= 0 && \text{ved } z = H, \\
w_1 &= w_1 && \text{ved } z = H.
\end{aligned} \tag{5}$$

Frå Press og Ewing (1951) vil løysingane til bøljelikningane i likning (4) vere på forma

$$\begin{aligned}
\phi_1 &= [A \sin h(\xi z) + B \cos h(\xi z)] \exp[i(kx - \omega t)], \\
\psi_1 &= [C \sin h(\eta z) + D \cos h(\eta z)] \exp[i(kx - \omega t)], \\
\phi_2 &= E \exp(-\zeta z) \exp[i(kx - \omega t)],
\end{aligned} \tag{6}$$

der

$$\begin{aligned}
\xi^2 &= k^2(1 - c^2/V_{p1}^2), \\
\eta^2 &= k^2(1 - c^2/V_{s1}^2), \\
\zeta^2 &= k(1 - c^2V_{p2}^2),
\end{aligned} \tag{7}$$

der  $c=\omega/k$ . I likning (6) utgjer  $\phi_1$ ,  $\psi_1$  og  $\phi_2$  eit system av bølger som breiar seg i x-retning med fasehastigheit ( $c$ ) og bøljelengd ( $L$ ), som er relatert til bølgetalet ( $k$ ), der  $k=2\pi/L$ . Frekvensen er gitt ved  $f=\omega/2\pi=ck/2\pi$  der  $\omega$  er vinkelfrekvens. Som følgje av at Press og Ewing (1951) ønska å sjå på tilfellet utan energitap til vatnet, blei  $\phi_2$  satt til å minke eksponentielt med vassjupn.

Frå Press og Ewing (1951) vil ein ved å kombinere likning (6), (5), (2) og (3) få fem uavhengige homogene likningar i dei ukjente amplitudekoeffisientane A, B, C, D og E. Ei kvar av dei fire amplitudekoeffisientane kan bli funne ved hjelp av den femte. For at det skal eksistere ei løysing for alle fem amplitudekoeffisientane, må den femteordens determinanten til koeffisientane felle bort. Periodelikninga skildrar forholdet kor denne determinanten fell bort. Vidare frå Press og Ewing (1951) er det gitt ei antaking med omsyn til Poissons forhold for å forenkle likningane. Det er brukt eit konstant Poissons forhold  $\sigma=0.25$  for is, slik at  $\lambda_1 = \mu_1$ . Periodelikninga blir dermed uttrykt som:

$$P[Q + \delta \cosh(\xi H) \cos h(\eta H)] + Q[P + \delta \sinh(\xi H) \sinh(\eta H)] = 0. \quad (8)$$

Frå Press og Ewing (1951) har ein at periodelikninga (8) definerer ein implisitt relasjon mellom fasehastigheit ( $c$ ) og bølgetalet ( $k$ ). Avhengigheita av  $c$  med vinkelfrekvens ( $\omega$ ) får ein ved å substituere  $k=\omega/c$  inn i likning (8). Reelle verdiar av  $c$  og  $k$  som oppfyll likning (8) tilseier bølgeutbreiing utan demping, medan komplekse verdiar av  $c$  og  $k$  for reell  $\omega$  tilseier bølgeutbreiing med demping. Grada av demping aukar med magnituden til den imaginære komponenten. Energitalet ved dempa bølgeutbreiing kjem av akustisk stråling frå isdekket til vatnet. Vidare frå likning (8) har ein at  $c=V_{p1}$  og  $c=V_{s1}$  er løysingar som oppfyll periodelikninga for alle frekvensar.

Frå Press og Ewing (1951) har ein frå likning (8) at

$$\begin{aligned} \delta &= \rho_2 v_2^2 (\eta^2 - k^2) (\zeta^2 - k^2) \xi / \rho_1 \beta_1^2, \\ Q &= (\eta^2 + k^2)^2 \sinh(\xi H) \cosh(\eta H) - 4\xi \eta k^2 \cosh(\xi H) \sinh(\eta H), \\ P &= (\eta^2 + k^2)^2 \cosh(\xi H) \sinh(\eta H) - 4\xi \eta k^2 \sinh(\xi H) \cosh(\eta H), \end{aligned} \quad (9)$$

Vidare frå Press og Ewing (1951) har ein at

$$\begin{aligned} P + \delta \sinh(\xi H) \sinh(\eta H) &= 0, \\ Q + \delta \cosh(\xi H) \cosh(\eta H) &= 0, \end{aligned} \quad (10)$$

for ei plate i vatn, kor P og Q representerer høvesvis symmetrisk og asymmetrisk løysing. Rørslene i eit flytande isdekke kan ikkje bli redusert til reine symmetriske og asymmetriske bølgeomodar. Likning (10) inneber at  $\delta$  er eit korreksjonsuttrykk som gjeld ved nærvær av

vatn, og når tettleiken til vatnet går mot null vil uttrykket for  $\delta$  felle bort (Press og Ewing, 1951).

### 2.1.1 Fasehastigheit for store bølgjelengder

Frå Press og Ewing (1951) har ein at periodelikninga blir redusert til ulike bølgjemodar alt etter kor stor bølgjelengda er samanlikna med tjukkeleiken til isdekket. Kor bølgjelengdene er små samanlikna med tjukkeleiken til plata vil dei symmetriske og asymmetriske løysingane bli redusert til Rayleighbølgjer som breiar seg utan demping ved overflata og dempa Rayleighbølgjer som blir transmittert langs botnen av islaget. I tillegg har ein ved små bølgjelengder ei Stoneley-type bølgje som breiar seg langs grenseflata mellom plata og vatnet, med ein hastigheit som er noko mindre enn lydastigheita i vatn.

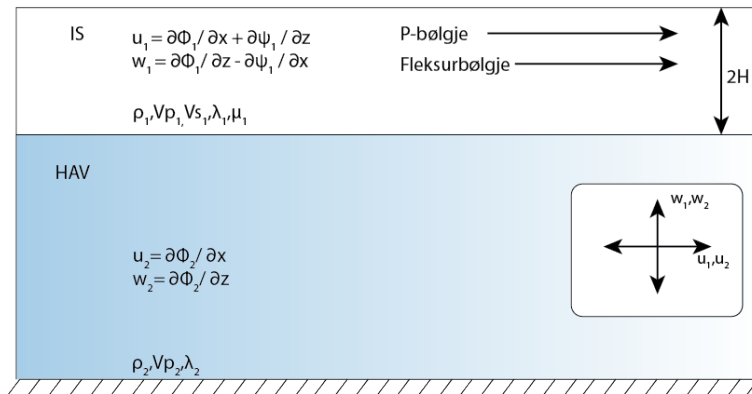
Store bølgjelengder samanlikna med tjukkeleiken til plata medfører at den asymmetriske bølgjemoden blir redusert til fleksurbølgjer og den symmetriske bølgjemoden blir redusert til ei P-bølgje (Press og Ewing, 1951). Sidan det er tilfellet med store bølgjelengder i forhold til tjukkeleiken på isdekket som gjeld for dataene i oppgåva, er det dette tilfellet som blir fokusert på vidare.

Frå Press og Ewing (1951) kan periodelikninga (8), der ein har store bølgjelengder( $L$ ) samanlikna tjukkeleiken til isdekket bli redusert til

$$P + Q\delta \sinh(\xi H) \sinh(\eta H)/2Q + \delta = 0, \quad (11)$$

$$Q + \delta/2 = 0. \quad (12)$$

Likning (11) og (12) gir hastigheita til høvesvis P-bølgja og fleksurbølgja i eit flytande isdekke over djupt vatn. Figur 3 viser tilfellet kor ein har store bølgjelengder samanlikna med tjukkeleiken til isdekket, og det blir generert P-bølgjer og fleksurbølgjer. Partikkelrørsla vertikal og horisontal retning er høvesvis gitt som  $w_1$  og  $u_1$  i isdekket og  $w_2$  og  $u_2$  i vatnet.



**Figur 3:** Ved store bølglengder får ein generert P-bølgjer og fleksurbølgjer i isdekket. Partikkelrørsle i isen i vertikal og horisontal retning er gitt ved høvesvis  $w_1$  og  $u_1$ . I vatnet er partikkelrørsle gitt ved  $w_2$  og  $u_2$  for høvesvis vertikal- og horisontal partikkelrørsle.  $\rho_1$ ,  $V_{p1}$ ,  $V_{s1}$ ,  $\lambda_1$  og  $\mu_1$  står for høvesvis tettleik, P-bølgjehastigheit, S-bølgjehastigheit og Lamè sine konstantar i isdekket.  $\rho_2$ ,  $V_{p2}$  og  $\lambda_2$  står for høvesvis tettleik, P-bølgjehastigheit og Lamè sin konstant i vatn.

Frå Press og Ewing (1951) får ein frå likning (12) eit uttrykk for fasehastigheita til fleksurbølgja

$$c^2/V_{s1}^2 = (8/3)(\rho_1/\rho_2)(kH)^3(1 - V_{s1}^2/V_{p1}^2)/(1 + 2kH\rho_1/\rho_2). \quad (13)$$

Fasehastigheit er assosiert med ei enkelt plan bølge (UniGEO, 2015) og er hastigheita bølga breiar seg med. Frå Hofmann (2015) har ein at fasehastigheita er gitt ved

$$c = \omega/k. \quad (14)$$

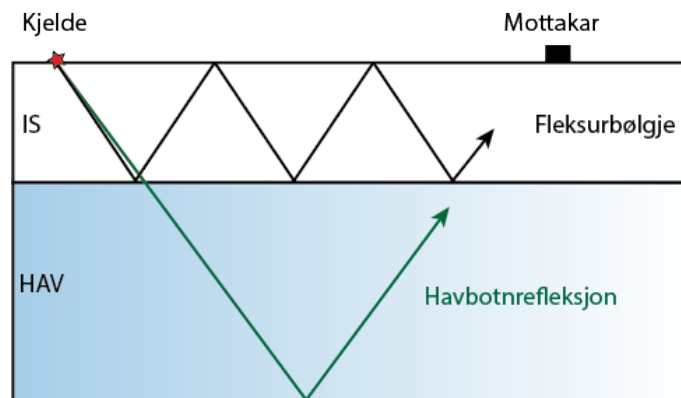
Der  $\omega$  er vinkelfrekvens og  $k$  er bølgetal. Som følgje av at fleksurbølgja er dispersiv har ein også ei gruppehastighet. Frå Hofmann (2015) har ein at

$$V_g = \Delta\omega/\Delta k \quad (15)$$

For ei dispersiv bølge er  $c \neq V_g$  (Hofmann, 2015).

## 2.2 Eigenskapar ved fleksurbølgja

Seismiske kjelder plassert på flytande is vil som nemnd generere til fleksurbølgjer når bølglengdene er store samanlikna med tjukkeleiken til isdekket. Rørsle til fleksurbølgja kan samanliknast med ein trommemembran som vibrerer, og blir internt reflektert mellom grenseflatene i islaget (Henley, 2006). I figur 4 ser ein korleis fleksurbølgja breiar seg i isen.



**Figur 4:** Seismiske kjelder genererer fleksurbølgjer som blir reflektert mellom grenseflataene i islaget og dette fører til ein vibrasjon av isdekket. Havbotnrefleksjonen er merka med grønt.

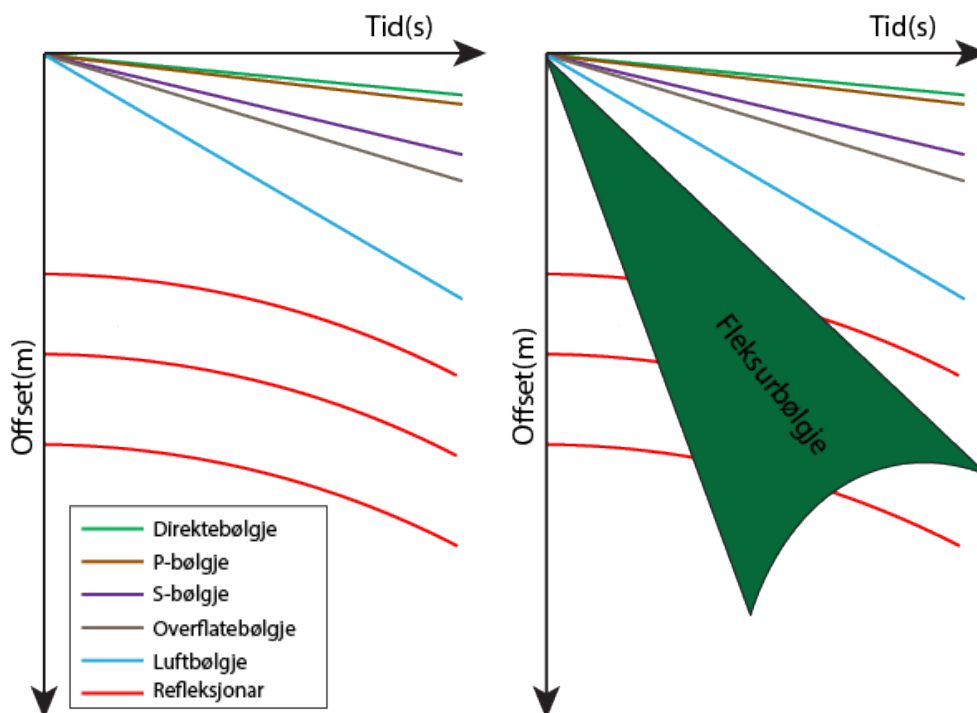
Den interne refleksjonen av fleksurbølgja i isdekket medfører at ein får ein vibrasjon av isdekket. Denne vibrasjonen fører til at seismiske data blir prega av støy. Problemet med fleksurbølgja er at den har stor energi samanlikna med refleksjonsdataen i overgangssona, kor den botnfrose isen opphørar og vassdjupna er mindre enn 5.5m (Rovetta et al., 2009). Fleksurbølgja gir difor ei svekke i datakvalitet på seismiske data.

Frå Lansley et al. (1984) har ein at problemet med datakvalitet kan vere stort lokalt der ein får eit fullstendig tap av koherent signal, medan problemet i andre område er avgrensa til grunne data, og djupare refleksjonar er bevart. Hastigheita til fleksurbølgja i seismiske data varierer mellom 180 m/s og 700 m/s og frekvensen ligg mellom 6 Hz og 87 Hz, med eit amplitudenivå 40-60 dB høgare enn amplituden til signalet (Rovetta et al., 2009).

I tillegg til at fleksurbølgja har stor amplitude, er den også dispersiv. Dei høge frekvensane i bølga kan breie seg med hastigheiter nær hastigheita til P-bølga i is medan dei lave frekvensane kan ha lågare hastigheit enn luftbølga (Henley, 2006). Fleksurbølgja er dispersiv ved frekvensar under 100 Hz. Det medfører at hastigheita ikkje berre avheng av parametera i isen men også av tjukna til isdekket (Yang og Giellis, 1994).

Som følgje av at fleksurbølgja er dispersiv reis ulike frekvensar med ulik hastigheit, og bølga inneheld dermed fleire hastigheiter og frekvensar. Fleksurbølgja framstår på eit seismogram som ei koherent vifte om istjukkelsen hovudsakleg er konstant (Rovetta et al., 2009). Signala til fleksurbølgja vil som følgje av at den er dispersiv og har stor energi, dekke over refleksjonssignala. Det fører til at fleksurbølgja er sett på som støy sidan det er refleksjonane ein er interessert i. Kor ein har varierende istjukkleik vil kvar skarpe endring i tjukna fungere som ei sekundær kjelde og dermed skape eit komplisert støymønster (Del Molino et al., 2008). I figur 5 ser ein ei prinsippskisse av den karakteristiske vifteforma til fleksurbølgja og korleis den dekkar over refleksjonssignala. I dataene frå Van Mijenfjorden blei det ikkje generert S-bølgjer eller overflatebølgjer fordi tjukna til isdek-

ket var liten samanlikna med bølgjelengda.



**Figur 5:** Prinsippsskisse av ei skotsamling. Ein ser at fleksurbølgja som er markert med grønt har ei vifteform som delvis ligg over refleksjonane, som er markert med raudt. Dette fører til at ein får tap av informasjon frå reflektorar.

For å få seismiske data av god kvalitet er det difor essensielt å unngå at fleksurbølgja blir danna. Der dette ikkje er mogleg må ein prøve å dempe eller aller helst fjerne den i prosesseringa. Mellom anna har kjeldeplassing stor påverknad når det gjeld isbølgjemodar. Ei kjelde som enten er plassert på isoverflata eller er nedgravd i isen strålar ut mesteparten av energien som koherent støy. Ei kjelde som er plassert i vatnet under isen eller i sedimenta på botnen send meir energi nedover i laga slik at dei kan bli avbilda (Henley, 2006). Som følgje av dette vil eit oppsett kor ein har kjeldane plassert under isen vere det ideelle for å unngå fleksurbølgja, men dette er ikkje alltid mogleg. I nokre tilfelle er det andre omsyn ein må ta knytt til mellom anna logistikk, som medfører at ein må bruke ei overflatekjelde. Som oftast vil denne kjelda vere ein vertikal seismisk vibrator, sidan det berre er vertikal partikkelrørsle som kan bli sendt ned gjennom islaget og vatnet til laga under (Henley, 2006).

Om krava til innsamlingsgeometri ikkje er oppfylt eller fungerer, er demping eller fjerning av fleksurbølgja i prosesseringa nødvendig. Frå Henley (2006) har ein at det er tre årsaker som gjer at fleksurbølgja er vanskelig å dempe på ein tilfredsstillande måte:

- Den store amplituden til støyen samanlikna med dei svake refleksjonane vil ofte overgå den dynamiske rekka til innsamlingsystemet, og prosessering vil ikkje kunne gjenskape refleksjonssignalet.



- Innsamlingsparameter som mellomrom mellom stasjonar er vanlegvis er optimalisert for å samle vertikaltreisande refleksjonar, slik at koherent støy ofte blir dårleg romleg sampla.
- Stor dispersjon vist ved isbølgjemodar betyr at eit kvart f-k filter som er designa for å dempe alle støyhastigheiter vil også kutte refleksjonar.

### 2.3 Effektar av ulike isforhold på fleksurbølgjer

Havis består av is, saltvatn og gass. Isen avheng av mellom anna temperatur, alder og ulike typar salt. Sidan alder har innverknad på dei fysiske eigenskapane til havis, er det nyttig å sjå på førsteårsis og flerårsis kvar for seg (Timco og Weeks, 2010). Fleirårsis er is som har overlevd ein eller fleire smeltesesongar. Kunnskapen om fleirårsis er veldig dårleg og årsaka til dette er at målingar og undersøkingar av denne typen is er kostbart, særleg på grunn av tjukkeleiken og styrken samanlikna med førsteårsis. Førsteårsis er også lettere å kome til reint geografisk og det gjer den enklare å undersøke (Timco og Weeks, 2010). Sidan dataene ein brukar i denne oppgåva er samla inn på førsteårsis er det denne typen is som er fokusert på vidare.

For å finne ut kva av dei fysiske eigenskapar i havis som påverkar fleksurbølgja må ein ta utgangspunkt i likning (13) som uttrykker fasehastigheita (c) til fleksurbølgja. Av likninga ser ein at fasehastigheita avheng av tjukna til isen (2H), tettleiken ( $\rho_1$ ), P-bølgjehastigheita ( $V_{p1}$ ), S-bølgjehastigheita ( $V_{s1}$ ), bølgjetalet (k) og tettleiken til vatn ( $\rho_2$ ). Frå UniGEO (2015) har ein at P- bølgjehastigheita er gitt ved

$$V_{p1} = V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho_1}}, \quad (16)$$

der K er bulkmodulus og  $\mu$  er skjærmodulus.

Likning (16) gjeld for små bølgjelengder i forhold til tjukkeleiken til isdekket. Som følgje av at tjukna (2H) til isen under innsamlinga var liten samanlikna med bølgjelengda (L) har ein frå Ewing et al. (1934) følgjande uttrykk for P-bølgjehastigheita

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho_1(1 - \sigma^2)}}, \quad (17)$$

der  $\rho_1$  er tettleik, E er Youngs modulus og  $\sigma$  er Poissons forhold. Youngs modulus (E) er definert som forholdet mellom stress ( $\nu$ ) og strain ( $\epsilon$ ) og Poissons forhold ( $\sigma$ ) er definert som forholdet mellom lateralt strain i forhold til langsgåande strain i eit homogent medium

for uniaksiale føresetnader. Frå UniGEO (2015) har ein at hastigheita til S-bølgja er gitt ved

$$V_{s1} = V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_1}}, \quad (18)$$

kor  $\mu$  er skjærmodulus og  $\rho_1$  er tettheit. Frå UniGEO (2015) er uttrykket for  $\mu$  er gitt ved

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}. \quad (19)$$

Av likning (17)-(19) ser ein at det er fleire faktorar som har innverknad på hastigheita til fleksurbølgja. Mellom anna avheng  $V_p$  i uttrykket for  $c$  gitt i likning (13) av tettheit ( $\rho_1$ ) og skjærmodulus ( $\mu$ ). Sistnemnde avheng vidare av Poissons forhold ( $\sigma$ ) og Youngs modulus ( $E$ ).  $V_s$  avheng av  $E$ ,  $\sigma$  og  $\rho_1$ . Alle desse eigenskapane er styrt av ei rekke forhold knytt til havis, og har saman med tjukna til isdekket ein innverknad på hastigheita til fleksurbølgja.

### 2.3.1 Eigenskapar ved havis

Havis er eit komplekst medium som følgje av at det er mange faktorar som påverkar dei ulike eigenskapane. Sidan fasehastigheita ( $c$ ) til fleksurbølgja avheng av tjukna til isdekket (2H) og  $V_p$  og  $V_s$  gjennom  $E$ ,  $\rho_1$  og  $\sigma$ , er det viktig og vete kva for faktorar som påverkar desse. I dette delkapittelet ser ein nærmare på dei fysiske eigenskapane tjukkeleik (2H) og tettheit ( $\rho_1$ ) og dei elastiske eigenskapane Youngs modulus ( $E$ ) og Poissons forhold ( $\sigma$ ) sidan alle desse eigenskapane er direkte avhengig av isen.

Frå Høyland (2009) har ein at tjukna til eit isdekke avheng av fleire faktorar som

- Meteorologiske forhold som mellom anna lufttemperatur, snø og vind.
- Oseanske forhold som hastigheit og salinitet.
- Fysiske avgrensingar som til dømes øyer.

Alle desse faktorane fører til at førsteårsis sjeldan blir veldig tjukk. Der vind og straum i havet er dominerande kan isdekket brette opp og bli pressa mot kvarandre slik at ein får danna ryggjar. Isvekst og smelte kan skje både på toppen, i midten og på botn av eit isdekke. der isvekst på botn ofte er den dominerande mekanismen (Høyland, 2009). Vidare frå Høyland (2009) har ein eit uttrykk som estimerer tjukkeleiken til eit isdekke. Dette uttrykket blir kalla Stefans lov og er gitt ved

$$h_i^2 = h_{i,0}^2 + \frac{2\kappa}{\rho_1 l} \sum_n (T_f - T_{is}), \quad (20)$$

kor  $h_i$  og  $h_{i,0}$  er høvesvis noverande og opphaveleg istjukkeleik,  $\kappa$  er termal konduktivitet,  $\rho_1$  er tettleik,  $l$  er latent varme,  $T_f$  er frysepunkt,  $T_{is}$  er dagleg overflatetemperatur på isen og  $n$  er antall dagar.

Kjennskap om istettleik er viktig i mange samanhengar. I Timco og Weeks (2010) blir fleire tettleiksmålingar av førsteårs havis omtala, der resultatata varierte noko. Variasjonen kjem truleg av ulike måleteknikkar, saltvassinnhald og drenering. Timco og Weeks (2010) anslo ein verdi på omlag  $0.92 \text{ Mg}/\text{m}^3$  for tettleik i førsteårsis. Estimatet er basert på at tettleik generelt avheng lite av temperatur, ei antaking som stemmer bra utanom nær smeltetemperaturen kor ein får ei auke i tettleik. I tillegg vil tettleiken vere lågare enn dette estimatet om ein har gass tilstades.

Som ein ser i likning (19) avheng skjærmodulus ( $\mu$ ) av Youngs modulus ( $E$ ). Målingar av Youngs modulus omtala i Timco og Weeks (2010) varierte mellom 1.7 til 5.7 GPa for fleksurbølgja og frå 1.7 til 9.1 GPa når berekningane blei basert på hastigheiter til volumbølgja. Årsaka til den store skilnaden mellom desse målingane kjem av at hastigheitene til fleksurbølgja avheng av dei totale eigenskapane i isen, medan hastigheitene til volumbølgjene berre avheng av høghastigheitskanalen i den kaldere, mindre saline og sterkare øvre del av isen. Youngs modulus aukar når temperaturen og saltvassvolumet ( $v_b$ ) minkar (Timco og Weeks, 2010). Dette fører til at dei elastiske parametera er i stor grad prega av sesongvariasjonar. Vidare frå Timco og Weeks (2010) viste fleire testar at Youngs modulus synk lineært som ein funksjon av saltvassinnhald, gitt av følgjande likning, der  $E$  er gitt i GPa

$$E = 10 - 0.0351v_b. \quad (21)$$

Likning (21) viser at Youngs modulus ( $E$ ) avheng av saltvassinnhaldet i isen. Når saltvatn frys, vil isdekket prøve å avvise saltet i vatnet. Til tross for dette blir framleis noko av saltet fanga i saltvasslommer inne i isdekket. Mengda som blir fanga er avhengig av fleire faktorar, mellom anna saliniteten til havvatnet og vekstraten til isen. Førsteårsis har vanlegvis ein salinitet mellom 4 ‰ og 6 ‰, dette er mykje lågare enn saliniteten til saltvatn (32-35 ‰) (Timco og Weeks, 2010). Gjennom ein sesong endrar saliniteten seg med djup sidan saltet migrerar nedover. Når lufttemperaturen er kring  $-8^\circ\text{C}$  blir det faste saltet i isen oppløyst, og ei vidare temperaturauke medfører at saltvasslommene blir større og ein får danna dreneringskanalar. Dreneringskanalane aukar permeabiliteten og gir ei avsalting av isen. Vidare vil aukande temperaturar medføre ei overflatesmelte på toppen av isen. Desse faktorane gjer til at tjukkeleiken og styrken til isen blir svekka

(Timco og Weeks, 2010).

Uttrykket for skjærmodulus ( $\mu$ ) gitt ved likning (19) og uttrykket for  $V_p$  gitt ved likning (17) avheng av Poissons forhold. Analyser av høgfrequente målingar omtala i Timco og Weeks (2010) førte til følgjande uttrykk for dynamisk Poissons forhold

$$\sigma_D = 0.333 + 0.06105 \exp\left(\frac{T_i}{5.48}\right), \quad (22)$$

der  $T_i$  er temperaturen til isen gitt i °C.

Ein ser av dei fysiske eigenskapane tjukkeleik ( $2H$ ), tettheit ( $\rho_1$ ) og dei elastiske eigenskapane Poissons forhold ( $\sigma$ ) og Youngs modulus ( $E$ ) at det er mange faktorar som påverkar fasehastigheita til fleksurbølgja i is. Mellom anna har temperaturen i isen ( $T_i$ ) og saltvassinnhaldet ( $v_b$ ) ein innverknad. Alle desse faktorane fører til at fasehastigheita kan variere. Rendleman og Levin (1990) avdekkar at vassdjupna kor kjelde-generert støy er eit problem, er likt for kvar sesong, men endrar seg frå år til år. Som følgje av at botnforholda ikkje endrar seg indikerer dette at vassdjupna der støyen er eit problem, blir bestemt av eigenskapane til isen.

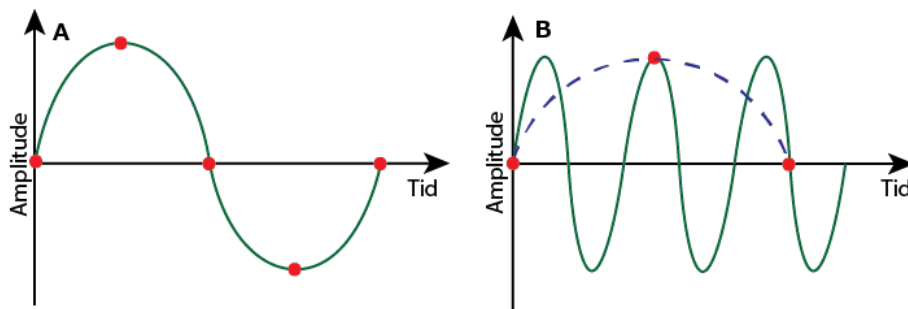
Der bøljelengda ( $L$ ) er stor samanlikna med tjukna til isdekket vil ein få generert fleksurbølgjer i isdekket. Fleksurbølgja blir reflektert internt i isen og skapar vibrasjonar som blir registrert på mottakarane som støy. Som følgje av at fleksurbølgja er dispersiv vil den breie seg som ei koherent vifte på seismiske data slik at ein misser informasjon knytt til refleksjonar. Eigenskapane til isen har ein innverknad på fasehastigheita til fleksurbølgja, i tillegg til at isegenskapane påverkar kor djupt ein kan registrere fleksurbølgja på hydrofonar.

### 3 Signalprosessering

For å handtere dei innsamla dataene på ein korrekt måte, slik at ein kan gjere gode tolkingar av resultatane er det fleire faktorar ein må ta omsyn til. Dette omhandlar både prosesseringssteg så vel som korrekt signalbehandling. I dette kapitlet blir nokre av elementa det er viktig å ta omsyn til for å få ei korrekt behandling av dataene skildra.

#### 3.1 Sampling og aliasing

Samplingfrekvensen til eit signal er definert som antall samplingspunkt per tids- eller avstandseining. Figur 6 viser at om ein skal unngå tap av informasjon er det viktig at samplingsfrekvensen er mykje større enn den høgste frekvenskomponenten i signalet (Kearey et al., 2002).



**Figur 6:** a) Korrekt antall samplingspunkt medfører at ein kan rekonstruere signalet. b) For få samplingspunkt medfører at signalet ikkje blir korrekt rekonstruert. Figuren er modifisert frå Kearey et al. (2002).

