

Forord

Denne oppgaven er utført og avlagt ved Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitetet i Bergen.

Først og fremst vil jeg takke min veileder, førsteamanuensis Tor Arne Johansen ved institutt for den faste jords fysikk, UiB, for ideer og kyndig veiledning. Videre vil jeg takke Norsk Hydro for tilgang til seismiske data og bruk av inversjonspakken STRATA, hvor Geir Jansson var til god hjelp.

En spesiell takk til Øistein Aanensen for å ha introdusert meg for operativsystemet Linux, og for all hjelp til å løse en del av problemene anbefalingen har gitt.

Til slutt vil jeg takke mine medstudenter og de ansatte for et trivelig opphold her ved instituttet.

Bjarte Myhren

Bergen, mai 2000

Innhold

1	Innledning	1
2	Den inverse metode for reflekterte seismiske data	3
2.1	Innledning	3
2.2	Konvolusjonsmodellen	5
2.2.1	Den seismiske modell	5
2.2.2	Reflektivitetsrekken	7
2.2.3	Seismisk puls	7
2.3	Inversjonsmetoder	9
2.3.1	Rekursiv inversjon	9
2.3.2	“Sparse-Spike” inversjon	10
2.3.3	Modell-basert inversjon	13
2.4	Oppsummering	14
3	Bergartsparametre og AVO	17
3.1	Innledning	17
3.2	Hastigheter og elastisitet	18
3.3	Effekt av porøsitet	21
3.4	Effekt av mineralogi	23

3.5	Fysiske egenskaper til porefluider	26
3.5.1	Gass	26
3.5.2	Olje	28
3.5.3	Brine	29
3.5.4	Flerfase-fluid	29
3.6	Offset-avhengig reflektivitet	32
3.6.1	Zoeppritz ligning	35
3.7	Oppsummering	40
4	Analyse av syntetiske data	43
4.1	Innledning	43
4.2	Den geologiske og geofysiske modellen	44
4.3	Seismisk modellering	46
4.4	Prosessering og inversjon	46
4.5	Tolkning med hensyn på bergartsegenskaper	54
4.6	Oppsummering	74
5	Inversjon av reelle data	75
5.1	Innledning	75
5.2	Geografisk område og de seismiske dataene	75
5.3	Prosessering og inversjon	76
5.4	Tolkning av inversjon med hensyn på bergartsfysiske forhold	88
5.5	Oppsummering	93
6	Oppsummering og konklusjon	97

Kapittel 1

Innledning

P-bølge refleksjonskoeffisienten fra en grenseflate mellom to medier er kjent å variere med innfallsvinkel. Variasjonen av refleksjonskoeffisienten er sterkt knyttet til de relative verdiene av Poissons forhold til mediene. For moderate innfallsvinkler, er den relative forandringen i refleksjonskoeffisienten spesielt signifikant når det er stor forskjell i Poissons forhold til de to mediene (Ostrander, 1984). Da Ostrander populariserte konseptet som et verktøy for leting etter hydrokarboner, ved SEGs¹ 52. internasjonale møte, ble dette starten på amplitude versus offset (AVO) analyse.

Vanlige metoder for inversjon av seismiske data tar ofte utgangspunkt i at stackete traser representerer normalreflekterte P-bølger. Ved inversjon prøver en å ekstrahere den akustiske impedansen, representert ved P-hastighet multiplisert med tetthet. Stackete traser er en midling av flere traser med forskjellige innfallsvinkler. Hvis amplituden varierer sterkt med offset kan derfor refleksjonsamplitudene bli “smurt” ut ved stacking, og inversjonsresultatet kan dermed gi akustiske impedanser som ikke tilvarer de reelle P-hastighetene og tetthetene til de aktuelle bergartene. Fordi akustisk impedans er tett knyttet til bergartsparemetre som litologi, porøsitet og porefluid, kan altså tolkning av inverterte stackete data medføre feiltolkninger med hensyn på disse

Denne oppgaven vil ha følgende oppbygning:

¹SEG - Society of Exploration Geophysicists

- I kapittel 2 vil vi vise den seismiske modellen og gi korte beskrivelser av klassisk rekursiv inversjon, “sparse-spike” inversjon og modell-basert inversjon.
- I kapittel 3 studerer vi hvordan bergartsparametrene litologi, porøsitet og poregeometri, og de ulike porefluidene influerer på de seismiske parametrene. Vi vil også se på hvordan amplituden kan variere med med offset.
- I kapittel 4 lager vi syntetiske modeller for å vise hvordan amplituden kan variere med offset for ulike litologier og porefluider. Vi vil også vise hvordan AVO effekter vil påvirke stackete traser, ved å sammenligne dem med nærtrasene.
- I kapittel 5 inverterer vi reelle seismiske data, innsamlet nord for Finnmark fylke. Inversjonsresultatet vil bli brukt til å tolke porøsitet og sand/skifer forholdet langs en sandsteinsformasjon, og vi vil se på noen mulige feiltolkninger av den stackete seksjonen på grunn AVO effekter.
- I kapittel 6 oppsummerer vi de viktigste resultatene og skisserer noen forslag til fremtidige studier basert på disse resultatene.

Kapittel 2

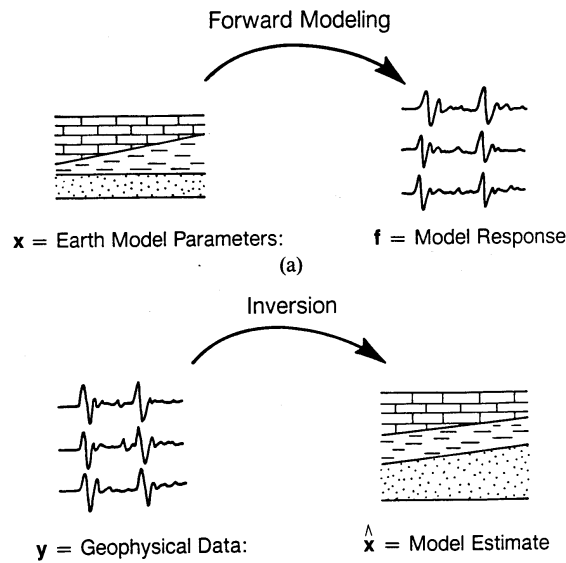
Den inverse metode for reflekterte seismiske data

2.1 Innledning

Den inverse metode er nært knyttet opp til den direkte metode, og sammenhengen mellom dem er vist i figur 2.1. Den direkte metode bruker matematiske forhold, som for eksempel bølgeligningen, til å beregne jordens respons for gitte modellparametre. Generelt vil disse parametrene være bergartsegenskaper og geometrien til bergartenes lag-grenser. Vi kan skrive den direkte metode som en transformasjon $\mathbf{f}=T(\mathbf{x})$, hvor \mathbf{f} er modell responsen, \mathbf{x} er en vektor som inneholder de geologiske modell parametrene, og T er den transformasjonen, bølgeligningen i seismikk, som matematisk beskriver den fysiske prosessen.

Som vi ser av figur 2.1 er inversjon det motsatte av den direkte metode. For et gitt datasett vil en inversjonsprosess bestå i å finne en geologisk modell av undergrunnen som stemmer overens med observasjonene. Inversjonsprosessen kan skrives som $\hat{\mathbf{x}}=T^{-1}(\mathbf{y})$, hvor $\hat{\mathbf{x}}$ er estimatet av modellparametrene som er utledet fra data vektoren \mathbf{y} . T^{-1} viser den inverse transformasjonen fra data til modell.

Selve inversjonsprosedyren kan inkludere forskjellige geofysiske analyser som modellering, prosessering og tolkning. Det ideelle inversjonsresultatet vil være



Figur 2.1: En illustrasjon av den direkte og inverse metode. (Modifisert fra Lines, 1988)

en modell av bergartsformasjonene som inkluderer de fysiske egenskapene til bergartene. Hvert enkelt prosesseringssteg representerer et forsøk på å finne den geologiske modellen, og kan derfor også sees på som en del av inversjonsprosedyren.

I dette kapitlet skal vi gi en kort presentasjon av noen ulike metoder for å invertere seismiske data. For å kunne forstå seismisk inversjon, er det imidlertid viktig å ha forståelse for de fysiske prosessene som skaper seismiske data. Vil vi derfor begynne med å presentere den grunnleggende konvolusjons-modellen, både i tids og frekvens domenet, med tilhørende komponenter.

De teoretiske betraktningene er hentet fra Russell (1988) og Lines (1988), og grundigere beskrivelser kan finnes her.

2.2 Konvolusjonsmodellen

2.2.1 Den seismiske modell

Konvolusjon er en matematisk operasjon der vi kombinerer to tidsfunksjoner for å få en tredje funksjon. I seismikk kan jordens reflektivitet og den seismiske pulsen betraktes som to separate tids-serier. Altså kan vi se på det seismiske signalet som en konvolusjon mellom jordens reflektivitet og den seismiske pulsen. Dette uttrykkes som

$$x(t) = r(t) * w(t) + n(t), \quad (2.1)$$

der $r(t)$ er reflektivitetsrekken, $w(t)$ er den seismiske pulsen, $x(t)$ er seismogrammet og $n(t)$ er støy. Seismiske data er i de aller fleste tilfeller digitalisert, det vil si at de er samlet med et fast tidsintervall. Ved konvolusjon antar vi at den seismiske pulsen er konstant og at hvert sampel er en refleksjonskoeffisient. Da vil refleksjonskoeffisientene bli erstattet av en skalert versjon av den seismiske pulsen. Figur 2.2a illustrerer dette med et sett med “glisne” refleksjoner. Vi ser at den seismiske pulsen tar større plass ved tidsaksen enn refleksjonskoeffisienten. Dette medfører begrenset oppløsning, slik at tette reflektorer, fra tynne bergartslag, blir vanskelig å skille fra hverandre.

Konvolusjonsmodellen kan også uttrykkes i frekvens domenet. Fourier transformerer vi ligning 2.1 får vi at

$$X(f) = R(f) \cdot W(f) + N(f), \quad (2.2)$$

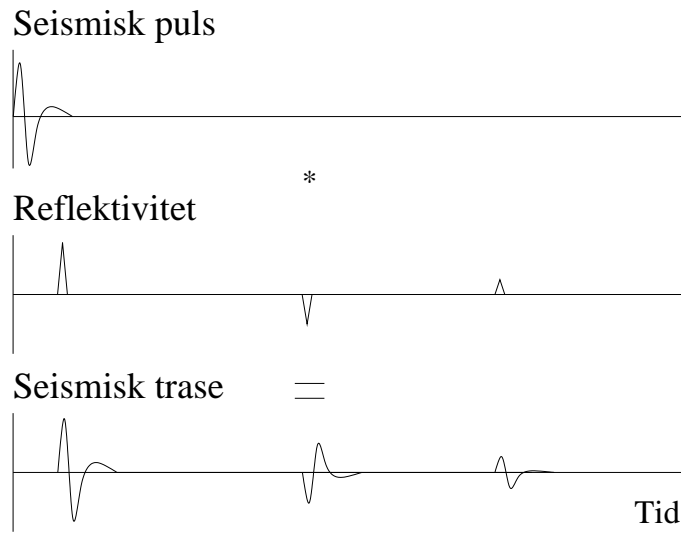
hvor $X(f)$, $R(f)$, $W(f)$ og $N(f)$ er Fourier transformasjonene til henholdsvis $x(t)$, $r(t)$, $w(t)$ og $n(t)$. Konvolusjonen er altså en multiplikasjon i frekvensdomenet. Men siden Fourier transformasjonen er kompleks kan vi se på amplitude og fasespekteret som individuelle komponenter. Ser vi bort fra støyen kan spektrene til $X(f)$ kan skrives som

$$|X(f)| = |R(f)| \times |W(f)|, \quad (2.3)$$

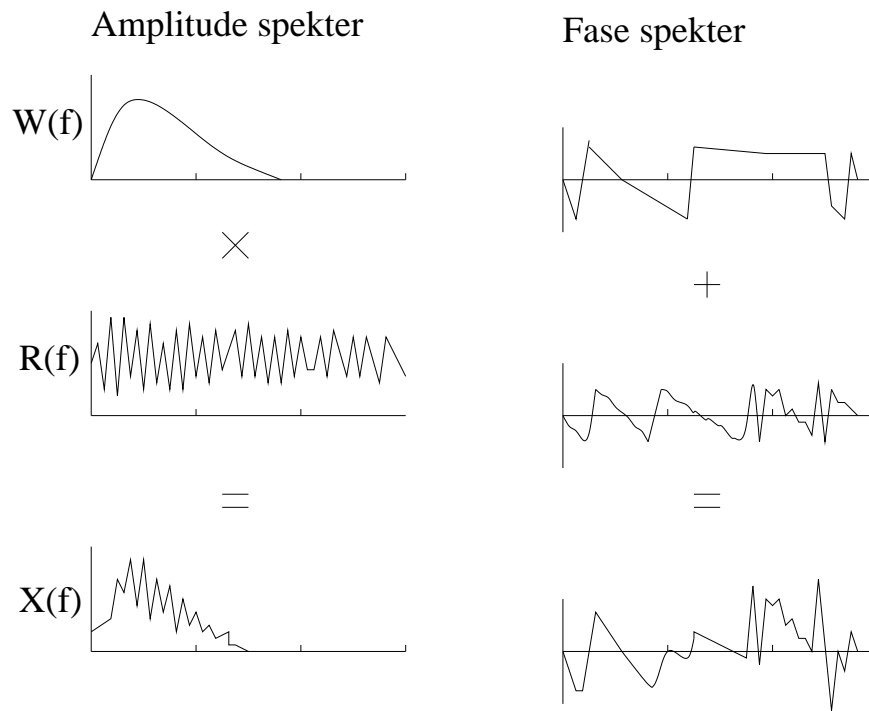
og

$$\Theta_X(f) = \Theta_R(f) + \Theta_W(f), \quad (2.4)$$

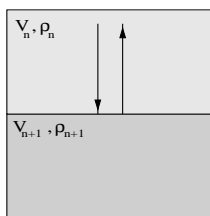
A)



B)



Figur 2.2: A) Konvolusjon mellom den seismiske pulsen og reflektivitetsrekken i tidsdomenet. B) Viser amplitude- og fasespekteret ved konvolusjon i frekvens domenet.



Figur 2.3: Normalrefleksjon, er bare påvirket av P-hastigheten og tettheten til de to tilgrensende bergartene.

hvor $||$ indikerer amplitudespekter og Θ fasespekter. Vi ser at amplitudene blir multiplisert mens fasene blir summert i konvolusjonen. Figur 2.2b illustrerer konvolusjon i frekvensdomenet. Vi ser her at tap av oppløsning i tidsdomenet er blitt til tap av lave og høye frekvenser i frekvensdomenet.

2.2.2 Reflektivitetsrekken

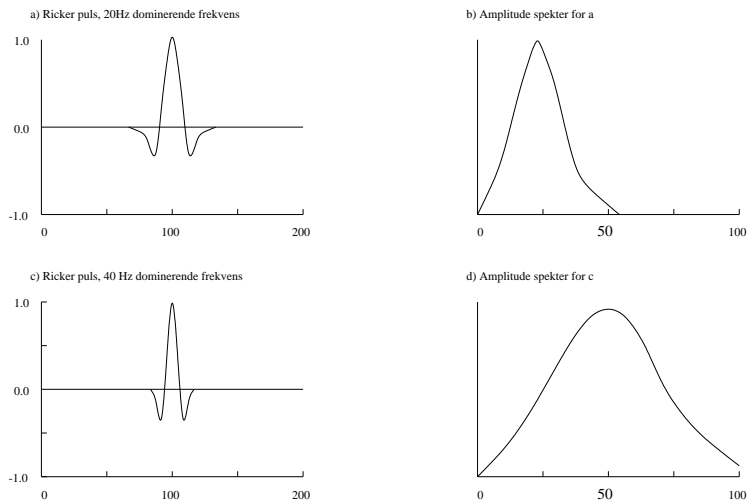
Reflektivitetsrekken er det samme som en serie med refleksjonskoeffisienter. Hver enkelt refleksjonskoeffisient er bestemt av forholdet mellom amplitudene til den innfallende og den reflekterte bølgen. Dette forholdet kan vi finne ved å løse ligningen for grenseflatebetingelsene. Da vil en normalt innfallende bølge for to medier med tetthet lik ρ_n og ρ_{n+1} og hastigheter på V_n og V_{n+1} , ha en refleksjonskoeffisient, r_n , lik (figur 2.3):

$$r_n = \frac{v_{n+1}\rho_{n+1} - v_n\rho_n}{v_{n+1}\rho_{n+1} + v_n\rho_n} = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n}, \quad (2.5)$$

hvor Z_n er impedansen ($V_n\rho_n$). Denne ligningen er imidlertid bare gyldig for normalt innfallende bølger. Vi skal senere i oppgaven se hvordan refleksjonskoeffisienten varierer med innfallsvinkel.

2.2.3 Seismisk puls

Det er en forenkling at seismogrammet består av en konvolusjon mellom reflektivitetsrekken og en konstant tids invariant seismisk puls. Pulsen vil i virkeligheten ha både en kompleks form og variere i tid. Men antakelsen om en enkel



Figur 2.4: To Ricker pulser med henholdsvis 20Hz og 40Hz som dominerende frekvens, med tilhørende amplitudespektr.

og konstant puls gir relativt gode resultater. For å eksemplifisere hvordan en seismisk puls kan se ut, og sammenhengen mellom frekvens og amplitudespekter, tar vi for oss en Ricker null-fase puls, bestående av en topp og to trau, der den dominerende frekvensen kan finnes ved å måle tiden fra trau til trau. Figur 2.4 viser to Ricker pulser med dominerende frekvens på henholdsvis 20Hz og 40Hz. Vi ser at med høyere frekvens vil trauene komme nærmere i tids-domenet, og amplitude spekteret blir bredere. Seismiske pulser med høyere frekvens har altså et bredere amplitude spekter, som vil gi en bedre oppløsning. Den optimale pulsen vil være en “spike”, med et flatt amplitudespekter. Dette er imidlertid ikke reelt innen seismikk. Ved innsamling av marin seismiske data vil man prøve å generere en minimums-fase puls, siden vi ved inversjonsprosessene antar at det enten er minimum- eller null-fase puls som er konvolvert med tidsrekke (se 2.3.2).

2.3 Inversjonsmetoder

2.3.1 Rekursiv inversjon

Diskret inversjon

Vi har tidligere i oppgaven vist at reflektivitet er bestemt av forandringer av akustisk impedans (ligning 2.5). Hvis vi har sann reflektivitet er det mulig å finne den akustiske impedansen ved å inverttere ligning 2.5, slik at vi får

$$Z_{n+1} = Z_n \left[\frac{1 + r_n}{1 - r_n} \right]. \quad (2.6)$$

Denne formelen kalles den diskrete rekursive inversjonsformel og er basis for flere andre inversjonsteknikker. Hvis vi vet refleksjonskoeffisienten og den akustiske impedansen til det øverste laget ved en grenseflate, er det mulig å finne den akustiske impedansen for det nederste laget. Derfor kan vi med et estimat av det øverste laget, estimere lag for lag ved

$$Z_2 = Z_1 \left[\frac{1 + r_1}{1 - r_1} \right], \quad Z_3 = Z_2 \left[\frac{1 + r_2}{1 - r_2} \right], \text{ osv.}$$

For å finne den n'te impedansen fra det første laget blir ligningen

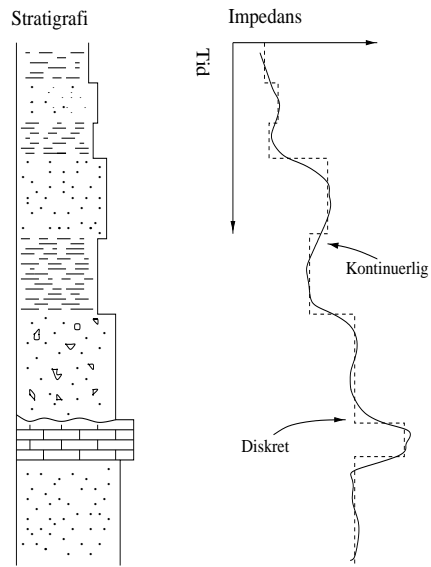
$$Z_n = Z_1 \prod_{i=1}^{n-1} \left[\frac{1 + r_i}{1 - r_i} \right]. \quad (2.7)$$

Det er to problemer med rekursiv inversjon. Det ene er at konvolusjonen av reflektivitetsrekken og den seismiske pulsen er bånd-begrenset. Det andre er at støy vil gjøre at den estimerte reflektivitetsrekken vil avvike fra den sanne reflektivitetsrekken.

Kontinuerlig inversjon

En logaritmisk sammenheng kan bli brukt til beregne refleksjonskoeffisienten. Ved å skrive $r(t)$ som en kontinuerlig funksjon

$$r(t) = \frac{Z(t + dt) - Z(t)}{Z(t + dt) + Z(t)} = \frac{1}{2} \frac{dZ(t)}{Z(t)} = \frac{1}{2} \frac{d \ln Z(t)}{dt} \quad (2.8)$$



Figur 2.5: Diskret versus kontinuerlig inversjonsmetode (Cooke og Schneider, 1983).

får vi den inverse ligningen

$$Z(t) = Z(0) e^{2 \int_0^t r(t) dt}. \quad (2.9)$$

Denne tilnærmelsen er gyldig hvis $r(t) < |0.3|$, som er en vanlig antagelse seismikk. Berteussen og Ursin (1983) går mer i detalj når det gjelder kontinuerlig versus diskrete tilnærminger. Figur 2.5 illustrerer forskjellen på estimert impedans ved diskret og kontinuerlig inversjon.

2.3.2 “Sparse-Spike” inversjon

Den grunnleggende modellen for en seismisk trase er gitt ved konvolusjonsligningen (ligning 2.1). Siden denne ligningen har tre ukjente vil systemet formelt være ubestemt. Den klassiske dekonvolusjonen løser problemet med å anta en konstant null-fase eller minimums fase puls er kombinert med en tilfeldig reflektivitetsrekke. Konvolusjonen av kildepulsen med reflektivitetsrekken gir et seismogram, som er en “low-pass” filtrert versjon av reflek-

tivitetsrekken (figur 2.2b). Sparse-spike dekonvolusjonsteknikkene antar en reflektivitetsmodell, og estimerer en seismisk puls fra den antatte modellen. Fordelen med sparse-spike metoden er at den gir et bredere bånd-bredde estimat av reflektivitetsrekken enn den klassiske metoden.

Vi skal her ta for oss to sparse-spike metoder: Maximum-Likelihood dekonvolusjon (MLD) og L_1 -norm metoden diskutert av Oldenburg (1983).

Maximum-Likelihood inversjon

Maximum-Likelihood dekonvolusjon tar utgangspunkt i en modell der jordens reflektivitet består av noen store impedanse forskjeller og mange små. Noe som kan stemme godt overens med typiske reelle strukturer, hvor store impedanse forskjeller representerer de største litologiske inkonformitetene. Med denne forutsetningen for modellen brukes en objekt-funksjon som skal minimaliseres for å gi et "optimalt" eller mest sannsynlig resultat av kombinasjonen av reflektivitetsrekken og den seismiske pulsen ut i fra statistiske antagelser. Objekt-funksjonen er gitt som (Russel, 1988)

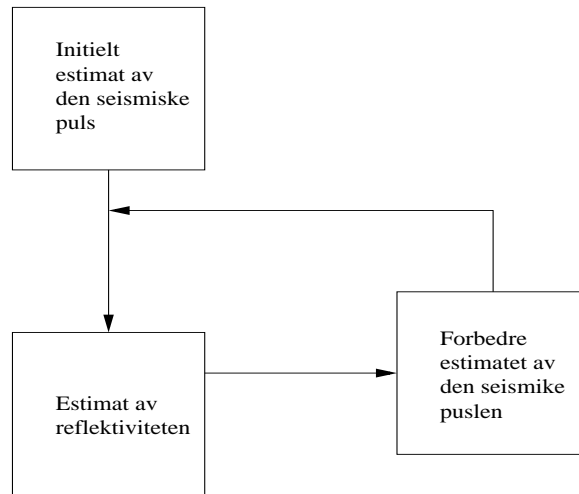
$$J = \sum_{k=1}^L \frac{r^2(k)}{R^2} + \sum_{k=1}^L \frac{n^2(k)}{N^2} - 2m \ln(\lambda) - 2(L - m) \ln(1 - \lambda), \quad (2.10)$$

hvor $r(k)$ er refleksjonskoeffisienten ved k 'te sampel, m er antall refleksjoner, L er antall sampel, N kvadratroten av støy variansen, n er støy ved k 'te sampel og λ representerer sannsynligheten for at et sampel er en refleksjon.

Vi vil her se etter løsninger med et minimum antall "spiker" og minst mulig støy. For å komme frem til en løsning brukes en to stegs prosedyre (figur 2.6), der vi først estimerer den seismiske pulsen, oppdaterer reflektivitetsrekken, estimerer reflektivitetsrekken på nytt, for så å oppdaterer den seismiske pulsen igjen. Denne prosedyren repeteres helt til vi har fått et akseptabelt estimat av både reflektiviteten og den seismiske pulsen.

L_1 -norm

En annen metode av rekursiv, singel trase inversjon er, L_1 -norm metoden, også referert til som en linær programmerings metode. L_1 -norm eller minste



Figur 2.6: Skisse av hvordan vi med MLD finner estimat av reflektivitet og den seismiske pulsen. Det er en iterativ prosess rundt loopen til det konvergerer.

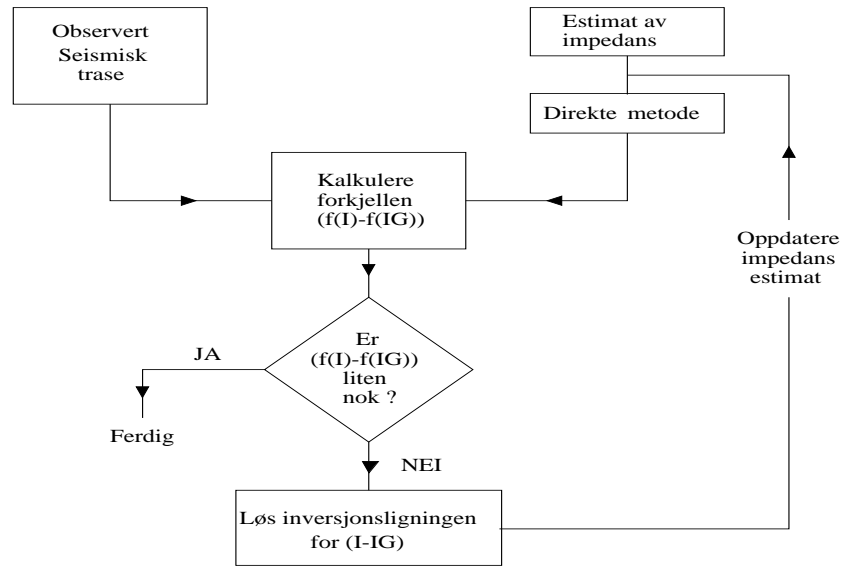
absolutte avvik er gitt ved (Lines, 1988)

$$x_1 = \sum_{i=1}^N |x_i|. \quad (2.11)$$

Denne grunnleggende metoden er brukt av Oldenburg et al. (1983), der utgangspunktet er den støyfrige konvolusjonsmodellen (ligning ??). Etter dekonvolusjon vil estimatet av reflektivitetsrekken bli sett på som en gjennomsnittlig versjon av den originale reflektivitetsrekken. Den vil mangle både lav og høy frekvente områder, og er nøyaktig bare for et bånd-begrenset område. For å få en mer entydig modell antok Oldenburg (1983) at jorden består av sekvenser med homogene lag. Matematisk kan dette uttrykkes ved

$$r(t) = \sum_{k=1}^{NL} r_k \delta(t - \tau_k), \quad (2.12)$$

hvor $\delta = 0$ hvis $t \neq \tau$, og $\delta = 1$ hvis $t = \tau$. NL er antall lag og r_k er refleksjonskoeffisienten ved grenseflaten mellom lagene k og $k + 1$. r_k i ligning 2.12 vil være en sum av delta funksjoner slik at vi ikke vil få en bånd begrenset inversjon. Nå vil inversjonen tilsvare en blokk-preget impedanskurve der finere strukturer, som gir små refleksjonskoeffisienter, ikke vil bli invertert.



Figur 2.7: Skisse av modellbasert inversjonsteknikk. (Cook og Schneider, 1983)

2.3.3 Modell-basert inversjon

I modell-basert inversjon lager vi en geologisk modell og sammenligner denne med de seismiske dataene. Etter dette brukes en iterativ prosess for gjøre forskjellen på de modellerte og reelle dataene minst mulig. Med denne metoden unngår vi en direkte inversjon av dataene. Ulempen er at vi kan komme frem til en modell som passer de seismiske dataene, men som ikke nødvendigvis er riktig.

Får å bruke tilnærmelsen i figur 2.7, må vi kunne svare på to fundamentale spørsmål. Først, hva er den matematiske sammenhengen mellom modell dataene og de seismiske dataene? Det andre, hvordan skal modellen oppdateres? Vi vil bruke en generalisert linær inversjon (GLI) (Cook og Schneider, 1983) for å illustrere metoden.

Generalisert linær inversjon

GLI metoden er en iterativ metode der en prøver å finne minst mulig feil mellom de observerte og de modellerte resultatene. Dette skjer ved at feilen

blir analysert og GLI prøver å påvirke modellparametrene slik at feilen reduseres. På denne måten kan vi iterativt arbeide mot en løsning med minst mulig forskjell mellom observerte og modellerte resultat. Matematisk kan det uttrykkes slik (Cook og Schneider, 1983):

$$F(\mathbf{I}) = F(\mathbf{IG}) + \frac{\partial F(\mathbf{IG})(\mathbf{I} - \mathbf{IG})}{\partial \mathbf{IG}}, \quad (2.13)$$

eller

$$F(\mathbf{I}) - F(\mathbf{IG}) = \frac{\partial F(\mathbf{IG})(\mathbf{I} - \mathbf{IG})}{\partial \mathbf{IG}}, \quad (2.14)$$

hvor \mathbf{I} er impedanse profilet som det skal løses, \mathbf{IG} er estimatet av impedanse, $\mathbf{I} - \mathbf{IG}$ er forskjell i estimat og impedansen, F er funksjonen til den direkte metode, $F(\mathbf{I})$ er observert seismisk trase, $F(\mathbf{IG})$ er syntetisk seismisk trase og $\frac{\partial F(\mathbf{IG})}{\partial \mathbf{IG}}$ er forandring i beregnede verdier.

Når korreksjonsvektoren $(\mathbf{I} - \mathbf{IG})$ er kjent, er det mulig å finne \mathbf{I} ved å bruke

$$\mathbf{I} \approx \mathbf{IG} + (\mathbf{I} - \mathbf{IG}). \quad (2.15)$$

Men siden løsningen av $(\mathbf{I} - \mathbf{IG})$ i ligning 2.14 bare er en tilnærming, vil løsningen av \mathbf{I} i ligning 2.15 også være en tilnærming. Feilen reduseres ved at man bruker det korrigerede initielle estimatet fra ligning 2.15 som et nytt estimat i ligning 2.14, og løser ligningen igjen. Figur 2.7 viser gangen i den iterative prosessen til GLI. Sløyfen fortsettes helt til forskjellen kommer ned på et akseptabelt nivå, eller til en ny $(\mathbf{I} - \mathbf{IG})$ ikke minsker forskjellen.

2.4 Oppsummering

I dette kapitlet har vi gitt en gjennomgang av grunnleggende teori for inversjon av seismiske data.

Seismiske traser er resultatet av en konvolusjon mellom den seismiske pulsen og reflektivitetsrekken, der reflektivitetsrekken representerer relative forandringer i akustisk impedans mellom de geologiske lagene. Når impedansen og refleksjonskoeffisienten i et lag kjent, er det mulig å estimere impedansen for lagene under ved diskret rekursiv inversjon. Men ved en slik inversjon vil resultatet bli bånd-begrenset, både lav- og høy frekvente områder vil mangle. Sparse-spike og

modell-basert inversjon gir bedre oppløsning enn ved traseintegrasjon. Dette skjer ved at sparse-spike er det bare de største ikonformitetene som blir invertert, mens ved modell-basert inversjon blir inversjonen tilpasset en tolket modell.

Selve målsetningen med inversjonen av seismiske data er å skape best mulig avbildning av bergartsformasjonene og de fysiske egenskapene til bergartene.

I kapittel 5 vil vi invertere reelle seismiske data for å studere forandringen av akustisk impedans langs en sandsteinsformasjon.

