

Forord

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

Først og fremst vil jeg takke min veileder, førsteamanuensis Tor Arne Johansen, for å ha definert oppgaven, stilt programmer til disposisjon, gitt god veiledning og samtidig bidratt til et godt faglig og sosialt miljø innen reservoargeofysikk.

Datamaterialet som er benyttet i oppgaven er stilt til disposisjon av Ivar Brevik og Statoil. Jeg setter stor pris på samarbeidet vi har hatt.

Samtlige i reservoargruppen, og spesielt Åsmund Drottning, takkes også for nyttige råd underveis. Torsdagsmøtene med reservoargruppen har spart meg for mye hodebry.

Ansatte og medstudenter fortjener også en stor takk for en inspirerende og fin studietid. Dere har fått årene til å fly!

Sist, men ikke minst vil jeg takke for god oppbakking hjemmefra og Anders for sin smittende stå-på-vilje.

Bergen, 12. oktober 2001

Camilla Reglund Thorsen

Innhold

1	Innledning	1
2	Modeller for prediksjon av seismiske parametre i porøse bergarter	3
2.1	Innledning	3
2.2	Seismiske hastigheter	3
2.3	Bergartsmodellen	4
2.4	Modeller for prediksjon av porefluid	4
2.4.1	Gassmanns modell	4
2.4.2	Biots modell	6
2.4.3	Begrensninger i modellene	7
2.5	Modeller for prediksjon av litologi, poregeometri og porøsitet	8
2.5.1	Selvkonsistent spredemodell	9
2.5.2	Differensielt effektivt medium	9
2.6	Modeller for prediksjon av leirinnhold og konsolideringsgrad	9
2.6.1	Kontaktsement teori	9
2.6.2	Diagenese	12
2.7	Oppsummering	12
3	Effekter av litologi, fluid og porøsitet på seismiske hastigheter	14
3.1	Innledning	14
3.2	Porøsitetens innvirkning på hastighet	15
3.3	Porefluidets innvirkning på hastighet	17

3.3.1	Olje i porene	18
3.3.2	Gass i porene	19
3.3.3	Saltvann i porene	19
3.3.4	Blanding av flere fluider i porene	20
3.4	Poregeometriens innvirkning på hastighet	22
3.5	Trykkets innvirkning på hastighet	23
3.6	Vp/Vs og litologi	24
3.7	Oppsummering	25
4	Brønndata	27
4.1	Innledning	27
4.2	Beskrivelse av datasettet	27
4.3	Diskusjon og tolkning	30
4.3.1	Reservoarets oppbygning	30
4.3.2	Mikrostrukturer	31
4.4	Empiriske modeller	34
4.4.1	Skifre	34
4.4.2	Sandsteiner	34
4.5	Andre modeller	36
4.6	Oppsummering	39
5	Estimering av leirinnhold fra hastighet og porøsitet	40
5.1	Innledning	40
5.2	Litologimodellen	42
5.3	Lavporøse bergarter	43
5.3.1	Estimering av leirinnhold	44
5.3.2	Oppsummering	47
5.4	Middels til høyporøse bergarter	47
5.4.1	Leirfordelinger i sandsteiner	47
5.4.2	Tekstur og sementeringsgrad	49
5.4.3	Bruk av kontaktsement modell (CCT)	51
5.4.4	CCT-modeller i sandrike soner	53

5.4.5	Estimering av leirinnhold	57
5.4.6	DEM-modell på sandrike soner	60
5.4.7	Oppsummering	60
6	Prediksjon av hastigheter fra leirinnhold og porøsitet	62
6.1	Innledning	62
6.2	Prediksjon av hastighet	62
6.2.1	Lavporøse soner	63
6.2.2	Høyporøse soner	64
6.3	Fluid substitusjon	69
6.3.1	Litologimodell med endret porefluid	69
6.4	Oppsummering	70
7	Vurdering av estimatene	73
7.1	Innledning	73
7.2	Vurdering av leirinnhold-estimat	73
7.2.1	DEM-modellen	73
7.2.2	CCT-modellen	75
7.3	Vurdering av hastighetsprediksjonen	76
7.3.1	DEM-modellen	76
7.3.2	CCT-modellen	78
7.4	Vurdering av porefluid substitusjon	79
7.4.1	Endret porefluid	79
7.5	Usikkerheter	79
7.5.1	DEM-modellen	80
7.5.2	CCT-modellen	80
7.5.3	Sensitivitet i modellene	83
7.5.4	Usikkerhet i litologimodellene	83
7.6	Oppsummering	85
8	Oppsummering og konklusjon	86

A Hastighetsmodeller og gjennomsnittlige avvik	88
A.1 Hastighetsmodeller	88
A.2 Gjennomsnittlige avvik	91
B Kobling mellom CCT og EMT	93
B.0.1 CCT og Berrymans SC-modell	93
Bibliografi	97

Kapittel 1

Innledning

P- og S-hastigheter og tetthet i kombinasjon vil kunne gi informasjon om bergartsparametre. For å kunne utnytte denne informasjonen er det nødvendig med en modell som kobler sammen en bergartsmodell med de seismiske parametrene. I dag finnes flere slike modeller, men relativt få av dem er verifisert mot reelle målinger.

Vi har tilgjengelig målinger av P- og S-hastigheter, tetthet og bergartsparametre fra en brønn i Nordsjøen. Vi har dermed muligheten til å evaluere en del av disse teoriene. Modellene er fortrinnsvis laget for å beregne seismiske hastigheter for et gitt sett av parametre som beskriver bergarten. For en økt geofysisk anvendelse er det viktig å kunne bruke modellene til å gjøre den motsatte transformasjonen - å finne bergartstype og reservoaregenskaper fra hastighets- og tetthetsdata.

Arbeidet i oppgaven blir å sammenstille og anvende ulike modeller, slik at leirinnholdet estimeres fra hastighets- og tetthetsdata fra borehull. Videre tester vi om modellen også gir rimelige resultater ved å predikere P- og S-hastigheter fra leirinnhold og porøsitet. Vi får med andre ord testet modellens prediksjonsevne både fra hastighetsdata og fra bergartsparametre (leirinnhold og porøsitet).

I forkant av modelleringen ser vi på ulike teoretiske modeller som sammenstiller seismiske parametre med bergartsparametre. Vi tar vi for oss hvordan ulike bergartsparametre som litologi, porøsitet, poregeometri og porefluid influerer på de seismiske parametrene. Vi ser også på V_p/V_s -forholdet. I de tilgjengelige brønndataene analyserer vi mikrostrukturer, som kornstrukturer, fluider og konsolideringsgrad i bergartene. Dette er for å kunne parameterisere bergarten best mulig. Generelt ønsker vi å finne en modell som kan brukes til estimering av leirinnhold i tilfeller der målte sand/skifer forhold ikke er tilgjengelig. Modellen kalibreres for P-hastighet, og det er usikkert hvilke utslag vi registrerer i S-hastigheten som følge av det.

Videre undersøker vi modellens evne til å predikere seismiske hastigheter ved endring i porefluid. Slike egenskaper ved en modell er viktig i 4D - seismikk, der en

ønsker å se på endringer i hastighet over tid. Under produksjon vil fluidmetningen forandres og den seismiske karakteristikken vil endres som følge av det. I slike tilfeller er det viktig å kunne gjenskape de ulike forholdene til enhver tid.

Tilslutt ser vi på sensitiviteten til modellene, ved å legge til en usikkerhet i de målte input-dataene, før vi oppsummerer resultatene og kommer med konklusjoner og forslag til videre arbeid innenfor dette feltet.

Kapittel 2

Modeller for prediksjon av seismiske parametre i porøse bergarter

2.1 Innledning

Det har blitt utviklet en rekke teoretiske modeller for å beregne de effektive elastiske konstantene for et sammensatt medium, når en kjenner de elastiske konstantene for de enkelte komponentene. I dette kapitlet skal vi se på hvordan vi knytter sammen seismiske parametre med bergartsparametre ved hjelp av slike modeller.

2.2 Seismiske hastigheter

Seismisk hastighet er en viktig størrelse, som inngår i bestemmelse av litologi, porøsitet og porefyll. Den forteller hvor fort en bølge forplanter seg gjennom et medium. Seismisk hastighet i et isotropt, homogent medium er uttrykt ved:

$$V = \sqrt{\frac{M}{\rho}}, \quad (2.1)$$

der $M = \kappa + \frac{4}{3}\mu$ for P-bølger og $M = \mu$ for S-bølger.

κ er inkompressibiliteten (forholdet mellom trykkøkningen og volumendringen), μ er skjærfastheten (forholdet mellom trykkøkningen og formforandringen) og ρ er tettheten til bergarten. De effektive elastiske konstantene øker raskere enn tettheten, med økende trykk. Hastighetene øker dermed vanligvis med økende tetthet. κ , μ og ρ avhenger alle i større eller mindre grad av bergartens egenskaper som litologi, porøsitet, porevæske, trykk, dyp, sementering, kompaksjon og temperatur. Hastigheten varierer derfor også med alle de forskjellige faktorene.

P-bølgene vil alltid ha høyere hastighet enn S-bølgene, og S-bølgen brer seg bare i faste medier. I marin seismikk kan derfor ikke S-bølger forplante seg ($\mu = 0$), uten at det har skjedd en konvertering fra P- til S- bølger. I brønner derimot registreres S-bølger, og det gir verdifull ekstra informasjon med hensyn til prediksjon av bergartsparametre.

2.3 Bergartsmodellen

En fysisk bergartsmodell er en parametrisering av den reelle bergarten. Den er basert på fysiske prinsipp, og skal gi modellen gjennomsnittlige egenskaper som elastisitet og seismiske hastigheter. De effektive elastiske konstantene er bestemt av de materialene bergarten er bygd opp av (Kanestrøm, 1991).

Hensikten med den fysiske bergartsmodellen er ikke begrenset til å reprodusere fysiske størrelser for den tilstanden modellen ble definert for. Modellen skal også kunne brukes for bergarter i andre tilstander, det vil si andre porøsitetsverdier, poregeometrier eller lignende. Vi skal ved hjelp av seismiske parametre fra brønn-data komme frem til en bergartsmodell. Det vil si, vi skal predikere bergartsparametre.

For å få informasjon om bergartens egenskaper fra seismisk hastighet og tetthet, er det nødvendig å ha en modell som kobler sammen denne bergartsmodellen med de seismiske parametrene. Tidsgjennomsnittsligningen (3.3) er en slik modell, der seismiske parametre blir sammenstilt med bergartsparametre. Modellen er empirisk og er blant de enkleste sammenhengene mellom bergartsparametre og seismiske parametre. Vi skal i det følgende se på forskjellige teoretiske modeller.

2.4 Modeller for prediksjon av porefluid

Effektiv medium teori midler de fysiske egenskapene til flerfase materialet når prøven er mye større enn korn og porer. I seismisk sammenheng betyr dette at når bølgelengden til en seismisk bølge er større enn inhomogeniteten, "oppfatter" bølgen materialet ved sine gjennomsnittlige fysiske egenskaper (Johansen, 2001).

For å lage en modell av en porøs bergart, må den parametriseres. Vi må ha data om de fysiske egenskapene til fasene, om formen og orienteringen av hver fase og om hvordan fasene blandes. Vi skal ta for oss Gassmann og Biot sine modeller.

2.4.1 Gassmanns modell

Gassmann (1951) utledet en teori, der han beregner effekten av porefluidets egenskaper på de elastiske egenskapene og seismiske hastighetene i en porøs væskefylt

PARAMETER	SYMBOL	FYSISK ENHET
EGENSKAPER TIL TØRR BERGART		
Inkompressibilitet–korn	κ_s	GPa
Inkompressibilitet–skjelett	κ_b	GPa
Skjærfasthet–skjelett	μ	GPa
Tetthet–korn	ρ_s	g/cm^3
Porøsitet	ϕ	$(0 \leq \phi \leq 1)$
EGENSKAPER TIL POREFLUID		
Inkompressibilitet	κ_f	GPa
Tetthet	ϕ_f	g/cm^3

Tabell 2.1: Oversikt over parametrene i Gassmann-modellen.

bergart. Modellen betraktes under statiske forhold.

De effektive elastiske parametrene er gitt gjennom en volum-vekting av elastisiteten for tre hovedkomponenter av bergarten: den tørre bergarten, bergartskornene og porefluidet. Parametrene som inngår i Gassmanns modell er gitt i tabell 2.1.