Dette er definert ved Nyquistfrekvensen ( $f_N$ ) som er halve samplingsfrekvensen, gitt ved

$$f_N = 1/(2\Delta t), \quad (23)$$

kor  $\Delta t$  er samplingsintervallet. Likning (23) definerer den høgste frekvensen som ein kan rekonstruere frå eit sampla signal. Om dette sampla signalet består av frekvensar over Nyquistfrekvensen ( $f_N$ ) får ein ei forstyrning av signalet kalla aliasing (Kearey et al., 2002).

Ved aliasing blir komponentar som inneheld frekvensar over  $f_N$  ”bretta” tilbake i Nyquist-intervallet. For å unngå dette må samplingsfrekvensen vere minst to gongar så stor som den høgste frekvenskomponenten i det sampla signalet (Kearey et al., 2002).

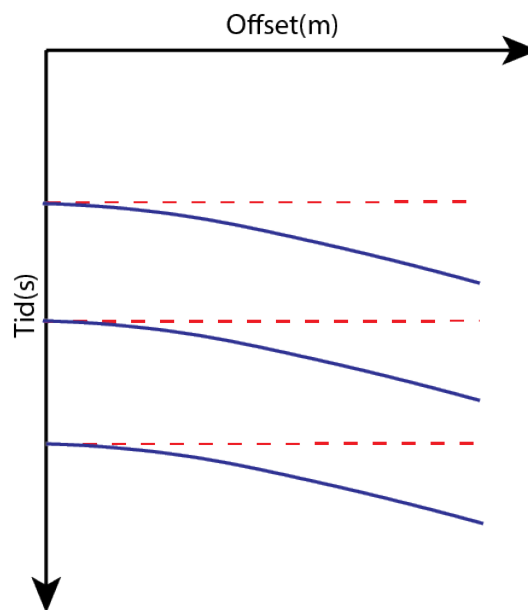
I tillegg til at det kan oppstå aliasing i frekvensdomenet kan det også oppstå i bølgetalsdomenet. Dette som følgje av at det eksisterar òg eit Nyquistbølgetal ( $k_N$ ). På same måte som dårlig

sampling i frekvensdomenet medfører aliasing, vil dårleg sampling i bølgetalsdomenet medføre spatial-aliasing (Mæland, 2005).

### 3.2 Muting, NMO-korreksjon og summasjon

For å fjerne uønskja hendingar utfører ein muting på kvar CMP-familie i preprosseringa for og fjerne uønskja hendingar. Dette kan til dømes vere direkte ankomstar, refrakterte bølger og luftbølger (UniGEO, 2015).

NMO (normal-move-out) er skilnaden mellom reisetid for eit gitt offset  $x$  og vertikal, null-offset reisetid  $t_0$  (Kearey et al., 2002). Ein NMO korreksjon inneber å korrigere for ikkje-null offset reisetid i ein CMP-familie. Ein forutsetnad for ein vellukka korreksjon er at ein har horisontale lag og små offset. Vidare må ein kjenne hastighetsdistribusjonen som funksjon av tid, slik at ein får ein mest mogleg nøyaktig korreksjon. Målet med NMO-korreksjonen er at primærrefleksjonane blir tilnærma flate (UniGEO, 2015), slik som figur 7 viser.



**Figur 7:** Refleksjonar er markert i blått. Etter ein vellukka NMO korreksjon er refleksjonane flate, markert i raudt. Figur modifisert frå UniGEO (2015).

Etter ein NMO-korreksjon kan ein summerere trasene i ein CMP-familie. Denne summasjonen er avhengig av ei god hastighetsanalyse og fordelten med metoden er at den aukar forholdet mellom signal og støy, samstundes som prosessen forsterkar primærar relativt til multiplar (UniGEO, 2015). Ei summering av traser er difor nyttig der ein ønskjar å sjå på endringane i signal/støy forholdet som følgje av til dømes filtrering.

### 3.3 Signal og støy

I seismiske innsamlingar er det dei reflekterte hendingane ein er interessert i. For å seie noko om datakvalitet er forholdet mellom signal og støy viktig. Det er definert som forholdet mellom amplituden til signalet og amplituden til støyen (UniGEO, 2015), gitt ved

$$SnR = \frac{Signal}{Støy}, \quad (24)$$

der eit forhold større enn 1 indikerer meir signal enn støy. For å betre datakvaliteten må ein enten forsterke signalet eller svekke støyen. I oppgåva ser ein på metodar som svekkar støyen og SnR blir brukt til å seie noko om styrken til fleksurbølgja i forhold til signalet.

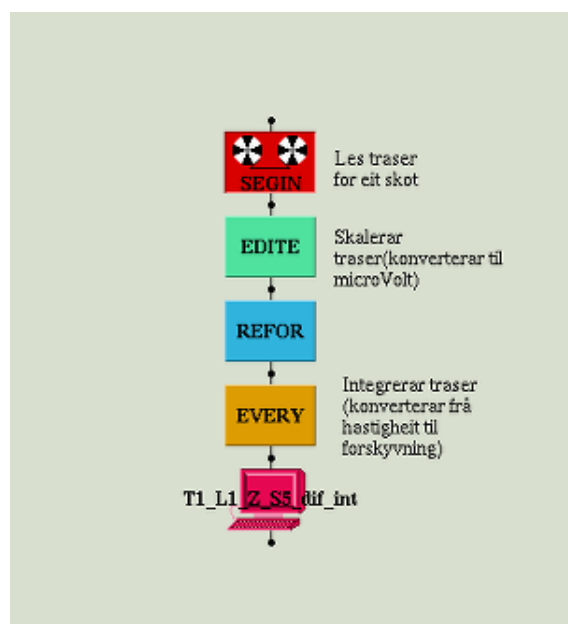
Signalprosessering er essensielt for å få seismiske data av god kvalitet. Ved å berekne Nyquistfrekvensen og Nyquistbølgjetalet unngår ein aliasing i dataene, og om ein mutar enkelte seksjonar i seismikken fjernar ein uønskja hendingar. Gjennom ein korreksjon for skilnader i reisetid med offset kan ein summere traser for auke forholdet mellom signal og støy (SnR). SnR er nyttig når ein skal vurdere datakvalitet.

## 4 Metodar for demping av fleksurbølgja

All prosessering og behandling av dataene er utført i Geocluster 5.0. Framstillinga av dataene er utført i Teamview 1.14.1 og alle analyser og tolkningar av dataene er basert på desse framstillingane. Det første som er utført er ei analyse og tolkning av innsamlingsgeometrien. Deretter er to metodar som blir brukt for å dempe fleksurbølgja i prosesseringa undersøkt. Vidare er tre andre metodar frå tidlegare publikasjonar omtala. Dette er metodar som ikkje er undersøkt i denne oppgåva men som er interessante i eit vidare arbeid.

For å avdekke skilnader i signal og støyforholdet når ein ser på innsamlingsgeometri og prosesseringsmetodar, brukar ein amplitudeverdiar i bestemte punkt. Som signal ser ein på P-bølgja, og kor den ikkje er tydelig i dataene brukar ein havbotnreflektoren. Desse amplitudeverdiar blir brukt til å berekne eit kvalitativt SnR, slik at ein får eit inntrykk av styrkeforholdet mellom dei ulike datasetta.

Før dataene kan analyserast må SEG-Y filene lesast inn i programmet. Deretter skalerer ein trasene til microVolt før ein konverterar frå hastigheit til forskyvning. Denne prosessen er utgangspunktet for all vidare databehandling.



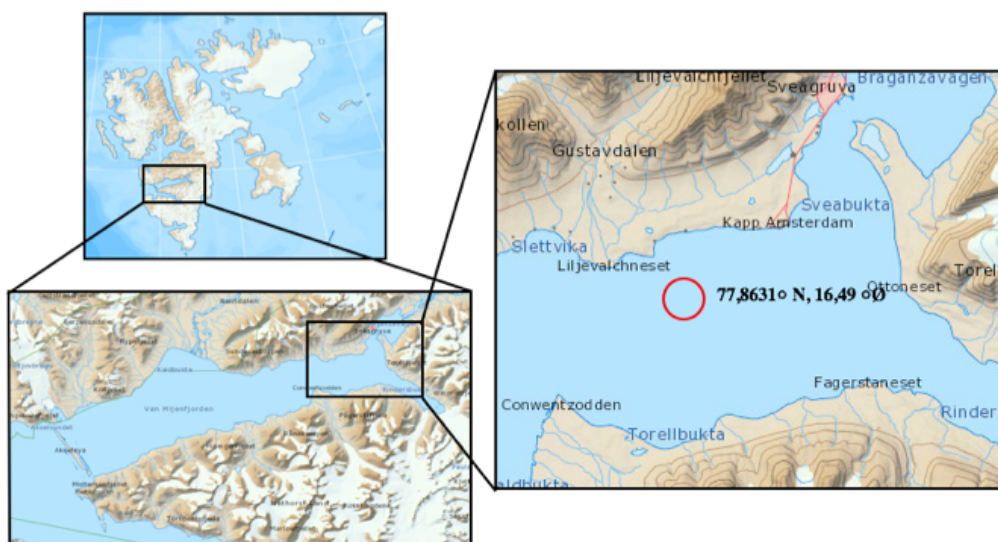
**Figur 8:** Oversikt over korleis dataene er lest inn i Geocluster før ein vidare analyserer datane. Dataene er lest inn, og trasene er skalert til microVolt. Deretter er konverterer ein trasene frå hastigheit til forskyvning.

### 4.1 Innsamling av data, Van Mijenfjorden 2013

Dataene som blir brukt i oppgåva er samla inn på isen på Van Mijenfjorden på Svalbard. Van Mijenfjorden ligg som ein ser i figur 9, på vestsida av Spitsbergen. Dette er eit



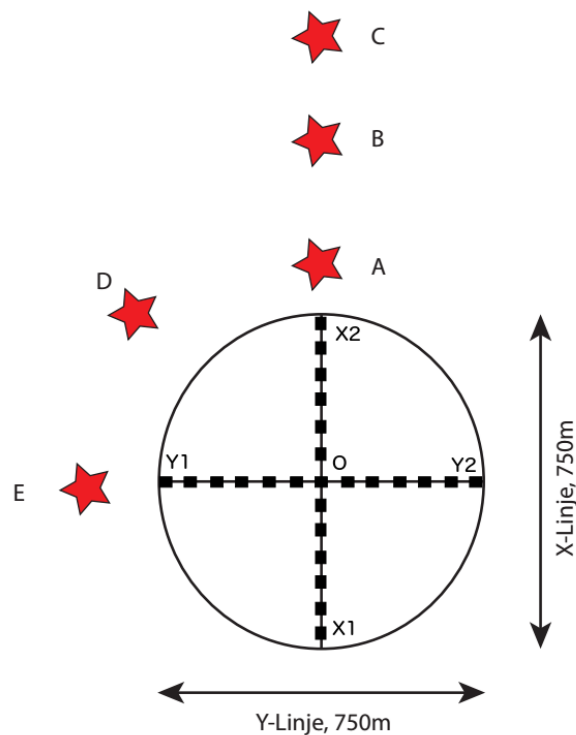
veleigna område for undersøkingar av havis fordi fjorden er delvis innelukka som følgje av Akseløya, som ligg i munninga av fjorden og såleis skjermar fjorden frå havet utanfor. Dette gir stabile isforhold fra desember til juni, med nokre variasjonar fra år til år. Fjorden blir gjerne delt inn i eit indre og eit ytre basseng, og tidevatnet dominerar havstraumen. Isen legg seg først i det indre bassenget, og isen her er generelt tjukkare enn i det ytre bassenget (Høyland, 2009).



**Figur 9:** Dataene er samla inn på Van Mijenfjorden, der området markert med raud sirkel viser staden innsamlinga er utført. Van Mijenfjorden ligg i den sørlege delen av Spitsbergen, og innsamlingsområdet ligg i nærleiken av Sveagrøva, som ein ser oppe til høgre. Figuren er modifisert frå Norsk Polarinstitutt (2015).

Istjukna kor dataen er samla inn varierte mellom 74-79 cm og vassdjupna mellom 52-60 m. Det blei utført tre innsamlingar der alle hadde same struktur men ulikt kjelde- og mottakaroppsett. Kjelda som blei brukt var detonerande lunter og desse er nyttige fordi ein kan bruke dei som både linjekjelder og punktkjelder. Om ein skal ha ei linjekjelde strekk ein ut lunta medan om ein vil ha ei punktkjelde kveiler ein den saman. Ved å variere lengda på lunta kan ein også variere ladninga. Geofonane blei hovudsakleg lagt i strengar der kvar streng besto av 8 geofonar. I den siste testen blei geofonane lagt i kveilar.

Kjelde- og mottakargeometrien ser ein i figur 10. Det blei brukt 5 skotpunkt og linjene X1-X2 og Y1-Y2, som representerer mottakarane var plassert vinkelrett på kvarandre. Tabell 1 viser ei oversikt over avstandane mellom avfyringspunkt og mottakarar.

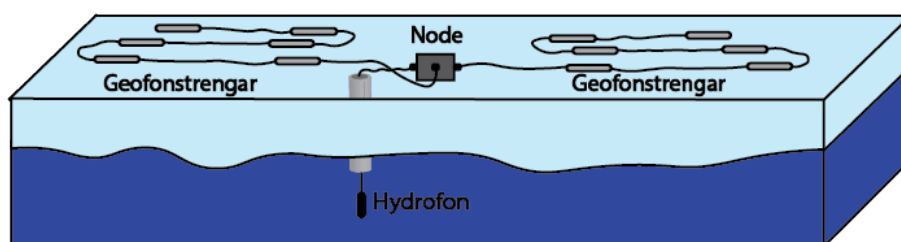


**Figur 10:** Skotgeometri sett ovanfrå. Det blei brukt 5 ulike skotpunkt(A-E), medan linjene X1-X2 og Y1-Y2 representerer linjene med geofonar.

**Tabell 1:** Avstand mellom skot- og mottakarpunkt.

A - X2	25 m
B - X2	525m
C - X2	1025m
A/D/E - O	400m
B - O	900m
C - O	1400m

I figur 11 ser ein korleis mottakaroppsettet såg ut. Det blei brukt 60 nodar i kvar linje, med 2 geofonstrengar kopla på kvar. Nodane mellom 0 og X2 (sjå figur 10) hadde i tillegg påkopla kvar sin hydrofon. Geofonane ligg i strengar medan hydrofonane er senka ned under isoverflata. Gruppelengda ( $\Delta x$ ) var 6.25 m for geofonane og 12.5 m for hydrofonane.



**Figur 11:** Mottakaroppsettet med ein node med to påkopla geofonstrengar og ein hydrofon som er senka ned 1 m under isoverflata.

## 4.2 Innsamlingsgeometri

Kjeldeplassing har stor påverknad når det gjeld danning isbølgjemodar. Kjelder plassert oppå eller i isen vil stråle mesteparten av energien som koherent støy, medan ei kjelde plassert under isen eller i sedimenta vil stråle elastisk energi nedover, slik at ein får avbilda reflektorane (Henley, 2006). Under innsamlinga av dataene som er brukt i oppgåva var kjeldene plassert oppå isen, men med ulik geometri og ladning. Sidan kjeldeplassing har mykje å seie for danning av isbølgjemodar er det difor interessant og sjå nærmare på om ladning og geometri også har ein påverknad på dette. Mottakarane i innsamlinga var plassert både oppå og under isen, og på ulike vassdjupn. Dette fører til at det er mogleg å undersøke i kva for grad mottakargeometri påverkar mengd støy frå fleksurbølgja og deretter sjå om det er mogleg å finne ei innsamling som genererer minst mogleg støy.

Dei ulike innsamlingsgeometriane blei utført gjennom tre testar. I test 1 (T1) var føremålet å undersøke effekten av ulike skotpunkt og ladningar. I skot 1-3 blei det brukt doble linjer med lunte med varierende lengder, og det blei berre skote i punkt A, B og C. I skot 4-6 blei alle punkt (A-E) avfyrt, men med enkle lunter. Skot 7-9 ble avfyrt med punktkjelde i punkt A. I tabell 2 ser ein ei oversikt over skot og kjelder.

**Tabell 2:** Oversikt over skot og kjelder i test 1 (T1).

Skot	Kjelde
Skot 1 (A,B,C)	4kg, linje 2 x 50m
Skot 2 (A,B,C)	2kg, linje 2 x 25m
Skot 3 (A,B,C)	1kg, linje 2 x 12,5m
Skot 4 (alle)	2kg, linje 1 x 50m
Skot 5 (alle)	1kg, linje 1 x 25m
Skot 6 (alle)	0,5kg, linje 1 x 12,5m
Skot 7 (A)	2kg, punkt 50m
Skot 8 (A)	1kg, punkt 25m
Skot 9 (A)	0,5kg, punkt 12,5m

I test 2 (T2) var føremålet å undersøke effekta av ulike mottakardjup. Tabell 3 viser ei oversikt over skot, kjelder og hydrofondjup som er brukt i T2.

**Tabell 3:** Oversikt over skot, kjelder og vassdjup i test 2 (T2).

Skot	Kjelde	Hydrofondjup
Skot 1 (A,B,C)	0,1kg, punkt 2,5m	5m
Skot 2 (A,B,C)	0,5kg, punkt 12,5m	5m
Skot 3 (A,B,C)	0,5kg, linje 1x12,5m	5m
Skot 4 (A,B,C)	0,1kg, punkt 2,5m	10m
Skot 5 (A,B,C)	0,5kg, punkt 12,5m	10m
Skot 6 (A,B,C)	0,5kg, linje 1x12,5m	10m
Skot 7 (A,B,C)	0,1kg, punkt 2,5m	20m
Skot 8 (A,B,C)	0,5kg, punkt 12,5m	20m
Skot 9 (A,B,C)	0,5kg, linje 1x12,5m	20m

I test 3 (T3) var føremålet å undersøke effekten av mottakargeometri. I T1 og T2 låg geofonane i strengar, medan i denne testen blei strengane mellom 0 og X2 (sjå figur 10) kveila saman slik at dei fungerte som punktmottakarar. Kveilane blei plassert nærmast mogleg boreholet til hydrofonane, som låg på 1 meters djup. Elles var oppsettet likt som i dei føregåande testane. Ei oversikt over skot og kjelder ser ein i tabell 4.

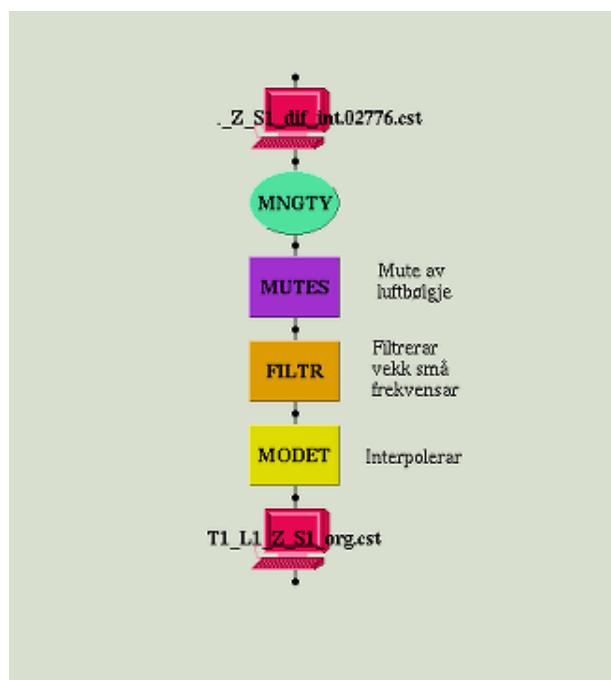
**Tabell 4:** Oversikt over skot og kjelder i test 3 (T3).

Skot	Kjelde
Skot 1 (A,B,C)	0,1kg, punkt 2,5m
Skot 2 (A,B,C)	0,5kg, punkt 12,5m
Skot 3 (A,B,C)	0,5kg, linje 1x12,5m

Ved å ta utgangspunkt i T1 kan ein undersøke kva kjeldetype og ladning har og seie for støy frå fleksurbølgja. For å avdekke kva for kjelde som genererer minst støy, blir data frå fem ulike skot med ulik geometri og ladning undersøka. Ved å bruke T2 blir data frå ulike hydrofondjup samanlikna. På den måten kan ein avdekke kva for djup som er mest hensiktsmessig plassering av hydrofonane slik at det blir generert minst mogleg støy. Når det gjeld mottakargeometri i forhold til støy blir data generert av ei kjelde med lik ladning frå T1 samanlikna data frå T3.

Før ein kan analysere dataene utfører ein nokre få prosesseringssteg med utgangspunkt i output-fila i figur 8. Det er hensiktsmessig å kansellere luftbølgja ved hjelp av muting sidan denne er sterk og ikkje av interesse. Deretter filtrerar ein bort små frekvensar ved hjelp av eit bandpassfilter. Dette utfører ein mellom anna som følgje av at geofonane som

er brukt er sensitiv for frekvensar over 14 Hz og hydrofonane for frekvensar over 10 Hz. I tillegg er det nokre av trasene som manglar i dataene, ved å interpolere tek ein omsyn til dette. I figur 12 ser ein ei oversikt prosesseringa i Geocluster.



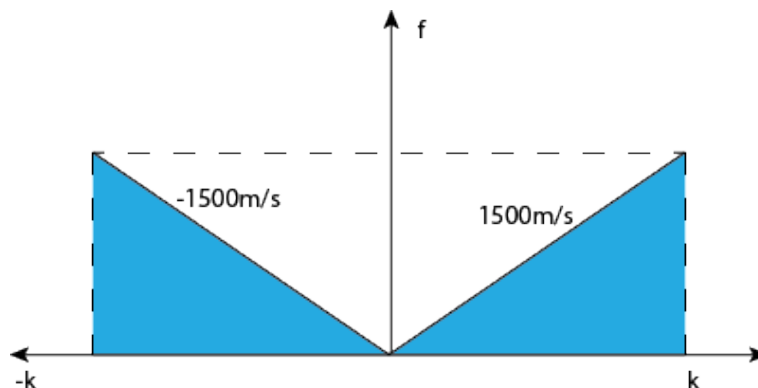
**Figur 12:** Oversikt over jobben i Geocluster som er utført før ein analyserer dataene. Luftbølgja er kansellert, små frekvensar er filtrert bort og ein tek omsyn til manglande traser ved interpolasjon.

### 4.3 F-k filter

Frå Kearey et al. (2002) har ein at f-k filtrering er ein type hastighetsfiltrering der målet er å fjerne koherent støy på grunnlag av helningsvinkel til dei ulike hendingane. Vinkelen er bestemt frå den tilsynelatande hastigheita som den breiar seg med langs mottakarane. Ein seismisk puls vil ha ein tilsynelatande hastigheit  $v_a = v/\sin\alpha$  kor  $v$  er utbreiingshastigheit og  $\alpha$  er vinkel i forhold til vertikalen. Kvar sinusforma komponent av pulsen vil langs utbreiingsretninga ha eit tilsynelatande bølgetal  $k_a$ , som er relatert til frekvens ( $f$ ) slik at  $f = v_a k_a$ . Om ein lagar eit plott over frekvens mot tilsynelatande bølgetal vil pulsen vere ei rett linje med gradient  $v_a$ . På denne måten kan ei kvar seismisk hending bli bestemt av ei f-k kurve som breiar seg frå kjelda ved ein gitt gradient bestemt ved  $v_a$  som kvar hending passerar med (Kearey et al., 2002).

I figur 13 ser ein eit f-k plot der uønskja hendingar ligg innanfor området som er med blått og basert på tilsynelatande hastigheit kan ein fjerne desse. Det vanlege er å bruke eit f-k filter kor ein utførar ein to-dimensjonal Fourier-Transformasjon av dei seismiske dataene frå t-x domenet til f-k domenet (Kearey et al., 2002). Deretter blir dei kileforma sonene

markert med blått i figur 13 filtrert bort. Dette tilseier at alle hastigheiter mindre enn 1500 m/s blir filtrert bort. Området utanfor dei blå sonene blir ikkje påverka av filteret.

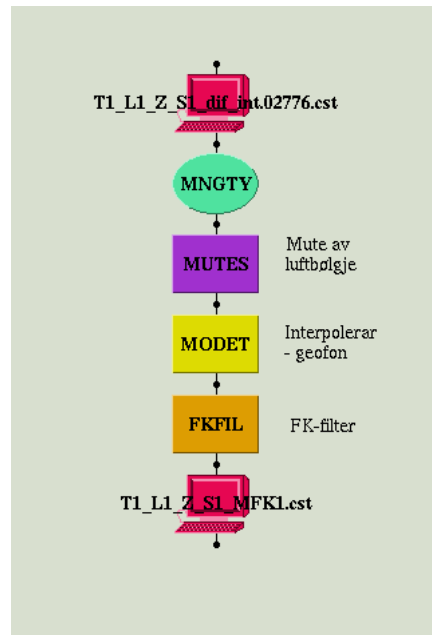


**Figur 13:** Ved å bruke eit f-k filter vil ein kunne fjerne støy basert på tilsynelatande hastigheit. Dei blå områda representerer området som blir filtrert. Området består av hendingar med hastigheiter mindre enn 1500 m/s. Hendingar med hastigheiter over 1500m/s ligg i det kvite området og blir ikkje påverka av filteret.

Ein forutsetnad for ei vellukka f-k filtrering er at støyen er lineær og dermed har lik helning i t-x domenet. Sidan fleksurbølgja er dispersiv vil ikkje forutsetnadane til filteret vere oppfylt, og metoden vil ikkje fungere slik som ein ønskjer. Vidare er det som følgje av dispersjonen vanskeleg å skilje signalet frå støyen, slik at demping av fleksurbølgjer ved hjelp av f-k filter går på bekostning av andre signal (Henley, 2006).

Til tross for at teorien tilseier at eit f-k filter ikkje vil gi god demping fleksurbølgja eller eventuelt også dempe refleksjonar, er det likevel interessant og teste filteret på dataene. Dette for å sjå korleis filteret påverkar dei ulike datasetta og om det er ein skilnad i korleis filteret påverkar dei ulike datasetta.

Som følgje av at det er data frå fleire skot i skotsamlinga legg ein inn ein modul som tek omsyn til dette før ein filtrerar dataene. Vidare kansellerer ein luftbølgja ved muting og interpolerar som følgje av manglande traser. Ei oversikt over jobben i Geocluster ser ein i figur 14.



**Figur 14:** Oversikt over filtreringsjobben i Geocluster. Ein tek omsyn til at ein har fleire skot i dataene, kansellerar luftbølgja, interpolerar traser og filtrerar tilslutt dataene.

For å finne korrekt input til f-k filteret slik at det fungerer optimalt med omsyn til målet om og bevare refleksjonar og dempe fleksurbølgja, må ein utføre nokre berekningar. Mellom anna må ein ta omsyn til at fleksurbølgja er dispersiv.

Nyquistbølgjetalet ( $k_N$ ) må difor bereknast for både for geofondata og hydrofondata. Med  $\Delta x=6.25\text{m}$  for geofonar og  $\Delta x=12.5\text{m}$  for hydrofonar får ein  $k_N=0,04$  for geofondata og  $k_N=0,08$  for hydrofondata.

Ved å ta utgangspunkt i lydastigheita i vatn som er omlag  $1500\text{ m/s}$ , vel ein hastigheitsintervallet  $-1500\text{ m/s}$  til  $1500\text{ m/s}$  som input i filteret slik at alt innanfor dette intervallet bli dempa. Frå Rovetta et al. (2009) har ein at hastigheita til fleksurbølgja er mellom  $180\text{ m/s}$  og  $700\text{ m/s}$  og den valde hastigheiten vil difor liggje innanfor dette dempingsintervallet. Samstundes har refleksjonane av interesse høgare hastigheit og skal difor ikkje bli påverka av filteret. Med  $k_N=0,04$  for geofonar får ein frekvens på  $120\text{ Hz}$ , og for hydrofonar med  $k_N=0,08$  får ein frekvens på  $60\text{ Hz}$ .

Tabell 5 viser ei oversikt over input i filteret.

**Tabell 5:** Input til f-k filteret for hydrofon- og geofondata.

Data	Gruppelengd( $\Delta x$ )	Bølgjetalet( $k$ )	Frekvens(Hz)	Hastigheit(m/s)
Hydrofon	12,5m	0.04	60	1500
Geofon	6,25m	0.08	120	1500

Som følgje av at hastigheitene som er vald som input i filteret er mykje større enn has-

tigheitene til fleksurbølgja er det også interessant å sjå om det er ein skilnad kor ein vel lågare hastigheiter. Ved å velje ein hastigheit på omlag 625 m/s som er innanfor intervallet omtala i Rovetta et al. (2009) kan ein undersøke dette.

Vidare vil ein med utgangspunkt i skotpunkt A ha ein CMP-familie, slik at utvalde data-sett kan NMO-korrigerast. NMO-korreksjonen tek utgangspunkt i havbotnrefleksjonen og tilhøyrande multiplar. Ein bør ideelt sett basere ein NMO-korreksjon på refleksjonar, men som følgje av at fleksurbølgja er tilstades er ikkje desse mogleg å sjå i dataene. Ved å NMO-korrigere og deretter summere dataene får ein eit betre tolkingsgrunnlag knytt til endring i SnR før og etter filtrering.

#### 4.4 Demping ved hjelp av hydrofon og geofondata

Ein annan metode som er brukt for å dempe fleksurbølgja er omtala i Barr et al. (1993). Den er basert på å kombinere geofon- og hydrofonsignal med kvar mottakarstasjon, noko som gir 30-40 dB demping av støyen. Denne dempinga er i tillegg til den gitt frå romlege rekker og prosessering, og prosessen forbetrar dei målte refleksjonssignala. Denne metoden er svært interessant å teste sidan dataene som er brukt i oppgåva inneheld både hydrofon- og geofondata, og såleis oppfyll kriteria for metoden. For å skildre hovudtrekka i metoden tek ein utgangspunkt i Barr et al. (1993).