Kapittel 3

Bergartsparametre og AVO

3.1 Innledning

I seismiske innsamlinger vil amplituden/refleksjonskoeffisienten variere med offset¹ når innfallende bølge har ulik innfallsvinkel mot en grenseflate. Men amplituden er også styrt av parametre som influerer på kompresjons-bølgen (V_p), skjær-bølgen (V_s) og tettheten (ρ). For å forstå hvordan amplituden varierer som funksjon av innfallsvinkel må en prøve å se sammenhengen mellom de akustiske parametrene og bergartsparametre som litologi, porøsitet og porefluid.

I dette kapitlet skal vi se på hvordan noen av bergartsparametrene som påvirker de seismiske hastighetene og hvilken sammenheng det er mellom P- og S-hastigheten. Vi vil videre se på sammenhengen mellom porøsitet og hastighet, litologi og hastighet og hvordan de ulike porefluider vil påvirke de seismiske hastighetene. Deretter vil vi se på hvordan refleksjonskoeffisienten varierer med innfallsvinkelen, og diskutere andre effekter som må tas hensyn til ved amplitude versus offset (AVO) analyse.

¹offset-avstand mellom kilde og mottaker

3.2 Hastigheter og elastisitet

V_p og V_s er hastighetene til h.h.v. P- og S-hastigheten i et isotropt, homogent og elastisk materiale. Disse er gitt ved

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 2\mu}{\rho}}, \quad (3.1)$$

og

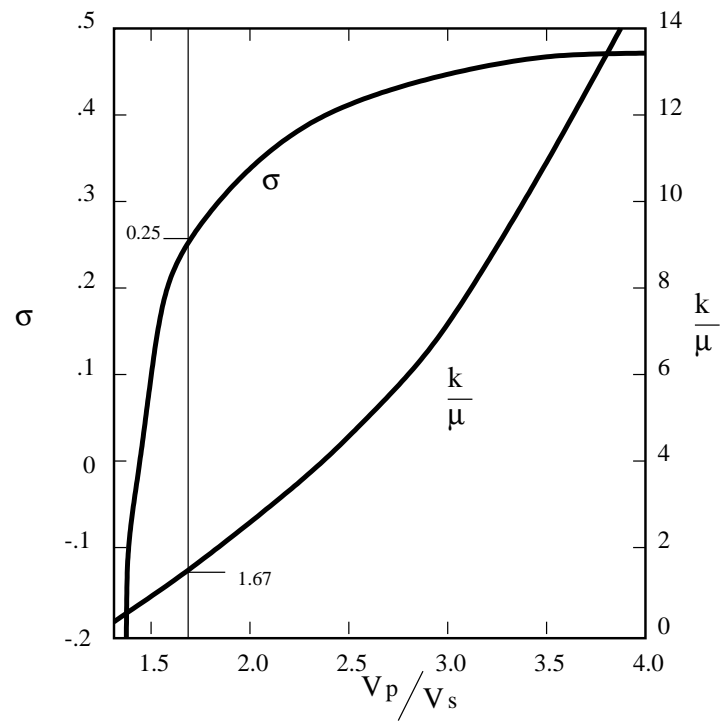
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (3.2)$$

Her er k inkompressibilitet (forholdet mellom spenning og deformasjon ved hydrostatisk trykk), μ skjær-modulen (forholdet mellom skjær deformasjonen og skjær spenning), og ρ er tettheten. De elastiske egenskapene, k og μ , som bestemmer hastighetene sammen med tettheten, er sterkt påvirket av bergartens egenskaper. Eksempel på dette er hvordan en forandring fra væske til gass som porefluid gir et stort fall i inkompressibiliteten til en bergart, mens skjærfastheten til bergarten forblir relativt upåvirket. P-hastigheten blir dermed redusert ved endring av porefluid, til gass siden denne har mye lavere inkompressibilitet en væske. S-hastigheten som ikke er påvirket av inkompressibiliteten, vil derimot øke litt på grunn av at tettheten til bergarten minker. Ved slik forandring av porefluid, væske til gass, minker V_p/V_s forholdet. Med andre ord kan vi si at V_p/V_s forholdet kan være en god indikator på type porefluid og metningsgrad.

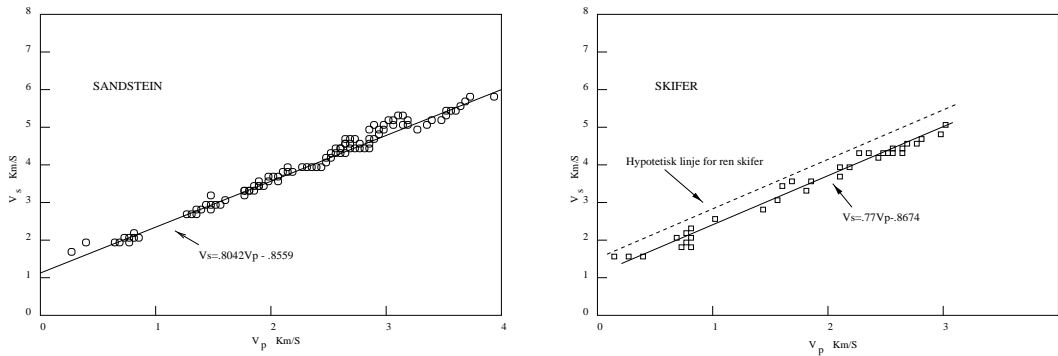
Et homogent isotropt materiale som strekkes, har et Poissons forhold (σ) som er lik forholdet mellom de relative lengdeedringene på tvers og på langs av strekkretningen. Poissons forhold kan relateres til V_p/V_s forholdet ved

$$\sigma = \frac{.5(V_p/V_s)^2 - 1}{(V_p/V_s)^2 - 1}. \quad (3.3)$$

Figur 3.1 viser sammenhengen mellom de elastiske egenskapene σ , k/μ og V_p/V_s . Poissons forhold vil variere mellom 0 for gassfylt sand til 0.5 for vann, mens V_p/V_s forholdet vil være omtrent 1.5 for den gassfylte sandsteinen. Siden fluider ikke har skjærfasthet, vil både V_p/V_s og k/μ gå mot uendelig for vann.



Figur 3.1: Forholdet mellom V_p/V_s , Poissons forhold, σ , og k/μ . (Tatham, 1982).



Figur 3.2: Kyss-plott av V_p og V_s for sandstein og skifer. Heltrukken linje er tilpasset de eksperimentelle dataene, markert med hendholdvis sirkler og kvadrater (Modifisert fra Castagna et al., 1993).

V_p/V_s forholdet

For sterkt litifiserte bergarter med lav porøsitet vil den seismiske hastigheten først og fremst bli styrt av de elastiske egenskapene til bergartskornene. Hastigheten i ukonsoliderte bergarter vil også påvirkes av porevolum og poreform.

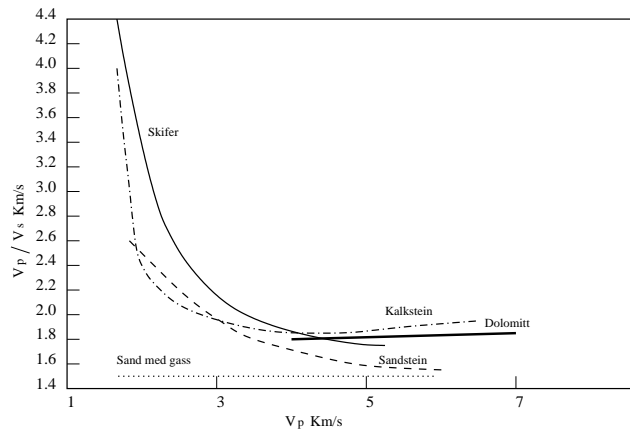
Sedimentære bergarter består stort sett av anisotrope mineraler som kvarts, kalsitt og leirmineraler. Med tilfeldig orientering av bergartskornene, vil imidlertid bergarten opptre som et isotropt medium. Vi regner også med at bergarter som har ensartet mineralogi vil ha hastigheter som nærmer seg det rene mineralet, når porøsiteten går mot null.

Ved å kryss-plotte V_p og V_s for relativt “rene” vann-mettede bergarter vil vi se hvordan forholdet mellom hastighetene for ulike verdier av trykk og porøsitet endres. Castagna et al. (1993) kom frem til et tilnærmet linært V_p/V_s forhold (fig. 3.2) ved å kombinere egne målinger og med data fra litteraturen. For sandsteiner er relasjonen mellom V_s og V_p gitt som

$$V_s(km/s) = .8042V_p - .8559, \quad (3.4)$$

mens den for skifer er

$$V_s(km/s) = .7700V_p - .8674. \quad (3.5)$$



Figur 3.3: V_p/V_s versus V_p for forskjellige litologier. Når V_s går mot null vil V_p/V_s gå mot uendelig (Modifisert fra Castagna et al., 1993).

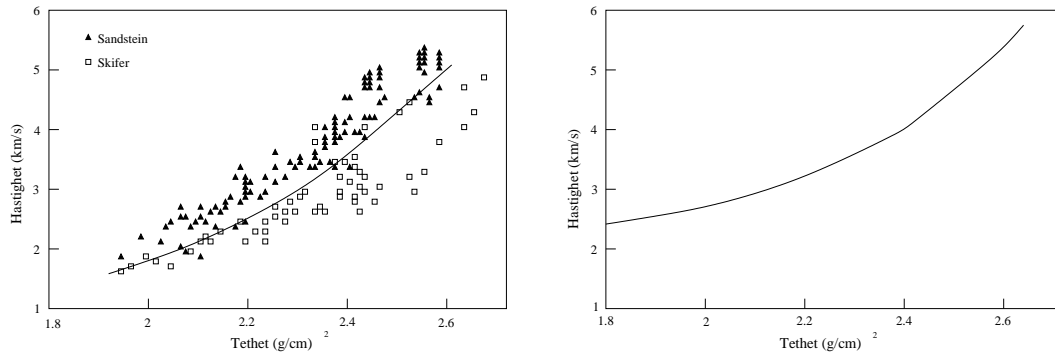
Vi ser både av ligningene 3.4, 3.5 og av figur 3.2 at det er relativt liten forskjell på V_p/V_s forholdet til sandstein og skifer, siden linjene har tilnærmet lik gradient. Men et sammensatt plott av V_p/V_s forholdet (figur 3.3) viser derimot større forskjeller mellom de ulike litologiene. Generelt vil det være lettest å diskriminere mellom de ulike litologiene når hastigheten er høy. Men forskjellen mellom brine og gass mettet sandstein er størst ved lave hastigheter. En AVO analyse, for prediksjon av mulig gassreservoar, vil derfor være mer sensitiv ved lavere hastigheter.

3.3 Effekt av porøsitet

Porøsiteten er bestemt av hvor stor del av en bergart som består av porevolum. Størrelsen til porevolumet er avhengig av avsetningshistorien og av hvilket trykk bergarten har vært og er utsatt for. Det er relativt stor forskjell på tettheten, ρ_f , til porefluidet, og tettheten, ρ_{ma} , til bergartskornene. Den effektive tettheten til en bergart, ρ , kan gis ved

$$\rho = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi\rho_f, \quad (3.6)$$

der ϕ er porøsitet. Bergarter som består av flere mineraler vil ha en tetthet



Figur 3.4: Hastighets-tetthets plott. Til venstre, Gardner forhold, og til høyre Wyllie ligning (Modifisert fra Castagna et al., 1993).

som er lik det volum vektete gjennomsnitt av de ulike mineralene.

En empirisk relasjon mellom P-hastighet og porøsitet i sedimentære bergarter er gitt ved Wyllie et al. (1956)(figur 3.4)

$$\frac{1}{V_p} = \frac{(1 - \phi)}{V_{pma}} + \frac{\phi}{V_f}, \quad (3.7)$$

der V_{pma} og V_f er P-hastighetene til h.h.v. kornmaterialet og porefluidet. Ligningen uttrykker at den totale gangtiden gjennom en enhet vil være lik summen av gangtidene gjennom matris og porefluidet, derfor navnet tidsgjennomsnittsligningen. Hvis både V_{pma} og V_f er kjent kan vi løse ligningen med hensyn på porøsiteten. Generelt vil ligningen ha størst gyldighet når bergarten er en fluid-mettet konsolidert bergart med relativt ensartet mineralogi.

Gardner et al. (1974) utførte et empirisk studie av sammenhengen mellom tetthet og hastighet, og kom fram til følgende ligning som uttrykker tettheten ved hastigheten til gjennomsnittet av alle typer bergarter

$$\rho_b = 1.741V_p^{0.25}. \quad (3.8)$$

Figur 3.4 viser Gardners ligning og laboratiormålte verdier av tetthet for sandstein og skifer. Normalt vil ligningen overestimere tettheten for skifer og underestimere tettheten til sandstein. Det er imidlertid mulig til å tilpasse ligningen til hver enkelt litologi. Figur 3.7 viser hvordan hastigheten minker

ved økende porøsitet til en bergart med ulike poregeometrier. Dette kommer også frem ved flere andre empiriske undersøkelser som blant annet av Han et al. (1986), og Castagna et al. (1985), der det undersøkes hvilke effekter leire og porøsitet vil ha på de akustiske egenskapene til sedimentære bergarter. Effekten av leire i matriks vil vi se nærmere på i neste del av oppgaven.

3.4 Effekt av mineralogi

Klastiske sedimenter består stort sett av korn fra forvitring og/eller erosjonsprosesser. Mineral sammensetningen er som regel begrenset etter hvilket sedimentasjonsmiljø bergarten er dannet i. Men transport av sedimentene og dannelseshistorie vil også påvirke den resulterende bergarten. Generelt vil skifer stort sett bestå av leirmineraler, men kan også inneholde litt kvarts og feltspat, mens sandstein vil bestå av kvarts, feltspat og andre bergartsfragmenter.

Figur 3.5 viser en teoretisk og en empirisk modell der hastigheten er vist for ulikt innhold av leire i matriks. Den teoretiske modellen er beregnet ved hjelp av en hybrid metode (Biot+DEM, Johansen, 1997). Den empiriske modellen er fra Han et al. (1986), som foreslår et linært forhold for P-hastigheten og S-hastigheten som funksjon av porøsitet og sand/skifer forholdet, basert på undersøkelse av 75 ulike sandsteiner med porøsitet fra 2 til 30% og leirinnhold fra 0 til 50%. Disse er gitt ved

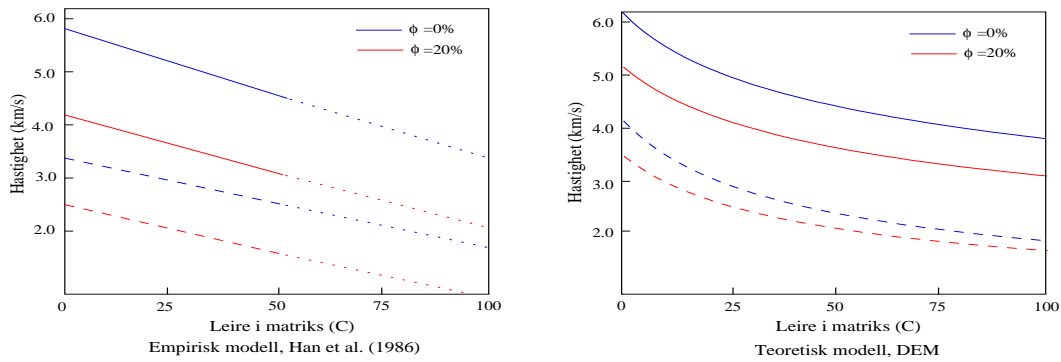
$$V_p = 5.59 - 6.93\phi - 2.18C, \quad (3.9)$$

og

$$V_s = 3.52 - 4.91\phi - 1.89C, \quad (3.10)$$

hvor C er volumforholdet av leire i matriks. Vi ser av figur 3.5 og ligningene ovenfor at at ved økende leirinnhold og porøsitet vil hastighetene minke. Castagna et al (1985) gjorde lignende målinger og kom fram til relativt like modeller som Han et al (1986). Resultatene til et empirisk arbeid har likevel ikke gyldighet ut over de bergartene som er målt. Men resultatene kan relateres til andre sandsteiner for å vise hvordan leirinnhold og porøsitet påvirker de seismiske hastighetene.

Kvartskornene i en sandstein gir en poregeometri som er dominert av sfæriske porer, mens skifer består av "bladige" leirmineraler som gjør at porene er mer



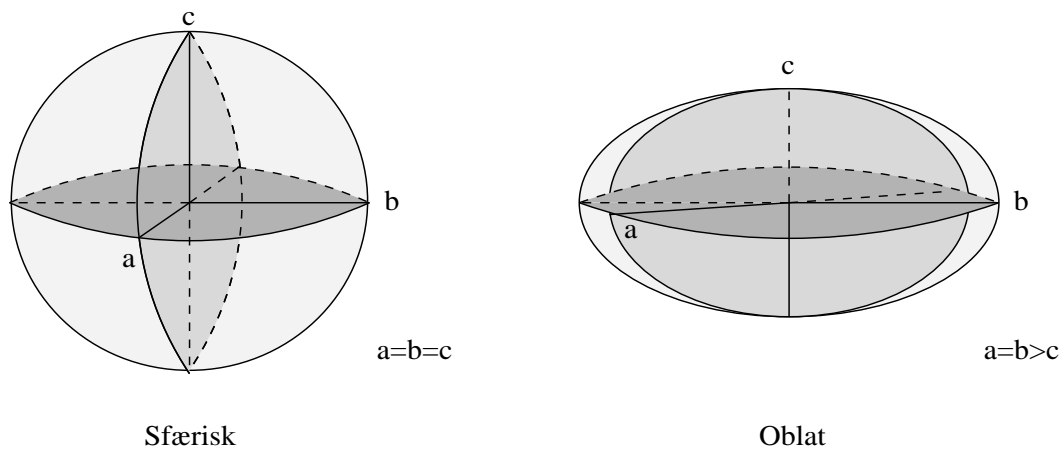
Figur 3.5: Forskjell mellom en empirisk og en teoretisk sand-leir modell. Den empiriske modellen fra Han et. al (1986) har målepunkter opp til kun 50% leire. Heltrukne linjer er P-hastighetene og stiplede er S-hastighetene til modellene.

α	$c_1(\alpha)$	$c_2(\alpha)$	$c_3(\alpha)$	$c_4(\alpha)$
10^0	1.00	0.95	0.93	0.90
10^{-1}	–	0.05	0.06	0.07
10^{-2}	–	–	0.01	0.02
10^{-3}	–	–	–	0.01

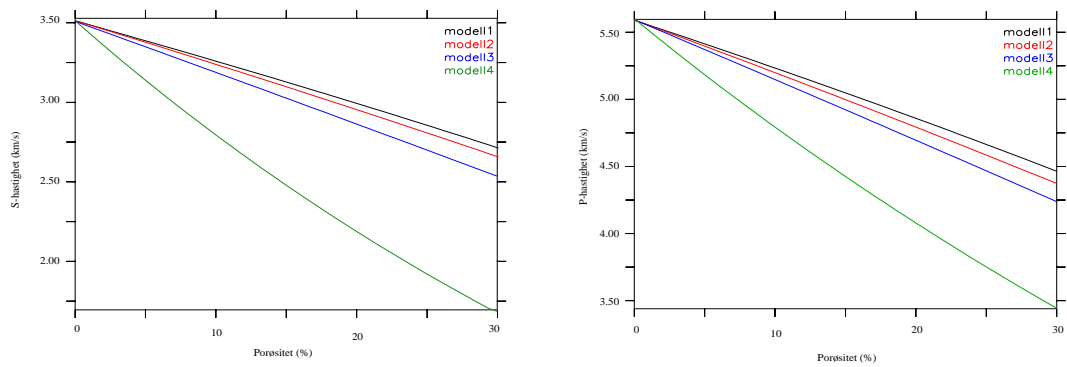
Tabell 3.1: Porespekterene til modellene i figur 3.7.

flattrykte (figur 3.6) . Derfor vil poregeometrien generelt forandre seg som en funksjon av sand/skifer forholdet til bergartene. Ved økt andel leire i matriks øker andel av flattrykte porer. Figur 3.7 viser hvordan poregeometrien kan påvirke de seismiske hastighetene ved økende porøsitet. Tabell 3.1 viser de ulike porespekterene til bergartsmodellene i figur 3.7. Mineralogien er den samme for alle modellene. Vi ser at modellene med høyere andel flattrykte porer har lavere hastigheter, og at forskjellen i hastighet øker med økende porøsitet.

Toksøz et al. (1976) viste at trykket bergartene var utsatt for hadde betydning for poregeometriene. For en sandstein med høy grad av sfæriske porer vil økt hydrostatisk trykk redusere porevolumet, mens poreformen vil holde seg relativt uforandret. En skifer derimot vil verken beholde poreform eller porevolum



Figur 3.6: Geometri for for sfæriske og oblate (sammentrykte) porer.



Figur 3.7: Fire modeller med lik mineralogi, men med forskjellig poregeometri.

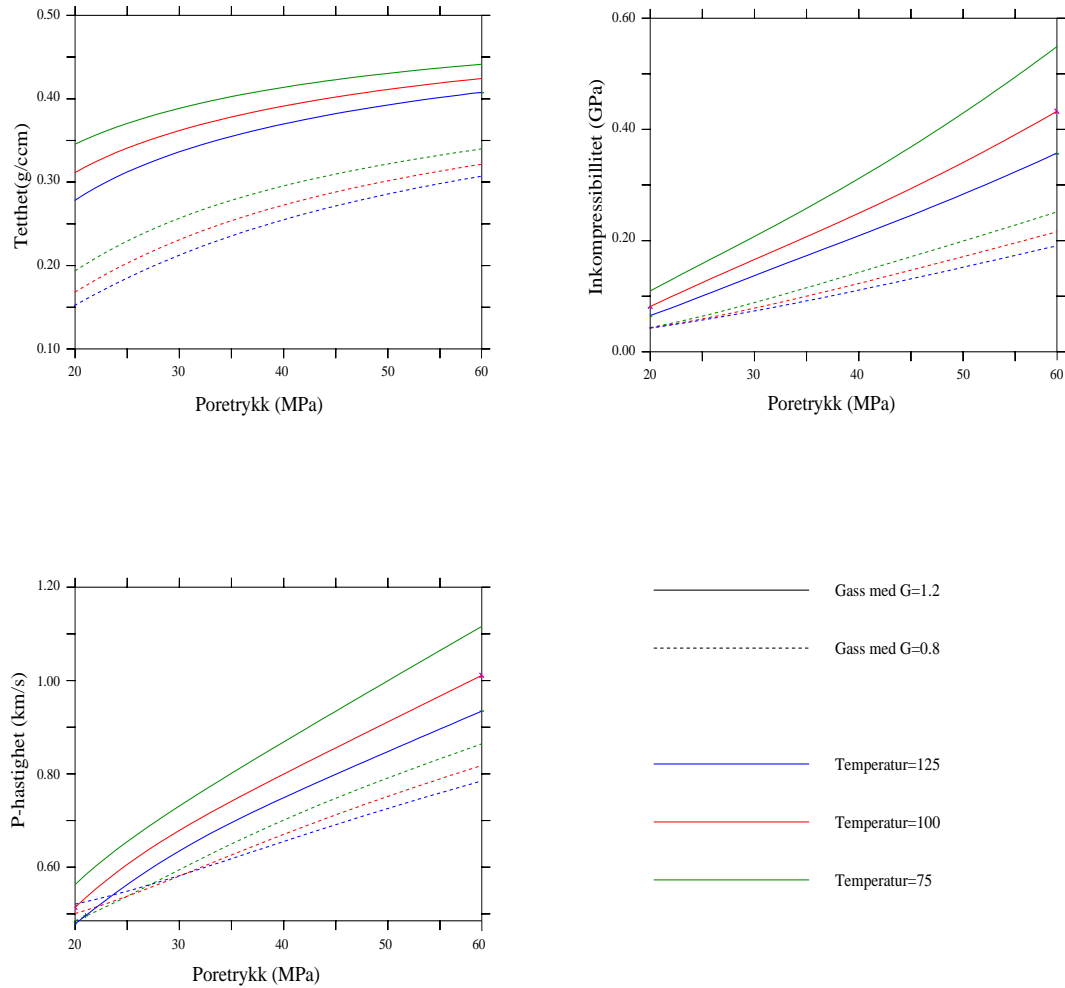
ved høyere trykk. De flattrykte porene kan bli klemt helt sammen og bergarten vil få en større relativ reduksjon av porøsitet enn en sandstein ved tilsvarende trykk.

3.5 Fysiske egenskaper til porefluider

Stort sett vil porevolumet være fylt av tre fluider: gas, olje, saltvann, eller en blanding av disse tre. Vi vil nå se nærmere på de fysiske egenskapene til disse fluidene og hvordan egenskapene varierer med trykk og temperatur. Siden trykk og temperaturvariasjonen påvirker inkompressibiliteten og tettheten mer enn skjærfastheten, vil kompresjonsbølgen bli mer påvirket av fluid forandringer, enn skjærbølgen i porøse medier. Arbeidet til Batzle and Wang (1992) diskuterer dette, og vil bli brukt for å studere de viktigste effektene. Den gir en grundig beskrivelse av hvordan porefluidet påvirker de seismiske egenskapene til bergarter.

3.5.1 Gass

Gass er en blanding av de letteste hydrokarbon komponentene som metan, etan og propan. Avhengig av temperatur, trykk og avsetningshistorie kan gassen inneholde tyngre komponenter og vanddamp. For å karakterisere gass blandinger brukes den spesifikke egenvekten, G , definert som forholdet mellom egenvekten til gass og luft ved 15.6°C ved atmosfærisk trykk. De fleste gasser vil ha en egenvekt mellom fra 0.56 (ren metan) til 1.8 når gassen har et høyt innhold av tyngre komponenter. Vi ser av figur 3.8 hvordan de fysiske egenskapene varierer for en lett og en tung gass med økende trykk og temperatur. Tettheten og inkompressibiliteten øker ved økende trykk og minsker ved økning i temperaturen. Dette gjenspeiles i P-hastigheten som øker ved økt trykk og minker ved økt temperatur. Tyngre gass vil ha høyere hastighet enn en lett gass, men den lette gassen vil ha en relativt høyere hastighetsforandring ved økende trykk.



Figur 3.8: Tetthet, inkompresibilitet og P-hastighet for en lett gass ($G=0.8$) og en tung gass ($G=1.2$) som funksjon av trykk og temperatur.

3.5.2 Olje

Olje kan variere fra en tynn lett-flytende væske til mer tyktflytende tjære. Med slike variasjoner vil tettheten kunne variere mye. En enkel måte å skille tung olje fra lett, er om oljen har lavere eller høyere tetthet enn vann. En annen vanlig klassifikasjon er API indeksen, gitt av American Petroleum Institute ved:

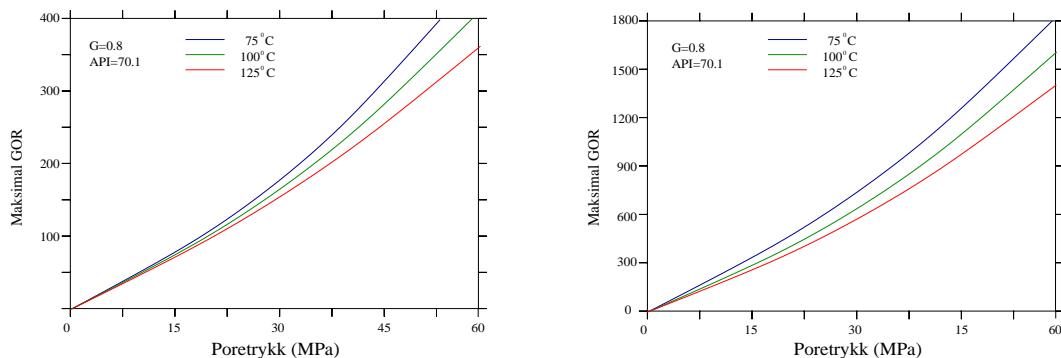
$$API^\circ = \frac{141.5}{\rho_0} - 131.5, \quad (3.11)$$

hvor ρ_0 er oljens tetthet ved $15^\circ C$ og atmosfærisk trykk. Generelt vil API verdien kunne ligge mellom 10-100, der tyngre oljer vil ha en verdi på 10 eller lavere og de lettere vil nærme seg 100. Det er ikke bare sammensetningen som kan variere for olje. Det er også stor forskjell på ulike oljers egenskaper til å absorbere gass. Disse to variablene gjør at variasjonen i de seismiske parametrene for olje er relativt store.

Generelt vil de elastiske egenskapene minke med økt temperatur og øke for større trykk. Men temperatur og trykk variasjoner vil også påvirke hvilken fase fluidet vil ha. Lettere komponenter vil kunne forandres fra væske til gass ved minkende trykk. Derfor kan olje som har større temperatur og trykk i et reservoar opptre som både olje og gass ved overflaten. Maksimal mengde gass som kan absorberes av en olje bestemmes av temperaturen, trykket og sammensetningen av både oljen og gassen, gitt ved (Batzle og Wang, 1992):

$$R_{maks} = 2.03G \left[P e^{0.02878API - 0.00377T} \right]^{1.205}. \quad (3.12)$$

Her er R_{maks} gass-olje-forholdet (GOR), G er den spesifikke egenvekten til gassen, P er trykket og T er temperaturen. Av ligning 3.12 ser vi at olje kan absorbere mer gass ved økende API verdi, altså en lett olje, og trykk, mens absorpsjonsevnen avtar med økende temperatur. R_{maks} er lik boblepunktet som er trykket, P_b , der deler av oljen forandres til gass eller fra gass til olje som følge av forandring av temperatur og/eller trykk. Når gass-olje-forholdet er høyere enn R_{maks} vil det opptre fri gass i blandingen. I figur 3.9 ser vi hvordan R_{maks} varierer med temperatur og trykk, mens figur 3.10a viser hvordan tettheten, inkompressibiliteten og hastigheten varierer med kombinert trykk- og temperatur økning. Ved boblepunktet, P_b , ser vi en kraftig økning i både tetthet og



Figur 3.9: Variasjon av maksimalt gass-olje-forhold for to ulike oljer som funksjon av trykk og temperatur.

inkompressibilitet når all gass blir absorbert i oljen. Figur 3.10b viser hvordan de samme egenskapene varierer for olje med forskjellig R_{maks} og temperatur lik 100°C . Det samme gjelder her; sterk økning i tetthet ved boblepunktet, og relativt konstant tetthet med trykk over bobletrykket. Inkompressibiliteten og hastigheten øker tilnærmet linært for trykk større enn ved boblepunktet.

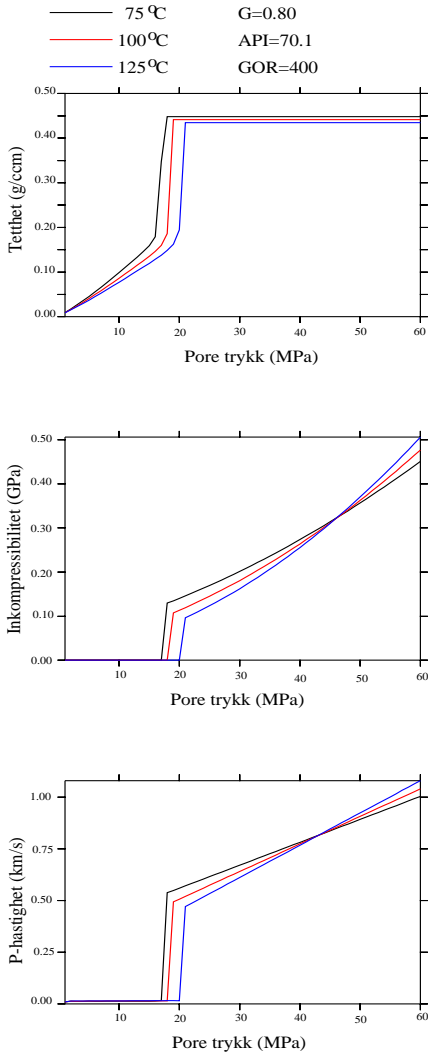
3.5.3 Brine

Det mest vanlige porefluidet er brine (saltvann). Sammensetningen kan variere fra rent vann til salinitet helt opp til 50%. Tetthet og inkompressibilitet varierer ikke like mye med temperatur og trykk som gass og olje gjør. Men for ekstreme verdier av salt vil tettheten øke. Figur 3.11 viser variasjonen i tetthet, inkompressibilitet og P-hastigheten for vann med ulikt salt innhold. Både tettheten og inkompressibiliteten øker for høyere trykk og lavere temperatur. Økt salinitet gir høyere tetthet og inkompressibilitet, som gir økt P-hastighet. Brine har også egenskapen til å absorbere gass, men mengden er liten i forhold til olje, og vi vil ikke studere dette nærmere.