De elastiske egenskapene til bergartsskjelettet er viktig i Gassmanns modell. Bergartsskjelettet består av bergartskorn som er sementert sammen på grunn av den overliggende tyngden. Gassmanns modell har fire grunnleggende prinsipper:

- Bergartskornene og porefluidet er individuelt homogene og isotrope materialer.
- Bergartskornene er sammenhengende.
- Porerommet er åpent og sammenhengende.
- Porefluidet er jevnt fordelt i porerommet.

Forutsetningen om at porerommet må være åpent og sammenhengende er satt for at porefluidet skal kunne strømme ut av bergarten hvis en påfører prøven et ytre trykk. Vi antar likevel i utledningen at det ikke er noen relativ bevegelse mellom porevæsken og bergartsskjelettet under hydrostatisk kompressjon.

Hvis det er flere fluider i bergartsprøven, skal blandingsforholdet være det samme i alle porene.

Gassmanns modell blir også referert til som en volum-midlings metode. Grunnlaget for å bestemme den effektive inkompressibiliteten κ_{eff} er å beregne den relative volumendringen ($\Delta V/V$) når bergarten utsettes for en endring i differensialtrykk. Definisjonen på inkompressibilitet er gitt ved:

$$\kappa_{eff} = -\frac{\Delta P}{\Delta V/V}.$$

Den relative volumendringen kan uttrykkes på to måter:

- Ved å betrakte den sammensatte effekten som en sum av relative volumendringer av bergartskornene, bergartsskjelettet og porefluidet.
- Ved å adskille volumeffektene som skyldes endringene i poretrykk og skjelettrykk.

Ved hjelp av disse uttrykkene kan vi finne effektiv inkompressibilitet ved:

$$\kappa_{eff} = K_b + \frac{(1 - K_b/K_s)^2}{\phi/K_f + (1 - \phi)/K_s - K_b/K_s^2}.$$

Parameteren K_s gir data om porestrukturen, og må være kjent for den aktuelle bergartsprøven. Skjærfastheten må evalueres fra målinger eller andre modeller.

2.4.2 Biots modell

Biot (1956a, 1956b) etablerte en tilsvarende modell som Gassmann, der det samme materialet blir beskrevet, men nå også med frekvens som en parameter. I Biot-modellen tas det dermed også hensyn til den dynamiske oppførselen til materialet. Væskestrøm gir opphav til en relativ bevegelse mellom porevæsken og bergartsskjelettet.

Det vil oppstå friksjonskrefter mellom porevæske og bergartsskjelettet for høyfrekvente bølger. Friksjonskreftene avhenger av porefluidets egenskaper og geometriske trekk ved porestrukturen. Biots modell inneholder flere parametre enn Gassmanns. Tabell 2.2 lister opp parametrene i Biots modell.

Uendelig tortuositet α sier noe om koblingen mellom den faste bergarten og fluidet. Tortuositeten konvergerer mot en konstant verdi når frekvensen øker. Denne grenseverdien er definert ved den uendelige tortuositeten.

Porestruktur-parameteren Λ , er forholdet mellom porevolumet og porearealet, og hvert volumelement vektet med den lokale verdien av en potensiell mikroskopisk væskestrøm-hastighet. Denne parameteren er knyttet opp mot bergartens potensielle for transport av fluider.

Statisk permeabilitet k_0 beskriver hvor godt mediet er egnet for gjennomstrømming av væsker, mens viskositeten uttrykker en kobling mellom væskepartiklene, og dermed en motstand mot å strømme fritt.

PARAMETER	SYMBOL	FYSISK ENHET
EGENSKAPER TIL TØRR BERGART		
Inkompressibilitet–korn	κ_s	GPa
Inkompressibilitet–skjelett	κ_b	GPa
Skjærfasthet–skjelett	μ	GPa
Tetthet–korn	ρ_s	g/cm^3
Porøsitet	ϕ	$(0 \leq \phi \leq 1)$
Uendelig tortuositet ¹	α	$(\alpha \geq 1)$
Dynamisk sementert porøsitet ¹	λ	$\mu\text{ m}$
Statisk permeabilitet ¹	k	D ($D=10^{-12} \text{ m}^2$)
EGENSKAPER TIL POREFLUID		
Inkompressibilitet	κ_f	GPa
Tetthet	ρ_f	g/cm^3
Viskositet ¹	η	cP ($\text{cP} = 10^{-3} \text{Pa s}$)

Tabell 2.2: Parametrene i modellen til Biot.¹kun relevant for høye frekvenser.

Biots modell har i tillegg til Gassmanns fire prinsipper et ekstra som skiller de to modellen fra hverandre:

- Porer og bergartskorn er mye mindre enn bølgelengden til de seismiske bølgene som deformerer materialet.

Denne siste forutsetningen definerer implisitt en øvre frekvens for teorien.

2.4.3 Begrensninger i modellene

Modellene til Gassmann og Biot er spesielt hensiktsmessige når vi vil beregne effekten av porefluidets egenskaper på de seismiske hastighetene. Modellene forutsetter imidlertid at porefluidet er homogent gjennom hele porevolumet. Det vil si at porevolumet ikke kan være delvis okkupert av væsker (f.eks. vann i flate porer og gass i sfæriske porer). Denne forutsetningen vil i praksis begrense bruken i reservoar-monitorering, der en ønsker å studere effekten av et initielt fluid som fortrenses av et annet (Johansen, 1998).

For praktisk bruk krever modellene kjennskap til bergartens elastiske parametre i tørr tilstand. I tillegg må porøsiteten og bergartskornenes egenskaper (inkompressibiliteten) være kjent. Egenskapene for den tørre bergarten vil også variere med porøsiteten. Med andre ord må modellen etableres på bakgrunn av målinger av den aktuelle bergarten.

2.5 Modeller for prediksjon av litologi, poregeometri og porøsitet

I spredeteorier er bergarten definert ved fire komponenter: bergartskorn, porefyll, porerom og porefluid geometri. Porefyllet og bergartskornene defineres ved de samme parametrene (κ , μ og ρ) og som oftest har vi fluid som porefyll. Fluidene har ingen skjærfasthet, og dermed utgår denne parameteren.

Porerommet defineres ved porøsiteten der det tas hensyn til poregeometrien. Poregeometrien blir angitt ved aspektforholdet, som er definert som forholdet mellom minste og største akse i poren. Dette er relasjoner vi kommer tilbake til i kapittel 3.4. Vi antar at porene i mediet har en vilkårlig orientering, slik at det sammensatte mediet er isotropt.

Spredemodeller skal forutsette at det ikke er interaksjon mellom porene, og at porene opptrer som en samling av individuelle spredere av den seismiske energien. Eksempelvis kan vi ha stor konsentrasjon av sfæriske porer uten å interferere, mens oblate porer vil overlape allerede ved små konsentrasjoner.

Porefluid geometrien beskriver hvordan to eller flere ikke blandbare fluider okkuperer det samme porevolumet. Den totale volumandelen som er mettet med et fluid er gitt ved metningsgraden S (%).

Spredeteorier blir brukt på lav- til middelsporøse bergarter, og spredeteorier er spesielt anvendelige til å beregne materialets oppførsel ved å studere oppførselen til dets mikro-komponenter. Spredeteorierne antar at porene er isolerte og at det ikke foregår noen væskestrøm mellom disse.

Vi betrakter en plan P-bølge som brer seg gjennom et homogent, isotropt medium. De elastiske konstantene til mediet er gitt ved κ_m , μ_m og ρ_m . I matriksen er det en inklusjon med konstantene κ_j , μ_j og ρ_j . Den plane bølgen interfererer med inklusjonen. På grunn av denne forstyrrelsen oppstår det bølger som opptrer med inklusjonen som kilde. Bølgene brer seg radielt ut fra inklusjonen. Energien til disse bølgene avhenger av koblingsegenskapene mellom matriksen og inklusjonen, dvs. materialegenskapene til de to fasene. Ved flere inklusjoner i materialet kan sprededefenomenene klassifiseres:

- Første ordens spredning
- Multippel spredning med en bølgebane mellom to inklusjoner
- Generell multippel spredning

2.5.1 Selvkonsistent spredemodell

Kuster & Toksöz (1974) sin modell er et eksempel på første ordens spredeteori. En annen spredemodell er Berryman (1980) sin selvkonsistensmodell¹ som utvider Kuster-Toksöz til å gjelde for høyporøse materialer. I den spredemodellen skal ikke valg av vertsmedium ha noe å si for løsningen. I praksis innebærer dette at hastighetene som funksjon av blandingsforhold vil, uavhengig av valg av poremodell, gi hastighetene for de to komponentene ved blandingsforhold på 0 og 100 prosent. Den selvkonsistente modellen skal derfor kunne gi estimater av hastighetene for alle blandingsforhold og alle typer poregeometrier.

2.5.2 Differensielt effektivt medium

Prinsippet for et differensielt effektivt medium² ble gitt av Sheng (1990) og senere av Berge et al. (1992), og går ut på at inklusjoner med ulik geometri og materiale legges inn i en matriks ved en iterativ prosedyre (Mavko et al., 1996). Vekselvirkninger mellom ulike inklusjoner fører til spredte effekter. For også å ta disse med i betraktningen, inkluderes det stadig nye porer i matriksen. De effektive parametrene beregnes fortløpende, og legges til i det effektive materialet, slik at matriksen hele tiden oppdateres med nye inklusjoner. Et slikt prinsipp om porøsitetvekst kan anvendes på enhver effektiv medium teori, men til vårt bruk er Kuster-Toksöz den underliggende modellen.

2.6 Modeller for prediksjon av leirinnhold og konsolideringsgrad

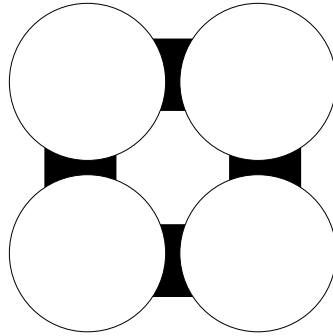
Det finnes modeller for små inklusjons konsentrasjoner og for varierende inklusjons geometrier (Kuster & Toksöz, 1974). For å få estimat for høye inklusjons konsentrasjoner kan selvkonsistente eller differensiell effektive medium approksimasjoner brukes. Men ingen av de teoriene er allsidig nok til å ha kontroll over den detaljerte mikrostrukturen til den modellerte komposisjonen/sammensetningen. De kan derfor ikke brukes i bergarter som består av tettpakkede, elastiske sfærer med sement.

2.6.1 Kontaktsement teori

I sammensetninger med konsentrerte inklusjoner, er det viktig med direkte interaksjon mellom dem, gjennom tynne lag av matriks (Goddard, 1977). Kontakt

¹SC

²DEM



Figur 2.1: Korn med kontakt sement.

	MATRIKS		POREFLUID		
ENHET	KORN	SEMENT	VANN	OLJE	GASS
GPa	$\kappa = 38$	$\kappa = 21$	$\kappa = 2.44$	$\kappa = 1.4$	$\kappa = 0.0002$
GPa	$\mu = 44$	$\mu = 7$	$\mu = 0$	$\mu = 0$	$\mu = 0$
g/cm^3	$\rho = 2.65$	$\rho = 2.58$	$\rho = 1.03$	$\rho = 0.86$	$\rho = 0.001$

Tabell 2.3: Tabell over parametrene som er brukt i kontaktteori-analysen.

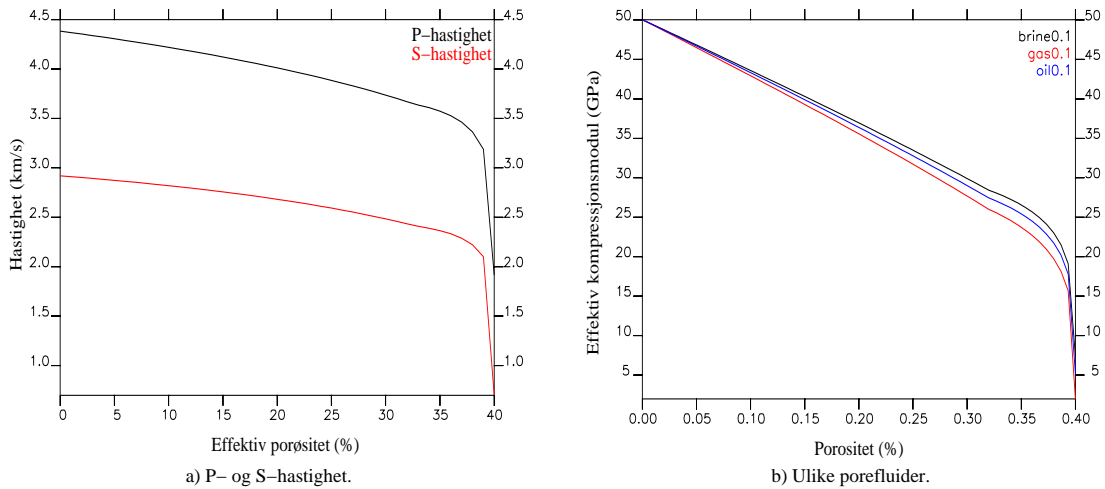
sement teorien³ til Dvorkin et al. (1994) belyser denne konklusjonen. Den tar for seg de effektive elastiske størrelsene til en sfærisk pakke, hvor sfærene er i direkte punktkontakt med sementen, og fyller rommet rundt disse kontaktene. CCT predikerer at selv små volum med kontaktsement kan styrke aggregatets elastiske moduler. I kontaktmodellen binder matriksen kornene sammen ved korn-korn kontakt (figur 2.1).