Når ei seismisk kjelde påfører ei vertikal kraft på overflata av islaget blir det generert ei fleksurbølgje som breiar seg i isen. Når bølgja passerar eit geofon og hydrofonpar beveg islaget seg i vertikal retning. Geofonen genererer ei spenning som er proporsjonal til hastigheita til overflata av isen. Frå Barr et al. (1993) blir signalet generert av geofonen uttrykt som

$$v(t) \propto dx/dt. \quad (25)$$

Likning (25) antar at geofonen genererer ein positiv spenning for hastigheita i positiv x-retning (Barr et al., 1993).

Vidare frå Barr et al. (1993) har ein at rigiditeten til is fører til at rørsle på toppen og botnen av eit islag forårsaka av fleksurbølgja er lik, og islaget oppfører seg som eit stempel som påfører ei kraft på vatnet under. Denne krafta medfører at det hydrostatiske trykket i vatnet under islaget varierer om sin eigen likevektsverdi, og hydrofonen blir påverka av denne variasjonen. Sidan krafta og det resulterande trykket påført av isen på vatnet er proporsjonale til produktet av islaget sin masse og akselerasjon, kan spenninga generert av hydrofonen bli uttrykt som



$$p(t) \propto d^2x/dt^2. \quad (26)$$

I likning (26) medfører akselerasjonen av isen i negativ x-retning ei auke i hydrostatisk trykk. Som ein respons til denne auken, antar ein at hydrofonen genererer ei positiv spenning (Barr et al., 1993).

Om ein substituerar likning (25) inn i likning (26) har ein frå Barr et al. (1993) at forholdet av responsen til geofonen og hydrofonen til fleksurbølgja er

$$p(t) \propto -dv(t)/dt. \quad (27)$$

For å bestemme responsen til geofonen og hydrofonen for ei refleksjonsbølgje løyste Barr et al. (1993) den elastiske bøljelikninga med omsyn til passende grenseverdiar for modellen. Løysinga blei utført i det tidsbestemte- og det romlege frekvensdomenet og deretter konvertert til tidsdomenet. Vidare såg Barr et al. (1993) på amplitudespektrumet til geofon- og hydrofonresponsane frå tidsdomenet. Dette viste at amplitudespektrumet til hydrofonresponsane auka seks dB pr oktav for frekvensar i det seismiske bandet av interesse. Fasespekteret til dei to responsane indikerte at fasespekteret til hydrofonsignalet var  $90^\circ$  meir enn geofonsignalet. Frå Barr et al. (1993) har ein at forholdet mellom dei to typane mottakarresponsar blir uttrykt som

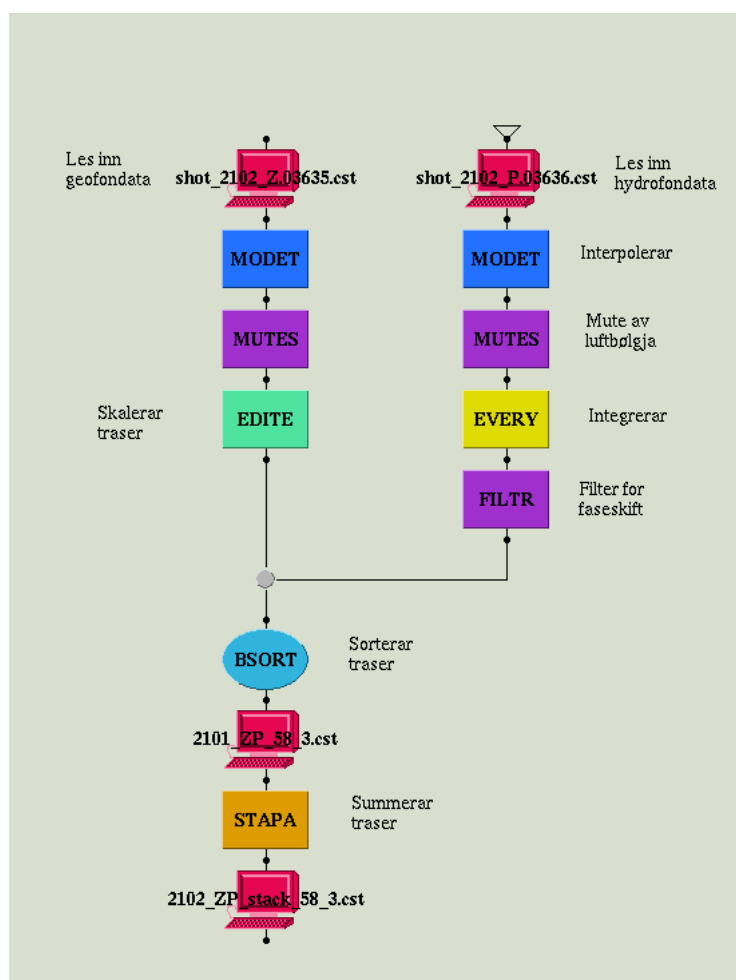
$$p(t) \propto dv(t)/dt. \quad (28)$$

Vidare frå Barr et al. (1993) har ein at likning (28) indikerer at refleksjonswaveletane målt frå dei to mottakarane kan bli identiske i både bølgeform og polaritet ved å enten derivere det målte geofonsignalet eller integrere hydrofonsignalet. I frå Barr et al. (1993) har ein at likning (27) viser at om eit av desse to stega blir utført, vil støyen frå fleksurbølgja framleis ha den same bølgeforma, men med motsatt polaritet på dei to resulterande signala. Det vil seie at uavhengig av kva for steg ein vel, kan dei resulterande trasene bli skalert og lagt til for å forbetre refleksjonswaveletane og kansellere støyen frå fleksurbølgja. Vidare vil også tilfeldig støy, forårsaka av til dømes vind og køyretøy bli dempa ved å bruke denne metoden (Barr et al., 1993).

For å teste denne metoden tek ein utgangspunkt i dataene frå skot 2 i test 3 (T3). Dette som følgje av at når ein skal kombinere dataene frå geofonar og hydrofonar er det mest hensiktsmessig at geometrien er lik. Hydrofonane er punktmottakarar, og i T3 låg nokre av geofonane i kveil slik at dei også fungerer som punktmottakarar. Som følgje av at det berre var geofonane mellom O og X2 (sjå figur 10) som var lagt i kveil, blir desse trasene plukka ut. Ein vel skot 2, som er ei punktkjelde med ladning på 0,5 kg, sidan resultatata

frå innsamlingsgeometrien viser at det er punktkjelde som gir den sterkaste fleksurbølgja i utgangspunktet, og dermed vil eit eventuelt resultat av metoden vere tydelegare kor denne kjelda er brukt.

Ein byrjar med å prosessere hydrofon- og geofondataene kvar for seg, slik som figur 15 viser. I denne prosesseringa blir luftbølgja kansellert gjennom muting og trasene interpolert. Ein legg inn ein modul som blir brukt for å integrere eller derivere trasene. Vidare brukar ein eit fasefilter for å korrigere for faseskilnader mellom hydrofon- og geofonsignala og deretter skalerer ein trasene. Skalering er nødvendig for å kompensere for amplitudeskilnader. Denne skilnaden kjem i hovudsak av at integrasjon medfører at små frekvensar blir forsterka, medan høge frekvensar blir svekka. Derivasjon medfører det motsette, høge frekvensar blir forsterka og lave frekvensar blir svekka. Til slutt sorterar ein dataene og summerer saman to og to traser.



**Figur 15:** Oversikt over jobben som blir utført i Geocluster. Dataene blir lest inn kvar for seg, og ein interpolerar for å ta omsyn til manglande traser og kansellerar luftbølgja gjennom muting. Ein integrerar hydrofondataen, og skalerer deretter trasene for å ta omsyn til amplitudeskilnader. Filter for faseskift kompenserar for faseskilnader. Til slutt blir dataene sortert side om side, før ein summerer.

Frå Barr et al. (1993) har ein at metoden blir utført ved å enten derivere geofondataene eller integrere hydrofondataene. Gjennom ei undersøking av begge desse metodane kan ein avdekke om det er ein skilnad mellom dei. Ved å sjå på det kvalitative forholdet mellom signal og støy på kombinerte rådata og dei prossesserte dataene er det mogleg å seie noko om korleis metoden har fungert på desse dataene og samstundes knytte dette opp mot resultatata i Barr et al. (1993).

## 4.5 Andre dempingsmetodar

I tillegg til dei faktorane og metodane ein ser på i oppgåva, finst det fleire metodar som har blitt testa for å fjerne eller dempe fleksurbølgja på seismiske data. Dette delkapittelet tek for seg tre slike metodar sidan alle desse hadde vore interessante å testa på dataene sidan forutsetnadane for metodane er oppfylt. Ein ser nærmare på desse for å få eit meir komplett bilete av tidlegare forskning innanfor demping av fleksurbølgja. Ei undersøking av desse metodane hadde gitt eit betre grunnlag for å seie noko om det er mogleg å fjerne fleksurbølgja frå seismiske data, og samstundes kunne seie noko om berekningskostnad vegd opp mot datakvalitet.

### 4.5.1 Demping av koherent støy i radial-trase domenet

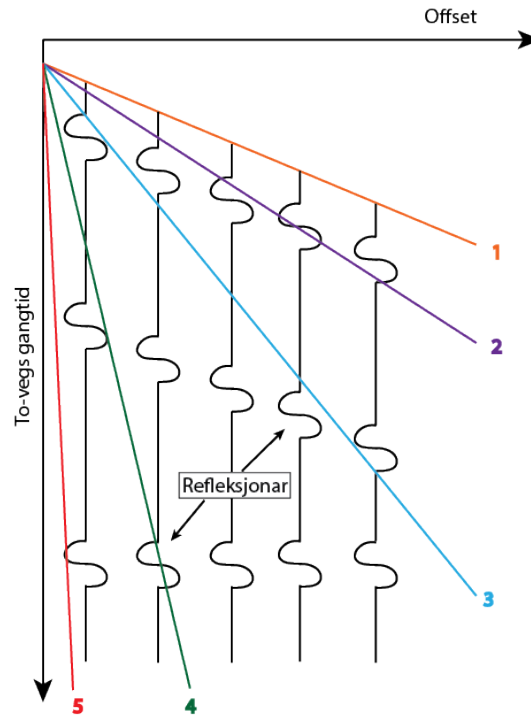
Ein metode som tek for seg korleis ein kan dempe koherent støy i radial-trase (RT) domenet er skildra i Henley (2003). Denne artikkelen blir brukt som utgangspunkt for å seie noko om hovudprinsippa, fordelar og ulemper knytt til metoden.

Som nemnd tidlegare er utfordringane knytt til f-k domenet separasjon av signal og støy fordi fleksurbølgja er dispersiv. Ein RT transformasjon handterer dette problemet ved å isolerere lineære støyhendingar frå resten av bølgefeltet, både med omsyn til hastigheit og bølglengde. Dermed vil koherent støy i x-t domenet bli dempa eller forsterka med omsyn til resten av bølgefeltet i RT domenet. Ein annan fordel med metoden er at den tek omsyn til romleg sampling. Vidare kan ein lage filter i RT domenet som kan dempe parallelle lineære hendingar med lik tilsynelatande hastigheit, eller hendingar med ulik hastigheit men med likt kjeldepunkt (Henley, 2003).

Vidare frå Henley (2003) har ein at den elementære RT transformasjonen  $R$ , er ei enkel avbilding av amplitudene til seismiske traser  $S(x,t)$ , kor koordinatane  $x$  er offset og  $t$  er to-vegs-reisetid til dei nye koordinatane, tilsynelatande hastigheit  $v$  og skifta to-vegs-reisetid  $t'$ .

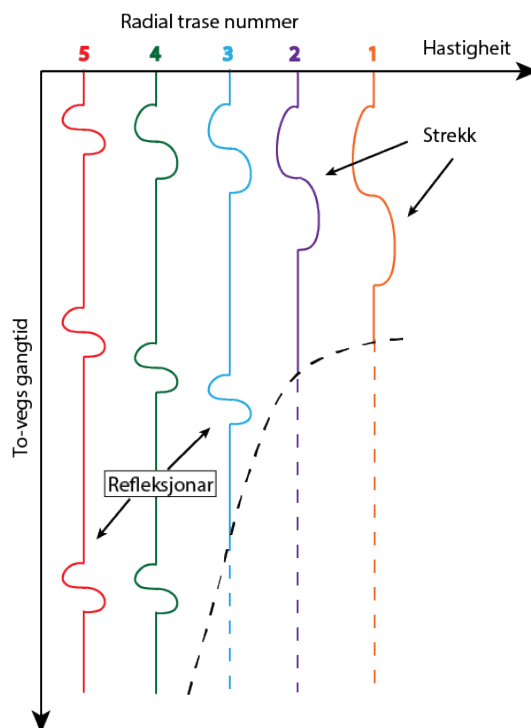
Figur 16 viser korleis seismiske traser blir avbilda frå x-t domenet til RT domenet. Linjene 1-5 er trajektoriar med konstant tilsynelatande hastigheit, og det blir plukka amplitude-

verdiar langs desse. Vidare ser ein i figur 16 at trajektoriane 3, 4 og 5 kryssar to refleksjonar ved store vinklar, slik at dei tilsynelatande frekvensane til desse hendingane ikkje blir påverka av RT transformasjonen. Ein fjernar koherent støy ved å velje dei trajektoriane som ligg over det koherente støymønsteret i x-t panelet. Dermed kan ein isolere støyen i RT domenet og deretter fjerne den ved hjelp av muting eller filtrering (Henley, 2003).



**Figur 16:** Avbilding av seismiske traser frå x-t domenet. Langs trajektoriane (1-5) blir det plukka amplitudeverdiar. Figuren er modifisert frå Henley (2003).

Sidan det blir brukt likt samplingssteg  $\Delta t$  som dei opphavlege x-t trasene, vil ein få ein strekk eller kompresjon av hendingsvarigheita i RT domenet, kor varigheita er definert som tidsrommet til ei bølgeform på ei trase i x-t domenet eller på ei trase i RT domenet (Henley, 2003). Ei hellande hending vil ha ulik varigheit på ei radial trase enn på ei x-t trase og blir dermed strukke eller komprimert avhengig av vinkelen mellom bølgefronten i x-t domenet og den kryssande RT trajektorien. Som ein ser i figur 16 er vinklane til RT trajektoriane 1 og 2 små og vil medføre strekking, noko ein ser i figur 17. Denne strekken fører til ei minke i tilsynelatande frekvens i RT-domenet (Henley, 2003).



**Figur 17:** Oversikt over valde radiale traser frå x-t panelet. Området med dei stipla linjene er området som ligg utanfor panelet. Ein ser at trajektorie 1 og trajektorie 2 blir utsett for strekking. Figuren er modifisert frå Henley (2003).

Ein ulempe med filtrering i RT domenet er at den fungerer dårleg kor ein har varierende istjukkleik (Del Molino et al., 2008). Ein fordel med RT transformasjonen er at den vanlegvis berre treng to punkt i eit domene for å gi eit punkt i det andre domenet, medan ein f-k transformasjon krev at heile x-t panelet må bli transformert for å få ein verdi i f-k domenet. I tillegg kan ein velje den delen av eit datasett ein ønskjer å modifisere i det nye domenet og erstatte i det gamle domenet, dette utan å forstyrre det som ligg utanfor det valde området (Henley, 2003). Ei av ulempene med metoden er at antall jamnt fordelte samplingspunkt i bølgjefeltet i eit domene vil bli avbilda som ujamnt fordelte punkt i det andre domenet, slik at ein kan få aliasing, men det finst ein algoritme handterer dette. Som følgje av at trajektoriane går ut frå eit felles punkt kan x-t bølgjefeltet bli oversamppla nær RT opphavet, og undersamppla lenger unna. Dette kan løysast ved å velje eit lite samplingssteg ( $\Delta v$ ) som fører til at RT trajektoriane blir tettare ved store offset (Henley, 2003).

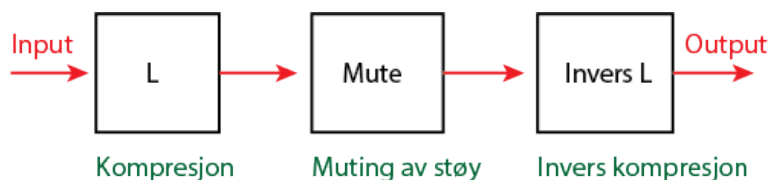
#### 4.5.2 Flexfil

Ein annan metode som kan brukast for å dempe fleksurbølgja er ein metode kalla Flexfil. Metoden er skildra i Beresford-Smith og Rango (1988), og dette delkapittelet tek utgangspunkt i denne artikkelen for å greie ut om hovudprinsippa i metoden.

Flexfil er ein prosesseringsmetode som er basert på wavelet-spreiing og den blir brukt for å dempe støy som kjem frå dispersive overflatebølgjer. Ein seismisk wavelet som breier seg i eit dispersivt medium vil auke i varigheit og envelopen blir breiare, dette er kalla wavelet-spreiing. Metoden utfyller hastigheitsfiltrering fordi wavelet-spreiing og utbreiings-hastigheit er viktige kriterie for å skilje støy og signal. Ein annan fordel med metoden er at den handterar romleg undersampling av støyen, som oppstår som følgje av at bølgjene er dispersive og har korte bølgjelengder (Beresford-Smith og Rango, 1988).

Som nemnd tek metoden i bruk wavelet-spreiing for å skilje ut den dispersive støyen. Dette blir utført ved å tilføre ein revers dispersjon på kvar trase i ein seismisk seksjon. Den dispersive støyen ser ein som ei vifte på seismikken (sjå figur 5) og denne vifta kan kollapse eller bli komprimert til ei smalare hending og dermed bli lineær. Kompresjonen blir utført ved hjelp av ein kompresjonsoperator og er basert på ein ikkje-lineær reskalering av frekvensaksen. Denne teknikken er lik ein ein-dimensjonale frekvens-domene migrasjon som tek omsyn til dispersjon (Beresford-Smith og Rango, 1988).

Etter at støyen er komprimert vil reflekterte signal vere spreidd utover den seismiske seksjonen, med ein revers dispersjon i forhold til støyen. Støyen vil vere i eit område i t-x rommet med lav SnR, og ein kan dermed bruke ein frekvensavhengig mute i dette området. Tilslutt utfører ein ein invers kompresjon, slik at dei reflekterte signala blir rekomprimert til si opphavlege form. I figur 18 ser ein ei skisse over stega i Flexfil.



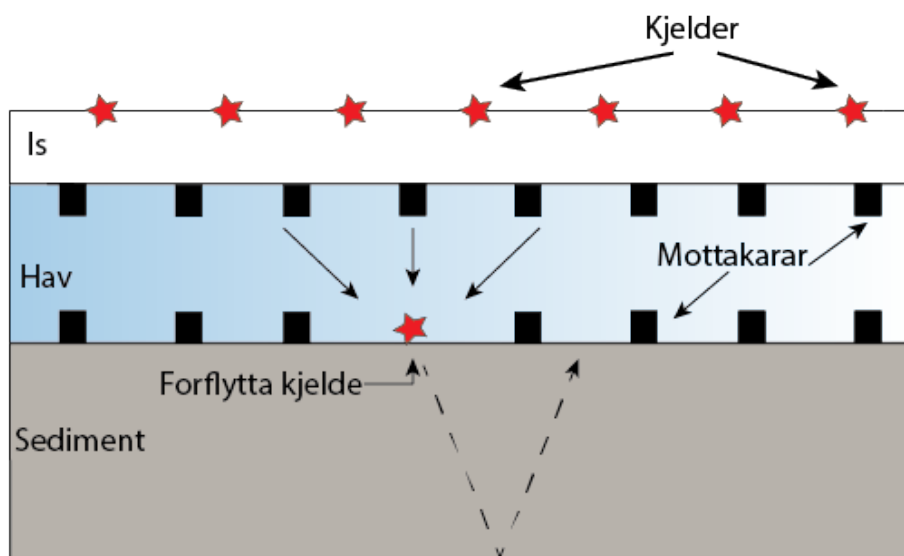
**Figur 18:** Flexfil består av dei tre stega; kompresjon, muting og invers kompresjon. I løpet av desse stega blir dispersiv støy komprimert og muta. Invers kompresjon blir brukt på signalet slik at det oppnår opphavleg form. Figuren er modifisert frå Beresford-Smith og Rango (1988).

Frå Beresford-Smith og Rango (1988) har ein at metoden krev at ein kjenner dispersjons-karakteristikken til støyen. Ein må dermed kjenne dei ulike dispersive modane i dataen og deretter kan ein estimere dispersjonen. Det er dette den nemnde kompresjonsoperatoren blir brukt til. Ein fordel med hastigheitsfiltrering samanlikna med Flexfil er at hastigheits-filtrering dempar all støy med tilsynelatande hastigheit innanfor eit område i f-k rommet, medan Flexfil berre dempar støyen innanfor eit spesifikt område definert av tilsynelatande hastigheit og null intercept-tid. Altså vil hastigheitsfiltrering også fjerne andre typar støy på dataene. Ein test skildra i artikkelen Beresford-Smith og Rango (1988), viser at kor ein først brukar Flexfil og deretter hastigheitsfiltrering får ein ei betring i datakvalitet.

### 4.5.3 Seismisk interferometer

Ein metode skildra i Del Molino et al. (2011) er basert på seismisk interferometer, der målet er å forbetre seismiske refleksjonar som er påverka av støy frå fleksurbølgja. I dette delkapittelet blir nokre av hovudprinsippa i metoden skildra, med utgangspunkt i Del Molino et al. (2011) som tek for seg eit forsøk av metoden på reelle data.

Seismisk interferometer er basert på ein kryss-korrelasjon av traser målt ved ulike posisjonar, dette medfører at det er mogleg å oppnå signal som om kjeldene var plassert ved mottakarposisjonane. Målet med metoden er å lage nye syntetiske refleksjonsbølgjefelt som er mindre påverka av støy frå fleksurbølgja. Dette blir utført ved å simulere nye skot ved mottakarane på havbotnen og dermed flytte dei overflategenererte seismiske signala under islaget. Prosessen skildra i Del Molino et al. (2011) går ut på å analysere signalet og utbreiinga av fleksurbølgja ved hjelp av analytiske og numeriske simuleringar, samanlikning mellom syntetiske og reelle data og bruk av seismisk interferometer på dei syntetiske og reelle dataene slik at ein kan simulere nye kjelder i mottakarposisjonane. I figur 19 ser ein korleis ein flyttar kjeldene til ein ny mottakarposisjon.



**Figur 19:** Skisse av korleis ein flyttar kjeldeposisjonen til ein ny mottakarposisjon ved havbotnen. Figuren er modifisert frå Del Molino et al. (2011).

Testen som er skildra i Del Molino et al. (2011) er brukt på 2D geometri, og resultatane viste at seismisk interferometer medførte ei forbetring i signal/støy forholdet og ei vesentleg demping av fleksurbølgja. Dei oppnådde best resultat frå hydrofonmottakarar som var plassert på havbotnen og fekk bekrefta resultatane frå reelle og syntetiske testar, og støtta av teoretiske og numeriske analyser av dispersjonskarakteristikken til fleksurbølgja. Vidare viste det seg at undersampling av kjelder gav det beste kompromisset mellom kvalitet og kostnad for metoden. Der det blei brukt grunne målingar var metoden sensitiv til

kjeldeavstand. Større kjeldeavstander kan gi dårlegare reflekterte signal med omsyn til ei meir tett innsamling (Del Molino et al., 2011).

Dataene er samla inn på flytande havis på Van Mijenfjorden på Svalbard. Innsamlinga blei utført med detonerande lunter som kjelde og geofonar og hydrofonar som mottakarar. Som følge av at det blei brukt fleire ulike kjelde- og mottakarkombinasjonar kan ein undersøke korleis dei ulike kombinasjonane blir påverka av støy frå fleksurbølgja. Dei dataene som er prega av fleksurbølgja blir prosessert ved hjelp av to metodar, f-k filtrering og ein metode der ein kombinerer hydrofon- og geofondata. I tillegg er prinsippa bak metodane Flexfil, seismisk interferometer og fjerning av støy ved hjelp av radial-trase domenet omtala.



## 5 Effektar av innsamlingsgeometri og dempingsmetodar

I dette kapitlet er resultatane frå dei tre undersøkingane innsamlingsgeometri, f-k filter og kombinasjon av geofon og hydrofonddata presentert. Ved å sjå på data generert av kjelder med ulike geometri og ladning og målt av mottakarar med ulike geometri kan ein avdekke kva innsamlingsgeometri har å seie for støy frå fleksurbølgja på seismiske data. Gjennom å filtrere dataene med eit f-k filter og metoden der ein kombinerer hydrofon- og geofonddata kan ein seie noko om kor godt desse fungerer med omsyn til demping av fleksurbølgja. Tolkninga av resultatane er basert på forholdet mellom signal og støy (SnR) som er berekna ut i frå manuelt plukka amplitudeverdiar. Som følgje av at målingane er utført manuelt må ein ta omsyn til ein viss feilmargin. Dette fører til at signal/støy forholdet ikkje er ein eksakt verdi som kan representere det nøyaktige forholdet, men må tolkast som ein indikasjon på styrkeforholdet mellom signal og støy.

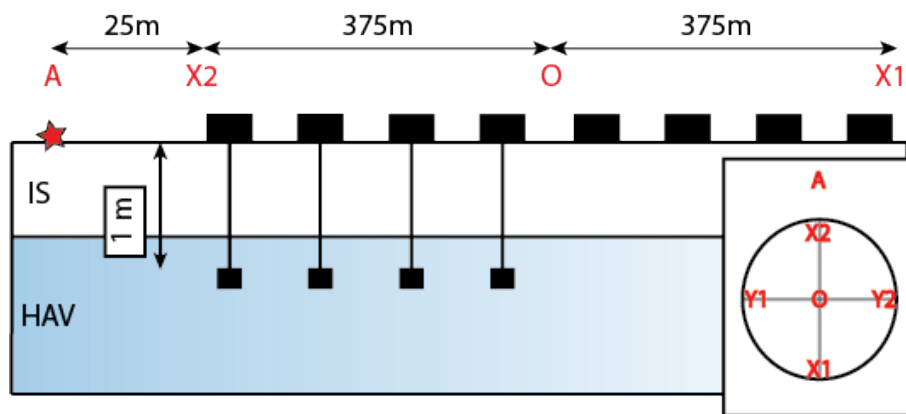
### 5.1 Innsamlingsgeometri

Ved å sjå på ulike innsamlingsgeometriar kan ein finne ut om det er ein innsamlingsmetode som unngår fleksurbølgja allereie i innsamlinga. Denne undersøkinga blir utført ved å samanlikne data frå test 1 (T1), test 2 (T2) og test 3 (T3), og vil gi svar på om det er variasjonar i støymengde med omsyn til kjeldegeometri, ladning, hydrofonddjup og mottakargeometri.

For å samanlikne dei ulike kombinasjonane plukkar ein amplitudeverdiar for P-bølgja og amplitudeverdiar for fleksurbølgja. Ved hjelp av desse verdiane bereknar ein eit kvalitativt forhold mellom signal og støy (SnR). Amplitudeverdiane SnR er basert på, finn ein i tabell 19 - 25.

#### 5.1.1 Kjeldegeometri og ladning

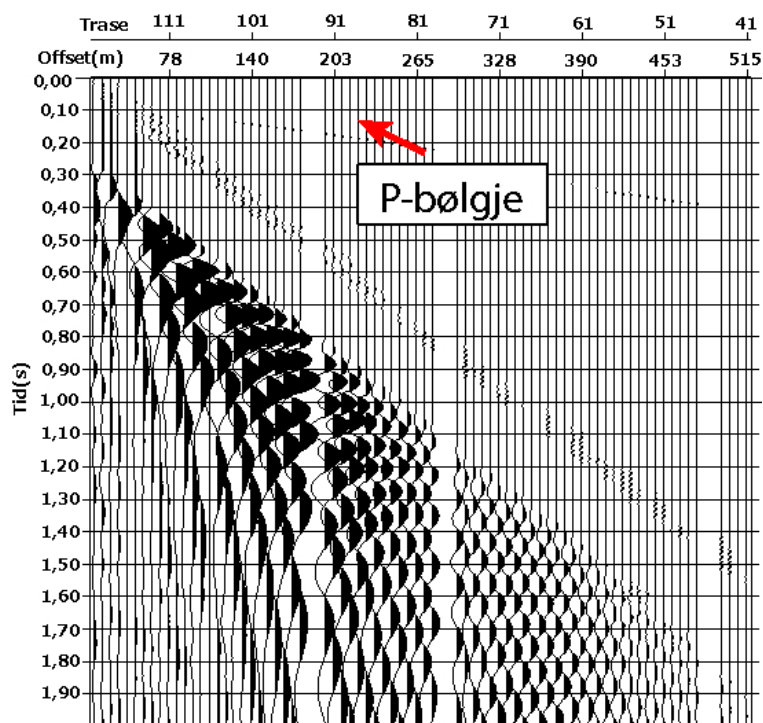
For å seie noko om korleis kjeldegeometri og ladning påverker støymengda frå fleksurbølgja tek ein utgangspunkt i fem ulike skot. Desse består av ei linjekjelde på 2x50 m, linjekjelde på 1x50 m, linjekjelde på 1x12,5 m, punktkjelde på 1x50 m og ei punktkjelde på 12,5 m. Dette gir eit samanlikningsgrunnlag både med omsyn til geometrien og styrken til kjelda. I tillegg ser ein på geofonretning og hydrofonar for kvart av skota for å avdekke eventuelle variasjonar mellom desse. I figur 20 ser ein ei prinsippsskisse over innsamlingsgeometrien i T1.



**Figur 20:** Oversikt over geometri i test 1 (T1). Geofonane ligg i strengar på overflata av isdekket, og ein har hydrofonar mellom X2-O som er senka ned til 1 m djup. Geofonar i x-retning ligg parallellt med kjelda medan geofonar i y-retning ligg vinkelrett, og med ein avstand frå kjelda. For å seie noko om korleis geometrien og styrken til kjelda påverkar mengda støy frå fleksurbølgja på seismiske data ser ein på data som er generert av fem ulike kjeldeoppsett. Analyserer deretter data frå geofonar i x- og y-retning i tillegg til data målt av hydrofonar.

