

Forord

Denne hovedfagsoppgaven er utført ved Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitet i Bergen.

Jeg vil takke min veileder Professor Reidar Kanestrøm, Norsk Hydro og UiB, for definisjon av oppgaven og for å stille data til rådighet. Han har vært til meget god hjelp i de ulike stegene av oppgavens progresjon.

Videre har jeg fått kyndig rettleiding og assistanse av ansatte ved instituttets reservoargruppe, og da spesielt Tor Arne Johansen, Bent Ole Ruud og Åsmund Drottning.

Til slutt vil jeg takke medstudentene ved instituttet som har bidratt med mange gode råd og vink underveis, og ikke minst for å sørge for at oppholdet ved instituttet har vært veldig fint.

Kristoffer Engenes
Universitet i Bergen
august 2001

Innhold

1	Bakgrunn	1
2	P- og S-bølger; teori og egenskaper	5
2.1	Teori	5
2.2	Dekomposisjon og polarisasjon av seismiske bølger	7
3	Refleksjonskoeffisienter	12
3.1	Innledning	12
3.2	Refleksjon og transmisjon av plane bølger	14
3.2.1	P- og SV-refleksjoner og transmisjoner	14
3.2.2	SH-refleksjoner og transmisjoner	17
3.3	Gassmetningens innvirkning på R_{PP} og R_{SS}	19
3.4	Konklusjon	19
4	Bergartsfysikk	22
4.1	Innledning	22
4.2	Fluidegenskaper	24
4.2.1	Gass	24

4.2.2	Olje	25
4.2.3	Vann	26
4.2.4	Blandinger	26
4.3	Fluidfasenes innvirkning på de seismiske parametrene	27
4.4	Skjærbølger og litologi	28
4.5	Konklusjon	31
5	AVO analyse - Amplitudevariasjoner med offset	32
5.1	Innledning	32
5.2	AVO-analyse og skjærbølger	35
5.3	AVO-analyse og Zoeppritz ligninger	36
5.4	AVO-analyse og Poissons forhold	36
5.5	AVO-analyse og gassfylte reservoarer	38
5.6	AVO-analyse og væskefylte reservoarer	39
5.7	AVO-analyse og litologi identifikasjon	40
5.8	Kompliserende faktorer ved presentasjon av AVO data	41
5.9	Konklusjon	42
6	Etablering av syntetiske modeller	44
6.1	Datagrunnlag	44
6.2	Kalibreringer	48
6.3	Raytracing og seismogramgenerering	51
6.4	Problemstillinger knyttet til valg av modeller	52

7	Analyse av modelleringer	55
7.1	Innledning	55
7.2	Tre gassreservoarer fra tre AVO-klasser	56
7.2.1	En gassførende klasse 1 sand - Brønn 24/6-2	59
7.2.2	En gassførende klasse 2 sand - Brønn 6305/7-1	61
7.2.3	En gassførende klasse 3 sand - Brønn 34/8-3A	62
7.2.4	Et oljeførende reservoar - Brønn 25/11-15	63
7.3	R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet	64
7.4	Effekter relatert til leirinnhold	66
7.5	Effekter relatert til porøsitet	68
7.6	Effekter relatert til poregeometri	72
7.7	SH-bølgedata og reservoarmonitorering	74
7.8	Oppsummering	76
8	Konklusjon	89
A	Ray Tracing; teori, anvendelse og begrensninger	91
B	SH-kilder	93
C	Kart over sørlige deler av norsk kontinentalsokkel	98
	Bibliografi	100

Oversikt over innhold

Kapittel 1

Presentasjon av oppgavens problemstillinger, og fremlegging av egenskaper, nytteområder og utfordringer knyttet til generell bruk av skjærbølger (S-bølger), og da spesielt skjærbølgenes horisontalkomponent (SH-bølger).

Kapittel 2

Grunnleggende innføring i teorien bak P-bølger og S-bølger, bølgenes fysiske egenskaper, hastighetsligninger og konverteringsegenskaper over grenseflater.

Kapittel 3

Grunnleggende innføring i teorien bak refleksjonskoeffisientene (R_{PP} , R_{PSV} , og R_{SHSH}), og hvordan disse endrer seg med økende innfallsvinkler mot en plan grenseflate. Teorien bygger på Zoeppritz ligninger, og den danner et viktig fundament for AVO-analysen (amplitudevariasjoner med offset).

Kapittel 4

En presentasjon av bergartsfysiske teorier og prinsipper, og den innvirkning dette har på amplituderresponsen og AVO-analysen ved undersøkelser av reservoarer og deres fluidinnhold.

Kapittel 5

En studie av AVO-analysen, dens muligheter og bruksområder. Vi går her inn på ulike faktorer som har innvirkning på amplituden, samt problemstillinger knyttet til analysen.

Kapittel 6

Konstruksjon av syntetiske reservoarmodeller som skal benyttes i oppgaven, hvilke data som ligger til grunn og hvilke seismiske egenskaper modellene blir tilegnet.

Kapittel 7

En analyse av modellene der det legges særlig vekt på SH-bølger, deres refleksjonskoeffisienter og tilhørende AVO-analyse. Vi ser på faktorer knyttet til porefluid og litologi. Alle modellene viser *pre-stack amplitude*. Ved hjelp av dette kan vi studere amplitudeutviklingen som funksjon av varierende innfallsvinkler.

Kapittel 8

Konklusjon

Tillegg A

En innføring i teori og anvendelse av *ray tracing*. Beskrivelse av begrensninger og prinsipper som ligger til grunn for modellering av strålebaner i lagdelte geologiske media.

Tillegg B

Presentasjon av noen SH-bølgekilder, både til bruk på land og ved marine undersøkelser.

Tillegg C

GMT-kart over sørlige deler av norsk sokkel og brønnkoordinatene.

Kapittel 1

Bakgrunn

Hvorfor kan vi med fordel benytte S-bølger i tolkning og evaluering av petroleums-geofysiske undersøkelser?

Hvilke egenskaper kan vi dra nytte av ved S-bølgeundersøkelser?

Hvilke problemer støter vi på ved bruken av S-bølger?

S-bølger er sammensatte bølger, med horisontale¹ og vertikale² komponenter. Deres særskilte konverteringsegenskaper over grenseflater, og det faktum at de ikke penetrerer væsker og gasser, legger grunnlag for mange utfordringer. Gjennom innsamling av marinseismiske data har man for inntil kun få år siden, bare kunnet tolke S-bølgedata som var generert gjennom modekonvertering fra P- til SV-bølger ved havbunnen, SV-bølgebane i dypet under havbunnen, og så tilbake til P-bølger igjen gjennom vannlaget til mottakere ved havoverflaten. Datainnsamlingsprosessen syntes derfor noe uforutsigbar.

De senere årene har interessen for konvensjonell bruk av S-bølgeinformasjon økt. Havbunnseismikk har åpnet for nye muligheter ved at man nå plasserer seismiske mottakere direkte på havbunnen. Foruten dette forskes det på å

¹SH-bølger

²SV-bølger

utvikle havbunnskilder som skal generere rene SH-bølger. Selv om de fleste vanskeligheter ved bruk av S-bølger har blitt kartlagt, er fremdeles S-bølgedata vanskeligere å bearbeide enn P-bølgedata. Mange fordeler er identifisert, men vi kan vente enda flere forbedringer etter hvert når teknologien, som for eksempel kildetyper og innsamlingsmetoder, blir forbedret.

S-bølgeundersøkelser kan gi oss verdifull tilleggsinformasjon vedrørende litologi, bekreftelse av amplitudeanomalier ved endring i porefluider og deteksjon av anisotropi som kan oppstå ved orientering av sprekker og lagdeling av geologiske sekvenser (Helbig, 1987). Ofte når vi benytter S-bølger er det i kombinasjon med P-bølger, slik som i V_P/V_S -forholdet og gjennom P-SV modekonverteringer. I noen situasjoner klarer ikke P-bølger alene å skille ut ønskede detaljer, og kombinasjoner med S-bølgedata gir ofte de beste løsningene (Garotta, 1999). Punktene under er noen situasjoner der S-bølgeinformasjon med fordel kan inkluderes.

- Hastighetskontraster

Sand-skifer grenseflater kan produsere svake P-hastighetskontraster. Ved å benytte P-SV modekonverteringer kan man forsterke responsen fra reservoargrensene ved slike litologier. Dette illustreres ved figurene 7.7 til 7.14. Gjennom stackingprosessen av P-SV data, vil en sand-skifer grenseflate forsterkes ved å bruke data med innfallsvinkel helt opp til første faseskift (tilsvarer i senere modelleringer en innfallsvinkel på ca 50° til 60°). En ren P-bølgeundersøkelse ville på sin side, i tillegg til at den har en svak amplitude ved næroffset, blitt utsatt for *dim-out effekter* ved stacking, og reflektoren som undersøkes blir svak på seismiske snitt.

- P-SV konvertering gjennom gass-soner

Gasspiper (*chimneys*) forstyrrer P-bølgebanen og vil noen ganger resultere i blindsoner på seismiske snitt. I slike tilfeller vil rene S-bølgedata være bedre,

da disse i betydelig mindre grad blir påvirket av tilstedeværelsen av gass. P-SV konverteringer vil også kunne benyttes så lenge ikke P-bølgebanen går gjennom gasspipen.

- Når informasjon om litologi er ønskelig

Når vi kan samle inn nøyaktige S-bølgedata, øker også mulighetene for konstruktiv bruk av V_P/V_S -forholdet. Ved logging av brønner kan vi ved hjelp av dette forholdet, når kryss-sjekking med P- og S-hastigheter inkluderes i tolkningen, skille mellom litologier som skifer, sandstein, kalkstein og dolomitter. Slike detaljer er til dels meget viktige for evaluering av reservoarer, mulige forseglingsbergarter og eventuelle kildebergarter.

- Når porevæske er involvert

Vi skal i kapittel 7 se at en av de store fordelene ved bruk av SH-bølgedata, er å kunne diskriminere mellom ulike typer porefluid. Som vi har nevnt, blir S-bølger lite påvirket av endringer i fluid fase. P-bølger på sin side er mer følsomme for overganger mellom ulike væsker og gasser.

Av spesiell interesse i denne oppgaven er bruken av SH-bølgedata og deres potensielle muligheter. Slike bølger kan kun genereres av kilder konstruert for SH-bølger, noe som medfører at seismiske seksjoner med SH-data kun inneholder dette og ingen ting annet, dersom kilde og mottaker er orientert i riktig retning. Slike kilder har også den egenskapen at signalet endrer polaritet dersom kildens polaritet endres. Av andre bølgetyper er det kun Love-bølger (overflatebølger) som har denne egenskapen. Vi skal legge merke til at SH-bølger ikke konverteres til andre bølgetyper over grenseflater, og dermed vil de ikke miste energi gjennom modekonvertering ved penetring av lagdelte geologiske strukturer. Vi har derfor konsentrert oss om å simulere havbunnskilder og mottakere. På denne måten kan vi isolere SH-bølgesignalene, og vi vil kunne studere mulighetene som ligger latent i denne

informasjonen. Hovedvekten er lagt på å vise egenskaper i responsen til SH-bølger ved endring i fluidsammensetning, men vi vil også se på denne responsen som funksjon av litologiske endringer som porøsitet (Φ), leirinnhold (C) og poregeometri (α).

Kapittel 2

P- og S-bølger; teori og egenskaper

2.1 Teori

Seismiske bølger av petroleumsgeofysisk interesse, er hovedsakelig komresjonsbølger og skjærbølger (P- og S-bølger). P-bølgenes partikkelbevegelse har en ”push-pull” longitudinal bevegelse gjennom mediet. Dette medfører volumendring og ingen rotasjon. S-bølgenes partikkelbevegelse er roterende, og dermed transversal på bølgeretningen, men de medfører ingen volumendring. Bølgene brer seg gjennom mediet med ulik hastighet V_P og V_S , og disse hastighetene uttrykkes ved ligningene:

$$V_P = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

der

V_p = P-bølgehastighet

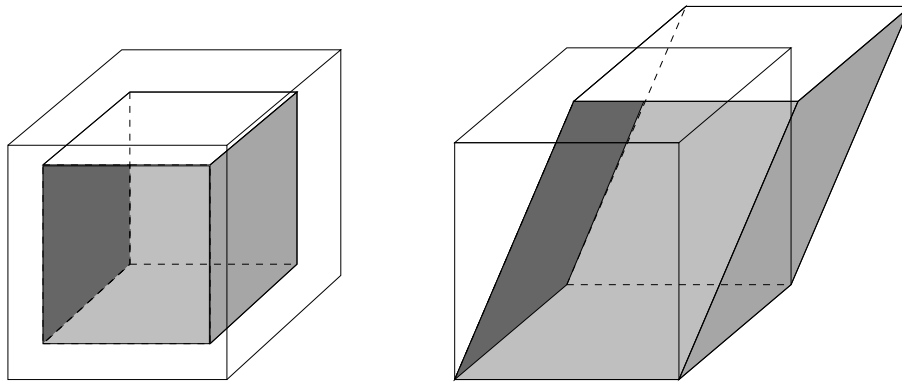
V_s = S-bølgehastighet

k = bulkmodulus, eller inkompressibilitet

μ = skjærmodulus, eller skjærfasthet

ρ = tettheten til mediet

Bulkmodulus er en materialkonstant som beskriver mediets evne til å motstå kompresjon (volumforandring) ved påført spenning. Skjærmodulus beskriver mediets evne til å motstå formforandring (se figur 2.1).



Figur 2.1: Venstre figur: Kompresjonsdeformasjon som endrer kubens volum, men den beholder form. Høyre figur: Skjærdeformasjon som kun endrer kubens form. Modifisert fra Helbig (1987).

P-bølger medfører både volum- og formforandring, derfor inkluderer ligningen for P-hastigheten både skjærmodulus og bulkmodulus. P-bølger kan dermed ha bevegelse gjennom alle medier av geologisk og geofysisk interesse (solider, væsker og gasser). S-bølgene er derimot kun funksjon av skjærmodulus og tetthet, og medfører dermed kun skjærdeformasjon og ingen volumendring. Dette igjen tilsier at slike bølger ikke kan ha utbredelse gjennom væsker og gasser, siden disse mediene ikke har noen skjærfasthet.

Ut fra ligningene 2.1 og 2.2 ser vi at S-hastigheten er lavere enn P-hastigheten, da inkompressibiliteten (k) per definisjon alltid er større enn null. S-bølgelengden er derfor kortere enn P-bølgelengden, og det minste objekt som kan detekteres vil således være mindre ved S-bølgeundersøkelser enn ved P-bølgeundersøkelser med tilsvarende frekvens. Fordelen av dette er imidlertid ikke av dramatisk karakter, siden forholdet mellom bølgelengdene sjeldent er mindre enn 1:0.4, og som oftest omkring 1:0.55 (Helbig & Mesdag, 1982).

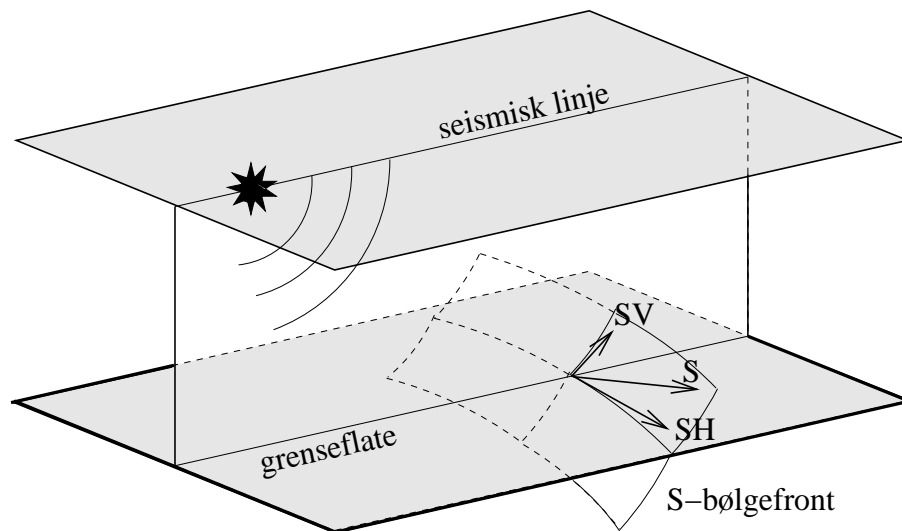
2.2 Dekomposisjon og polarisasjon av seismiske bølger

Ved utbredelse gjennom et isotropt og elastisk medium, er det bare S-bølger som ikke har en predikerbar polarisasjon. Disse kan derfor polariseres i en hvilken som helst retning i planet vinkelrett på retningen til strålebanen (jfr. figur 2.2). P-bølger har i alle tilfeller polarisasjon kun i retning av bølgens strålebane, noe som medfører enten en ren P-bølgerefleksjon ved normalt innfallende P-bølge, eller en kombinert P- og SV-bølge refleksjon og transmisjon, der innfallsvinkelen er større enn 0° fra bølgens innfallslodd¹.

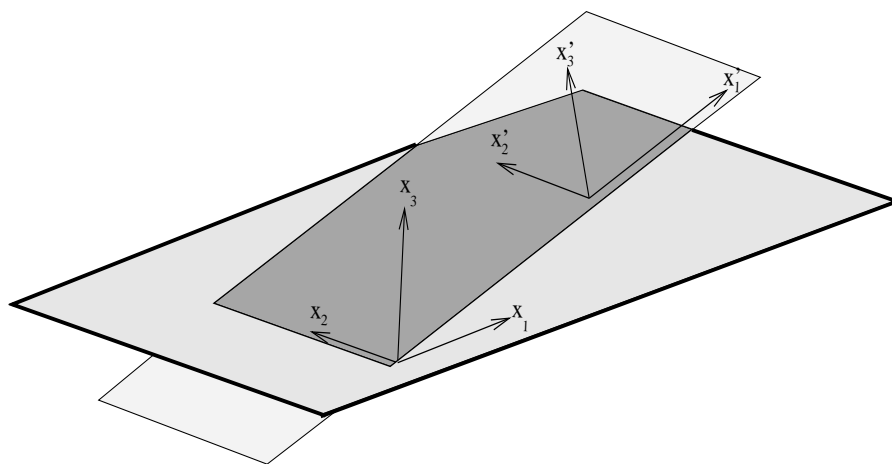
En innfallende S-bølge mot en grenseflate dekomponeres til SH- og SV-bølger relativt til et lokalt koordinatsystem (x'_1, x'_2, x'_3) i S-bølgens innfallspunkt, der x'_3 akse står normalt på grenseflaten, og x'_1 og x'_2 står vinkelrett på hverandre i planet som tangerer grenseflaten. x'_1 akse velges slik at den innkommende S-bølgestrålen ligger i $x'_1 x'_3$ planet (se figur 2.3) (Douma & Helbig, 1987).

Hvis en betrakter forflytningsamplitudene til SH- og SV-bølgene (u_{SH} og u_{SV}) som komponentene til S-bølgens forflytningsvektor, der SH-komponenten ligger i retningen av x'_2 akse, og SV-komponenten ligger i $x'_1 x'_2$ planet, kan polarisasjonsvinkelen ϕ defineres som:

¹Innfallsloddet står vinkelrett på grenseflaten i målsonen.



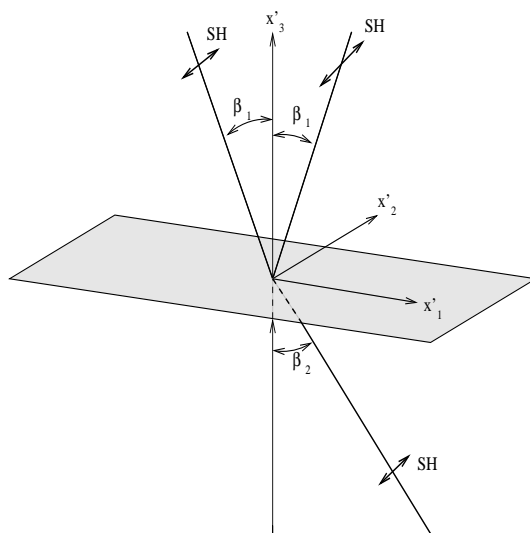
Figur 2.2: Oversikt over en S-bølgebane og dens komponenter. Modifisert fra Garotta (1999).



Figur 2.3: Grenseflate med lokalt koordinatsystem (x'_1, x'_2, x'_3) . Modifisert fra Douma & Helbig (1987).

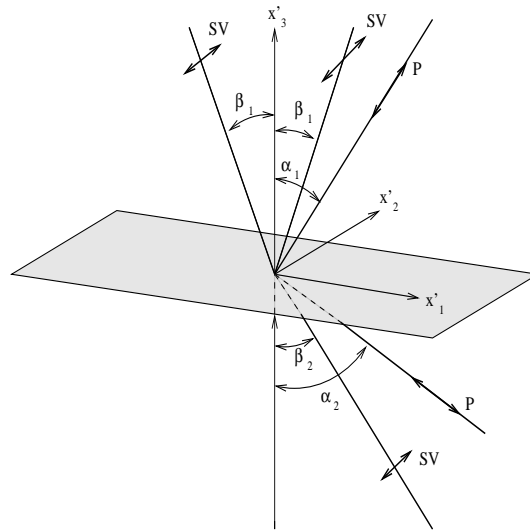
$$\phi = \arctan \left[\frac{u_{SH}}{u_{SV}} \right] \quad (2.3)$$

SH-bølger har partikkelbevegelse normalt på bølgebanen i horisontalplanet, mens SV-bølger har partikkelbevegelse normalt på bølgebanen i vertikalplanet (figur 2.2). Disse to retningene velges empirisk når vi betrakter isotrope og homogene media. Under isotrope forhold er hastighetene til de to skjærbølgekomponentene like. Ut i fra Snells lov (ligning 3.1) ser vi at strålebanen bare er en funksjon av hastighetsfordelingen, og derfor kan vi beslutte at de to skjærbølgekomponentene går langs den samme strålebanen selv om mediet ikke er homogent. Like refraksjonsvinkler impliserer imidlertid ikke automatisk like transmisjons- og refleksjonskoeffisienter. Grunnen til dette er at SH-bølger genererer kun SH-bølger, mens SV-bølger genererer både SV-bølger og P-bølger (når ikke-normal innfallsvinkel), ved refleksjon og transmisjon.



Figur 2.4: SH-bølgerefleksjon og transmisjon over en plan grenseflate. Modifisert fra Douma & Helbig (1987).

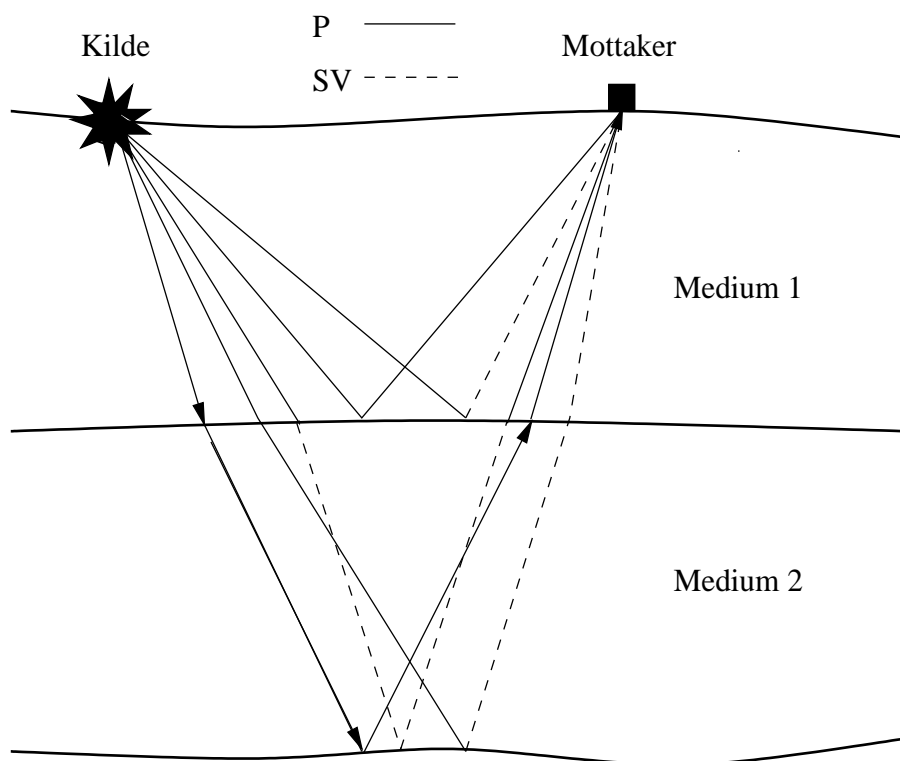
Dekomposisjonsegenskapene til P- og SV-bølger skaper utfordringer i data-prosesseringen på den måten at man ikke alltid har full kontroll med kon-



Figur 2.5: SV-bølgerefleksjon og transmisjon over den samme grenseflaten. Modifisert fra Douma & Helbig (1987).

verteringspunktene i dypet. Dekomposisjonen resulterer i en usymmetrisk strålebane, noe som tilsier at en må benytte en annen algoritme ved sortering av dataene enn den som brukes ved rene P-, SV- og SH-bølgebaner. Isteden for CMP-samling (se avsnitt 5.1) benyttes en CCP²-samling (Tessmer et al., 1990). Figur 2.6 viser noen mulige bølgebaner (PP, PS, PPSS og PSSP) i dypet.

²Felles konverteringspunkt (eng: *Common conversion point*)



Figur 2.6: Konverteringsegenskaper ved refleksjon og transmisjon over to grenseflater.