Kontaktteorien beskriver de mekaniske interaksjonene mellom korn som er bundet sammen av intergranulær sement, uten at det trengs vekt fra overliggende bergarter for å opprettholde kontakt. En viktig implikasjon i denne teorien er at selv “myk” sement er vekt bærende og veldig små mengder med sement kan øke stivheten til en granulær oppbygning betraktelig. Det blir brukt tilfeldig pakkede identiske, elastiske sfærer med elastisk sement ved kontaktene i denne teorien.

Antagelsene i kontaktteorien gjør at den bare kan brukes for høy-porøse pakker hvor sement er lokalisert helt i nærheten av kontaktene. CCT kan ikke brukes til å estimere de elastiske konstantene i et aggregat hvor sement fyller hele porerommet eller store deler av det. For volum over 15 prosent av porerommet kobles en effektiv medium teori til kontaktteorien. Det er Berrymans selvkonsistente modell fra 1980. Koblingen vises i Tillegg B.

Parametrene for kornene, sementen og porefluidene som er brukt i de følgende

³Contact cement theory - CCT



Figur 2.2: a) Kritisk porøsitet er satt til 40 prosent, og vi ser at veldig små sementmengder (ved 38-39 prosent porøsitet) gir en gradient som er steil. Gradienten flater kraftig ut når mer enn 1/8 av porerommet blir fylt med sement (0-35 prosent porøsitet). b) Med forskjellig porefluid vil fluidet med høyest inkompressibilitet også gi høyest effektiv kompresjonsmodul.

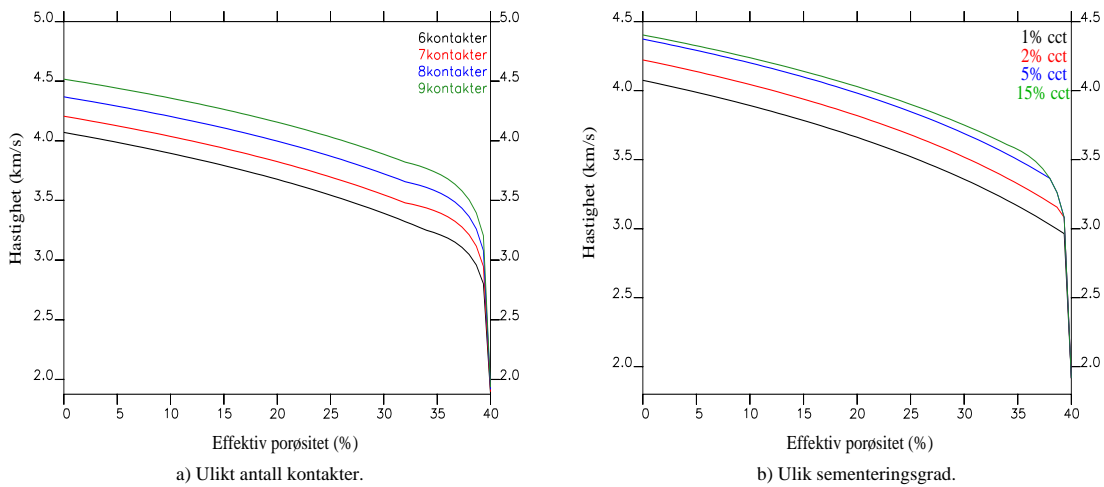
modellerte kurvene er gitt i tabell 2.3.

Figur 2.2a) viser at små sementkonsentrasjoner gir en hastighetsgradient som er steil. Øker vi leirinnholdet i porene ytterligere vil gradienten flate ut. Dette indikerer at det som virker mest på hastigheten er sementeringen rundt kornkontaktene. Sementeringmineralenes strukturelle posisjon har større innvirkning på bergartens elastiske egenskaper enn sementens elastiske egenskaper.

Saltvann har høyest inkompressibilitet av de tre porefluidene vi modellerer med. Følgelig vil også hastigheten til en vannmettet bergart være høyere enn både en oljemettet og en gassmettet bergart. I figur 2.2b) har vi plottet mot effektiv kompresjonsmodul ($V_p^2 \rho$).

Vi kobler kontaktmodellen med en kornbåret struktur, det vil si at det er kontakt mellom bergartskornene og med matriks mellom dem. En kornbåret struktur består generelt av modne sedimenter (Torgersen, 1999). Antallet kontakter mellom korn og sement er avgjørende for de elastiske konstantene og dermed den seismiske hastigheten. I figur 2.3a) har vi modellert med seks, syv, åtte og ni kontakter.

I figur 2.3b) har vi variert andelen med kontaktsement. Vi har modellert med en, to, fem og femten prosent kontaktsement. Økende mengde med kontaktsement øker også hastigheten.



Figur 2.3: Figur a) viser at økende mengde kontaktsement (1, 2, 5 og 15 prosent kontaktsement) øker hastigheten. Tilsvarende vil også hastigheten øke med antall kontakter mellom korn og sement (figur b).

2.6.2 Diagenese

Kontaktsement er et resultat av diagenese. Under diagenese vil mineralene forandre egenskaper. Trykket øker som følge av økt mengde med overliggende sedimenter. Vanligvis avtar porøsiteten og permeabiliteten med diagenese. Det vil også være stadig forandring ved kornkontaktene under diagenese. Kornene kan bli rekrystalliserte, få overvekster eller bli trykkoppløste (Boggs, 1995).

Rekrystallasjon er når mineralenes krystallgitre re-organiseres. Sedimentet blir da teksturelt endret.

Trykkoppløsning skjer når det blir stort trykk i et punkt. Da vil deler av kornene bli løst opp, og vi får utfelling i nærliggende områder med mindre trykk. Trykkoppløsning vil være en kilde til sementering. En annen sementeringskilde er når mineraler blir fraktet med porevæsken og deretter blir utfelt som sement. For en mer detaljert beskrivelse henvises det til Torgersen (1999).

2.7 Oppsummering

Vi har i dette kapittelet sett på ulike teoretiske modeller som binder sammen bergartsparametre med seismiske parametre. Vi har også tatt for oss hvordan en bergartsmodell kan etableres, hvilke forutsetninger hver enkel modell har og i hvilke situasjoner de kan brukes.

- Vi har sett på prinsippene bak Gassmann og Biot sine modeller, som tar for seg porefluidets effekt på de seismiske parametrene.

- Spredeteorier tar for seg lavporøse medier og ved å studere materialets mikrokomponenter, kan en lettere beregne materialets oppførsel.
- Kontaktteorier gitt ved Dvorkin et al. (1991, 1994) viser at sedimentets akustiske og mekaniske egenskaper lar seg påvirke i stor grad av den strukturelle posisjonen og egenskapene til de intergranulære bindingsmaterialene. Denne modellen er begrenset til middels til høyporøse bergarter.

Kapittel 3

Effekter av litologi, fluid og porøsitet på seismiske hastigheter

3.1 Innledning

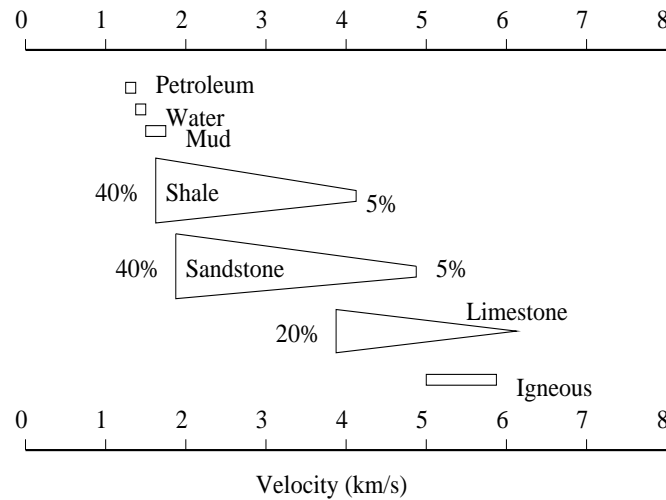
I dette kapitlet skal vi ta for oss en del parametre som er grunnleggende for det videre arbeidet med oppgaven. Ved å kombinere seismiske hastigheter og tettheten kan vi predikere litologi. Vi prøver da å se “bakom” de seismiske hastighetene for å estimere konstantene og poregeometrien til bergarten. For å kunne gjøre det, må vi vite litt om hvilke bergartsforhold de ulike seismiske parametrene er følsomme for.

Vi skal derfor se litt på forskjellige bergartsparametre og på deres sammenheng med de seismiske parametrene. Vi undersøker hvordan hastigheten og tettheten varierer med porøsiteten, leirinnholdet og trykket. Vi ser også på hvilken innvirkning porefluidet og poreformen har på hastigheten. I tillegg diskuterer vi størrelsen V_p/V_s , og dens sammenheng med litologien og porefluidet.

Hvis ikke annet er oppgitt har vi brukt Kuster Toksöz-modellen. Parametrene er oppgitt i tabell 2.3 og matrisen består av 80 prosent kvarts og 20 prosent leire. I tillegg har vi definert poregeometrien i tabell 3.1.

ASPEKT FORHOLD	KONSENTRASJON
$\alpha = 1.0$	0.78
$\alpha = 0.1$	0.22

Tabell 3.1: Poregeometrien er definert ved følgende aspektforhold og konsentrasjoner.



Figur 3.1: Sammenheng mellom litologi og seismisk hastighet (modifisert fra Sheriff & Geldart, 1983).

Hastighetene til de forskjellige bergartstypene overlapper hverandre, og av den grunn er seismisk hastighet ingen god indikator på litologi. En forenkling av Sheriff & Geldart (1983) sin fremstilling av denne sammenhengen er gitt i figur 3.1.

3.2 Porøsitetens innvirkning på hastighet

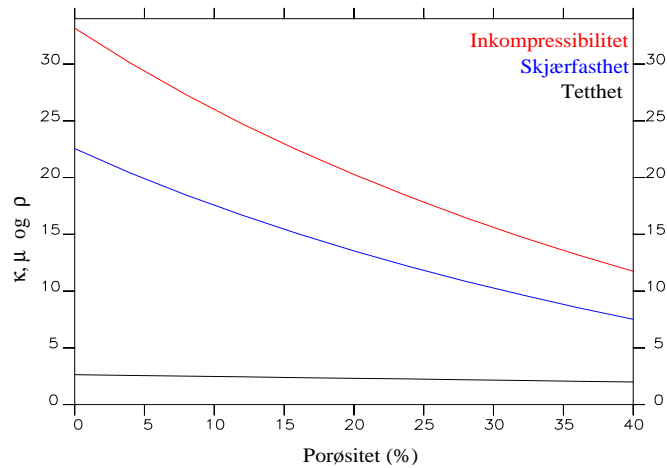
Volumet i en bergart vil delvis bestå av porer. Hvor stort porevolumet er, avhenger av bergartens avsetningshistorie og hvilket trykk bergarten er og har vært utsatt for. Tettheten, som er en funksjon av porøsiteten, for hele bergarten kan uttrykkes slik:

$$\rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_m. \quad (3.1)$$

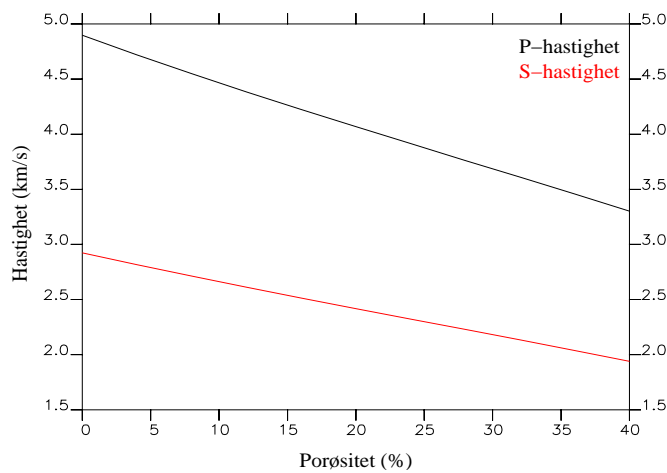
Her multipliseres porefyll tettheten med porøsiteten, og matriks tettheten med resten av bergartsvolumet. Addert sammen utgjør det tettheten for hele bergarten. Gardner et al. (1974) gav relasjonen (ligning 3.2) mellom tetthet og P-hastighet. Flere lignende relasjoner er gitt, men denne relasjonen baserer seg på gjennomsnittsverdier. V_p gis ved km/s og ρ_{bulk} ved g/cm^3 .

$$\rho_{bulk} = 1.741 V_p^{0.25}. \quad (3.2)$$

I tillegg til å påvirke tettheten, vil også de effektive elastiske konstantene og dermed hastigheten bli påvirket av porøsiteten. Med økende porøsitet vil inkompressibiliteten, skjærfastheten og tettheten avta (figur 3.2a). Hastigheten avtar derfor med økende porøsitet (figur 3.2b).



a) De effektive, elastiske konstantene med økende porøsitet



b) P- og S- hastighet med økende porøsitet

Figur 3.2: a) De effektive elastiske konstantene og tettheten avtar med økende porøsitet. b) P- og S-hastighet som funksjon av porøsitet. P-hastigheten avtar raskere enn S-hastigheten.