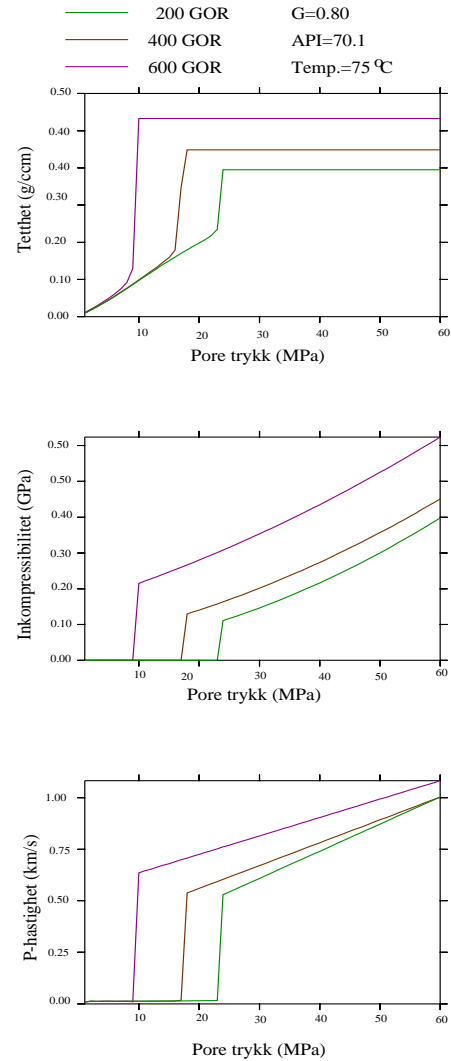
3.5.4 Flerfase-fluid

I reservoarer er det vanlig at porevolumet er fylt med blandinger av flere fluider. Disse blandingene kan være kjemiske, mekaniske eller ublandbare. Vi skal her

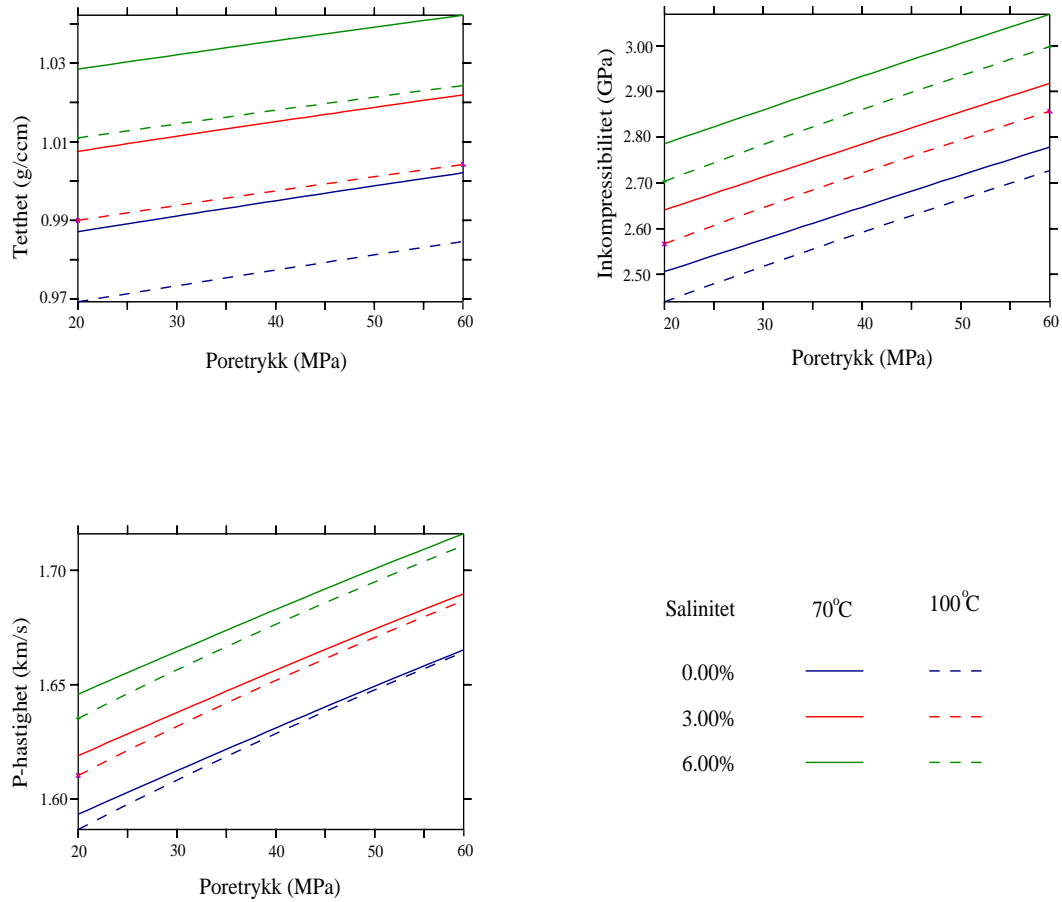
A) Tetthet, inkompressibilitet og P-hastighet som funksjon av pore trykket.



B) Tetthet, inkompressibilitet og P-hastighet som funksjon av pore trykket



Figur 3.10: Egenskapene til olje som funksjon av trykk og temperatur. a) Viser beregnet tetthet, inkompressibilitet og P-hastighet. b) Viser hvordan olje med ulike gass-olje-forhold varierer med trykk.



Figur 3.11: Variasjon i tetthet, inkompressibilitet og P-hastighet som funksjon av trykk og temperatur for vann med forskjellig salinitet.

se på hvordan tettheten, inkompressibiliteten og P-hastigheten vil variere med metningsgraden ved forskjellige trykk. For alle modelleringene er temperaturen lik $90^{\circ}C$.

Modelleringsresultatene fra en olje-gass blanding viser at tettheten avtar linært med økende grad av gass (figur 3.12a). Inkompressibiliteten faller radikalt med en gang vi får en liten del gass i blandingen, noe som fører til at P-hastigheten også faller sterkt ved fri gass i blandingen, men stiger litt når det går mot 100% gassmetning på grunn av lavere tetthet.

Figur 3.12b viser en brine-olje blanding. Tettheten minker som forventet linært med økende andel olje. Inkompressibiliteten og P-hastigheten vil også minke ved økt andel olje. Hvis vi har en blanding der oljen har absorbert gass vil de seismiske egenskapene være lavere jo mer gass som er absorbert.

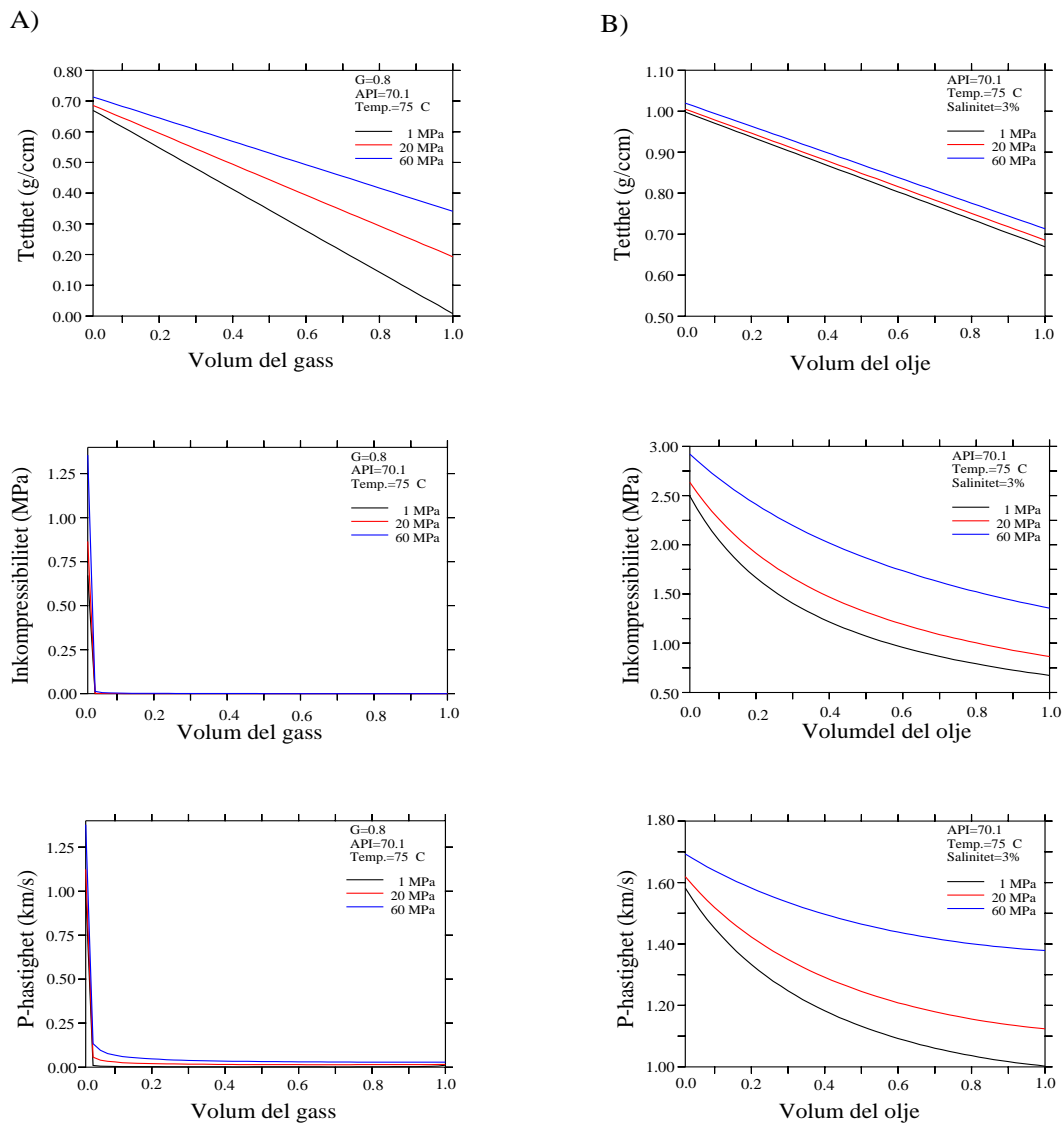
Det er ikke alltid ulike porefluider lar seg blande, og ulike fluider kan opptre i ulike poreformer. I figur 3.13 ser vi forskjellige modeller for hvordan porefluidene kan opptre i porerommet. Det altså ikke bare metningsgraden som påvirker P-hastigheten, men poregeometrien og hvilke fluider som fyller de ulike typer porer har også betydning.

Hastigheten faller mer når det er gass i de flattrykkte porene. Grunnen er at flate porer lar seg lettere deformere ved et spenningspåtrykk. Derfor vil fluidegenskapen i flattrykkte porer ha større betydning på bergartens inkompressibilitet enn porefluidet i de sfæriske porene.

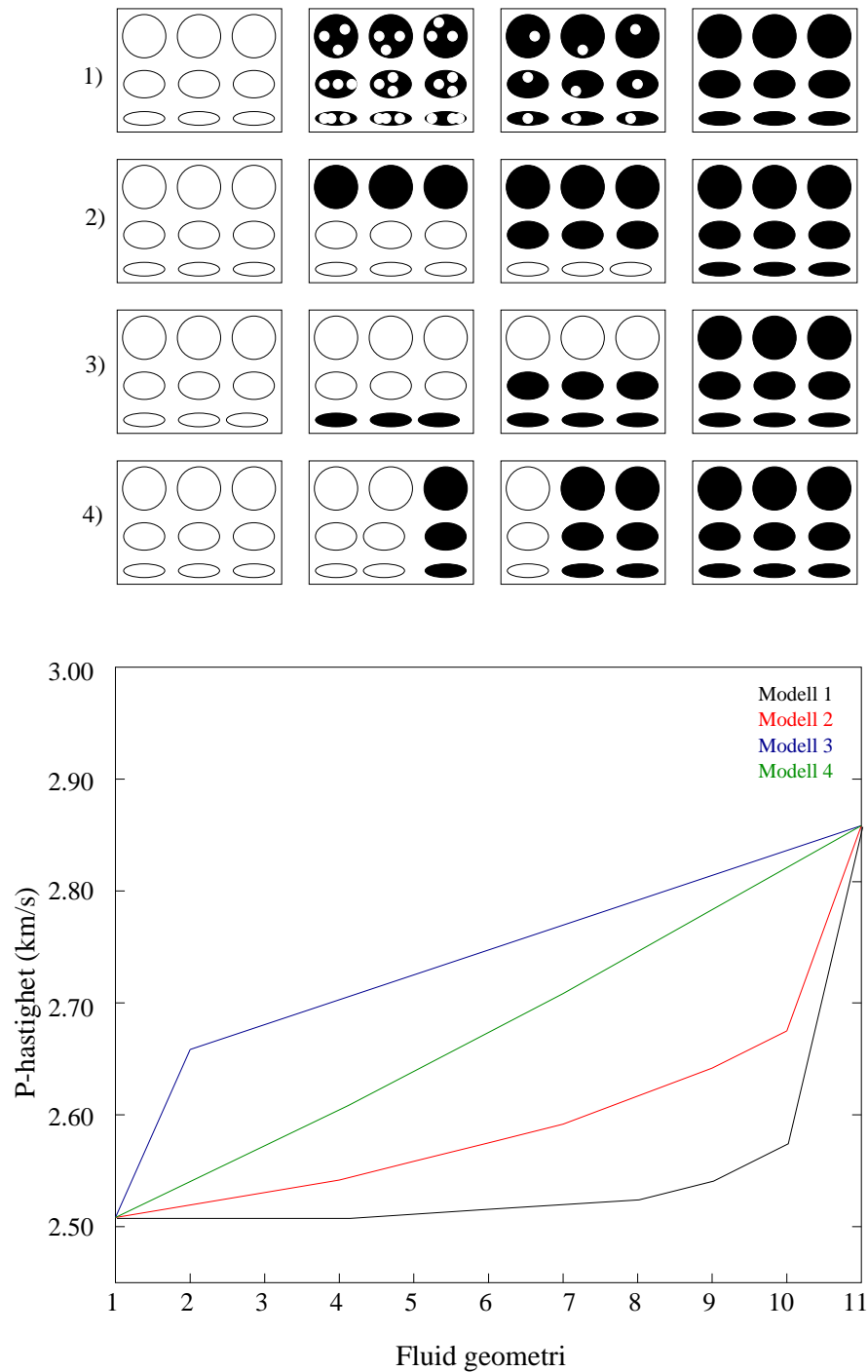
3.6 Offset-avhengig reflektivitet

I seismikk studerer vi refleksjoner fra mange grenseflater. Innfallsvinkelen til dypere refleksjoner vil være bestemt av de fysiske egenskapene til lagene over (figur 3.14). For å gjøre det lettere å demonstrere hvordan energien fordeler seg ved en grenseflate tar vi her utgangspunkt i en modell med to lag (fig. 3.15). Vi har to isotrope homogene lag med en plan kontaktflate. På denne flaten betrakter vi en plan innfallende P-bølge. Energien blir delt i (1) reflektert P-bølge, (2) reflektert S-bølge, (3) transmittert P-bølge og (4) transmittert S-bølge. Vinklene til de reflekterte og transmitterte bølgene følger Snells lov:

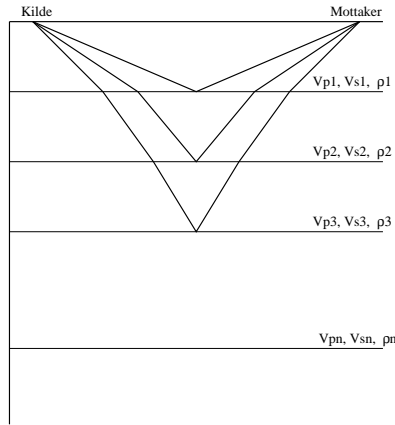
$$p = \frac{\sin \Theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin \Theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin \phi_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{s2}}, \quad (3.13)$$



Figur 3.12: Variasjon i tetthet, inkmpressibilitet og P-hastighet for blanding mellom A) olje-gass, og B) brine-olje.



Figur 3.13: Variasjon i P-hastighet for fire modeller som funksjon av gass-olje forholdet for ulike modeller for hvordan fluidene opptrer i porerommet. Resultatene er beregnet ved en hybrid modell (DEM+Biot) Øverste figur er en prinsipp-skisse der gass er hvit og brine er svart (Johansen, 1997).



Figur 3.14: Geometri for en jordmodell med plane lag for en seismisk innsamling.

hvor inn- og utfallsvinklene er definert i figur 3.15. V_{p1} , V_{s1} og ρ_1 definerer egenskapene i det øverste laget, mens V_{p2} , V_{s2} , og ρ_2 karakteriserer egenskapene i det nederste laget. p i Snells lov er stråleparameteren som er konstant langs en strålebane.

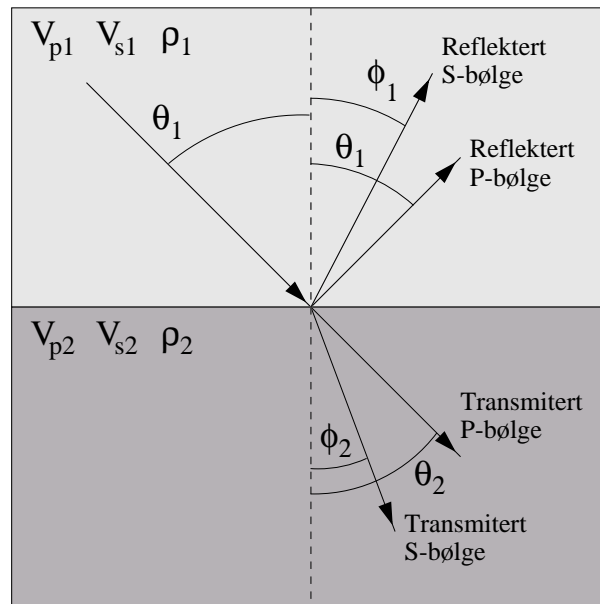
3.6.1 Zoeppritz ligning

Når innfallsvinkelen øker vil energien fra den innfallende P-bølgen bli konvertert til reflekterte og transmitterte bølger (se fig. 3.15). Denne konverteringen er en funksjon av innfallsvinkelen. Siden innfallsvinkelen vil være knyttet til offset avstanden i registrering, blir dette ofte referert til som “offset-avhengig refleksivitet” eller Amplitude Versus Offset (AVO). Refleksjons- og transmisjonskoeffisienten som funksjon av innfallsvinkel er gitt ved Zoeppritz ligning (Waters, 1981)

$$\mathbf{P} \times \mathbf{Q} = \mathbf{R}, \quad (3.14)$$

hvor

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} \sin \Theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \Theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \Theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \Theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\Theta_1 & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos \phi_1 & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin 2\Theta_2 & -\frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix},$$



Figur 3.15: Refleksjon og transmisjon ved en diskontinuitetsflate for en innfallende P-bølge.

$$\mathbf{Q} = \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} \quad \text{og} \quad \mathbf{R} = \begin{bmatrix} -\sin \Theta_1 \\ -\cos \Theta_1 \\ \sin 2\Theta_1 \\ -\cos 2\Theta_1 \end{bmatrix}.$$

\mathbf{Q} vil gi de ukjente amplitudene

- A = amplituden til den reflekterte P-bølgen
- B = amplituden til den transmitterte P-bølgen
- C = amplituden til den reflekterte S-bølgen
- D = amplituden til den transmitterte S-bølgen

Løsningen for ligning 3.14 blir dermed

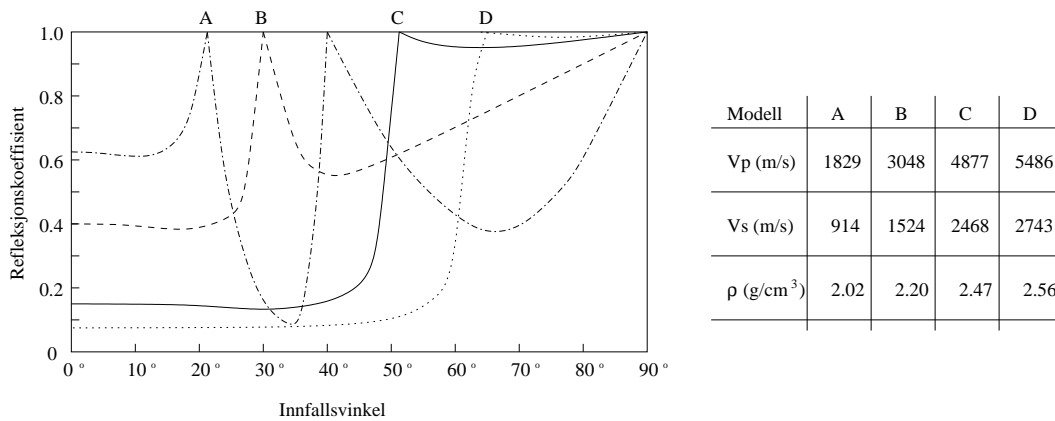
$$\mathbf{Q} = \mathbf{P}^{-1} \times \mathbf{R}. \quad (3.15)$$

I utledning av Zoeppritz ligning forutsetter vi planbølger, og at partikkelbevegelsen og spenningen over diskontinuitetsflaten er kontinuerlige. Vi ser ellers at det er tetthetene ρ_1 og ρ_2 , hastighetene V_{p1} , V_{p2} , V_{s1} og V_{s2} og innfallsvinkler som influerer på refleksjons- og trasmisjonskoeffisientene.

Figur 3.16 viser hvordan refleksjonskoeffisienten varierer med innfallsvinkelen når V_p/V_s forholdet for de to tilgrensende lagene er konstant, men forskjellen i akustisk impedans varierer. Denne figuren viser hele spekteret av innfallsvinkler, mens det i en seismisk innsamling vanligvis bare vil være innfallsvinkler opp til 30° (Castagna, 1993). Ellers legger vi merke til at hastighetskontrastene over diskontinuitetsflaten er relativt store, noe en kun sjeldent oppnår ved siliklastiske sedimenter.

Følgende generelle trekk gjelder for reflektiviteten (Castagna et al., 1993).

- Maksimumsverdier ved 0° , kritisk vinkel og mulig kritisk vinkel for konverterte S-bølger.
- Refleksjonskoeffisienten ved lave innfallsvinkler minsker svakt ved større vinkel.

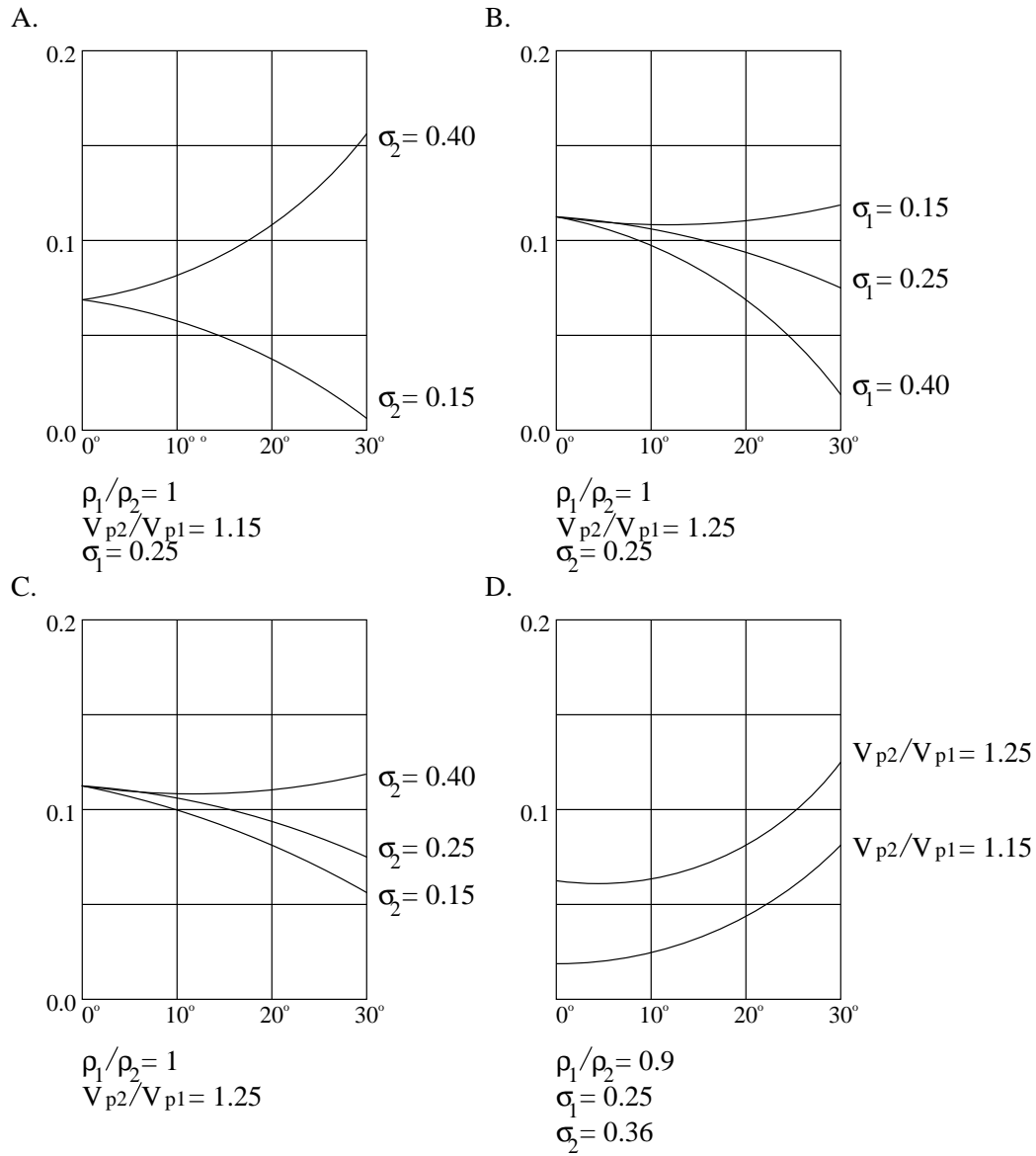


Figur 3.16: Refleksjonskoeffisienten som funksjon av innfallsvinkelen for fire modeller med konstant V_p/V_s forhold, men med ulike hastigheter og tetthet. Lag 1 har verdiene gitt i tabellen, mens lag 2 verdier er: $V_p = 6096$ (m/s), $V_s = 3048$ (m/s) og ρ er 2.65 (g/cm³) (Modifisert fra Castagna et al., (1993)).

- Den første kritiske vinkelen er gitt ved $\sin \Theta_c = \frac{V_{p1}}{V_{p2}}$. For vinkler større enn den kritiske vinkelen vil den reflekterte P-bølge energien minke på grunn av økning av konvertert energi til reflekterte og transmitterte S-bølger.
- Refleksjonskoeffisienten blir kompleks over den kritiske vinkelen, som følge av endring av fasen.
- Refleksjons- og transmisjonskoeffisientene er ikke en funksjon av frekvensen.

Vi ser av figur 3.16 at refleksjonskoeffisienten, når V_p/V_s forholdet er konstant, forandrer seg relativt lite for innfallsvinkler som er vanlig i seismiske innsamlinger (0-30°). Koefoed (1955) gjorde et laboratorie eksperiment der innfallsvinkelen varierte mellom 0-30° for 17 medier med ulike elastiske egenskaper, og oppnådde følgende konklusjon (figur 3.17):

- Når det underliggende mediet har større P-hastighet mens de andre egenskapene til de to mediene er lik, vil en økning i Poissons forhold for det nederste mediet føre til en økning av refleksjonskoeffisientene med økende innfallsvinkel.



Figur 3.17: Refleksjonskoeffisienten som funksjon av innfallsvinkel og A) varierende verdier av σ_2 B) varierende verdier av σ_1 C) varierende verdier av $\sigma_1 = \sigma_2$ D) varierende hastighetskontraster (Modifisert fra Koefoed, 1962).

- Lik eksemplet over, med unntak av at Poissons forhold minker for det nederste mediet, vil refleksjonskoeffisienten minke for større innfallsvinkler.
- Samme eksempel. Når Poissons forhold økes for begge lagene og har samme verdi, vil refleksjonskoeffisienten for større innfallsvinkler øke.
- I det første eksempelet vil effekten bli mer markert ved lave hastighetskontraster.
- Innfallsvinkler opp omtrent til 30° vil bare ha delvis påvirkning på refleksjonskoeffisienten.

Shuey (1985) gjorde en forenkling av Zoeppritz ligning for reflekterte stråler og verifiserte Koefoeds empiriske resultater analytisk. Amplituden kan variere for innfallsvinkler opp til 30° når Poissons forhold er forskjellig for de to tilgrensende lagene. Vi ser fra ligning 3.3 og figur 3.1 hvordan Poissons forhold kan relateres til V_p/V_s forholdet. Derfra kan en bruke Koefoed sine konklusjoner til tolkning innen seismisk utforskning. Den andre av Koefoeds konklusjoner kan f.eks. tilsvare de fysiske forutsetningene som når en skifer er takbergart over et gass-sandreservoar. Mest sannsynlig vil V_p/V_s forholdet til skiferen være høyere enn den gassmettede sanden, slik at amplituden vil avta med økende innfallsvinkel.

Til nå har vi bare sett på hvordan refleksjonskoeffisienten kan variere med offset. I en seismisk innsamling vil det også være en del andre faktorer som vil påvirke amplitudene. En del av disse faktorene er gitt i tabell 3.2. Som vi ser av tabellen er noen av faktorene både påvirket og uavhengig av offset. For å minimalisere noen av disse faktorene kan vi blant annet ved seismisk prosessering kompensere for faktorer som sfærisk divergens og uelastisk absorpsjon, mens tilfeldig og koherent støy bør helst minimaliseres eller aller helst fjernes. Noen av de andre faktorene må vi imidlertid bare leve med.

3.7 Oppsummering

I dette kapitlet har vi ved hjelp av empiriske undersøkelser og teoretiske bergartsmodeller vist hvordan de seismiske parametrene blir påvirket av ulike

-
- A. Ønsket informasjon
 - 1. refleksjons koeffisienten versus offset
 - B. Potensiell informasjon (sett på som støy for noen metoder; signal for andre)
 - 1. sammensatte refleksjoner fra multiple grenseflater
 - 2. tuning på grunn av NMO konvergens
 - 3. mode konversjon
 - C. Faktorer som er uavhengig av offset
 - 1. tilfeldig støy
 - 2. instrumentering
 - 3. kilde/mottaker kobling
 - D. Faktorer som er påvirket av offset
 - 1. kilde/mottaker direktivitet som inkluderer "ghosting" og "array" respons
 - 2. kritiske vinkler
 - 3. koherent støy, multipler
 - 4. sfærisk spredning
 - 5. forstyrrelser av prosessering, feil NMO og "strekking"
 - 6. uelastisk absorpsjon og anisotropi
 - 7. transmisjon og scattering over mål-soner
 - 8. kompleks struktur
-

Tabell 3.2: Faktorer som påvirker den seismiske amplituden (Castagna, 1993).

bergartsparemetre og porefluider.

Gardner et al. (1974) og Wyllie et al. (1956) viste at hastigheten vil avta ved økende porøsitet. Økende andel leire i matriks vil også føre til laver P- og S-hastigheter (Han et al., 1986). Poregeometrien forandrer seg også som en funksjon av litologien, der større andel flattrykte porer vil gi laver hastigheter.

De fysiske egenskapene til porefluidene varierer med trykk og temperatur. For brine er det relativt små endringer og størst påvirkning er graden av salinitet. Gass blir karakterisert ved den spesifikke egenvektet, G , der både tetthet og P-hastighet øker ved økende trykk og egenvekt, men minker med økende temperatur. Olje beskrives ved API verdier, der høy verdi viser til en olje som består av lette komponenter. Olje blir også beskrevet ved et gass-olje-forholdet (GOR), som viser hvor mye gass som kan bli absorbert i en gitt olje. GOR-verdien øker ved økende trykk, og synker ved økende temperatur. Forandringen av de fysiske parametrene ved boblepunktet, P_b , er store. Med fri gass i oljen blir tettheten og inkompressibiliteten kraftig redusert.

Videre har vi sett på refleksjons- og transmisjonskoeffisientene, gitt ved Zoepritz ligning. For siliklastiske sedimentære lagpakker vil det være liten variasjon innen amplitude ved innfallsvinkler opp mot 30° hvis V_p/V_s forholdet er likt på hver siden av grenseflaten. Koefoed (1955) viste at refleksjonskoeffisienten vil variere med mindre innfallsvinkler enn 30° når det er forskjell i V_p/V_s forholdet til de to tilgrensende mediene. Dette ble senere verifisert av Shuey (1985), og er utgangspunktet for dagens AVO analyse.