Kapittel 3

Refleksjonskoeffisienter

3.1 Innledning

Når elastiske bølger penetrerer grenseflater, der de tilsluttede lagene har ulike seismiske egenskaper, er de knyttet til fysiske lover som tvinger bølgene til oppsplitting av energien mellom refleksjon og transmisjon. Utover dette vil bølgene også gjennomgå en modekonvertering til andre innsatser, som igjen vil splitte energien mellom refleksjon og transmisjon. Retningen til de reflekterte og transmitterte bølgebanene er definert ved Snells lov (se figur 2.5):

$$p = \frac{\sin \alpha_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \alpha_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \beta_1}{V_{S1}} = \frac{\sin \beta_2}{V_{S2}} \quad (3.1)$$

der

p = stråleparameteren

V = hastigheten, og indeksene P, S, 1 og 2 betegner bølgetype og lagnummer

α_1 = vinkel til innfallende P-bølge

α_2 = vinkel til transmittert P-bølge

β_1 = vinkel til reflektert S-bølge

β_2 = vinkel til transmittert S-bølge

Når vi ser på refleksjon og transmisjon av ulike seismiske bølger, er det amplituden til signalet som studeres. For å bestemme disse amplitudene er det nødvendig å kalkulere forflytning og stress som følge av bølgefeltet, og relatere disse egenskapene til grenseflater i målsone. Det er viktig å legge merke til at forflytning og stress må være kontinuerlig over grenseflaten, ellers vil det oppstå en relativ bevegelse mellom de tilsluttede media. Zoeppritz utviklet ligningssystemer som beskriver amplitudene til de ulike bølgefeltene (se avsnitt 3.2).

Forholdet mellom den reflekterte eller transmitterte amplituden og den innfallende amplituden, refereres til som *refleksjons-* og *transmisjonskoeffisienter*. Uttrykket til refleksjonskoeffisientene for P-bølger og S-bølger ved normalt innfallende bølger, er gitt ved ligningen:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (3.2)$$

der V_1 og V_2 er enten P- eller S-hastighet til lag 1 og 2.

Ligning 3.2 kan omskrives til en approksimativ ligning:

$$R \approx \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} + \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.3)$$

Verdien til R er et tall mellom 1.0 og -1.0 . Vannflaten er en tilnærmet perfekt reflektor, og R nærmer seg -1.0 . For grunne sedimenter ligger R vanligvis på mellom ± 0.1 (Anstey 1970). Denne verdien kan imidlertid endre seg etter hva slags porefluid det er i sedimentet.

3.2 Refleksjon og transmisjon av plane bølger

Oppsplitting av energi mellom refleksjon, transmisjon og konvergente innsatser er relatert til Zoeppritz ligninger. For alle grenseflater betinges kontinuitet til stress og forflytning. Det er utviklet flere tilnærminger og forenklinger av Zoeppritz ligninger, og her presenteres et ligningssystem fra Aki & Richards (1980).

3.2.1 P- og SV-refleksjoner og transmisjoner

En innfallende P- eller SV-bølge kan totalt ha 16 muligheter for refleksjon og transmisjon over en plan grenseflate mellom to faste medier. Med dette til grunn kan vi sette opp en spredningsmatrise, der strekene over bølgetypen indikerer retningen på strålebanen:

$$\begin{bmatrix} \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} & \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} \\ \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} & \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} \\ \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} & \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} \\ \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} & \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

Anta alle fire mulige innfallssituasjonene \dot{P}_1 , \dot{S}_1 , \dot{P}_2 og \dot{S}_2 . S-bølgene er SV-bølger, og indeksene 1 og 2 står for henholdsvis lag 1 og lag 2. Fra kontinuiteten til stress og forflytning over grenseflaten, kan følgende fire ligninger etableres:

$$\sin i_1(\dot{P}_1 + \dot{P}_1) + \cos j_1(\dot{S}_1 + \dot{S}_1) = \sin i_2(\dot{P}_2 + \dot{P}_2) + \cos j_2(\dot{S}_2 + \dot{S}_2)$$

$$\cos i_1(\dot{P}_1 - \dot{P}_1) - \sin j_1(\dot{S}_1 - \dot{S}_1) = \cos i_2(\dot{P}_2 - \dot{P}_2) - \sin j_2(\dot{S}_2 - \dot{S}_2) \quad (3.5)$$

$$2\rho_1\beta_1^2p \cos i_1(\dot{P}_1 - \dot{P}_1) + \rho_1\beta_1(1 - 2\beta_1^2p^2)(\dot{S}_1 - \dot{S}_1) =$$

$$2\rho_2\beta_2^2p \cos i_2(\dot{P}_2 - \dot{P}_2) + \rho_2\beta_2(1 - 2\beta_2^2p^2)(\dot{S}_2 - \dot{S}_2)$$

$$\rho_1\alpha_1(1 - 2\beta_1^2p^2)(\dot{P}_1 + \dot{P}_1) - 2\rho_1\beta_1p \cos j_1(\dot{S}_1 + \dot{S}_1) =$$

$$\rho_2\alpha_2(1 - 2\beta_2^2p^2)(\dot{P}_2 + \dot{P}_2) - 2\rho_2\beta_2p \cos j_2(\dot{S}_2 + \dot{S}_2)$$

der

α =P-hastighet

β =S-hastighet

i =innfallsvinkel til P-bølge

j =innfallsvinkel til S-bølge

p =stråleparameteren

ρ =tetthet

Ved å omskrive ligningene 3.5 slik at reflekterte og transmitterte bølger kommer på venstre side, og innfallende bølger på høyre side av ligningssystemet, finner vi:

$$M \begin{bmatrix} \dot{P}_1 \\ \dot{S}_1 \\ \dot{P}_2 \\ \dot{P}_2 \end{bmatrix} = N \begin{bmatrix} \dot{P}_1 \\ \dot{S}_1 \\ \dot{P}_2 \\ \dot{S}_2 \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

der

$$M = \begin{bmatrix} -\alpha_1 p & -\cos j_1 & \alpha_2 p & \cos j_2 \\ \cos i_1 & -\beta_1 p & \cos i_2 & -\beta_2 p \\ 2\rho_1 \beta_1^2 p \cos i_1 & \rho_1 \beta_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) & 2\rho_2 \beta_2^2 p \cos i_2 & \rho_2 \beta_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) \\ -\rho_1 \alpha_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) & 2\rho_1 \beta_1^2 p \cos j_1 & -\rho_2 \alpha_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) & -2\rho_2 \beta_2^2 p \cos j_2 \end{bmatrix}$$

og

$$N = \begin{bmatrix} \alpha_1 p & \cos j_1 & -\alpha_2 p & -\cos j_2 \\ \cos i_1 & -\beta_1 p & \cos i_2 & -\beta_2 p \\ 2\rho_1 \beta_1^2 p \cos i_1 & \rho_1 \beta_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) & 2\rho_2 \beta_2^2 p \cos i_2 & \rho_2 \beta_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) \\ \rho_1 \alpha_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) & -2\rho_1 \beta_1^2 p \cos j_1 & -\rho_2 \alpha_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) & 2\rho_2 \beta_2^2 p \cos j_2 \end{bmatrix}$$

Den komplette spredningsmatrisen er dermed direkte gitt ved:

$$\begin{bmatrix} \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} & \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} \\ \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} & \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} \\ \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} & \dot{P}\dot{P} & \dot{S}\dot{P} \\ \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} & \dot{P}\dot{S} & \dot{S}\dot{S} \end{bmatrix} = M^{-1}N \quad (3.7)$$

De mange likhetene mellom matrisene M og N resulterer i 16 ligninger, en for hver komponent til spredningsmatrisen, blant annet:

$$\dot{P}\dot{P} = \left[\left(b \frac{\cos i_1}{\alpha_1} - c \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \right) F - \left(a + d \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) H p^2 \right] / D \quad (3.8)$$

$$\dot{P}\dot{S} = -2 \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \left(ab + cd \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) p \alpha_1 / (\alpha_1 D) \quad (3.9)$$

$$\dot{S}\dot{S} = - \left[\left(b \frac{\cos j_1}{\beta_1} - c \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) E - \left(a + d \frac{\cos i_2 \cos j_1}{\alpha_2 \beta_1} \right) G p^2 \right] / D \quad (3.10)$$

De latinske bokstavene er gitt ved variablene:

$$a = \rho_2(1 - 2\beta_2^2 p^2) - \rho_1(1 - 2\beta_1^2 p^2) \quad b = \rho_2(1 - 2\beta_2^2 p^2) + 2\rho_1\beta_1^2 p^2$$

$$c = \rho_1(1 - 2\beta_1^2 p^2) + 2\rho_2\beta_2^2 p^2 \quad d = 2(\rho_2\beta_2^2 - \rho_1\beta_1^2)$$

$$E = b \frac{\cos i_1}{\alpha_1} + c \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \quad F = b \frac{\cos j_1}{\beta_1} + c \frac{\cos j_2}{\beta_2} \quad (3.11)$$

$$G = a - d \frac{\cos i_1 \cos j_2}{\alpha_1 \beta_2} \quad H = a - d \frac{\cos i_2 \cos j_1}{\alpha_2 \beta_1}$$

$$D = EF + GHp^2 = \frac{\det[M]}{\alpha_1 \alpha_2 \beta_1 \beta_2}$$

3.2.2 SH-refleksjoner og transmisjoner

SH-bølger genererer bare partikkelbevegelse normalt på bølgens strålebane i horisontalplanet (jfr. figur 2.2). Stresskomponentene som ligger vinkelrett på grenseflaten eksisterer således ikke. Den eneste dynamiske grensebetingelsen er dermed kontinuiteten til stresskomponenten i horisontalplanet. Forflytningen vinkelrett på grenseflaten er også kontinuerlig. Når vi i tillegg vet at SH-bølger ikke kan konverteres til andre innsatser, kan dennes sprednings-

matrise defineres som:

$$\begin{bmatrix} \dot{S}\dot{S} & \dot{S}\dot{S}' \\ \dot{S}\dot{S}' & \dot{S}\dot{S} \end{bmatrix} \quad (3.12)$$

De fire mulighetene for refleksjons- og transmisjonskoeffisienter er:

$$\dot{S}\dot{S}' = \frac{\rho_1\beta_1 \cos j_1 - \rho_2\beta_2 \cos j_2}{\Delta} \quad (3.13)$$

$$\dot{S}\dot{S} = \frac{2\rho_2\beta_2 \cos j_2}{\Delta} \quad (3.14)$$

$$\dot{S}\dot{S}' = \frac{2\rho_1\beta_1 \cos j_1}{\Delta} \quad (3.15)$$

$$\dot{S}\dot{S} = -\dot{S}\dot{S}' \quad (3.16)$$

$$\Delta = \rho_1\beta_1 \cos j_1 + \rho_2\beta_2 \cos j_2$$

Refleksjonskoeffisientenes fortegn er et definisjonsspørsmål (Edelmann et al., 1982), og i våre modelleringer har vi benyttet følgende fortegnskonvensjon:

$$\dot{S}\dot{S}' = |R_{SHSH}(j)| \leq 1 \forall j$$

$$\dot{P}\dot{S}' = |R_{PSV}(i)| \leq 1 \forall i \quad (3.17)$$

$$\dot{P}\dot{P} = |R_{PP}(i)| \leq 1 \forall i$$

Denne konvensjonen gir R verdier mellom null og en for alle innfallsvinkler.

For R_{SHSH} avtar amplituden med økende innfallsvinkel helt til den blir lik null. Derfra øker den igjen, men med motsatt polaritet, helt til den blir lik en. R_{SHSH} har i dette punktet nådd sin kritiske vinkel, og for offset utover denne vinkelen vil R_{SHSH} beholde en magnitudo lik en (total refleksjon). Selv om magnituden impliserer total refleksjon ved så høye offset, vil den skifte retning i det komplekse planet: Refleksjonskoeffisienten har blitt kompleks.

3.3 Gassmetningens innvirkning på R_{PP} og R_{SS}

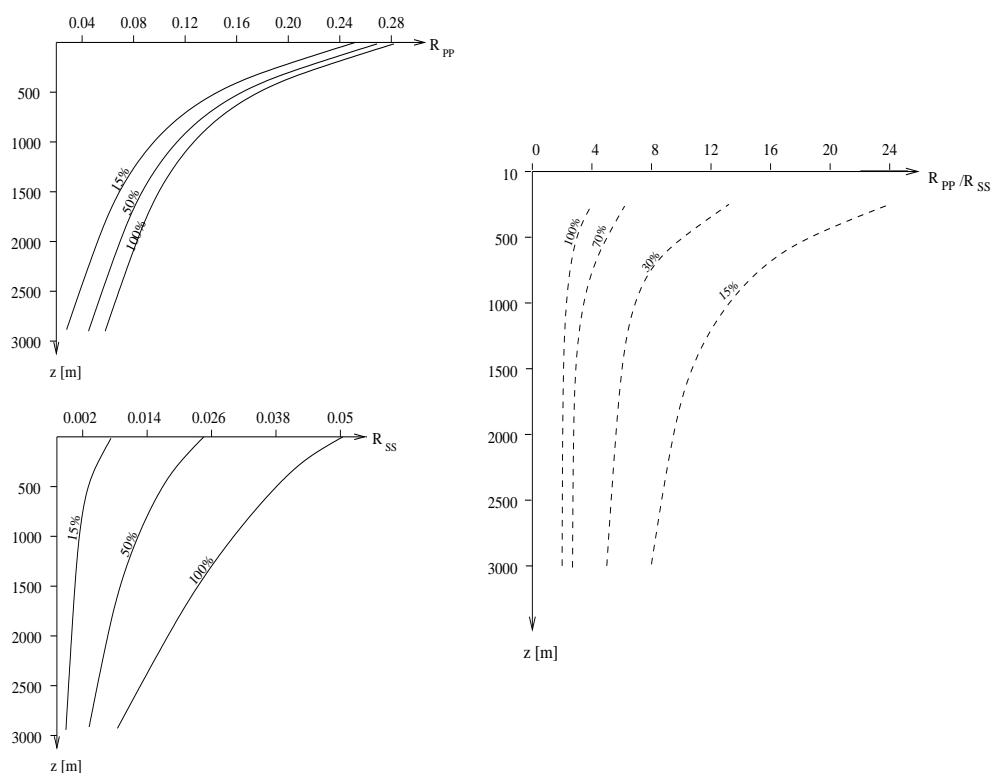
Meissner & Hegazi (1981) beskriver den markante forskjellen en kan se ved sammenligning av refleksjonskoeffisientene fra henholdsvis PP og SS refleksjoner. Ved å iaktta to sandsteiner der kun P-hastighetene er ulike, for så å variere gasskonsentrasjonen ved å endre tettheten til porefluidet (ρ_f), kan en modellere empiriske relasjoner som i dette tilfellet beskriver R_{PP} og R_{SS} med hensyn på dyp.

Figur 3.1 viser for R_{PP} kun en liten endring til refleksjonskoeffisienten mht dypet, mens vi for R_{SS} ser en betydelig større endring. Som en analog til V_P/V_S -forholdet, kan en se på R_{PP}/R_{SS} -forholdet. Spesielt for små gasskonsentrasjoner vil kurvene vise store R_{PP}/R_{SS} verdier, samt at forholdet også har gyldighet for selv store dyp. Denne metoden kan også benyttes for andre sedimentsammensetninger og porefluider.

3.4 Konklusjon

Endring i refleksjonskoeffisienten ved overgang mellom porefluider er relatert til endring i reservoarets effektive tetthet (ρ) og inkompressibilitet (k).

Refleksjonskoeffisienter fra Zoeppritz ligninger er til en viss grad avvikende fra amplitudene til den tilhørende reelle seismiske undersøkelsen. Grunnen



Figur 3.1: R_{PP} og R_{SS} , samt R_{PP}/R_{SS} -forholdet, som funksjon av prosentvis varierende gassmetning og dyp. Modifisert fra Meissner & Hegazy (1981).

til dette er blant annet at Zoeppritz ligninger beskriver en plan bølgebane og ikke en reell sfærisk bølgebane, samt at ligningene ikke tar hensyn til effekter som transmisjonstap, dempning og divergens. Refleksjonskoeffisienter er kun en funksjon av bergartenes effektive seismiske parametere (hastighet og tetthet), og løsninger av ligningene kan dermed ikke sees på som den forventede og korrekte seismiske responsen.

Zoeppritz ligninger kan predikere forventet endring til amplituden for enhver kombinasjon av bergartsparametere. Hovedtrenden for endring i refleksjonskoeffisienten med hensyn på økende offset, er at R vil øke dersom impedansen (ρV) og V_P/V_S -forholdet endrer seg i samme retning over en reflektor, eller minke dersom de endrer seg i motsatte retninger.

Kapittel 4

Bergartsfysikk

4.1 Innledning

Når man skal diskutere bergartsparametere på grunnlag av fluidinnhold og litologiforskjeller, er det viktig å betrakte bergartsfysiske forhold både på makroskopisk og mikroskopisk nivå. På makronivå kan bergartsekvenser synes homogene og isotrope, men ved nærmere undersøkelser på mikronivå avdekkes en betydelig grad av heterogenitet og anisotropi. Med heterogenitet menes at bergarten er et sammensatt materiale, bygd opp av komponenter med ulike fysiske egenskaper. Anisotropi beskriver retningsavhengigheten som preger bergarten, for eksempel ved tynne lag av vekslende sand og skifer. Væske og gassfylte bergarter er i tillegg flerfaset på mikronivå siden de ulike fluidkomponentene kan blandes.

Måten et seismisk signal blir påvirket ved gjennomtrengning i sammensatte og komplekse geologiske media, er avhengig av ulike mekanismer som har innvirkning på mediets fysiske egenskaper. Punktene under gir en skjematisk oversikt av slike effekter (Johansen, 1997):

- Statistiske effekter

De statistiske effektene er knyttet til deformasjon, homogenitet og heterogenitet, isotropi og anisotropi, poregeometri, kontakt mellom bergartskorn og blandemekanismer for fluider som okkuperer porevolum.

- Dynamiske effekter

De dynamiske effektene er knyttet til endringer som oppstår på grunn av påtrykt spenning. Dette medfører former for bevegelse, både i fast fase og fluid fase, for eksempel bergartsfriksjon og makroskopisk og mikroskopisk væskestrøm.

- Trykk og temperatur

Trykk og temperatur påvirker berggrunnens fysiske egenskaper, og da spesielt i fluidfasen. Som en generell trend øker bergartsparementene med økende trykk og avtakende temperatur.

- Geokjemiske effekter

Alle komponenter i en bergart, og eventuelt i fluidet som okkuperer et porevolum, har en kjemisk oppbygning og struktur, og dette tillegger legemet muligheter for geokjemisk innvirkninger på tilgrensende materialer. De effektive egenskapene til en bergart vil for eksempel endres etterhvert som fluidet i porevolumet går over fra vann, til olje og til gass. Dette gir oss muligheter for reservoarmonitorering ved hjelp av seismikk.

I denne oppgaven vil det hovedsakelig bli lagt vekt på å belyse bergartsfysiske forhold knyttet til de seismiske hastighetene og tettheten til bergartene i reservoarsonene.

4.2 Fluidegenskaper

Hva slags fluid som preger reservoaret, og fluidets egenskaper, legger klare føringer på reservoarets seismiske respons. Den store forskjellen i tetthet og inkompressibilitet mellom væsker og gasser påvirker reservoarets effektive tetthet og inkompressibilitet betydelig. I dette avsnittet skal vi vise til noen av grunnene til disse egenskapene.

4.2.1 Gass

Gassfasen er det letteste fluidet å karakterisere. Slike hydrokarboner består vanligvis av lette komponenter av metan, butan og propan. Den spesifikke egenvekten til disse gassene, sammenlignet med luft ved normale overflateforhold (atmosfærisk trykk og 15.6°C), vil variere mellom 0.6 for nærmest ren metan til 1.8 for gasser med tyngre komponenter.

De seismiske egenskapene til et fluid (tetthet og hastighet) er relatert til primære termodynamiske størrelser, og for gasser kan en basere seg på loven for en ideell gass:

$$PV = nRT \quad (4.1)$$

hvor P er trykket, V volumet, n antall molekyler i gassen, R gasskonstanten og T den absolutte temperatur. Ut fra denne loven kan tettheten til gassen utledes:

$$\rho = \frac{nM}{V} = \frac{MP}{RT} \quad (4.2)$$

der M er molekylvekten. Man kan modifisere gassloven ytterligere ved å legge til en kompressibilitetsfaktor z :

$$PV = znRT \quad (4.3)$$

$$\rho = \frac{MP}{zRT} \quad (4.4)$$

En gass som blir utsatt for økende trykk får en økende tetthet på grunn av at inkompressibiliteten ($k = 1/z$) øker, mens økende temperatur påvirker gassen i mindre grad. Når gassens inkompressibilitet øker, så øker også den tilhørende P-hastigheten (jfr. ligning 2.1). Ifølge Gassmanns teori om porefluidets innvirkning på de seismiske hastighetene og elastiske egenskaper, påvirkes ikke fluidets skjærfasthet, men tettheten endres. Dette resulterer derfor i at det kun er tetthetseffekter som gir utslag på S-hastigheten. Sammenlignet med P-hastigheten er dette utslaget ganske lite. I de modellerte reservoarene i tabell 6.5 kan en se en differanse i S-hastigheten mellom vannmettet og gassmettet som er mindre enn 70m/s, mens for P-hastigheten er denne differansen opptil 400m/s.

4.2.2 Olje

Oljefasen kan bestå av en blanding av veldig komplekse organiske komponenter. Naturlige oljer er alt fra de letteste kondensater med lavt karbonnummer, til veldig tunge tjærer. Under normale overflateforhold kan tettheten variere fra 0.5 g/cm³ til over 1 g/cm³. En annen skala som er mye brukt, er American Petroleum Institute (API) sin nummerkonvensjon N_{API} :

$$N_{API} = \frac{141.5}{\rho_0} - 131.5 \quad (4.5)$$

der ρ_0 er oljens referansetetthet ved 15.6°C og atmosfærisk trykk.

Veldig tunge oljer har et API nummer omkring 5, mens lette kondensater har et API nummer nærmere 100. Disse store variasjonene i komposisjonen, samt

evnen oljene har til å absorbere gasser, gjør variasjonene til den seismiske responsen større enn for gassfasen. Mens k og μ er avhengig av trykk, er de nærmest uavhengig av temperatur. Oljens viskositet (evnen til å motstå flytning) er derimot mest følsom ovenfor temperaturforskjeller.

4.2.3 Vann

I geofysisk terminologi er vann definert som vann *uten* saltinnhold, mens vann *med* salt refereres til som brine. Siden vann er et relativt inkompressibelt materiale av fluid fase, blir det lite påvirket av trykk og temperatur. Den viktigste parameteren er saltinnholdet, og man kan se en liten økning i tetthet og inkompressibilitet som resultat av økende saltinnhold. Modeller fra Johansen (1997) viser en økning i inkompressibiliteten på ca. 0.22 [MPa], og en tetthetsøkning på ca. 0.035 [g/cm³] ved en overgang fra rent vann til vann med 5 prosent saltinnhold. For modeller i kapittel 6 og 7 er det derfor ikke avgjørende om vi benytter vann eller brine.

4.2.4 Blandinger

Olje- og gassfaser opptrer sjeldent som rene faser. De vil som regel være sammensatte blandinger der både olje, gass og brine forekommer. Et typisk fenomen for en væske er at kun få prosent fri gass gir en markant P-hastighetsreduksjon mens S-hastigheten ikke påvirkes nevneverdig. Dette gir oss et viktig redskap ved reservoarmonitorering, siden mengde gass i olje til en viss grad kan overvåkes ved bruk av V_P/V_S -forholdet.

4.3 Fluidfasenes innvirkning på de seismiske parametrene

Fra avsnitt 2.1 husker vi at de seismiske hastighetene er funksjoner av inkompressibilitet (k), skjærmodulus (μ) og tetthet (ρ). Ved endring av porefluidet vil en også endre reservoarbergartens effektive seismiske parametere. Med effektive seismiske parametere menes den “totale” parameteren, en sammensatt parameter der egenskapene til både solidet (vertsmedialet) og fluidet (inklusionene) inngår. I de senere modelleringene betrakter vi et differensielt effektivt medium (DEM). Med dette menes at inklusionene tillegges vertsmediet del for del, og de effektive egenskapene til vertsmediet beregnes for hver grad av blanding. Denne prosessen pågår helt til ønsket mengde inklusjonsmateriale er tilført vertsmediet.

En slik gradvis tilnærming til det ønskede materiale resulterer i en gradvis endring av materialets effektive seismiske parametere. Skjærmodulusen er uavhengig av fluidinnholdet, siden porefluidet i teorien kan strømme ut ved påtrykt spenning når vi antar et åpent porerom (permeabelt vertsmedium). Den effektive skjærmodulusen er derfor lik skjærmodulusen til bergartskjelettet:

$$\mu^* = \mu_{skjelett} \quad (4.6)$$

Inkompressibiliteten er et mål på relativ volumendring (Vol) som resultat av endring i det omsluttende hydrostatiske trykket (P). Definisjonen på den effektive inkompressibiliteten blir derfor:

$$k^* = -\frac{\Delta P}{\Delta Vol / Vol} \quad (4.7)$$

der det negative fortegnet tilsier at det skjer en forminskning av legemet ved påført trykk.

Den effektive tettheten er summen av bergartskornenes og porefluidets tetthet:

$$\rho^* = (1 - \Phi)\rho_{korn} + \Phi\rho_{fluid} \quad (4.8)$$

der Φ er porøsiteten.

Ved endringer i porefluidet vil således den effektive tettheten til reservoaret bli endret etter som tettheten til fluidet endrer seg.

De effektive seismiske hastighetene blir modifiseringer av ligningene 2.1 og 2.2:

$$V_P^* = \sqrt{\frac{k^* + \frac{4}{3}\mu^*}{\rho^*}} \quad (4.9)$$

$$V_S^* = \sqrt{\frac{\mu^*}{\rho^*}} \quad (4.10)$$

Vi ser av ligning 4.7 til 4.10 at ulike porefluider vil gi ulik seismisk respons. I tilfellet for gassfylte reservoarer vil P-hastigheten reduseres drastisk, mens S-hastigheten vil øke litt, relativt til andre mer kompakte porefluider som olje, brine og vann. Grunnen til dette er gassens meget lave inkompressibilitet og tetthet. Skjærfastheten endres ikke.

4.4 Skjærbølger og litologi

Et overordnet mål er å kunne bestemme de effektive seismiske parametrene ved hjelp av seismiske data. Vi ønsker å finne metoder for litologiprediksjon, porevæskeprediksjon, samt porøsitet og andre former for geologiske karakteristika.

Som beskrevet i avsnitt 1.1, kan en for homogene og isotrope bergarter helt beskrive de seismiske hastighetene ved hjelp av tettheten og de elastiske parametrene k og μ . Det er gjennom disse verdiene at vi kan knytte informasjonen fra S-hastigheter og P-hastigheter til bergartenes fysiske egenskaper, slik som type litologi og porefluid (Tatham, 1985).