Porøsiteten er den enkeltfaktoren som påvirker hastigheten mest, og siden porøsiteten varierer med dyp og trykk vil hastigheten også være avhengig av disse faktorene. Wyllie et al. (1956) gir sammenhengen mellom hastighet og porøsitet:

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 - \phi}{V_m}, \quad (3.3)$$

der V er hastigheten i bergarten, V_f er hastigheten i porefluidet og V_m er hastigheten i matriksen.

Tidsgjennomsnittsligningen kobler sammen seismiske parametre med bergartsparametre og er en empirisk modell. Resonnementet bak ligningen (3.3) er at gangtiden gjennom hele bergarten er lik gangtiden gjennom porefyllet addert med gangtiden gjennom matriksen. Ligningen kan ikke brukes for ekstreme porøsiteter, gassmettede bergarter eller ukonsoliderte bergarter.

Raymer et al. (1980) viste at tidsgjennomsnittsligningen har begrenset gyldighetsområde, og kom med en modifikasjon, der han skiller mellom konsoliderte bergarter:

$$V = (1 - \phi)^2 V_m + \phi V_f, \quad (3.4)$$

og ukonsoliderte bergarter:

$$\frac{1}{\rho V^2} = \frac{\phi}{\rho_f V_f^2} + \frac{1 - \phi}{\rho_m V_m^2}, \quad (3.5)$$

der også tettheten inkluderes. ρ_m representerer matrikstettheten, ρ_f er fluidtettheten og ρ er totaltettheten i bergarten.

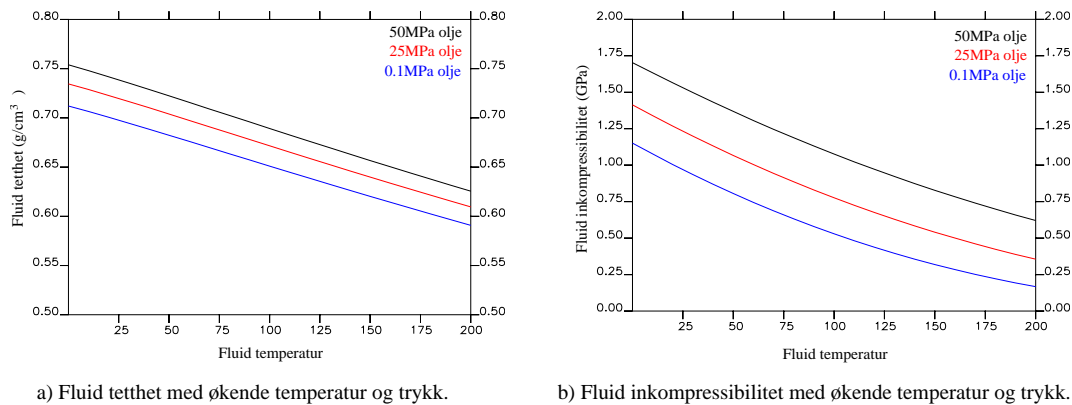
3.3 Porefluidets innvirkning på hastighet

Hva som er i porene har innvirkning på hastigheten. Fluidene i sedimentære bergarter kan variere mye i komposisjon og fysiske egenskaper. Porene i en bergart kan være fylt med olje, gass, saltvann eller en blanding av de tre fluidene. Sammensetningen til porefluidet under reservoarforhold er en funksjon av trykk og temperatur. Matriksen som blir brukt i hele kapittel 3.3, består av en annen matriks enn den som er oppgitt i tabell 2.3. Matriksen her består av parametrene i tabell 3.2. Brine som porefluid er også erstattet av andre blandinger.

Porefluidet vil praktisk talt ikke påvirke skjærfastheten, mens den vil gi små tetthetsendringer. S-hastigheten blir derfor lite berørt av endringer i porefluidet. Det er observert at egenskapene til porefluidet i de flate porene og sprekkene er spesielt innflytelsesrike på hastighetene (Johansen, 2001). Batzle & Wang (1992) har oppsummert viktig arbeid i dette feltet.

MATRIKS
$\kappa = 30\text{GPa}$
$\mu = 20\text{GPa}$
$\rho = 2.6\text{g/cm}^3$

Tabell 3.2: Matrikseegenskaper.



Figur 3.3: Figur a) viser fluidtettheten til olje med temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og forskjellig poretrykk. Tilsvarende viser figur b) inkompressibiliteten med økende temperatur og forskjellig poretrykk.

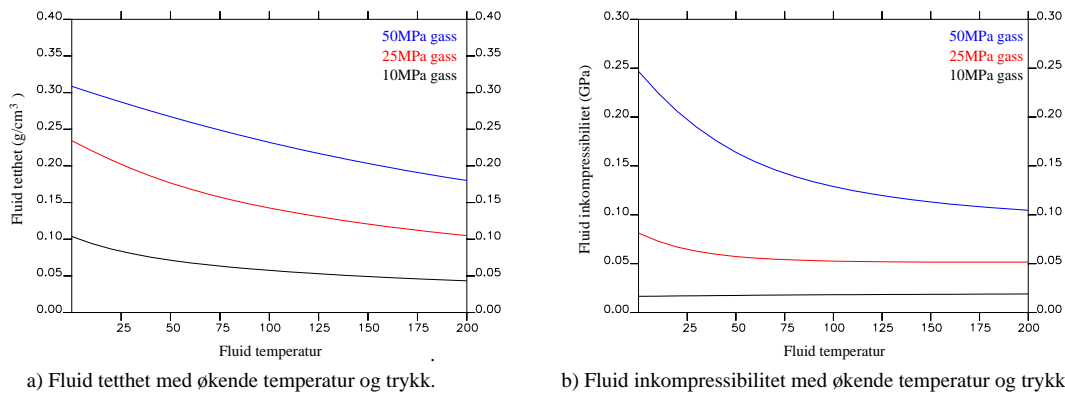
3.3.1 Olje i porene

Olje er det porefluidet som har størst variasjon i tetthet. Det blir ofte skilt mellom oljer utfra vannets tetthet. Vi kan ha oljer som er lettere enn vann, og som kan skille fra seg gass hvis trykket avtar, og vi kan ha tyktflytende oljer med veldig høy viskositet, som for eksempel tjære. Ut fra formelen for seismisk hastighet (ligning 2.1) ser vi at når trykket og dermed tettheten i en bergart øker, vil hastigheten tilsynelatende avta. Men inkompressibiliteten vil generelt øke raskere enn tettheten, med økende trykk (figur 3.3). Sammenlagt vil derfor hastigheten til en oljefyllt bergart øke med økende trykk/dyp.

De varierende komposisjonene, samt muligheten til å absorbere gass vil føre til store variasjoner i de seismiske egenskapene til oljer (Batzle & Wang, 1992).

Vi får en veldig merkbar endring i tetthet og P-hastighet ved boblepunktet. Boblepunktet er ved de trykk- og temperaturforhold der oljen begynner å skille seg fra gass som er oppløst i oljen. Bulk tettheten og hastigheten reduseres kraftig når vi går fra væskesystem til tofasesystem.

Økende temperatur fører til at oljen blir mer flytende, noe som reduserer de elastiske konstantene, tettheten og hastigheten. Dette er vist i figur 3.3. Mengden med gass som kan løses opp i oljen avtar med økende temperatur.



Figur 3.4: a) Fluidtettheten og b) inkompressibiliteten til gass med temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og med forskjellig poretrykk.

3.3.2 Gass i porene

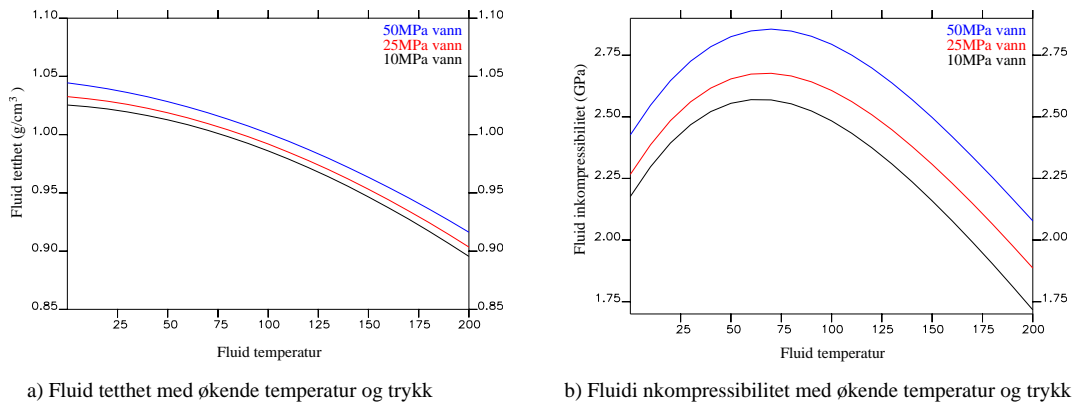
De mest vanlige gassene som forekommer i reservoarer er alkaner som metan, etan og propan. Gass karakteriseres ved spesifikk egenvekt, som er definert som forholdet mellom egenvekten til gass og luft ved 15.6°C og atmosfærisk trykk. Metan har minst egenvekt (0.56), mens gassene med tunge komponenter har egenvekt opptil 1.8. Gass er som kjent veldig lett å komprimere. Det skyldes at inkompressibiliteten til gass er svært liten. Tettheten i gass er også meget lav, og både tettheten og inkompressibiliteten i gass øker med trykk/dyp (figur 3.4a og b). P-hastigheten i gassoner er på grunn av de lave verdiene til tettheten og inkompressibiliteten betydelig lavere enn i soner med væske som porefluid. S-hastigheten, som ikke er en funksjon av inkompressibiliteten, vil derimot øke litt fra væske til gass. Grunnen er tetthetsreduksjonen og den minimale påvirkningen av skjærfastheten.

Vi ser av figur 3.4 at variasjoner med trykk er størst ved lave temperaturer, og lette gasser er mindre følsom for temperaturendringer enn tunge gasser. Temperaturøkning virker på gassen på den måten at gassen blir mindre tett og får lavere inkompressibilitet. Hastigheten avtar derfor med økende temperatur.

3.3.3 Saltvann i porene

Saltvann (brine) er det vanligste porefluidet. Vannet kan ha varierende salinitet, og det er den viktigste faktoren som påvirker hastigheten. Med økt salinitet vil tettheten i vannet øke, noe som igjen påvirker hastigheten. Vi vil ikke merke store endringer i P-hastigheten med trykk og temperatur. Figur 3.5a og b viser inkompressibiliteten og tettheten som funksjon av temperatur og trykk.

Saltvann kan absorbere gass, men ikke på langt nær i samme mengder som det olje kan (Batzie & Wang, 1992).



Figur 3.5: a) Fluidtettheten og b) inkompressibiliteten til saltvann med temperatur ($^{\circ}\text{C}$) og trykk.