Resultatene fra dette kapitlet vil bli brukt ved både arbeidet med de syntetiske dataene i kapittel 4, og ved tolkningen av bergartsparemetre fra akustisk impedans i kapittel 5.

Kapittel 4

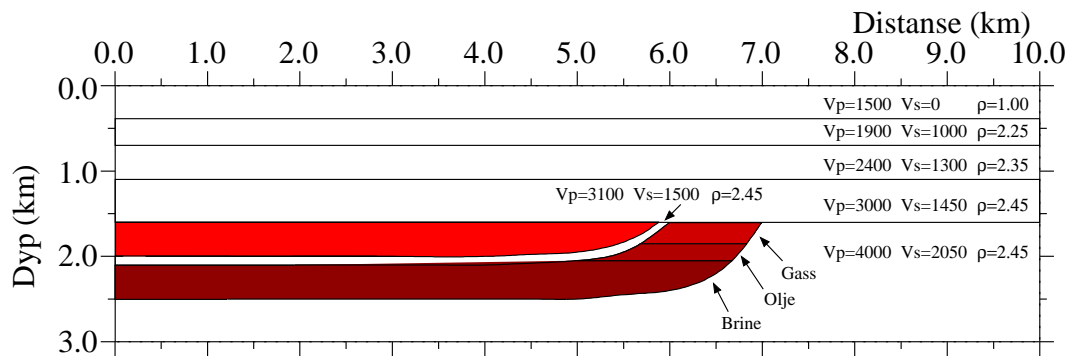
Analyse av syntetiske data

4.1 Innledning

Metoder for inversjon av seismiske data tar oftest utgangspunkt i en stacket trase som representerer en normalreflektert P-bølge. Ved en slik inversjon prøver vi å ekstrahere den akustiske impedansen, dvs. tettheten multiplisert med P-hastigheten. En stacket trase består av gjennomsnittsverdien til en CMP¹-samling, som igjen er satt sammen av flere traser med ulik offset. Ved større offset er refleksjonskoeffisienten som regel ikke bare bestemt av P-hastigheten og tettheten, men også av innfallsvinkelen og S-hastigheten. Dersom det er stor forskjell i V_p/V_s forholdet mellom de tilgrensende lagene vil vi få en sterk AVO effekt. Den stackete trasen vil dermed representere en pseudo refleksivitetsrekke der verdien av refleksjonskoeffisienten er “smurt” ut av de forskjellige verdiene i CMP-samlingen. Dette kan føre til en feiltolkning av den akustiske impedansen til bergartslagene.

Vi vil i dette kapitlet lage en syntetiske bergartsmodeller og generere syntetiske seismogrammer. Videre vil vi gi en kort beskrivelse av prosesseringen av de syntetiske dataene og deretter diskutere hvordan de ulike modellene gjenspeiles i de seismiske dataene, både i nærtrasen og stack. Til slutt vil vi ta for oss forskjellene mellom nærtrasene og de stackete trasene, samt eksempler på “feil” en inversjon av stackete trasene kan gi på grunnnet AVO effekter.

¹CMP-Common midpoint (felles midtpunkt)

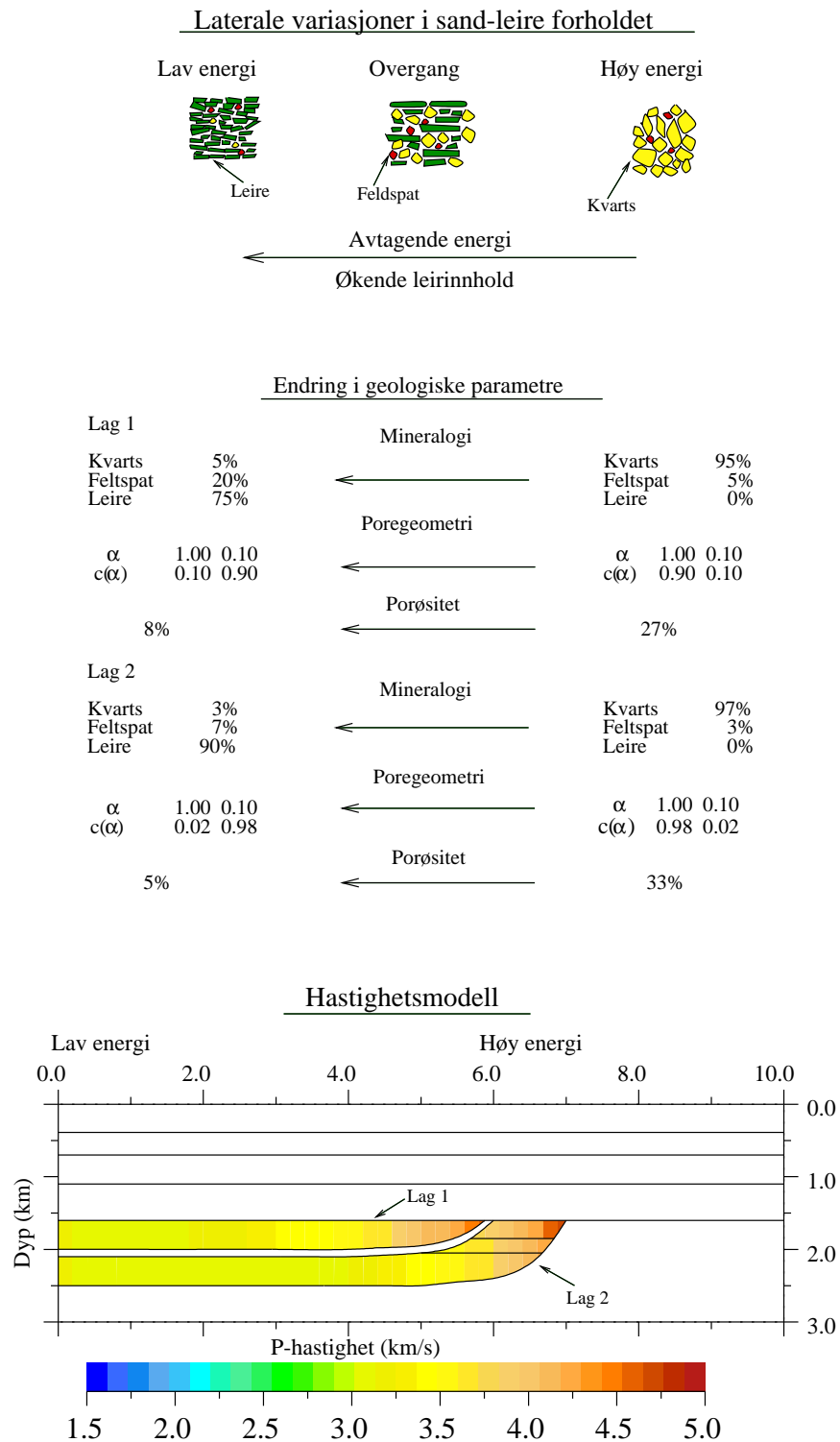


Figur 4.1: Geometrisk modell med konstante egenskaper. Fargelagte blokker viser hvor de geologiske blokkene importeres.

4.2 Den geologiske og geofysiske modellen

Figur 4.1 illustrerer den geofysiske modellen som vil bli brukt ved den seismiske modelleringen. De hvite lagene er definert ved konstante hastigheter og tettheter, mens de fargelagte blokkene viser hvor de geologiske modellene vil bli importert. Disse lagene vil ha lateralt varierende litologi. I det øverste laget vil vi teste effekter av ulike porefluider, mens det nederste vil være konstant med fordeling av porefluid slik figuren viser.

Torgersen (1999) viste hvordan bergarters fysiske egenskaper kunne relateres til ulike avsetningsmiljøer, og etablerte hastighetsmodeller for ulike geologiske hypoteser. Vi vil kun ta for oss en modell med lateral variasjon i sand/leire forholdet (figur 4.2). Sammen med variasjon i litologi, antar vi en samvariasjon i poregeometri og porøsitet. Som vi så tidligere i oppgaven (delkapittel 3.4) øker andel flattrykte porer med andel leire i matriks. Porøsiteten øker generelt med økt sandinnhold i bergarten. Som en følge av diagenese og av at lag 2 er en dypereliggende sekvens, er andel leire større og bergarten mindre porøs i venstre del av figuren. Koblingen mellom de geologiske og seismiske parametrene er gitt ved en hybrid metode (Johansen, 1997).



Figur 4.2: Modell med variasjon i sand/leire forholdet. Til venstre har vi arenitt og til høyre skifer (Modifisert fra Torgersen, 1999).

4.3 Seismisk modellering

Den seismiske modelleringen skjer ved dynamisk “ray-tracing”. Denne prosedyren bestemmer størrelser ved bølgeutbredelser i lagdelte medier, og resultatene vil være en tilnærming av bølgeligningen. I tillegg til P- og S-hastigheter vil modelleringen ta hensyn til parametre som tetthet, geometrisk spredning, krumning av bølgefronten og refleksjons- og transmisjonskoeffisienter. Sammenhengen mellom strålebanene og bølgefront er skissert i figur 4.3a. Stråler vil alltid være normal på bølgefronten og lede tilbake til kilden. Figur 4.3b viser eksempler på bølgebanene fra en kilde med flere mottakere. Vi ser at når lagene er horisontale og hastighetene konstante vil refleksjonspunktene på grenseflaten, x , ligge midt mellom kilde og mottaker, mens dette ikke er tilfelle ved mer kompleks geometri.

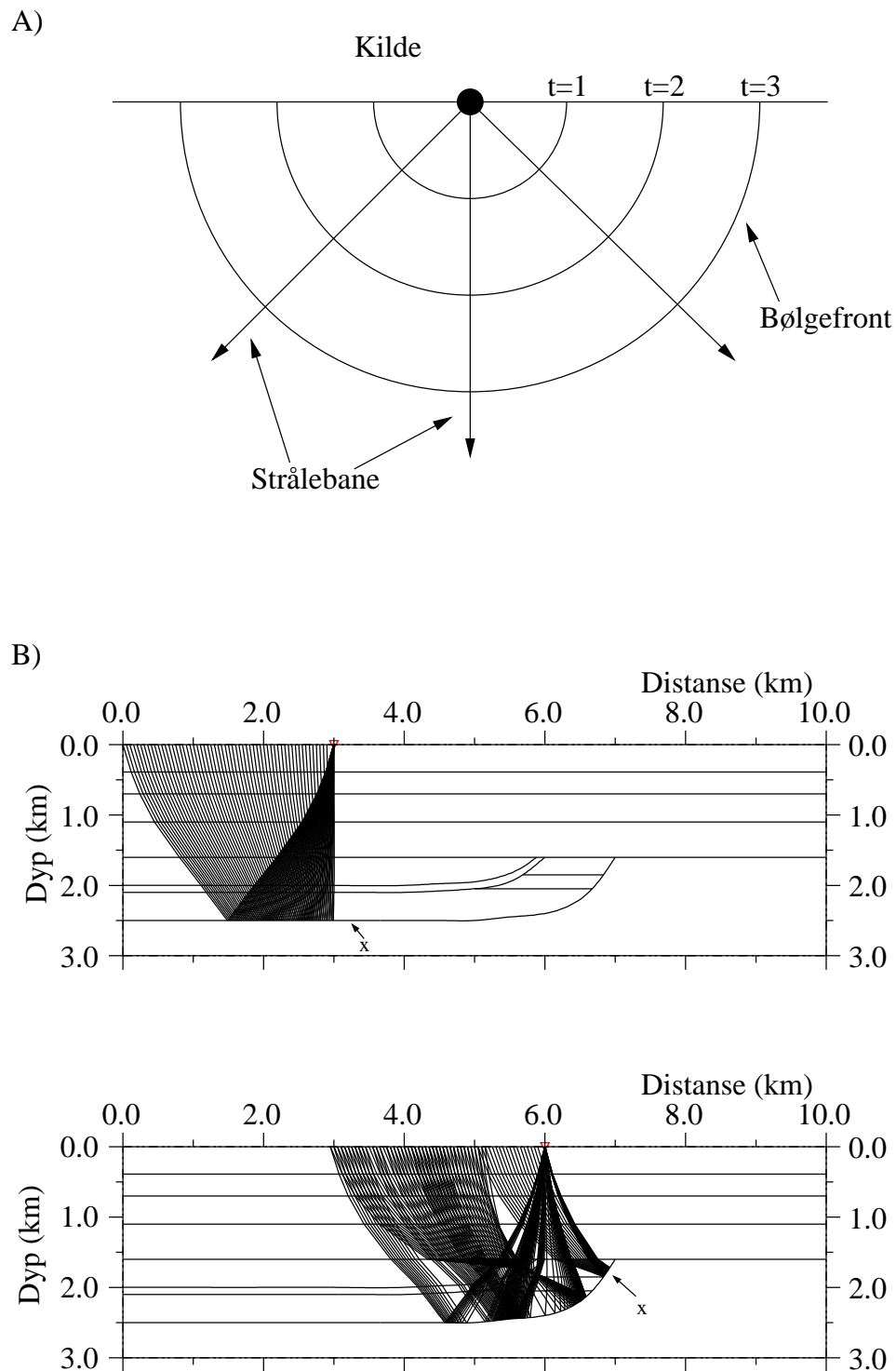
Seismisk modellering er en simulering av en seismisk innsamling (figur 4.4). Etter at modellen er laget defineres den seismiske surveyen før ray-tracingen utføres. Skudd intervallet i modelleringen er hver 50 meter, nær-offset er 100 meter, mottaker intervallet er 25 meter, og med 120 mottakere blir den simulerte kabelen 2975 meter lang. Seismogrammet framkommer ved å konvolvare en seismisk puls, i dette tilfellet en 50Hz Ricker wavelet, med refleksjonsrekken generert ved ray tracingen.

4.4 Prosessering og inversjon

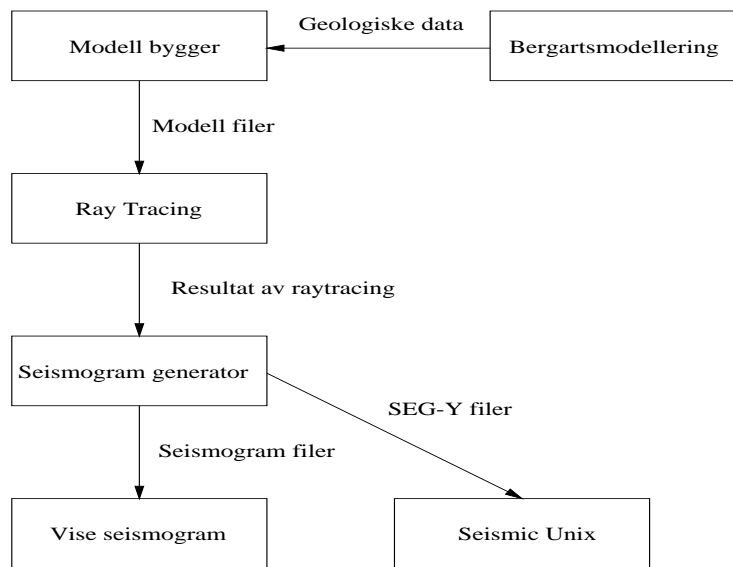
Stegene i prosesseringen av de syntetiske dataene er gitt i figur 5.4, og vi vil her gi en kort beskrivelse av de ulike prosessene.

Definere geometri

De syntetiske trasene, som ble generert i NORSAR-2D, mangler header verdier for CMP og offset. For noen av stegene i prosesseringen er disse parametrene nødvendig, derfor må det defineres CMP og offset verdier for hver enkelt trase i data-settet. Figur 4.6a. viser forskjellen mellom en felles skuddpunkt samling og en CMP-samling. Fordelene ved å organisere trasene i CMP-samlinger er at signal-støy forholdet i dataene kan økes ved stacking, og at det blir mulig å



Figur 4.3: A) Skjematisk fremstilling av strålebaner og bølgefronter til sfæriske bølger (Fagin, 1991). B) Eksempler på strålebaner for refleksjon fra ulike refleksjonspunkt på grenseflaten x i den syntetiske modellen.



Figur 4.4: Skisse av fremgangsmetode for seismisk modellering.

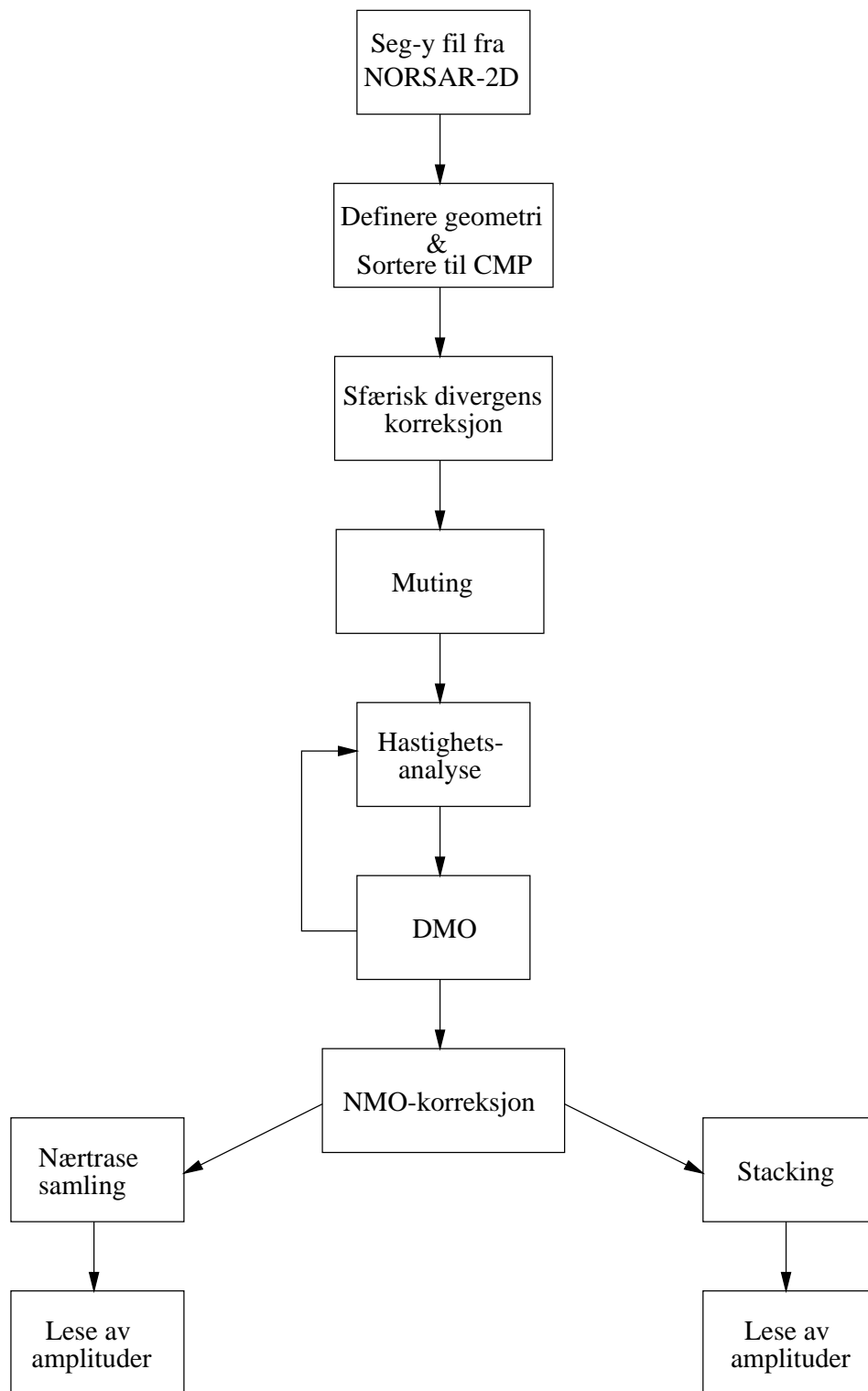
estimere hastighetsfordelingen nedover i jorden. Figur 4.6b viser ulike måter å presentere seismiske data på.

Sfærisk divergens

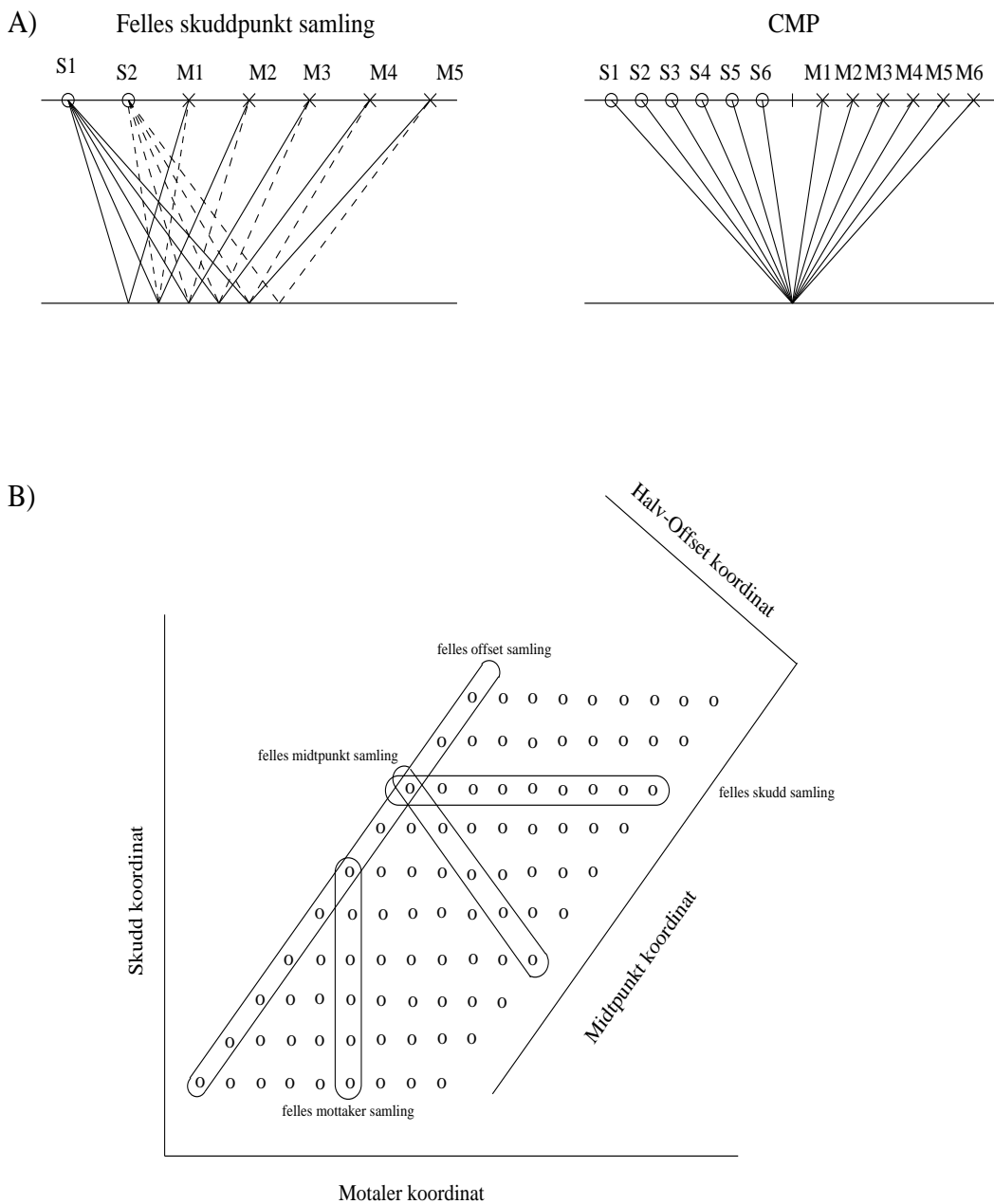
I homogene og isotrope medier uten absorpsjon vil bølgefronten ha konstant energi når den brer seg fra kilden. Energien som passerer et enhetsareal på en kule med radius, r , og med sentrum i kilden, vil være proporsjonal med $1/r^2$. Energien i en svingning er proporsjonal med kvadratet av amplituden, A , slik at amplitudeverdien er

$$A \propto \frac{1}{r}, \quad (4.1)$$

hvor r avstand til kilde. Denne avstanden kan beregnes ved å multiplisere hastigheten med tiden. Vi kan derfor kompensere for den geometriske spredningen ved å multiplisere det registrerte signalet med produktet av hastigheten og tiden.



Figur 4.5: Skisse av prosesseringsstegene for de syntetiske dataene.



Figur 4.6: a) To skudd med tilsvarende mottakere og en CMP-samling med seks fold b) Forholdet mellom ulike måter å presentere seismiske data. Hver 0 indikerer en seismisk trase. (Modifisert fra Scales, 1997)

Muting

Før stacking av trasene kan det ofte være en fordel å nullstille eller fjerne deler av trasene.

NMO-korreksjon medfører en strekking av dataene, som er størst for de grunne reflektorene ved fjerntrasene. For å unngå dette defineres det en mute funksjon som fjerner data som er strekt over en bestemt prosent del av nærtrasen. Dette er illustrert i figur 4.8, hvor vi ser CMP-samling før og etter NMO-korreksjon. Over-kritisk reflekterte bølger kan også ødelegge stacking-prosessen på grunn av relativt store faseskift av den seismiske pulsen. Området med over-kritiske refraksjoner vil være det samme som der NMO “strekken” er størst. Disse innsatsene blir derfor også, som regel, fjernet før prosesseringen.

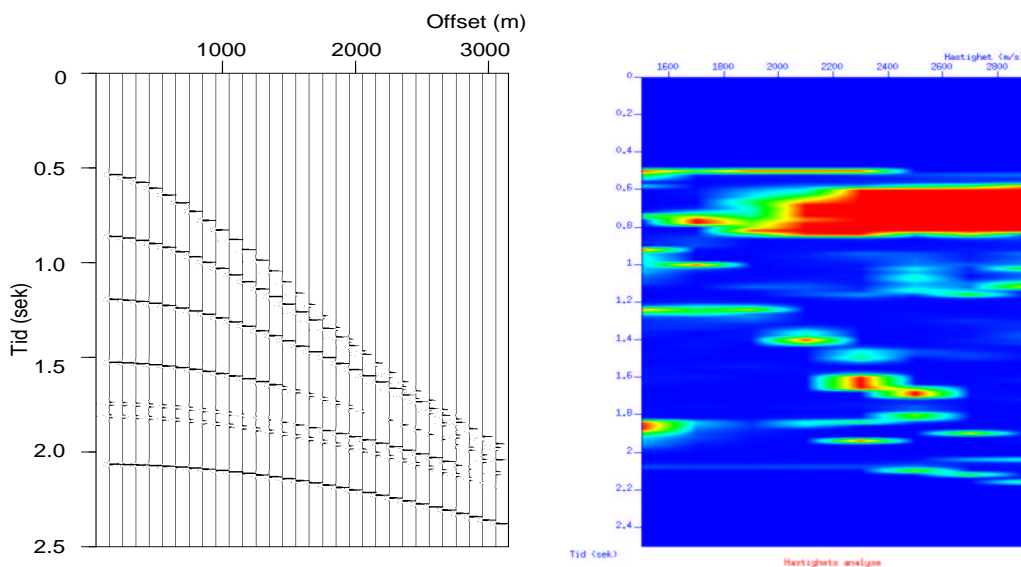
Ellers kan det være tilfeller for reelle data der det er lurt å fjerne indre deler av dataene. Eksempler på dette er ved kraftige overflatebølger, luftpulser eller multipler.

Normal moveout (NMO) korreksjon, hastighetsanalyse og stacking

For å forbedre signal-støy forhold blir trasene i en CMP-samling slått sammen til en trase. Denne reduksjons-prosessen kalles stacking og fungerer som en midling av amplituder for samme tidsnivå på trasene. Siden trasene i en CMP-samling har ulik offset, må trasene påføres en tidskorreksjon, Δt , slik at innsatsene fra samme reflektor får lik toveis gangtid. Denne korreksjonen omtales ofte NMO, og er gitt som (Bruland, 1993)

$$\Delta T_{x,i} = \sqrt{T_{0,i}^2 + \frac{x^2}{v_{rms,i}^2}} - T_{0,i}, \quad (4.2)$$

hvor ΔT_x er differansen i to-veis-gangtid, T_0 er tiden ved 0-offset, x er offset, og v_{rms} er rms-hastigheten. For å kunne regne ut $\Delta T_x(t)$ må vi finne $v_{rms}(t)$. Denne hastigheten kan estimeres utfra de observerte dataene ved å bruke et hastighetsspektrum, som tar utgangspunkt i en eller flere CMP-samlinger (figur 4.7). Siden hver trase i en CMP-samling har ulik skudd-mottaker avstand danner reflektorene hyperbler ved refleksjon fra horisontale lag med konstant hastighet. Ved hastighetsanalysen prøver vi å finne de hyperblene som passer best til de observerte refleksjonene. De hyperblene som passer best definerer



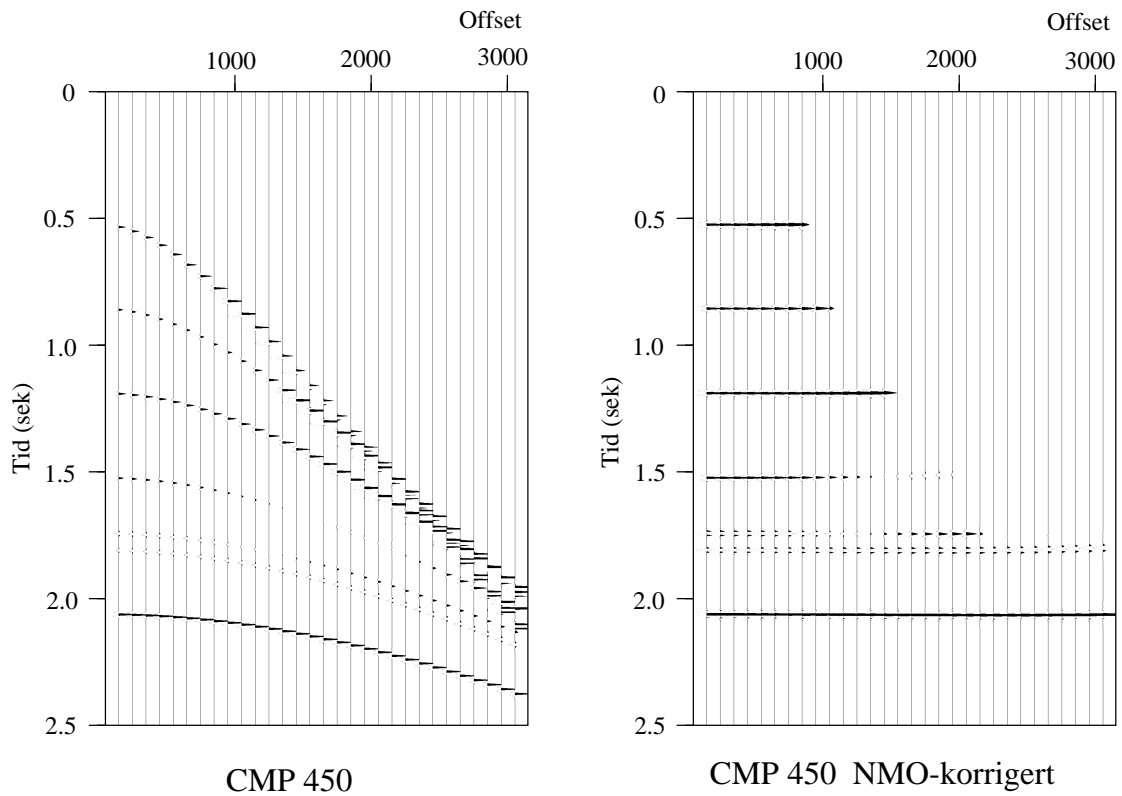
Figur 4.7: En CMP-samling med tilsvarende hastighetsspektrum.

hastighetene for de ulike innsatsene og gir utslag på hastighetsspekteret. Ved å “plukke” disse utslagene finner vi hastigheter som er tilnærminger av v_{rms} (ligning 4.2). Disse tilnærmelsene definerer igjen de såkalte stacking hastighetene.