Det viser seg at skjærbølgedata med fordel kan implementeres i tolkningen av seismiske data. S-bølgedata sett isolert gir lite informasjon knyttet til litologien, mens de kan gi informasjon om eventuelle tilstedeværende porefluider dersom de sammenlignes med P-bølgedata. P-bølgene påvirkes av porefluidet, mens S-bølgene påvirkes betydelig mindre. Ved en sammenligning vil man da kunne oppdage fluidet, men det er vanskelig å bestemme hvilken fluidtype det er snakk om. V_P/V_S -forholdet er derfor et viktig redskap når man skal diskriminere mellom ulike porefluider og litologier. Dette dimensjonsløse hastighetsforholdet er gitt ved:

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{z/t_P}{z/t_S} = \frac{t_S}{t_P} \quad (4.11)$$

der

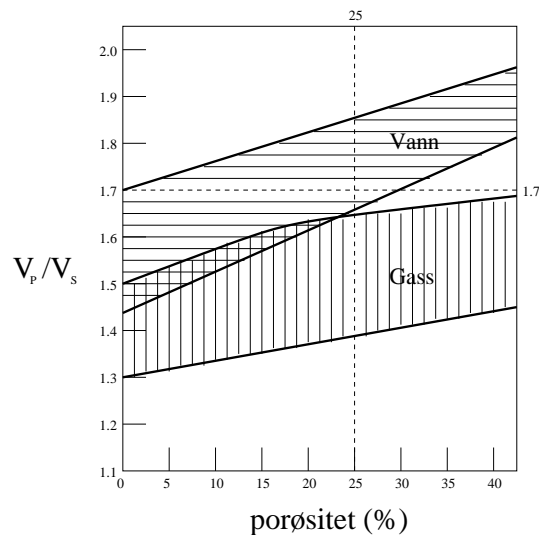
z = dybdeintervall

t = tidsintervall

Vi ser av ligning 4.11 at V_P/V_S -forholdet kan bestemmes helt ut i fra gangtidsberegninger fra stackete seismiske seksjoner for P- og S-bølger (tidsintervaller mellom reflektorer).

P-hastigheten endrer seg mest markant etter hva slags porefluid som penetreres, men den endres også som funksjon av metningsgrad, og da spesielt ved innslag av gass. Bak denne påstanden ligger resonnementet om at økende grad av gass gir stadig avtakende bulkmodulus (k) siden det trengs mindre energi for å presse sammen fluider med økende gassinnhold, og det resulterende uttrykket for P-bølgehastigheten vil dermed avta. Dette vil

igjen medføre at V_P/V_S forholdet er lavere for gassmetning enn for væske-
metning.



Figur 4.1: Variasjon i observert V_P/V_S med porøsitet for godt sementerte bergarter. Modifisert fra Gregory (1976).

Figur 4.1 viser resultater fra Gregory (1976), og den illustrerer V_P/V_S -forholdet for henholdsvis vann og gass som funksjon av økende porøsitet. For lave porøsiteter ($\Phi < 25\%$) er det en viss overlapping mellom V_P/V_S forholdet, mens ved 25% oppstår det en splittelse mellom de to størrelsene. Legg merke til at V_P/V_S for gassmetning alltid er mindre enn 1.7. Grunnen til denne splittelsen er at ved høyere porøsiteter vil porevæsker (her: vann) være mer dominerende, mens ved lavere porøsiteter vil mineralmatriksen spille en viktigere rolle enn væskeinnholdet. De interne differansene i de to fluidene kommer av at figuren presenterer V_P/V_S -forholdet for ulike litologier.

4.5 Konklusjon

Når vi skal studere S-bølger og deres egenskaper, er det viktig å ha forståelse for de bakenforliggende faktorer som kan knyttes til seismikken gjennom bergartsfysikken. I dette avsnittet har vi derfor pekt på en del elementer som er helt vesentlige i denne sammenhengen. Det ligger også en del komplikasjoner i forbindelse med S-bølger og anisotropi, men det ligger utenfor denne oppgavens rammevilkår.

Kapittel 5

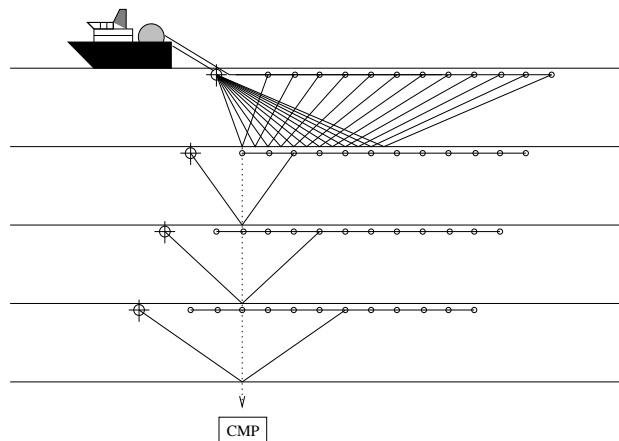
AVO analyse - Amplitudevariasjoner med offset

5.1 Innledning

Siden letingen etter utvinnbare olje- og gassforekomster startet, har den seismiske refleksjonsteknikken vært rådende. Denne teknikken er funksjonell i letingen etter strukturelle hydrokarbonfeller, som for eksempel antiklinaler, forkastningsfeller og stratigrafiske feller. Hvis vi ser bort fra seismisk respons fra flatflekker (horisontale reflektorer som skiller fluidfasene) internt i strukturelle feller, vil ikke refleksjonsteknikken kunne si noe særlig om potensialet for å kunne finne forekomster av hydrokarboner. I slutten av 60-årene fant man ut at kraftige seismiske amplituder i yngre klastiske sedimentmiljøer ofte kunne være assosiert med gassmettede sander (Allen & Peddy, 1993) (Verm & Hilterman, 1995). Slike amplitudeanomalier fikk betegnelsen *bright spots*. Disse kan oppstå dersom fluidinnholdet danner en sterk kontrast til bakgrunnsgeologien (Sengupta, 1993). Ulempen ved ukritisk bruk av bright spots i den seismiske tolkningen, er at andre geologiske fenomener enn tilstedeværelsen av gass tilsynelatende kan medføre liknende anomalier på

seismiske seksjoner. Eksempler på slike er magmatiske intrusjoner, tynne stratigrafiske lag av karbonater og våt sand. Det var derfor en målsetting å utvikle metoder som med større sikkerhet kunne diskriminere mellom ulike litologier, og eventuelle porefluider som måtte eksistere.

AVO-analyse går primært ut på at man undersøker den seismiske amplitude som funksjon av varierende kilde-mottaker avstand. Man betrakter en CMP¹-samling (se figur 5.1), og de ulike avstandene mellom kilde og mottaker vil implisitt medføre ulike innfallsvinkler mot en grenseflate. Amplituden til den reflekterte bølgen er avhengig av refleksjonskoeffisienten, som igjen er en funksjon av de seismiske parametrene ved grenseflaten og bølgens innfallsvinkel. Siden refleksjonskoeffisienten vil endres med innfallsvinkel, vil også amplituden endres.



Figur 5.1: Skjematisk illustrasjon av en seismisk survey der ulike offset blir registrert i en CMP-samling. Modifisert fra Lutro (1994).

Det er flere faktorer som påvirker AVO-signaturen fra en reflektor. Disse faktorene gjenspeiler de fysiske egenskapene til et seismisk signal, og noen viktige er (Lutro, 1994):

¹Felles Midtpunkt på reflektoren (eng; *Common Midpoint*)

- Refleksjonskoeffisienten
- Transmisjonstap
- Sfærisk divergens
- Absorpsjon
- Array-respons
- Strukturelle effekter

Amplitudevariasjonen som funksjon av offset, er avhengig av bergartsparametere som V_P , V_S , tetthet (ρ), anisotropi og dempning. En dyperegående forståelse av sammenhengen mellom disse parametrene og størrelser som litologi, porøsitet og porevæske, er nødvendig for å oppnå et kvantitativt redskap for bestemmelse av bergartsstørrelser ved hjelp av AVO-analyse (Castagna et al., 1993).

Variasjonen i refleksjons- og transmisjonskoeffisienter som funksjon av innfallsvinkel (og dermed økende offset) er referert til som *offset-avhengig-reflektivitet* (Castagna, 1993), og dette legger grunnlaget for AVO-analysen. Offset på overflaten gjenspeiler innfallsvinkler mot reflektoren i målsonen. Betrakt to isotrope og homogene media med endelig tykkelse som er i kontakt med hverandre ved en plan grenseflate, og anta en innfallende P-bølge mot denne kontaktflaten. Det er greit å tilnærme bølgefronten som plan dersom avstanden mellom kilde og mottaker er mye lengre enn bølgelengden (offset $\gg \lambda$, der λ er bølgelengden). P-bølgen konverteres over grenseflaten til en reflektert og en transmittert SV-bølge, i tillegg til den reflekterte og transmitterte P-bølgen. Sammenhengen mellom innfallsvinkel og de seismiske hastighetene ligger i ligningen til Snells lov (ligning 3.1).

5.2 AVO-analyse og skjærbølger

I de fleste hastighetsanalyser kan man se en klar korrelasjon mellom trendene til P-hastighetene og S-hastighetene. En situasjon hvor en derimot kan se en betydelig annerledes trend til S-hastigheten enn ellers, er når en studerer en hydrokarbonakkumulasjon i svakt konsoliderte bergarter hvor porefluidet endres fra brine til gass. En endring fra brine til gass vil generelt resultere i en svak oppgang i S-hastigheten, mens P-hastigheten vil avta mer dramatisk (jfr. kapittel 4.3). Innsamlede P-bølgedata vil således vise hastighetsanomalier ved både kull og gassførende lag, mens den tilsvarende S-bølgeseksjonen vil kun vise hastighetsanomali ved kullsekvensen.

Sagt på en annen måte er fordelene ved bruk av skjærbølgedata iøynefallende når en skal skille amplitudeanomalier som stammer fra hydrokarbonakkumulasjoner fra dem som stammer fra litologikombinasjoner som for eksempel kull og salt (Spratt et al., 1993).

Ved marine undersøkelser (offshore) kan en ikke direkte samle inn S-bølgedata så fremt en ikke tar i bruk OBS²-teknologi. Ved konvensjonelle overflate-seismiske undersøkelser kan man til en viss grad ekstrahere S-bølgedata fra AVO-analyse av P-bølgedata, siden endringer i AVO brukt på P-bølgedata inneholder noe informasjon om S-bølgehastigheten. På den annen side er mengden S-bølgeinformasjon en kan dra ut av AVO-analysen liten, og den blir ofte maskert av støy på dataene. Konverteringsegenskaper til P- og SV-bølger åpner også muligheten for å studere amplituden til SV-bølger i dypet. Det er derfor viktig å ta hensyn til pre-stack *data* som inneholder informasjon om lokale P-SV konverteringer (Simmons & Backus, 1994).

²Havbunnseismikk (eng; *Ocean Bottom Seismics*)

5.3 AVO-analyse og Zoeppritz ligninger

AVO-analysens effektivitet avhenger mye av våre evner til å predikere refleksjonskoeffisienter (Allen & Peddy, 1993). Zoeppritz (1919) utviklet ligninger for refleksjonskoeffisienter som funksjon av innfallsvinkel. Disse ligningene forutsetter kontinuitet til normalstress, tangentialstress og forflytning over en grenseflate mellom to elastiske media. Med kontinuitet menes at grenseflaten mellom de to media kan regnes som sammensmeltet, og at det dermed *ikke* oppstår oppsprekking eller åpne glipper mellom mediene når bølgene penetrerer grenseflaten.

Refleksjonskoeffisienter fra Zoeppritz ligninger er til en viss grad avvikende fra amplitudene til den reelle seismiske undersøkelsen. Grunnen til dette er blant annet at Zoeppritz ligninger beskriver en plan bølge, og ikke en reell sfærisk bølge, samt at ligningene heller ikke tar hensyn til effekter som transmisjonstap, dempning og sfærisk divergens. Refleksjonskoeffisienter er kun en funksjon av bergartenes fysiske størrelser (hastighet og tetthet), og løsninger av ligningene kan dermed ikke sees på som den forventede og korrekte seismiske responsen.

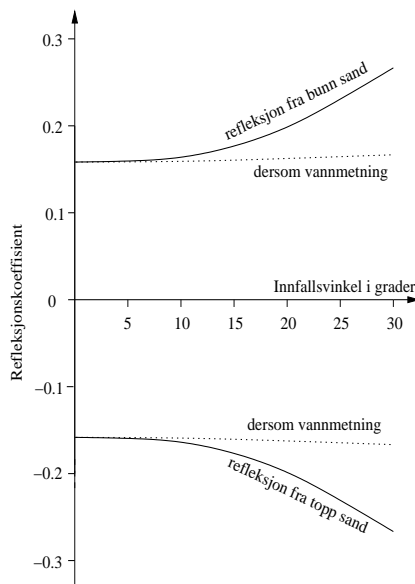
Zoeppritz ligninger kan predikere forventet endring i amplituden for enhver kombinasjon av bergartsparemetere. Hovedtrenden for endring i refleksjonskoeffisienten (R) med hensyn på økende offset er at R vil øke dersom impedansen (ρV) og V_P/V_S -forholdet endrer seg i samme retning over en reflektor, eller minke dersom de endrer seg i motsatte retninger. V_P/V_S -forholdet er dermed en avgjørende faktor i AVO-analysen.

5.4 AVO-analyse og Poissons forhold

Poissons forhold (σ) for et isotropt elastisk materiale er relatert til hastighetene V_P og V_S til materialet ved ligningen:

$$\sigma = \frac{(V_P/V_S)^2 - 2}{2[(V_P/V_S)^2 - 1]} \quad (5.1)$$

Hvis en tar en sylindrisk stav fra et isotropt elastisk materiale og påfører en aksial komprimerende kraft ved stavens endeflater, så vil staven endre form på en slik måte at lengden avtar mens radien øker. σ er definert som forholdet mellom den relative endringen i radien og den relative endringen i lengde. Vanligvis har istrope materialer en Poissons størrelse på mellom 0.0 og 0.5. Væsker, gasser og veldig inkompressible materialer har en verdi $\sigma \approx 0.5$, mens mer svampaktige materialer har σ nærmere null.



Figur 5.2: Refleksjonskoeffisienten som funksjon av offset for en gassførende sand (heltrukket linje), samt for den samme sanden ved vannmetning. Figuren er Modifisert fra Ostrander (1984).

Anta som et eksempel fra Ostrander (1984), følgende trelagsmodell bestående av skifer, gassførende sand og skifer. Skiferen over og under sanden har $V_P \approx 4.00$ [km/s], $\rho = 2.40$ [g/ccm] og $\sigma = 0.1$. Gass-sanden i midten har $V_P \approx 3.00$ [km/s], $\rho = 2.14$ [g/ccm] og $\sigma = 0.1$. Dersom den gassførende

sanden istedet var vannmettet ville det gitt en verdi $\sigma = 0.4$. Figur 5.2 viser refleksjonskoeffisientene til en plan bølge som funksjon av økende innfallsvinkel. De heltrukne linjene viser tilfellet der sanden er fylt med gass, mens de stiplede viser resultatet ved vannmetning. Vi ser helt tydelig fra denne figuren viktigheten av Poissons forhold når en diskuterer amplitudeeffekter som funksjon av offset med tanke på ulikt porefluidinnhold.

5.5 AVO-analyse og gassfylte reservoarer

Det har vist seg at deteksjon av gassfylte sander har gitt de mest lovende resultatene ved bruk av AVO-analyse. Gass-sander har et karakteristisk lavt V_P/V_S -forhold, og det er derfor i mange tilfeller mulig å diskriminere mellom et slikt reservoar og andre lavimpedanselag som for eksempel kull og vannmettede sandsteiner.

Gassfylte sander kan grovt deles inn i tre klasser basert på deres karakteristiske AVO trekk (Rutherford & Williams, 1989):

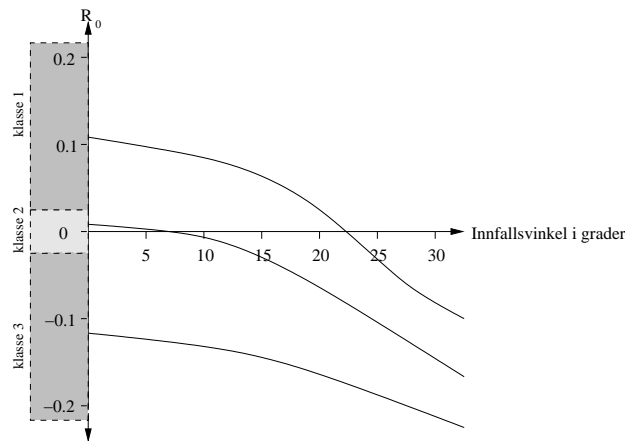
1. *Gassfylte sander med høyere impedanse enn den omsluttende skiferen.* Slike reservoarer har generelt høy R_0 ³. Magnituden til refleksjonen til slike sander avtar med offset og kan endre polaritet (går fra positiv til negativ R) dersom stor nok offset er tilgjengelig på dataene. I slike tilfeller vil et CMP-stack kunne resultere i at responsen fra refleksjonen blir dempet (dim-out effekter) i et seismogram (se figur 7.3), eventuelt at en får et signal med motsatt polaritet enn hva en ser ved R_0 . Dette er vanligvis en moden sand som har gjennomgått moderat til mye kompaksjon, som oftest registrert ved undersøkelser på landseismiske data (*On-shore*).

³Refleksjonskoeffisient ved normal innfallsvinkel

2. *Gassfylte sander med tilnærmet lik impedanse som den omsluttende skiferen.* R_0 -verdier er nær null, og siden gradienten til $R(i)$ er betydelig bratt, vil det ligge store muligheter i AVO-analysen. Siden R for næroffset har svak amplitude, vil ofte signalet herfra bli overdøvet av støy. Ved fjernere traser vil en derimot se at amplituden tiltar i styrke, og overdøper dermed støyen. Den lave verdien til R_0 kombinert med en betydelig endring i gradienten til R ved økende innfallsvinkel, vil kunne resultere i drastiske AVO-effekter. Dersom R_0 er positiv vil det oppstå en polaritetsendring ved næroffset traser. Generelt er dette en moderat kompaktert og konsolidert sand, registrert både på landseismiske- og marinseismiske data (*off-shore*).
3. *Sander med lavere impedanse enn den omsluttende skiferen.* R_0 -verdier er negative. Klasse 3 sander viser amplitudeanomalier på stackete seksjoner, og de har kraftig reflektivitet for alle offset. Polaritetsendringer er ikke assosiert med disse sandene, og CMP-stacking av dataene vil derfor ikke produsere dim-out effekter på seismogrammene for signaler med ikke-normal innfallsvinkel. AVO-effekter er derfor ikke så betydelige som for klasse 1 og 2. Siden disse sandene gir en sterk reflektivitet for alle offset, i tillegg til at det ikke forekommer polaritetsendringer, vil ikke sandenes predikerbarhet være sensitive ovenfor geometrien til de innsamlede data. Sanden er vanligvis underkompaktert og ukonsolidert, og hovedsakelig registrert på marinseismiske data.

5.6 AVO-analyse og væskefylte reservoarer

Oljefylte, så vel som vannfylte reservoarer, har i kontrast til gassfylte mindre muligheter for klassifisering i tilsvarende grupper som beskrevet for tilfellet med gass-sander. Grunnen til dette er at kontrasten i Poissons forhold til det omsluttende media (for eksempel skifer som omslutter en oljefylt sand)



Figur 5.3: Eksempel på refleksjonskoeffisienter fra reflektorer ved tre forskjellige gassfylte sandreservoarer. Modifisert fra Rutherford & Williams (1989).

generelt er mye svakere og dermed mindre forutsigbar. Dette kan sees i tabell 7.8, der Poissons forhold øker ved olje og vannsekvensene, og kontrasten til takbergarten dermed avtar. Oljefylte sander har et V_P/V_S -forhold som er høyere enn tilsvarende sander med gassinnhold. Når amplituden deretter avtar med økende innfallsvinkel, vil sjansen for å generere amplitudeanomalier som bright spots avta.

5.7 AVO-analyse og litologi identifikasjon

Litologianalyser ved bruk av AVO baserer seg på avhengigheten mellom litologien og V_P/V_S -forholdet. V_P/V_S -plott for sandsteiner, skifer, kalksteiner og dolomitter kan diskriminere mellom litologiene, men er mest forutsigbare når sandsteinene har lavt V_P/V_S -forhold (1.5-1.6), og de andre litologiene har høyere V_P/V_S -forhold (1.7-2.0) (Castagna, 1993).

Foruten gjenkjenning av litologi, kan også porøsitet og poregeometri til en viss grad evalueres ved hjelp av AVO-analyse. Vi skal vise i kapittel 7 hvordan responsen fra refleksjonskoeffisientene til P-P, P-SV og SH-SH refleksjonene

endrer seg med disse parametrene.

5.8 Kompliserende faktorer ved presentasjon av AVO data

Det kan være problematisk å dra nytte av fordelene ved AVO-analyse på grunn av de mange kompliserende faktorene som er tilknyttet analysen. Alle faktorer, foruten refleksjonskoeffisienter som funksjon av innfallsvinkel, vil i de fleste AVO-analyseteknikker betraktes som uønsket støy. Mekanismer som påvirker amplituden til de seismiske signalene er blant annet følgende (Castagna, 1993):

- A) *Ønsket informasjon*
 - Refleksjonskoeffisienter som funksjon av innfallsvinkel
- B) *Potensiell informasjon (antatt som støy i noen tilfeller, signaler i andre)*
 - Multipler
 - Tuning som resultat av NMO konvergering
 - Modekonvergeringer
- C) *Offsetuavhengige faktorer*
 - Tilfeldig støy
 - Instrumentering
 - Kilde og mottaker koblinger
- D) *Offsetavhengige faktorer*
 - Kilde og mottaker direktivitet (inkludert ghosting og rekkerespons)
 - Koherent støy og multipler
 - Sfærisk spredning
 - Forstyrrelser under prosessering, NMO feil og strekking
 - Anelastisk dempning og anisotropi

Transmisjonskoeffisienter og spredning over målreflektoren Strukturell kompleksitet i geologien

Et viktig moment i denne sammenheng er transmisjonstap som følge av grunne reflektorer, har en tendens til å maskere de reelle refleksjonskoeffisientene ved dypere reflektorer (Gassaway, 1984). Derfor må AVO tolkning inkludere korreksjoner for transmisjonstap ved grunne reflektorgrenser. Gassaway konkluderer videre med at en enslig reflektor med høy AVO-signatur kan dempe responsen fra en dypere gass-sand reflektor. To eller flere slike grunne reflektorer kan totalt overskygge en dypere gass-sand reflektor. Svakere reflektorer som litologigrenser, kan også medføre transmisjonstap, noe som igjen medfører endring i AVO signaturen.

5.9 Konklusjon

Den konvensjonelle verdien til AVO-analysen ligger i de anomaliene som er knyttet til bestemte varianter av petroleumforekomster, der analyser av gassreservoarer i mange tilfeller gir de beste resultater.

AVO-analysen har hatt en positiv innvirkning på letingen etter utvinnbare petroleumforekomster, og analysen har vist sin styrke som en direkte hydrokarbonindikator gjennom bruk av bright spot teknikken. Likevel er det knyttet en del problemer til AVO-analysen ved ukritisk bruk av metodene. Som nevnt tidligere kan andre geologiske fenomener enn tilstedeværelsen av hydrokarboner resultere i bright spot signaturer i AVO-analysen. Av fallgruber vil vi henviser til en artikkel av Allen et al. (1993), der AVO-analysen blir relatert til felter og undersøkte brønner der den svikter. Artikkelen konkluderer med noen forhold som kan bidra til en forbedret AVO-analyse:

- Pre-stack migrasjon for å redusere effekter forårsaket av stratigrafiske variasjoner.
- Samle inn tilstrekkelig nok data for å eliminere *out-of-plane* effekter (dette er relatert til migrasjonsproblematikk ved innsamling av både 2D og 3D seismikk).
- Vær oppmerksom på effekter fra tuning.
- Kontroll på signalets fase impliserer bedre kontroll på AVO-anomaliene.
- Benytt feltanaloger i tillegg til modeller.
- Drill i anomaliens senter for å unngå komplikasjoner knyttet til reservoarets ytre marginer.
- Samle inn tetthets- og soniclogger, og eventuelt S-hastighetslogger, som kan relateres til nærliggende brønner.

Kapittel 6

Etablering av syntetiske modeller

6.1 Datagrunnlag

De reelle brønndataene som benyttes i modelleringsprosessen er hentet fra norsk sokkel. Data som ligger til grunn presenteres i tabell 6.1 til 6.4. Dette legger grunnlag for videre kalibrering av nødvendige parametere som litologi og poregeometri. For å kunne konstruere de ønskede modellene, der overburden og takbergart inkluderes, er det nødvendig å kjenne dyp til reservoar, toveis gangtid til reservoarsonen og vanddyp (tabell 6.3). Derfor er alle modellene for letthets skyld konstruert med horisontal stratigrafi, der selve reservoaret er det dypeste laget (figur 6.1). De vertikale gangtidskruvene illustrerer at vi antar konstante hastigheter i alle lag.

Laget mellom havbunn og takbergart, heretter kalt *overburden*, er i denne oppgavens sammenheng ikke av vesentlig interesse med tanke på geologisk komposisjon. Dermed har vi kunnet benytte toveis gangtid til å estimere P-hastighetene i dette laget. Videre er det forutsatt konstant hastighet i vannlaget (1450 m/s), lik tykkelse i takbergartene (300 meter) og V_P/V_S forholdet for estimering av S-hastighetene i overburden. Den forenklete mod-

Felt	V_P [km/s]	V_S [km/s]	V_P/V_S	ρ [g/cm ³]
34/8-3A				
Forseglingsbergart	3.00	1.40	2.14	2.50
Reservoar - gass	3.00	2.00	1.50	2.20
6305/7-1				
Forseglingsbergart	2.50	1.10	2.27	2.38
Reservoar - gass	2.75	1.65	1.67	2.20
25/11-19S				
Forseglingsbergart	2.25	0.80	2.81	2.20
Reservoar - gass	2.40	1.20	2.00	2.15
25/11-15				
Forseglingsbergart	2.25	0.75	3.00	2.10
Reservoar - olje	2.80	1.65	1.70	2.10
24/6-2				
Forseglingsbergart	2.60	1.15	2.26	2.35
Reservoar - gass	3.10	1.82	1.70	2.10

Tabell 6.1: Hastigheter og tetthetsdata.

ellen i figur 6.1 gir oss en mulighet til finne de seismiske parametrene i overburden.