3.3.4 Blanding av flere fluider i porene

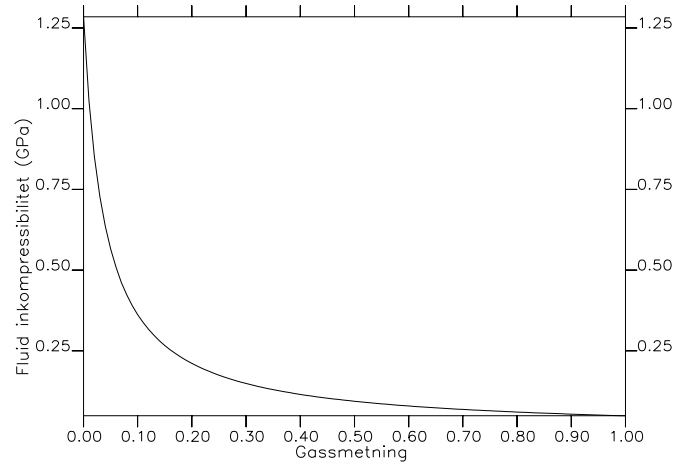
En bergart kan inneholde flere fluider av forskjellige faser. Fasen til fluidet er bestemt av trykket og temperaturen. I et flerfasesystem vil volumandelen til de forskjellige fluidene være gitt ved metningsgrad.

Olje-gass:

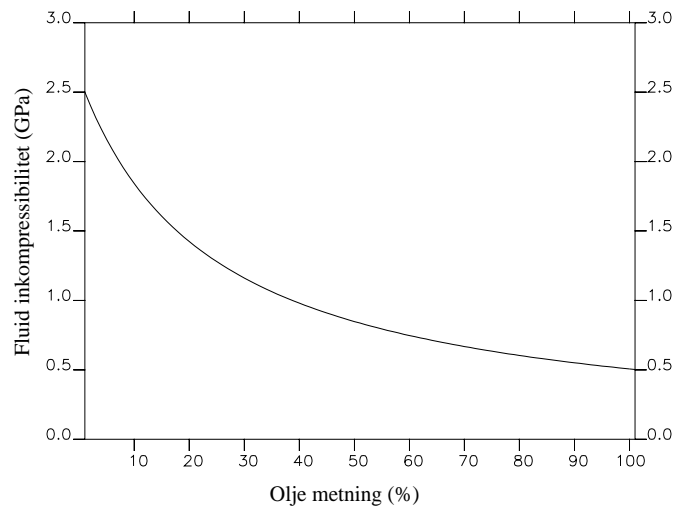
Små mengder gass vil ha stor effekt på P-hastigheten. Bulkmodulen til gass er svært liten, og vi ser av figur 3.6 at selv veldig små mengder gass reduserer bulkmodulen kraftig. Denne oppførselen fører til den seismiske refleksjonen 'bright spot' over gassreservoarer. Inkompressibiliteten vil være mest påvirket av gassinnholdet i blandingen, mens den totale tettheten vil være mest påvirket av oljetettheten. Når inkompressibiliteten avtar (fra 0 til 15 prosent gassmetning) vil også P-hastigheten minke. Inkompressibiliteten avtar her mye mer enn tettheten gjør. Fra 15 til 100 prosent gassmetning avtar inkompressibiliteten mye mindre. Tettheten avtar gradvis med økende gassmetning, mens skjærfastheten nesten ikke påvirkes av porefluidet. Hastigheten avtar med økende gassmetning.

Olje-saltvann:

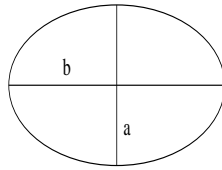
Olje absorberer gass under trykk. Egenskapene til olje vil da nærme seg mer og mer egenskapene til fri gass. Tettheten og inkompressibiliteten på oljen reduseres ved økende trykk. Reduksjonen er et resultat av gassabsorpsjonen. Bulkmodulen til en brine-oljeblanding er vist i figur 3.7.



Figur 3.6: Figuren viser en blanding mellom olje og gass (20MPa). Blandingen plottes mot inkompressibiliteten.



Figur 3.7: Blanding mellom brine og olje (20MPa) plottet mot inkompressibiliteten.



Figur 3.8: Aspektforholdet er definert som $\alpha = \frac{a}{b}$.

Egenskapene til den gassmettede oljen i figur 3.6 og gassen i figur 3.7 nærmer seg hverandre med økende trykk. Grunnen er reduksjonen i tetthet for olje og økningen i inkompressibiliteten for gass, som et resultat av økende trykk (Torgersen, 1999).

3.4 Poregeometriens innvirkning på hastighet

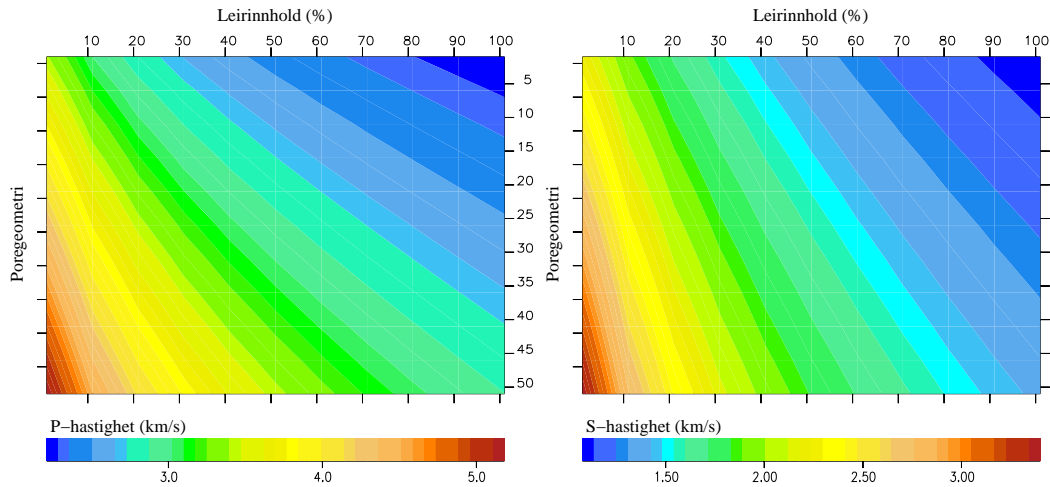
Formen på porene blir definert av aspektforholdet α . Det er forholdet mellom minste og største akse i poren (figur 3.8). For å beskrive bergarten, må vi angi konsentrasjonen av porer med de enkelte aspektforhold. Det kalles aspektforhold spektrum.

En bergart er et aggregat av ulike mineraler. Mineralogien er avgjørende med hensyn til bergartens poregeometri. Leirmineraler har form som avlange fibre, med en lang og to korte akser. Stort innhold av leirmineraler vil derfor gi større andel med flate porer. Sand som består av kvarts, som har tre tilnærmet like lange akser, vil ha flere sfæriske porer og et annerledes aspektforhold spektrum. Poregeometrien vil altså endre seg som en funksjon av sand/leire forholdet (Marion et al., 1992), (Xu & White, 1995). Økende innhold av flate porer i en bergart fører til lavere hastighet.

Skifre har, som tidligere nevnt, litt lavere hastigheter enn sandsteiner og kalksteiner (figur 3.1). Mineraleffekten er liten på P-hastigheten, men stor på S-hastigheten (figur 3.9).

Grunnen er at S-hastighet bare er en funksjon av av skjærfasthet og tetthet, mens P-hastigheten også avhenger av inkompressibiliteten. Leirmineralenes form påvirker bergartens skjærfasthet mye, og høyt leirinnhold gir lave verdier for skjærfastheten. Han et al. (1986) kom frem til ligning (3.6), som gir P-hastighet som en funksjon av porøsitet, ϕ og leirinnhold, Cl ved 40 MPa trykk. Ligningen baseres på undersøkelse av sandsteiner med porøsitet fra 2 til 30 prosent, og leirinnhold fra 0 til 50 prosent. Denne lineære relasjonen mellom hastighet, porøsitet og leirinnhold har likevel ikke gyldighet utover de bergartene som er målt.

$$V_p = 5.59 - 6.93\phi - 2.18Cl. \quad (3.6)$$



Figur 3.9: Figurene viser P- og S-hastigheten som en funksjon av økende leirinnhold og økende sfærisitet. Poregeometri-modell 1 tilsvarer bare flate porer, og modell 50 bare sfæriske. Vi ser at leirinnholdet virker mer på S-hastigheten enn på P-hastigheten. S-hastigheten avtar raskere. Porøsiteten er konstant.

Poregeometrien er også den viktigste faktoren som bestemmer sammenhengen mellom hastighet og porøsitet (figur 3.10).

Kontrasten i hastighet mellom gass- og vannsone avhenger sterkt av poregeometrien. V_p/V_s for en vannmettet bergart og V_p/V_s for en tilsvarende gassmettet bergart vil nærme seg hverandre med økende sfærisitet.

3.5 Trykkets innvirkning på hastighet

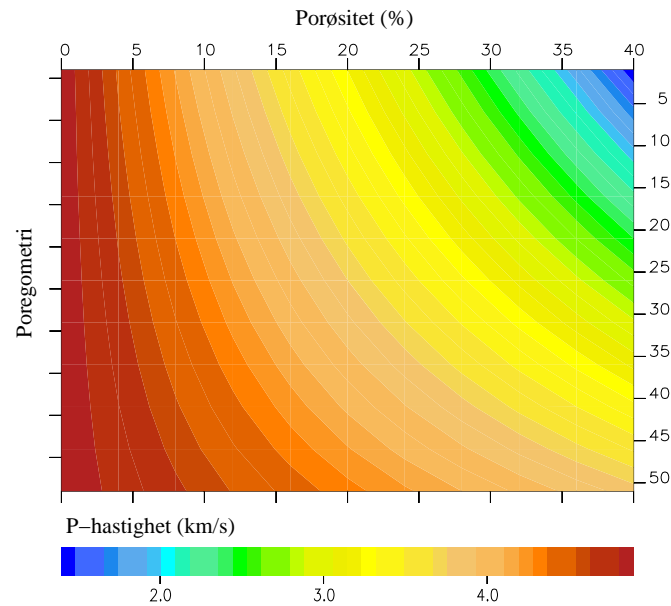
Det ytre trykket P_c , poretrykket P_p (porefluid trykket) og differensialtrykket P_d er gitt ved sammenhengen:

$$P_d = P_c - P_p. \quad (3.7)$$

Hastigheten øker generelt med økende differensialtrykk (Christensen & Wang, 1985). Når bergarten består tilnærmet av bare sfæriske porer, vil denne økningen være minimal. Består bergarten derimot også av mikrosprekker/flatere porer, vil disse lukkes når trykket økes. Da øker de elastiske konstantene, og likeledes gjør hastigheten.

Det ytre trykket og temperaturen øker med dyp/innsynkning. Økende overliggende vekt gir økning i poretrykket, noe som er motvirker kompaksjon.

For et gitt ytre trykk er hastigheten for lavt poretrykk større enn for et høyt poretrykk. Dette bekrefter at økt differensialtrykk øker hastigheten.



Figur 3.10: P-hastigheten er høyest med lav porøsitet og bare sfæriske porer. Poregeometrien er definert slik at modell 1 har bare flate porer, og modell 50 har bare sfæriske porer. Modellene i mellom går gradvis over fra flate til sfæriske porer.

Toksöz et al. (1976) viste at trykket påvirker poregeometrien. For en sandstein med sfæriske porer vil porevolumet bli redusert ved økt hydrostatisk trykk, mens poreformen vil forbli uendret.

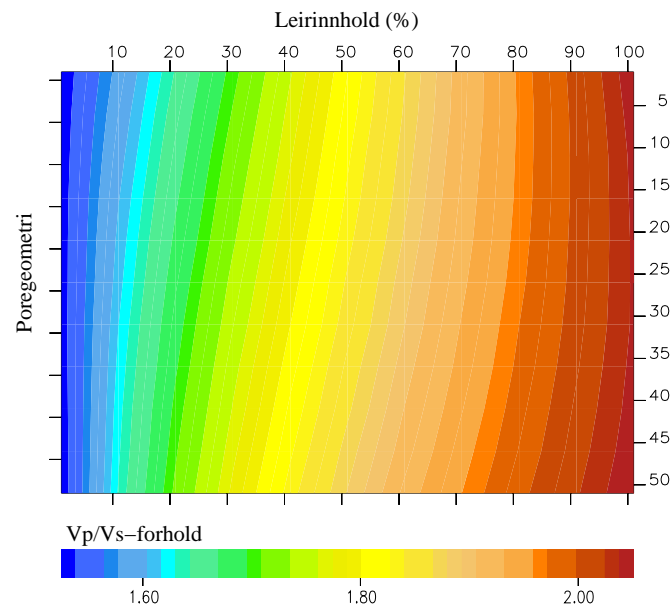
De indirekte effektene av trykket virker mer på hastigheten enn de direkte effektene gjør. Høyere trykk kan gi lavere porøsitet (lukning av mikrosprekker), føre til konsolidering og forårsake faseendring av porefluidet. De viktigste effektene av trykk kan vi derfor uttrykke gjennom andre bergartsparametre.