I tabell 6 er resultatane knytt til SnR presentert for dei respektive kjeldene og dei ulike mottakarane. Resultata i tabellen viser at SnR i dei aller fleste dataene er mindre enn 1, det tilseier at styrken til støyen er større enn styrken til signalet. Ein ser at skilnadane i SnR mellom dei ulike hydrofondataene og geofondataene i x-retning er marginale. Vidare frå tabellen har ein at der mottakaren er hydrofonar på 1 m djup vil punktkjelder uavhengig av styrke gi lågast SnR. Linjekjelder vil generelt gi eit betre resultat, og di mindre ladning linjekjelder har di høgare SnR. Vidare av tabellen ser ein at punktkjelder med minst ladning (0.5 kg) gir lågare SnR enn punktkjelder med større ladning (2 kg), men skilnaden er marginal. Amplitudverdiene desse berekningane er basert på (sjå tabell 22 - 23), viser at fleksurbølgja og P-bølgja jamnt over er mykje sterkare i dataene frå den største punktkjelder.

For geofonar i x-retning ser ein omlag dei same resultatane. Linjekjelde gir uavhengig av ladning høgare SnR i dataene enn begge punktkjeldene. Vidare er det ein liten skilnad mellom resultatane for linjekjelde basert på SnR, der den minste ladninga gir data med eit lågare SnR enn dei større ladningane. Dette ser ein også gjeld for punktkjeldene. Punktkjelder med minst ladning gir lågare SnR enn punktkjelder med større ladning. Datasettet i figur 21 er generert av den minste punktkjelder og har lågast SnR av alle dei undersøkte dataene.



**Figur 21:** Oversikt over data målt av geofonar i x-retning, generert av ei punktkjelde på 0.5 kg. Dette datasettet har lågast SnR av alle dei undersøkte dataene. Sidan støyen er sterk, medfører skalering i programmet at P-bølgja er vanskeleg å sjå.

Når det gjeld geofonar i y-retning ser ein i tabell 6 at SnR er generelt høgare samanlikna med dei andre mottakartypene. For den sterkaste linjekjelde (4 kg) er SnR større enn 1, som det einaste tilfellet i denne undersøkinga. Som for dei andre mottakartypene er det også her punktkjelde som gir lågast SnR, uavhengig av ladning. Vidare ser ein at både punktkjelde (0.5 kg) og linjekjelde (0.5 kg) gir data med lågare SnR enn ei kjelde med lik geometri men med større ladning.

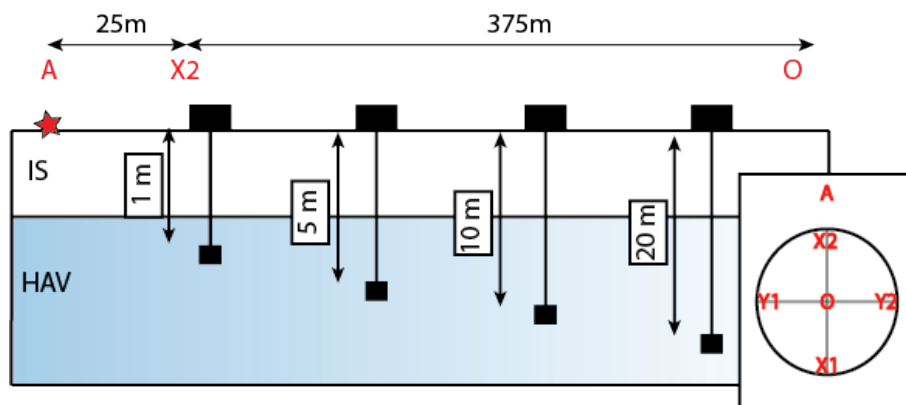
**Tabell 6:** Oversikt over signal/støy forhold knytt til kjeldegeometri, ladning og mottakar.

Kjeldegeometri og ladning	Hydrofonddata	Geofon x-retning	Geofon y-retning
Linjekjelde 4kg, 2x50m	0,0369	0,03867	1,0171
Linjekjelde 2kg, 1x50m	0,0431	0,0379	0,3867
Linjekjelde 0.5kg, 1x12,5m	0,04921	0,03435	0,6539
Punktkjelde 2kg, 1x50m	0,0243	0,0232	0,2009
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	0,02	0,01748	0,18894

### 5.1.2 Hydrofondjup

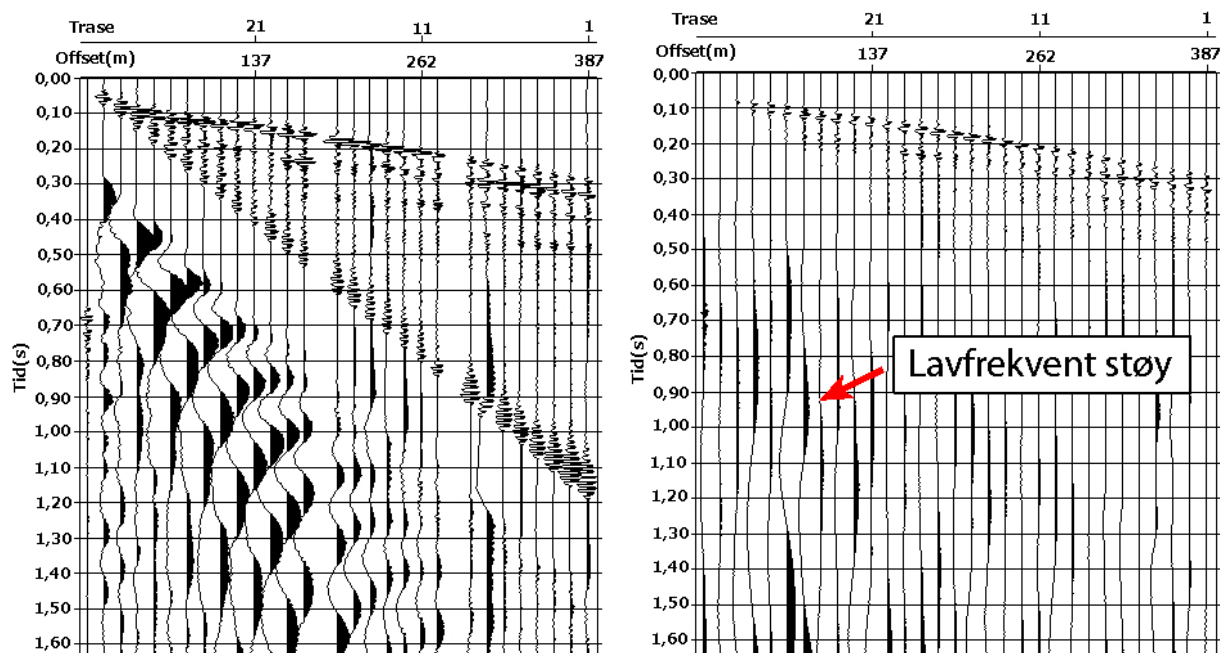
I T2 blei hydrofondjupet endra tre gonger; 5 m, 10 m og 20 m. For kvart hydrofondjup blei det avfyrt skot med tre ulike kjelder. Ved å sjå nærmare på to kjelder med lik ladning men

ulik geometri kan ein seie noko om kor markant fleksurbølgja er ved ulike hydrofondjup, og om det er ein skilnad i kjeldegeometrien. For å få eit betre tolkingsgrunnlag tek ein med data frå T1 kor hydrofonane var plassert på 1 m. Referansepunktet for måling av vassdjupna er isoverflata. Figur 22 viser ei prinsippskisse over innsamlingsgeometrien i T2. For kvar kjelde blei hydrofonane senka ned i vasskolonna slik at ein for kvar kjeldetype fekk data frå 1 m, 5 m, 10 m og 20 m.



**Figur 22:** Oversikt over geometri i test 2 (T2). Ein ser på data generert av to kjelder med lik ladning men ulik geometri målt av hydrofonar på fire ulike djup. Under innsamlinga var alle hydrofonane plassert på same djup for eit skot. Ved det neste skotet vart hydrofonane senka ned til ei nytt djup.

For data generert av linjekjelder ser ein ikkje fleksurbølgja på vassdjup større enn 1 m, og for punktkjelder ser ein ikkje fleksurbølgja på data målt djupare enn 5 m. Dataene som er målt djupare er prega av ein annan type lavfrekvent støy. I figur 23 ser ein hydrofondata generert av ei linjekjelde målt på høvesvis 1 m (23a) og 5 m djup (23b). I figur 23b ser ein at fleksurbølgja ikkje er tilstades men at dataene er prega av lavfrekvent støy.



(a) Hydrofonda data, linjekjelde 0,5 kg, 1x12,5 m, 1 m djup. (b) Hydrofonda data, linjekjelde 0,5 kg, 1x12,5 m, 5 m djup.

**Figur 23:** Hydrofonda data generert av ei linjekjelde, 0,5 kg målt på høvesvis 1 m og 5 m djup. I b) ser ein ein annan type støy som skil seg frå støyen generert av fleksurbølgja i a).

Sjølv om det ikkje er fleksurbølgja som er opphavet til støyen på dataene ved større hydrofonddjup enn 5 m, er det likevel interessant å sjå på forholdet mellom signal og støy for desse, og i tabell 7 ser ein resultatata knytt til SnR for data generert av to kjelder ved ulike hydrofonddjup.

Resultata i tabell 7 viser at det er marginale skilnader i SnR mellom ein del av datasetta. Felles for dei alle er at SnR er mindre enn 1 og det tilseier at det er mykje forstyrningar på dataene. Når det gjeld dataene der fleksurbølgja er synleg ser ein at for hydrofonar på 1 m djup er det linjekjelda som gir data med høgast SnR. For data generert av ei punktkjelde målt på 5 m djup har ein høgare SnR enn i data generert av tilsvarende kjelde målt på 1 m djup.

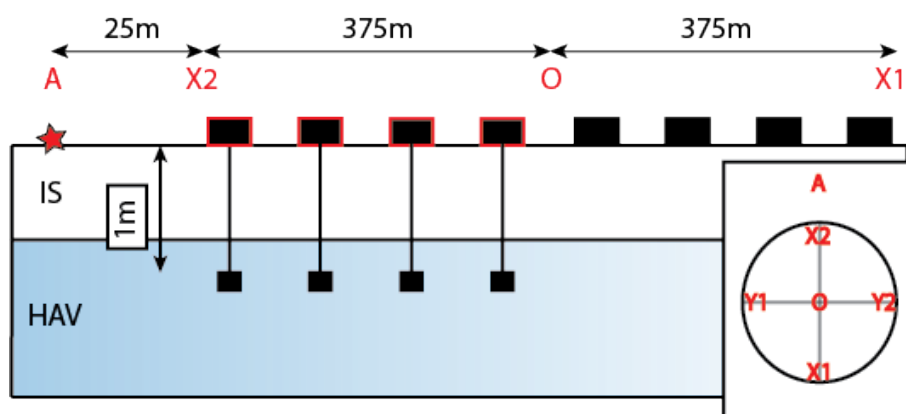
Som følgje av at støyen frå fleksurbølgja er mest markant ved grunne djup og minkar nedover, vil det isolert sett vere mest hensiktsmessig å plassere hydrofonane djupare enn 5 m. Frå tabellen ser ein at forholdet mellom signal og støy ikkje er betre kor hydrofonane er plassert på 20 m djup samanlikna med kor dei er plassert på 1 m djup. Årsaka til dette kjem truleg av at den nemnde lavfrekvente støyen svekkar datakvaliteten (sjå figur 23). På generelt grunnlag der ein tek omsyn til all støy som opptre på dataene, vil det i samsvar med resultatata i tabell 7 vere mest hensiktsmessig å plassere hydrofonane på eit djup mellom 5 m og 10 m, uavhengig av kjeldegeometri.

**Tabell 7:** Oversikt over signal/støy forhold knytt til hydrofondjup.

Kjeldegeometri og ladning	Hydrofondjup	SnR
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	1	0,0369
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	5	0,0902
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	10	0,2044
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	20	0,0454
Linjekjelde 0,5kg, 1x12,5m	1	0,04921
Linjekjelde 0,5kg, 1x12,5m	5	0,2217
Linjekjelde 0,5kg, 1x12,5m	10	0,1823
Linjekjelde 0,5kg, 1x12,5m	20	0,0622

### 5.1.3 Mottakargeometri

Ved hjelp av endringar i mottakargeometri, frå geofonar i streng til kveil i T3, er det mogleg å samanlikne data generert av same kjelde men ulikt mottakaroppsett. I figur 24 ser ein at det berre var mottakarane mellom 0 og X2 som var lagt i kveil, difor er det berre data med offset på 375 m som er interessante frå denne testen. For å samanlikne data frå mottakarar i kveil (T3) med data frå mottakarar langt i streng (T1) ser ein på data frå skotpunkt A generert av same kjelde.



**Figur 24:** Oversikt over geometri i test 3 (T3). Raude firkantar kring geofonane indikerer at desse ligg i kveil, medan geofonane frå O til X1 ligg i strengar. For å undersøke kva mottakargeometri har å seie, ser ein på data generert av same kjeldetype målt av geofonar mellom X2 og O frå T3, og data målt av geofonar mellom X2 og O frå T1.

I tabell 8 er resultatata knytt til SnR presentert for to kjedegemetriar og to ulike mottakargeometriar. Resultata i tabellen viser at SnR i alle datasetta er mindre enn 1, det tilseier at dataene er prega av mykje støy samanlikna med signal. Tabellen viser at det er små forskjellar i SnR mellom mottakarar i streng og kveil når kjelda er ei punktkjelde. For

linjekjelde er det mottakarar lagt i streng som gir data med høgast SnR, men skilnadane mellom mottakarar i kveil og streng er liten.

**Tabell 8:** Oversikt over signal/støy forhold knytt til mottakargeometri.

Kjeldegeometri og ladning	Mottakar	Datatype	SnR
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	Streng	Geofondata X-Linje	0,01748
Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m	Kveil	Geofondata X-Linje	0,017
Linjekjelde 0,5kg, 12,5m	Streng	Geofondata X-Linje	0,03435
Linjekjelde 0,5kg, 12,5m	Kveil	Geofondata X-Linje	0,0263

#### 5.1.4 Oppsummering

Verdiane forholdet mellom signal og støy er basert på er målt manuelt, og dette introduserer ein viss feilmargin knytt til tala. Dei er ikkje nødvendigvis målt kor signalet eller støyen er sterkast. I tillegg er det for mange av datasetta små skilnader i SnR, og det gjer det vanskeleg å gi ei eksakt vurdering. Vidare seier verdiane ingenting om støymengda på datasettet, berre om styrken i dei aktuelle punkta. Dette gir grunnlag for ei kvalitativ tolkning av SnR, slik at ein kan seie noko om styrkeforholda mellom dei ulike kombinasjonane, men ein kan ikkje bruke desse verdiane til å gi ei eksakt vurdering av styrken til signal og støy.

- Resultata knytt til kjeldetype avdekkar at ingen av kjeldene unngår danning av fleksurbølgja, men det er ein skilnad i SnR knytt til dei ulike kjeldegeometriane. Punktkjeldene (2 kg og 0.5 kg) gir data med lågast SnR for alle mottakartypar. Vidare viser resultata at linjekjelde med minst ladning gir data med høgast SnR for hydrofonar og linjekjelde med størst ladning gir data med høgast SnR for geofonar i x-retning. Men skilnadane knytt til dei ulike ladningane er marginale. For geofonar i y-retning gir linjekjelde på 4 kg data med høgast SnR. Dette datasettet har også høgast SnR av alle dei undersøkte dataene.
- Med omsyn til hydrofonddjup viser resultata frå både punktkjelde og linjekjelde at mengd støy frå fleksurbølgja minkar med aukande djup. For punktkjelde ser ein noko støy frå fleksurbølgja på 5 m djup, dette ser ein ikkje på dataene generert av linjekjelde. Når det gjeld hydrofonddjup viser det seg at data generert av linjekjelde på 0.5 kg målt av hydrofonar på 5 m djup gir data med høgast SnR. For å unngå fleksurbølgja i heilskap må ein bruke ei linjekjelde med hydrofonar plassert 5 m eller djupare. Problemet med dette oppsettet er den lavfrekvente støyen som forstyrrar datakvaliteten med aukande hydrofonddjup. For å kunne bruke desse hydrofonddataene må ein dermed prøve å fjerne denne støyen.

- Resultata knytt til mottakargeometri viser at geofonar lagt i streng gir høgare SnR enn geofonar lagt i kveil, men skilnadane mellom dei er marginale.
- Ved å basere analysa på SnR vil ein ikkje kunne seie noko om i kor stor grad støy frå fleksurbølgja påverkar dataen eller kor tydeleg P-bølgja er isolert sett. Spesielt i tilfella kor kjeldene med minst ladning (0.5 kg) gir lågare SnR enn tilsvarande kjelde men med større ladning (1 kg, 2 kg) ser ein at målingane truleg inneheld ei uvisse. Dei målte amplitudeverdiane i desse tilfella viser at til tross for lågare SnR er amplituden til signalet i dei fleste tilfella mykje større enn kva dei er i dataene med høgare SnR. I tillegg er det låge verdiar og små skilnader i SnR mellom fleire av datasetta, det fører til at det er vanskeleg å gi ei eksakt vurdering.

## 5.2 F-k filtrering

Gjennom f-k filtrering av dataene kan ein avdekke kor godt metoden fungerer med omsyn til demping av fleksurbølgja. Ein avdekkar effekta av filteret basert på SnR og kan dermed drøfte korleis metoden fungerer med omsyn til målet. I tillegg ser ein på om det er ein skilnad i korleis filteret påverkar datasett. Inputverdiane til filteret er gitt i tabell 5.

Ein utfører ei samanlikning av SnR i dei opphavelige dataene med SnR i dei filtrerte dataene. Dette blir utført ved å måle amplitudeverdiar for P-bølgja eller havbotnrefleksjonen og fleksurbølgja ved gitte punkt før og etter filtrering. Ved hjelp av desse målingane kan ein seie noko om korleis filtreringa har endra forholdet mellom signal og støy, og derav få ein indikasjon på kor godt filteret har fungert. Alle målingane blir utført på data frå skotpunkt A (sjå figur 10) og alle verdiane som berekningane er basert på finn ein i tabell 26 til 31 i vedlegga.

### 5.2.1 Kjeldegeometri og ladning

I dette forsøket blir data målt av geofonar i ulike retningar og frå ulike kjeldetypar filtrert og i tabell 9 ser ein ei oversikt over kjeldegeometri og ladning knytt til ulike skot.

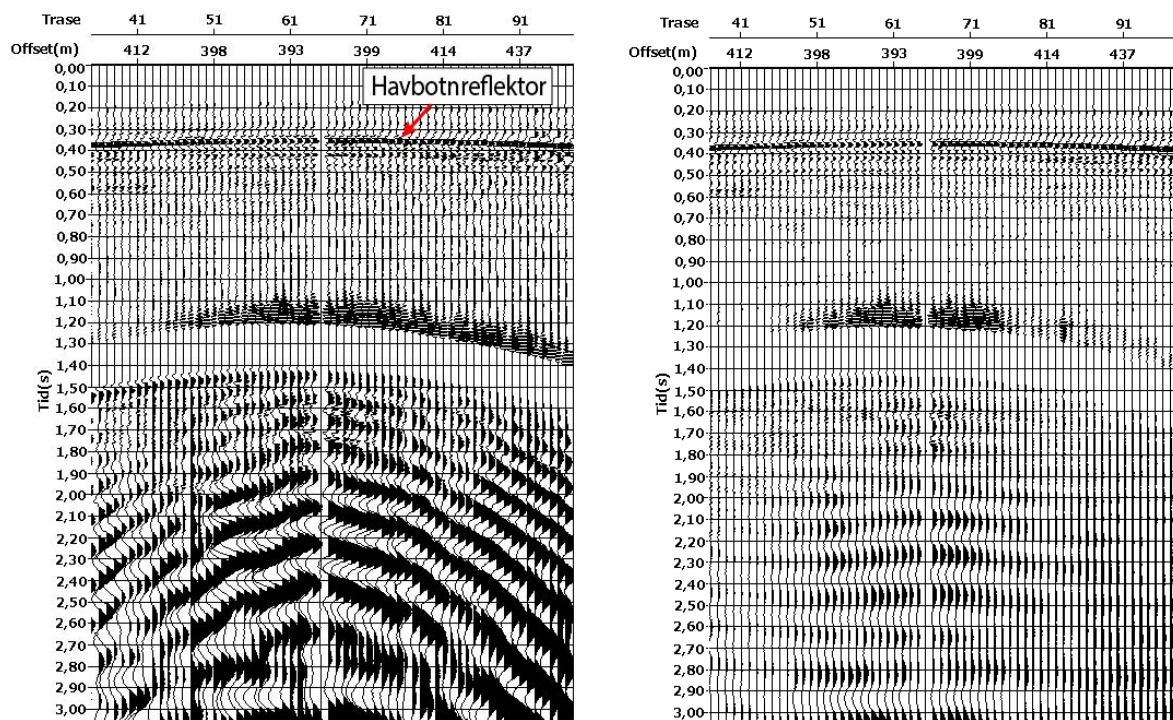
**Tabell 9:** Oversikt over kjeldegeometri og ladning knytt til skotnummer.

Skotnummer	Kjeldegeometri og ladning
1	Linjekjelde 4kg, 2x50m
4	Linjekjelde 2kg, 1x50m
9	Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m

Signal/støy forhold (SnR) før og etter filtrering ser ein i tabell 10. Resultata viser at



SnR aukar for alle datasetta, men grad av auke varierer. I tabellen ser ein at skot 1 og skot 4, med geofonar i y-linje har både før og etter filtrering eit SnR høgare enn 1. Dette datasettet ser ein i figur 25, som viser dataene før (25a) og etter filtrering (25b). Figur 25b viser at fleksurbølgja er dempa medan havbotnreflektoren er tilsynelatande upåverka. Vidare ser ein at amplitudene til støyen er i fase etter filtrering og på figuren ser ein dette som horisontale linjer.

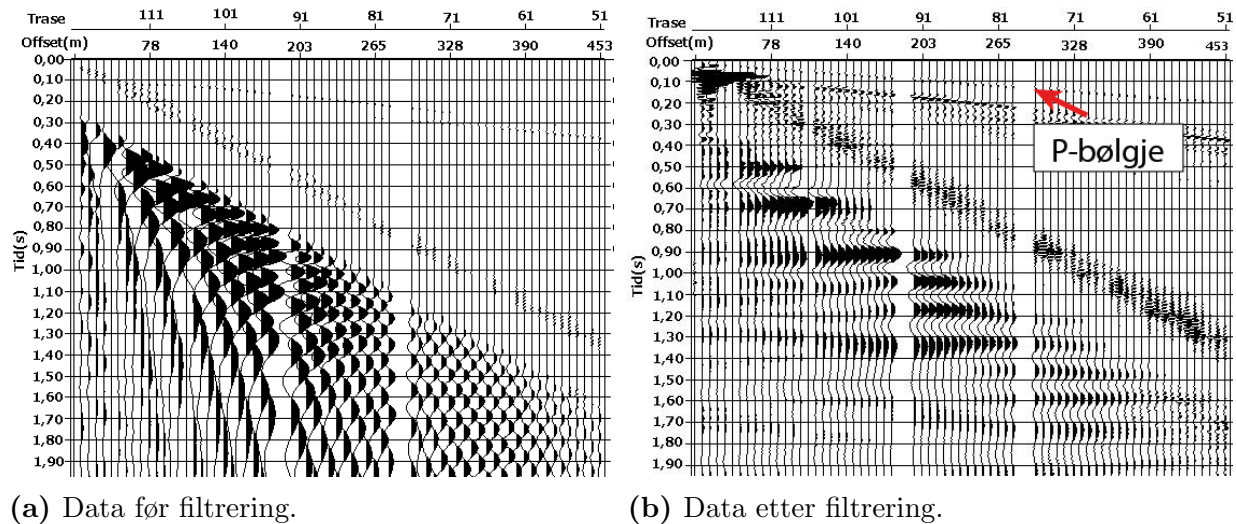


(a) Data før filtrering.

(b) Data etter filtrering.

**Figur 25:** Samanlikning av geofondata i y-retning, frå skot 4 før (a) og etter filtrering (b). Ein ser at støyen på dei opphavelge dataene er sterk før filtrering. Etter filtrering er støyen i stor grad dempa. Vidare ser ein at havbotnrefleksjonen er tilsyntelatande upåverka av filtreringa. I b) ser ein at restane av støyen er i fase.

Generelt har data målt av geofonar i x-retning lågast SnR før filtrering, og minst auke i SnR som føljje av filtrering. Resultata i tabell 10 viser at filtrering av data generert av skot 9, målt av geofonar i x-retning har minst endring i SnR. Etter filtrering har datasettet eit SnR på 0,16 som er den lågaste verdien for SnR i alle dei filtrerte dataene. I figur 26 ser ein dette datasettet før (26a) og etter filtrering (26b). I figur 26b ser ein at støyen er dempa, men nokre stader er den framleis sterk. Dette ser ein som horisontale linjer som følgje av at amplitudene er i fase. P-bølgja framstår som upåverka av filtreringa.



**Figur 26:** Samanlikning av geofondata x-retning, frå skot 9 før (a) og etter filtrering (b). Ein ser at støyen er tydeleg dempa av filtreret og P-bølgja framstår som upåverka.

Begge geofonmålingane frå skot 9 har i samsvar med tabell 10 før og etter filtrering eit SnR lågare enn 1. Amplitudeverdiane som blir brukt for å berekne SnR på dei opphavelige dataene (sjå tabell 26), viser at fleksurbølgja jamnt over er sterkare på data i x-linje enn data i y-linje, medan P-bølgja jamnt over er sterkare på y-linje data enn x-linje data. Dette tilseier at data målt av geofonar i x-retning har sterkast støy og svakast signal.

**Tabell 10:** Oversikt over signal/støy forhold før og etter filtrering, knytt til ulike skot.

Test	Skotnummer	Linje	SnR før filtrering	SnR etter filtrering
T1	S1	Y-Linje	1,65	3,58
T1	S1	X-Linje	0,04	0,58
T1	S4	Y-Linje	1,03	7,42
T1	S4	X-Linje	0,01	0,27
T1	S9	Y-Linje	0,11	0,71
T1	S9	X-Linje	0,02	0,16

### 5.2.2 Hydrofondata frå ulike vassdjupn

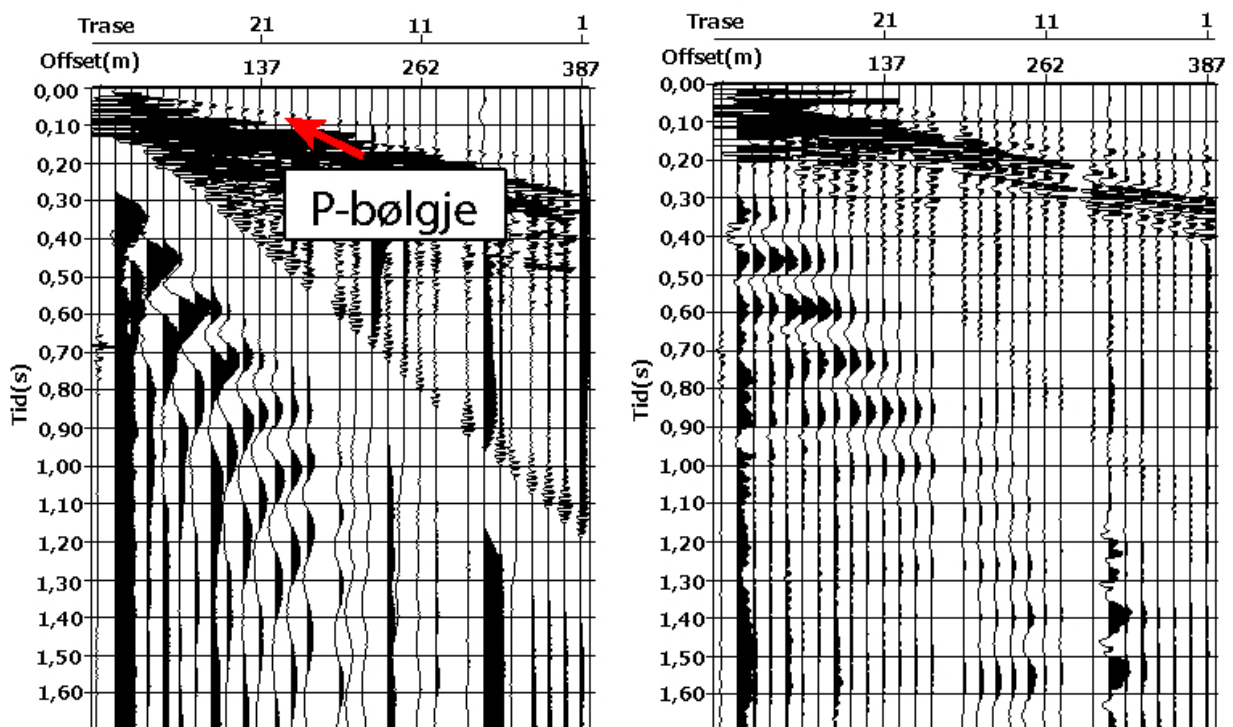
I denne undersøkinga blir hydrofondata frå to ulike djup filtrert, og ein tek utgangspunkt i to kjeldegeometriar med lik ladning. Årsaka til at ein ikkje filtrerar hydrofondata frå fleire djup kjem av resultatane i kapittel 5.1, der ser ein at data målt på over 5 m djup generert av ei punktkjelde ikkje er prega av støy frå fleksurbølgja. For linjekjelde er det same tilfelle for data målt av hydrofonar på større djup enn 1 m. I tabell 11 ser ein ei oversikt over kjeldegeometri og ladning knytt til skotnummer ved ulike hydrofonddjup.