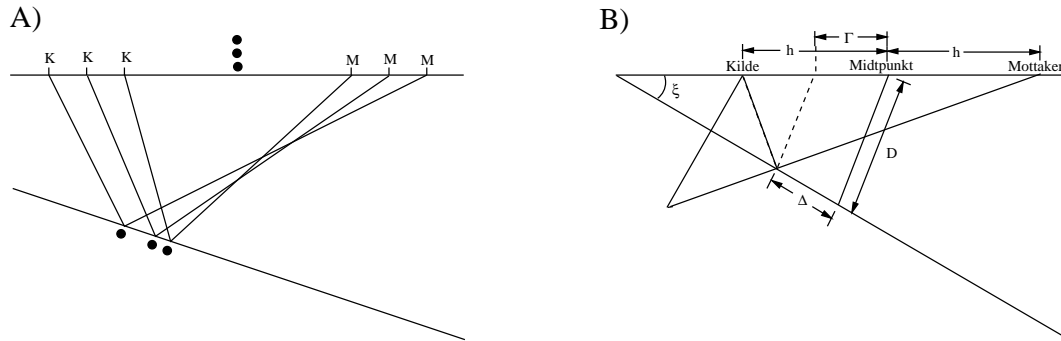
Stacking hastighetene brukes ved NMO-korreksjon i stedet for v_{rms} . Ved et best mulig estimat av hastighetene vil vi få et bedre resultat når de NMO-korrigerede dataene stackes. Figur 4.8 viser en CMP-samling før og etter NMO korreksjon. Selve stacking prosessen fungerer som en midling av amplituder med likt tidsnivå i den NMO korrigerede CMP-samlingen. Den stackete trasen kan uttrykkes matematisk ved (Bruland, 1992)

$$s(t) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M y_i(t), \quad (4.3)$$

der M er antall traser og $y_i(t)$ er trasene fra den NMO-korrigerede CMP-samlingen. Primær innsatsene vil bli summert i fase, og ideelt sett vil det ikke være noen AVO effekt. Siden tilfeldig og koherent støy vil være ute av fase etter NMO-korreksjon, vil de bli dempet og signal-støy-forholdet bedres ved stacking.



Figur 4.8: En CMP-samling før og etter NMO-korreksjon. “Strekk-muten” er ved 50% økning av amplitudene til nærtrasen.



Figur 4.9: A) Ved hellende laggrenser vil ikke refleksjonspunktene ligge vertikalt under midtpunktet (Liner, 1999). B) Skisse over hvordan refleksjonspunktet rekonstrueres for lag med konstant hastighet (Sheriff, 1991).

Dip moveout (DMO)

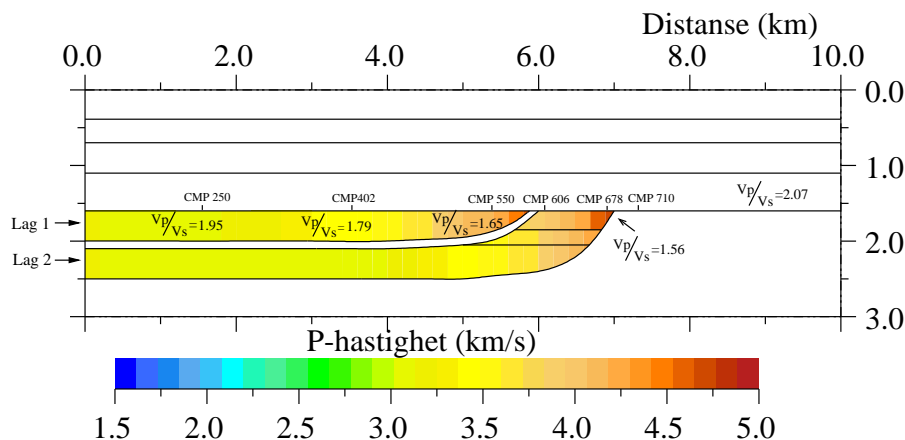
Ved hellende reflektorer vil en CMP-samling ikke ha noe felles midtpunkt (figur 4.9a), noe som resulterer i at det ikke blir en hyperbolsk refleksjonskurve. For å korrigere for disse effektene utføres DMO. Målsetningen med DMO er å begrense utstrekningen av et felles refleksjonspunkt før stacking og gjøre refleksjonskurven hyperbolsk. Figur 4.9b viser hvordan refleksjonspunkter kan rekonstrueres når hastighetene er konstant. Levin (1971) viste at ved å flytte fjerntasene en avstand

$$\Gamma = \left(\frac{h^2}{D} \right) \sin \xi, \quad (4.4)$$

ungår vi en utsmørning av refleksjonspunktene ved at de blir transformert til 0-offset. Noen av fordelene ved DMO er at stacking hastighetene blir uavhengige av hellende grenseflater, noe som igjen gir muligheter for bedre resultat ved stacking og migrasjon.

4.5 Tolkning med hensyn på bergartsegenskaper

Vi vil nå se nærmere på nærtraseplott og stack for tre modeller med henholdsvis brine, gass og olje som porefluid i lag 1. Det vi er mest opptatt av er



Figur 4.10: Hastighetsmodell med brine som porefluid i lag 1. Poretrykket er 20MPa og vannets salinitet er på 3%.

forskjellen mellom normalt reflekterte innsatser og stack, og hvilke feiltolkning en stack kan gi ved store AVO effekter. For å vise variasjonen i AVO effekter har vi valgt å se nærmere på tre faste refleksjonspunkter på den øverste grenseflaten til lag 1. På hastighetsmodellen har vi også lagt inn V_p/V_s -forholdet ved disse tre punktene.

De geologiske modellene er laget ved hybrid metode (DEM+Biot, Johansen 1997).

Brine

Figur 4.10 viser hastighetsmodellen når lag 1 er en vannmettet bergart med et poretrykk på 20 MPa og med en salinitet på 3%. Vi ser av figuren at hastigheten øker mot høyre i figuren, mens V_p/V_s forholdet minker. I kapittel 3 ble det vist at ved en økning av andel leire (C) i matriks kombinert med økning i porøsitet vil hastighetene avta. Men siden hastigheten øker selv med økende porøsitet i lag 1, må de mineralogiske forandringene her ha større påvirkning på de seismiske parametrene enn porøsiteten. S-hastigheten må dessuten ha en relativt større økning i forhold til P-hastigheten siden V_p/V_s forholdet minker ved overgangen mot mer sandholdige bergarter.

Nærtraseplottet av modellen med brine som porefluid er vist i figur 4.11. Den

nederste figuren viser maksimal absoluttverdi til amplitudene i tidsvinduet, 1.50-1.55 sek, på nærtraseplottet. En sammenligning av figurene 4.10 og 4.11, viser at økningen i hastighet gir en økning i amplitudeverdi for de normalt reflekterte bølgene fra den øverste grenseflaten til lag 1.

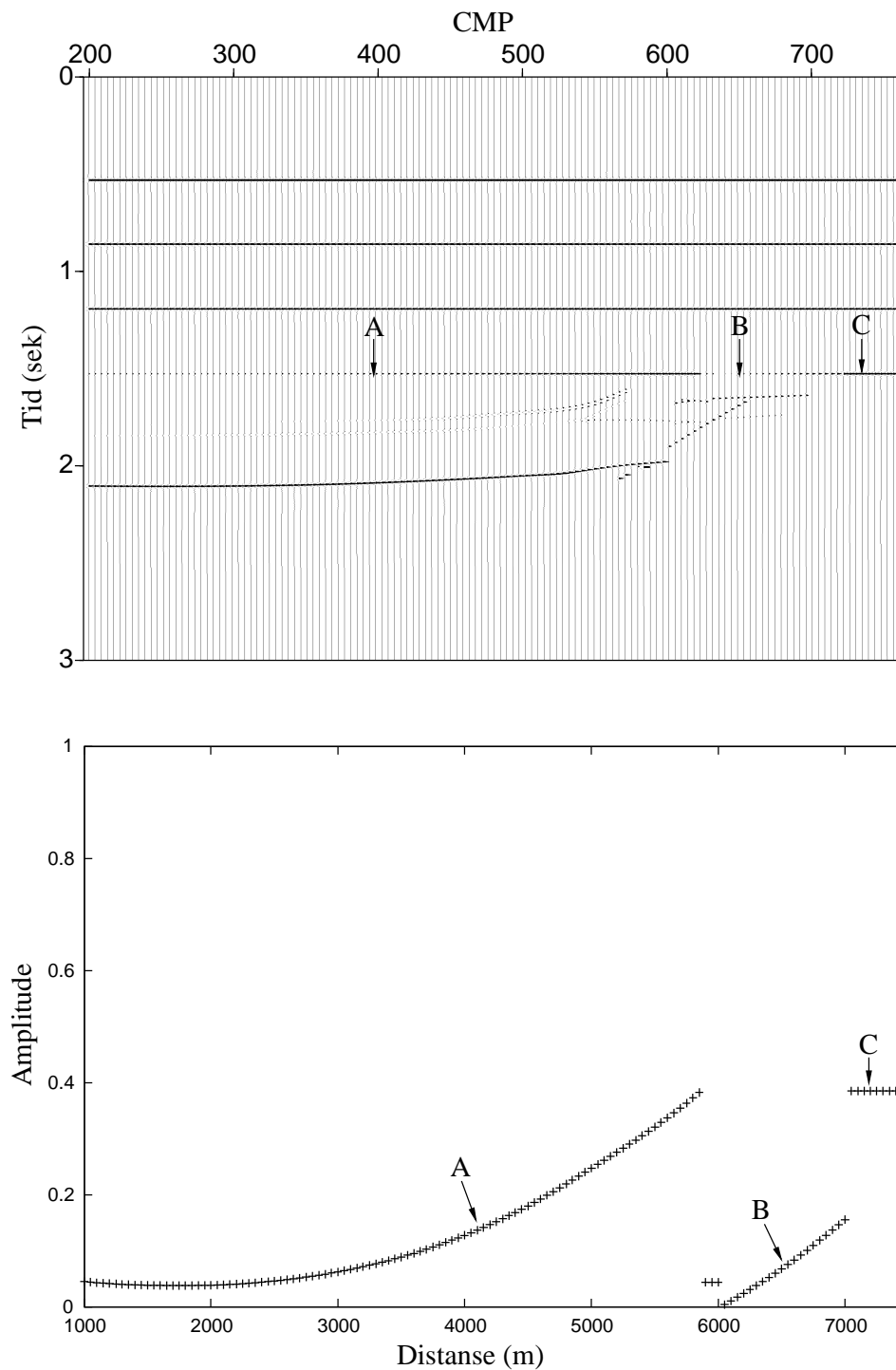
Figur 4.12 viser et utsnitt av tre CMP-samlinger med refleksjonspunkter som vist i figur 4.10. For hver CMP har vi inkludert et plott med absolutt amplitudeverdi til hver enkelt trase i CMP-samlingene. Vi ser at V_p/V_s forholdet er lavere for sandsteinen enn for skiferen og at laget over lag 1 har et V_p/V_s forhold lik 2.07, noe som kan tilsvare en skifrig bergart. Fra kapittel 3 så vi at refleksjonskoeffisienten avtok med offset når det nederste laget ved en grenseflate har lavere V_p/V_s forhold enn laget over (Koefoed, 1962; Shuey, 1985). Dette korresponderer med de tre CMP-samlingene. Reduksjonen i amplitude med offset er størst for CMP 550 som har det laveste V_p/V_s forholdet. Siden CMP 250 og 402 har mindre amplitudeverdier for normalt reflekterte bølger får de et skifte i polaritet og negative amplituder ved økning av offset. Den kritiske vinkelen for refleksjon nåes ved offset på omtrent 2000 meter, og amplitudene etter denne vinkelen blir delvis forvrenget på grunn av faseforskyvning.

CMP 606 og CMP 678 er refleksjonspunkter ved grenseflaten til lag 2 (fig 4.10). Denne delen av lag 2 representerer en gassmettet sandstein hvor porøsiteten og andelen kvarts i matriks er høyere enn i lag 1. Figur 4.13 viser de nevnte CMP-samlingene med tilsvarende absolutte amplitude verdier. Siden gass er mye lettere enn brine og fordi porøsiteten er høyere, blir den effektive tettheten mindre. Dette sammen med lavere hastighet gir lavere amplituder enn for den vannmettede bergarten.

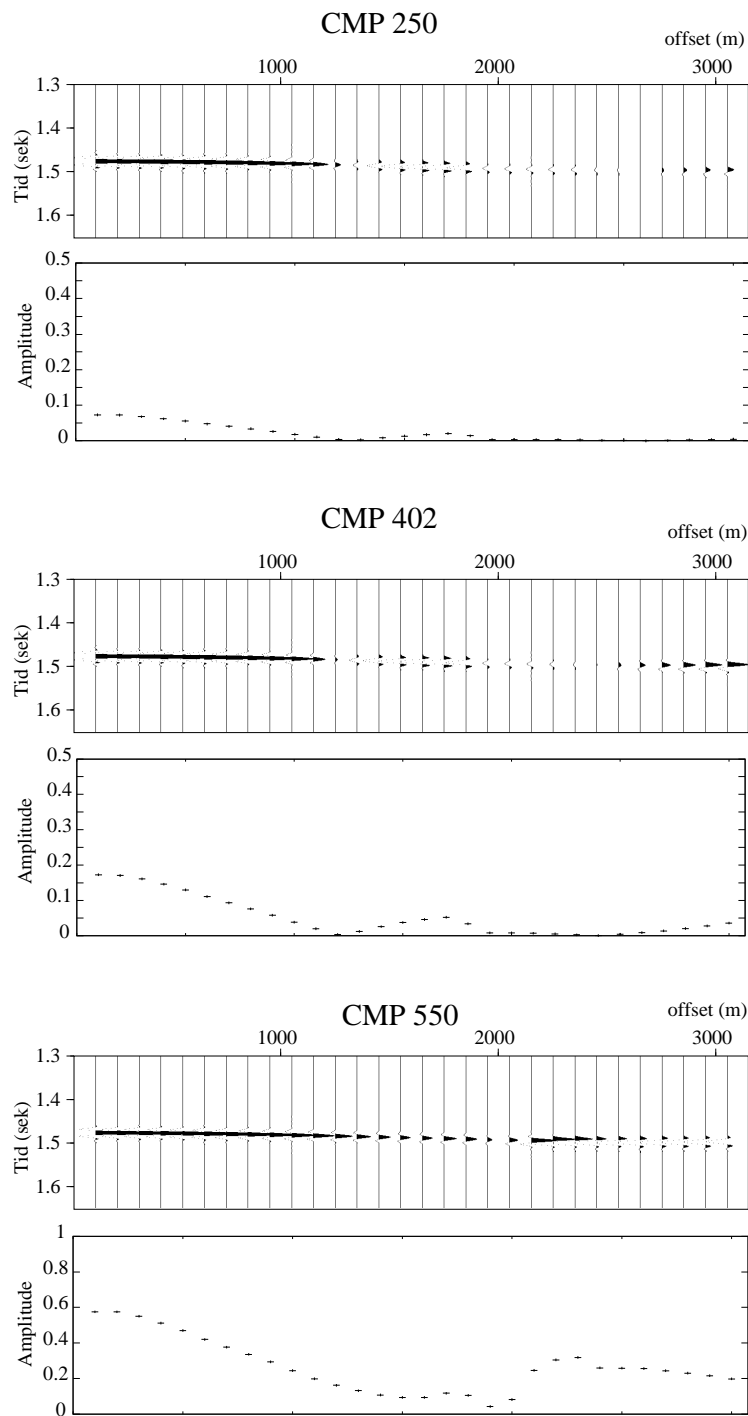
Figur 4.14 viser stack og tilsvarende absoluttverdier til amplitudene i tidsvinduet 1.50-1.55 sek. Sammenligner vi amplitudene fra stacken med amplitudene til nærtrasene ser vi at forskjellen er størst der forskjellen i V_p/V_s forholdet er størst.

Gass

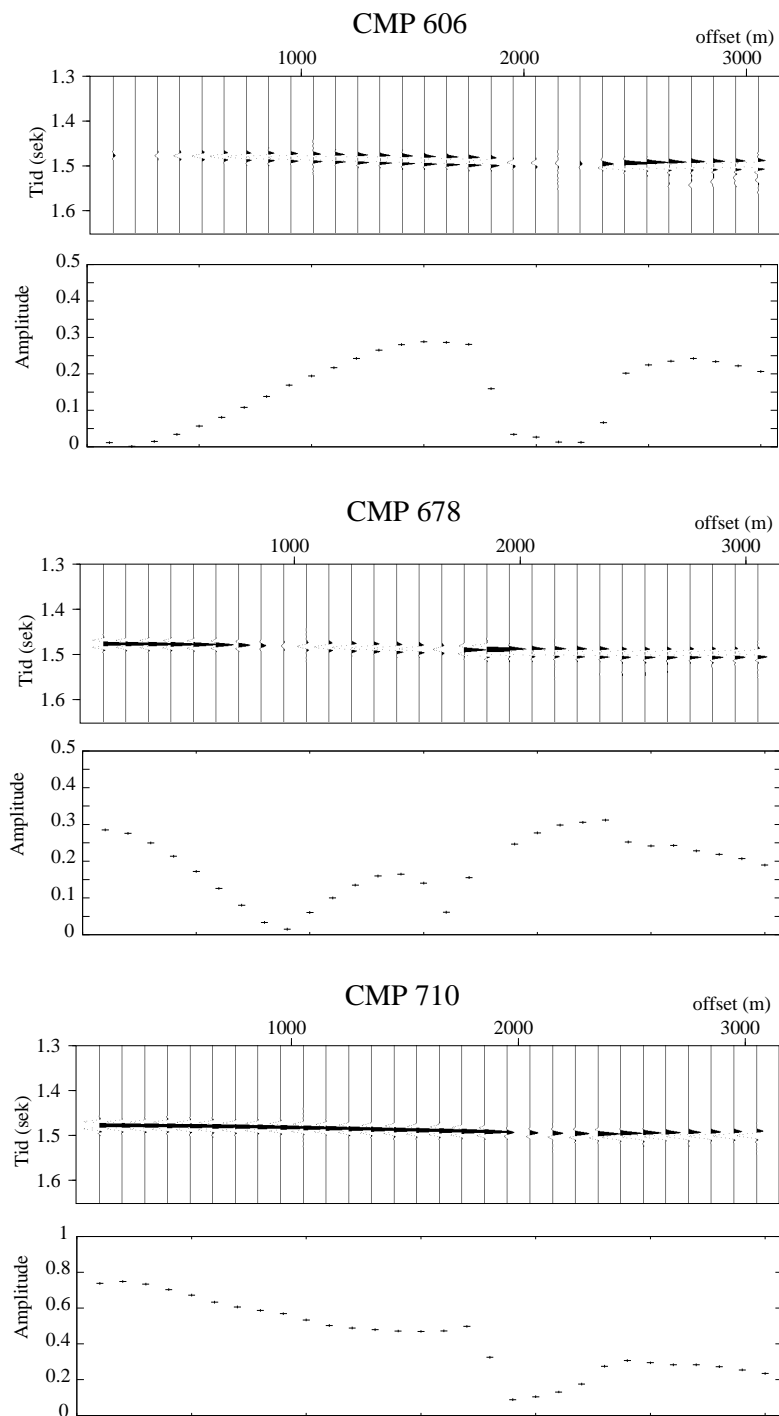
Vi bruker her den samme bergartsmodellen som tidligere, men skifter porefluid i lag 1 fra brine til gass. Med en egenvekt (definert i kap. 3) på 0.6 og 20MPa poretrykk har gassen både lavere inkompressibilitet og tetthet enn brine. Bergartens effektive parametre blir derfor redusert, noe som vil gi utslag



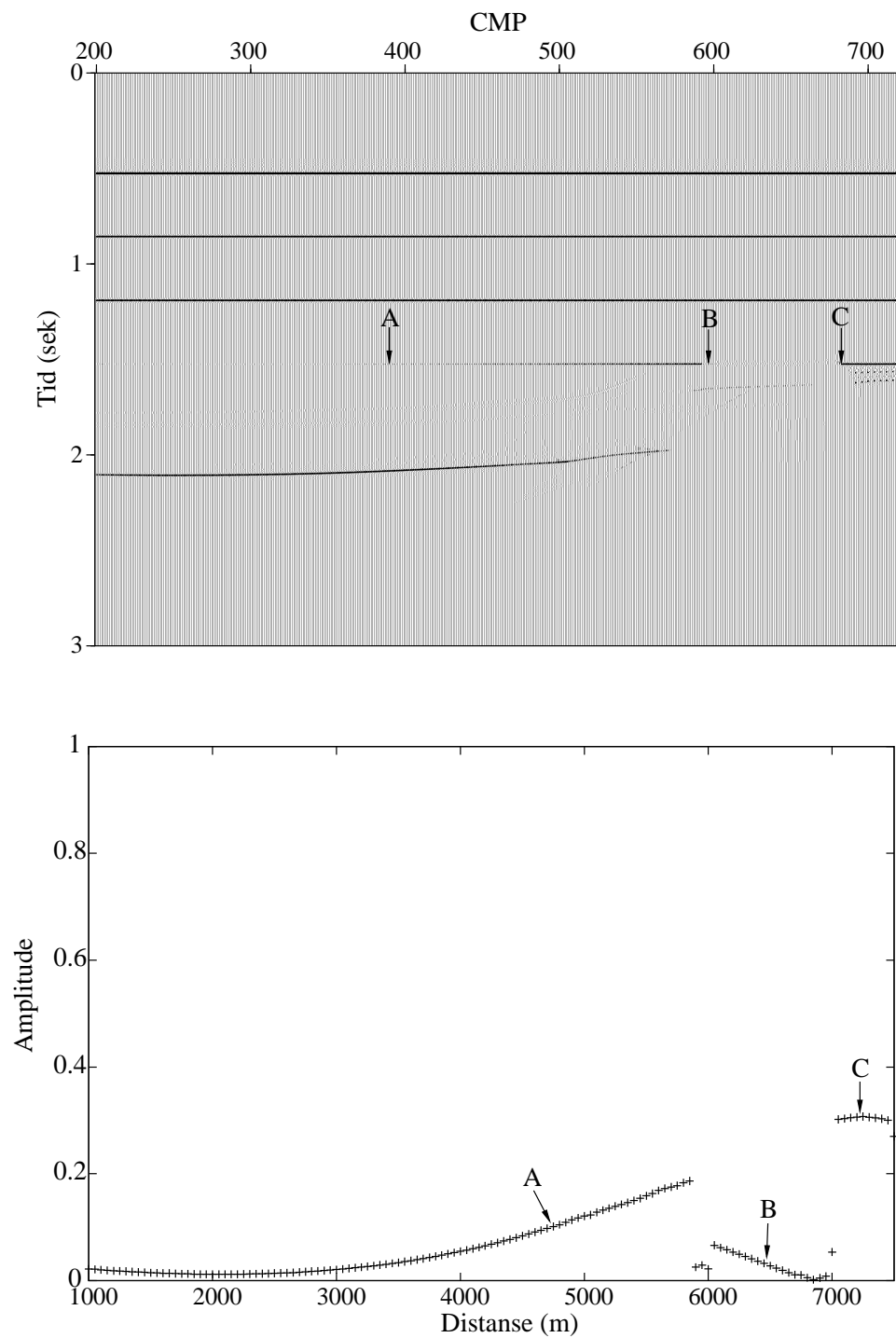
Figur 4.11: Nærtrase plott av modellen med brine som porefluid i lag 1. Ned-
erste plott viser de maksimale absoluttverdiene hvor A gir verdiene fra grense-
flaten til lag 1, B grenseflaten til lag 2 og C er refleksjoner til høyre for lag
2.



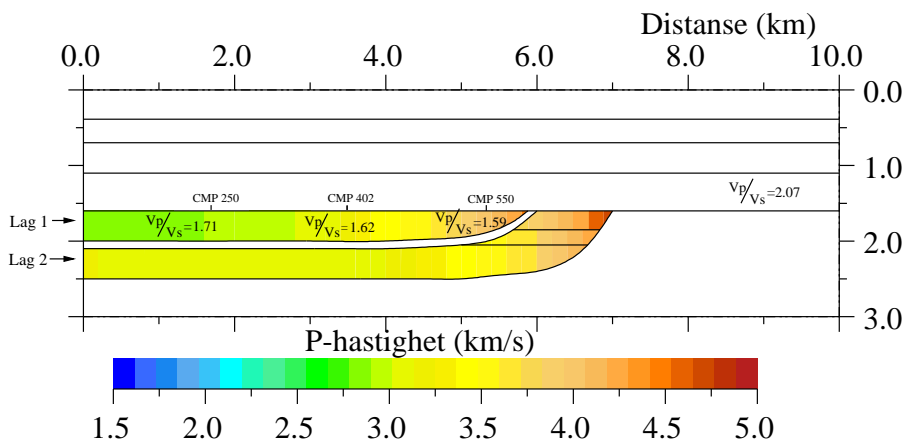
Figur 4.12: CMP-samlinger fra modellen med brine som porefluid i lag 1. CMP 250 representerer den delen av lag 1 som er skifer, CMP 402 er en blanding mellom sand og leire mens CMP 550 er sandstein. Amplitude plottene viser ekstraherte absoluttverdier til refleksjonene.



Figur 4.13: CMP 606 og CMP 678 er reflektert fra grenseflaten til lag 2. Mens CMP 710 ligger lengst til høyre og mellom to skiferlag.



Figur 4.14: Stacked seksjon av modellen med brine som porefluid. Nederste plott viser de maksimale absoluttverdiene hvor A viser verdiene fra grenseflaten til lag 1, B grenseflaten til lag 2 og C er grenseflaten til høyre for lag 2.



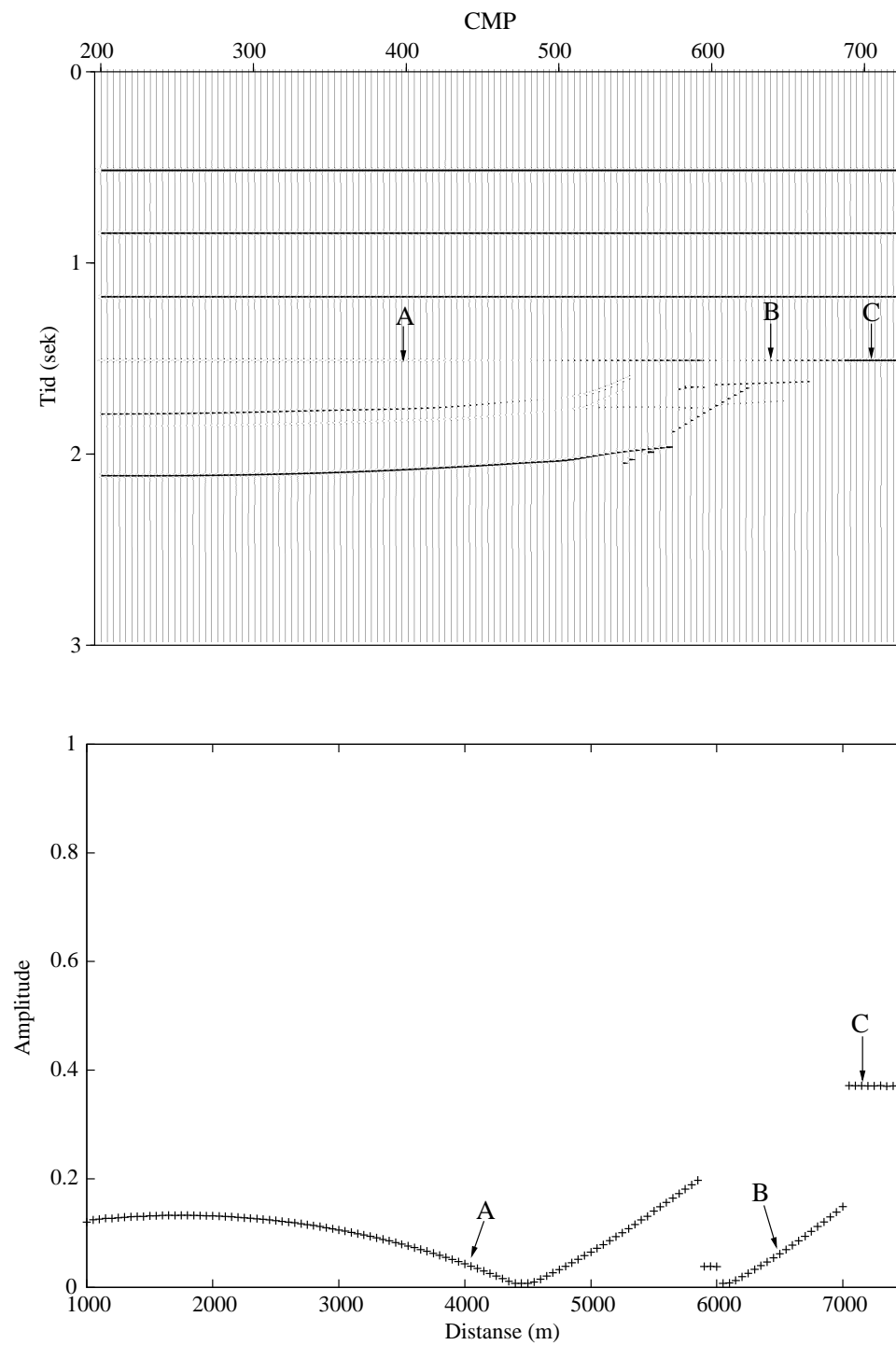
Figur 4.15: Hastighetsmodell med gass som porefluid i lag 1. Poretrykket er lik 20MPa og egenvekten til gassen er lik 0.6.

på de seismiske hastighetene. Av figur 4.15 ser vi at både P-hastighetene og V_p/V_s forholdet er lavere når lag 1 er gassmettet. Forandringen i de seismiske parametrene gir også utslag på nærtraseplottet i figur 4.16. Lavere P-hastighet og lavere tetthet gir negative amplituder ved skifer og relativt mindre positive amplituder ved sandstein.

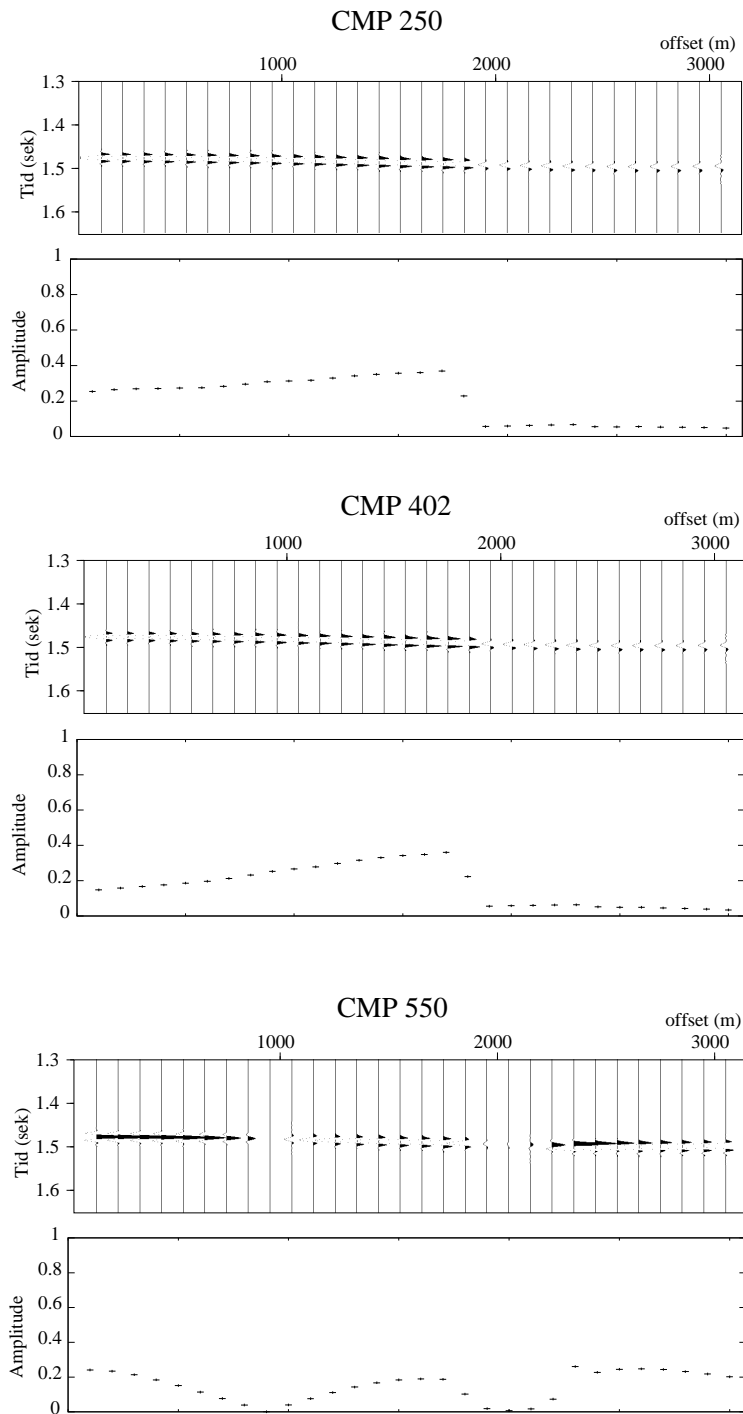
At V_p/V_s forholdet er lavere med gass enn brine som porefluid, indikerer at P-hastigheten er mer påvirket av forandringen av porefluidet enn S-hastigheten. Dette gjenspeiles også i de CMP-samlingene med brine som porefluid. Både CMP 250 (skifer) og CMP 402 (blanding) har negative amplituder for nærtrasene og ved økning i offset blir de mer negative (figur 4.17). Ved CMP 550 er V_p/V_s -forholdet lavest av de tre midtpunktene. AVO gradienten blir derfor større enn i de andre CMP-samlingene, og ved ca. 1000 meter skifter amplitudene polaritet. Dette resulterer i at forskjellen mellom nærtraseplottet og den stackete seksjonen (figur 4.18), er størst når V_p/V_s forholdet er lavest.