3.6 V_p/V_s og litologi

Inkompresibiliteten (κ) og skjærfastheten (μ) er materialkonstanter som beskriver materialets elastiske egenskaper. Disse konstantene påvirkes av forskjellige bergartsparametre. Forholdet mellom P- og S-bølgehastighet uttrykkes ved κ og μ (Tatham, 1982):

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{\kappa}{\mu} + \frac{4}{3} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (3.8)$$

Inkompresibiliteten og skjærfastheten endrer seg med porøsitet, porefyll og poregeometri, og dermed kan V_p/V_s gi en indikasjon på litologi. V_p/V_s -forholdet er



Figur 3.11: Sfærisiteten øker med økende poregeometri-tall. Høyt leirinnhold og sfærisitet gir høyest V_p/V_s .

uavhengig av tettheten. Generelt vil lave V_p/V_s -verdier indikere sandstein, mens høye verdier indikerer skifer. Økende leirinnhold gir altså økende V_p/V_s -verdi. S-hastigheten blir ikke berørt av inkompressibiliteten. P-hastigheten derimot, kan endre seg betraktelig ved endring i porefluid. Gassmettede bergarter vil ha lavere V_p/V_s enn vannmettede bergarter. På grunn av den lave inkompressibiliteten og tettheten for gass reduseres P-hastigheten fra væske til gass. S-hastigheten derimot, øker litt. S-hastigheten er uavhengig av inkompressibiliteten, og får hastighetsøkning da tettheten reduseres.

V_p/V_s øker også med økende feltspatinnhold. Økende feltspatinnhold, som impliserer avtagende mineralogisk modenhet, fører til økning i inkompressibiliteten og reduksjon i skjærfastheten. V_s og V_p øker, mens V_p/V_s avtar med økende mineralogisk modenhet.

V_p/V_s for forskjellige litologier er vist i figur 3.11.

3.7 Oppsummering

I dette kapitlet har vi vist sammenhenger mellom en del bergartsparametre og hvordan den seismiske hastigheten varierer med dem. Vi har også tatt for oss V_p/V_s -forholdet.

Wyllie et al. (1956) viste sammenhengen mellom porøsitet og hastighet, og vi har

derfra at hastigheten avtar med økende porøsitet. Videre fant vi at porefluidet påvirker hastigheten på to forskjellige måter:

- Variasjon i porefluidet fører til variasjon i inkompressibiliteten. Økning i tetthet gir reduksjon i hastighet.
- Ulike porefluider gir forskjellige verdier for de effektive konstantene. Skjærfastheten lar seg nesten ikke påvirke av porefyllet.

Poregeometrien endrer seg med sand/leire-forholdet. Økt andel leire vil gi økt andel flate porer, som igjen fører til lavere hastighet.

Trykket virker mest indirekte på hastigheten. De fleste effektene kan derfor uttrykkes gjennom andre bergartsparametre. Det effektive trykket påvirker hastigheten ved at :

- Vi får hastighetsøkning på grunn av lukning av mikrosprekker (reduert porøsitet) ved økende effektivt trykk.
- Vi får orientering av leirmineralene i det planet som har minimum skjærstyrke.

V_p/V_s er uttrykt ved inkompressibiliteten og skjærfastheten , og varierer etter hvert som disse konstantene varierer. V_p/V_s -forholdet gir på grunn av dette en indikasjon på litologi.

Kapittel 4

Brønndata

4.1 Innledning

Vi har tilgjengelig brønndata, og skal bruke det til analyse og inversjon av hastighets- og tetthetsdata. Kvaliteten på dataene er gode og reservoaret har veldefinerte og rene sandsekvenser. I dette kapitlet skal vi beskrive og analysere reservoaret, slik at vi har en god føling med reservoaret, når vi skal starte modelleringen. Vi skal også ta for oss noen empiriske modeller.

4.2 Beskrivelse av datasettet

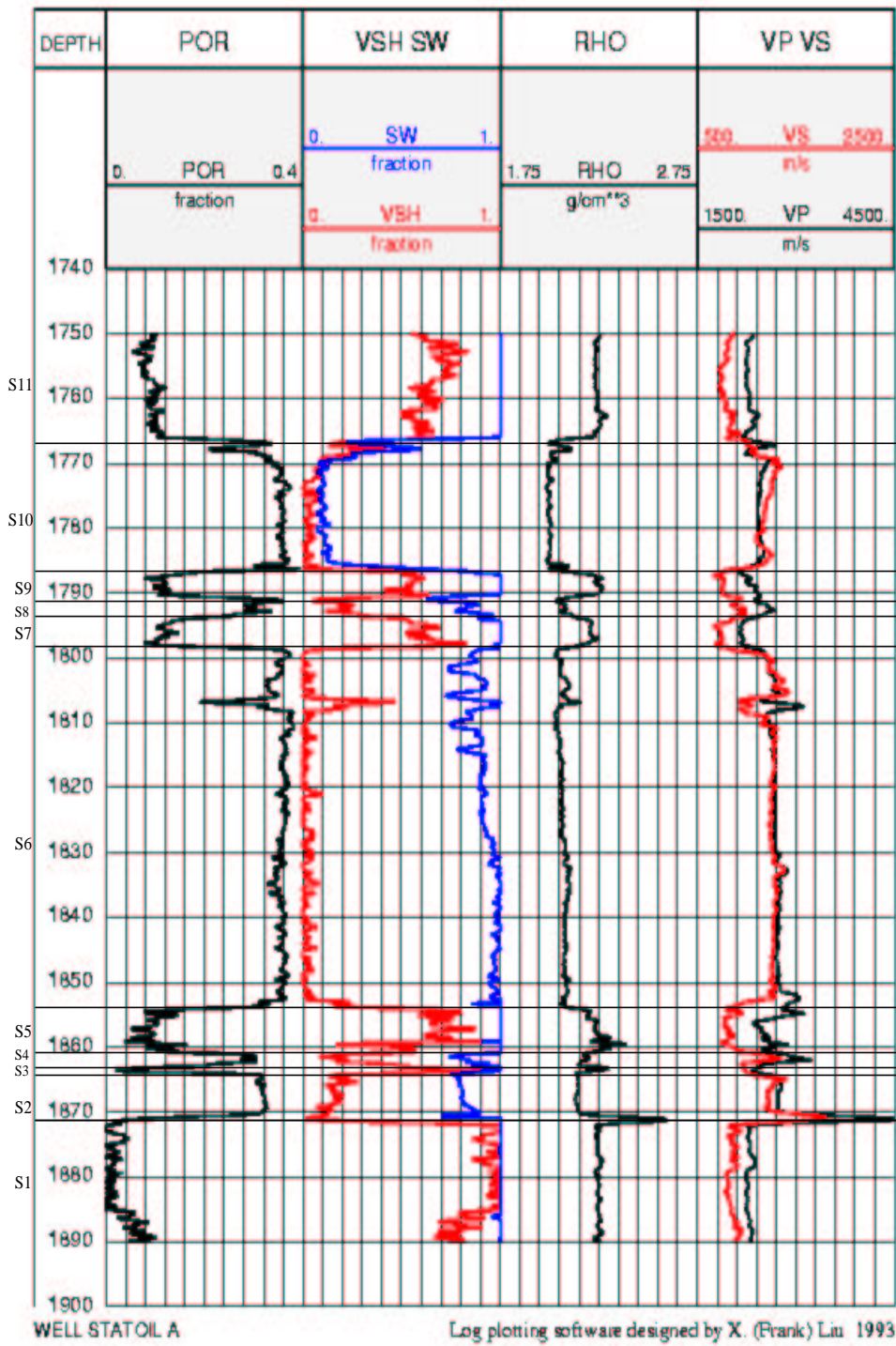
Brønnlogg dataene er maskerte med navn brønn A. Det er på forhånd beregnet effektiv porøsitet, vannmetning og leirinnhold. Brønnen er vertikal, og vi tar for oss intervallet mellom 1750 og 1890 meter. Det sanne vertikale dypet er målt dyp tillagt 25 meter.

Sanden i intervallet er oljemettet øverst og vannmettet nederst. Vi finner olje ned til skifersekvensen. Målt tetthet avviker noe fra beregnet tetthet (fra porøsitet og vannmetning). I skifersekvensen er vannmetningen til tider høyere enn 1. I slike situasjoner er den blitt satt til 1.

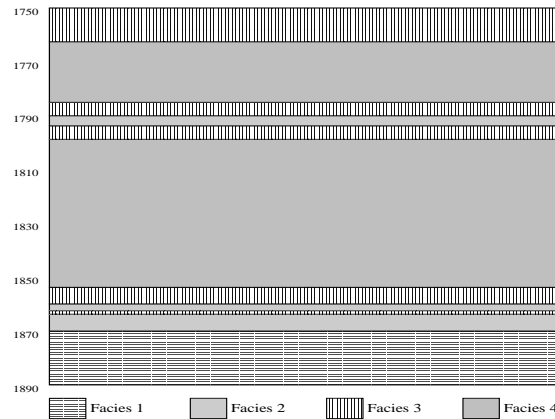
Vi deler reservoaret opp i soner som vist i figur 4.1. Hver sone representerer en facies. Faciesene skilles fra hverandre ved at de har forskjellig litologi, porøsitet eller porefluid.

Facies 1

Denne faciesen har en litologi med stort leirinnhold, der porøsiteten varierer fra 0 til 5 prosent. Tettheten er i gjennomsnitt ca. $2.25g/cm^3$, en tetthet som er representativ for vannmettet leire. De seismiske hastighetene er som kjent vanligvis



Figur 4.1: Figuren viser kurver for porøsiteten, vannmetningen, leirinnholdet, tettheten og de seismiske hastighetene med dyppet. De forskjellige sonene er avmerket på venstre side av figuren.



Figur 4.2: Reservoaret er delt opp i 11 soner (sone 1 nederst og sone 11 øverst). Hver sone er representert med en facies. Figuren er en oversikt over hvilken facies hver sone består av.

lavere i skifre- enn sandsteiner (figur 3.1), som også er tilfelle her. Sone 1 er den eneste sonen som inneholder denne faciesen. Den strekker seg fra 1871 til 1891 meters dyp (figur 4.1 og 4.2).

Facies 2

Leirinnholdet i facies 2 er betydelig lavere enn i facies 1. Det er i gjennomsnitt ca. 15 prosent. Sandinnholdet er tilsvarende høyere. Porøsiteten er rundt 30 prosent, og sekvensen er ikke lenger fullstendig, men rundt 80 prosent vannmettet. Denne faciesen opptrer i lag med facies 3, og er ofte plassert mellom leirrike facies. Sone 2, 4, og 8 har alle denne faciesen.

Facies 3

Litologien her er skifrig, men med noe mindre leirinnhold enn i facies 1. Porøsiteten varierer fra 7 til 12 prosent, noe som igjen påvirker tettheten i formasjonen. Den varierer fra 2.20 til 2.25 g/cm³. Formasjonen er vannmettet, og hastighetene ligger rundt 1.9 og 2.2 km/s for S- og P-bølgene. Denne faciesen er godt representert og vi finner den i sonene 3, 5, 7, 9 og 11. Sone 5 avviker litt med høyere hastigheter.

Facies 4

Porøsitet på nærmere 40 prosent og leirinnhold ned mot 0 kjennetegner denne faciesen. Hastighetene i denne faciesen er de høyeste i brønnen, om vi ser bort fra markerte utslag ved store litologiendringer. På grunn av den høye porøsiteten er tettheten lavere enn gjennomsnittet. Både sone 6 og sone 10 består av denne

faciesen. De er imidlertid ulike på et viktig område. Sone 6 er fullstendig vannmettet, mens sone 10 har en vannmetning på bare 10 prosent.