**Tabell 11:** Oversikt over kjeldegeometri og ladning knytt til skotnummer.

Test	Skotnummer	Kjeldegeometri og ladning
T1	S9	Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m
T2	S2	Punktkjelde 0,5kg, 1x12,5m
T1	S6	Linjekjelde 0,5kg, 1x12,5m

Dei ulike datasetta frå hydrofonar på ulike djup blir filtrert, og SnR før og etter filtrering er presentert i tabell 12. Resultata i tabell 12 viser at alle dei opphavlege dataene har eit SnR lågare enn 1, altså er dataen prega av meir støy enn signal før filtrering. Etter filtrering aukar SnR. Med omsyn til amplitudeverdiane SnR er basert på (sjå tabell 29 og 30) er signala i alle datasetta noko svekka av filtreret.

Vidare i tabell 12 ser ein at det er data målt av hydrofonar på 1 m djup frå skot 6 som etter filtrering har høgast SnR etter filtrering. I figur 27 ser ein dette datasettet før (27a) og etter filtrering (27b). Ein ser at støyen er svekka etter filtrering, medan P-bølgja ser upåverka ut, men i samsvar med tabell 30 tilseier amplitudeverdiane at P-bølgja er noko svekka.



(a) Data før filtrering.

(b) Data etter filtrering.

**Figur 27:** Samanlikning av hydrofondata før og etter filtrering. Dataene er generert av ei linjekjelde og er målt på 1 m djup. Dette datasettet har høgare SnR etter filtrering enn dei andre undersøkte hydrofondataene. Ein ser i b) at støyen er dempa av filtreret medan P-bølgja ser ut til å vere upåverka. Amplitudeverdiane knytt til P-bølgja viser at den er noko svekka etter filtrering.

Vidare viser resultatata i tabell 12 at data frå skot 2 har ei minke i SnR som følgje av filtrering. Om ein ser på amplitudeverdiane (sjå tabell 29 og 30) ser ein at både støyen og P-bølgja er svekka.

**Tabell 12:** Oversikt over SnR før og etter filtrering knytt til ulike hydrofondjup.

Test/Skotnummer	Hydrofondjup	SnR før filtrering	SnR etter filtrering
T1, S9	1	0,29	0,51
T2, S2	5	0,77	0,74
T1, S6	1	0,49	3,6

### 5.2.3 Geofondata med endra mottakargeometri

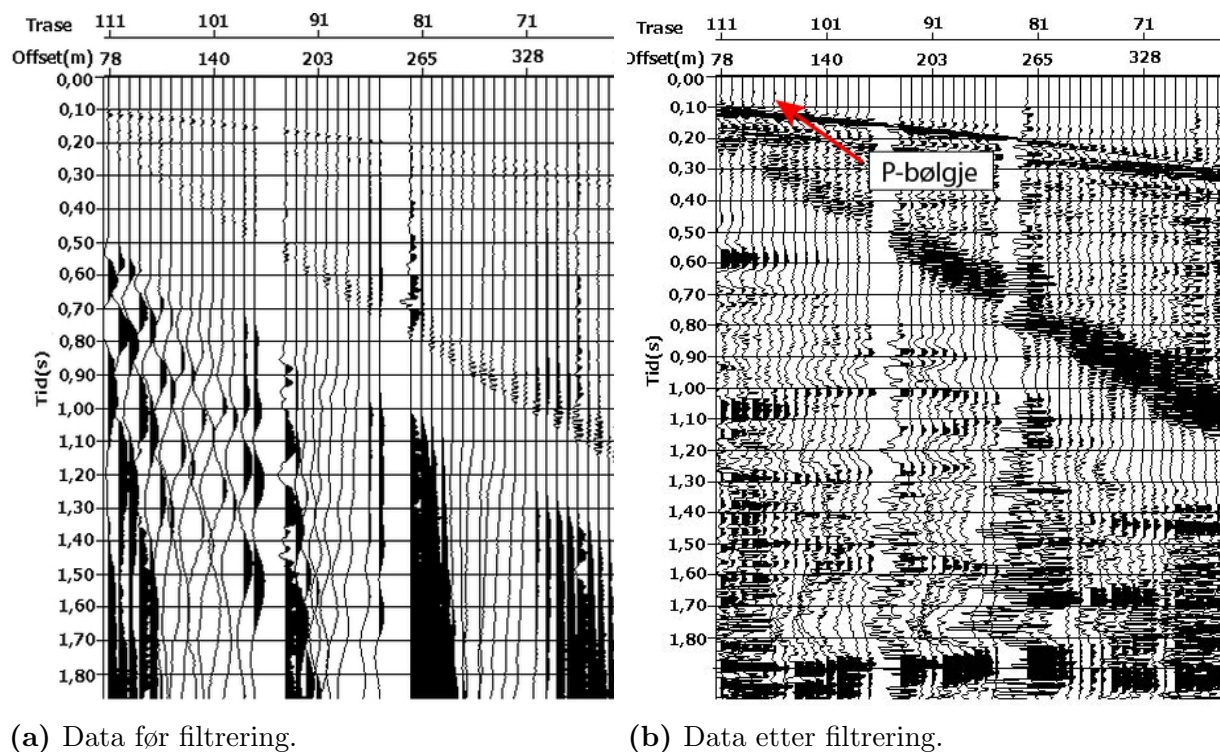
I denne undersøkinga filtrerar ein geofondata frå T3. I tabell 13 ser ein ei oversikt over kjeldegeometri og ladning knytt til ulike skot.

**Tabell 13:** Oversikt over kjeldetgeometri og ladning knytt til ulike skot.

Test	Skotnummer	Kjeldegeometri og ladning
T3	S1	Punktkjelde 0,1kg, 2,5m
T3	S2	Punktkjelde 0,5kg, 12,5m
T3	S3	Linjekjelde 0,5kg, 12,5m

Dei kvalitativt berekna verdiane for SnR før og etter filtrering er presentert i tabell 14. Resultata i tabellen viser at SnR er både før og etter filtrering mykje lågare enn 1, altså er dataen prega av meir støy enn signal til tross for filtreringa. Det er likevel ei auke i forholdet, det indikerer at filteret har ein effekt når det gjeld demping av støyen. Samstundes viser amplitudeverdiane SnR er basert på (sjå tabell 31), at signalet er noko svekka av filteret.

Figur 28 viser geofondata frå skot 3. I figur 28a ser ein nokre mørke område nederst i dataene, dette er ein integrasjonseffekt. I figur 28b er desse områda filtrert, og ein ser at signala er meir høgfrequente. Vidare framstår P-bølgja som upåverka av filtreringa.

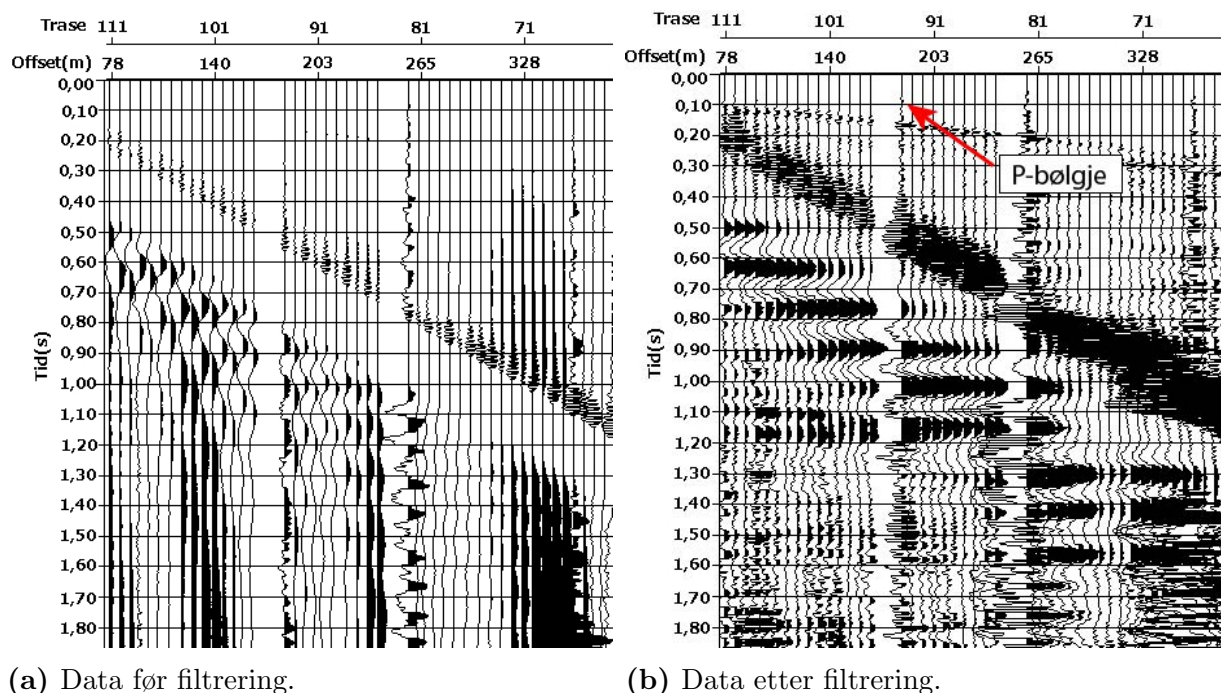


(a) Data før filtrering.

(b) Data etter filtrering.

**Figur 28:** Samanlikning av geofondata x-retning frå skot 3, før og etter filtrering. Ser i a) at støyen forårsaka av fleksurbølgja er tydeleg nær offset, med minkande styrke med aukande offset. Filtreringa har medført at denne støyen er svekka. P-bølgja er upåverka av filtreringa.

I samsvar med med tabell 14 er data generert frå skot 1 det datasettet som har lågast SnR etter filtrering. Dette datasettet ser ein i figur 29, før (29a) og etter filtrering (29b). Ein ser at støyen (29b) er noko dempa av filtreret, men restane av støyen gir ein tydeleg horisontal effekt som følgje av at amplitudene er i fase. I både a) og b) er P-bølgja vanskeleg å sjå. Dette kjem av støyen er mykje sterkare og skaleringa i programmet fører difor til at den svakare P-bølgja vert vanskeleg å sjå.



(a) Data før filtrering.

(b) Data etter filtrering.

**Figur 29:** Samanlikning av geofondata frå skot 1, før (a) og etter filtrering (b). Støyen forårsaka av fleksurbølgja er noko dempa og filtreringa medfører at restane av støyen gir ein horisontal effekt. Ser at P-bølgja og havbotnreflektor framstår noko sterkare men dette kjem av skaleringa i programmet når støyen er svekka.

**Tabell 14:** Oversikt over SnR før og etter filtrering, knytt til ulike skot.

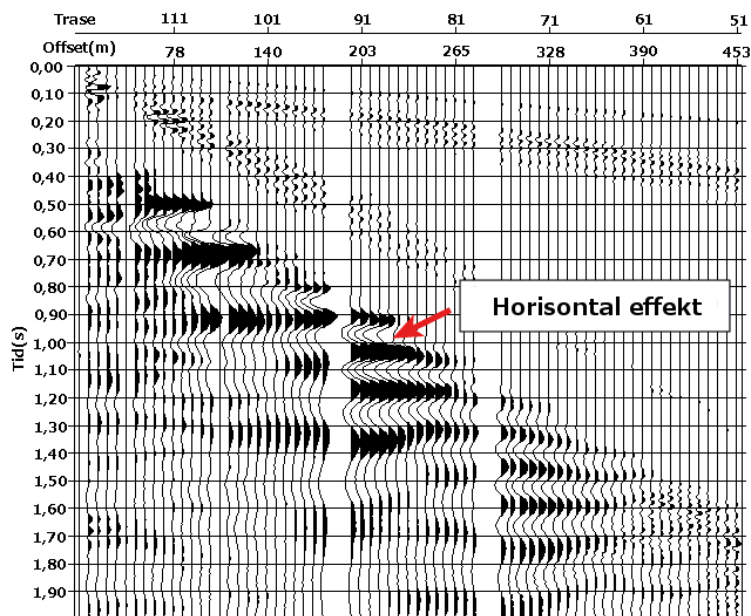
Test	Skotnummer	SnR før filtrering	SnR etter filtrering
T3	S1	0,0033	0,024
T3	S2	0,0013	0,073
T3	S3	0,0092	0,071

#### 5.2.4 Filtrering med endra input

Filtreringa er utført med same hastigheit som input for alle datasetta. Det er også interessant å sjå på lågare hastigheiter enn 1500 m/s som input sidan hastigheitene til fleksurbølgja er mykje lågare enn hastigheitene som til no er brukt. Ved å velje 625 m/s som er ein hastigheit innanfor det hastigheitsintervallet fleksurbølgja har i seismiske data, 180 m/s til 700 m/s (Rovetta et al., 2009), og ein frekvens på 50 Hz kan ein avdekke om dette gir ei dårlegare demping av fleksurbølgja.

Resultatet frå denne filtreringa ser ein i figur 30. Dette datasettet er generert av ei punktjelde på 0,5 kg, og etter filtrering er SnR omlag 0,07 (sjå tabell 32). Ein ser i figur 30 at det er restar av støyen, og dette ser ein som ein horisontal effekt i dataene. Figur 26b viser det same filtrerte datasettet men med inputhastigheiter på 1500 m/s og frekvens

på 120 Hz. SnR for dette datasettet etter filtrering er 0,52. Skilnadane i SnR indikerer at eit mindre hastigheitsintervall gir lågare SnR og såleis fungerer dårlegare når det gjeld demping av fleksurbølgja. Ut i frå dette kan ein anta at hastigheitsintervallet -1500 m/s til 1500 m/s gir den beste dempinga av fleksurbølgja. Amplitudeverdiane (sjå tabell 32) indikerer at signalet er svekka.



**Figur 30:** Filtrering av geofonddata i x-retning frå skot 9, generert av ei punktkjelde 0.5 kg, 1x12.5 m. Alle hendingar med hastigheiter lågare enn 625 m/s er dempa. Filteret har til dels fungert, fleksurbølgja er noko dempa men restane av den pregar framleis dataen. Dette intervallet på 625 m/s medfører lågare SnR i dataene enn kor ein brukar eit større dempingsintervall.

### 5.2.5 Summasjon

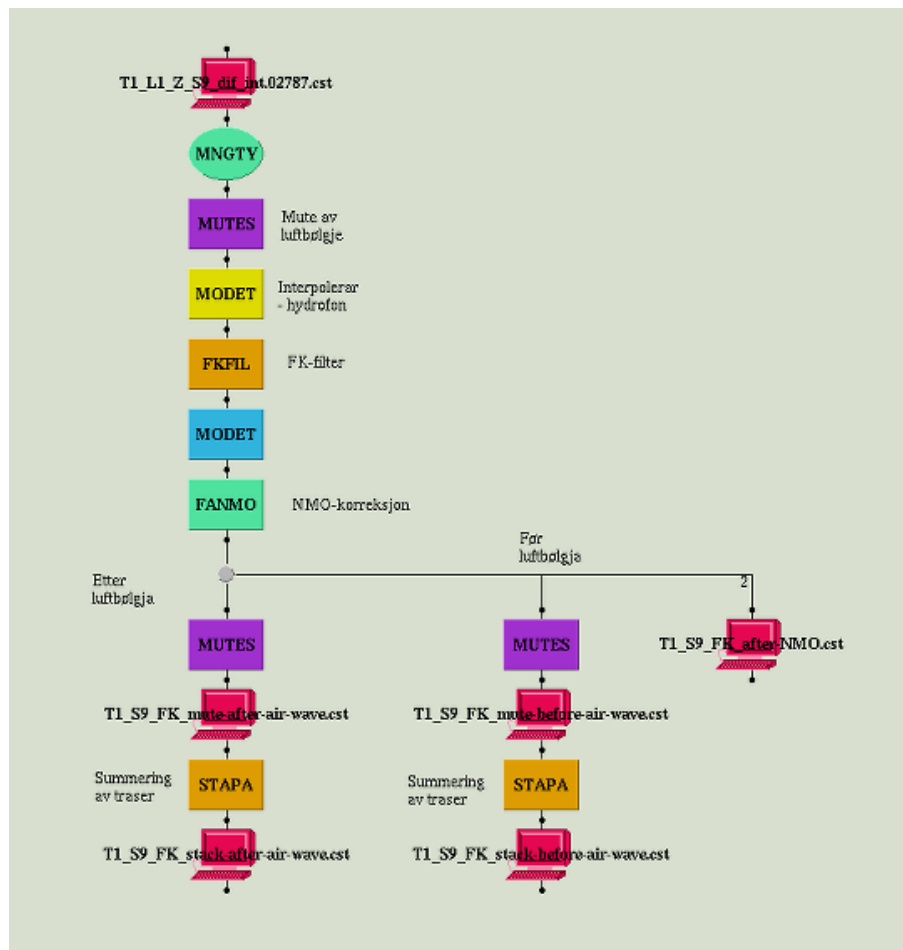
For å sjå litt nærmare på korleis fleksurbølgja, havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar blir påverka av filtreringa ser ein på summerte data frå skot A. Ein brukar havbotnreflektoren som signal fordi det er den som er tatt utgangspunkt i under NMO-korreksjonen. Årsaka til at ein også ser på multiplane er at det i dataene er noko vanskeleg å skilje desse frå reflektoren.

Ein ser nærmare på fire resultat frå filtrerte data, to resultat frå test 1 (T1) og to resultat frå test 3 (T3). Ei oversikt over dei dataene som blir summert ser ein i tabell 15. I tabellen ser ein også dei tidlegare resultatata knytt til SnR før og etter filtrering.

**Tabell 15:** Oversikt over dataene som blir summert knytt til SnR før og etter filtrering.

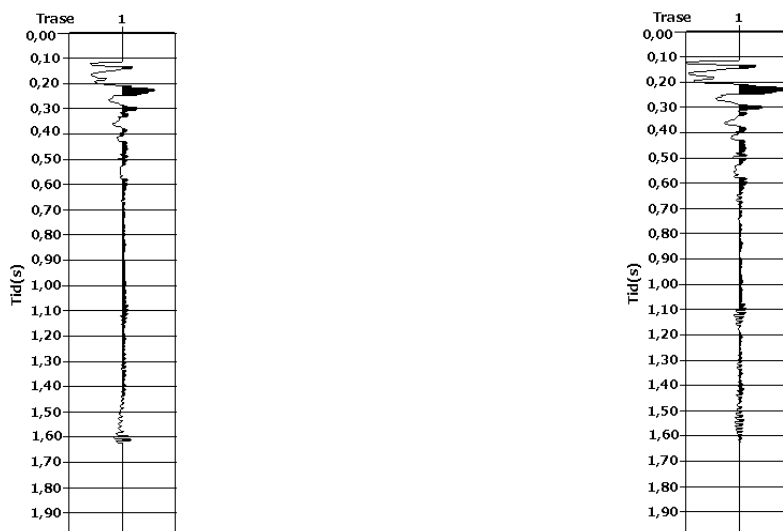
Test/skot	Linje	SnR før filtrering	SnR etter filtrering
T1/S9	X-linje	0,02	0,16
T1/S4	Y-linje	1,03	7,42
T3/S1	X-linje	0,0033	0,024
T3/S3	X-linje	0,0092	0,071

Årsaka til at ein summerer dataene er for å sjå om SnR som er basert på seks verdiar (tre for støy og tre for signal), er representative for og seie noko om effekten til filteret og såleis bekrefte eller avkrefte analysa. Ein delar opp summasjonsprosessen i to delar, der den første delen representerer signalet og den andre delen representerer støyen. Ei oversikt over jobben i Geocluster ser ein i figur 31. I tillegg til f-k filtreringa som blir utført legg ein på ein modul som NMO-korrigerer dataene. Deretter sett ein nokre av dataene til mute, slik at ein undersøker signal og støy separat. Tilslutt blir dataene summert saman.

**Figur 31:** Oversikt over summasjonsjobben i Geocluster. I tillegg til f-k filtreringa som blir utført legg ein på ein modul som NMO-korrigerer dataene. Deretter sett ein nokre av dataene til mute, slik at ein kan undersøke signal og støy separat. Tilslutt blir dataene summert saman.



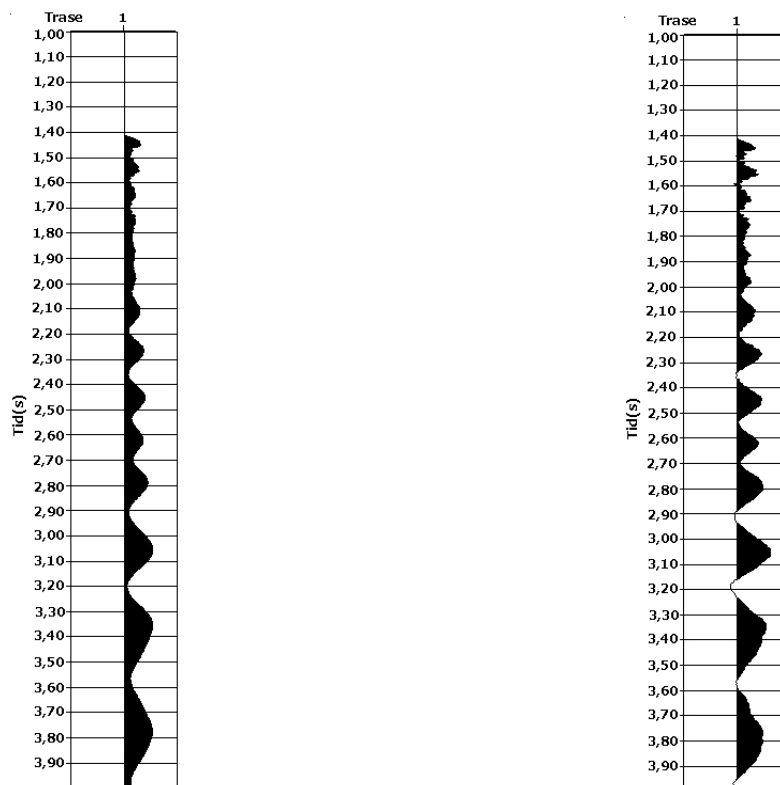
Først ser ein på data frå T1. I figur 32 ser ein summerte data av signalet, generert av ei linjekjelde frå skot 4, målt i y-retning. Figur 32a viser dataene før filtrering medan figur 32b viser dataene etter filtrering. Dei målte amplitudeverdiane (sjå tabell 33) viser at havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er tilnærma uendra som følgje av filtreringa, men dette kjem ikkje tydleg fram, truleg på grunn av skalering i programmet.



(a) Summert seksjon av opphavlege data over luftbølgja før filtrering. (b) Summert seksjon av filtrerte data over luftbølgja.

**Figur 32:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b), frå T1 skot 4, målt av geofonar i y-retning generert av ei linjekjelde. Dei målte amplitudeverdiane viser at havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er tilnærma uendra etter filtrering men dette kjem ikkje tydeleg fram som følgje av skalering i programmet.

Figur 33 viser dei summerte seksjonane av støyen frå T1 skot 4, før (33a) og etter (33b) filtrering. Dei filtrerte dataene er noko dempa samanlikna med dei opphavlege dataene. Som følgje av skalering kjem ikkje dette tydeleg fram men dei målte amplitudeverdiane viser at støyen er dempa etter filtrering (sjå tabell 34).

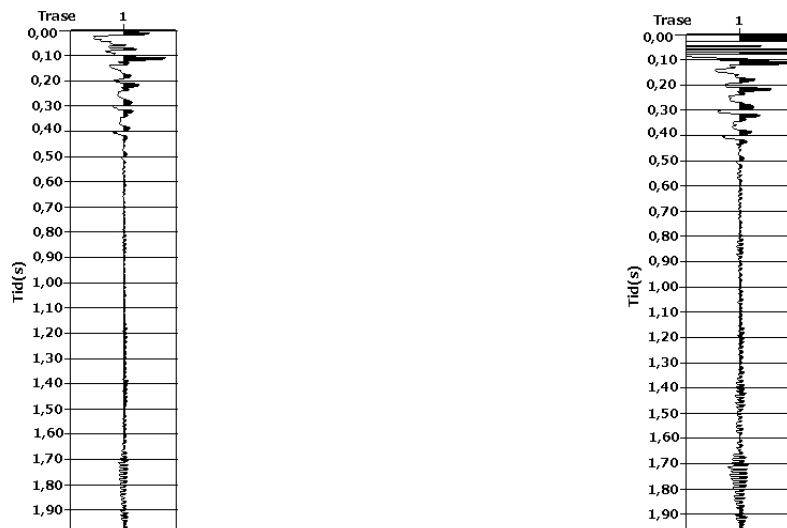


(a) Summert seksjon av opphavlege data under luftbølgja før filtrering.

(b) Summert seksjon av filtrerte data under luftbølgja.

**Figur 33:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) frå T1 skot 4. Støyen frå fleksurbølgja er jamnt over noko redusert etter filtrering. Som følgje av skalering kjem ikkje dette tydeleg fram men dei målte amplitudeverdiane viser at støyen er dempa av filtreret.

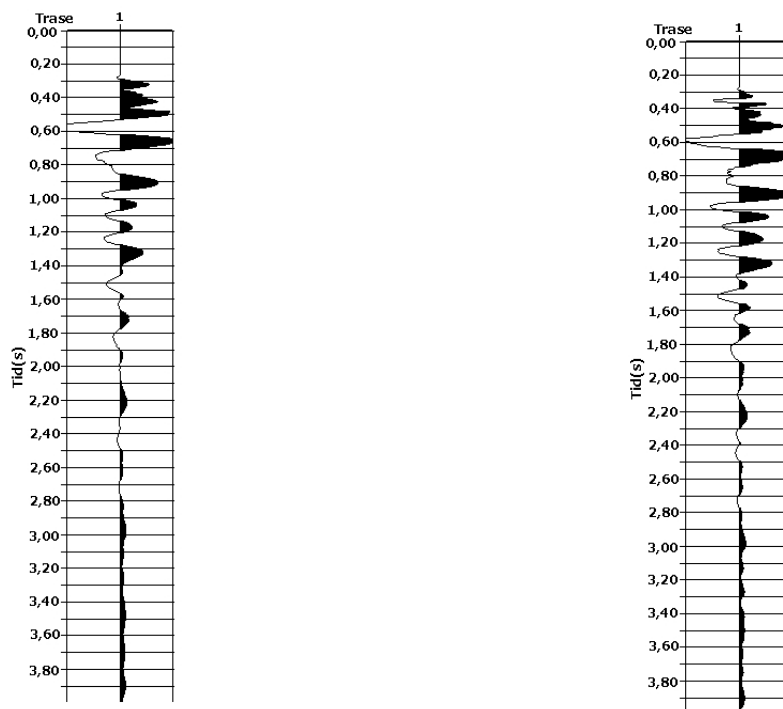
Det andre datasettet ein summerer er data frå T1, skot 9. Figur 34 viser dei summerte seksjonane av signalet før (34a) og etter filtrering (34b). Det ser ut til at filtreringa medfører at havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er noko sterkare etter filtrering. Dette kjem av skalering i programmet, dei målte amplitudeverdiane (sjå tabell 35) viser at signalet er tilnærma uendra etter filtrering.



(a) Summert seksjon av opphavlege data over luftbølgja før filtrering. (b) Summert seksjon av filtrerte data over luftbølgja.

**Figur 34:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) frå T1 skot 9. Havbotn-reflektoren og tilhøyrande multiplar framstår som noko styrka etter filtrering, dette kjem av skalering i programmet. Dei målte amplitudeverdiane viser at signalet er tilnærma uendra etter filtrering.

I figur 35 ser ein dei summerte seksjonane av støyen frå T1 skot 9, før (a) og etter filtrering (b). På figuren framstår det som støyen jamnt over er tydelegare etter filtrering, men amplitudeverdiane tilseier at støyen jamnt over er svekka i det undersøkte området (sjå tabell 36).

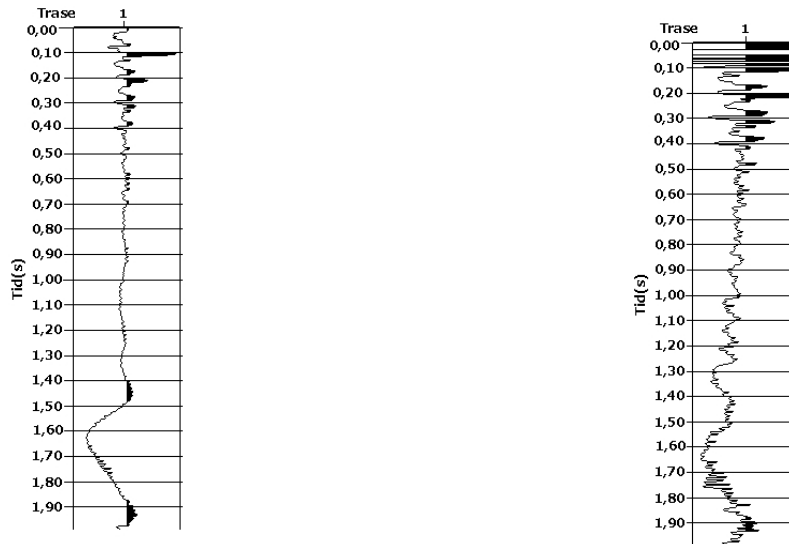


(a) Summert seksjon av opphavlege data under luftbølgja før filtrering.

(b) Summert seksjon av filtrerte under luftbølgja.

**Figur 35:** Summert seksjon av data før (a) og etter (b) filtrering frå T1 skot 9. Støyen er noko svekka som følgje av filtrering, dette kjem ikkje veldig tydeleg fram som følgje av skalering. Men dei målte amplitudeverdiane viser at støyen er svekka som følgje av filtrering.