Olje

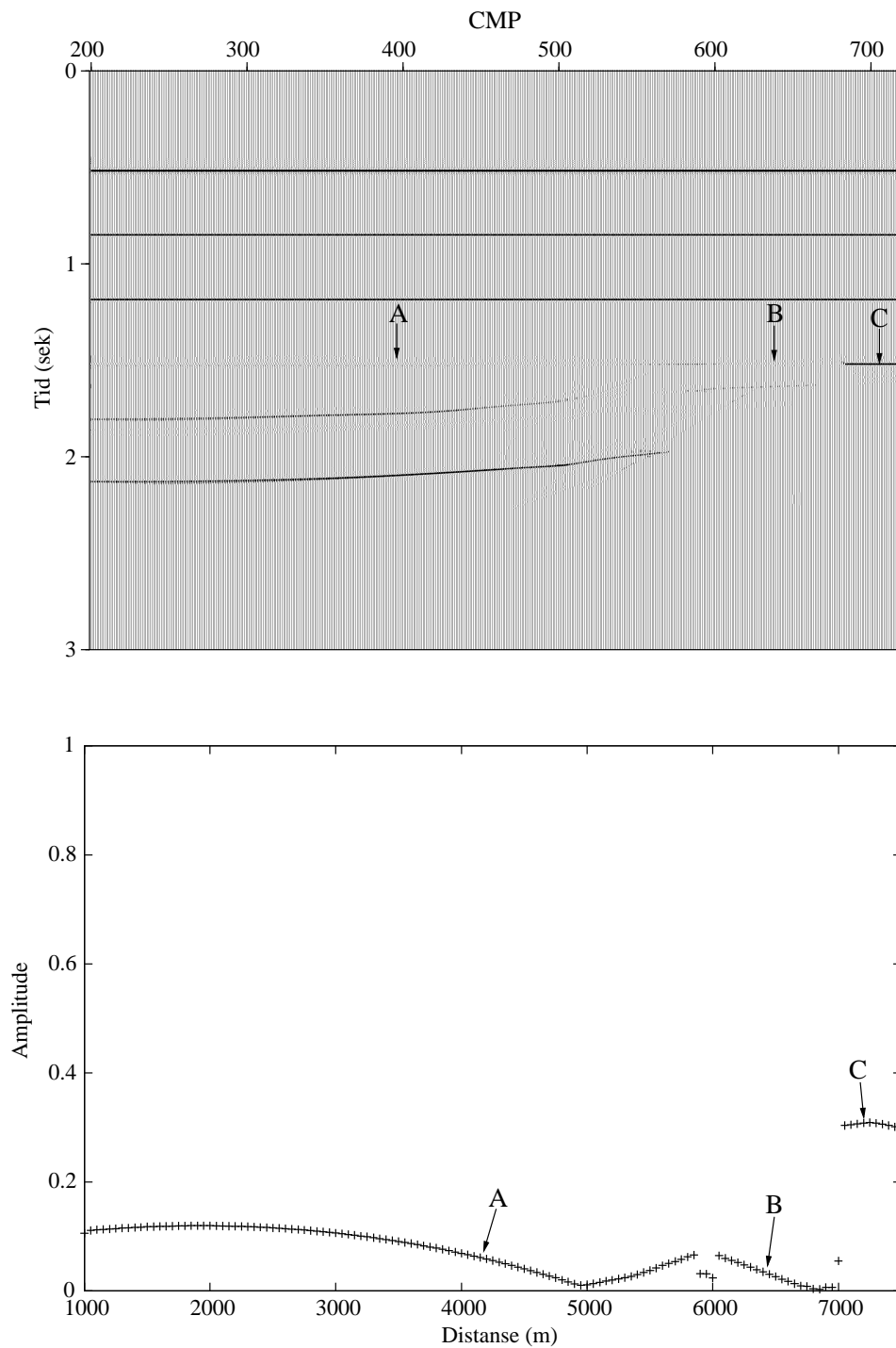
I siste eksempel gjøres modelleringen med olje som porefluid i lag 1. Oljen er definert ved en API verdi lik 70.6 og poretrykk på 20MPa. Som vi har vært inne på tidligere i oppgaven vil de seismiske parametrene til olje med



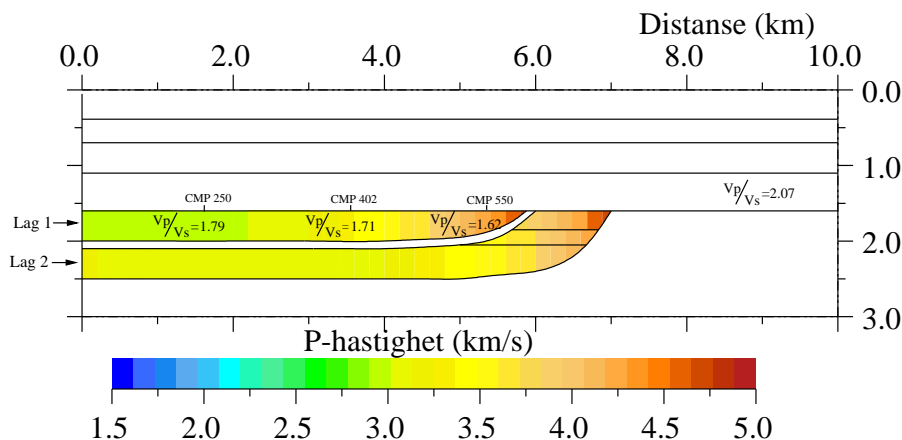
Figur 4.16: Nærtrase plott av modellen med brine som porefluid i lag 1. Nedreste plott viser absolutte verdiene fra de ulike grenseflatene. A er fra grenseflaten til lag 1, B i fra lag 2 og C er fra laggrensen til høyre for lag 2.



Figur 4.17: CMP-samlinger fra modellen med gass som porefluid i lag 1. CMP 250 representere den delen av lag 1 som er skifer, CMP 402 er en blanding mellom sand og leire mens CMP 550 er sandstein. Amplitude plottene viser absolutt verdien til trasene i CMP-samlingene.



Figur 4.18: Stacked seksjon av modellen med gass som porefluid. Det nederste plottet viser maksimale absolutte amplitudeverdiene fra den stackete seksjonen. A er verdiene fra grenseflaten til lag 1, B i fra lag 2 og C er er fra grenseflaten til høyre for lag 2.

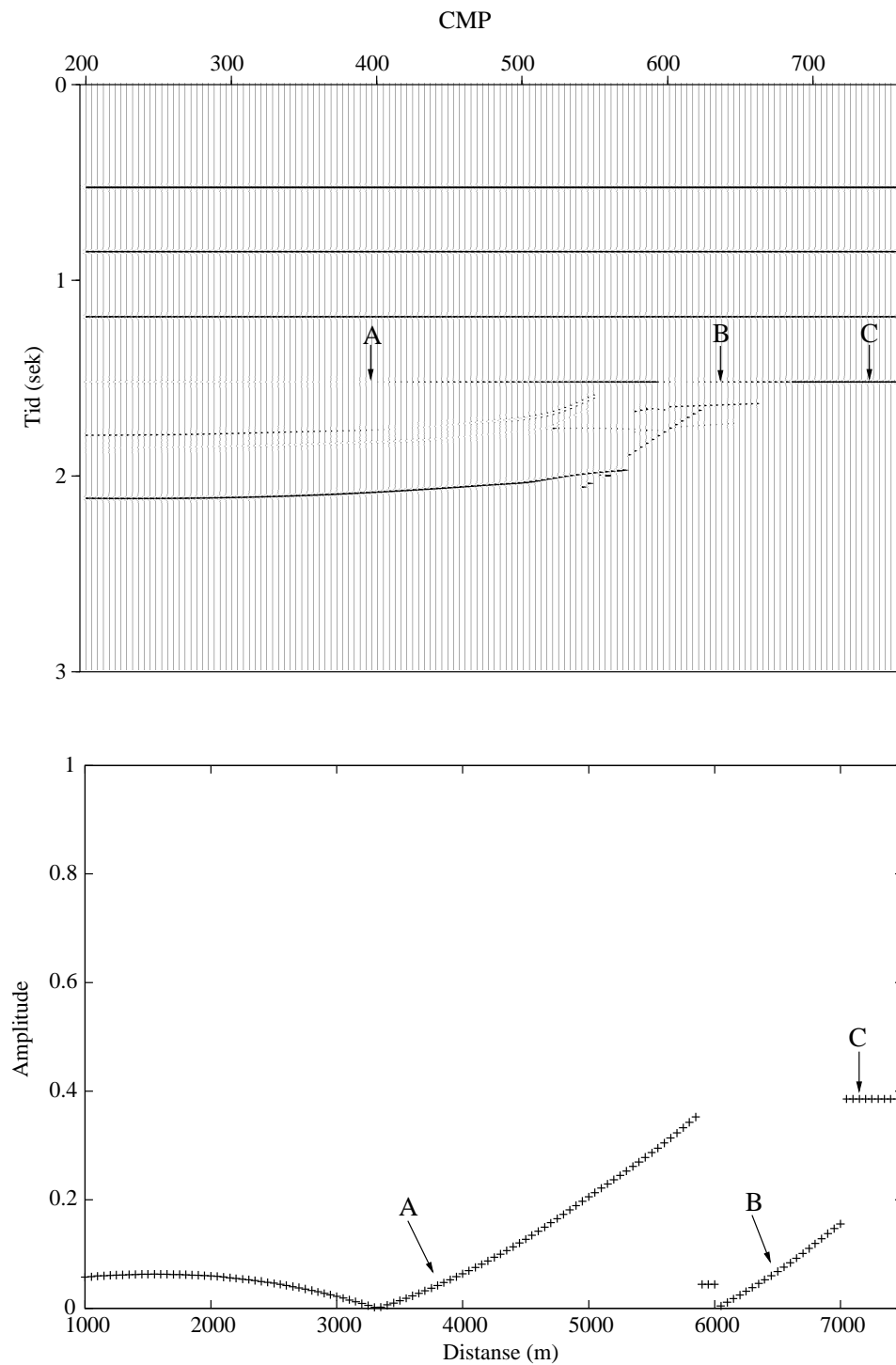


Figur 4.19: Hastighetsmodell med olje som porefluid i lag 1. Poretrykket er 20MPa og oljen har en API verdi lik 70.6.

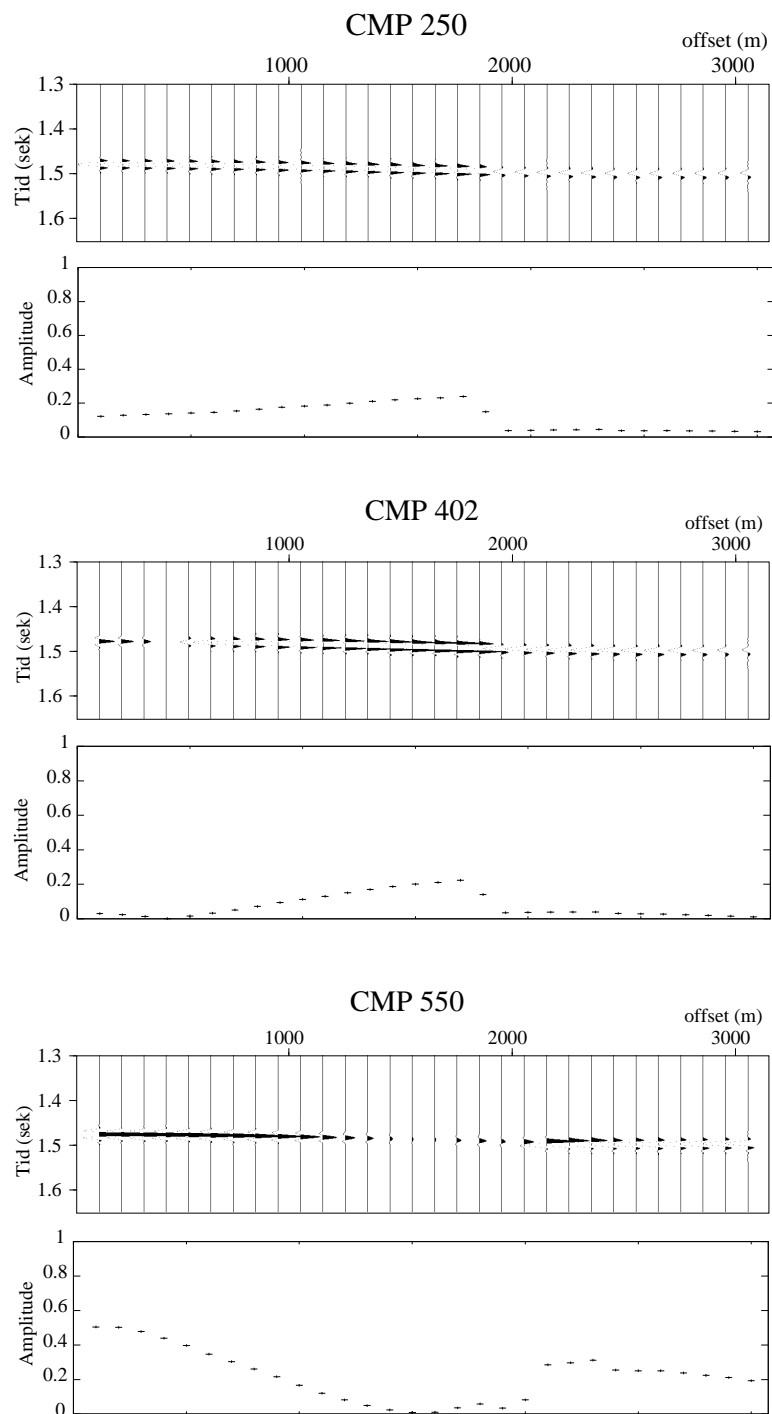
en slik API verdi ha parametre som ligger mellom verdiene til brine og gass. Ser vi på figur 4.19 har både P-hastighetene og V_p/V_s -forholdet også verdier mellom brine og gass. Nærtraseplottet (figur 4.20) er relativt likt plottet med gass som porefluid, men oljens høyere inkompressibilitet og tetthet gir høyere impedanse-kontrast slik at amplitudene blir noe høyere. V_p/V_s forholdet er også litt høyere med oljemetning enn med gassmetning (figur 4.19). Vi ser også her at amplitudene til CMP-samlingene minker med økende offset (figur 4.21), og at den stackete seksjonen har høyere amplituder enn stacken for den gassmettete modellen (figur 4.22).

Feiltolkning av den akustiske impedansen etter stacking

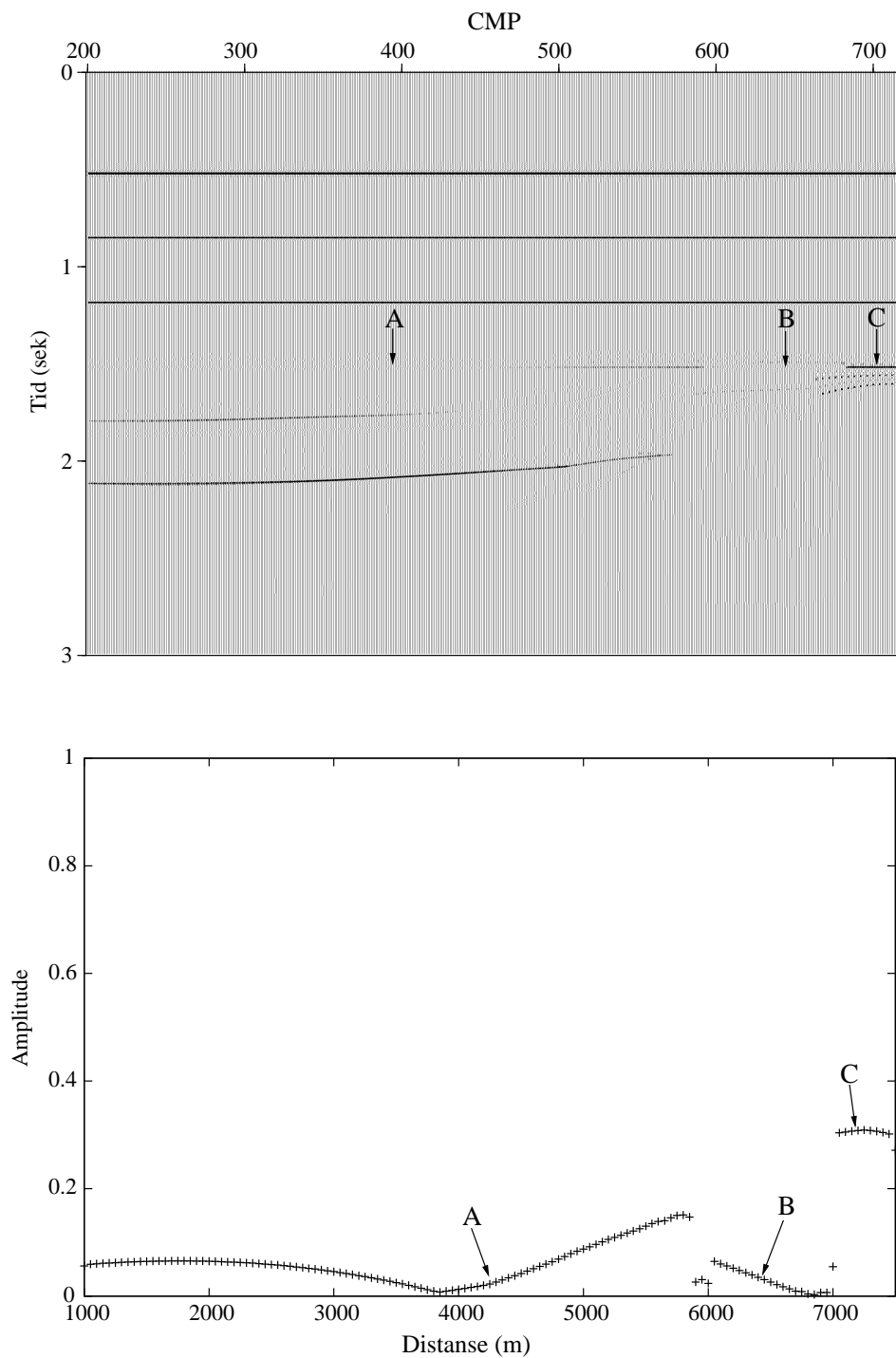
Nærtraseplottene gjenspeiler amplitudene til de normalreflekterte P-bølgene, der refleksjonsamplitudene bare er påvirket av den akustiske impedansen til de tilgrensende bergartene (lign. 2.6). Amplitudene til stackete traser representerer middelverdien av amplituder som er en funksjon av innfallsvinkel, samt tettheten, og P- og S-hastighetene til de tilgrensende lagene. Johansen et. al (1995) viste hvordan verdien av stack og AVO gradienten kan bli ekstrahert fra NMO-korrigererte data ved hjelp av ortogonale polynom koeffisienter. Vi vil her se på hvordan AVO gradienter påvirker resultatet av en stack, sammenlignet



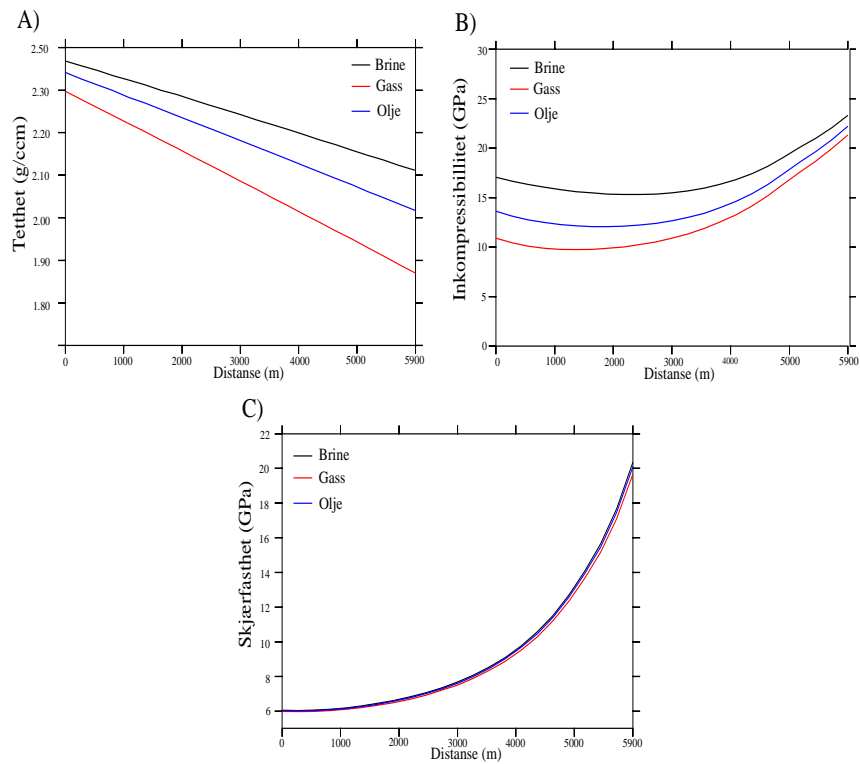
Figur 4.20: Nærtrase plott av modellen med olje som porefluid i lag 1. Nederste plott viser de maksimale absoluttverdiene hvor A representerer verdiene fra grenseflaten til lag 1, B i fra lag 2 og C er refleksjoner fra grenseflaten til høyre for lag 2.



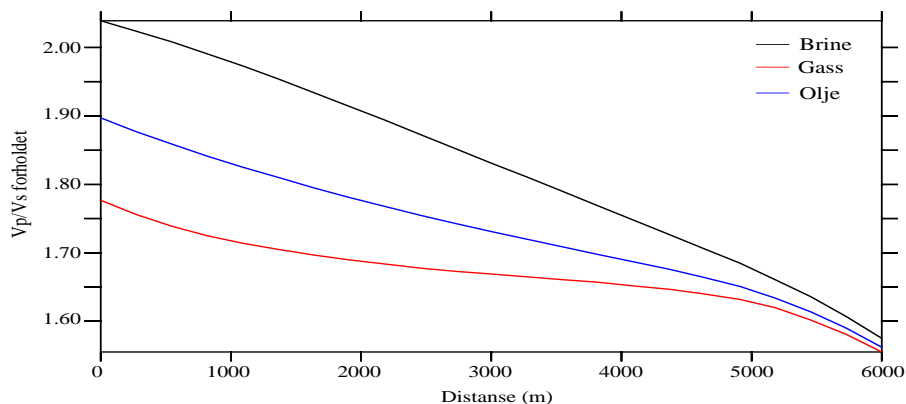
Figur 4.21: CMP-samlinger fra modellen med olje som porefluid i lag 1. CMP 250 representere den delen av lag 1 som er skifer, CMP 402 er en blanding mellom sand og leire mens CMP 550 er sandstein. Amplitude plottene viser absolutt verdien til trasene i CMP-samlingene.



Figur 4.22: Stacked seksjon av modellen med olje som porefluid i lag 1. Nederste plott viser de maksimale absoluttverdiene hvor A viser verdiene fra grenseflaten til lag 1, B grenseflaten til lag 2 og C er refleksjoner fra grenseflaten til laget til høyre for lag 2.



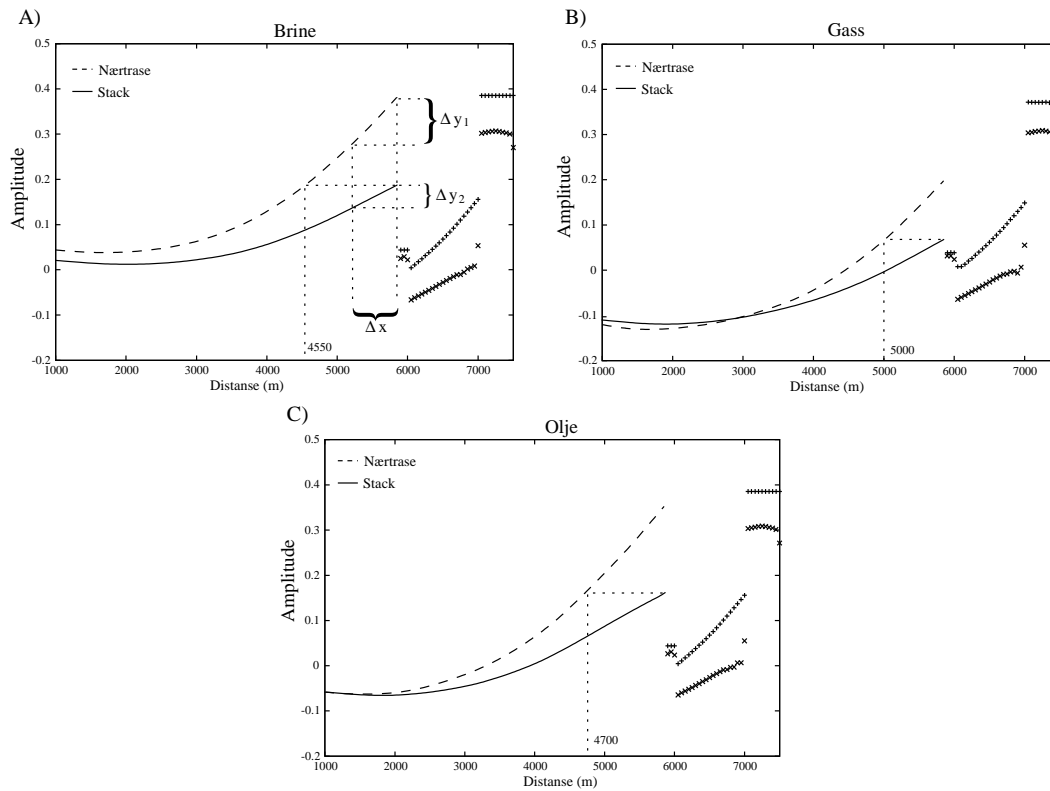
Figur 4.23: Laterale variasjoner i tetthet (A) og elastiske parametre, inkompressibiliteten (B) og skjærfastheten (C), i lag 1.



Figur 4.24: V_p - V_s -forholdet langs lag 1 for henholdsvis brine, gass og olje som porefluid.

med nærtrasen. Og, hvilken feil-informasjon inversjon av stackete data kan gi med hensyn på bergarters akustiske impedanser ved sterk AVO gradient.

I figur 4.2 viste vi hvordan de teoretiske bergartsmodellene, dvs. lag 1 og lag 2, består av distalt (lav energi) til proksimalt (høy energi) avsatte sedimenter. Denne laterale variasjonen i litologi fører til at de seismiske parametrene også forandres. Sammenhengen mellom litologi/porefluid og de seismiske parametrene ble beskrevet i kapittel 3. Hvilken effekt variasjonen av litologi og porefluid i lag 1 har på tettheten og de elastiske parametrene er vist i figur 4.23. Vi ser at tettheten minker samtidig som forskjellen mellom de ulike modellene blir større ved økende porøsitet. De elastiske parametrene øker med andel kvarts i matriks. Forskjellen i inkompressibiliteten mellom de ulike porefluidene er størst ved den skifrige delen av lag 1. Skjærfastheten derimot er nesten upåvirket av de ulike porefluidene, noe som gjør at S-hastigheten er mye mindre påvirket ved forandringer av porefluid enn hva tilfellet er for P-hastigheten. Skjærfastheten har også relativt større økning ved overgangen fra skifer til sandstein enn inkompressibiliteten. Noe som også kommer frem i V_p/V_s -forholdet (figur 4.24). Siden V_p/V_s -forholdet minker for økt andel kvarts i matriks må S-hastigheten ha en relativt større økning sammenlignet med P-hastigheten. På grunn av den lave inkompressibiliteten til gass er V_p/V_s -forholdet lavere enn for olje og brine som porefluid. Selv om sandstein generelt vil ha lavere V_p/V_s -forhold enn kalkstein og skifer, er det ingen definert V_p/V_s -



Figur 4.25: Forskjellen mellom amplitudeverdiene til nærtrasen og stack for modellene med brine (A), gass (B) og olje (C).

verdi for de ulike litologiene (Castagna, 1993).

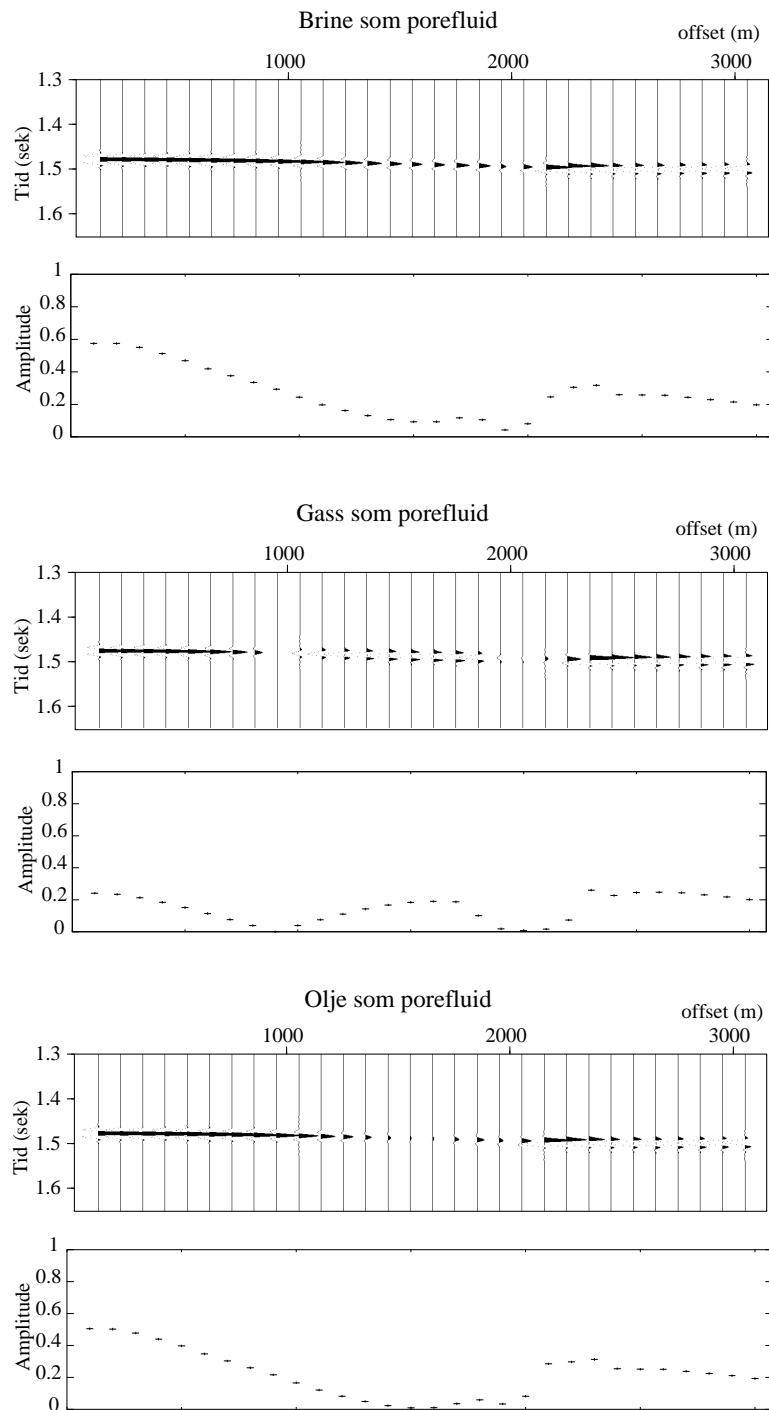
En sammenligning av amplitudeverdiene til nærtrasene og stackene til de tre modellene er vist i figur 4.25. Alle modellene viser at forskjellen er størst i de områder hvor V_p/V_s -forholdet er lavest. Noe som korresponderer med at stor forskjell i V_p/V_s -forholdet mellom grenseflater skaper en en sterk AVO gradient. Denne endringen av amplitude med offset vil bety at den stackete trasen vil avvike fra de rent normal reflekterte bølgene. For modellen med brine som porefluid har stacken lavere verdi enn nærtraseplottet langs hele grenseflaten. Altså er AVO gradienten negativ for alle CMP-samlingene langs lag 1. At forskjellen blir større ved økende andel sand i matriks indikerer at AVO gradienten blir større. Dette ble også illustrert i figur 4.12, som viste at

både den akustiske impedansen og AVO gradienten er mye mindre ved CMP 250 enn ved CMP 550. For de to andre modellene, gass og olje, har vi lignende situasjoner, men på grunn av at gass og olje har både lavere tetthet og inkompressibilitet enn brine blir amplitudeverdiene mindre. Dette gjør at den akustiske impedansen forandres fra negativ til positiv når lag 1 endres fra skifer til sandstein. Amplitudene i en CMP-samling vil også skifte polaritet ved økende offset, fra positiv til negativ, på grunn av den generelt lavere impedansen.