4.3 Diskusjon og tolkning

Vi har til nå bare beskrevet hver enkelt facies utfra de tilgjengelige loggene i figur 4.1. Vi skal se litt nærmere på reservoaret. Ved å diskutere og sammenligne de ulike sonene kan vi få en bedre forståelse av hele reservoaret og dets oppbygning.

4.3.1 Reservoarets oppbygning

Olje-vann kontakten¹ definerer nedre grense for et reservoar. OWC er i det nivået der oljen først kan utvinnes. Oljen kan flyte over dette nivået (Nemec, 1991). I vårt tilfelle tyder de voldsomme pulsene i hastighetene og tettheten øverst i sone 1, samt økende porøsitet og sandinnhold på at vi krysser olje-vann kontakten. Ved slike kontakter er det vanlig å få ekstreme utslag på loggene. Olje-vann kontakten ligger i et nivå på 1871 meters målt dyp.

Fortsetter vi inn i sone 2 vil vannmetningen nå være lavere - ca. 80 prosent i snitt. Det tyder på at bergarten her inneholder et flerfasefluid. Vi antar at det er olje som erstatter deler av vannet. Sone 3 og 5 er leirrike sekvenser med lav porøsitet, mens sone 4 er en tilsvarende sekvens til sone 2. Sone 4 inneholder også et flerfasefluid.

Tettheten avtar noe med minkende dyp i sone 6. Siden porøsiteten og leirinnholdet er tilnærmet konstant, tyder det på at det er porefluidet som påvirker totaltettheten. Mengden med olje oppløst i vann øker. Det ser vi også av vannmetningsloggen. Denne oljen har da trolig lavere tetthet enn vann, siden totaltettheten avtar med økende oljemetning.

Sonene 7 og 9 er to vannmettede soner på ca. tre meter hver. Mellom dem finner vi en tilsvarende tykk sone med høy porøsitet og høyere og veldig varierende oljemetning. Dette er sone 8.

I sone 10 ligger mesteparten av oljen i reservoaret. Sonen er 20 meter og har en vannmetning på bare 10 prosent. Øverst i denne sonen er trolig toppen av reservoaret. Det plutselige fallet i porøsitet og hastighet, samt økende vannmetning og tetthet, er et resultat av at vi går ut av reservoaret og inn i forseglingsbergarten i sone 11. Bergarten i sone 11 har høyt leirinnhold og er trolig lite permeabel. Bunnen på denne bergarten er den øvre grensen til reservoaret, og ligger som et lokk over reservoaret.

¹OWC - Oil Water Contact

4.3.2 Mikrostrukturer

Vi prøver først å si noe om mikrostrukturene ved å se på endringer i seismiske hastigheter og leirinnhold ved porøsitetøkning. Deretter skal vi se på effekter av porefluid. Vi tar for oss to soner med lik litologi, men med forskjellig porefluid.

Kornstrukturer

I figur 4.3 har vi plottet de seismiske hastighetene mot porøsiteten. Vi ser av figur a) at i sone 7 er både P- og S-hastigheten tilnærmet konstant med økende porøsitet. Tilsvarende linearitet gjelder for sone 10 (figur c). For hele reservoaret (figur e) aner vi en svak økning med porøsitet. En slik hastighetsfordeling med porøsitet kan forklares ved kontaktsement teori.

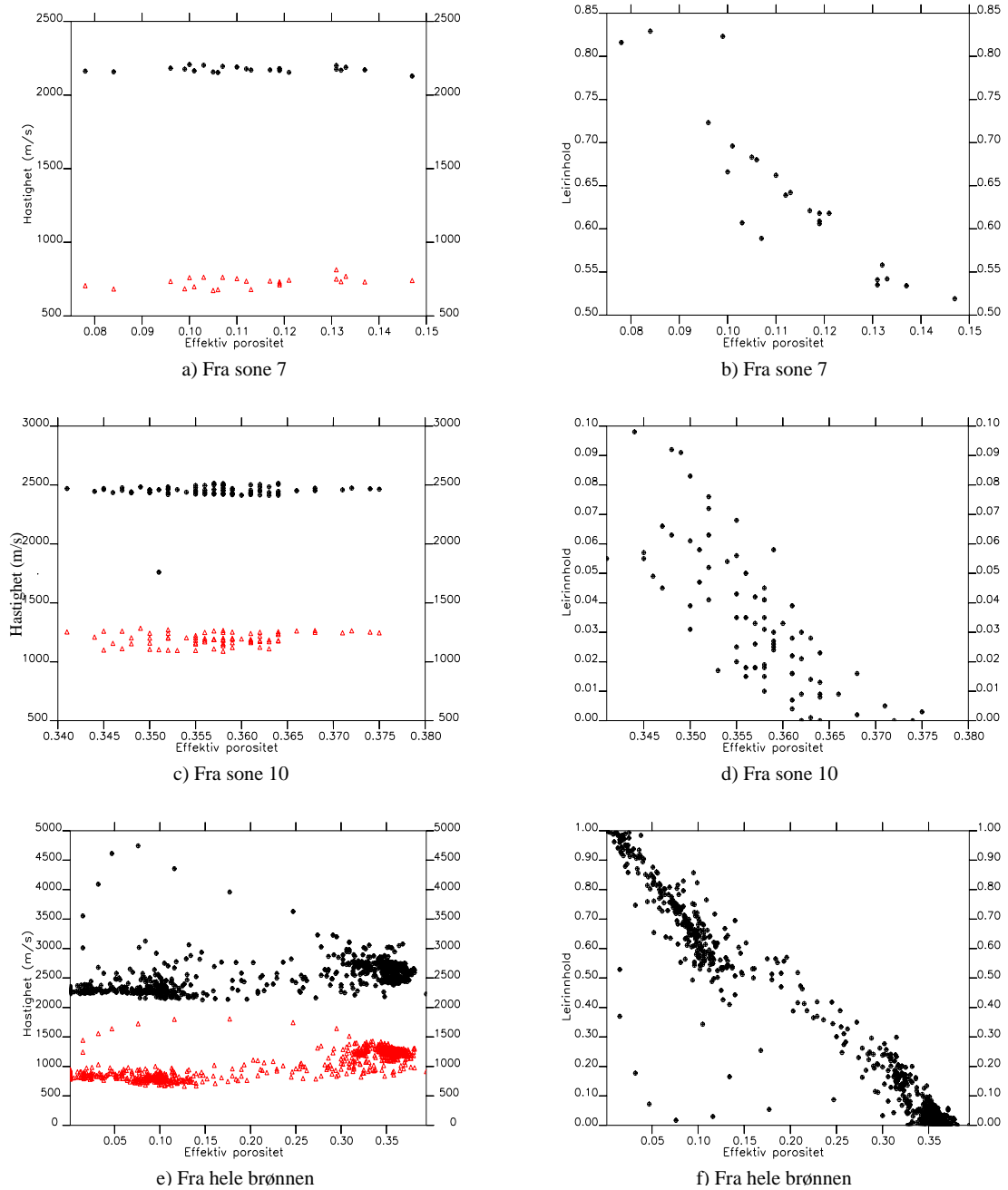
Figur 4.3 viser også leirinnholdet med porøsiteten. Når det gjelder leirinnholdets variasjon ser vi en klar trend i hele reservoaret. Leirinnholdet avtar med porøsiteten (figur b, d og f). Tar vi for oss figur f), som viser variasjonen i leirinnhold i hele reservoaret, ser vi to samlinger av data. For porøsitetsverdier opp til 15 prosent er helningen en annen enn for porøsitetsverdier over 25 prosent. Leirinnholdet avtar raskere for lave enn for høye porøsitetsverdier. Det tyder på at leirmineralenes plassering er annerledes i skifre enn i sandsteiner.

Hvordan leiren er plassert i bergarten er en viktig faktor for å få innsikt i hvordan bergarten er bygd opp. Leiren kan være en del av selve rammeverket (figur 4.4a). Den kan også bare være fordelt i porene, eller den kan i tillegg være sementert rundt kornkontakter (figur 4.4b og c). Ofte omtales også sementert leire bare som distribuert leire, ettersom det gjelder fordeling av leire i porene. En bergart kan være en blanding av alle disse tre kornstrukturene, eller bare ha en type kornstruktur. Porøsiteten varierer med forskjellig kornstruktur. Det samme gjør de effektive konstantene og dermed de seismiske hastighetene.

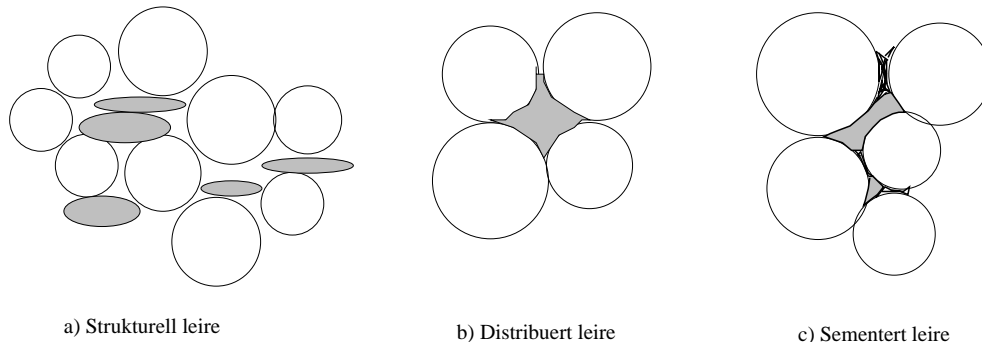
Med økende porøsitet vil mengden med porefyll i "fast form" nødvendigvis minke. Det kan tyde på at leire er en del av porefyllet, og ikke en del av selve rammeverket. Leiren kan da være plassert som kontaktsement rundt kornene eller den kan ligge helt vilkårlig i porene. Dette kommer vi tilbake til i kapittel 5, når vi skal begynne modelleringen.

Fluideffekter

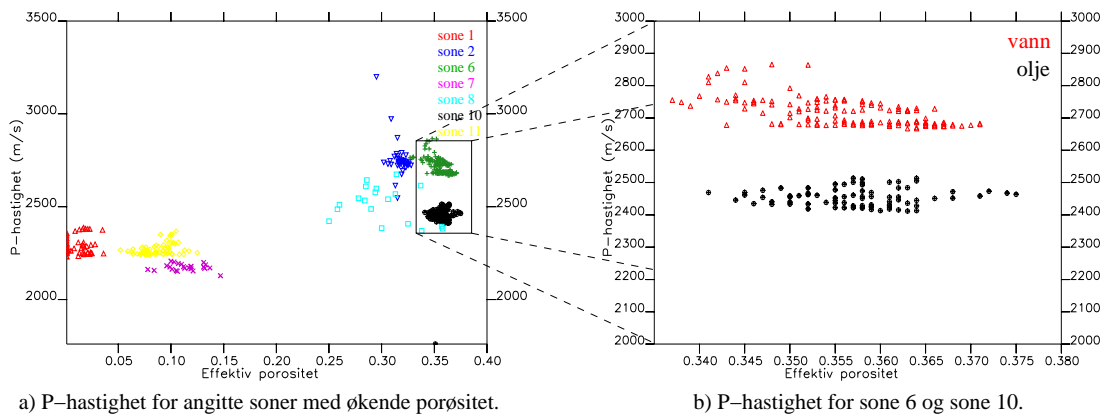
I figur 4.5a har vi plottet hastigheten til de angitte sonene. Høye porøsitetsverdier gir høyere hastigheter enn for lave porøsitetsverdier. Utsnitt fra figurene a) og b), der vi ser forskjellen i P-hastighet for sone 6 og 10, viser at begge består av det vi har definert som facies 4. Av figurene 4.1 ser vi at fellestrekkene er mange, men at de skiller seg fra hverandre når det gjelder porefluid. Sone 6 er vannmettet,



Figur 4.3: Hastighet og leirinnhold plottet mot porøsitet. Vi ser klare trender både for hastighet og leirinnhold med økende porøsitet. Hastighetene er tilnærmet konstante, mens leirinnholdet minker med porøsiteten.



Figur 4.4: Kornstrukturen i bergarten er vesentlig for porøsiteten. Figuren viser tre forskjellige måter leiren kan være fordelt i en bergart.