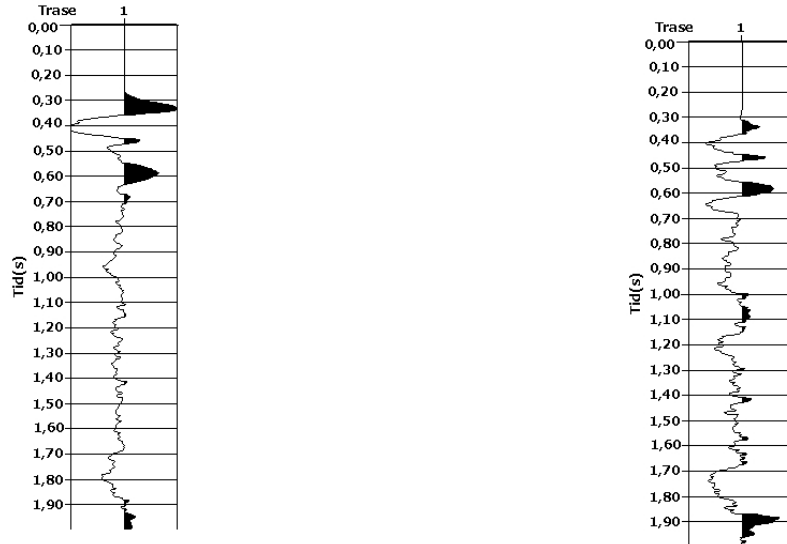
I T3 er mottakargeometrien endra. I figur 36 ser ein summerte data frå skot 3, før (36a) og etter (36b) filtrering. Det ser ut til at signalet er noko sterkare etter filtreringa.



(a) Summert seksjon av opphavlege data over luftbølgja før filtrering. (b) Summert seksjon av filtrerte data over luftbølgja.

**Figur 36:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) frå T3 skot 3. Det ser ut til at havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er noko sterkare som følgje av filtrering.

Figur 37 viser dei summerte dataene av støyen før (a) og etter filtrering (b) frå T3 skot 3. Ein ser at støyen generelt sett er dempa i dei filtrerte dataene.

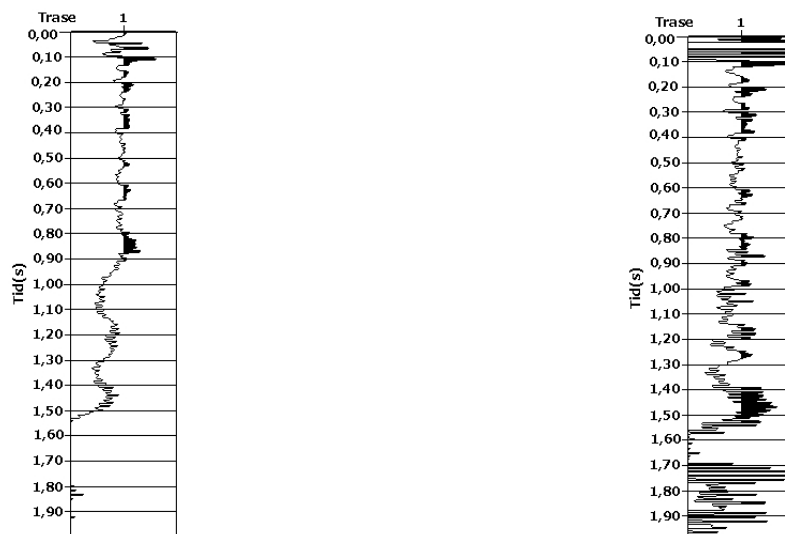


(a) Summert seksjon av opphavlege data under luftbølgja før filtrering. (b) Summert seksjon av filtrerte data under luftbølgja.

**Figur 37:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) frå T3 skot 3. Etter filtrering ser ein at støyen er svekka.

Figur 38a viser dei summerte dataene av signalet frå T3 skot 1, før filtrering, medan figur 38b viser dei filtrerte dataene. Det kan ser ut til at havbotnreflektoren og tilhøyrande

multiplar er sterkare som følgje av filtreringa. Dette kjem av skalering i programmet, dei målte amplitudeverdiane (sjå tabell 37) viser at signalet er noko svekka etter filtrering.

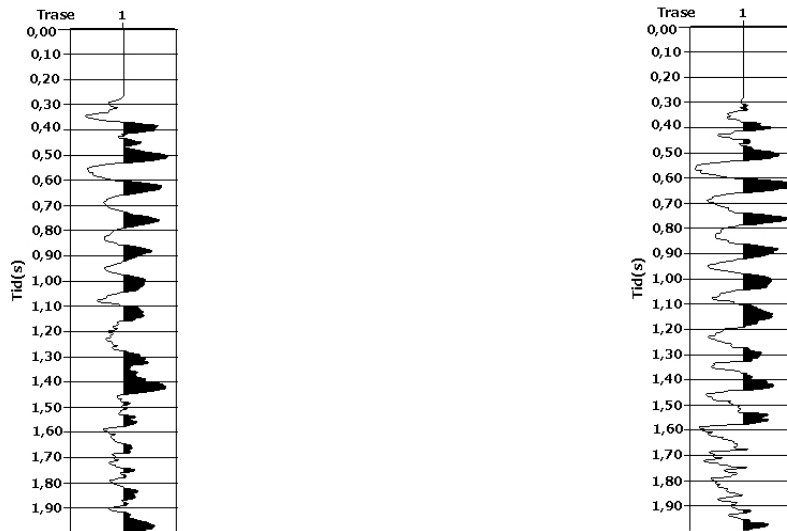


(a) Summert seksjon av opphavlege data over luftbølgja før filtrering.

(b) Summert seksjon av filtrerte data over luftbølgja.

**Figur 38:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) frå T3 skot 1. Det ser ut til at havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er sterkare etter filtrering. Dette kjem av skalering i programmet. Dei målte amplitudeverdiane viser at signalet er noko svekka etter filtrering.

Figur 39 viser dei summerte dataene av støyen før (a) og etter filtrering (b). Støyen ser tilnærma uendra ut etter filtrering, men amplitudeverdiane (sjå tabell 38) viser at filtreringa medfører ei svekking av støyen.



(a) Summert seksjon av opphavlege data under luftbølgja før filtrering.

(b) Summert seksjon av filtrerte data under luftbølgja.

**Figur 39:** Summert seksjon av data før (a) og etter filtrering (b) T3 skot 1. Det framstår som om støyen er tilnærma uendra som følgje av filtreringa, men dei målte amplitudeverdiene viser at filtreringa medfører ei svekking av støyen.

Frå dei summerte trasane kan ein berekne ein kvalitativ verdi for SnR basert på plukka amplitudeverdiar (sjå tabell 33 - 40). Ei oversikt over dette ser ein i tabell 16. Summasjonen viser at filtreringa gir data med eit høgare SnR og dei tidlegare resultatata frå f-k filtreringa viser det same (sjå tabell 10 og 14). Dette bekrefter at analysa der SnR er basert på nokre få verdiar gir ein peikepinn på effekten til filteret.

**Tabell 16:** Oversikt over SnR før og etter filtrering av summerte data.

Test/Skotnummer	SnR før filtrering	SnR etter filtrering
T1, S4	1,13	2,57
T1, S9	0,12	0,14
T3, S1	0,16	0,24
T3, S3	0,92	1,62

### 5.2.6 Oppsummering

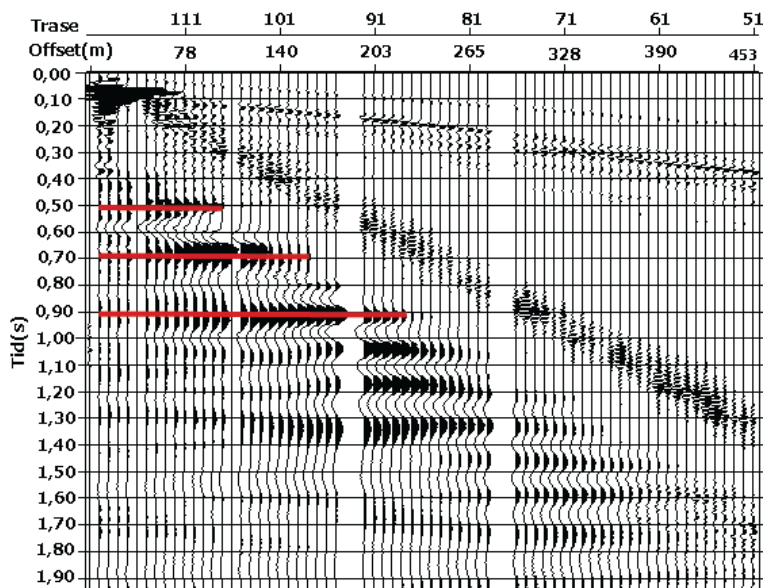
Målet knytt til filtreringa av dataene er å sjå om filteret er ein nyttig metode for å dempe fleksurbølgjer, og samstundes sjå om det er ein skilnad i korleis filteret påverkar dei ulike datasetta. Analysa av korleis filteret har påverka dei ulike datasetta er som nemnd utført ved hjelp av ei kvalitativ berekning av SnR, basert på manuelt plukka amplitudeverdiar. Dette medfører ei uvisse til desse resultatata, men dei gir ein peikepinn på styrkeforholdet mellom datasetta før og etter filtrering. Ein kan difor ikkje støtte seg

på dei konkrete forholdstala, men heller sjå på dei som ein indikasjon på korleis filteret har påverka dataene. Vidare er det vanskeleg å tolke endringane visuelt ut i frå figurane, som følgje av skalering i programmet figurane er framstilt i.

- I den første undersøkinga ser ein på data generert av ulike kjeldetypar. Her får alle datatypene uavhengig av kjeldetype, ei auke i SnR som følgje av filtrering. Om ein ser på data målt av geofonar i x-retning er det liten skilnad i korleis filteret påverka dataene generert av ulike kjeldetypar.
- For hydrofondata fungerer filteret best på data generert av ei linjekjelde, målt av hydrofonar på 1 m djup, og filtreringa medfører at dataene har eit SnR på 3,6 i dataene. Samstundes syner amplitudeverdiene SnR er basert på (sjå tabell 27) at P-bølgja er noko svekka etter filtrering.
- I det siste forsøket ser ein på filtrerte geofondata, der geofonane ligg i kveil. Desse dataene har både før og etter filtrering SnR mykje lågare enn 1. Etter filtrering aukar dette forholdet for alle datasetta, men forholdet indikerer at dataene framleis er prega av støy samanlikna med signal. Om ein ser på data generert frå same kjelde frå test 1, der geofonane er lagt i streng, ser det ut til at effekten av filteret er lik, sidan auken i kvalitativt berekna SnR for desse mottakartypene er nokså like.
- Vidare når det gjeld mottakargeometri ser ein frå det første forsøket at data målt i y-retning, generert av ei linjekjelde har markant høgare SnR enn data målt i x-retning. Dette datasettet har også høg SnR før filtrering. Ein ser at den generelle effekten er at data med høg SnR før filtrering også har størst auke i SnR som følgje av filtreringa.
- Om ein ser på alle forsøka under eitt får data målt av geofonar i y-retning generert av ei linjekjelde på 2 kg høgast SnR etter filtrering. Det er også dette datasettet som har størst auke i SnR som følgje av filtrering. Før filtrering har datasettet eit SnR på 1,03 og etter filtrering eit SnR på 7,42.
- Endringa av inputverdiar til 625 m/s og 50 Hz i f-k filteret gir lågare SnR enn kor ein brukar input på 1500 m/s og 120 Hz. Med omsyn til dette kan ein anta at inputverdiene med -1500 m/s og 1500 m/s gir ei betre demping av fleksurbølgja.

På fleire av figurane ser ein ein horisontal effekt på amplitudene til støyen etter filtrering. Dette er truleg ein effekt som oppstår som følgje av at hendingar med lik helning er fjerna, og desse horisontale effektane er difor restar av fleksurbølgja som har ei anna helning enn den filteret fjernar. Denne effekten ser ein i figur 40, der dataene er dei same som er filtrert i figur 26.





**Figur 40:** Filtrering har fjerna hendingar med lik helning i t-x domenet, og ein sit att med restar av fleksurbølgja, markert i raudt. Ein ser ein tydleg horisontal effekt i restane av støyen og dette ser ein går att i fleire av dei filtrerte datasetta

Resultata frå summasjon av datasetta frå T1 viser at filtrering medfører ei demping av fleksurbølgja medan havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar er upåverka. Dataene frå T3 skot 1 viser ei svekke i styrken til havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar etter filtrering (sjå tabell 37), medan havbotnreflektoren og tilhøyrande multiplar i T3 skot 3 viser ei auke i styrke etter filtrering (sjå tabell 39). At refleksjonen og multiplane framstår som endra kjem truleg av feilmarginen knytt til dei manuelle målingane av amplitudeverdiane. I tillegg er dataene frå T3 generelt påverka av integrasjonseffektar (sjå figur 28), og det fører til at dei summerte dataene er prega av forstyrringar. På generelt grunnlag kan ein sei at summasjon av data bekrefter resultata knytt til SnR. Ein kan difor anta at analysa av dei filtrerte dataene gir ein peikepinn på korleis filteret fungerer for dei ulike datasetta.

### 5.3 Demping ved hjelp av hydrofon- og geofondata

I samsvar med metoden gitt i Barr et al. (1993) vil ein kombinasjon av hydrofon- og geofondata, der ein høvesvis integrerar eller deriverar dataene, medføre at støyen frå fleksurbølgja får same bølgeform men motsett polaritet på geofon- og hydrofonsignala. Ei summering av to og to hydrofon- og geofonsignal vil medføre ei kansellering av fleksurbølgja. Kor godt metoden fungerer med omsyn til demping av fleksurbølgja er presentert ved hjelp av SnR for rådata samanlikna med dataene etter summasjon. Amplitudeverdiane SnR er basert på finn ein i tabell 41.

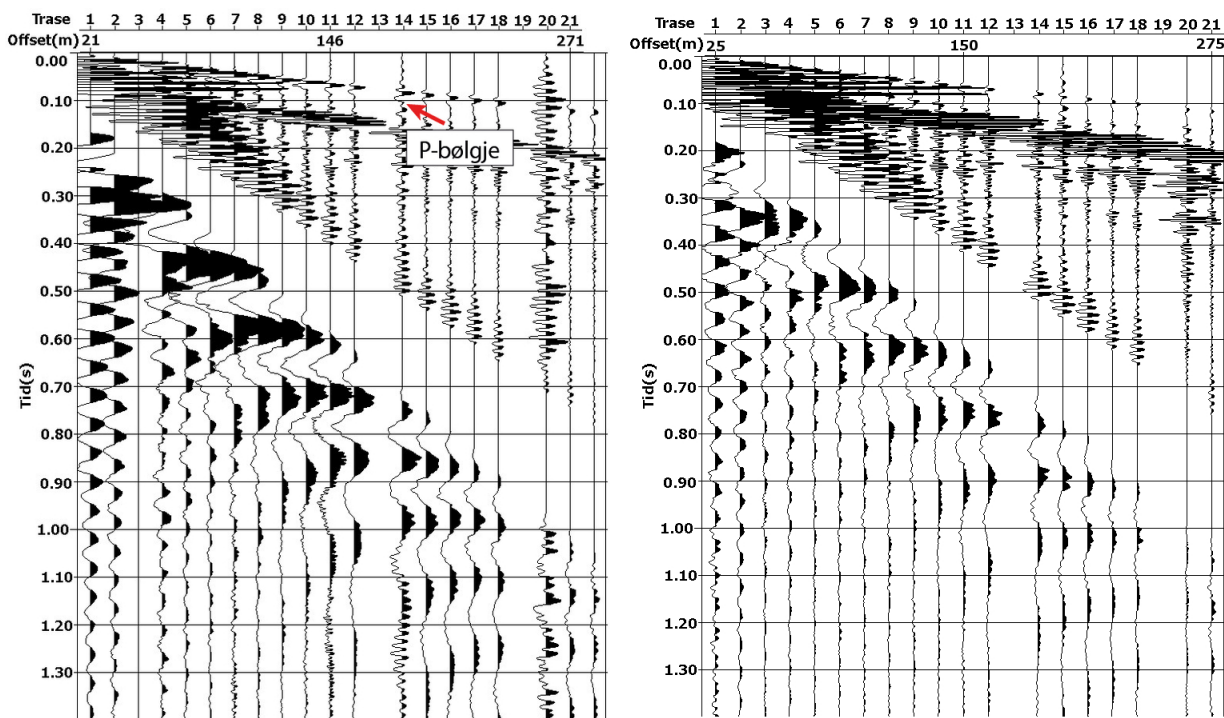
Summering av traser medfører ei endring i trasenummer før og etter summasjonen og

tabell 17 viser ei oversikt over dette. Før summasjon representerer oddetalstraser geofon-signala medan partalstraser representerer hydrofonsignala.

**Tabell 17:** Oversikt over trasenummer før og etter summasjon.

Trasenummer før summasjon	Traseummer etter summasjon
1 og 2	1
3 og 4	2
5 og 6	3
7 og 8	4
9 og 10	5
11 og 12	6
13 og 14	7
15 og 16	8
17 og 18	9
19 og 20	10
21 og 22	11
23 og 24	12
25 og 26	13
27 og 28	14
29 og 30	15
31 og 32	16

I figur 41 ser ein geofon- og hydrofondataene før dei er sortert side om side. Luftbølgja er muta og små frekvensar er fjerna. I begge datasetta ser ein ei tydeleg P-bølgje. Vidare ser ein at amplitudene er noko større i geofondataen og i tillegg ser ein at trase 11 og 14 i figur 41a inneheld meir høgfrekvente signal ved store djup enn dei andre trasene. Desse høgfrekvente signala går att i alle dei prosesserte dataene.



(a) Geofondata målt i x-retning.

(b) Hydrofondata målt på 1m djup.

**Figur 41:** Rådata før kombinasjon, luftbølgja er muta, og små frekvensar er fjerna. Ser at amplitudene i geofondataen er noko større enn i hydrofondataene. I begge datasetta ser ein ei tydeleg P-bølgje.

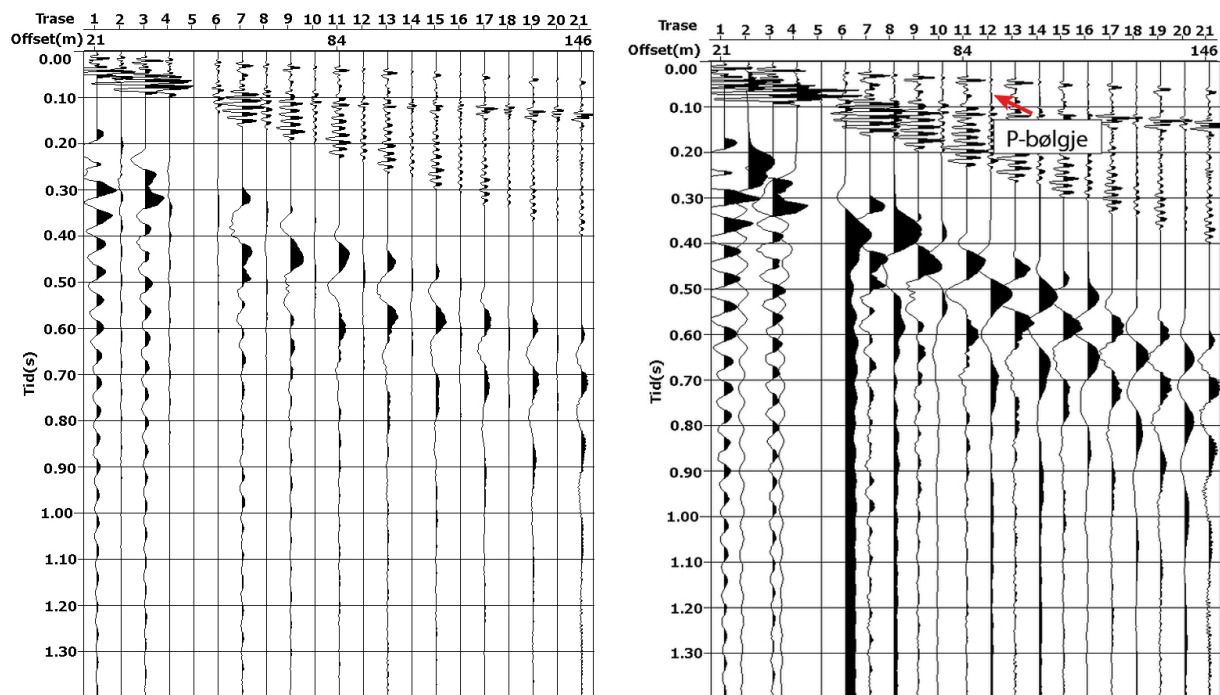
Desse dataene blir prosessert vidare ved faseforskyvning, integrasjon, derivasjon og skalering av amplituder, slik figur 15 viser. Skaleringa blir utført ved å finne eit gjennomsnitt av alle amplitudeverdiene i datasettet. Både integrering av hydrofondata og derivasjon av geofondata blir undersøkt for å avdekke eventuelle skilnader mellom metodane.

### 5.3.1 Integrasjon av hydrofondata

I første test er hydrofondataene integrert og geofondataene skalert. Integrasjon medfører ei faseforskyvning på  $90^\circ$ , men som følgje av at signala ikkje får fullstendig motsett polaritet legg ein til eit faseforskyvningsfilter på  $20^\circ$  for hydrofondataene. Dette flyttar signala til større tid og på den måten får ein ei perfekt motfase mellom signala. Deretter les ein av amplitudeskilnaden mellom dei to tilhøyrande signala der signala er sortert side om side. Amplitudeskilnaden brukar ein til å finne rett skalering, slik at signala får mest mogleg lik amplitude.

Figur 42a viser rådataen, kor dei tilhøyrande geofon- og hydrofonsignala er sortert side om side. Ein ser at partalstrasene (hydrofontrasene) består av signal med mindre amplitude enn oddetalstrasene (geofontrasene). Etter integrering og skalering viser figur 42b at hydrofondataen er mykje tydelegare. Vidare ser ein i figur 42b at dei hydrofon- og

geofonsignala som skal summerast saman (sjå tabell 17) er i tilnærma motfase, og at trase 6 i dei integrerte dataene (figur 42b) har eit positivt utslag gjennom heile trasen. I tillegg ser ein at skaleringa fører til at P-bølgja er tydelegare.

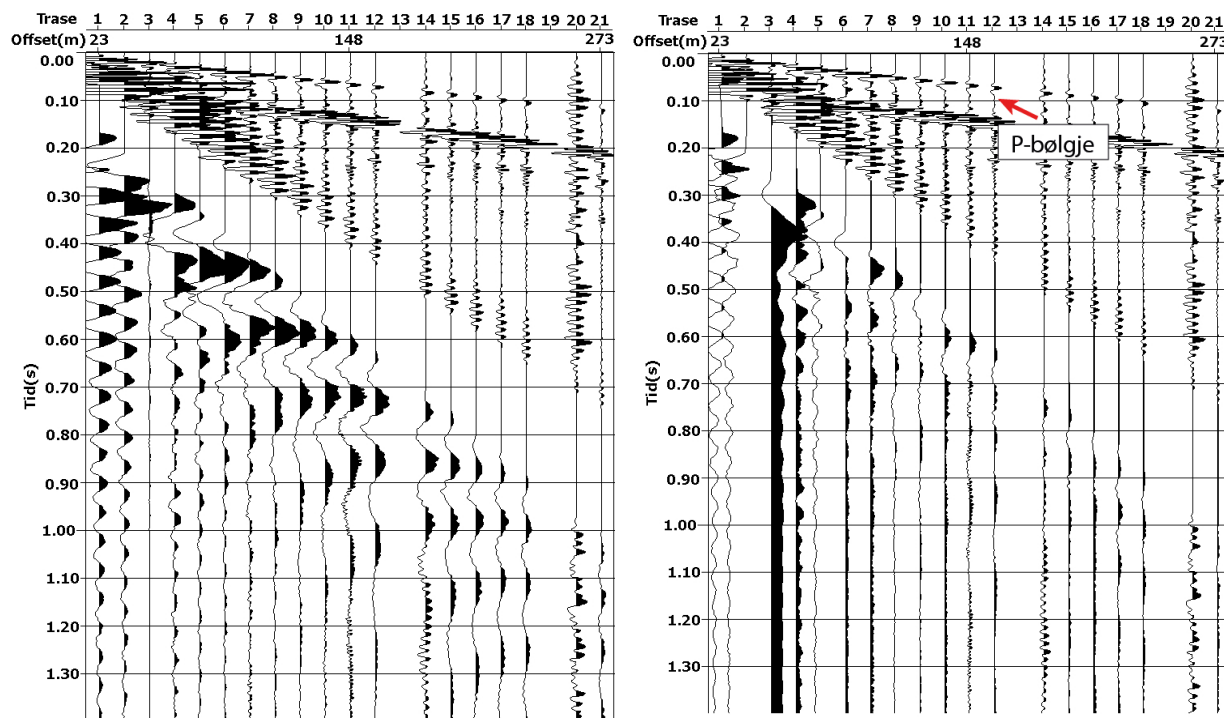


(a) Rådata, oddetalstraser (geofondata), partalstraser (hydrofondata).

(b) Sorterte data etter integrering, skalering og faseforskyvning.

**Figur 42:** a) Hydrofondataene (partalstraser) har mindre amplitude enn geofondataene (oddetalstraser). b) Hydrofondataene er integrert og dataene skalert slik at hydrofon- og geofondataene no er i tilnærma motfase. I begge datasetta ser ein ei tydeleg P-bølgje.

I samsvar med metoden skildra i Barr et al. (1993) er neste steg summasjon av to og to geofon- og hydrofontraser, slik at støyen frå fleksurbølgja blir kansellert. Resultatet ser ein i figur 43. På figur 43b ser ein ein tydeleg skilnad mellom rådataene og dei prosesserte dataene. Ein ser ei tydeleg minke i støyen, sett bort frå trase 3 som i samsvar med tabell 17 er trase 6 før summasjon og som framleis har eit positivt utslag gjennom heile trasen. Vidare ser at dei to høgfrequente trasene (11 og 14) ein ser i figur 41a er framleis tydelege etter summasjon.

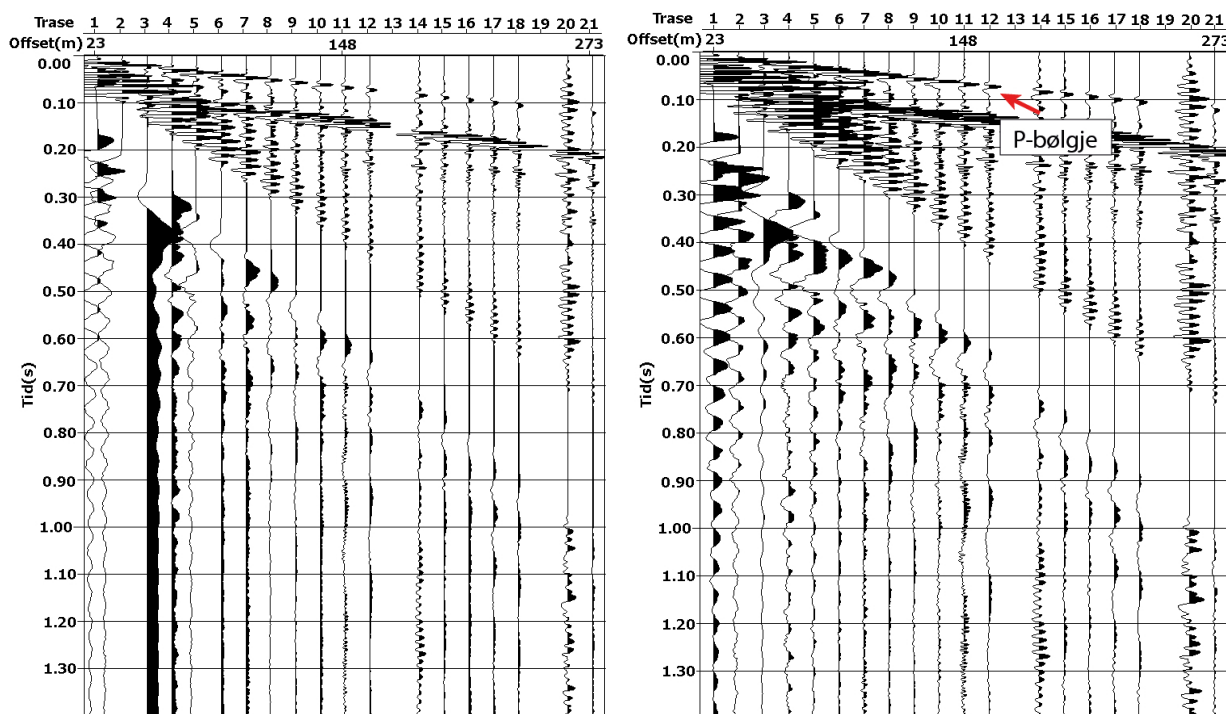


(a) Rådata, geofon- og hydrofonsignal er summert.

(b) Prosesserte data, geofon- og hydrofondata er summert.

**Figur 43:** Her er trasene summert saman. I begge datasetta ser ein ei tydeleg P-bølge. Vidare ser ein tydeleg skilnad mellom rådataen i a) og dei prosesserte dataene i b) når det kjem til styrken til støyen. I dei prosesserte dataene er støyen tydeleg svekka.

Det positive utslaget i trase 3 (figur 43b) er eit resultat av integreringa. For å fjerne dette problemet flyttar ein muting-prosessen til etter integrasjonen. Resultatet av dette ser ein i figur 44b. I figuren ser ein at muting etter integrasjon medfører at det positive utslaget i trase 3 er fjerna. Ein annan skilnad er at amplitudene i dataene kor mute er utført etter integrasjon er tilsynelatande sterkare, spesielt ved korte reisetider og nær kjelda.



(a) Summerte data, mute før integrasjon.