Dersom en betrakter den totale toveis gangtiden fra null meters havdyp til dypet ved topp reservoar, og trekker fra gangtidene til henholdsvis vannsonen og takbergarten, kan man beregne toveis gangtid for overburden:

$$T_{tot} = \frac{2\Delta Z}{V_P} \quad (6.1)$$

$$\left(T_{tot} - \frac{2\Delta Z_{vann}}{V_{P,vann}} - \frac{2\Delta Z_{takbergart}}{V_{P,takbergart}} \right) = T_{overburden} \quad (6.2)$$

$$\frac{(Z_{res} - \Delta Z_{vann} - \Delta Z_{overburden})}{\frac{1}{2}T_{overburden}} = V_{P,overburden} \quad (6.3)$$

<i>Brønn: 34/8-3A</i>		
Porevæske	Tetthet [g/cm ³]	Inkompr. [GPa]
Gass	0.299	0.017
Olje	0.640	1.394
Vann	0.890	2.520
Temperatur: 114°C	Poretrykk: 43 MPa	Porøsitet: 20%
Metning gass →	$S_w = 0.145$	$S_g = 0.855$
<i>Brønn: 6305/7-1</i>		
Porevæske	Tetthet [g/cm ³]	Inkompr. [GPa]
Gass	0.173	0.070
Olje	-	-
Vann	0.990	2.570
Temperatur: 94°C	Poretrykk: 29 MPa	Porøsitet: 20%
Metning gass →	$S_w = 0.30$	$S_g = 0.70$
<i>Brønn: 25/11-19S</i>		
Porevæske	Tetthet [g/cm ³]	Inkompr. [GPa]
Gass	0.151	0.031
Olje	0.805	1.016
Vann	1.057	2.927
Temperatur: 71°C	Poretrykk: 16 MPa	Porøsitet: 21%
Metning gass →	$S_w = 0.15$	$S_g = 0.85$
<i>Brønn: 25/11-15</i>		
Porevæske	Tetthet [g/cm ³]	Inkompr. [GPa]
Gass	0.140	0.081
Olje	0.890	0.410
Vann	1.015	2.380
Temperatur: 77°C	Poretrykk: 17 MPa	Porøsitet: 30%
Metning olje →	$S_w = 0.10$	$S_o = 0.90$
<i>Brønn: 24/6-2</i>		
Porevæske	Tetthet [g/cm ³]	Inkompr. [GPa]
Gass	0.151	0.031
Olje	0.853	1.016
Vann	1.057	2.927
Temperatur: 70°C	Poretrykk: 20 MPa	Porøsitet: 25%
Metning gass →	$S_w = 0.13$	$S_g = 0.87$

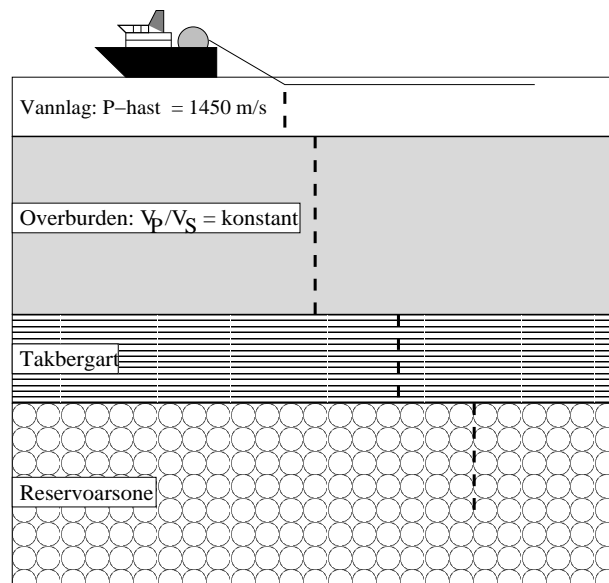
Tabell 6.2: Reservoarparamtere.

Felt	Dyp til reserovar [m]	T_{tot} til reservoar [s]	vanndyp [m]
34/8-3A	2990	2.73	385
6305/7-1	2692	3.02	889
25/11-19s	1738	1.71	129
25/11-15	1710	2.08	122
24/6-2	2150	1.68	127

Tabell 6.3: Overburden og vanndyp.

Felt	$V_{P-takb.a}$ [km/s]	$V_{S-takb.a}$ [km/s]	V_P/V_S	$\rho_{takb.a}$ [g/cm ³]
34/8-3A	2.30	1.09	2.11	2.15
6305/7-1	1.94	0.92	2.11	2.06
25/11-19s	2.06	0.98	2.10	2.09
25/11-15	2.07	0.99	2.10	2.09
24/6-2	2.06	0.98	2.10	2.09

Tabell 6.4: Seismiske parametere for overburden.



Figur 6.1: Prinsipp bak bølgebane der alle lagene har konstant hastighet.

der

$Z =$ dyp i meter

Ved å kombinere ligningene 6.2 og 6.3 får vi direkte ut P-hastigheten. S-hastigheten finner vi så ved å anta et konstant V_P/V_S -forhold, siden det er vanskeligere etablere et nøyaktig hastighetsprofil for S-bølger (Kanestrøm, 1995). I denne oppgaven er V_P/V_S -forholdet satt til 2.3 (skifer). Tettheten finner vi ved hjelp av Gardners tetthetsligning:

$$\rho = 0.31V_P^{0.25} \quad (6.4)$$

6.2 Kalibreringer

Vel Rock blir benyttet for å kalibrere reservoarparametere slik at vi ut i fra data i avsnitt 6.1 kan konstruere reservoarsonene. Med utgangspunkt i parametrene fra tabell 6.2 kan vi etablere reservoarmodeller med litologier og poregeometrier som så godt som mulig tilfredsstiller hastighets- og tetthetsdata fra tabell 6.1. I den videre modelleringen blir disse modellene utsatt for porefluidsubstitusjon. I tilfellene med gass blir porefluidet erstattet med henholdsvis olje og vann, mens i tilfellet med olje blir porefluidet erstattet med henholdsvis gass og vann.

Tabell 6.2 inneholder ikke data vedrørende litologi i reservoarsonen, matriks-sammensetning og poregeometri. Dette har vi derfor måttet bestemme selv. Vi har lagt vekt på å tilegne modellene en så enkel geologi som mulig. For alle modellene er det valgt en kvartssand med et visst leirinnhold, og det er blitt tilstredt en poregeometri sammensatt av sfæriske og oblate porer (der poreaspektforholdene er $\alpha = 1$ og $\alpha = 0.1$). De kalibrerte seismiske parametrene og bergartsparametrene er gitt i tabell 6.5 og 6.6. Det viser seg at dette gir en tilfredsstillende tilpasning til de gitte hastighets og tetthetsdata i tabell 6.1.

Reservoar m/porefyll	V_P , avvik [%]	V_S , avvik [%]	V_P/V_S	ρ , avvik [%]
34/8-3A - gass	3.006, 0.2	2.001, 0.1	1.502	2.183, 0.8
34/8-3A - olje	3.206	2.030	1.579	2.230
34/8-3A - vann	3.425	2.072	1.653	2.290
6305/7-1 - gass	2.752, 0.1	1.653, 0.2	1.665	2.207, 0.3
6305/7-1 - olje	2.932	1.663	1.763	2.260
6305/7-1 - vann	3.183	1.679	1.896	2.320
25/11-19S - gass	2.319, 3.4	1.204, 0.4	1.926	2.137, 0.6
25/11-19S - olje	2.385	1.193	1.999	2.220
25/11-19S - vann	2.496	1.177	2.121	2.300
25/11-15 - gass	2.634	1.649	1.597	1.940
25/11-15 - olje	2.812, 0.4	1.652, 0.1	1.702	2.094, 0.3
25/11-15 - vann	3.092	1.677	1.844	2.180
24/6-2 - gass	3.125, 0.8	1.820, 0.0	1.717	2.040, 2.9
24/6-2 - olje	3.155	1.784	1.768	2.150
24/6-2 - vann	3.253	1.763	1.845	2.230

Tabell 6.5: Kalibrerte data fra N2D. Verdier oppgitt med prosentvis relativ feil gjenspeiler reelle brønndata. Øvrige data er generert av N2D ved fluid-substitusjoner.

Brønn	Reserv b.a	Elast. par.	Eff. elast. par.	Poregeometri
34/8-3A	80% kvarts1 20% leire3	$k_{kv} = 38$ $\mu_{kv} = 44$ $\rho_{kv} = 2.65$ $k_{leir} = 12$ $\mu_{leir} = 8$ $\rho_{leir} = 2.5$	$k_{eff} = 8.29$ $\mu_{eff} = 8.55$ $\rho_{eff} = 2.18$	$\alpha_1 = 1.0$ $c(\alpha_1) = 0.18$ $\alpha_2 = 0.1$ $c(\alpha_2) = 0.82$
6305/7-1	66% kvarts2 34% leire1	$k_{kv} = 38$ $\mu_{kv} = 21$ $\rho_{kv} = 2.69$ $k_{leir} = 21$ $\mu_{leir} = 7$ $\rho_{leir} = 2.58$	$k_{eff} = 8.7$ $\mu_{eff} = 5.96$ $\rho_{eff} = 2.21$	$\alpha_1 = 1.0$ $c(\alpha_1) = 0.46$ $\alpha_2 = 0.1$ $c(\alpha_2) = 0.54$
25/11-19S	48% kvarts2 52% leire2	$k_{kv} = 38$ $\mu_{kv} = 21$ $\rho_{kv} = 2.69$ $k_{leir} = 10$ $\mu_{leir} = 3$ $\rho_{leir} = 2.58$	$k_{eff} = 7.16$ $\mu_{eff} = 3.13$ $\rho_{eff} = 2.14$	$c(\alpha_1) = 0.85676$ $c(\alpha_2) = 0.12820$ $c(\alpha_3) = 0.01282$ $c(\alpha_4) = 0.00200$ $c(\alpha_5) = 0.00020$ $c(\alpha_6) = 0.00002$
25/11-15	96% kvarts2 4% leire2	$k_{kv} = 38$ $\mu_{kv} = 21$ $\rho_{kv} = 2.69$ $k_{leir} = 10$ $\mu_{leir} = 3$ $\rho_{leir} = 2.58$	$k_{eff} = 8.95$ $\mu_{eff} = 5.71$ $\rho_{eff} = 2.09$	$\alpha_1 = 1.0$ $c(\alpha_1) = 0.52$ $\alpha_2 = 0.1$ $c(\alpha_2) = 0.48$
24/6-2	82% kvarts1 18% leire2	$k_{kv} = 38$ $\mu_{kv} = 44$ $\rho_{kv} = 2.65$ $k_{leir} = 10$ $\mu_{leir} = 3$ $\rho_{leir} = 2.58$	$k_{eff} = 10.91$ $\mu_{eff} = 6.75$ $\rho_{eff} = 2.04$	$\alpha_1 = 1.0$ $c(\alpha_1) = 0.90$ $\alpha_2 = 0.1$ $c(\alpha_2) = 0.10$

Tabell 6.6: Reservoarbergart, leirinnhold og poremodell. For brønn 25/11-19S har vi måttet velge en mer sammensatt poregeometri for bedre å tilfredsstille de gitte brønndata.

Dataene i tabell 6.5 og 6.6 er kalibrert ved å benytte differensiell effektiv medium teori (DEM, se avsnitt 4.3). Denne spredemodellen er adekvat i forhold til å kunne ta hensyn til overlapping mellom porevolumer, men vi kan støte på problemer ved direkte å kunne estimere effekter knyttet til fluidinnholdets innvirkning på de effektive seismiske parametrene. Det kan derfor være rimelig å benytte en hybrid modelleringsalgoritme. I denne blir de elastiske parametrene for det tørre bergartsskjelettet (vakuum i porevolumet) beregnet med DEM, for så å inkorporere disse inn i Biot+Gassmann modelleringsalgoritme som beregner fluideeffektene (se Johansen (1997)). I tillegg til DEM-modelleringene har vi gjort noen tilsvarende estimater med denne tilnærmingen. Forskjellene til de seismiske parametrene er størst for P-hastighetene (se tabell 6.7), mens for S-hastighetene er disse ulikhetene noe mindre. Avviket mellom de seismiske hastigheten vil i tillegg øke med økende innslag av flatere poregeometri.

Ved å sammenligne refleksjonskoeffisientplottene for de to kalibreringsprosessene (figur 7.8/7.15, og 7.12/7.16) viser det seg at utfallene i amplitudene og deres utvikling er relativt like, og i denne oppgavens sammenheng er det dermed ikke avgjørende om vi velger DEM modellering eller hybrid modellering.

6.3 Raytracing og seismogramgenerering

Siden S-bølger generelt ikke kan forplante seg gjennom væsker og gasser, er kilde og mottakere lagt i havbunnen slik at ikke vannlaget legger hinder for dennes bølgebane. Alle modelleringene er basert på en survey med *ett* skudd og 50 mottakere. Det er kun generert refleksjoner fra topp reservoar, og spikogrammet derfra er konvolvert med en Ricker-zero wavelet (30Hz). De resulterende gangtidskurvene er så NMO-korrigert i SU^1 ved en statistisk

¹Seismic Unix

<i>24/6-2 m/fluid</i>	V_P [km/s]	V_P avvik	V_S [km/s]	V_S avvik	ρ [g/cm ³]
DEM - gass	3.125		1.820		2.040
DEM/Biot - gass	3.093	32 [m/s]	1.810	10 [m/s]	2.040
DEM - olje	3.155		1.784		2.150
DEM/Biot - olje	3.104	51 [m/s]	1.777	7 [m/s]	2.150
DEM - vann	3.253		1.763		2.230
DEM/Biot - vann	3.187	66 [m/s]	1.754	9 [m/s]	2.230
<i>34/8-3A m/fluid</i>	V_P [km/s]	V_P avvik	V_S [km/s]	V_S avvik	ρ [g/cm ³]
DEM - gass	3.006		2.001		2.183
DEM/Biot - gass	3.019	13 [m/s]	1.989	12 [m/s]	2.180
DEM - olje	3.206		2.030		2.230
DEM/Biot - olje	3.119	87 [m/s]	1.972	58 [m/s]	2.240
DEM - vann	3.425		2.072		2.290
DEM/Biot - vann	3.275	150 [m/s]	1.954	118 [m/s]	2.300

Tabell 6.7: Hastigheter og tettheter generert med DEM og Hybrid modelleringer og avviket mellom dem.

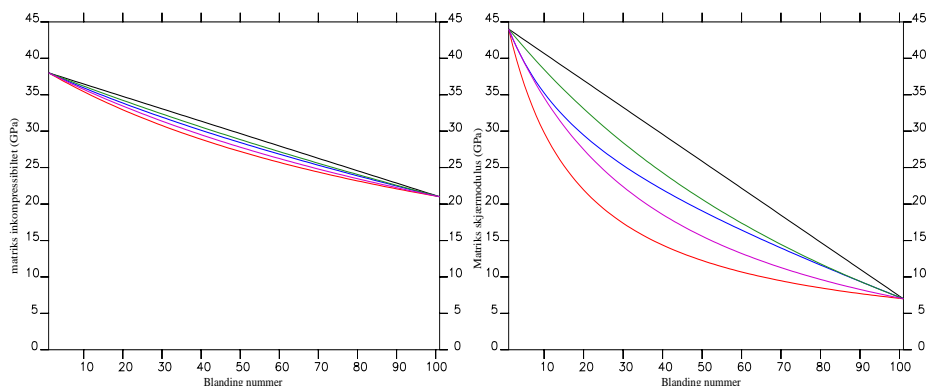
korreksjon der gangtidshyperbelen forskyves trase for trase, slik at registrerte signaler danner et horisontalt seismogram ved toveis gangtid for den normalt innfallende førsteinnsatsen. En slik NMO-korrigerer ekskluderer problemer knyttet til strekking av waveletene ved økende offset.

6.4 Problemstillinger knyttet til valg av modeller

I en syntetisk modelleringsprosess der en bergart skal konstrueres, er man nødt til å basere resonnementet på en eller annen form for algoritme for blanding av bergarter. Det er utviklet flere slike tilnærminger, og i figur 6.2 er fem presentert. Det synes klart fra figuren at valg av modell ikke gir et entydig resultat med tanke på seismiske hastigheter. Ved blanding av bergarter er det nødvendig å ta hensyn til orienteringen av lagene som settes sammen. Når lagene er horisontalt orientert (iso-stress) vil bergartens effektive elastiske

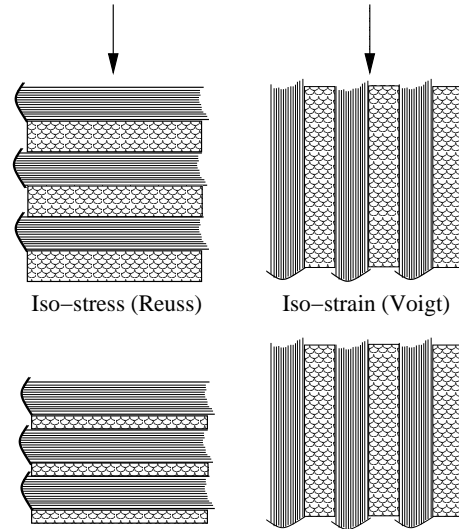
konstanter påvirkes forskjellig fra tilfeller der lagene er vertikalt orientert (iso-strain) (se figur 6.3).

I modelleringene utført i denne oppgaven er teorien basert på iso-stress (Reuss) antakelse benyttet. Ved deformasjon vil en slik lagpakke bli utsatt for en spenningsutjevning som resulterer i at lag med ulike fysiske egenskaper blir ulikt deformert. Ved iso-strain (Voigt) deformasjon vil alle lagene i lagpakken bli deformert likt, siden lagene med høyest inkompressibilitet gir større motstand mot deformasjon enn lagene med lavere inkompressibilitet (Johansen, 1997).

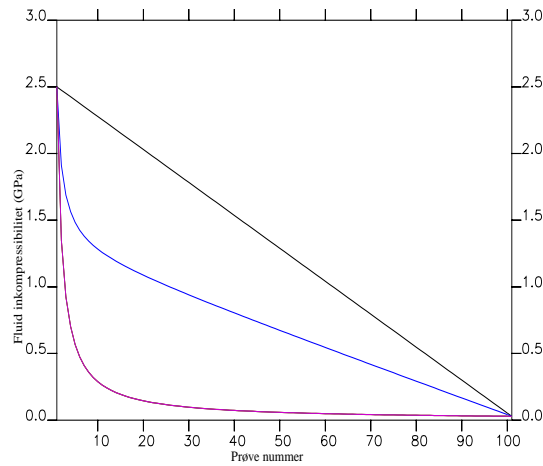


Figur 6.2: Inkompressibilitet og skjærfasthet for tilgjengelige blandeteorier i N2D: Sort er Voigt/iso-strain, rød er Reuss/iso-stress, blå er Hill/gjennomsnitt og grønn og lilla er øvre og nedre Hashin-Shtrikman.

For blanding av fluider finnes tilsvarende resonnerer (se figur 6.4), men i tillegg må en da også ta hensyn til poregeometri, fluidgeometri (ulike fluider okkuperer ulik poregeometri) og på hvilken måte gass opptrer i væske. En væske og gass kan blande seg ved 1) mekanisk blanding der gassen opptrer som bobler i væsken, 2) kjemisk oppløsning av fluidene eller 3) ublandete faser. Det siste tilfellet kan oppstå dersom oljefasen har nådd maksimal metning av gass. Ytterligere gassinnhold vil dermed danne en egen gassfase.



Figur 6.3: Iso-stress og iso-strain deformasjon. Før påtrykt spenning over og etter deformasjon under. “Bøkene” er stive og holder igjen mot å bli deformert, mens “svampene” derimot blir lett deformert.



Figur 6.4: Inkompressibilitet til et fluid for ulike blandeteorier. Sort er Voigt/iso-strain, Blå er Hill/gjennomsnitt og lilla er nedre Hashin-Shtrikman.

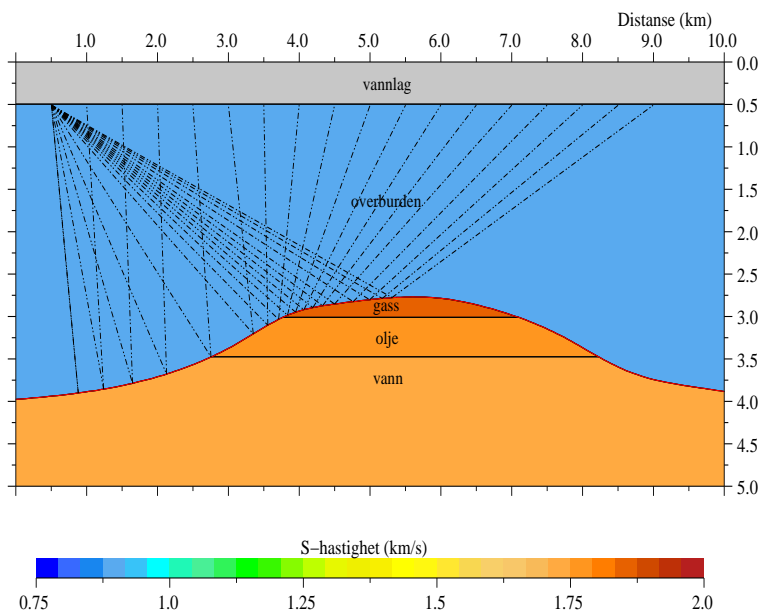
Kapittel 7

Analyse av modelleringer

7.1 Innledning

I diskusjonen rundt bruken av SH-bølgedata, de tilhørende refleksjonskoeffisienter og AVO-analyse, skal vi legge figur 7.1 til grunn som eksempel på en reservoarsone. Denne illustrasjonen har en geometri som ikke er sammenfallende med de modellene som er implementert i N2D, og derfor skal figuren kun nyttes i diskusjonen som et eksempel på en reservoarsone. Med dette som utgangspunkt, vil en på seismiske snitt kunne registrere betydelige forskjeller i reservoarets margin etterhvert som de ulike fluidfasene passerer. Dersom geologien er uforandret i reservoarsonen kan man ved overgangene mellom fluidene evaluere mulighetene for forskjellige fluidsoner. Vi vil vise og evaluere styrker og svakheter knyttet til SH-bølgerefleksjonen, både sett isolert og i kombinasjon med andre bølgetyper.

Typisk for reservoarbergarter er at et innhold av vann gir reservoaret en høyere effektiv inkompressibilitet og høyere effektiv tetthet enn hvis fluidet er gass eller olje. Dette resulterer i en forskjell i akustisk impedanse (ρV) som er størst i tilfellet med vann, mens den er minst i gasstilfellet. Den største forskjell i akustisk impedans mellom to lag i målsonen gir det største utslaget



Figur 7.1: Hypotetisk reservoarsoner.

på refleksjonskoeffisienten for normalt innfallende bølger. Dette kan blant annet sees i figur 7.8 for brønn 24/6-2, der $R_{PP,vann} > R_{PP,olje} > R_{PP,gass}$. En liknende trend kan ses for R_{SHSH} , men der er ulikheten mindre siden S-hastigheten ikke påvirkes i like stor grad av fluidsustitusjonene.

7.2 Tre gassreservoarer fra tre AVO-klasser

For diskusjonsgrunnlag av modellerte brønner har vi valgt ut tre gassreservoarer fra brønner med reservoarbetingelser som tilfredsstillter hver av de tre AVO-klassene (jfr. avsnitt 5.5).

- *Klasse 1 - brønn 24/6-2*, der den akustiske impedansen (ρV) til den gassfylte sanden er større enn for den omsluttende skiferen:

$$\rho_0 V_{P,0} = 6.11 < \rho_1 V_{P,1} = 6.51$$

- *Klasse 2 - brønn 6305/7-1*, der den akustiske impedansen (ρV) til den gassfylte sanden er tilnærmet lik den omsluttende skiferen:

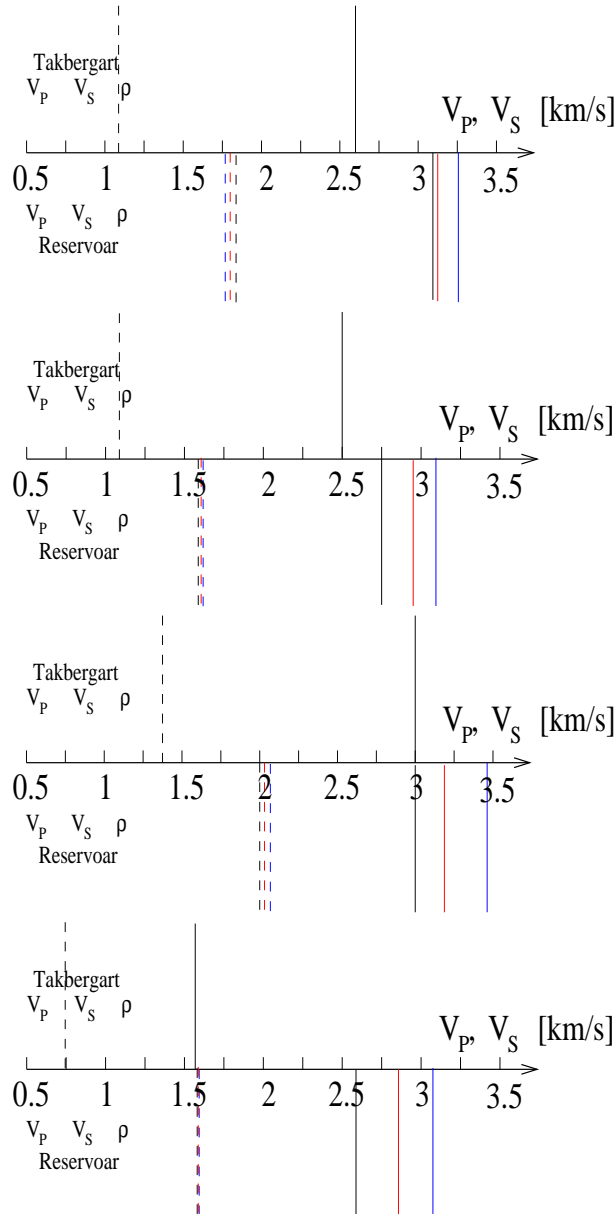
$$\rho_0 V_{P,0} = 5.95 \approx \rho_1 V_{P,1} = 6.05$$

- *Klasse 3 - brønn 34/8-3A*, der den akustiske impedansen (ρV) til den gassfylte sanden er mindre enn for den omsluttende skiferen:

$$\rho_0 V_{P,0} = 7.50 > \rho_1 V_{P,1} = 6.60$$

Endring i AVO-responsen avhenger mye av endring i hastigheter over den grenseflaten som vi studerer, og da også V_P/V_S -forholdet. I figur 7.2 kan en se hvordan de kalibrerte hastighetene fra disse tre reservoarsonene endrer seg med porefluid. Hovedtrenden er at P-hastighetene endrer seg mer enn S-hastighetene, noe som forventes ved endring i porefluid. I de neste avsnittene skal vi gå nærmere inn på mekanismer som står bak disse forandringene, og studere signaturen til AVO-responsen for de forskjellige porefluidsubstitusjonene.