Grunnen til at modellen med gass som porefluid har mindre verdi for stacken ved en skifer/skifer kontakter at de overkritiske refleksjonene er faseforskjøvet, og har lavere verdier (se fig. 4.17), slike at stacken får høyere verdier enn nærtrasen. Denne effekten av fasekonverterte signaler vil påvirke de stackete trasene. Ved å mute de fasekonverterte amplitudene kunne vi ha unngått at stacken ble influert av overkritiske refleksjoner.

Ved å anta at en stack representerer normalt reflekterte bølger vil vi ved inversjon få pseudo akustiske impedanse effekter. Er AVO gradientene store blir amplitudene i CMP-samlingen “smurt” ut ved stacking, derfor kan tolkningene av inverterte stacker føre til feiltolkning av litologi. Vi ser av figur 4.25a at forskjellen i amplitude til nærtrasen og stacken er størst ved distanse 5850 meter. At amplitudene stiger mye mer enn stacken ved overgang til mer modne sedimenter (sandstein) er illustrert med at Δy_1 er større enn Δy_2 for en definert distanse Δx . Disse forskjellen gjør at stacken har samme amplitudeverdi ved distanse 5850 meter som nærtrasen har ved 4550 meter, noe som tilsvarer en bergart med ca. 19% leire i matris mot reelle 2% (leirinnholdet ved 5850 meter). For modellene med gass og olje som porefluid er de tilsvarende verdiene for nærtrasene ved 5000 meter og for gass, og 4700 meter for olje. Dette tilsvarer bergarter med 12% leire for gass og 17% leire for olje. Disse bergartene har også lavere tetthet på grunn av mindre porøsitet.

Forskjellen mellom de ulike porefluidene kommer sterkest frem ved å studere amplitudeverdiene. Figur 4.26 viser CMP 550 for de tre modellene. Vi ser at både brine og olje har større amplituder for nærtrasene enn gass. Ved økende offset minker amplituden, men det blir ingen polaritetsforandring. Gass modellen derimot får polaritetsskifte ved omlag 1000 meter offset. En slik AVO karakteristikk kan klassifiseres som en Klasse 2 AVO (Rutherford og Williams, 1989), der nærtrasen er svakt positiv, slik at ved økende offset reduseres amplituden og polariteten skifter. Ved stacking vil disse trasene kunne “nulle”



Figur 4.26: CMP 550 med brine, gass og olje som porefluid. Plottet under hver av CMP-samlingene viser amplituderverdien til trasene i CMP-samlingene.

hverandre ut og resultere i en “dim spot” i stacken. Selv om V_p/V_s -forholdet er lavere med gass som porefluid ved CMP 550, er AVO gradientene til modellen med gas som porefluid bare litt mer negativ enn den er for olje og brine.

Ved sterke AVO anomalier (stor gradient) blir det, som vi har sett flere ganger, stor forskjell mellom amplitudene til stack og nærtrasen. Sammenligning av inverterte nærtraser og stack kan gi informasjon om laterale variasjoner i sedimentære bergarter. Hvis forholdet mellom stacken og nærtrasene ikke er konstant, kan det skyldes litologiske forandringer ved grenseflatene. Hvis en skifer/sandstein grenseflate forandrer seg til skifer/skifer vil forskjellen bli mindre.

4.6 Oppsummering

I dette kapitlet har vi vist prinsippet om hvordan den geofysiske modellen er laget og hvordan bergartsmodellen er en funksjon av sand/leire-forholdet, porøsitet og poregeometri. Tre modeller ble brukt for å se hvilke effekt av porefluidet, sammen med sand/leire forholdet, har på de den akustiske impedansen.

Ved pre-stack prosesseringen ble de syntetiske dataene korrigert for sfærisk divergen, mens stacken ble optimalisert ved bruk av muting, hastighetsanalyse, NMO-korreksjon og DMO.

Det kom klart frem ved sammenligning at amplitudene i stackete seksjoner kan ha tildels store avvik fra normal reflekterte bølger. Hvor stor denne forskjellen er bestemmes av AVO gradienten, der kraftigere gradient fører til større forskjell. Ved inversjon kan derfor stackete data gi akustisk impedanseverdier som er sterkt avvikende fra den akustiske impedansen for normalt reflekterte bølger. Med hensyn til bergartsparametre har feilen generelt gitt at en inversjon av sandstein ville bli tolket som en bergart med større andel leire i matriks og lavere porøsitet. Størst var feiltolkningen når porefluidet var brine, og minst for gass.

Ved å sammenligne inverterte plott av nærtraser og stack kan vi predikere laterale variasjoner i sedimentære bergarter. Generelt vil sandstein gi større forskjell mellom nærtraseplott og stack enn skifer.

Kapittel 5

Inversjon av reelle data

5.1 Innledning

Impedans er produktet av P-hastighet og tetthet, som begge kan måles direkte ved brønn-logging, mens normal reflekterte seismiske traser, er bestemt av relative forandringer i akustisk impedans. Vi kan derfor se på akustisk impedans som en lenke mellom seismiske data og brønndata, der inversjonsprosessen er en transformasjon av seismiske traser til en pseudo akustisk impedans logg for hver enkelt trase.

Vi vil i dette kapitlet invertere reelle seismiske data mot akustisk impedans. Resultatet av inversjonen vil bli tolket med hensyn på laterale forandringer i bergartsparametrene porøsitet og litologi, for en sandsteinsformasjon. Vi vil også se på forskjeller mellom inversjon av normal reflekterte traser (nærtrasen) og stackete traser, og hvilke feiltolkninger inversjon av stackete traser kan gi. Men først vil vi gi en kort beskrivelse av målsonen og editeringen, prosesseringen og inversjonen av de seismiske dataene.

5.2 Geografisk område og de seismiske dataene

De seismiske dataene ble samlet inn nord for Finnmark fylke i september 1991. Vi vil her prosessere 400 skudd fra en av de seismiske 2D linjene som ble samlet

inn. Den prosesserte seksjonen vil deretter bli invertert til akustisk impedans både for normaltreflekterte bølger (nærtrasen) og den stackete seksjonen. Geometrien til de seismiske dataene og informasjon om det tekniske utstyret som ble brukt ved innsamlingen er gitt i figur 5.1.

Målsonen for dette studiet er en formasjon med sandstein som er avsatt som en kompleks submarin vifte, der sedimentene består av eroderte materialer fra Loppa Høyden. Figur 5.2 viser relativ beliggenhet til to brønner og den prosesserte delen av den seismiske linjen. I brønn 1, som ligger tett ved den seismiske linjen, er den skiferen som er avsatt over sandsteinsformasjonene (mellom bunn Apt og bunn Barreme) 76 meter tykk. Sandsteinsformasjonen (mellom bunn Barreme og bunn Kritt) er 120 meter tykk. I brønn 2, som ble boret syd-vest for brønn 1, var sandsteinsformasjonen i brønn 1, blitt til 76 meter tykk skifer (Skålnes, 1993). Informasjonen fra disse brønndataene tyder på at det er en forandring av litologi mellom brønnene. Vi vil her se på hvordan disse variasjonene vil virke inn på tolkning av det akustiske impedansprofilen for normal reflekterte bølger og en stacket seksjon.

5.3 Prosessering og inversjon

Prosesseringen av de reelle dataene består av flere av de samme stegene som for prosesseringen av de syntetiske data-settene. De reelle dataene vil imidlertid inneholde en del støy, som kan komme fra andre kilder enn den seismiske, og koherent støy som multiple innsatser. Den største forskjellen mellom prosesseringen av de syntetiske og de reelle dataene vil derfor være i editeringsdelen av prosesseringen, og forsøk på å fjerne/dempe de multiple innsatsene i hovedprosesseringen. Editeringen vil bestå av å nulle ut dårlige traser og skudd, kalibrere amplitudeverdien, i tillegg til å korrigere for sfærisk divergens. I hoveddelen av prosesseringen vil vi prøve å fjerne/dempe effekten av multiple innsatser før hastighets analyse, NMO-korreksjon og stacking. Til slutt vil de seismiske dataene bli invertert mot akustisk impedans ved hjelp av rekursiv bånd-begrenset inversjon.

Seismisk innsamling

Posisjonering: Primær: Geolock
Sekundær: DGPS

Kilde: H.G.S. SLEEVE GUN TYPE 1+2

Kabel: TELEDYNE

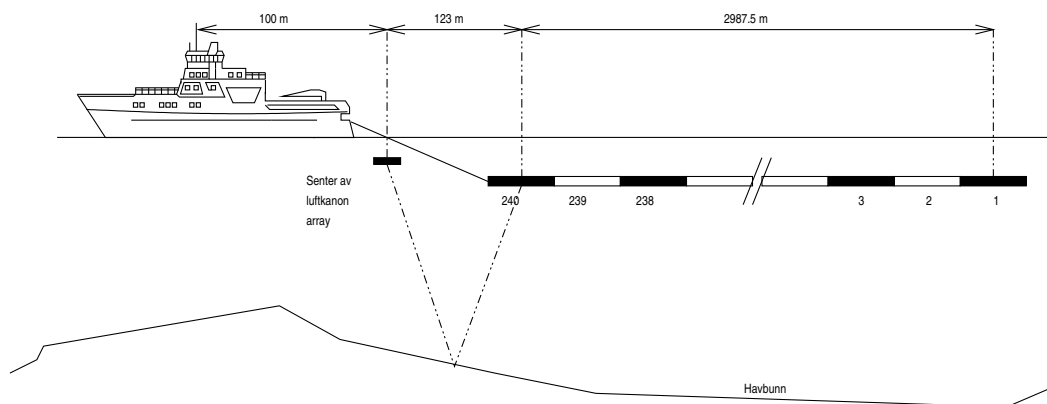
Kanon dyp: 4 m
Volum: 2660 Cu.in.
Spenning: 2000 P.S.I.
Skuddpunktintervall: 25 m
Kanonforsinkelse: 45 ms

Nærtrase avstand: 123.00 m
Antall grupper: 240
Gruppelengde: 11.25 m
Gruppeintervall: 12.5 m
Kabeldyp: 6 m
Kabellengde: 2987.5 m

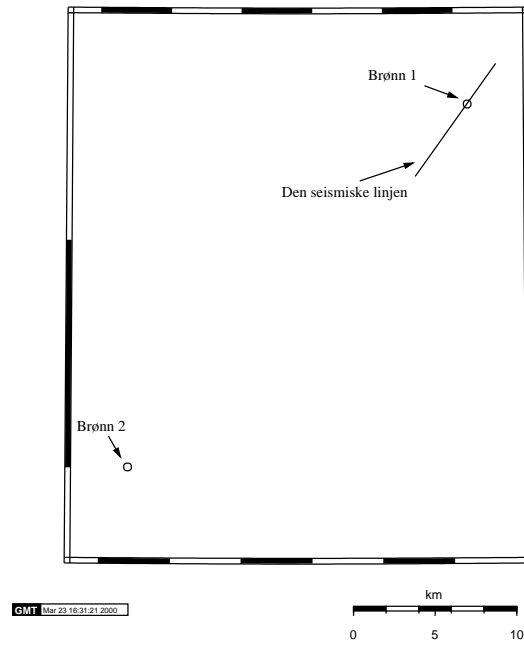
Registrerings system: TI DFS 240 CHANEL IFP

Registreringslengde: 6 s
Registreringsfold: 60
Samplingsintervall: 2 ms
Format: SEG D Demultiplex
Registreringsfilter: Lav "cut": 5.3Hz 18 dB/OCT.
Høy "cut": 180Hz 72 dB/OCT.

Polaritet: Normal (SEG standard) kompresjonsbølge
registrert negativ nummer på bånd



Figur 5.1: Skjematisk fremstilling av geomerien til den seismiske innsamlingen samt hvilket utstyr som er blitt brukt under innsamlingen (Skålnes, 1993).



Figur 5.2: Skisse over relativ plassering av den prosesserte delen av den seismiske linjen og to de brønnene. Både skudd og CMP øker fra syd-vest mot nord-øst.

Editering av de reelle dataene

I reelle seismiske data vil det ofte være andre kilder i tillegg til den seismiske kilden som produserer støy ved innsamlingen. Eksempler på slike støykilder ved marin innsamling kan være andre båter, borevirksomhet og/eller tekniske problemer. Av tekniske problemer kan f.eks trasene enten være for eller for lite sensitive, skudd kan være forsinket eller helt utebli. For å minimalisere effektene av denne type støy, har vi gått gjennom hele data settet og nullet ut “dårlige” traser og skudd, slik at disse ikke vil bli tatt med ved senere prosesseringssteg.

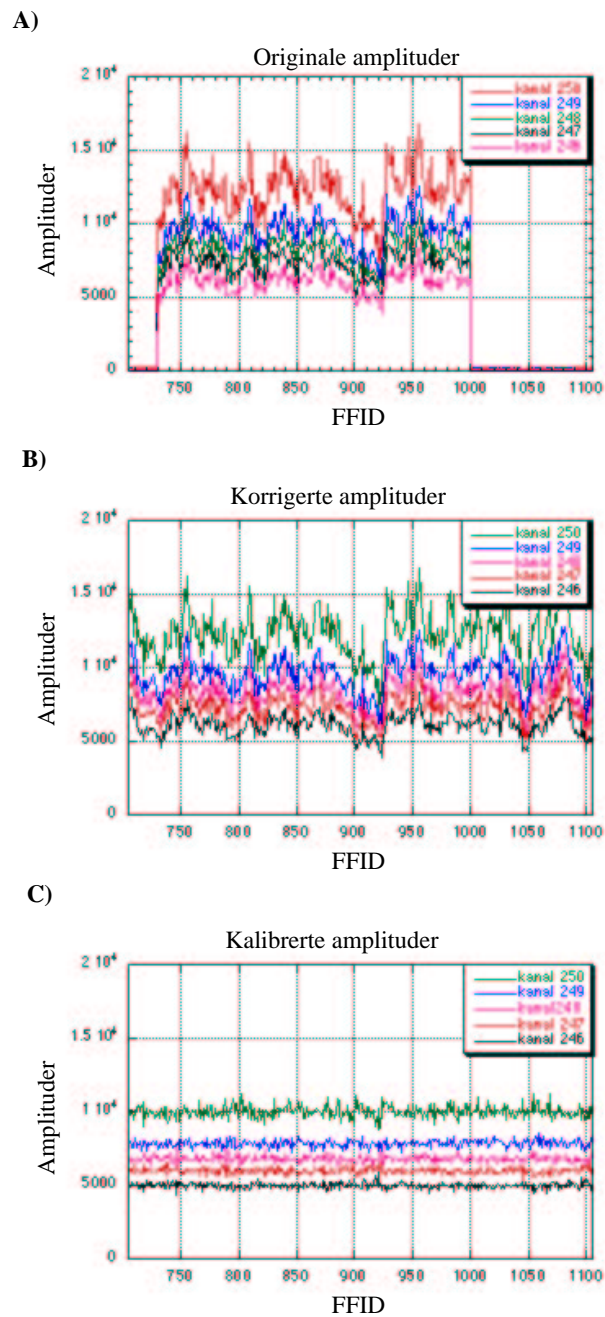
Ved gjennomgang av de seismiske dataene fant vi store forskjeller i amplitudenivåene til de ulike skuddene innen den seismiske seksjonen. Figur 5.3a viser amplitudeverdier som er målt av direktebølgen i vannlaget for de fem nærmeste trasene til skuddene 705-1105. Vi ser at FFID 730-999 har et mye høyere amplitudenivå enn skuddene på hver side. Grunnen til dette er at disse skuddene er lest inn fra SEG-D format, mens resten av datasettet er SEG-Y format. De høye amplitudeverdiene skyldes at SEG-D formatet er blitt mye brukt som et felt-format, der signalet går gjennom en pre-forsterker for å kunne gi et godt skjerm bilde i felt. Denne effekten ble det ikke korrigeret for under innlesning av dataene.

For å korrigere for det ulike amplitudenivået beregnet vi først gjennomsnittsverdiene på amplitudene til direktebølgen på de fem nærmeste trasene for både SEG-D og SEG-Y dataene. Så fant vi forholdet mellom gjennomsnittsverdiene til SEG-Y og SEG-D dataene, for så å multiplisert dette forholdet med SEG-Y dataene. Resultatet av amplitudekorreksjonen ser vi figur 5.3b.

For å få mest mulig likhet i energinivået mellom hvert skudd kalibrerte vi de korrigerte dataene. Først definerte vi en normalisert amplitudeverdi for hver av de fem nærtrasene. Disse verdiene brukte vi deretter for å finne skaleringsfaktoren til hver av de fem nærtrasene til hvert enkelt skudd. Gjennomsnittet av skaleringsfaktorene til nærtrasene ble multiplisert med tilsvarende skudd, slik at energinivået for de ulike skuddene ble jevnt. Resultatet av kalibreringen er vist i figur 5.3c.

Til slutt i editeringen korrigeres signalene for sfærisk divergens på samme måte som ble beskrevet forrige kapitell. Figur 5.4a og b viser en CMP-supersamling¹

¹supersamling (supergather) består av fire tettliggende CMP-samlinger.



Figur 5.3: Det relative amplitude nivået for de originale dataene (A), korrigerte amplituder (B) og kalibrerte amplituder (C). Amplituderverdiene er målt på direktebølgen i vannlaget for de fem nærmeste trasene.

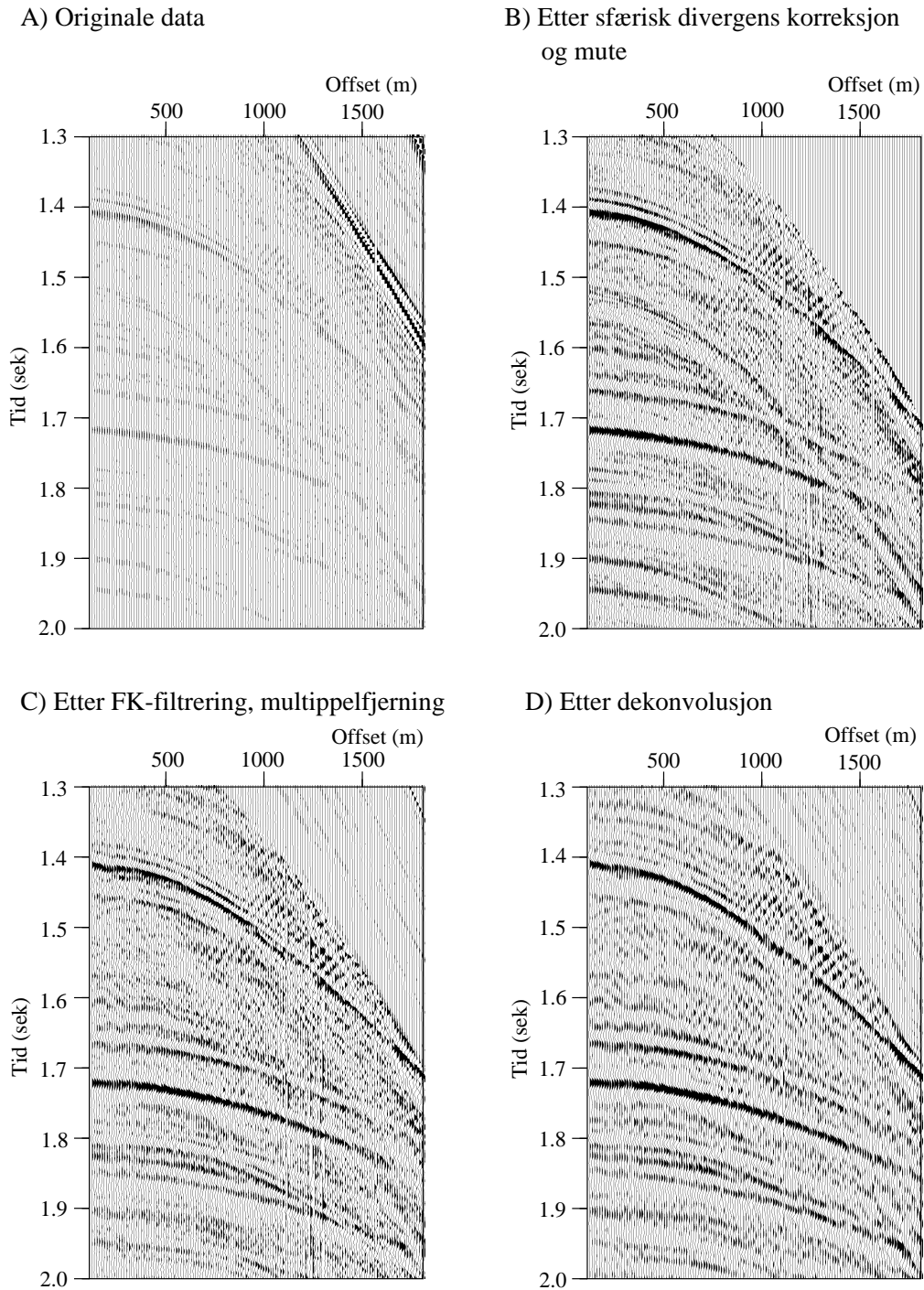
før og etter mute og korreksjon for sfærisk divergens.

Hovedprosessering

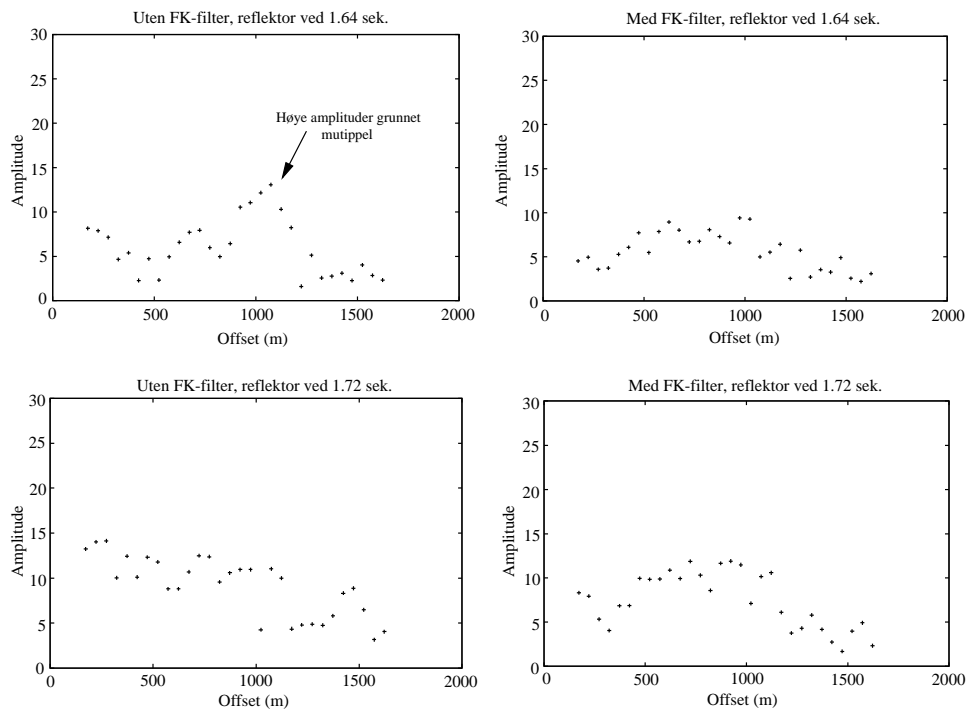
I de reelle dataene finnes det noen relativt sterke multiple innsatser som skaper forstyrrelser for de reelle innsatsene. I figur 5.4a ser vi at første-ordens havbunnsmultipel krysser gjennom vinduet ved 1200 meter offset i øverste høyre hjørne. Andre-ordens havbunnsmultipel starter ved omtrent 1.5 sekunder ved nærtrasene og krysser skifer/sandsteins reflektoren ved omtrent 1200 meter offset.

For å fjerne eller redusere effektene av multiplene mutet vi vekk første-ordens multippelen ved større offset (figur 5.4b). Andre-ordens multippelen og første-ordens multippelen til nærtrasene prøvde vi å fjerne/dempe ved bruk av et todimensjonalt FK-filter. Resultatet av filtreringen er vist i figur 5.4b og 5.4c, der en sammenligning av figurene viser at andre-ordens multippelen er kraftig redusert etter filtrering. Men vi kan også se i figur 5.4c at FK-filteret har påvirket amplitudenivået, og spesielt energien til nærtrasene. Dette kommer også klart frem i Figur 5.5 som viser amplitudeverdiene til reflektorene ved 1.64 og 1.72 sekunder før og etter filtrering. Her ser vi at energien i nærtrasen er kraftig redusert etter FK-filtrering. Siden dette vil ha en stor effekt på både nærtrasen og stacken, velger vi å la være å bruke FK-filtrering i prosesseringen, og må dermed leve med at andre-ordens multippelen influerer de stackete trasene. Det ble også prøvd å fjerne multiplene ved bruk av en prediktiv dekonvolusjon. Dette ga best resultat for første-ordens multippelen, men for andre-ordens havbunnsmultipel var det omtrent ingen dempning. Grunnen til dette er mest sannsynlig at dekonvolusjons filteret ikke klarer å predikere den multiple innsatser fordi at utgangs signalet har blitt forandret med tiden.

For å komprimere energien i det seismiske signalet brukte vi et pulsformingsfilter, også kalt et Wiener-filter. Med dette filteret prøver vi å forandre det kjente inn-signalet til et ønsket ut-signal, som også er kjent. Resultatet av denne prosessen skal kunne gi minste kvadrats feil mellom den ønskede og reelle pulsen (Yilmaz, 1987). Forskjellen blir kalt feilrekken, og ved best mulig tilpasning vil denne være minst mulig. Resultatet av pulsformingsfilteret er vist ved forskjellen mellom figur 5.4c og 5.4d.



Figur 5.4: Steg i prosesseringen. A) før sfærisk korreksjon og mute, B) etter sfærisk korreksjon og mute, C) etter FK-filtrering, D) etter dekonvolusjon (pulsformingsfilter).



Figur 5.5: Amplitudeverdiene før og etter FK-filtrering for reflektorene ved omtrent 1.64 og 1.72 sekunder.

Til slutt i prosesseringen ble det plukket hastigheter ved bruk av hastighet-sanalyse, der vi tok spesielt hensyn til reflektorene i målsonen. Hastighetene ble, som vi forklarte i forrige kapittel, brukt til NMO-korreksjonen før trasene ble slått sammen til en stacket seksjon. Før stacking ble det også brukt et bånd-pass filter for å fjerne høye og lave frekvenser.

Inversjon

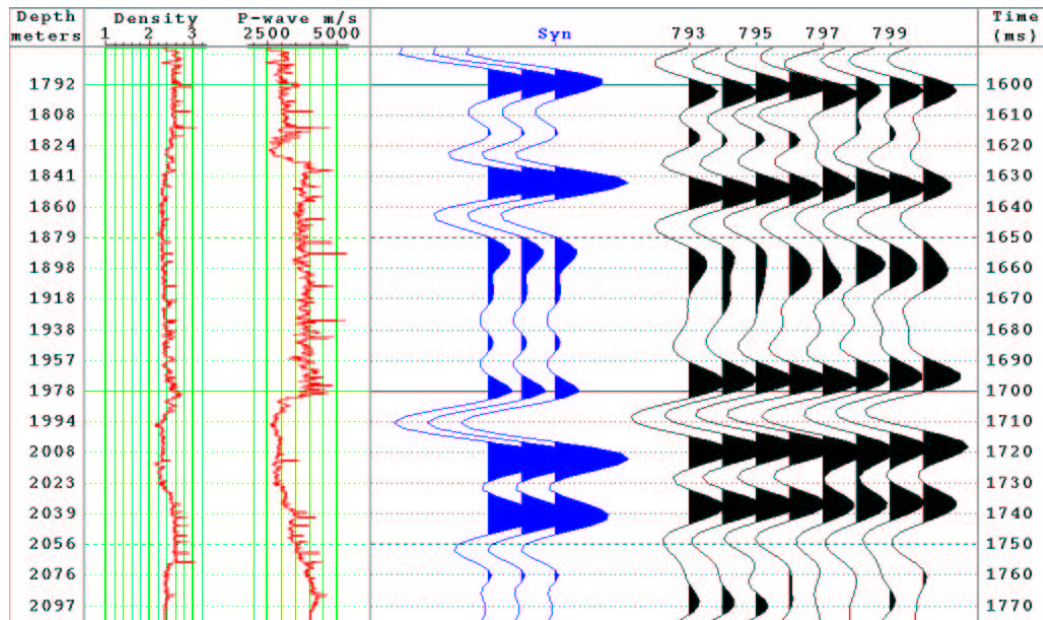
For å invertere de seismiske dataene til akustisk impedans har vi brukt en bånd-begrenset inversjonsmetode. Denne metoden bygger på den klassiske rekursive inversjons algoritmen som ignorerer effektene av den seismiske pulsen og behandler hver trase som en serie av refleksjonskoeffisienter. Dette betyr at hvert tids-sampel for de seismiske trasen representerer en refleksjonskoeffisient. Disse refleksjonskoeffisientene ligger mellom +1 og -1 og algoritmen antar at hvert sampel er riktig skalert.

Siden dette er en rekursiv inversjonsprosedyre vil også feilen øke kumulativt, altså vil feilkilden øke ved større dyp. Størst effekt på den kumulative feilen er mangelen på lav frekvente komponenter (Hampson-Russell, 1997). Dette er dessuten årsaken til at metoden blir kalt bånd-begrenset inversjon, siden det endelige impedans profilet vil ha samme bånd-bredde som de inverterte seismiske trasene.