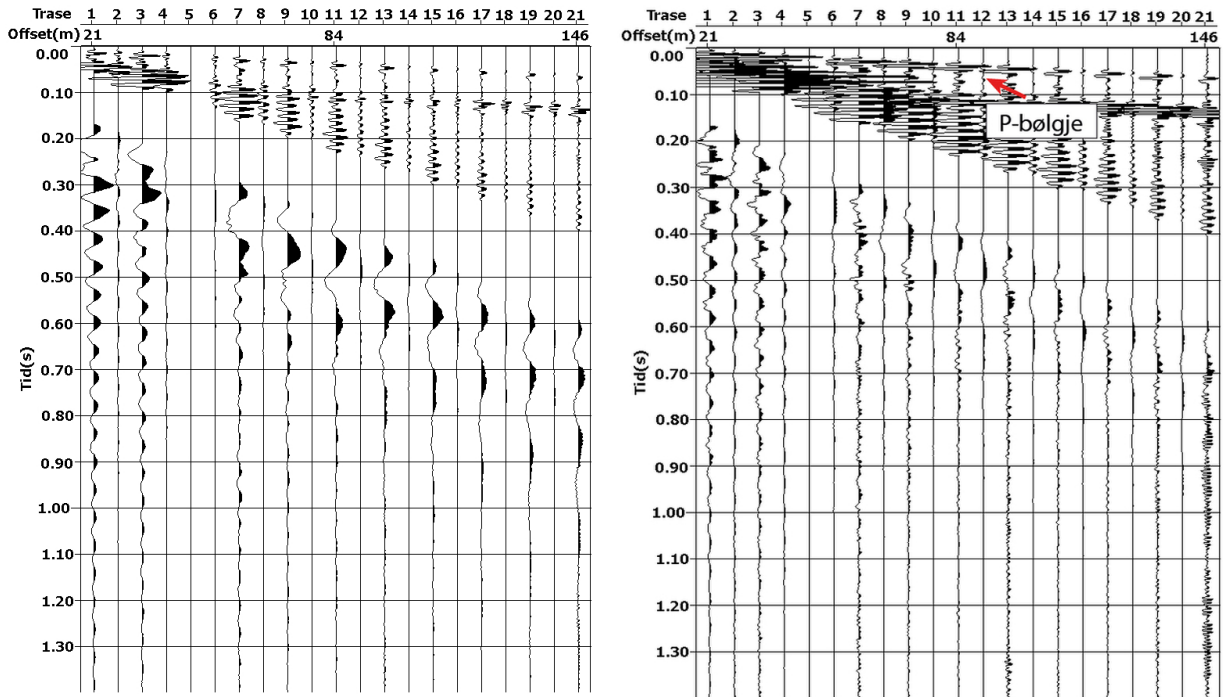
(b) Summerte data, mute etter integrasjon.

**Figur 44:** Her er trasene summert saman, og ein ser ei tydeleg P-bølge i begge datasetta. I a) er muting utført før integrasjon. Dette har medført eit positivt utslag i heile trase 3. I b) er muting utført etter integrasjon. Ein ser her at det positive utslaget er fjerna. Endringa i rekkefølga til mute ser ut til å ha medført at støyen er sterkare i b), men dette kjem truleg av skalering. Når trase 3 er svekka vil signala framstå som sterkare.

### 5.3.2 Derivasjon av geofondata

Den andre moglegheita skildra i Barr et al. (1993) er derivasjon av geofondata. Som ved integrasjon av hydrofondata er det også her ein faseskilnad mellom signalpara, følgjeleg blir det lagt inn ei  $20^\circ$  faseforskyvning på hydrofondataene for å oppnå ei tilnærma fullstendig motfase mellom dei to signala. Deretter skalerer ein geofondataene slik at ein får minst mogleg amplitudeskilnad.

I figur 45b ser ein at derivasjon og skalering medfører at begge signala er tydelegare og at amplitudene er tilnærma like store. Vidare ser ein at signala er meir høgfrequente samanlikna med korleis dei er i figur 45a. Faseforskyvinga medfører at signalpara no er i tilnærma perfekt motfase.

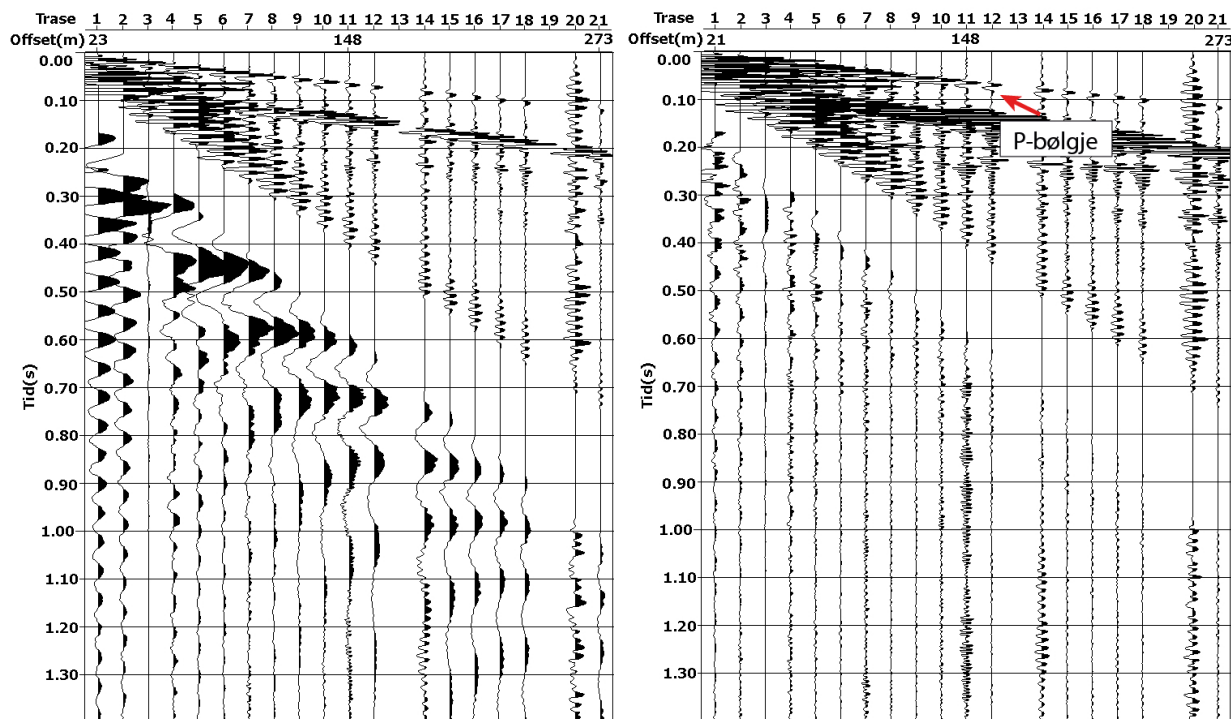


(a) Rådata, oddetalstraser (geofondata), partalstraser (hydrofondata).

(b) Sorterte data etter derivasjon, skalering og faseforskyvning.

**Figur 45:** Her er hydrofontrasene (partalstraser) og geofontrasene (oddetalstraser) sortert side om side. Ein ser i b) at derivasjon og skalering medfører at amplitudeverdiane er omlag like, og faseforskyvning medfører at signalpara er i perfekt motfase. Vidare i b) ser ein at P-bølgja framstår sterkare som følgje av skaleringa.

Neste steg er å summere saman dei signalpara som høyrer saman. Resultatet frå summasjonen ser ein i figur 46. Ein ser ein tydeleg skilnad mellom rådataene (46a) og dei prosesserte dataene (46b). I figur 46b er amplituden er mykje svakere enn kva den er i rådataene, og dei prosesserte dataene inneheld følgjeleg mindre støy enn rådataene. Den høgfrekvente ujamnleiken ein ser i figur 45 er det framleis spor av etter summering.



(a) Rådata, geofon- og hydrofonsignal er summert.

(b) Prosesserte data, geofon- og hydrofondata er summert.

**Figur 46:** Her er trasene summert saman og ein ser ei tydeleg P-bølge i begge datasetta. Ein ser ein tydeleg skilnad mellom rådata i a) og prosesserte data i b). Summasjonen av dei prosesserte dataene medfører ei tydeleg demping av fleksurbølgja.

### 5.3.3 Dempingsgrad

Frå Barr et al. (1993) har ein at metoden vil gi ei demping mellom 30-40 dB av fleksurbølgja. Resultata frå ein test av metoden omtala i same artikkel gav ei demping med omlag 37 dB kor hydrofondataen var integrert. Det er vanskeleg å gi ein eksakt verdi på kor godt metoden har fungert i desse dataene, men om ein brukar eit kvalitativt berekna SnR kan ein seie noko om styrkeforholdet mellom rådataen og dei ulike prosesserte dataene. Dette blir som i dei tidlegare metodane utført ved hjelp av manuelt plukka amplitudeverdiar og resultata frå SnR ser ein i tabell 18. Amplitudeverdiene SnR er basert på ser ein i tabell 41.

Resultata i tabell 18 viser at alle datasetta har eit forhold mellom signal og støy som er større enn 1. Dette indikerer at styrken til støyen er svakare enn signalet. Dette gjeld også for rådataene som består av summerte hydrofon- og geofondata utan vidare prosessering.

Vidare frå tabellen ser ein at det er stor skilnad mellom dei integrerte hydrofondataene og dei deriverte geofondataene. Datasettet kor geofondataene er derivert gir eit SnR på omlag 21, medan datasettet med dei integrerte hydrofondata har eit SnR på omlag 4.



**Tabell 18:** Forhold mellom signal og støy for ulike datasett.

Datasett og metode	Amplitudeforhold
Hydrofondata integrert, før mute	4,36
Hydrofondata integrert, etter mute	3,92
Geofondata derivert	21,08
Rådata, summerte data utan integrasjon/derivasjon	1,03

### 5.3.4 Oppsummering

- Resultata frå metoden viser at støyen generert av fleksurbølgja er tydeleg svekka, og såleis kan metoden seiast å ha fungert godt. Samstundes ser ein framleis spor av fleksurbølgja i dei summerte dataene, det indikerer at ei fullstendig fjerning av støyen ikkje har fungert.
- Ein kan sjå at det har vore ei auke i forholdet mellom signal og støy mellom rådataene og dei prosesserte dataene, men dei manuelt plukka amplitudeverdiane SnR er basert på introduserer ei uvisse. Til dømes framstår eit SnR på omlag 21 for deriverte geofondata noko høgt.
- Når det gjeld dataen kor geofondataen er derivert blir SnR høgare enn kva den blir for dei integrerte hydrofondataene. Som følgje av at derivasjon av signal medfører at høge frekvensar blir forsterka, kan det verke som om metoden fungerer betre for demping av høge frekvensar enn lave frekvensar.
- Dei høgfrekvente signala ein ser på nokre av trasene i geofondataen kan kome av ytre støypåverknader som til dømes vind. Slik omkringliggjande støypåverknader er ei ulempe med geofonar, sidan det medfører at innsamlingar i større grad avheng av omgjevnadane enn innsamlingar kor ein brukar hydrofonar.
- Vidare medfører derivasjon og integrasjon at signalforma endrar seg. Dette er mest tydeleg ved derivasjon, og kjem som nemnd av at derivasjon av signal medfører at høge frekvensar blir forsterka medan lave frekvensar blir svekka.
- P-bølgja blir lite påverka av metoden. Amplitudeverdiane (sjå tabell 41) viser at den er noko sterkere i dei prosesserte dataene. Dette viser at målet om å berre svekke støy frå fleksurbølgja har fungert.
- Metoden har nokre svakheiter spesielt med omsyn til korte reisetider nær offset. Skaleringa som er utført gjeld amplitudene for alle traser og alle reisetider. Sidan amplituden er ulik i datasettet som følgje av demping med aukande offset, vil ikkje ein gjennomsnittleg skaleringsfaktor fungere like godt for veldig store eller små amp-

lituder. Dette kan vere årsaka til at støyen nær kjelda blir mindre dempa enn støyen ved større offset og reisetid.

- Frå Barr et al. (1993) har ein at likning (27) medfører integrasjon og derivasjon av signal til eit  $90^\circ$  faseskift, slik at hydrofon- og geofondataen har motsatt polaritet. Sidan dataene ikkje får fullstendig motsatt polaritet blir det i tillegg lagt til eit faseforskyvningsfilter. Årsaka til at signala ikkje er i nøyaktig motfase har truleg med instrumentrespons å gjere. Geofonresponsen er omlag 14 Hz medan den for hydrofonar er 10 Hz. Dette fører til ein får ein faseskilnad for frekvensar under mottakarresponsen.
- Vidare ser ein i figur 43 ei trase med eit kontinuerleg positivt utslag. Ved å mute luftbølgja etter integrasjon i staden for før, får ein handtert dette problemet som ein ser i figur 44. Vidare viser figur 44 at restane av støyen er større kor ein har muta luftbølgja etter integrasjon av hydrofondataene enn kor ein muta luftbølgja før integrasjonen. Ei årsak til dette kan vere at når den positive trasen er fjerna framstår resten som tydelegare, men dette er ikkje undersøkt.
- Om metoden er utført korrekt skal dataene frå integrasjon av hydrofondata og derivasjon av geofondata bli like om dei integrerte dataene blir derivert og dei deriverte integrert. Dette blir testa og resultatata stemmer bra, og det indikerer at metoden er utført korrekt.

Ei analyse av datasett som er generert av ulike innsamlingsgeometriar avdekka at ladning, kjelde- og mottakargeometri og mottakartype har stor innverknad på mengd støy frå fleksurbølgja på seismiske data. Ei f-k filtrering av datasetta der fleksurbølgja svekka datakvaliteten viser at filteret fører til ei auke i SnR. Ein kombinasjon av hydrofon- og geofondata avdekka at fleksurbølgja blir dempa. Det er skilnader mellom dei ulike teknikkane innanfor metoden, men generelt fører metoden til ei auke i SnR.

## 6 Diskusjon

Resultata avdekker at ein kan unngå fleksurbølgja i seismiske data kor ein brukar hydrofonar som mottakar, og senkar desse ned til eit djup på 5 m eller meir. Der vil ein uavhengig av kjelde få data som ikkje er prega av støy frå fleksurbølgja. Begge dei undersøkte metodane, f-k filter og kombinasjon av hydrofon- og geofondata fører til ei demping av fleksurbølgja, men ingen av dei klarer å fjerne all støyen frå dataene. Metoden som kombinerer hydrofon- og geofondata fungerer betre enn f-k filtrering, der førstnemnde metode gir størst auke i signal/støy forhold. Dei filtrerte dataene inneheld restar av støyen slik at datakvaliteten ikkje er optimal.

### 6.1 Innsamlingsgeometri

- Når det gjeld kjeldegeometri og styrke viser resultata at punktkjelde, uavhengig av ladning gjev lågast SnR i dataene. Årsaka til skilnaden i SnR mellom punktkjelde og linjekjelde kan kome av at ei linjekjelde kan sjåast på som ein array av fleire kjelder med ulik avstand frå mottaker. Ein slik array vil forbetre vertikalt-reisande pulsar medan horisontalt-reisande signal, som til dømes koherent støy blir dempa.
- Vidare viser resultata at fleksurbølgja er tilstades på alle geofondataene uavhengig av ladning og geometri. Dette indikerer at så lenge ein brukar detonerande lunter plassert oppå isen kan ein ikkje unngå støy frå fleksurbølgja i dataene berre ved å endre geometrien eller ladninga.
- Høgast SnR får ein på data målt av geofonar i y-retning. Dette kjem truleg av at avstanden mellom kjelda og geofonane i y-retning er større enn avstanden til geofonane i x-retning. Med auka avstand blir truleg fleksurbølgja dempa meir enn signalet, slik at mottakarar med større avstand frå kjelda får høgare SnR enn mottakarar nærmare kjelda.
- Tolkinga av innsamlingsgeometri viser at fleksurbølgja ikkje er tilstades på data målt av hydrofonar plassert djupare enn 5 m, uavhengig av kjeldetype og ladning. Dette indikerer at vibrasjonen av isdekket forårsaka av fleksurbølgja ikkje vert registrert på vassdjupn større enn 5 m. Dette stemmer overeins med at fleksurbølgja har størst energi i overgangssona mellom botnfrose is ned til eit vassdjup på omlag 5,5 m (Rovetta et al., 2009).
- Ein kan unngå forstyrringar frå fleksurbølgja, uavhengig av kjeldetype og styrke om ein brukar hydrofonar som mottakar, plassert djupare enn 5 m. Vidare er hydrofondata målt på 5 m og djupare, generert av ei linjekjelde og hydrofondata frå 10 m

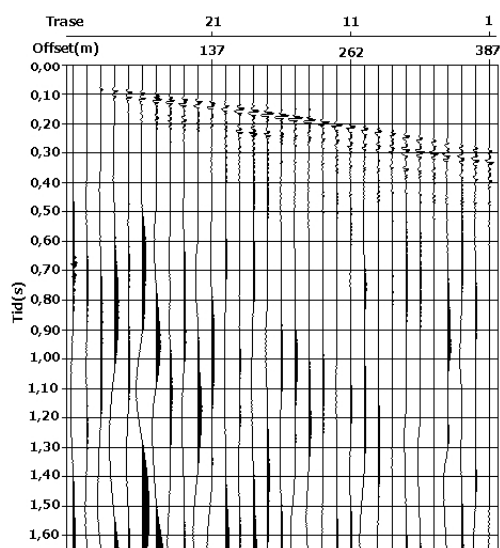
og djupare, generert av ei punktkjelde forstyrta av ein annan type, meir lavfrekvent støy, som ein ser i figur 23. Denne støyen er har ein frekvens på omlag 1 Hz, og som følgje av mottakarane er designa for å registrere signal som har ein frekvens på omlag 10 Hz og høgare, vil målingar av signal med frekvens lågare enn 10 Hz vere veldig usikre.

- Når det gjeld mottakargeometri viser resultatata at geofonar lagt i streng har eit betre forhold mellom signal og støy enn geofonar lagt i kveil. Men skilnaden i SnR mellom dei er marginal.
- Resultata frå innsamlingsgeometriane tilseier at ulike innsamlingsoppsett har mykje å seie når det gjeld støy frå fleksurbølgja. Ei kjelde plassert oppå isen kor mottakarane er geofonar vil alltid gi data av svekka kvalitet som følgje av denne støyen. Dette kjem av at fleksurbølgja fører til ein vibrasjon i isdekket, og geofonane som ligg oppå isen er meir påverka av denne vibrasjonen enn mottakarar som er senka ned i vatnet. Geofonar som ligg oppå isen vil også vere meir utsett for vêr og vind, og det medfører ei avgrensing i bruk med omsyn til datakvalitet. I tillegg vil også forhold knytt til toppen av isdekket som til dømes snøforholda ha ein påverknad på geofonkoplinga.
- Eit alternativ for å unngå fleksurbølgja i heilskap kor ein brukar geofonar som mottakar, kan vere å endre kjeldeplassing. Frå Henley (2006) har ein at ei kjelde som er plassert i vatnet under isen eller i sedimenta på bunnen vil sende meir elastisk energi nedover i laga. På den måten kan ein unngå at dei seismiske dataene blir svekka som følgje av støy frå fleksurbølgja. Vidare avdekka Rendleman og Levin (1990) at data generert av ei nedgravd kjelde er påverka av støy, men den den kan fjernast ved hjelp av prosessering.

Det viktig å ta omsyn til at tolkinga av metodane er basert på eit kvalitativt forhold mellom signal og støy, basert på manuelt målte amplitudeverdiar. Dette gir rom for ei rekke feilkjelder, mellom anna er amplitudeverdiane ikkje nødvendigvis plukka der støyen er sterkast. I tillegg gir den manuelle plukkinga av verdiane rom for at feil verdiar er vald og berekningsfeil med omsyn til SnR. Vidare er tolkinga berre basert på skotpunkt A (sjå figur 10). Dette som følgje av at nokre av testane mangla skot frå dei andre punkta, dermed er det berre skotpunkt A som var felles for alle datasetta og såleis gir det beste grunnlaget for samanlikning. Samstundes ligg dei andre skotpunkta (B-E) lengre frå kjeldene, og datasetta vil dermed vere prega av demping som følgje av aukande offset.

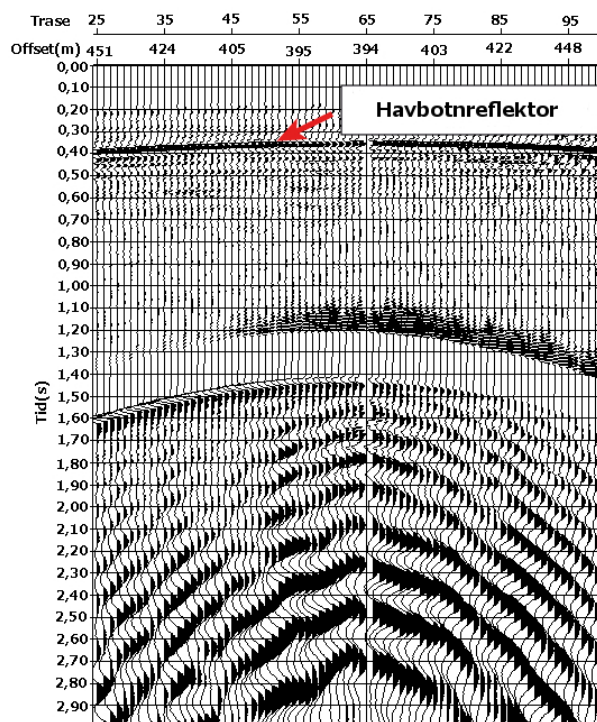
Ved å ta utgangspunkt i resultatata frå tabell 6, 7 og tabell 8 kan ein sette opp ei ideell innsamling basert på SnR. Om ein berre ser på støy som følgje av fleksurbølgja vil hydrofonar plassert på 5 m eller djupare, avhengig av kjeldegeometri, vere best. Figur 47 viser data generert av ei linjekjelde (0.5 kg) målt av hydrofonar på 5 m djup. På figuren ser

ein som nemnd lite støy frå fleksurbølgja.



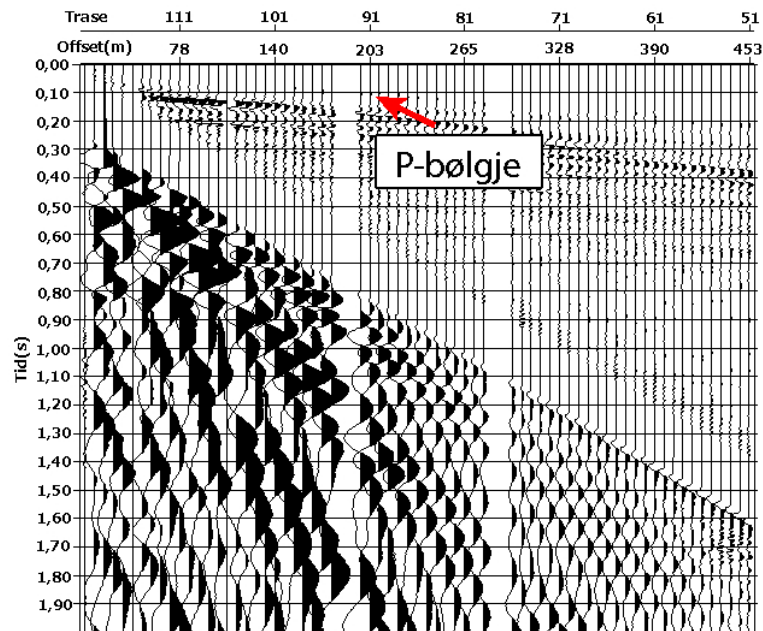
**Figur 47:** Figuren viser datasettet som er generert av den innsamlingsgeometrien som gir minst støy. Innsamlinga er utført ved hjelp av ei linjekjelde med liten ladning, målt av hydrofonar på 5 m djup.

Det å bruke hydrofonar i innsamlinga krev mykje meir mellom anna med omsyn til logistikk, difor er det ikkje alltid praktisk mogleg og bruke desse. Om ein berre har moglegheit til å bruke geofonar som mottakar, vil data generert av ei linjekjelde med stor ladning, målt av geofonar i y-retning gi høgast SnR. Dette datasettet ser ein i figur 48.



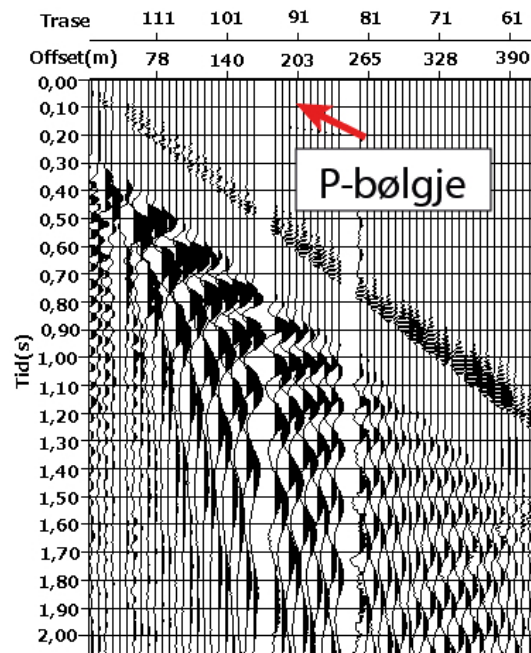
**Figur 48:** Figuren viser datasettet med høgast SnR der innsamlinga er utført med geofonar som mottakar. I dette datasettet ser ein ein tydeleg havbotnreflektor og støyen frå fleksurbølgja er tydeleg. Geofonane ligg i y-retning og er dermed plassert vinkelrett på kjelda.

Til trass for at innsamlingsoppsettet med geofonar i y-retning er det som gir høgast SnR for alle data målt av geofonar, er ikkje dette det mest hensiktsmessige oppsettet. Ei innsamling kor mottakarane ligg vinkelrett på kjelda gir ikkje ei like god avbilding av geologien samanlikna med innsamlingar med mottakarar parallelt med kjelda. Sidan målet med seismiske innsamlingar er å få ei best mogleg avbilding av geologien er det difor i denne innsamlinga geofonar i x-retning som er mest hensiktsmessig og bruke. Med omsyn til dette og resultatata i tabell 6, er innsamlinga der ein brukar ei linjekjelde med stor ladning og geofonar i x-retning som mottakar den mest hensiktsmessige. Som ein ser i tabell 6 har dette datasettet SnR på omlag 0,039 og dette indikerer at dataene er prega av meir støy enn signal. Dette kjem tydeleg fram i figur 49. Dette viser at ei innsamling der ein berre brukar geofonar som mottakar vil ikkje gi seismiske data av god kvalitet så lenge kjelda er ei detonerande lunte, plassert på toppen av isdekket.



**Figur 49:** Figuren viser det beste datasettet kor innsamlinga er utført med geofonar i x-retning og ei linjekjelde med stor ladning. Som følgje av at avbildinga av geologien blir best kor kjelda ligg parallelt med mottakar vil geofonar i x-retning gi det beste kompromisset mellom avbilding og støy. Figuren viser at støyen er sterk samanlikna med P-bølgja.

Figur 47 og 49 viser data frå dei mest hensiktsmessige innsamlingsgeometriane med omsyn til SnR. Ei innsamling kor ein brukar ei punktkjelde målt av geofonar i kveil gir data med lågast SnR. Dette datasettet er ser ein i figur 50.



**Figur 50:** Figuren viser det datasettet som har lågast SnR. Som følgje av skalering kan ein ikkje sjå P-bølgja sidan støyen er veldig sterk. Innsamlinga som har generert dataene består av ei punktkjelde med liten ladning og geofonar lagt i kveil.

Ei samanlikning av data frå dei beste innsamlingsoppsetta som ein ser i figur 47 og 49, med data frå det dårlegaste oppsettet som ein ser i figur 50 ser ein at det er store skilnader mellom dei. Som følgje av at det er stor skilnad i mengd støy mellom det beste og dårlegaste innsamlingsoppsettet ser ein kor viktig det er med god planlegging og kartlegging av målet med innsamlinga. Samstundes er det ved innsamling ei rekke omsyn ein må ta, ein må difor vurdere mellom anna logistikk, kostnad og tidsbruk opp mot datakvalitet.

Resultata av innsamlingsgeometri viser at det er mogleg å finne ei ideell innsamling for desse dataene. Ved å bruke hydrofonar som er senka meir enn 5 m ned i vasskolonna vil ein unngå ei svekke i datakvalitet som følgje av fleksurbølgja. Kor praktiske årsaker medfører at bruk av hydrofonar ikkje er mogleg, er geofonar plassert parallelt med skotretninga mest hensiktsmessig. Denne innsamlinga gir støy frå fleksurbølgja på dei seismiske dataene, men gir eit høgare SnR enn andre oppsett der geofonar er brukt som mottakar.

lineær og dermed har lik helning i t-x domenet. Sidan fleksurbølgja er dispersiv vil ikkje forutsetnadane til

## 6.2 F-k filter

- F-k filtrering av data generert av ulike kjelder medfører ei auke i SnR for dei fleste datatypar. Resultata viser at geofondata i y-retning generert av linjekjelder har størst auke i SnR som følgje av filtrering. Ei årsak til dette kan vere at forutsetnadane for f-k filteret i større grad er oppfylt for dataene målt i y-retning enn i x-retning. Samstundes har data målt av geofonar i y-retning høgare SnR enn geofonar i x-retning før filtrering. Dette kan indikere at filteret fungerer best på data som allereie har høg SnR.
- Når det gjeld hydrofondata, medfører filtrering høgast SnR i hydrofondata målt på 1 m djup generert av ei linjekjelde.
- Filtringa av geofondata lagt i kveil aukar SnR men verdiane er veldig lave, det indikerer at dataene framleis er mykje prega av fleksurbølgja. Ei samanlikning av SnR etter filtrering av geofonar lagt i kveil og geofonar i streng viser at effekten av filteret på desse datasetta er nokså lik.
- Ved å sjå på nokre summerte data får ein bekrefta at tolkinga av SnR stemmer. I dei summerte datasetta ser ein at filteret har medført ei auke i SnR.
- Teorien frå Henley (2006) seier at som følgje av dispersjonen til fleksurbølgja, medfører at eit kvart f-k filter som er danna for å dempe alle støyhastigheitene også dempar signala. Ein forutsetnad for at f-k filtrering skal fungere, er at støyen



er lineær slik at den har lik helning i t-x domenet, men denne forutsetnaden er ikkje oppfylt for fleksurbølgja. Når det gjeld demping av signal stemmer dette generelt ikkje for signalet ein har sett på i dei filtrerte dataene, om ein baserar tolkinga på SnR. Om andre djupare refleksjonar hadde vore synleg på dataene kan det vere at desse hadde blitt dempa av filteret, men sidan desse ikkje var mogleg å sjå i dataene er det vanskeleg å seie noko om dette.