Figur 7.7 til 7.14 viser traseplott og AVO-signatur for de tre gassreservoarene og oljereservoaret. Traseplottene viser de 50 første trasene. Dette tilsvarer innfallsvinkler fra 0° til om lag 60° , avhengig av reservoardyp. For de modellerte reservoarene inkluderes dermed alle faseskiftene, bortsett fra for oljesonen i 34/8-3A der faseskiftet først kommer på ca $68^\circ \approx 6200$ meter (se figur 7.11 og 7.12). Reflektorene internt i reservoaret, på grunn av endring i fluidfase, blir diskutert i avsnitt 7.7. Foruten endring i fluidet, skal vi også se nærmere på andre faktorer som porøsitet, leirinnhold og poregeometri, og den innvirkning dette har på refleksjonskoeffisientene og AVO-analysen til SH-bølgene.



Figur 7.2: Hastighetskontraster over topp reservoar. Brønn 24/6-2 er øverst, 6305/7-1 er nummer to, 34/8-3A er nummer tre og 25/11-15 er nederst. Stiplede linjer er S-hastigheten og heltrukne er P-hastigheten. Fargekodene i reservoarsonen er svart=gass, rød=olje og blå=vann.

7.2.1 En gassførende klasse 1 sand - Brønn 24/6-2

Brønn 24/6-2 er fra et reservoar inneholdende både gass og olje. Begge sonene har et visst vanninnhold, og dette vannets fluidparametere har blitt benyttet til å komplimentere den hypotetiske reservoarsonen (figur 7.1). Reservoarmarginen gir dermed grunnlag for å undersøke de ulike porefluidene, samt overgangene mellom dem. Når vi sammenligner P-hastighetene og S-hastighetene i denne illustrasjonen, kan vi konstatere en prosentvis større forskjell mellom hastighetene i takbergarten og reservoaret for S-hastighetene enn for P-hastighetene ved endring i porefluid. Dette legger grunnlaget for en kraftigere kontrast over grenseflaten, og dermed en sterkere amplitude til SH-bølgene ved normal innfallsvinkel. I figur 7.8 er disse $R_{SHSH,gass}(j=0) \approx 0.17$, $R_{SHSH,olje}(j=0) \approx 0.18$ og $R_{SHSH,vann}(j=0) \approx 0.19$.

Figur 7.7 viser seismiske traseplott, og figur 7.8 viser de tilhørende refleksjonskoeffisientene fra henholdsvis gass-, olje- og vann-sonen. Refleksjonskoeffisientplottene viser ikke fasen til signalet (negativ eller positiv amplitude), siden den benyttede fortegnskonvensjonen kun viser verdier for R mellom null og en. Signalets fase kan istedenfor studeres på traseplottene (figur 7.7), der positiv amplitude er svarte wiggles og negativ er hvite.

Substitusjon fra gass til vann og til olje medfører i dette tilfellet en økning i den akustiske impedansen på grunn av at P-hastigheten og den effektive tettheten øker. S-hastigheten har en liten reduksjon, noe som skyldes at når den effektive tettheten øker, så vil uttrykket for S-hastigheten avta (jfr. ligning 4.10). I 24/6-2 er poregeometrien kalibrert til 90 prosent sfæriske og 10 prosent oblate med aspektforhold lik 0.1 (se tabell 6.6). Ved større innslag av flatere porer vil S-hastigheten bli påvirket noe annerledes enn i dette tilfellet. Poregeometri sammensatt av mer flate porer er lettere å deformere enn mer sfærisk poregeometri, og siden gass har lav inkompressibilitet, vil den resulterende flatttrykningen øke relativt til hva som vil skje ved et eventuelt væskeinnhold. Vi skal senere se at S-hastigheten derfor også kan øke ved

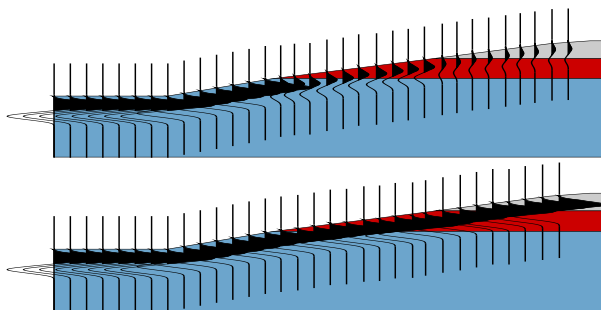
overgang fra gass til væske.

Topp reservoar viser for R_{PP} en noe svak $R_{0,gass}$, mens $R_{0,vann}$ og $R_{0,olje}$ (alle ved normal innfallsvinkel) er tydelig kraftigere. R_{SHSH} viser derimot en mye kraftigere R_0 for alle fluidfasene, og den innbyrdes ulikheten mellom fasene er liten.

I tilfellet for R_{PSV} er $R_0 = 0$ i alle tilfeller, siden ingen konvertering fra P- til SV-bølger (og omvendt) skjer ved normalt innfallende bølge. For innfallsvinkler mindre enn faseskiftet er amplituden lite påvirkelig ovenfor fluidendring, men ved fjernere offset viser R_{PSV} en noenlunde lik følsomhet (og til en viss grad lik trend) som R_{PP} ved at de interne avvikene mellom fluidene er nokså samsvarende. AVO-analysen til PSV-refleksjonen er dermed mest interessant for data med store innfallsvinkler. Det samme gjelder for de andre modellerte reservoarene, og R_{PSV} diskuteres derfor ikke i de neste avsnittene.

Ved å se på trendene til R_{PP} , R_{PSV} og R_{SHSH} med hensyn på økende innfallsvinkel, er det lett å se at R_{SHSH} er minst følsom for fluidsustitusjonene. Denne observasjonen legger grunnlaget for den videre diskusjonen.

Når disse observasjonene tilegnes den hypotetiske reservoarmodellen i figur 7.1, kan vi drøfte signaturen i reservoarets margin ved overgangene mellom fluidsekvensene. For både oljefasen og gassfasen får R_{PP} faseskift ved henholdsvis $i \approx 26^\circ$ og $i \approx 19^\circ$, mens for vannfasen er faseskift fraværende. Vi vil dermed kunne se dim-out effekter ved olje- og gassfasen i et ferdig prosessert P-bølgeseismogram, mens for vannfasen vil det vises en positiv amplitudeanomali. Et SH-bølgeseismogram vil derimot vise tilnærmet like signaturer for alle tre fasene, og det er dermed vanskelig å skille de fra hverandre. Figur 7.3 viser skjematisk hvordan signalene kan se ut etter stacking (tenkt situasjon). P-bølgeamplituden blir svakere mens amplituden til SH-bølgene bevares ved overgangene mellom fluidsekvensene. Styrken til SH-bølgerefleksjonene ligger derfor her i kombinasjon med P-bølgerefleksjonene. Gjennom modelleringsprosessen har vi antatt at hele reservoarsonen består



Figur 7.3: Skisse over dim-out effekter fra P-bølgerrefleksjoner (over) og den tilsvarende SH-bølgerrefleksjoner (under) som resultat av varierende fluidinnhold.

av en type matriks, konstant poregeometri og konstant porøsitet. Overgangene mellom fluidfasene er derfor kun avhengig av fluidets innvirkning på de effektive seismiske parametrene. Dette gjelder også for de neste modellerte reservoarene.

7.2.2 En gassførende klasse 2 sand - Brønn 6305/7-1

Diskusjonen av modellene i dette tilfellet tilsvarer på mange måter diskusjonen til reservoaret i brønn 24/6-2. De største forskjellene ligger i kalibreringen av matriks (mer leirinnhold) og poregeometrien (mindre sfæriske porer). I tabell 6.5 ser vi at S-hastigheten øker litt fra gassfasen til væskefasene. Dette er et direkte resultat av at porer med lavere aspektforhold (her $\alpha = 0.1$) som inneholder gass, lettere lar seg deformere enn tilsvarende poregeometri med væske. Det sees tydelig i AVO-plottene i figur 7.10, at R_{SHSH} er lite påvirket av fluidendringene. Den sterke refleksjonskoeffisienten til $R_{0,SHSH}$ til de tre fluidfasene er igjen et resultat av en prosentvis større forskjell mellom S-hastighetene og overburden, enn mellom P-hastighetene og overburden.

Ulikhetene fluidfasene imellom for P-bølgene, resulterer i store forskjeller knyttet til endring i faseskiftene i P-bølgenes AVO-analyse. En pre-stack traseanalyse vil derfor kunne være til stor nytte. Hvis vi som eksempel tar

for oss vannfasens AVO-plott for P-bølgene, ser vi at denne ikke har noen fase-skift. Dette vil gjennom stackingprosessen resultere i en positiv amplituderespons, men det er umulig å si noe om utviklingen til refleksjonskoeffisientene (økende eller avtakende amplitude) med hensyn på offset, derunder også verdien til refleksjonskoeffisienten ved null offset.

For 6305/7-1 finnes det ikke tilgjengelige tetthets- og inkompressibilitetsdata for olje. Derfor har vi benyttet en av defaultverdiene i N2D der $k = 1.4 \text{ GPa}$ og $\rho = 0.86 \text{ g/cm}^3$ slik at vi kan komplementere den hypotetiske reservoarsonen.

7.2.3 En gassførende klasse 3 sand - Brønn 34/8-3A

Når vi ser på hastighets- og tetthetsdata for reservoaret fra denne brønnen i tabell 6.5, kan vi konstatere de avvikende verdiene sammenlignet med de andre brønnene: P-hastigheten er identisk i takbergart og reservoarbergart, og de tilhørende tetthetene har størst innbyrdes forskjell. Gjennom kalibreringsprosessen har denne reservoarsonen sammenlignet med reservoarene i de andre brønnene, blitt tilegnet den minst sfæriske poregeometrien, med 82 prosent oblate og 18 prosent sfæriske porer.

Vi ser i figur 7.12 refleksjonskoeffisienter som funksjon av økende innfallsvinkel. For de tre porefluidene ser vi at i tilfellene for P-P og P-SV refleksjonene en betydelig endring ved endring i porefluid, mens i tilfellet for SH-SH er dette mindre markant. Dette gassførende reservoaret skiller seg også klart fra de andre ved at P-bølgen i gass-sonen har en sterk negativ fase for alle innfallsvinkler. I definisjonen til en slik gassførende klasse 3 sand har vi sett (avsnitt 5.5) at ved stacking vil denne få en negativ amplitudeanomali, og ingen dim-out effekter vil oppstå.

7.2.4 Et oljeførende reservoar - Brønn 25/11-15

Blant de tilgjengelige brønndata er dette den eneste brønnen som primært er fra et oljeførende reservoar. I figur 7.13 og 7.14 konstaterer vi at amplitudene ved topp reservoar er omkring dobbelt så sterke sammenlignet med de tidligere diskuterte reservoarene. Denne styrkeforskjellen i amplitude henger sammen med den enda større hastighetskontrasten mellom takbergart og reservoar (se figur 7.2).

Dette reservoaret har en porøsitet på 30 prosent, og det er en høyere verdi enn i de foregående eksemplene. Leirinnholdet er kalibrert til fire prosent, og det er den laveste tilegnete verdi for leirinnhold. Som vi skal se i avsnittene 7.4 og 7.5, har endring i porøsitet og leirinnhold betydelig innvirkning på refleksjonskoeffisienten, og disse parametrene er knyttet til hverandre på den måten at økende porøsitet gir avtakende leirinnhold.

Når vi bytter ut oljeinnholdet med henholdsvis gass og vann, ser vi den samme oppførselen i amplitudeutvikling som tidligere (hvis vi ser bort fra 34/8-3A). Vannsubstitusjonen resulterer i den sterkeste amplituden for både R_{PP} og R_{SHSH} , mens gass-substitusjonen gir den svakeste. Hvis vi sammenligner amplitudesignaturene med reservoaret fra 24/6-2 (AVO-klasse 1), kan vi se likheter mellom R_{PP} for gass-sekvensene. Et stacket P-bølgeseismogram vil således gi et noenlunde likt resultat. Når vi derimot inkluderer R_{SHSH} ser vi klare ulikheter. Her kan det dermed synes nyttig å studere R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet. Dette diskuteres ytterligere i avsnitt 7.3.

Brønn 25/11-15 ligger veldig nær brønn 25/11-19S (se kart i tillegg C). Ut i fra tabell 6.1 til 6.4 kan det se ut til at disse reservoarsonene består av samme takbergart, mens litologiske parametere og elastiske fluidparametere i reservoarsonen endres. Det er særlig stor forskjell i porøsiteten. Temperatur og poretrykk er tilnærmet like. En grunn til at 25/11-19S er gassførende og 25/11-15 er oljeførende, kan være at den første ligger 18 meter høyere enn den andre. Dette tyder på at de kan stamme fra det samme reser-

voaret, men at brønn 25/11-15 kun penetrerer oljesonen. Videre i analysen har vi valgt å holde 25/11-19S utenfor, da denne har vist seg vanskelig å tilegne en enkel poregeometri som kan tilfredsstillende de seismiske parametrene i kalibreringsprosessen ved å anta en litologi av skifrig kvartssand. Det høye V_P/V_S -forholdet i reservoarsonen (2.00) tyder også på at dette nødvendigvis ikke består av en skifrig kvartssand. Vi har likevel valgt å tilegne 25/11-15 en slik litologi, da denne har et V_P/V_S -forhold lik 1.7.

7.3 R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet

Når vi ser på refleksjonskoeffisientplottene fra de foregående avsnittene, kan vi lett konstatere at R_{PP} er mer påvirkelig ovenfor endringer i fluidinnhold enn R_{SHSH} . Reservoarets effektive seismiske egenskaper (V_P^*, V_S^*, ρ^*) er sammensatt av fluidets og matriksens egenskaper. Siden S-hastigheten penetrerer bergartskjelettet og ikke fluidet, endres dermed R_{SHSH} kun som et resultat av forandring i mediets effektive tetthet når matriksen holdes konstant.

Amplitudesignaturen til et signal over en grenseflate som funksjon av offset, er en direkte følge av kontrastvariasjoner mellom reservoarbergart og takbergart (jfr. kapittel 5). Som en analog til teori og undersøkelser ved bruk av V_P/V_S -forholdet, kan det derfor være av interesse å undersøke R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet.

Amplituden til $R_{0,SHSH}$ ligger for de tre gassreservoarene, i alle fluidfasene, mellom $R \approx 0.12$ til $R \approx 2.0$ (figur 7.8, 7.10 og 7.12). De innbyrdes amplitudeavvikene mellom fluidene er mindre enn 0.5, trendene til amplitudene med økende offset er tilnærmet like, og variasjonene i faseskiftenes innfallsvinkel er marginale. Signaturen til R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet vil, for de tre reservoarene og deres fluidfaser, avhenge av den opprinnelige amplitudesignaturen til R_{PP} . Når R_{PP} er null (P-bølgenes faseskift) vil R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet også være null, og når R_{SHSH} går mot null, går R_{PP}/R_{SHSH} -

forholdet mot uendelig. I det punktet vises “spikene” i figur 7.17. Legg merke til at den horisontale akse viser offset istedenfor innfallsvinkel. Sifrene som benyttes til R_{PP} og R_{SHSH} er generert i N2D, og siden dette er diskrete verdier som beskriver refleksjonskoeffisientene som funksjon av innfallsvinkel, vil ikke R_{SHSH} være nøyaktig lik null. Generelt kan vi si at spiken vokser mot uendelig når antall genererte verdier for R_{SHSH} går mot uendelig. Av interesse i denne oppgaven er verdier til R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet som ligger innenfor en offset mindre enn disse spikene, og der skiller fluidfasene seg klart fra hverandre i R_{PP}/R_{SHSH} -plottene. For gassførende sander fra AVO-klassene 1 og 2 (24/6-2 og 6305/7-1), gir R_{PP}/R_{SHSH} verdier for gass, olje og vann på henholdsvis ~ 0.01 , ~ 0.025 og ~ 0.5 ved normalt innfallende bølger. Gass-sanden fra brønn 34/8-3A (AVO-klasse 3) skiller seg fra disse ved at olje- og gassfasen er positive, mens vannfasen er negativ.

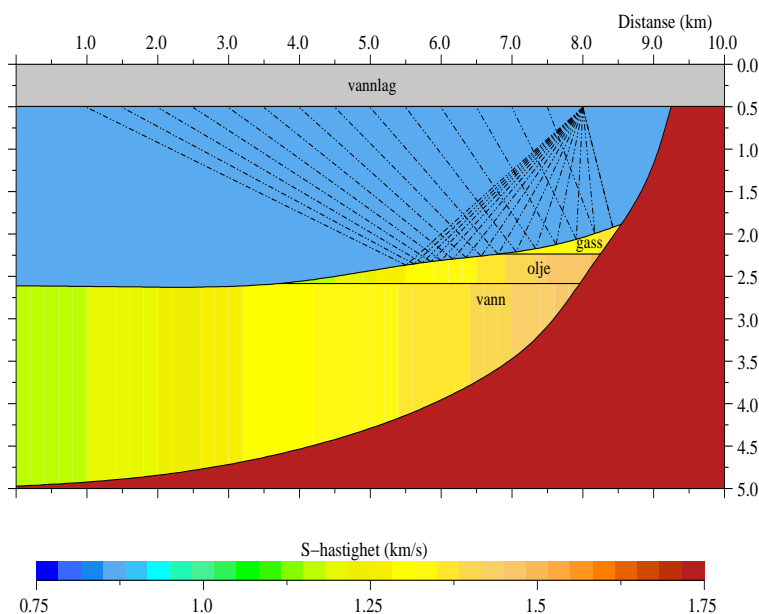
Oljereservoaret (25/11-15) viser store likheter til gass-sandene fra AVO-klasse 1 og 2, og deres fluidsustitusjoner. Siden oljesustitusjonene i klasse 1 og 2 er relativt lik oljefasen i 25/11-15, kunne det være interessant å undersøke hvorvidt denne verdien til R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet ved null offset (~ 0.025) er konsistent med andre oljereservoarer med tilsvarende litologi, og om denne antakelsen også kan gjelde for gass- og vannfasen. Siden det ikke er ytterligere brønndata til rådighet, og på grunnlag av data og modelleringer av klasse 1 og 2, kan derfor følgende antakelse virke rimelig:

Hydrokarbonreservoarer der litologien består av skifrige kvartssander, med skifer som takbergart, og den akustiske impedansen til reservoaret er større eller lik den akustiske impedansen til den omsluttende skiferen, har R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet verdier ved null offset for vann ≈ 0.01 , for olje ≈ 0.025 og for gass ≈ 0.5 .

Disse konsekvente likhetene kan ikke videreføres til R_{PP}/R_{SHSH} -signaturen ved P-bølgenes sekundære faseskift og de tilhørende innfallsvinklene. Her strekker likhetene seg til klasse 2 reservoaret og oljereservoaret.

7.4 Effekter relatert til leirinnhold

Vi skal betrakte en hypotetisk modell som inneholder et gassfylt reservoar, men som også har lateralt varierende leirinnhold i reservoarsonen (se figur 7.4). Varierende leirinnhold har betydelig innvirkning på en bergarts effektive elastiske egenskaper, og dermed også de seismiske egenskapene. Kun et lite innslag av leire har en bløtningseffekt på kvartsmatriksen, og dette resulterer i avtakende hastigheter som funksjon av økende leirinnhold (se figur 7.18). Det er også en sammenheng mellom leirinnhold og porøsitet, hvor avtakende porøsitet generelt gir en økning i leirinnhold (Kanestrøm, 1995) (se avsnitt 7.5).



Figur 7.4: Hypotetisk reservoargeometri med lateralt varierende leirinnhold i reservoarsonen.

Eastwood & Castagna (1987) har sammenlignet enkle modeller med laborieredata og foreslått at det er en avhengighet mellom P- og S-hastighet og porøsitet, poregeometri og konsentrasjon av inklusjoner og deres poregeometri. De har gjennom undersøkelser av skifrig kvartssand (noenlunde

tilsvarende benyttet i denne oppgaven) foreslått at leirinnholdet mest sannsynlig er av større viktighet enn poregeometri, men P-hastighet og S-hastighet er to til fem ganger så sensitiv ovenfor endringer i porøsitet enn endringer i leireinnhold (avhengig av leirens elastiske egenskaper). Graden av innvirkning disse litologiske parametrene har på de seismiske hastighetene kan dermed skjematisk fremstilles slik:

$$\text{porøsitet} \longrightarrow \text{leirinnhold} \longrightarrow \text{poregeometri}$$

Figur 7.18 er laget på grunnlag av estimerte seismiske parametere fra tabell 7.1 og 7.2. Det er kun matiksmodellen som er endret, de andre parametrene er holdt konstante.

Leirinnhold [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	ρ [g/cm ³]
<i>34</i>	<i>2.725</i>	<i>1.653</i>	<i>2.207</i>
30	2.803	1.685	2.209
25	2.878	1.733	2.214

Tabell 7.1: Brønn 6305/7-1: Varierende leirinnhold i matiks og tilhørende estimerte seismiske parametere. Data i kursiv er originale verdier.

Leirinnhold [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	ρ [g/cm ³]
<i>18</i>	<i>3.125</i>	<i>1.820</i>	<i>2.040</i>
23	2.906	1.668	2.037
28	2.729	1.549	2.034

Tabell 7.2: Brønn 24/6-2: Varierende leirinnhold i matiks og tilhørende estimerte seismiske parametere. Data i kursiv er originale verdier.

Når vi sammenligner R_{PP} og R_{SHSH} for leirinnhold i disse brønnene er det iøyenfallende ulikheter knyttet til innfallsvinkelen til signalenes faseskift. R_{PP} har faseskift mellom ca. 9° og 19° , avhengig av leirinnhold. R_{SHSH} har derimot nesten ingen endring i vinkelen til faseskiftet ($\pm 1^\circ$). Utover dette er det en innbyrdes større forskjell mellom refleksjonskoeffisientgrafene til reservoaret i brønn 24/6-2 enn 6305/7-1. Årsaken til dette kan illustreres ved å se på intervallet i øverste delfigurer i figur 7.18 som avgrenses av de stiplede linjene. For 24/6-2 er gradientene til de seismiske parametrenes grafer brattere

enn for 6305/7-1. Dette skyldes blant annet at modellerte matriksmodeller for 24/6-2 i utgangspunktet inneholder mer kvarts enn 6305/7-1 og vil dermed i vårt tilfelle ha et høyere matriksmodellnummer (nummer 73 til 83 mot 67 til 76). En ren kvartssand vil for bare et lite innslag av leirinnhold vise brattere avtakende kurver til de seismiske parametrene for lavt leirinnhold enn for høyt, hvorpå de etterhvert flater noe ut. Det er en kombinasjon av flere faktorer som påvirker denne gradienten, men den diskusjonen ligger utenfor oppgavens rammenevilkår.

Hvis en ser på R_{PP} og R_{SHSH} i figur 7.10 og 7.18 er det noenlunde samsvar når vi betrakter endring i amplitude og faseskift til R_{SHSH} , og det kan derfor synes vanskelig å skille AVO-analyse til fluidsustitusjonen fra AVO-analysen til leirinnholdet når vi betrakter innsamlede SH-bølgedata.

7.5 Effekter relatert til porøsitet

P-hastighet, S-hastighet og V_P/V_S -forholdet er alle avhengige av porøsitet. Når vi skal diskutere endringer i AVO-responsen som funksjon av endring i porøsitet, tar vi igjen utgangspunkt i reservoarene fra brønnene 6305/7-1 og 24/6-2. Den gjennomgående trenden er at S-hastighet, P-hastighet og tetthet minker med økende porøsitet, men de avtakende gradientene er ulike. VelRock er benyttet til å endre på porøsiteten, og estimerte seismiske parametere er for 6305/7-1 presentert i tabell 7.3, og for 24/6-2 i tabell 7.4.

Siden amplituden til R_{SHSH} bestemmes ved kontrasten mellom de to tilsluttede medias S-hastighet og tetthet, vil responsen til refleksjonskoeffisienten ved normalt innfallende SH-bølge ($R_{0,SHSH}$) endres betydelig for de ulike porøsitetsverdiene. I figur 7.19 ser vi AVO-signaturen for forskjellige porøsitetsverdier. For begge reservoarene endres amplituden til R_{PP} ved normal innfallsvinkel om lag 0.20 for et intervall av porøsitetsverdier på 15 prosent. Vi registrerer en tilsvarende likhet for R_{SHSH} .