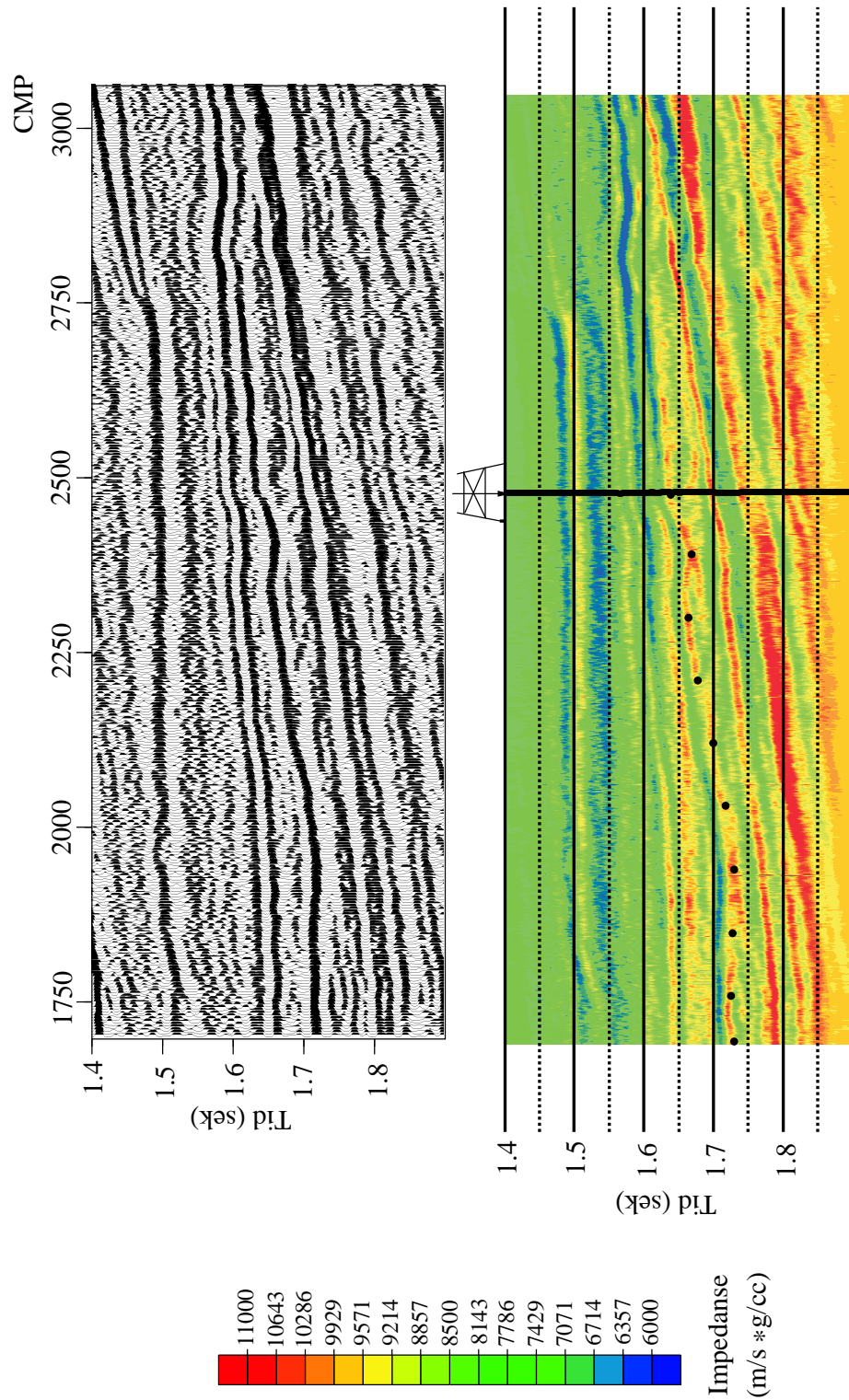
Fordelene med denne metoden er at den er enkel, rask og robust med hensyn til støy. Bakdelen er at den ikke tar hensyn til at den seismiske pulsen ved at hvert enkelt sampel antas å være en refleksjonskoeffisient. Dette resulterer i at flankene til den seismiske pulsen vil bli tolket som geologiske sekvenser, noe som vil forstyrre avbildningen.

For å teste korrelasjonen mellom brønn og seismikk ekstraherte vi en seismiske puls fra dataene. Denne pulsen konvolverte vi med brønndatane (P-hastighet og tetthet) fra brønn 1 for å lage syntetiske traser. Likheter mellom brønnen og seismikken vil gi en høy krysskorrelasjon mellom de syntetiske og de seismiske trasene (figur 5.6). For nærtrasen fikk vi en krysskorrelasjon på 0.69, og for stacken var den 0.66.

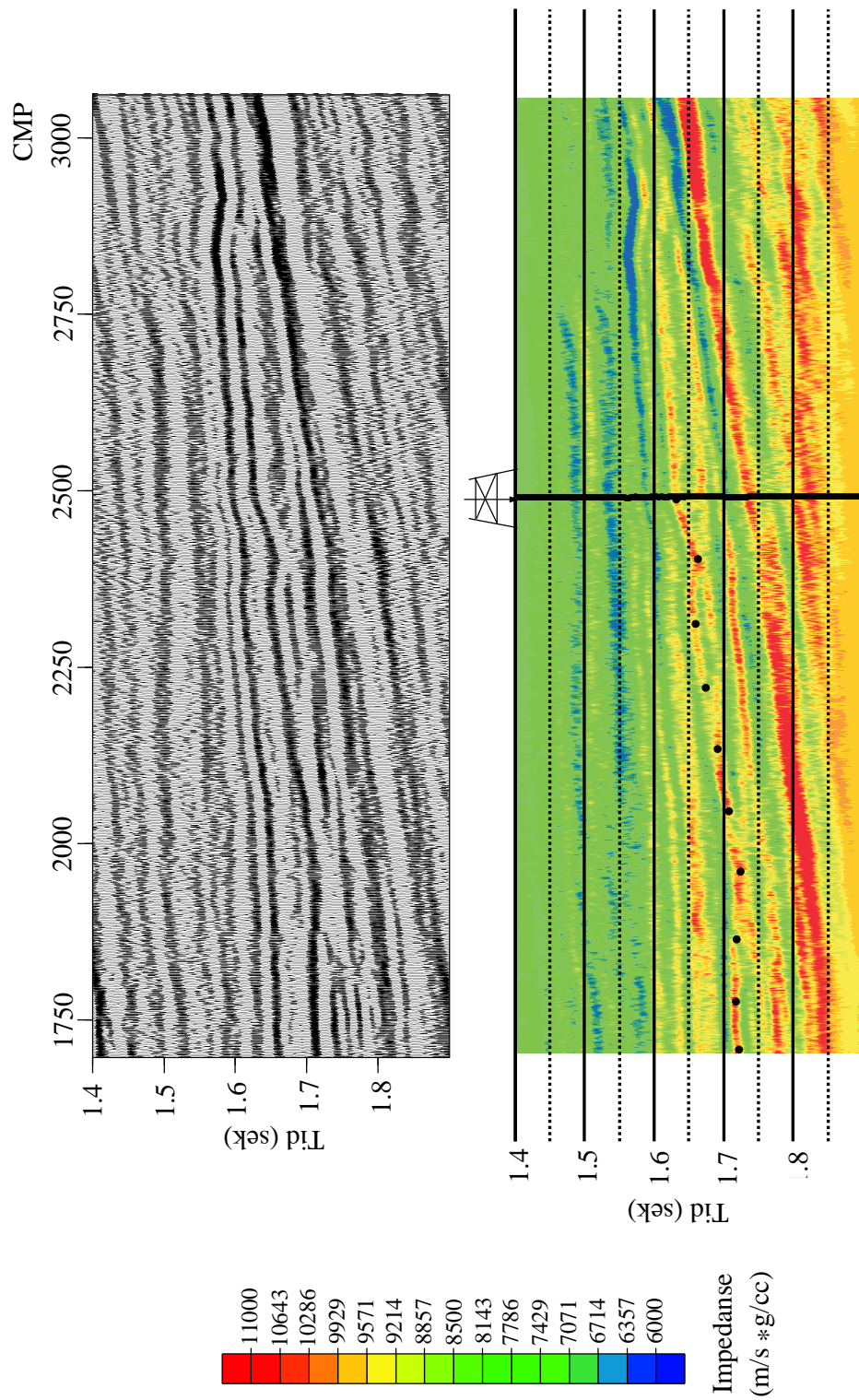
Resultatet av inversjonen av nærtrasen og stacken er vist i figurene 5.7 og 5.8, sammen med de tilhørende seismiske trasene. Brønn 1 er indikert på begge



Figur 5.6: Krysskorrelasjon mellom de seismiske dataene (svarte traser) og de syntetiske trasene (blå), generert fra bønnloggen. Til venstre målinger av tettheter og P-hastigheter i brønn 1.



Figur 5.7: Inversjonsresultatet av nærtrasen og tilhørende seismiske traser. De sorte prikkene på inversjonsplottet viser hvor vi har lest av impedanseverdiene. Brønnen ligger ved CMP 2490.



Figur 5.8: Inversjonsresultatet av stack og tilhørende seismiske traser. De sorte prikkene på inversjonsplottet indikerer hvor vi har lest av impedanseverdiene.

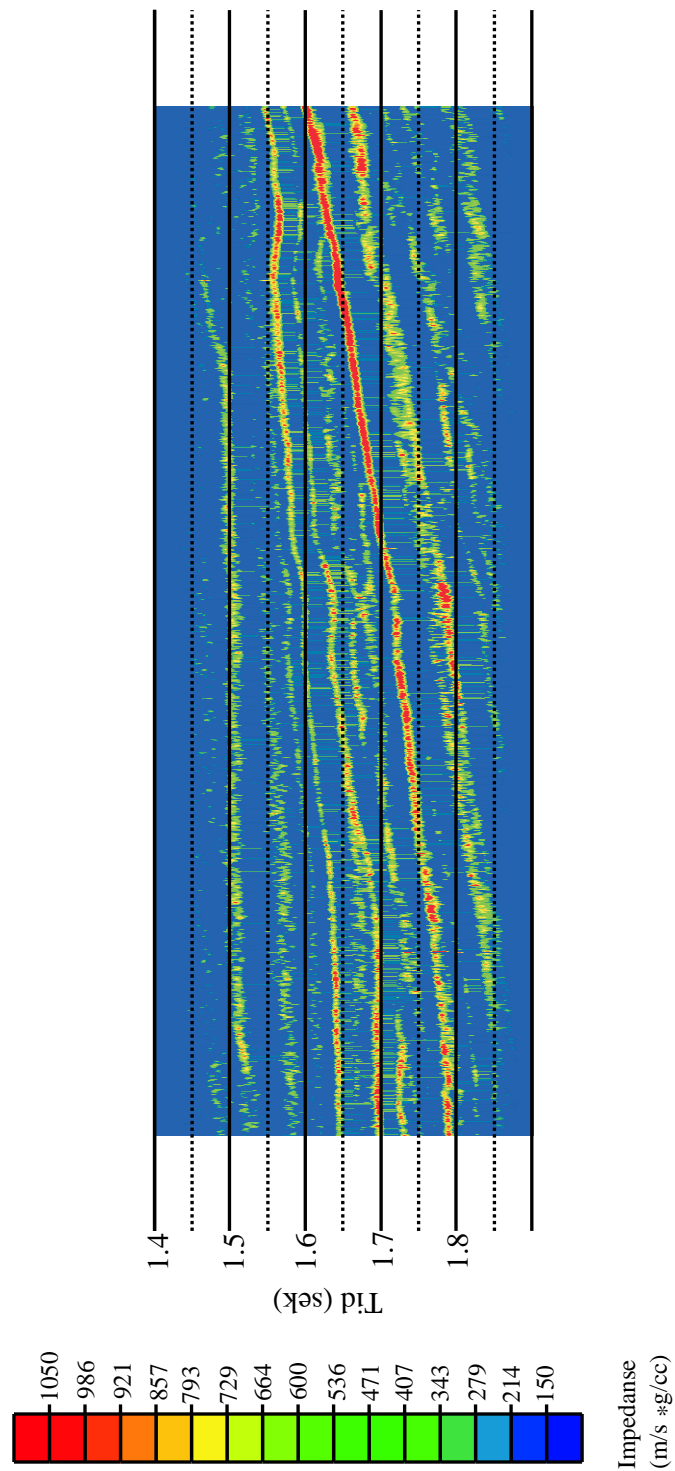
plottene, og nærmeste traser er CMP 2490. Differansen mellom inversjonsresultat til nærtrasen og stacken er vist i figur 5.9, men da er ikke den akustiske impedansen blitt kalibrert ved brønn 1.

5.4 Tolkning av inversjon med hensyn på bergartsfysiske forhold

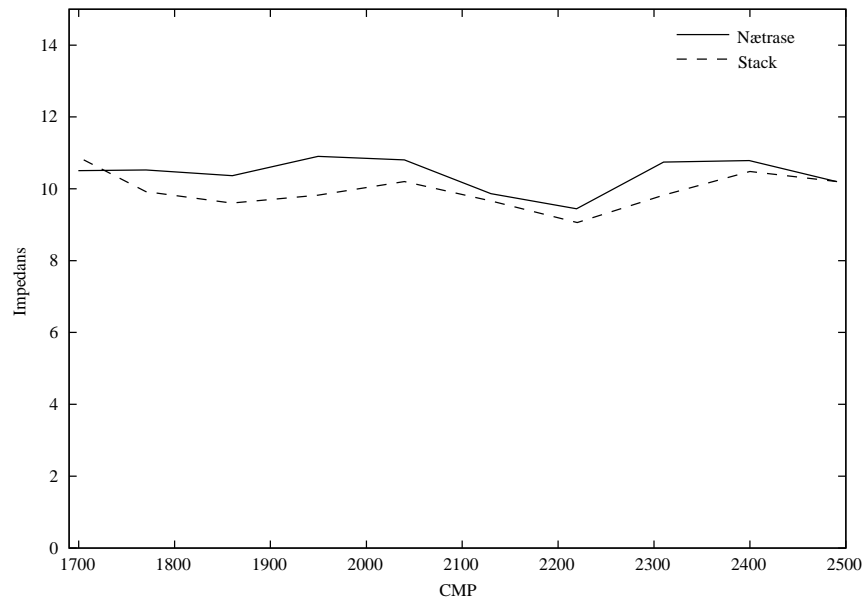
Nå som de seismiske dataene er invertert vil de akustiske impedansene beskrive egenskapene til bergartsformasjoner, og ikke relative forandringer i egenskaper ved overgang fra et lag til et annet som ved seismikk. Vi vil nå studere laterale variasjoner i impedansen til sandsteinsformasjonen for både de inverterte nærtrasene og de stackete trasene, og prøve å tolke den akustiske impedansen med hensyn på porøsitet og sand/skifer forhold. Vi vil dessuten se på mulige feiltolkninger av inversjonen av stacken, som eventuelt skyldes AVO effekter, samt hvilke effekter dette vil ha på tolkningen av porøsitet og sand/skifer forholdet.

I de inverterte seksjonene for både nærtrasen og stacken har vi lest av impedansverdier i 11 punkter, fra brønn 1 i nord-øst og langs sandsteinsformasjonen mot syd-vest. Punktene er markert som sorte punkter i figur 5.7 og 5.8. Brønnloggen fra brønn 1 har blitt brukt for å kalibrere de avleste verdiene fra CMP 2490 mot gjennomsnittet av den akustisk impedansen fra de fem øverste metrene i sandsteinsformasjonen. Figur 5.10 viser hvordan både impedansen til nærtrasene og stacken varierer langs profilet. Med unntak av CMP 1700 og kalibreringspunktet CMP 2490 har stacken lavere impedans enn ved brønnen, mens impedansene til nærtrasene er generelt høyere. Grunnen til dette kan være at AVO effekter “smører” ut refleksjonsamplituden ved stacking, som vist i kapittel 3. Ved inversjon vil derfor stacken få lavere akustisk impedansverdi enn normalreflekterte data. Vi skal nå se litt nærmere på hvordan impedansen kan knyttes opp mot bergartsparametre.

Impedansen er sterkt knyttet til blant annet litologi, porøsitet og poreflu-
id. I kapittel 3 viste vi både med empiriske og teoretiske resultater hvordan sammenhengen mellom de akustiske parametrene, P-hastighet og tetthet, påvirkes av forandringer av bergartsparametre. For å tolke impedansverdiene med hensyn på porøsitet og sand/skifer-forholdet har vi tatt utgangspunkt i teoretiske modeller, laget ved bruk av den hybride metode (DEM+Biot,



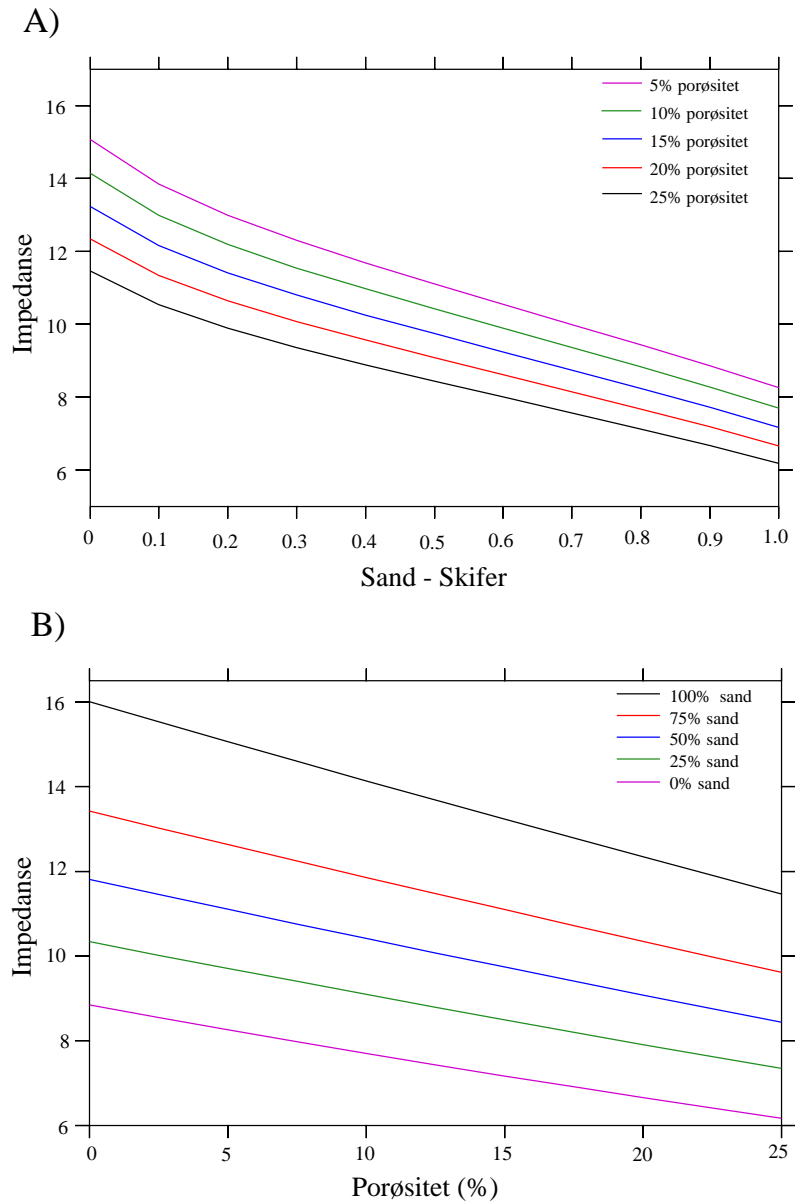
Figur 5.9: Differansen mellom nærtrassen og stack, uten kalibrering av impedansen.



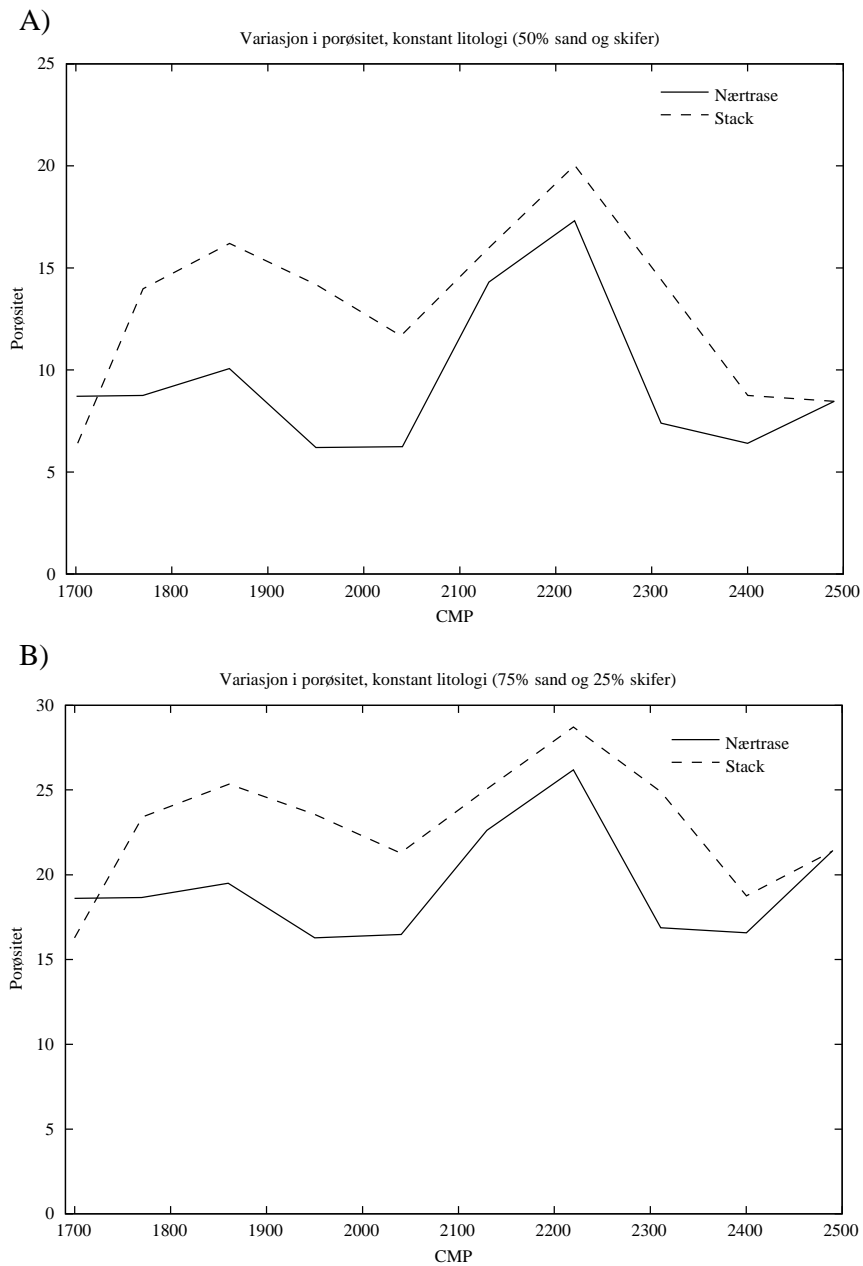
Figur 5.10: Impedanseverdier som er lest av inversjons plottene og kalibrert i brønn 1 for akustisk impedans. Brønnen ligger ved CMP 2490.

Johansen, 1997). Figur 5.11a viser hvordan den akustiske impedans varierer med ulikt sand/skifer-forhold for forskjellig porøsitet, mens figur 5.11b viser hvordan den akustiske impedansen varierer ved økende porøsitet for ulike sand/skifer-forhold. Vi har antatt at sandsteinsformasjonen er vannmettet og har derfor brukt brine som porefluid ved bergartsmodelleringen. Disse modellene vil brukes til å tolke bergartsparametrene langs sandsteinsformasjonen ved at vi bestemmer porøsitet og sand/skifer-forholdet fra impedansverdiene som ble lest av langs profilet.

Når vi antar at litologien er konstant kan vi tolke variasjonen i porøsiteten langs sandsteinsformasjonen ved bruke av bergartsmodellen i figur 5.11b. Variasjonen i porøsitet for sand/skifer-forhold lik 50-50 og 75-25 er vist i figur 5.12. Kurven med 50% leire og 50% sand i matriks er gjerne ikke en reell tolkning til sandsteinsformasjonen, men det viser hvordan graden av leire i matriks påvirker porøsiteten for gitte impedansverdier når vi sammenligner det med kurven for bergarten med 75% sand og 25% leire i matriks. Grunnen til at økt andel leire fører til lavere porøsitet er at P-hastigheten minker med en slik forandring. For



Figur 5.11: To modeller som viser hvordan impedansen varierer med sand/skifer-forholdet og porøsiteten. Ved bruk av disse modellene vil vi predikere variasjonen i bergartsparametrene i sandsteinsformasjonen.



Figur 5.12: Variasjon av porøsitet for ulike litologier. A) 50% sand og 50% leire. B) 75% sand og 25% leire.

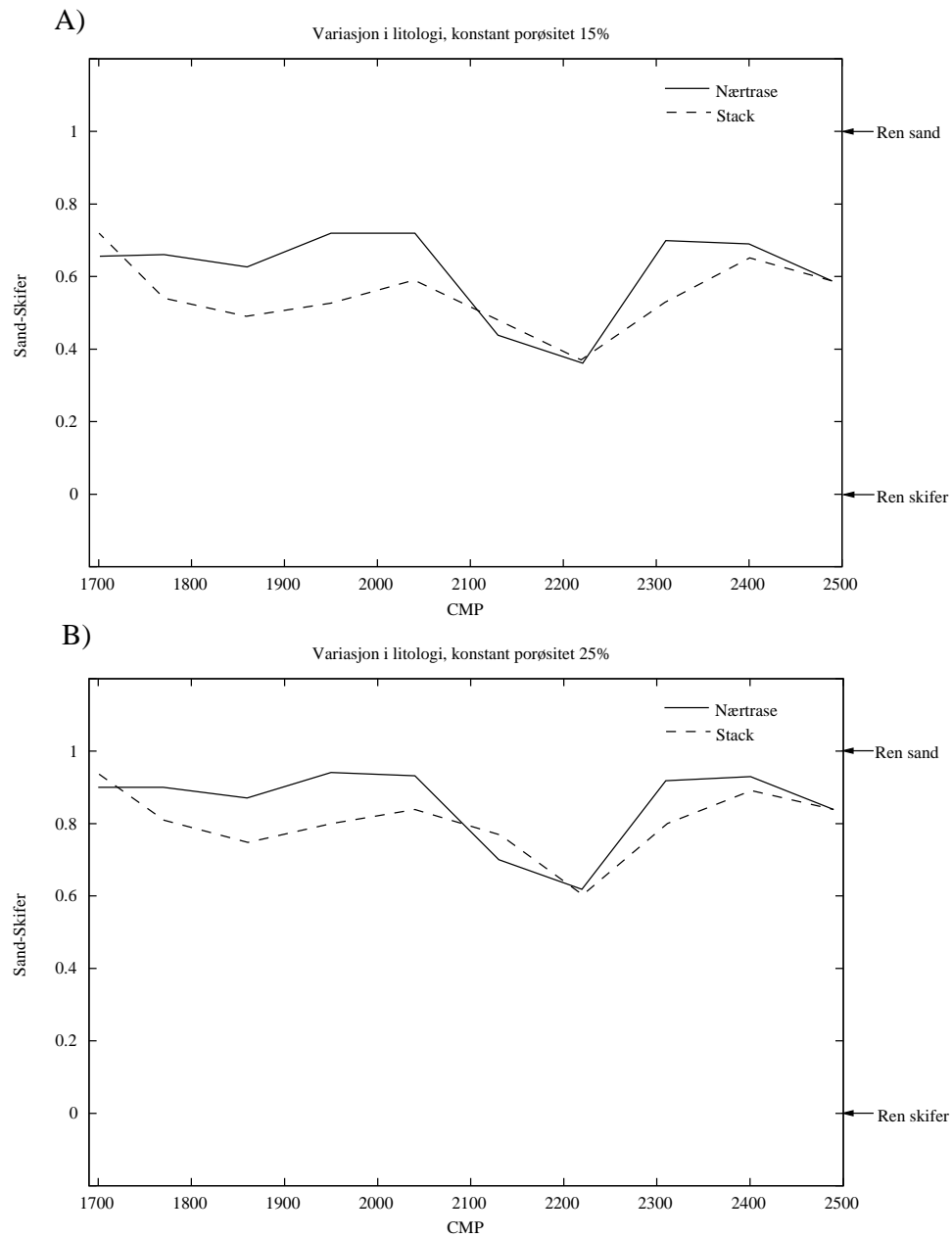
å gi samme akustiske impedans må tettheten være større, slik at porøsiteten er lavere. Med dette som grunnlag er det naturlig at prediksjonen av porøsiteten til stacken, som generelt hadde lavere impedansverdi enn nærtrasen, vil gi større porøsitet enn nærtrasene. Den største forskjellen i tolket porøsitet mellom stacken og nærtrasen er ved CMP 1950, der tolkningen av stacken gir omtrent 25% høyere porøsitet enn nærtrasen når sand/skifer-forholdet er 75-25.

I figur 5.13 har vi antatt at porøsiteten er konstant, henholdsvis på 15% og 25% , mens litologien forandrer seg. Ved konstant porøsitet vil det være relativt liten forandring i tetthet siden forskjellen mellom tettheten til sand og leire også er relativt liten. Fra kurvene ser vi at ved økt impedans øker også andel sand i matriks, noe som er helt naturlig siden høyere andel sand gir høyere P-hastighet. Ser vi på kurvene for porøsitet lik 25%, er andelen sand i matriks større. Høyere porøsitet gir lavere tetthet, slik at P-hastigheten må øke for å gi samme impedansverdi. Forskjellen mellom stacken og nærtrasen er også her størst ved CMP 1950, på grunn av størst forskjell i impedans. Andel sand ble tolket til å være omtrent 15% høyere for nærtrasene enn ved tilsvarende punkt fra den stackete seksjonen.

5.5 Oppsummering

De reelle dataene ble prosessert med hensyn på inversjon av et området med sandsteinsformasjonen, 1.4-1.9 sekunder. Mye av arbeidet før prosesseringen besto i å editere de seismiske dataene får å få et jevnt energi-nivå for hvert skudd. De multiple innsatsene viste seg imidlertid å være vanskelig å fjerne uten at det gikk ut over energinivået til nærtrasene. Vi valgte derfor å leve med at multiplene har en viss effekt på inversjonsresultatet.

Resultatene av inversjonen ga en generell tendens med høyere akustisk impedans for inversjonen av nærtrasene enn stacken. Hvis de inverterte nærtrasene gir uttrykk for den sanne impedansen, vil tolkningene av inversjonsresultatene til stacken gi for stor grad av porøsitet og for mye leire i matriks langs sandsteinsformasjonen. Størst forskjell i tolkning av porøsitet for nærtrasene og stacken når litologien er fast (75% sand og 25% leire), gir omtrent 25% større andel porøsitet når data er stacket en de normalreflekterte. Mens når porøsiteten er



Figur 5.13: Variasjon av sand/skifer-forholdet når porøsitet er konstant. A) 15% porøsitet B) 25% porøsitet.

konstan (25%), vil en tolkning av stacken med hensyn på litologi gi omtrent 15% mer leire i matriks enn en tolkning nærtrasene.

Kapittel 6

Oppsummering og konklusjon

Formålet med dette arbeidet har vært å undersøke forskjellen mellom inversjonsresultatene for normalreflekterte bølger og stackete data. Hovedmålsetningen har vært å undersøke hvordan variasjon i AVO kan påvirke resultatet av inversjon for stackete traser, og hvilke feiltolkninger av akustisk impedans AVO effekten kan gi med hensyn på bergartsparemetre.

Refleksjonsamplitudene er bestemt av innfallsvinkelen, P- og S-hastighetene, og tettheten til bergartslagene. For å forstå hvordan ulike bergarter påvirker refleksjonskoeffisienten beskrev vi sammenhengen mellom ulike bergartsegenskaper og de seismiske parametrene. Både ut i fra empiriske resultater og teoretiske modeller avtok hastighetene når porøsiteten og andel leire i matriks økte. Når det gjelder porefluidet, er P-hastigheten mer påvirket av forandringer enn S-hastigheten, og forskjellen er størst ved fri gass i porevolumet. Dette kan gi relative lave V_p/V_s forhold, noe som videre kan være en indikator på type porefluid og litologi.

For at det skal være store AVO effekter med innfallsvinkler opp mot 30° , må det være relative forskjeller mellom tilgrensende bergarters V_p/V_s forhold. Når V_p/V_s forholdet er lavere for det nederste laget enn for det øverste, vil vi få en negativ AVO gradient. I de syntetiske dataene gav gassmettet sandstein det laveste V_p/V_s forholdet, og den kraftigste AVO gradienten. Derfor var det også størst forskjell mellom amplitudeverdiene til nærtrasen og stacken fra refleksjonspunktene fra skifer/sandstein kontakten. Generelt tilsvarte de stackete amplitudeverdiene bergarter med større andel leire i matriks og lavere porøsitet

ved sammenligning av de normalreflekterte amplitudene.

Ved inversjonen av de reelle seismiske dataene kom det klart frem at det var en relativ forskjell mellom inversjonsresultatet til nærtrasen og stacken. Etter kalibrering viste det seg at stacken gav generelt lavere akustisk impedans for disse dataene. Generelt vil tolkningen av impedansverdiene til stackete traser, med hensyn på bergartsparametre når AVO gradienten er negativ, gi uttrykk for at porøsiteten er høyere og at andel sand i matriks er mindre enn tilsvarende tolkning av nærtrasene. Hvis AVO gradienten er positiv, vil vi få motsatte resultater.

Til slutt vil vi komme med følgende forslag til videre arbeid innen dette feltet:

For å redusere effekten av støy, bestemmes estimatet av null-offset trasen av flere traser. For å unngå AVO effekter ved stacking, kan en evnetuelt forsøke å korrigere for observerte AVO effekter før stacking og inversjon.

Modell basert inversjon der seismikken knyttes tettere til brønn-data. Med hjelp av ekstra informasjon som porøsitet, bergartstetthet, mineralsammensetning og ultrasonic V_p og V_s fra laboratoruim målinger, kan man ekstrapolere bergartsegenskaper fra i reservoarsoner rundt brønnpunkter.

Sortere data etter offset ved å bruke partiell stacking til analyse av litologi/porefluid. Dette kan være en effektiv metode til å finne AVO effekter i store datamengder.