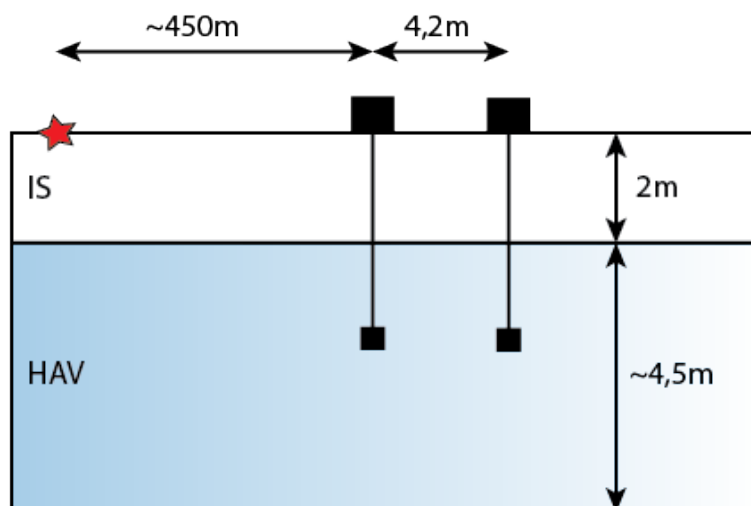
- At nokre av datasetta får ei svekke i signalet som følgje av filtreringa kan kome av målefeil. Amplitudeverdiene er plukka frå enkelte punkt, og desse punkta er ikkje nødvendigvis representative for maks styrke av signalet. Ei anna årsak kan vere at signalet er dempa som følgje av filteret, men sidan dette ikkje er gjennomgåande for alle datasett er truleg uvisse knytt til målinga årsaka til svekka av signalet. Med ein betre metode for måling av styrken til signala kan ein få avdekka dette.
- Hastigheitene til fleksurbølgja i seismiske data ligg mellom 180 m/s og 700 m/s og har frekvensar mellom 6 Hz og 87 Hz (Rovetta et al., 2009). Ei endring i dempingsintervallet frå -1500 m/s og 1500 m/s til hastigheiter på -625 m/s og 625 m/s og frekvens på 50 Hz i filteret gir ei minke i SnR. Ei av årsakene kan vere at fleksurbølgja i dataene frå Van Mijenfjorden i stor grad består av hastigheiter over 625 m/s og frekvensar over 50 Hz. Dermed vil alle hendingar med høgare hastigheiter og frekvenser føre til at det er mykje rester av bølgja att i dataene etter filtrering.
- Resultata viser at ei fjerning av fleksurbølgja i dataene ved hjelp av f-k filter ikkje er mogleg, men dataene får høgare SnR etter filtrering, og ein kan såleis seie at filteret har gitt ei betring i datakvaliteten.

### 6.3 Kombinasjon av hydrofon- og geofondata

- Utføring av metoden viser at den fungerer godt med omsyn til målsetnaden. Likevel har metoden nokre svakheiter, spesielt med omsyn til korte reisetider nær offset. Skaleringa som blir utført gjeld amplitudene for alle trasene og alle reisetider. Sidan fleksurbølgja er dispersiv vil amplituden endre seg med tid og offset. Ein gjennomsnittleg skaleringsfaktor vil difor ikkje fungere like godt for veldig store eller små amplituder. Dette er årsaka til at støyen nær kjelda er mindre dempa enn støyen ved større offset og reisetid.
- Når det gjeld dataen kor geofondataen er derivert aukar SnR mykje meir enn kva den gjer for dei integrerte hydrofondataene. Som følgje av at derivasjon av signal medfører at høge frekvensar blir forsterka, framstår det som om metoden fungerer betre for demping av store frekvensar enn lave.

For å seie noko om korleis metoden har fungert er det hensiktsmessig å knytte resultatata opp mot resultatata i Barr et al. (1993).

- Resultata frå metoden viser at støyen generert av fleksurbølgja er tydeleg svekka. Samstundes er det framleis spor av fleksurbølgja i dei summerte dataene, det indikerer at ei fullstendig fjerning av støyen ikkje har vore mogleg. Dette stemmer godt med resultatata i Barr et al. (1993), der støyen heller ikkje var fullstendig fjerna. Mesteparten av den resterande støyen finn ein nær kjelda og for små reisetider. Årsaka kan kome av amplitudetap som følgje av geometrisk spreining, transmisjonstap og energitap som følgje av indre friksjon. Som følgje av at hydrofonane ligg lengre frå kjelda i vertikal retning, i tillegg til at bølgjene som blir målt på hydrofonane passerar gjennom vatn, vil ein få ein skilnad i amplitude mellom hydrofon- og geofondataen. Ved større offset vil denne skilnaden bli mindre.
- Ei samanlikning med resultatata i Barr et al. (1993) er ikkje nødvendigvis hensiktsmessig sidan innsamlingsforholda ikkje er lik i dei to tilfella. Ei prinsippskisse av (Barr et al., 1993) si innsamling ser ein i figur 51. Mellom anna var dataene samla inn kor vassdjupna var 4,5 m, medan vassdjupna kor dataene i denne oppgåva er samla inn, var mellom 52-59,8 m. Vidare kan istjukkeleik ha påverka støymengda, i testen skildra i artikkelen er istjukna 2 m, medan den er omlag 0,75 m i dataene testa i oppgåva.
- Vidare er det skilnad i kjeldetype. Dataene i oppgåva blei samla inn ved hjelp av detonerande lunter, medan kjelda i dataene ein samanliknar med, var ein seismisk vibrator. Alle desse momenta kan vere med på å påverke styrken til fleksurbølgja i dataene, og kan føre til ein skilnad mellom resultatata.
- I Barr et al. (1993) blir det sett på eitt signalpar med offset på omlag 450 m. Dataene sett på i denne oppgåva har eit offset omlag 273 m. Dette inneber at analysa er basert på fleire hydrofon- og geofondata enn analysa i artikkelen, og såleis vil vere meir representativt. Vidare tilseier data frå eit offset på 450 m ei større demping enn data nærmare kjelda. Slik at dataene i Barr et al. (1993) gjerne er meir svekka enn dataene som er sett på i oppgåva.
- Samstundes er det skilnad i gruppelengde. I innsamlinga av dataene brukt i oppgåva var gruppelengda 6.25 m for geofonane og 12.5 m for hydrofonane. I testen ein samanliknar med var gruppelengda 4.2 m.



**Figur 51:** Oversikt over det innsamlingsoppsettet som resultatene i Barr et al. (1993) er basert på. Forholdene avviker fra forholdene i denne oppgaven og samles inn nedenfor.

- Dataene som er brukt i Barr et al. (1993) er samlet inn i Alaska og gjerne under andre forhold enn dataene som er brukt i denne oppgaven, og ulike isforhold kan føre til at resultatene fra metoden vil variere. For som omtrentlige tidlige er det flere forhold knyttet til isens sine egenskaper som påvirker fasehastighetene til fleksurbølgen. Korleis endring i fasehastighet spelar inn på styrken til fleksurbølgen er ikkje sett på i denne oppgaven, men det er naturleg å anta at dette også har ein innverknad. I tillegg avdekka Rendleman og Levin (1990) at isen har ein innverknad på vassdjupna ein kan registrere fleksurbølgen. Ein kan dermed anta at isens sine egenskaper påvirker styrken til fleksurbølgen.
- Resultatene avdekkjer at ytre støypåverknader ikkje blir dempa av metoden. Dette avviker med Barr et al. (1993) der denne støyen blei kansellert. Årsaka til avviket kjem av at støyen i dataene berre har påverka geofonane og dermed ikkje blir fjerna når ein summerer geofon- og hydrofonddata.
- Som følgje av dei nemnde punkta over ser ein at forholdene knyttet til innsamling ikkje er like for felttesten i Barr et al. (1993) og testen metoden i denne oppgaven er utført på. Ei samanlikning av dempingsgrad vil difor ikkje nødvendigvis ikkje gi det same resultatet, spesielt sidan data frå ulike innsamlingar kan vere ulikt påverka av fleksurbølgen. Eit ideelt datasett som i stor grad er prega av støy frå fleksurbølgen vil få betre effekt av demping enn eit datasett med mindre støy.

## 7 Konklusjon

Resultata i arbeidet viser at det finst ein innsamlingsgeometri som unngår støy frå fleksurbølgja på seismiske data. Vidare avdekker resultata at f-k filtrering dempar fleksurbølgja, men ei fullstendig fjerning med dette filteret er ikkje mogleg. Metoden kor hydrofon- og geofondata er kombinert medfører ei svekke av fleksurbølgja og ei større auke i SnR enn f-k filtrerte data.

- Resultata knytt til innsamlingsgeometri avdekker at ein unngår støy frå fleksurbølgja på seismiske data om ein brukar hydrofonar som mottakarar og senkar desse ned i vasskolonna til eit djup på 5 m eller meir. Dette er tilfelle uavhengig av geometrien og styrken til den detonerande lunta. Om ein brukar geofonar som mottakar har geometrien og styrken til kjelda ein større påverknad. Resultata viser at eit innsamlingsoppsett som består av ei linjekjelde med stor ladning og geofonar langt i streng parallelt med kjelda er det oppsettet som er best eigna. Dette oppsettet gir det beste kompromisset mellom støy frå fleksurbølgja og god avbilding av geologien.
- F-k filtrering gir ei demping av fleksurbølgja, men ei fullstendig fjerning av den er ikkje mogleg. Filtringa gir ei auke i SnR, men datakvaliteten er framleis ikkje optimal. Det er ingen markant skilnad i korleis filteret påverkar data som er samla inn med forskjellig oppsett. Som følgje av fleksurbølgja ser ein ikkje djupare refleksjonar enn havbotnrefleksjonen, difor er det vanskeleg å seie om desse er svekka av filteret, men resultata viser generelt ikkje ei synleg svekke av P-bølgja eller havbotnreflektoren som følgje filtrering.
- Ved å kombinere hydrofon- og geofondata og summere desse får ein ei tydeleg demping av fleksurbølgja, men ei fullstendig demping er ikkje mogleg. Resultata knytt til SnR viser at metoden fungerer betre enn f-k filter når det gjeld demping av fleksurbølgja. Metoden viser ein skilnad i derivasjon av geofondata kontra integrasjon av hydrofondata, der førstnemnde viser ei større auke i SnR enn sistnemnde.

Resultata frå undersøkingane viser at det å unngå fleksurbølgja i innsamlinga er det mest hensiktsmessige sidan ingen av dempingsmetodane fjerna den fullstendig. Om ein brukar hydrofonar som mottakar vil den beste løysinga vere å senke desse ned til eit vassdjupn på 5 m eller meir. Om ein ikkje kan senke ned hydrofonar så djupt kan ein kombinasjon av hydrofon- og geofondata føre til at ein kan dempe fleksurbølgja i prosesseringa. Bruk av hydrofonar krev meir knytt til logistikk, kostnader og andre praktiske omsyn. Om ein ikkje brukar hydrofonar i innsamlinga i det heile, bør ein velje det innsamlingsoppsettet som gir minst påverknad av fleksurbølgja og sterkast signal i seismiske data og deretter f-k filtrere desse.

Resultata viser at hydrofonar som mottakarar er essensielt. Hydrofondataene er under rette omstende lite påverka av fleksurbølgja og gir saman med geofonar den beste dempinga i prosesseringa. I eit vidare arbeid er det difor interessant å finne ein metode som fjernar eller dempar fleksurbølgja kor innsamlinga berre er utført ved hjelp av geofonar. Vidare vil det vere interessant å sjå nærmare på om det er andre metodar i prosesseringa som kan fjerne fleksurbølgja.

## **Anbefalt vidare arbeid**

### **Flytte kjelda**

I samsvar med Henley (2006) og Rendleman og Levin (1990) vil det vere mogleg å dempe fleksurbølgja på geofondata om ein flyttar kjelda under isen eller ned i sedimenta. Om ein samlar inn data med nedgravde kjelder og geofonstrengar som mottakarar kan ein få avdekka om denne metoden fungerer, og om den er eit betre alternativ enn å senke hydrofonar ned i vasskolonna.

### **Demping av fleksurbølgja på geofondata**

Der ein allereie har påverknad av fleksurbølgja på geofondata vil det vere interessant å teste andre dempingsmetodar. Ved å bruke metodane knytt til radial-trase domenet eller Flexfil kan ein avdekke om dei fungerer betre enn f-k filtrering når det gjeld demping av støyen.

### **Demping av fleksurbølgja på hydrofondata**

I metoden der ein kombinerer hydrofon- og geofondata blir fleksurbølgja dempa, men ikkje fjerna. I eit vidare arbeid vil det vere interessant å undersøke om metoden knytt til seismisk interferometer der ein brukar hydrofonar som mottakarar, greier og fjerne fleksurbølgja i seismiske data.

## Referansar

- Barr, F. J., Nyland, D. L., og Sitton, G. A. (1993). Attenuation of flexural ice waves and random noise using both geophones and hydrophones. In *1993 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists. Conference Paper.
- Beresford-Smith, G. og Rango, R. N. (1988). Dispersive noise removal in t-x space: Application to Arctic data. *Geophysics*, 53(3):346–358.
- Del Molino, G., Andreoletti, C., Sandroni, S., Poletto, F., Petronio, L., Farina, B., Bellezza, C., og Lovo, M. (2011). Seismic interferometry application to improve seismic reflection signals affected by ice-plate flexural noise. *The Leading Edge*, 30(5):538–545.
- Del Molino, G., Rovetta, D., Mazzucchelli, P., Rizzo, F., Andreoletti, C., Sandroni, S., et al. (2008). Seismic exploration on ice: the flexural wave noise challenge. In *2008 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Ewing, M., Crary, A., og Thorne Jr, A. (1934). Propagation of elastic waves in ice. Part i. *Journal of Applied Physics*, 5(6):165–168.
- Henley, D. C. (2003). Coherent noise attenuation in the radial trace domain. *Geophysics*, 68(4):1408–1416.
- Henley, D. C. (2006). Attenuating the ice flexural wave on arctic seismic data. In *2006 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Hofmann, P. (2015). Solid State Physics., Online resources, Notes on additional subjects and background, Phase velocity and group velocity, 22 mars 2015 , Henta fra Philip Hofmann si nettside <http://www.philiphofmann.net/book/notes.html>.
- Høyland, K. V. (2009). Ice thickness, growth and salinity in Van Mijenfjorden, Svalbard, Norway. *Polar Research*, 28(3):339–352.
- Kearey, P., Brooks, M., og Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, 3 edition.
- Lansley, R. M., Eilert, P. L., og Nyland, D. L. (1984). Surface sources on floating ice: The flexural ice wave. In *1984 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Mæland, E. (2005). *Prosessering av seismiske data*. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, 3 edition.
- Mertz, R., Brooks, L. D., og Lansley, M. (1981). Deepwater vibrator operations-Beaufort Sea, Alaska, 1979, winter season. *Geophysics*, 46(2):172–181.

- Norsk Polarinstitut (2015). [Kartutsnitt av Van Mijenfjorden, Svalbard, 16 mars 2015], Henta fra Norsk Polarinstitut si nettside <http://toposvalbard.npolar.no/>.
- Press, F. og Ewing, M. (1951). Propagation of elastic waves in a floating ice sheet. *Transactions, American Geophysical Union*, 32:673–678.
- Proubasta, D. (1985). Ice saw-an incisive solution to seismic noise. *The Leading Edge*, 4(10):18–23 and 82.
- Rendleman, C. og Levin, F. K. (1990). Seismic exploration on a floating ice sheet. *Geophysics*, 55(4):402–409.
- Rovetta, D., Mazzucchelli, P., Del Molino, G., Sandroni, S., et al. (2009). Flexural ice wave: Modelling by analytical approach. In *2009 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Sunwall, D. A., Speece, M. A., og Pekar, S. F. (2012). Advances in on-sea-ice seismic reflection methods using an air gun: Mcmurdo sound, antarctica. *Geophysics*, 77(1):S19–S30.
- Timco, G. og Weeks, W. (2010). A review of the engineering properties of sea ice. *Cold Regions Science and Technology*, 60(2):107–129.
- UniGEO (2015). UniGEO ,geoCLASS ,Learn geophysics online, E-læringsmoduler, Henta fra <http://www.unigeo.no>.
- Yang, T. og Giellis, G. (1994). Experimental characterization of elastic waves in a floating ice sheet. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 96(5):2993–3009.

# Vedlegg

## Innsamlingsgeometri

### Kjeldetype

**Tabell 19:** Amplitudeverdier knytt til kjeldegeometri og styrke, skot 1.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Linje, 2x50m	Hydrofon	11/120	51	11/1300	2882
Linje, 2x50m	Hydrofon	16/95	154	16/1275	1935
Linje, 2x50m	Hydrofon	21/65	88	21/1245	-3123
Linje, 2x50m	Geofon X	111/50	507	111/1000	23057
Linje, 2x50m	Geofon X	101/75	991	101/1030	43167
Linje, 2x50m	Geofon X	91/105	1472	91/1060	10585
Linje, 2x50m	Geofon Y	61/350	4744	61/2090	5995
Linje, 2x50m	Geofon Y	51/335	246	51/2095	-4300
Linje, 2x50m	Geofon Y	41/360	7882	41/2100	-2361

**Tabell 20:** Amplitudeverdier knytt til kjeldegeometri og styrke, skot 4.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Linje, 1x50m	Hydrofon	21/80	-64	21/1000	3441
Linje, 1x50m	Hydrofon	18/98	-85	18/1018	-2072
Linje, 1x50m	Hydrofon	12/140	-115	12/1060	-612
Linje, 1x50m	Geofon X	111/45	58	111/1000	-13422
Linje, 1x50m	Geofon X	101/75	560	101/1030	8819
Linje, 1x50m	Geofon X	91/100	453	91/1060	6044
Linje, 1x50m	Geofon Y	41/360	2959	41/2090	2679
Linje, 1x50m	Geofon Y	51/335	255	51/2085	-3283
Linje, 1x50m	Geofon Y	61/360	2089	61/2100	8797



**Tabell 21:** Amplitudeverdier knytt til kjeldegeometri og styrke, skot 6.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Linje, 1x12,5m	Hydrofon	21/60	20	21/1000	1244
Linje, 1x12,5m	Hydrofon	18/80	-85	18/1020	532
Linje, 1x12,5m	Hydrofon	12/110	-17	12/1050	53
Linje, 1x12,5m	Geofon X	111/40	231	111/1000	6794
Linje, 1x12,5m	Geofon X	101/70	240	101/1025	10251
Linje, 1x12,5m	Geofon X	91/95	262	91/1050	-4293
Linje, 1x12,5m	Geofon Y	61/360	1858	61/2200	4564
Linje, 1x12,5m	Geofon Y	51/305	1417	51/2205	1096
Linje, 1x12,5m	Geofon Y	41/315	1694	41/2215	-1939

**Tabell 22:** Amplitudeverdier knytt til kjeldegeometri og styrke, skot 7.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Punkt, 2kg, 1x50m	Hydrofon	21/65	970	21/1000	-34761
Punkt, 2kg, 1x50m	Hydrofon	18/80	1169	18/1015	36707
Punkt, 2kg, 1x50m	Hydrofon	11/120	279	11/1200	-28188
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon X	111/45	5857	111/1000	341520
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon X	101/70	5452	101/1030	149431
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon X	91/100	5577	91/1060	-236034
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon Y	61/345	13290	61/2200	-132050
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon Y	51/350	13352	51/2205	131281
Punkt, 2kg, 1x50m	Geofon Y	41/360	11163	41/2215	-24801

**Tabell 23:** Amplitudeverdier knytt til kjeldegeometri og styrke, skot 9.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Hydrofon	21/65	340	21/1000	13733
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Hydrofon	18/80	443	18/1015	-22014
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Hydrofon	12/110	178	12/1100	-12302
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon X	111/40	-1217	111/1000	-46224
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon X	101/70	1882	101/1030	110570
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon X	91/100	1814	91/1060	124332
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon Y	61/345	6613	61/2200	9869
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon Y	51/350	4097	51/2205	52895
Punkt, 0,5kg, 1x12.5m	Geofon Y	41/355	5427	41/2210	-22643

## Hydrofondjup

**Tabell 24:** Amplitudeverdiar knytt til hydrofondjup.

Kjelde	Djup(m)	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Punkt 0,5kg	5	21/70	-390	21/1300	4877
Punkt 0,5kg	5	16/95	-25	16/1325	-4157
Punkt 0,5kg	5	11/120	-432	16/1350	352
Punkt 0,5kg	10	21/70	-109	21/1300	-808
Punkt 0,5kg	10	16/95	-668	16/1325	-2897
Punkt 0,5kg	10	11/120	-1077	11/1350	5366
Punkt 0,5kg	20	21/70	-46	21/1300	5811
Punkt 0,5kg	20	16/95	-305	16/1325	-1595
Punkt 0,5kg	20	11/120	19	11/1350	-741
Linje, 0,5kg	5	21/70	276	21/1300	240
Linje, 0,5kg	5	16/95	420	16/1325	-2401
Linje, 0,5kg	5	11/120	145	11/1350	-1152
Linje, 0,5kg	10	21/70	-119	21/1300	-453
Linje, 0,5kg	10	16/95	493	16/1325	2342
Linje, 0,5kg	10	11/120	1184	61/1325	-6735
Linje, 0,5kg	20	21/70	-493	21/1300	3099
Linje, 0,5kg	20	16/95	52	16/1325	7447
Linje, 0,5kg	20	11/120	124	11/1350	-208

## Mottakargeometri

**Tabell 25:** Amplitudeverdiar knytt til mottakargeometri.

Kjelde	Mottakar	Trase/Tid(ms)	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy
Punkt, 0,5kg	Geofon X	111/35	-1103	111/1000	-25134
Punkt, 0,5kg	Geofon X	101/60	-391	111/1030	47904
Punkt, 0,5kg	Geofon X	91/90	-991	91/1060	73290
Linje, 0,5kg	Geofon X	111/35	67	111/1000	19110
Linje, 0,5kg	Geofon X	101/60	-111	111/1030	4007
Linje, 0,5kg	Geofon X	91/90	516	91/1060	-3243

## F-k filter

### Kjeldetype

**Tabell 26:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, skot 1, Linjekjelde, 2x50m.  
Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
Geofon Y	40/2200	2411	40/370	12620	40/2200	1662	40/370	12380
Geofon Y	50/2300	-555	50/360	10308	50/2300	994	50/360	8377
Geofon Y	60/2400	-13573	60/350	4507	60/2400	-4657	60/350	5465
Geofon X	110/600	-22945	110/40	-560	110/600	1704	110/50	1035
Geofon X	100/900	17667	100/75	730	100/900	1843	100/80	938
Geofon X	90/1100	-19989	90/100	955	90/1100	-1466	90/105	949

**Tabell 27:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, skot 4, Linjekjelde, 1x50m.  
Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
Geofon Y	40/2200	-7188	40/370	6830	40/2200	-333	40/370	7616
Geofon Y	50/2300	-4155	50/360	5816	50/2300	1404	50/360	5851
Geofon Y	60/2400	6736	60/350	2919	60/2400	-440	60/350	2685
Geofon X	110/600	10524	110/40	-314	110/600	-3962	110/50	344
Geofon X	100/900	25965	100/75	403	100/900	1030	100/80	504
Geofon X	90/1100	-9937	90/100	546	90/1100	-734	90/105	755

**Tabell 28:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, skot 9, Punktkjelde, 0.5kg.  
Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
Geofon Y	40/2200	-9035	40/360	2434	40/2200	-858	40/360	5048
Geofon Y	50/2300	-47707	50/350	3404	50/2300	4928	50/350	3583
Geofon Y	60/2400	8520	60/340	-1758	60/2400	-7778	60/340	958
Geofon X	110/600	172665	110/45	2169	110/600	-12024	110/45	1963
Geofon X	100/900	113813	100/70	1643	100/900	12941	100/75	1351
Geofon X	90/1100	-42897	90/100	2098	90/1100	-9777	90/95	2200

## Hydrofondjup

**Tabell 29:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, Punktkjelde, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms)

Djup(m)	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid(ms)	Støy	Trase/Tid	Signal
1	21/800	5380	21/65	1630	21/800	125	21/65	592
1	16/900	-4059	16/90	1146	16/900	-1846	16/90	513
1	11/1100	1888	11/118	518	11/1100	763	11/118	312
5	21/700	-705	22/63	1251	21/700	433	22/68	275
5	16/900	461	16/95	466	16/900	-93	16/95	299
5	11/1100	1345	11/122	214	11/1100	424	11/123	132

**Tabell 30:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, linjekjelde, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms)

Djup(m)	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
1	21/1100	556	21/63	281	21/1100	-4	21/62	94
1	16/1125	255	16/89	166	16/1125	37	16/92	78
1	11/1150	-209	11/116	56	11/1150	-20	11/118	48

## Mottakargeometri

**Tabell 31:** Amplitudeverdier høvesvis før og etter filtrering, geofonar lagt i kveil. Tid gitt i millisekund(ms)

Skotnr	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
1	110/600	5773	110/35	-1	110/600	-233	110/35	6
1	100/800	-24522	100/65	-35	100/800	-639	100/65	-67
1	90/1000	10974	90/90	-101	90/1000	6041	90/90	-91
2	110/600	-27517	101/68	770	110/600	-13477	101/69	69
2	100/800	-94982	92/95	1299	100/800	10788	90/94	892
2	90/1000	95986	81/123	851	90/1000	3564	81/125	415
3	110/600	-8812	110/35	-11	110/600	1182	110/35	-25
3	100/800	-906	100/65	-54	100/800	-76	100/65	-72
3	90/1000	-18727	90/90	-196	90/1000	-1777	90/90	-120

## Endring av inputverdiar

**Tabell 32:** Amplitudeverdiar høvesvis før og etter filtrering, skot 9, punktkjelde, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms). Inputverdiar er endra til -625m/s og 625m/s med frekvens på 50Hz.

Mottakar	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Trase/Tid	Signal
Geofon X	110/600	172665	110/40	-1838	110/600	-7084	110/48	737
Geofon X	100/900	113813	100/70	1643	100/900	4428	100/74	1365
Geofon X	90/1100	-42897	90/100	2098	90/1100	-20351	90/101	1348

## Summerte data

**Tabell 33:** Amplitudeverdiar for summerte data over luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T1, skot 4, linjekjelde 1x50m, 2kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Signal	Tid	Signal
Geofon Y	125	-2162	150	-2082
Geofon Y	150	-898	150	869
Geofon Y	200	-1479	200	-1544
Geofon Y	250	-758	250	-709
Geofon Y	300	1142	300	1154

**Tabell 34:** Amplitudeverdiar for summerte data under luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T1, skot 4, linjekjelde 1x50m, 2kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Støy	Tid	Støy
Geofon Y	2200	514	2200	95
Geofon Y	2250	1987	2250	1104
Geofon Y	2300	1588	2300	752
Geofon Y	2350	451	2350	-5
Geofon Y	2400	1145	2400	516

**Tabell 35:** Amplitudeverdier for summerte data over luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T1, skot 9, punktkjelde 1x12.5m, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Signal	Tid	Signal
Geofon X	100	789	100	-1299
Geofon X	150	-1444	150	-870
Geofon X	200	1202	200	-1090
Geofon X	250	-592	250	-74
Geofon X	300	-1442	300	1282
Geofon X	350	-573	350	-469
Geofon X	400	-396	400	-622

**Tabell 36:** Amplitudeverdier for summerte data under luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T1, skot 9, punktkjelde 1x12.5m, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Støy	Tid	Støy
Geofon X	700	2952	700	5696
Geofon X	900	10695	900	7198
Geofon X	1100	-4428	1100	-2475
Geofon X	1300	5089	1300	-3469

**Tabell 37:** Amplitudeverdier for summerte data over luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T3, skot 1, punktkjelde 2.5m, 0.1kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Signal	Tid	Signal
Geofon X	125	192	125	-130
Geofon X	150	-270	150	-141
Geofon X	200	-162	200	-99
Geofon X	250	-194	250	-209

**Tabell 38:** Amplitudeverdier for summerte data under luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T3, skot 1, punktkjelde 2.5m, 0.1kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Støy	Tid	Støy
Geofon X	700	-2309	700	-1736
Geofon X	900	1728	900	1474
Geofon X	1100	1010	1100	188
Geofon X	1300	1998	1300	660

**Tabell 39:** Amplitudeverdiar for summerte data over luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T3, skot 3, linjekjelde 1x12.5m, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Signal	Tid	Signal
Geofon X	100	671	100	1385
Geofon X	150	-1187	150	-742
Geofon X	200	-323	200	-704
Geofon X	250	-937	250	-780

**Tabell 40:** Amplitudeverdiar for summerte data under luftbølgja, høvesvis før og etter filtrering. T3, skot 3, linjekjelde 1x12.5m, 0.5kg. Tid gitt i millisekund(ms).

Mottakar	Tid	Støy	Tid	Støy
Geofon X	700	223	700	-191
Geofon X	900	-1619	900	-1292
Geofon X	1100	-336	1100	285
Geofon X	1300	-1227	1300	-453

## Kombinerte data

**Tabell 41:** Amplitudeverdier knytt til kombinerte data. Tid gitt i millisekund(ms).

Type	Trase/Tid	Signal	Trase/Tid	Støy	Kommentar
Rådata	4/30	1484	4/500	671	
Rådata	8/50	510	8/600	1295	
Rådata	12/70	148	12/700	-117	
Integrerte hydrofondata	4/30	3957	4/500	219	Integrasjon før mute
Integrerte hydrofondata	8/50	1146	8/600	-697	Integrasjon før mute
Integrerte hydrofondata	12/70	203	12/700	-300	Integrasjon før mute
Integrerte hydrofondata	4/30	3980	4/500	-1004	Integrasjon etter mute
Integrerte hydrofondata	8/50	1114	8/600	-323	Integrasjon etter mute
Integrerte hydrofondata	12/70	193	12/700	-23	Integrasjon etter mute
Deriverte geofondata	4/30	3627	4/500	-186	
Deriverte geofondata	8/50	1383	8/600	29	
Deriverte geofondata	12/70	766	12/700	59	