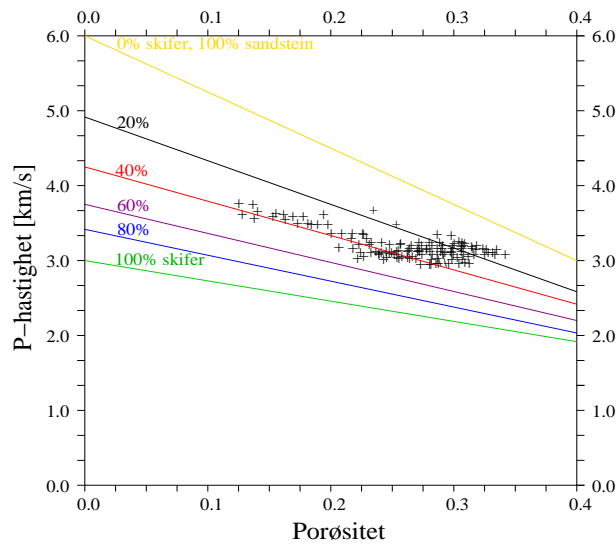
Porøsitet [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	V_P/V_S	ρ [g/cm ³]
12.5	3.200	1.844	1.735	2.37
15.0	3.041	1.777	1.711	2.32
17.5	2.891	1.711	1.690	2.26
<i>20.0</i>	<i>2.748</i>	<i>1.644</i>	<i>1.651</i>	<i>2.21</i>
22.5	2.611	1.578	1.655	2.15
25.0	2.480	1.512	1.640	2.09
27.5	2.355	1.446	1.629	2.04

Tabell 7.3: Brønn 6305/7-1: Endring i de seismiske parametrene som funksjon av endring i porøsitet. Data i kursiv er identisk med kalibrerte data fra tabell 6.5.

Porøsitet [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	V_P/V_S	ρ [g/cm ³]
17.5	3.318	1.939	1.711	2.22
20.0	3.295	1.900	1.734	2.16
22.5	3.210	1.860	1.726	2.10
<i>25.0</i>	<i>3.125</i>	<i>1.820</i>	<i>1.717</i>	<i>2.04</i>
27.5	3.041	1.779	1.709	1.98
30.0	2.956	1.737	1.702	1.92
32.5	2.872	1.695	1.694	1.86

Tabell 7.4: Brønn 24/6-2: Endring i de seismiske parametrene som funksjon av endring i porøsitet. Data i kursiv er identisk med kalibrerte data fra tabell 6.5.

Vi har sett at porøsitet og varierende sand/skifer-forhold har stor innvirkning på AVO-responsen. I tillegg har disse litologiske parametrene i mange tilfeller en sammenheng ved at økende porøsitet impliserer avtakende leirinnhold. Det er derfor av interesse å undersøke refleksjonskoeffisienten som funksjon av både leirinnhold og porøsitet. Ved å sammenligne reservoarsonene fra brønn 6305/7-1 og 24/6-2 med litologimodell fra Kanestrøm (1995) (se figur 7.5), kan vi stadfeste at disse reserovoarene har leirinnhold i noenlunde tilsvarende porøsitetsintervall (henholdvis $C=34\%/Φ=20\%$ og $C=18\%/Φ=25\%$).



Figur 7.5: Observert P-hastighet som funksjon av porøsitet og leirinnhold (skifer). Modifisert fra Kanestrøm (1995).

Ved å velge noen matriksmodeller som tilfredsstiller leirinnhold og porøsitetsverdier i tilhørende intervall, jamfør figur 7.5, kan vi tilnærmet illustrere effekter på refleksjonskoeffisientplottene der begge parametrene inkluderes (se figur 7.20).

Tabell 7.5 og 7.6 viser kalkulerte seismiske parametere for noen valgte verdier av leirinnhold i matriks og porøsitet. Ved å studere figur 7.5 ser vi at for porøsitetsverdier større enn om lag 20 prosent, danner verdiene for P-hastighetene en tilnærmet horisontal linje ved $V_P \approx 3.0$. Denne trenden er tilsyne-

Leirinnhold [%]	Porøsitet [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	ρ [g/cm ³]
<i>34</i>	<i>20.0</i>	<i>2.752</i>	<i>1.653</i>	<i>2.21</i>
32	22.5	2.637	1.595	2.15
30	25.0	2.531	1.546	2.10
28	27.5	2.428	1.496	2.04

Tabell 7.5: Brønn 6305/7-1 gass-sonen: Hastigheter og tettheter beregnet for varierende leirinnhold (C) og porøsitet (Φ). Data i kursiv er originale verdier.

Leirinnhold [%]	Porøsitet [%]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	ρ [g/cm ³]
<i>18</i>	<i>25.0</i>	<i>3.125</i>	<i>1.820</i>	<i>2.04</i>
20	22.5	3.115	1.793	2.10
22	20.0	3.110	1.769	2.16
24	17.5	3.111	1.748	2.22

Tabell 7.6: Brønn 24/6-2 gass-sonen: Hastigheter og tettheter beregnet for varierende leirinnhold (C) og porøsitet (Φ). Data i kursiv er originale verdier.

latende lik for P-hastigheten i 24/6-2, mens i 6305/7-1 er P-hastigheten avtakende for økende leirinnhold og porøsitet. Modellen fra Kanestrøm (1995) er kalkulert ved bruk av Kuster-Toksöz spredemodell, og denne har best holdbarhet for sfærisk poregeometri. Modelleringene i dette kapittelet (DEM spredemodell) er derfor ikke helt sammenlignbare med verdiene i figur 7.5. Verdiene derfra er derfor kun benyttet som eksempel på kombinasjoner av leirinnhold og porøsitet.

Siden 6305/7-1 har et større innhold av oblate porer ($\alpha = 0.1$), vil hastighetene påvirkes kraftigere enn ved større innhold av sfæriske porer. 24/6-2 har en kalibrert poregeometri med hele 90 prosent sfæriske porer, og dermed er dennes seismiske parametere fra tabell 7.6 mer sammenlignbare med figur 7.5 enn tilfellet er for 6305/7-1 der P-hastigheten er betydelig lavere i oppgavens kalibreringer enn i Kanestrøm. Dette gjenspeiles i refleksjonskoeffisientplottene i figur 7.20, der det lille avviket mellom grafene til 24/6-2 skyldes den “opphevende” effekten leirinnholdet og porøsiteten har på de seismiske parametrene. De større avvikene mellom grafene for 6305/7-1 illustrerer at poregeometrien er en ganske dominerende faktor ved kalkulering av

seismiske hastigheter. Denne trenden vises for både R_{PP} og R_{SHSH} .

7.6 Effekter relatert til poregeometri

De fire reservoarsonene fra avsnitt 7.2 har det til felles at de alle har en kalibrert poregeometri bestående av sfæriske og oblate porer, men der konsentrasjonen av de to poregeometriene varierer reservoarene imellom. Det kan derfor være nyttig å undersøke hvordan R_{PP} , R_{PSV} og R_{SHSH} reagerer på endring i poregeometri, fra helt sfærisk ($\alpha = 1$) til oblat ($\alpha = 0.1$). For visualisering har vi benyttet reservoaret fra brønn 34/8-3A. Alle parametere er beholdt konstante mens poregeometrien er endret.

Porefyll	$c(\alpha)$, $\alpha_1 = 1$ og $\alpha_2 = 0.1$	V_P [km/s]	V_S [km/s]	V_P/V_S	ρ [g/cm ³]
Gass	$c(\alpha_1) = 0$ $c(\alpha_2) = 1$	2.812	1.864	1.509	2.180
Olje	$c(\alpha_1) = 0$ $c(\alpha_2) = 1$	3.050	1.930	1.580	2.230
Vann	$c(\alpha_1) = 0$ $c(\alpha_2) = 1$	3.298	1.984	1.662	2.290
<i>Gass</i>	$c(\alpha_1) = 0.18$ $c(\alpha_2) = 0.82$	<i>3.006</i>	<i>2.001</i>	<i>1.502</i>	<i>2.183</i>
<i>Olje</i>	$c(\alpha_1) = 0.18$ $c(\alpha_2) = 0.82$	<i>3.206</i>	<i>2.030</i>	<i>1.579</i>	<i>2.230</i>
<i>Vann</i>	$c(\alpha_1) = 0.18$ $c(\alpha_2) = 0.82$	<i>3.425</i>	<i>2.072</i>	<i>1.653</i>	<i>2.290</i>
Gass	$c(\alpha_1) = 0.60$ $c(\alpha_2) = 0.40$	3.529	2.282	1.546	2.180
Olje	$c(\alpha_1) = 0.60$ $c(\alpha_2) = 0.40$	3.625	2.289	1.584	2.230
Vann	$c(\alpha_1) = 0.60$ $c(\alpha_2) = 0.40$	3.739	2.294	1.630	2.290
Gass	$c(\alpha_1) = 1$ $c(\alpha_2) = 0$	4.131	2.603	1.587	2.180
Olje	$c(\alpha_1) = 1$ $c(\alpha_2) = 0$	4.108	2.527	1.626	2.230
Vann	$c(\alpha_1) = 1$ $c(\alpha_2) = 0$	4.100	2.538	1.615	2.290

Tabell 7.7: Brønn 34/8-3A: Oversikt over hvordan de seismiske parametrene endres med varierende poregeometri. Data i kursiv er originale verdier.

En generell iakttagelse er at både P-hastighet og S-hastighet øker med økende innslag av sfæriske porer (se figur 7.21). Grunnen til dette er at materialet både blir mer inkompressibelt og det får høyere skjærfasthet. Ulikhetene mellom fluidfasene skyldes at gass er fasen med lavest inkompressibilitet, noe som medfører at poregeometri med aspektforhold mindre enn $\alpha = 1$ lettere vil la

seg deformere enn dersom porene var fylt med væsker. Ved kun sfærisk poregeometri vil poreformen i seg selv være motstandsdyktig mot deformasjon, og fluidinnholdet har liten eller ingen betydning. Igjen ser vi at S-hastigheten ikke påvirkes i særlig stor grad av type fluidinnhold.

Poissons forhold (σ) er en parameter som er betegnende for formforandring. Som beskrevet i avsnitt 5.4 er dette forholdet for isotrope materialer et tall mellom 0 og 0.5, hvor 0.5 betegner en ren væske eller gass, og nærmere 0 for mer svampaktige materialer. For de tre undersøkte gassreservoarene og oljereservoaret, har vi regnet ut Poissons forhold ved hjelp av ligning 5.1. Dette er presentert i tabell 7.8.

	24/6-2	6305/7-1	34/8-3A	25/11-15
Takbergart	0.38	0.38	0.36	0.44
Reservoar med:				
Gass	<i>0.24</i>	<i>0.21</i>	<i>0.10</i>	0.18
Olje	0.26	0.26	0.16	<i>0.24</i>
Vann	0.29	0.30	0.21	0.29

Tabell 7.8: Poissons forhold til de fire undersøkte reservoarene. Data i kursiv er med originalt porefluid.

Hvis vi sammenligner σ med kalibrert poregeometri, ser vi at ved økende innslag av sfæriske porer, vil den relative endringen til σ avta. Ved å betrakte den hypotetiske reservoarsonen fra figur 7.1 og antar at dette reservoaret består av en bergartstype, kan vi muligens kunne evaluere poregeometrien i reservoarets margin. Den relative endringen i σ ved overgangene fra gass til olje og til vann, er være minst i tilfellet der poregeometrien består av sfæriske porer, mens differansen øker med økende innslag av flatere porer.

Fra figur 7.22 kan vi iaktta hvordan refleksjonskoeffisienten for reservoaret fra brønn 34/8-3A endrer seg med offset for forskjellige poregeometrier ved ulike innfallsvinkler. De originale egenskapene til reservoaret ligger til grunn, mens poregeometrien gradvis er endret fra kun oblate til kun sfæriske porer. Det er en tydelig trend at både R_{PP} og R_{PSV} endrer seg mer markant sammenlignet

med R_{SHSH} . Vi ser for alle plottene likheter ved at refleksjonskoeffisientene for fluidforskjellene blir stadig mindre etterhvert som vi får økende innslag av sfærisk poregeometri. Ved å studere innfallsvinkelen ved faseskiftene kan vi fastslå tydelige ulikheter knyttet til endring i vinkelen som funksjon av porefluid. Endring i innfallsvinkelen ved faseskiftet til R_{SHSH} er tilnærmet uavhengig av endring i poregeometri, mens R_{PP} viser store endringer. Hovedgrunnen til dette er igjen at S-hastigheten er noe mindre påvirkelig ovenfor endringer i poregeometri enn P-hastigheten (se figur 7.21).

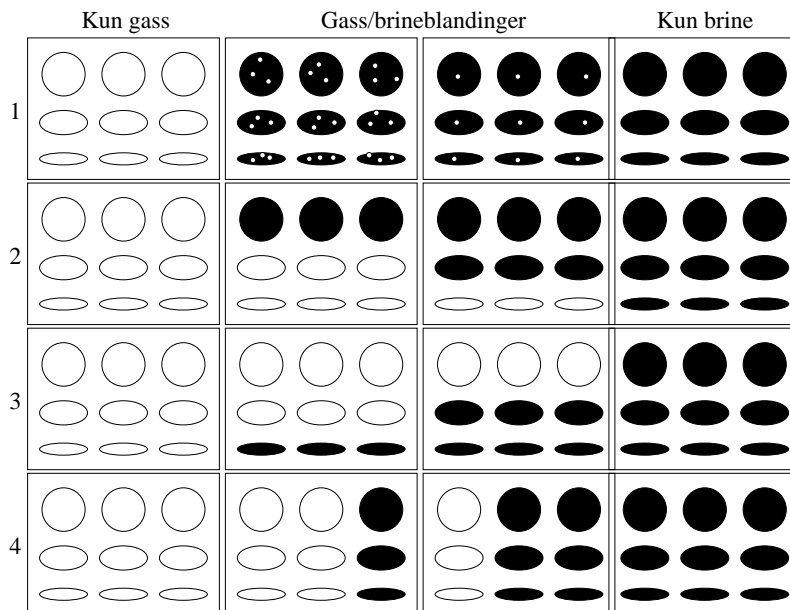
7.7 SH-bølgedata og reservoarmonitorering

Et reservoar under produksjon vil, for eksempel på grunn av innsynkning og innsprøyting av produksjonsgasser for å øke trykket, endre sine seismiske egenskaper etterhvert som porefluid tappes ut. Grunner til dette er blant annet endring i tetthet både til solider og fluider, endring i de seismiske hastighetene og bevegelse i reflektorene til gass-olje kontakten¹- og olje-vann kontakten². Ved monitorering av reservoaret vil en i tillegg også måtte ta hensyn til parametere som blandemekanikk mellom porefluider (fluidgeometri), poregeometri, poreform, konsentrasjon av porevolumer, samt blandeteorier og metoder. Ved for eksempel å studere fluidgeometriene fra prinsippskisse i Johansen (1997) (se figur 7.6) som viser 1) gass oppløst i brine, 2) gass i flate poregeometrier, brine i de mer sfæriske, 3) gass i de mer sfæriske, brine i de flate og 4) både gass og brine opptar alle poregeometrier der fluidene er adskilte, kan en konstatere vesentlige avvik knyttet til bestemmelsen av dypet til GOC.

I figur 7.23 har vi generert gangtidskurver for P-P, P-SV og SH-SH refleksjoner over den hypotetiske reservoarsonen (figur 7.1). Kilden er plassert en kilometer inn på figuren, og mottakerne ligger fra null offset og ut til

¹GOC (eng: *Gas-Oil Contact*)

²OWC (eng: *Oil-Water Contact*)



Figur 7.6: Fire ulike modeller som viser ulike måter gass og brine kan blandes på (ulik fluidgeometri). Modifisert fra Johansen (1997).

figurens ytterkant (totalt en offset på ni kilometer). Som forventet viser gangtids-kurvene til SH-SH refleksjonen en svak amplitude ved OWC. Dette understreker SH-bølgenes uavhengighet ovenfor endringer i fluid fase. GOC er noe sterkere enn OWC siden det er større forskjell mellom de effektive seismiske egenskapene til gass og olje, enn mellom olje og vann. Ved reservoar-monitorering vil vi, ved hjelp av SH-bølgedata, dermed bedre kunne registrere hvordan GOC og OWC beveger seg relativt til hverandre. En svak amplitude gir en lav verdi for refleksjonskoeffisienten ved nære offset. Hvis vi derfor beregner R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet over GOC- og OWC-reflektorene, vil forholdet vise høyere verdier for GOC enn for OWC.

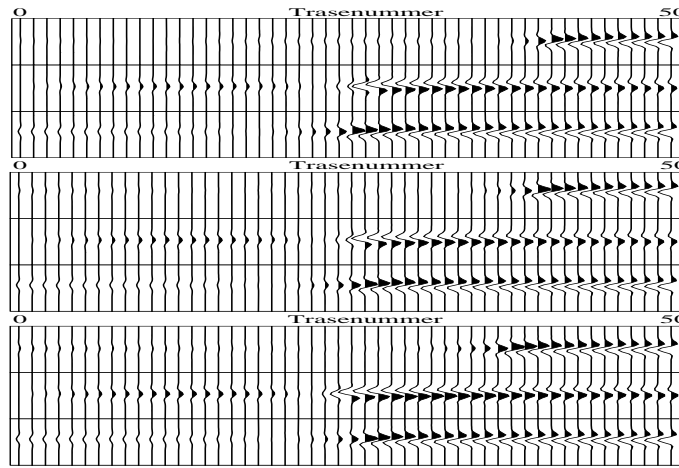
7.8 Oppsummering

- Realverdiene til refleksjonskoeffisientene ligger i intervallet:

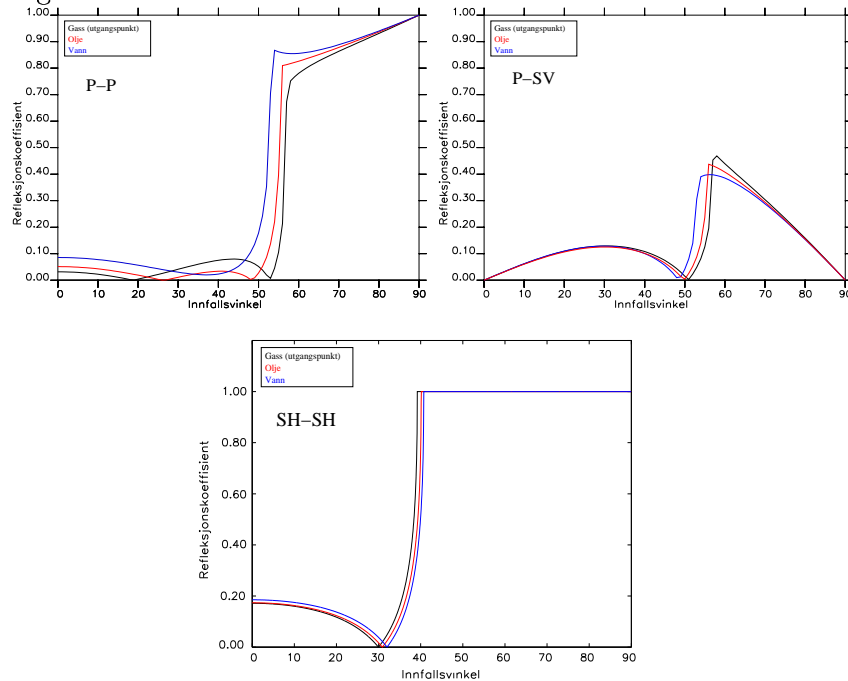
$$1 > R_{SHSH}(j = 0) > R_{PP}(i = 0) > R_{PSV}(i = 0) = 0$$

SH-bølger mister ikke energi til andre bølger gjennom modekonvertering, og bevarer dermed mer energi ved refleksjon og transmisjon over grenseflater. P-bølger konverteres ikke til SV-bølger ved normalt innfallende bølge.

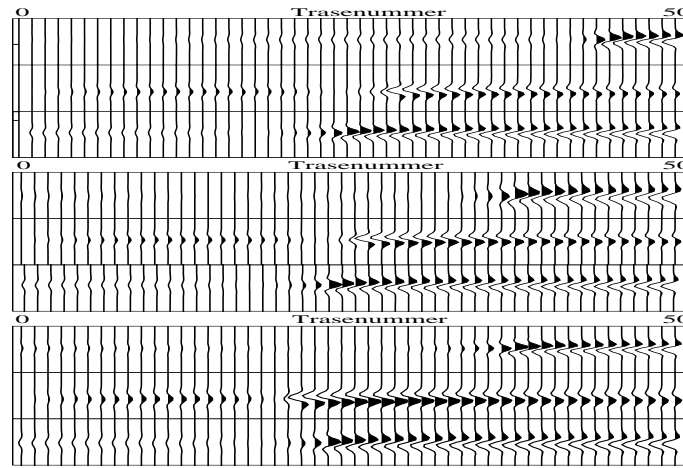
- R_{PSV} er relativt upåvirket ovenfor endringer i porefluider innenfor de studerte innfallsvinkler. For vinkler større enn faseskiftene vil fluidfasenes AVO-analyse skilles markant. Hvor mye amplituden endres er langt på vei sammenfallende med hvor mye R_{PP} forandrer seg.
- R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet kan bidra til å predikere hvilket fluid som preger reservoaret.
- R_{PP} blir i større grad enn R_{PSV} og R_{SHSH} påvirket av endringer i poregeometri. Ved økende grad av sfærisk poregeometri vil forskjellen mellom fluidenes refleksjonskoeffisienter avta med offset.
- Både R_{PP} og R_{SHSH} blir betydelig påvirket av endringer i porøsitet og leirinnhold.
- R_{SHSH} alene diskriminerer dårlig mellom fluidsustitusjon og endringer i leirinnhold. R_{PP} og R_{PSV} i kombinasjon med R_{SHSH} kan derimot bistå til bedre å kunne predikere disse forskjellene.
- SH-bølger kan med fordel implementeres i monitoreringsprosessen av et reservoar under produksjon, siden disse ikke påvirkes i særlig grad av endringer i fluidfasene. R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet blir dermed et viktig redskap for gjenkjennelse av GOC og OWC.



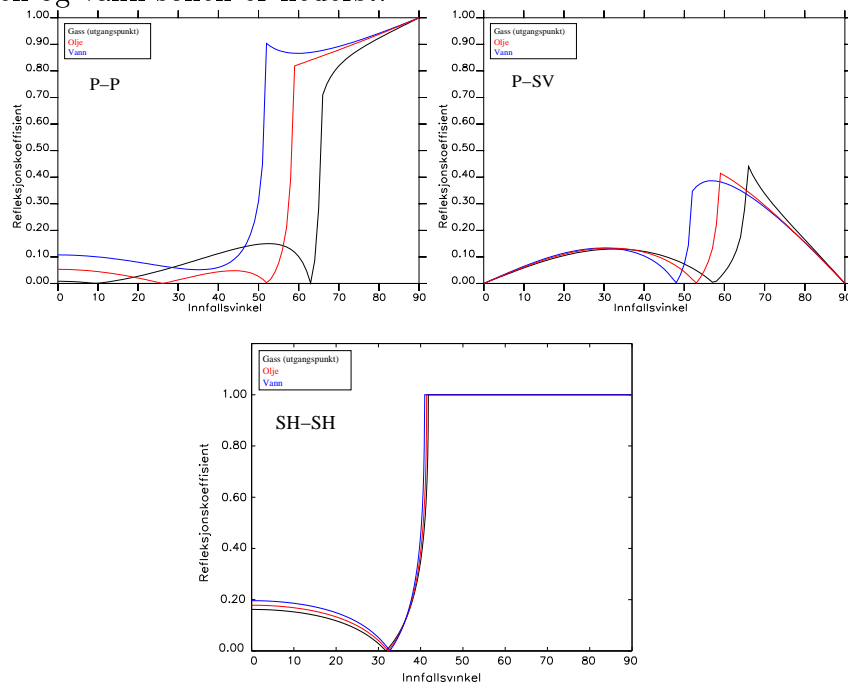
Figur 7.7: Brønn 24/6-2: Traseplott der hver del av de tredelte figurene viser P-P, P-SV og SH-SH refleksjoner. Gass-sonen er øverste figur, olje-sonen i midten og vann-sonen er nederst.



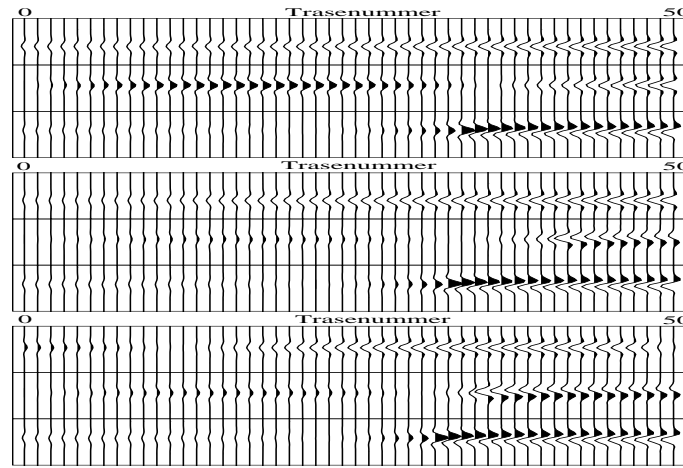
Figur 7.8: Brønn 24/6-2: P-P, P-SV og SH-SH refleksjonskoeffisienter med det originale porefluidet, samt olje og vannsubstitusjoner som funksjon av innfallsvinkel.



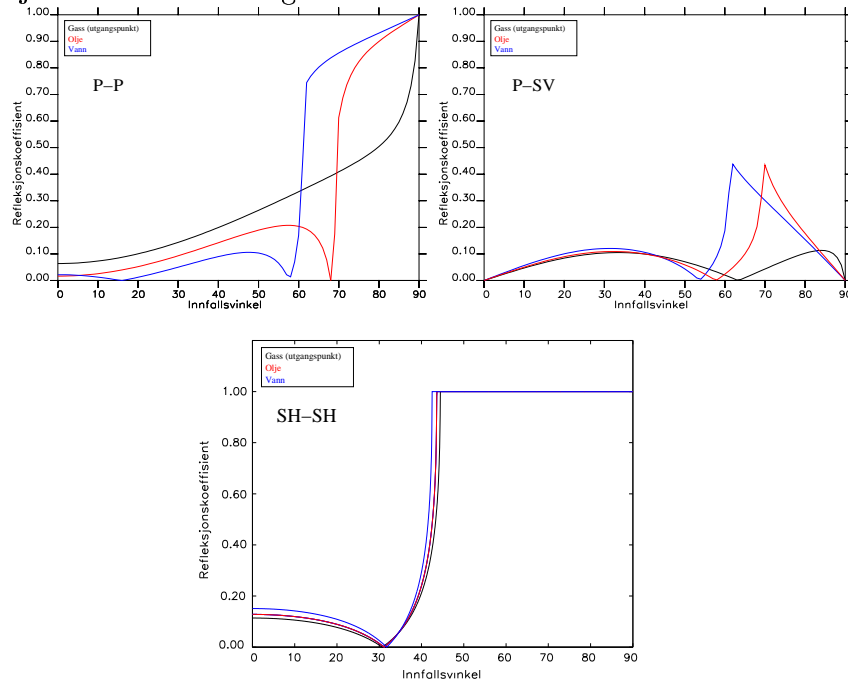
Figur 7.9: Brønn 6305/7-1: Traseplott der hver del av de tredelte figurene viser P-P, P-SV og SH-SH refleksjoner. Gass-sonen er øverste figur, olje-sonen i midten og vann-sonen er nederst.



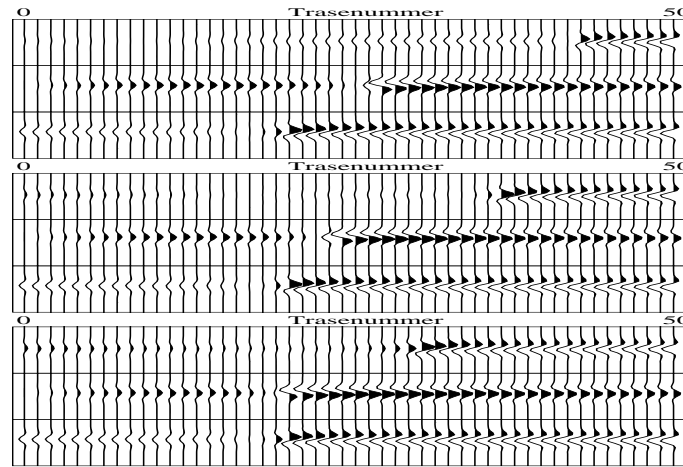
Figur 7.10: Brønn 6305/7-1: P-P, P-SV og SH-SH refleksjonskoeffisienter med det originale porefluidet, samt olje og vannsubstitusjoner som funksjon av innfallsvinkel.



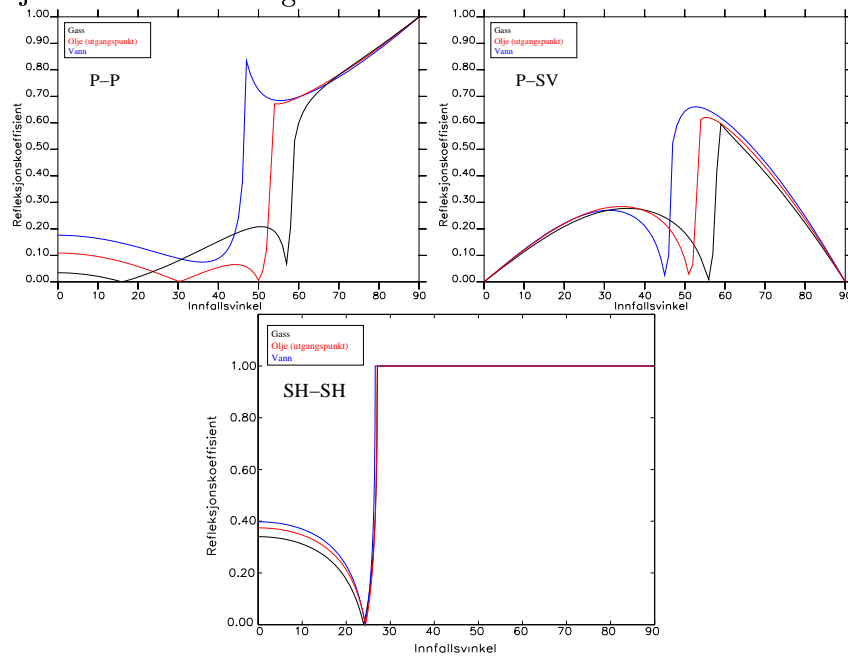
Figur 7.11: Brønn 34/8-3A: Traseplott der hver del av de tredelte figurene viser henholdsvis P-P, P-SV og SH-SH refleksjoner. Gass-sonen er øverste figur, olje-sonen i midten og vann-sonen er nederst.



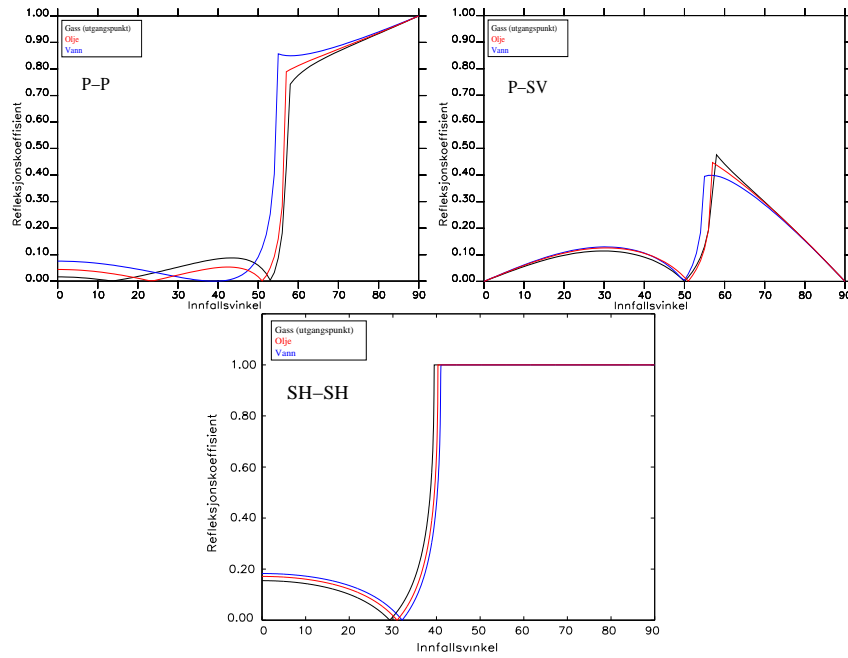
Figur 7.12: Brønn 34/8-3A: P-P, P-SV og SH-SH refleksjonskoeffisienter med det originale porefluidet, samt olje og vannsubstitusjoner som funksjon av innfallsvinkel.



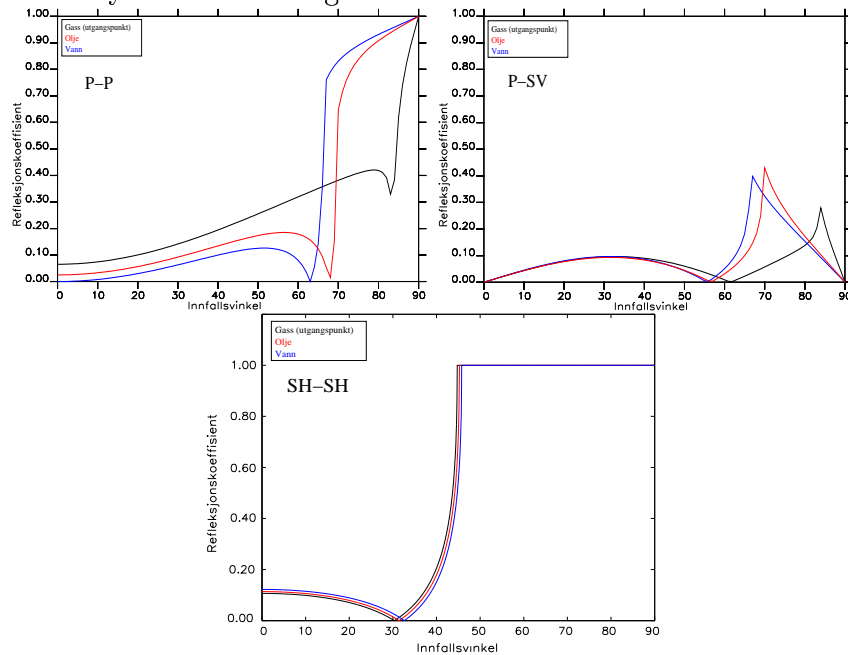
Figur 7.13: Brønn 25/11-15: Traseplott der hver del av de tredelte figurene viser henholdsvis P-P, P-SV og SH-SH refleksjoner. Gass-sonen er øverste figur, olje-sonen i midten og vann-sonen er nederst.



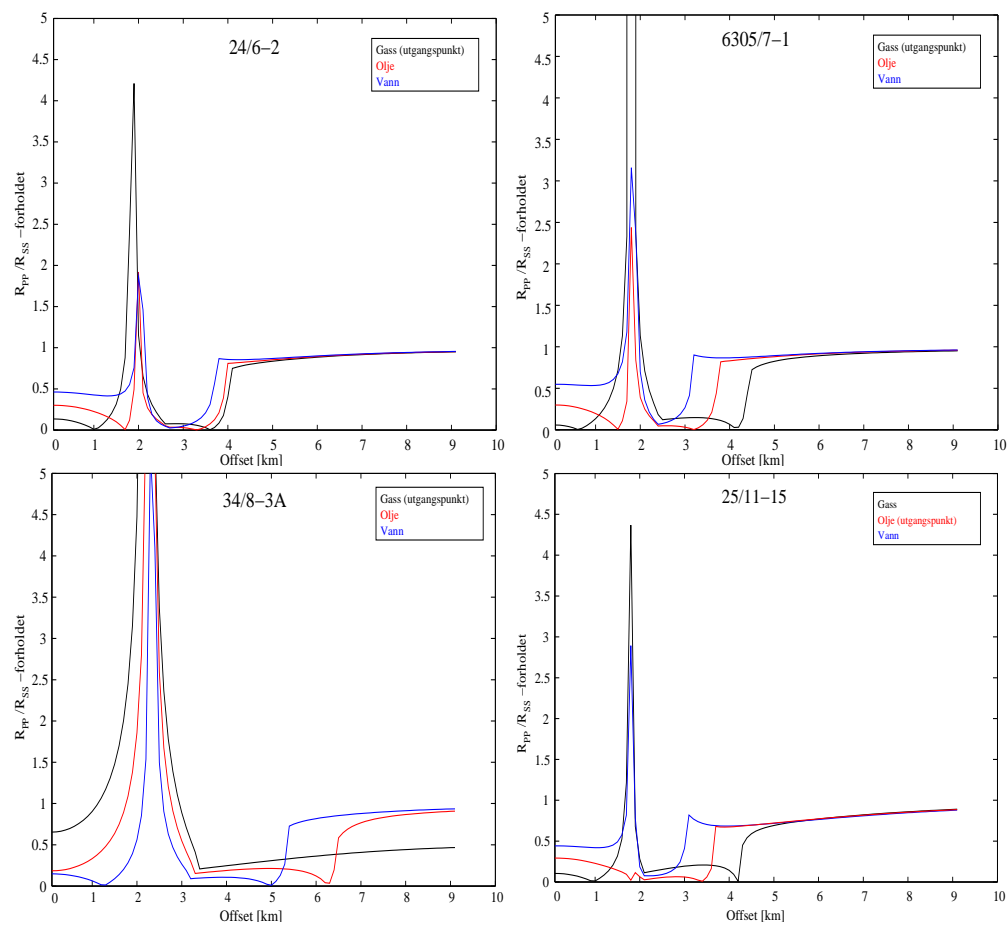
Figur 7.14: Brønn 25/11-15: P-P, P-SV og SH-SH refleksjonskoeffisienter med det originale porefluidet (her olje), samt gass- og vannsubstitusjoner som funksjon av innfallsvinkel.



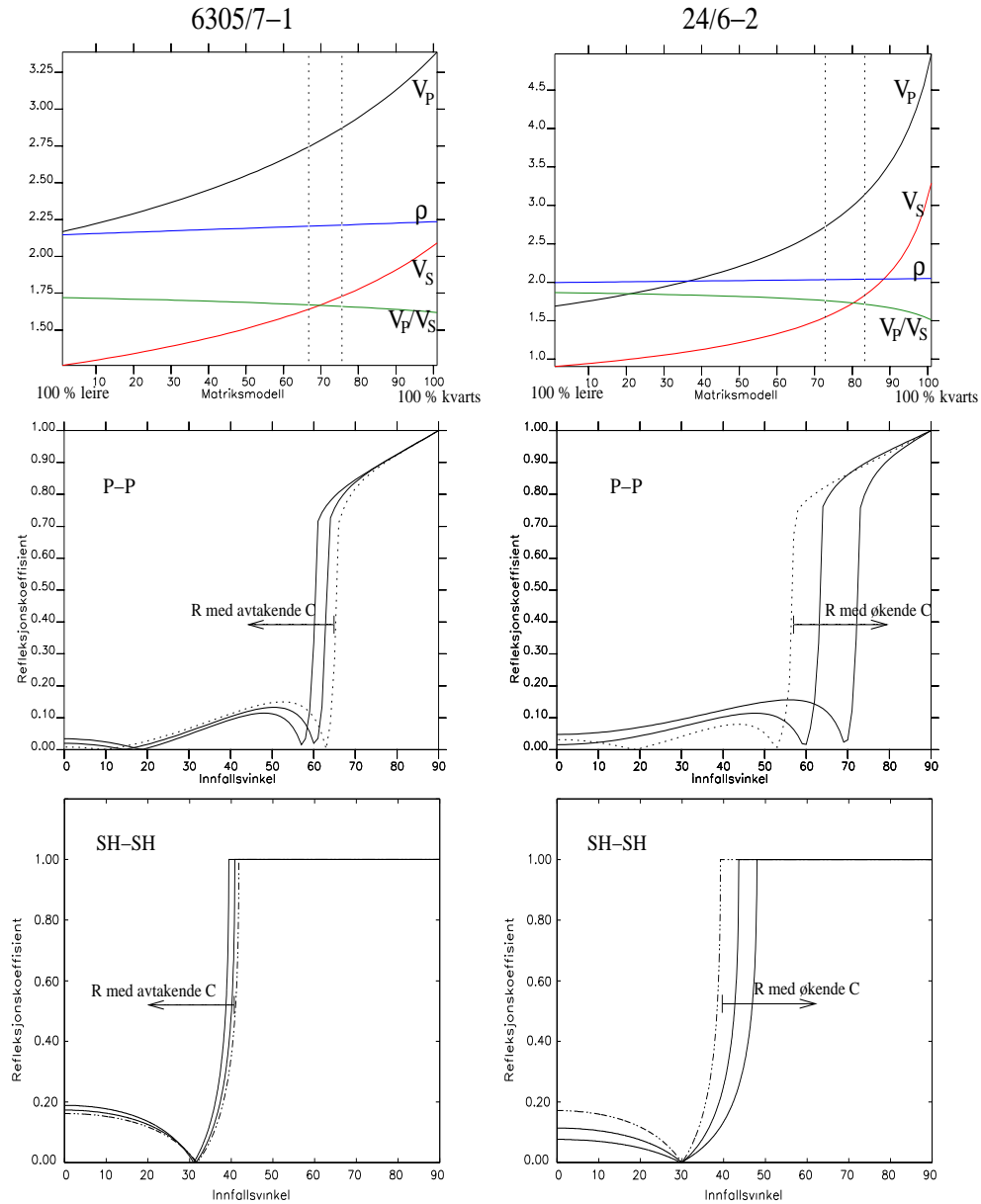
Figur 7.15: Brønn 24/6-2: Refleksjonskoeffisienter generert med seismiske parametere fra hybridmodellering.



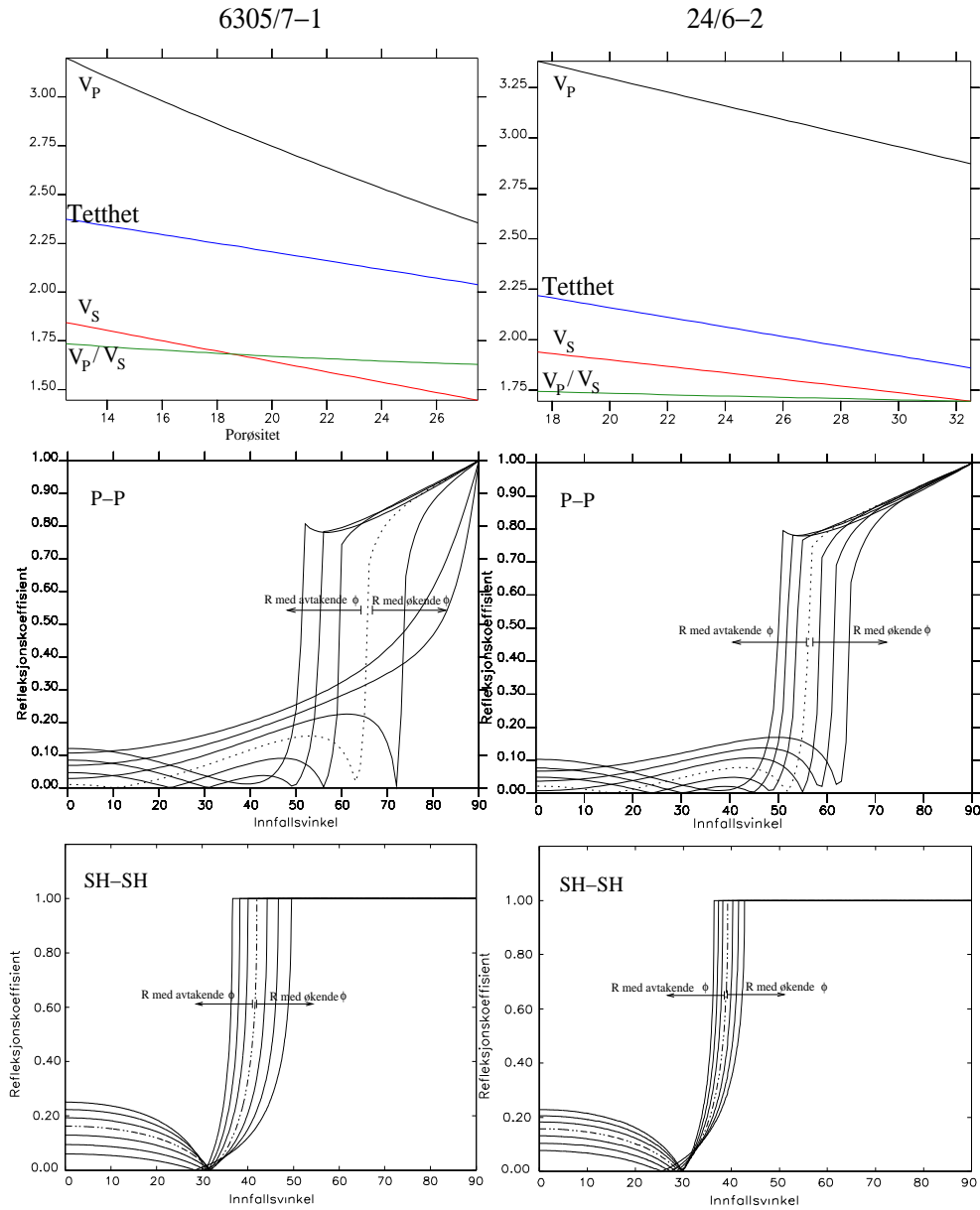
Figur 7.16: Brønn 34/8-3A: Refleksjonskoeffisienter generert med seismiske parametere fra hybridmodellering.



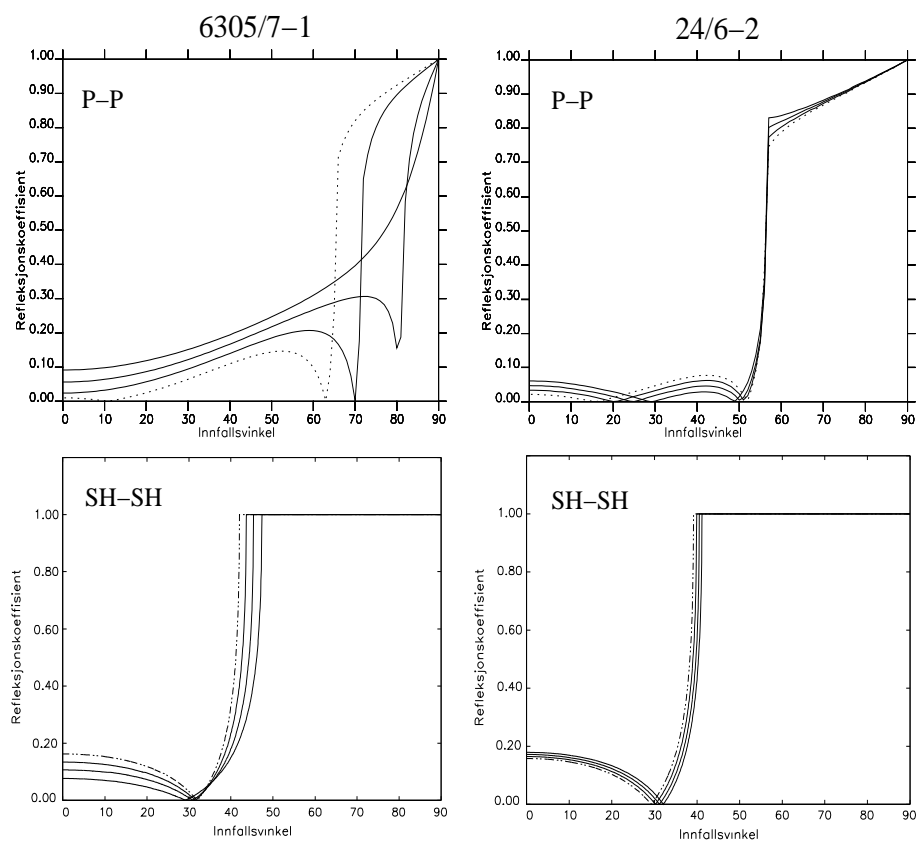
Figur 7.17: R_{PP}/R_{SSH} -forholdet som funksjon av offset til de fire brønnene presentert i avsnitt 7.2.



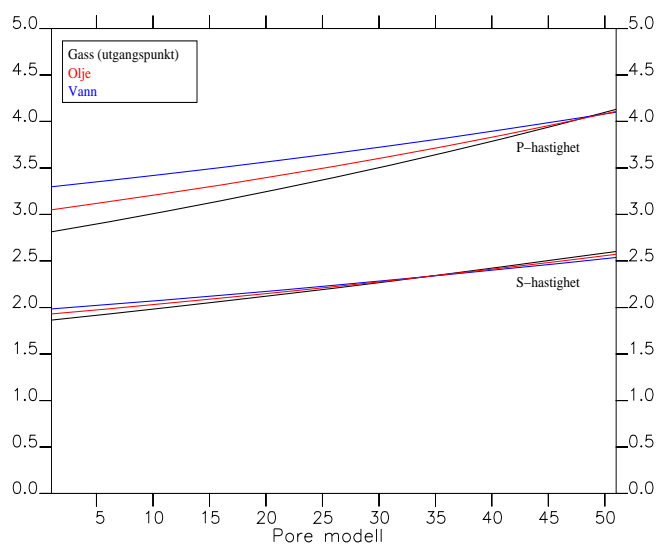
Figur 7.18: Brønn 6305/7-1 (gass i porevolumet) med prosentvis varierende leirinnhold (C): 34% stiplet, 30% og 25% heltrukne. Brønn 24/6-2 (gass i porevolumet) med prosentvis varierende leirinnhold: 18% stiplet, 23% og 28% heltrukne.



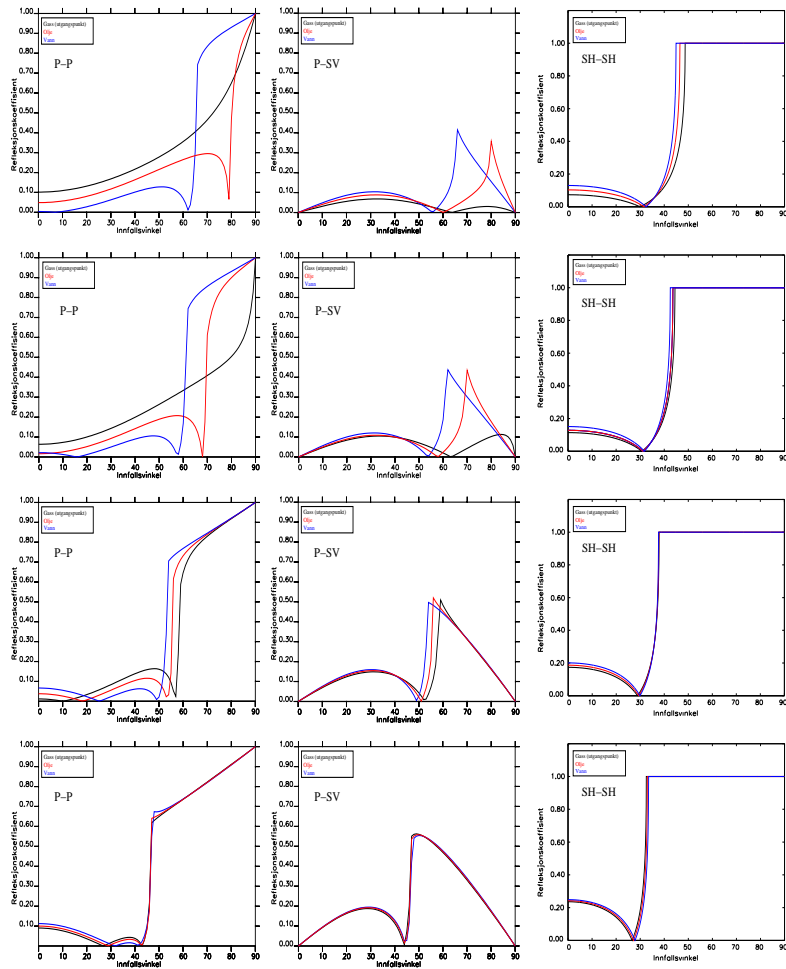
Figur 7.19: Brønn 6305/7-1 (gass-reservoar) og 25/11-15 (olje-reservoar): Seismiske parametere, samt R_{PP} og R_{SHSH} modellert for varierende porøsitet (15 prosents porøsitetsintervall). De stiplede linjene illustrerer utgangspunktet. Refleksjonskoeffisientplottene er laget på grunnlag av verdier fra tabell 7.3 og 7.4, mens de to øverste er generert i VelRock.



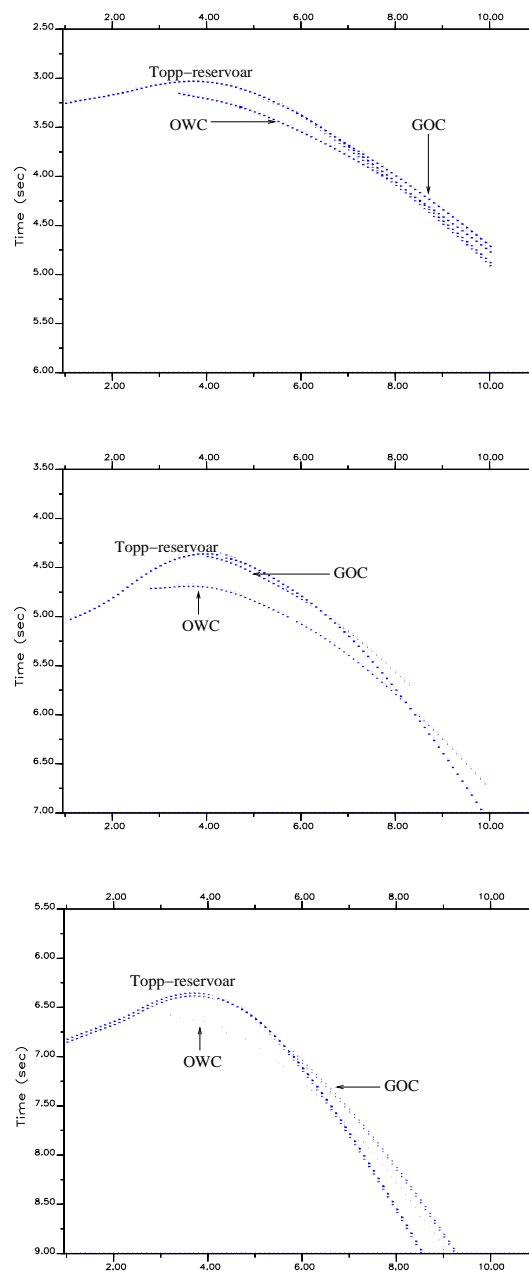
Figur 7.20: Brønn 6305/7-1 og 24/6-2: Refleksjonskoeffisient som funksjon av innfallsvinkel for ulike verdier av leirinnhold og porøsitet. Verdiene er hentet fra tabell 7.5 og 7.6. De stiplede linjene illustrerer utgangspunktet.



Figur 7.21: Brønn 34/8-3A: Hvordan V_P og V_S endrer seg som funksjon av varierende poregeometri. Poremodell 1-51 er en blanding av $\alpha = 0.1$ og $\alpha = 1$ der 1 er kun $\alpha = 0.1$ og 51 er $\alpha = 1$.



Figur 7.22: P-P, P-SV og SH-SH refleksjonskoeffisienter fra brønn 34/8-2. Poregeometri: oblate porer øverst, gradvis mer innslag av sfæriske porer nederst og kun sfæriske porer nederst. Den nest øverste raden er identisk med reelle brønndata. Plottene er laget på grunnlag av data fra tabell 7.7.



Figur 7.23: Brønn 24/6-2: Gangtidskurver fra et refleksjonseismisk eksperiment over den hypotetiske reservoarsonen. P-P refleksjon er øverst, P-SV i midten og SH-SH nederst.

Kapittel 8

Konklusjon

Vi har i denne oppgaven forsøkt å belyse anvendelsen av SH-bølgedata i petroleumsgeofysiske undersøkelser. Gjennom modelleringsprosessen har vi tilegnet reservoarene forenklede egenskaper, siden hensikten har vært å undersøke effekter forårsaket av porefluid og litologi fremfor å legge vekt på detaljer knyttet til gjennskapningen av reservoarene (som beskrevet i avsnitt 6.4). Det virker klart at valg av algoritme og teori i forbindelse med oppbygningen av modellene vil påvirke deres effektive elastiske egenskaper ulikt, og dermed også de seismiske parametrene, men undersøkelsenes utfall er rimelig konsistente med tanke på endring i porefluid og andre bergartsparametere. De syntetiske modelleringene viser at amplituden til SH-bølgene, beskrevet ved refleksjonskoeffisienten R_{SHSH} , er gjennomgående sterkere enn tilsvarende P-bølger (R_{PP}) ved null offset. R_{SHSH} bevarer i tillegg sin amplitude over lengre offset. Ved en reell marin undersøkelse med SH-kilder plassert på havbunnen, vil man derimot støte på problemer knyttet til koblingen mellom kilden og havbunnsedimenter. Disse sedimentene har lav skjærfasthet (μ), og dette gir havbunnen en meget lav S-hastighet, noe som igjen har en dempende effekt på SH-bølgene. Ray tracingen som er foretatt, er derfor kun plausibel med tanke på simulering av en ideell SH-bølgebane.

En gjennomgående trend i AVO-analysen er at amplituden til SH-bølgene er mindre påvirkelige av endringer i fluidsammensetningen enn P- og SV-bølger. Dette er et resultat vi forventer siden S-bølger generelt kun penetrerer bergartsskjelettet og ikke fluider. De egenskapene P-bølgeundersøkelsene viser, ved at vi kan gruppere observasjoner i klasser på grunn av deres typiske signaturer fra gassfylte sander, er tilnærmet fraværende i de tilhørende SH-bølgeundersøkelsene. I alle AVO-plottene viser R_{SHSH} en relativt sterk amplitude med negativ fase for innfallsvinkler mot grenseflaten fra 0° til om lag 30° . Dette konsekvente faseskiftet, og den bevarte amplituden, antyder at en SH-bølgeundersøkelse alene gir lite grunnlag for å kunne predikere fluider, eller overganger mellom fluidfaser i reservoarer med varierende fluidsammensetning. For slike undersøkelser kreves det at man kan korrelere SH-bølgedata med P-bølgedata samlet inn over den samme strukturen. Vi har vist at vi ved hjelp av R_{PP}/R_{SHSH} -forholdet, som tillegg til P-bølgenes AVO-analyse, kan diskriminere mellom fluider internt i et reservoar.

Av litologiegenskaper som kan påvirke amplituden til SH-bølgene, kan det synes at endringer i porøsitet er den mest innflytelsesrike parameteren på SH-bølgene. Grunnen til dette er at både P- og S-hastighet og tetthet avtar med økende porøsitet, og når disse seismiske egenskapene utvikler seg i samme retning, vil den resulterende forskjellen i akustisk impedanse mellom to tilstøtende media forrykkes. Dermed påvirkes også R kraftig ved endring i porøsitet. Leirinnholdets innvirkning på R baseres på at de seismiske hastighetene avtar ved innslag av leire, mens den effektive tettheten er relativt stabil. Ved sfærisk poregeometri er forskjellen mellom fluidfasene mindre enn ved flatere poregeometri. Dersom man har kartlagt litologi og fluidinnhold, kan man derfor ved å studere ulikhetene mellom fluidfasenes R til en viss grad evaluere graden av sfærisitet i poregeometrien.

Vi har sett at SH-bølger med fordel kan implementeres i tolkningen av geologiske data, men dens styrke ligger først og fremst i kombinasjonen med P-bølger.

Tillegg A

Ray Tracing; teori, anvendelse og begrensninger

Seismiske bølger har i geologiske media, der en har kartlagt hastigheter, en predikerbar bølgeutbredelse: bølgestråler følger den geometriske loven om refleksjon og transmisjon over grenseflater (Snells lov, ligning 3.1). Slik simulering av bølgeutbredelse gjennom lagdelte media kalles ray tracing (Norsar, 1995). Denne prosessen, som kan klassifiseres som en approksimativ løsning av den seismiske bølgeligningen, har den egenskapen at den kan bestemme viktige størrelser knyttet direkte til bølgeutbredelsen.

Strålebaner kan enten reflekteres, transmitteres eller diffrakteres. De to første punktene følger geometrien i Snells lov, mens det siste punktet følger Kellers lov (lov om kanteddiffraksjon i et forhåndsdefinert diffraksjonspunkt). Modellene som nyttes i oppgaven har horisontal stratigrafi uten diffraksjonspunkter, og derfor baseres dette kapitlet på geometrisk ray tracing.

Geometrisk ray tracing deles inn i to undergrupper; kinematisk og dynamisk ray tracing. Kinematisk ray tracing bestemmer lokaliteten til strålebanene, samt gangtiden langs disse. Strålebanen er kun avhengig av hastighetene i modellen. Dynamisk ray tracing bestemmer også de dynamiske størrelsene

til det seismiske bølgefeltet (som f.eks geometrisk spredning, bølgefrontens kurvatur og amplitudekoeffisienter). Ved å gjennomføre en full dynamisk ray tracing vil en generere nok data til å kalkulere syntetiske seismogrammer. Foruten hastighetsinformasjonen som trengs i den kinematiske ray tracingen, trenger den dynamiske også informasjon om modellens tetthet.

Siden ray tracing er basert på en approksimasjon av bølgeligningen, vil den ha noen begrensninger. Teorien er kun gyldig for høyfrekvente signaler (implisitt korte bølgelengder). Dette medfører at bølgelengden må være betydelig kortere enn lengden til den minste detaljen i modellen. Det vil blant annet si kortere enn radien til grenseflatens kurvatur, grenseflatens lengde og blokktykkelse. Et annet hinder i teorien er at grenseflater i modellen ikke må være av en altfor detaljert art, noe som ofte vil være tilfellet dersom en benytter importerte data fra tolkningsprogrammer eller digitaliserte data. Slike tilfeller kan da enten resamples til større intervaller eller benytte en modus i N2D som sjekker detaljegraden i modellen (smoothness check), for så at oppløsningen “glattes” ut så mye som ray tracing teorien krever.

Tillegg B

SH-kilder

Bølgetyper generert av en seismisk kilde avhenger av kildens symmetri, samt grensebetingelser over reflektorer som bølgene passerer i berggrunnen. Dersom kilden er helt usymmetrisk, vil alle bølgetyper bli generert. Dersom kilden har sylindrisk symmetri, vil det bli generert P- og SV-bølger. En kilde som tilnærmet bare skal generere SH-bølger, må være konstruert på en slik måte at energien blir konsentrert i skjærbølgens horisontalplan.

Felles for kilder som er konstruert for å generere SH-bølger, er at de alle forsøker å utnytte polariseringsegenskapene til henholdsvis P- og SH-bølgene. P-bølger polariseres i en retning uavhengig av orienteringen til kilden, mens SH-bølger vil skifte polaritet. Hvis man derfor skyter i alternerende retninger, vil således P-bølgene bevare polaritet og SH-bølgene endre polaritet. Ved å subtrahere den ene retningen fra den andre dobles SH-innsatsene styrke, mens de andre mer eller mindre nulles ut. Dette subtraheringsprinsippet benyttes i figurene under.

- Landkilder

I Helbig & Mesdag (1982) og Garotta (1999) presenteres det flere kildetyper for generering av S-bølgeenergi på land.

I grøfteskyting benyttes dynamitt eller detonerende lunte som festes til grøftens vegger. Grøften fylles så igjen med løsmasser, før man avfyrer i annenhver rekkefølge (se figur B.1).

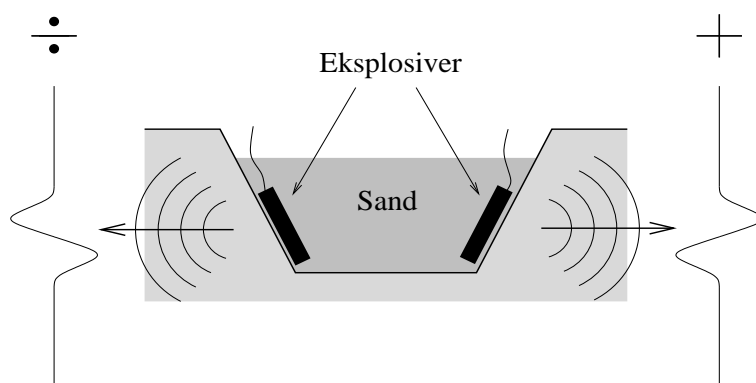
Slegger, for eksempel montert på et motorgående kjøretøy, kan benyttes som slagkilder horisontalt mot underlaget når de hamres mot en plate som er koblet mot underlaget ved hjelp av kjøretøyets egenvekt (se figur B.2). *Institut Francais du Petrole* har utviklet en slik SH-bølgekilde (Marthor[©]), og interesserte lesere henvises til en grundigere presentasjon i Layotte (1987). Når man skal benytte en slik SH-kilde, må man ta hensyn til at det kan oppstå friksjon mellom platen som det støtes mot og underlaget. Ved slik friksjonen kan man dermed miste verdifull energi som går direkte over til friksjonsvarme.

Tre-hulls prinsippet legger til grunn at det først avfyres en P-bølge eksplosjon i midten. Denne eksplosjonen lager en “skjerm” av løsmaterialer mellom de andre to skuddene. Skjermen bidrar til at direktiviteten til de to gjenverende skuddene konsentreres i hver sin retning lateral vekk fra sentrumskilden (se figur B.3).

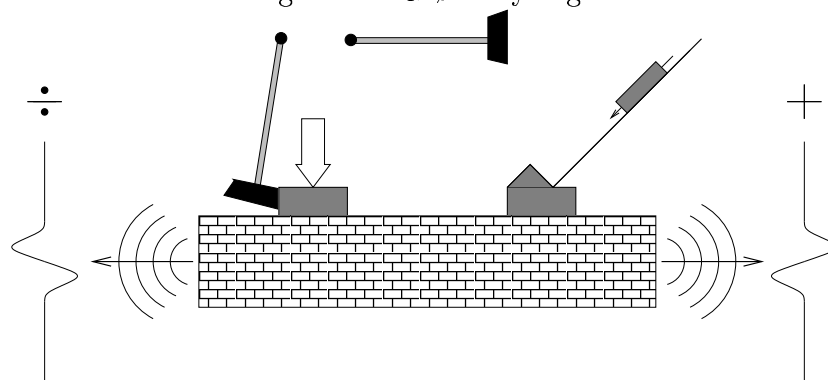
- Marine kilder

Det er gjennom den siste tiden blitt forsket mye på utformingen av en brukbar havbunnskilde til bruk i kommersiell innsamling av SH-bølgedata. Hovedutfordringene i forbindelse med dette er at denne kilden må være tilkoblet havbunnen, siden S-bølger ikke har utbredelse i væsker og gasser.

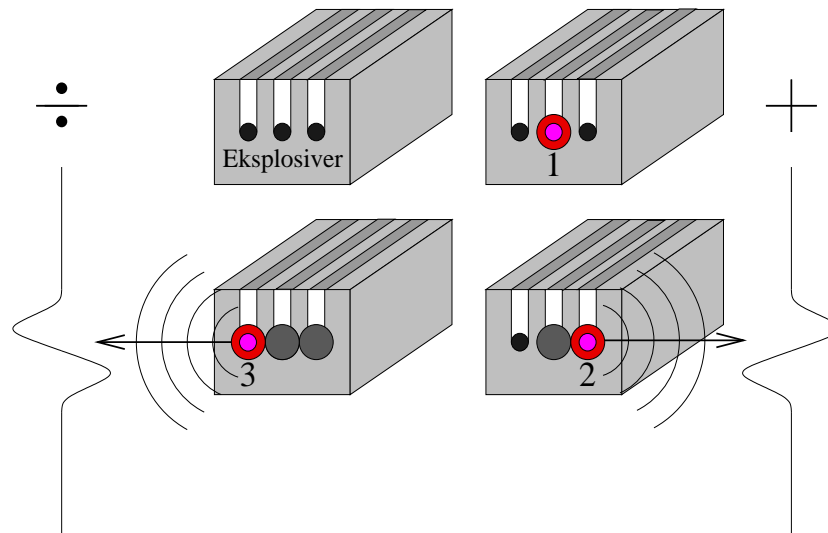
Vi vil i fortsetningen henvise til to kilder konstruert av Norsk Hydro. Den første utgaven er formet som en plog som blir dratt etter en båt. Plogen er konstruert slik at den skjærer seg ned i havbunns-sedimentene. Fra denne nedgravete posisjonen skytes det så alternerende skudd i motsatte retninger med to luftkanoner festet til toppen av plogen. Denne måten å skyte på



Figur B.1: Grøft skyting.



Figur B.2: To landseismiske slagkilder. Figuren er modifisert fra Helbig & Mesdag (1982).

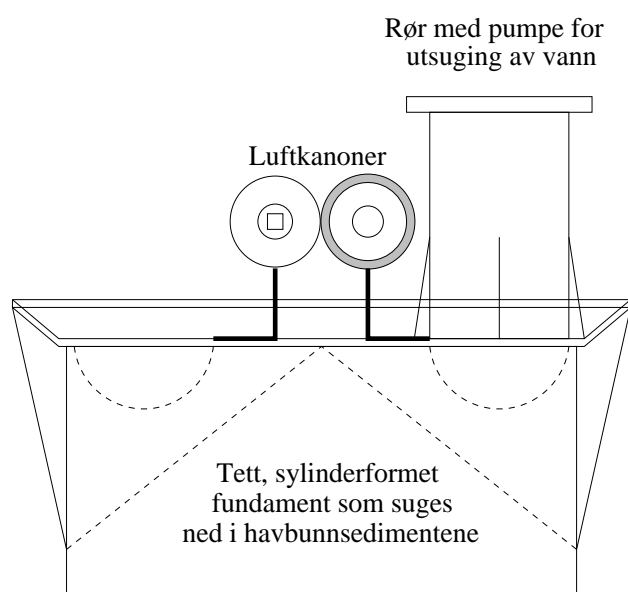


Figur B.3: Tre-hulls skyting.

resulterer i at SH-bølgene får motsatt polaritet annenhvert skudd, mens P- og SV- innsatsene ikke endrer polaritet.

Den andre utgaven er en tett sylinder som plasseres på havbunnsedimentene (se figur B.4). En pumpe suger ut vann fra innsiden av sylinderen, og innretningen vil dermed trekkes ned i havbunnen. Avfyringen av luftkanonene skjer på samme måte som beskrevet over, og subtraheringsprinsippet isolerer SH-bølgedataene. Når pumpen reverseres, vil sylinderen løsne fra sedimentene.

Ved plassering av kilder på havbunnen støter man på problemer knyttet til koblingen mellom installasjonen og våte havbunnsedimenter. Den høye vannmetningen i disse sedimentene gjør at havbunnen langt på vei mister sin skjærfasthet (μ), noe som igjen fører til at S-hastigheten avtar drastisk.



Figur B.4: Marin havbunnskilde utviklet av Norsk Hydro.

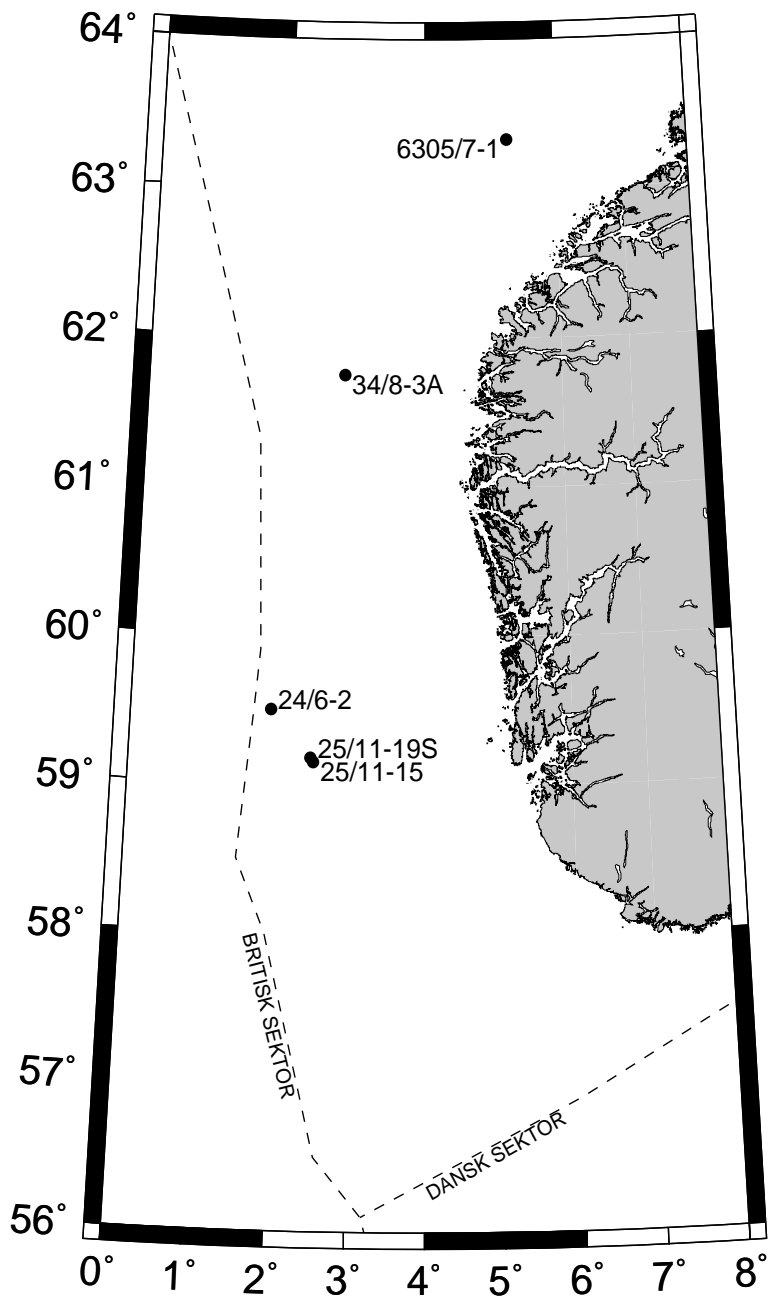
Tillegg C

Kart over sørlige deler av norsk kontinentalsokkel

Dette kartet er en grov skisse over de fem lokalitetene som er blitt benyttet i oppgaven. De korrekte koordinatene til lokalitetene er:

34/8-3A	61° 24' 28.04" N	02° 32' 45.06" Ø
6305/7-1	63° 21' 47.61" N	05° 15' 43.72" Ø
25/11-19S	59° 12' 48.71" N	02° 24' 06.28" Ø
25/11-15	59° 11' 03.50" N	02° 29' 03.82" Ø
24/6-2	59° 33' 41.08" N	01° 57' 17.26" Ø

Grensen til britisk og dansk kontinentalsokkel er satt ved sammenligning med kart fra Oljedirektoratet, derfor er koordinatene til grensen kun tilnærmet riktige.



Bibliografi

- AKI, K. AND RICHARDS, P. G. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol. 1. W. H Freeman and Company, San Francisco, California.
- ALLEN, J. L., FASNACHT, T. L., AND PEDDY, C. P. (1993). Some AVO failures and what (we think) we have learned. *The Leading Edge*, **12**(3).
- ALLEN, J. L. AND PEDDY, C. P. (1993). An introduction to AVO analysis. *Geophysical developments series*, **4**.
- CASTAGNA, J. P. (1993). *AVO analysis - Tutorial and review, Offset dependent reflectivity - Theory and Practice of AVO analysis*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L., AND KAN, T. K. (1993). The link between rock properties and AVO response. *SEG Geophysics series: Offset-Dependent Reflectivity - Theory and Practice of AVO Analysis*, (8), 135–171.
- DOUMA, J. AND HELBIG, K. (1987). What can the polarisation of shear waves tell us?. *First Break*, **5**(3).
- EASTWOOD, R. L. AND CASTAGNA, J. P. (1987). Interpretation of V_p/V_s ratios from sonic logs. *Geophysical Developments*, (1).

-
- EDELMANN, H. A. K., HELBIG, K., AND SCHMOLL, H. (1982). Stacking og supercritically reflected/refracted SH-waves. *PRAKLA-SEISMOS GMBH*. Paper presented at the 44.EAEG-Meeting in Cannes.
- GAROTTA, R. (1999). *Shear Waves from Acquisition to Interpretation*, Vol. 3. Society of Exploration Geophysicists.
- GASSAWAY, G. S. (1984). Effects of shallow reflectors on amplitude versus offset (seismic lithology) analysis. *SEG 54th Ann. Internat. Meeting*, 665–669. Expanded Abstracts.
- GREGORY, A. R. (1976). Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks. *Geophysics*, **41**(5), 895–921.
- HELBIG, K. (1987). Shear-waves - What they are and how they can be used. *Geophysical Developments*, (1).
- HELBIG, K. AND MESDAG, C. S. (1982). The potential of shear-wave observations. *Geophysical Prospecting*, **30**, 413–431.
- JOHANSEN, T. A. (1997). Seminarserie: bergartsfysikk. Universitetet i Bergen, Institutt for den faste jords fysikk.
- KANESTRØM, R. (1995). Reservoargeofysikk. *Kompendium for GFJ298*. Universitetet i Bergen, Institutt for den faste jords fysikk.
- LAYOTTE, P. C. (1987). Marthor©: an S-wave impulse source. *Geophysical Developments*, **1**, 79–97.
- LUTRO, J. (1994). *Extracting AVO from reflection data using Orthogonal Polynomials*, *Cand. Scient Thesis*. University of Bergen, Norway.
- MEISSNER, R. AND HEGAZI, M. A. (1981). The ratio of the PP- to the SS-reflection coefficient as a possible future method to estimate oil and gas reservoir. *Geophysical Prospecting*, (29).

-
- NORSAR (1995). Ray tracing - theory and limitations. Bakgrunnsliteratur til programpakken N2D.
- OSTRANDER, W. J. (1984). Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, **49**(10), 1627–1648.
- RUTHERFORD, S. R. AND WILLIAMS, R. H. (1989). Amplitude-Versus-Offset variations in gas sands. *Geophysics*, **54**(6), 680–688.
- SENGUPTA, M. K. (1993). Report on the Joint SEG/EAGE Summer Research Workshop: How useful is AVO analysis?. *The Leading Edge*, **20**(3), 203–233.
- SIMMONS, J. L. AND BACKUS, M. M. (1994). AVO modelling and the locally converted shear wave. *Geophysics*, **59**(9), 1237–1248.
- SPRATT, R. S., GOINS, N. R., AND FITCH, T. J. (1993). *Pseudo-Shear - The Analysis of AVO*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- TATHAM, R. H. (1985). Shear waves and lithology. *Seismic shear waves*, **15B**, 87–133.
- TESSMER, G., KRAJEWSKI, P., GERTIG, J., AND BEHLE, A. (1990). Processing of PS-reflection data applying a common conversion-point stacking technique. *Geophysical Prospecting*, **38**, 267–286.
- VERM, R. AND HILTERMAN, F. (1995). Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties. *The Leading Edge*, **14**(8), 847–853.
- ZOEPPRITZ, K. (1919). Über reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. *Göttinger Nachr.*, **1**, 66–84.