Figur 4.5: P-hastighet med økende porøsitet. a) Hastighetene er høyere for høye enn for lave porøsitetsverdier. b) Litologien i de to sonene er lik, men porefluidet er ulikt. Det fører til en hastighetsforskjell på bortimot 250 m/s.

mens sone 10 er mettet med olje. Hastighetene (figur 4.5b) er tilnærmet konstante med porøsitet, men det er en hastighetsforskjell på ca. 250 m/s i snitt mellom dem. Når det gjelder P-hastigheten, endres den på grunn av både endringen i inkompressibiliteten og tettheten. Oljen har lavere inkompressibilitet og tetthet enn vannet. Dette eksempelet skal vi se nærmere på i kapittel 6, der vi skal erstatte oljen i sone 10 med vann.

Ukonsoliderte sedimenter

Ukonsoliderte sedimenter har høy porøsitet. Sandsteiner regnes som ukonsoliderte når deres porøsitet er over deres kritiske porøsitet, som avhenger av sorteringen og pakkingen av kornene. Kritisk porøsitet, ϕ_c , for sandsteiner ligger vanligvis mellom 36 og 40 prosent (Mukerji et al., 1995). Skjærstyrken i ukonsoliderte sedimenter er vanligvis veldig lav. Det medfører lave S-hastigheter, noe som også

er tilfelle her. Porøsiteten i sone 6 og 10 varierer mellom 33 og 39 prosent. Kontaktteorier er prinsipielt gyldige for modellering av ukonsoliderte bergarter.

4.4 Empiriske modeller

Vi skal nå ta for oss noen empiriske modeller, basert på laboratoriemålinger. Modellene er i teorien kun gyldige for målingene de baseres på, og gjelder enten for skifre eller sandsteiner.

4.4.1 Skifre

Graden av skifer kompaksjon minker med økende begravning. Porøsiteten i rene skifre avtar nærmest lineært med dypet, etter de helt grunneste områdene. Stabile leir teksturer utvikles tidlig og forblir uforandret (Avseth, 2000).

Castagna et al. (1985) kom fram til den empiriske mudrock-ligningen, som gir sammenhengen mellom P-hastighet og S-hastighet;

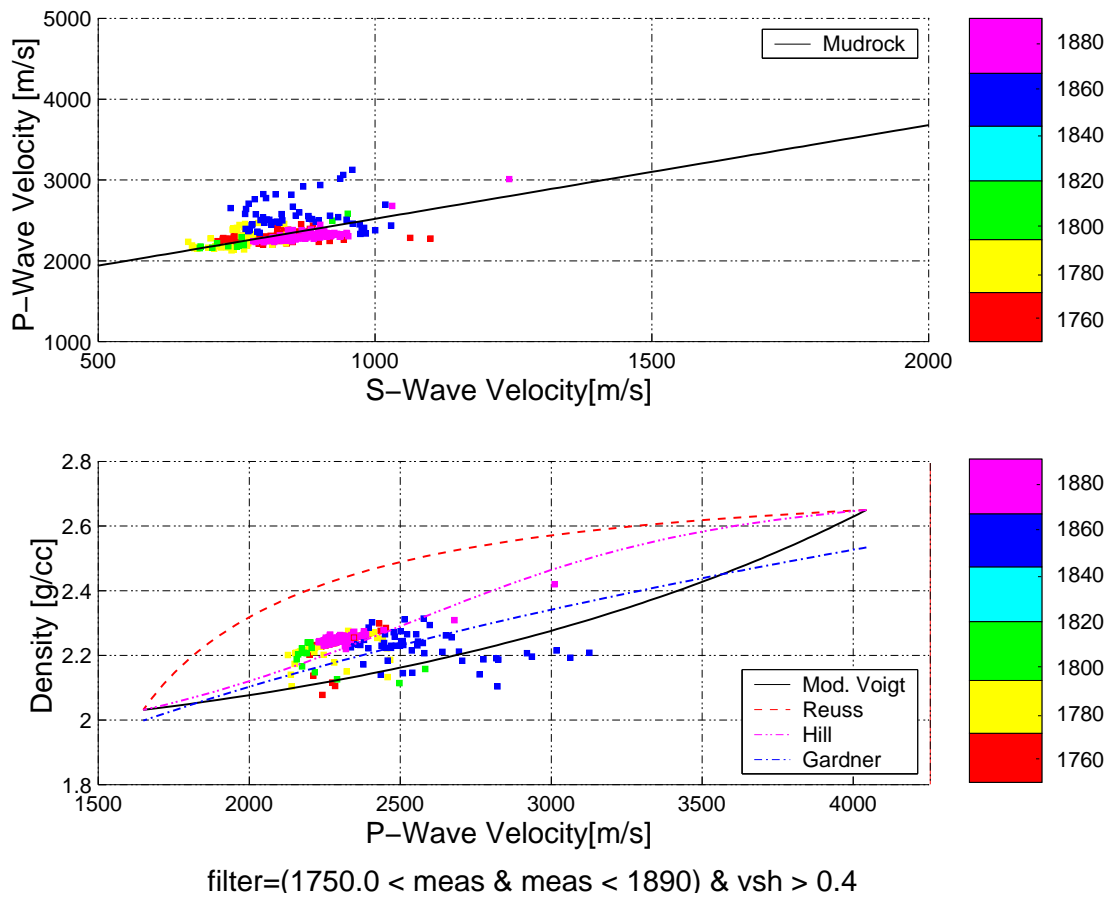
$$V_p = 1.36 + 1.16V_s. \quad (4.1)$$

I figur 4.6 er P- og S-hastigheten plottet mot hverandre. Den svarte linjen representerer Castagnas mudrock-ligning, og for de fleste sonene, bortsett fra sone 5 (1856-1860 meter), passer denne relasjonen bra. Figuren viser også tettheten mot P-hastigheten, der modellene Reuss (1929), Hill (1965), Gardner et al. (1974) og modifisert Voigt Voigt (1928), Brevik (2000) også er plottet. Hills modell ser ut til å gi den beste tilpasningen for de fleste sonene. Også her avviker sone 5, som ser mer ut til å følge Gardners relasjon (ligning 3.2).

4.4.2 Sandsteiner

Det finnes mange empiriske modeller for vannmettede sandsteiner, blant disse Castagna et al. (1985), Han et al. (1986) og Tosaya (1982) sine modeller. Alle er basert på laboratoriemålinger og er funksjoner av porøsitet og leirinnhold. Modellene er gitt i tabell 4.1. Figuren 4.7 viser plott av modellene sammen med de observerte dataene. Hver enkel modell er beregnet med et leirinnhold på 0, 15 og 25 prosent, og er plottet for forskjellige porøsitetsintervaller. Modellen med høyest leirinnhold er plottet for det laveste porøsitetsintervallet, mens den rene sandsteinen er plottet for det høyeste porøsitetsintervallet.

Generelt for alle de empiriske modellene er at forskjellen mellom P- og S-hastighet er for liten, sammenlignet med de observerte dataene. Det resulterer i et for lavt



Figur 4.6: Øverst vises sammenhengen mellom P-og S-hastighet, og nederst sammenhengen mellom tetthet og P-hastighet.Målinger med leirinnhold på 40 prosent og mindre er filtrert vekk.

<u>For rene sandsteiner ved 40 MPa:</u>	<u>For skifrige sandsteiner ved 40 MPa:</u>
Hans modell:	Castagnas modell:
$V_p = 6.08 - 8.06\phi$	$V_p = 5.81 - 9.42\phi - 2.21Cl$
$V_s = 4.06 - 6.28\phi$	$V_s = 3.89 - 7.07\phi - 2.04Cl$
<u>For skifrige sandsteiner ved 20 MPa:</u>	<u>For skifrige sandsteiner ved 40 MPa:</u>
Hans modell:	Tosayas modell :
$V_p = 5.49 - 6.94\phi - 2.17Cl$	$V_p = 5.8 - 8.6\phi - 2.4Cl$
$V_s = 3.39 - 4.73\phi - 1.81Cl$	$V_s = 3.7 - 6.3\phi - 2.4Cl$

Tabell 4.1: Tabell over empiriske modeller for rene og skifrige sandsteiner.

V_p/V_s forhold for alle modellene. Hastighetsendringen med porøsitet ser derimot ut til å ha samme trend som de observerte dataene.

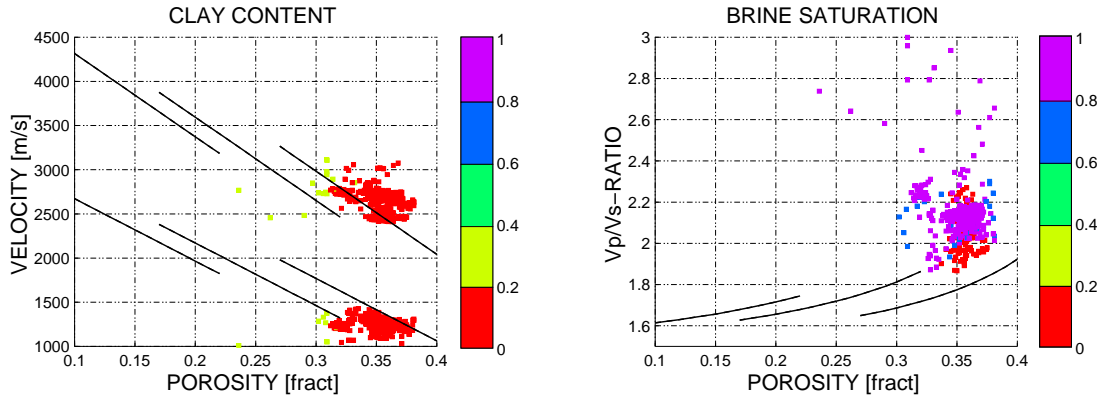
4.5 Andre modeller

Marion et al. (1992) har målt porøsitet og hastighet på vannmettede, ukonsoliderte sandsteiner. Det ble da observert to forskjellige trender i porøsitet- hastighet forholdet (figur 4.8). En trend for skifrig sandstein og en for sandig skifer. Fellespunktet for de to trendene er når hele porerommet i sandsteinen er fylt med leire, det vil si når leirinnholdet i bergarten er lik porøsiteten til sandsteinen ($C = \phi_s$). En annen observasjon var en initiell økning i P-hastighet med økende leirinnhold. Leiren legger seg i sandsteinens porer og dermed reduseres porøsiteten. Når sandsteinens porøsitet derimot er oversteget, vil P-hastigheten avta. Det skyldes at den leir relaterte porøsiteten nå øker.

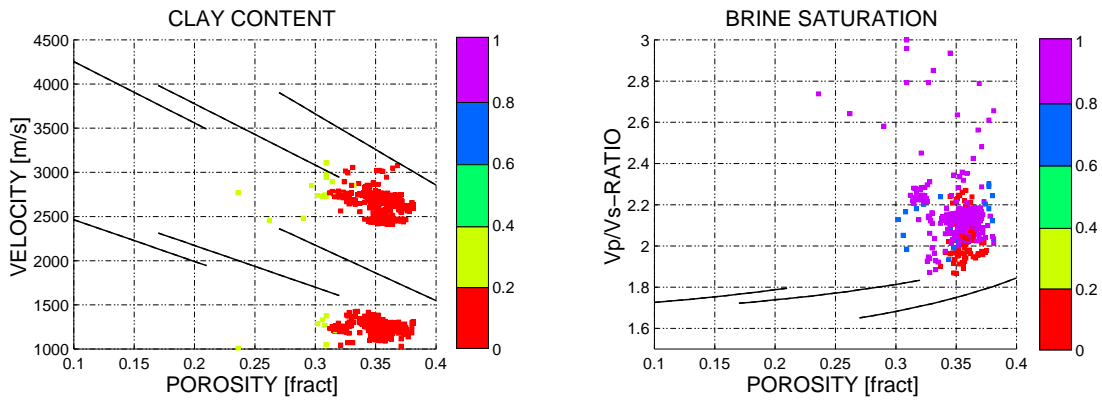
I figur 4.9 har vi laget et tilsvarende plott for dataene vi har tilgjengelig. Det observeres at knekkpunktet, der porøsiteten er lik leirinnholdet, ligger ganske annerledes enn i figur 4.8. Men som Avseth (2000) viste, vil den omvendte V'en (i figur 4.8) åpnes mer og mer og forskjellen mellom hastigheten i sandstein og i skifer vil øke med dypet. Denne hastighetsøkningen skyldes hovedsakelig sementering.

Xu & White (1995) utviklet en ny modell for leir-sand blandinger, jfr. avsnitt 5.3. Det er en videreutvikling av Kuster & Toksöz (1974) og Gassmann (1951) sine modeller. Grunntanken i teorien er at aspektforholdet til sandrelaterte porer er forskjellige fra leirrelaterte porer. De sandrelaterte porene har et gjennomsnittlig

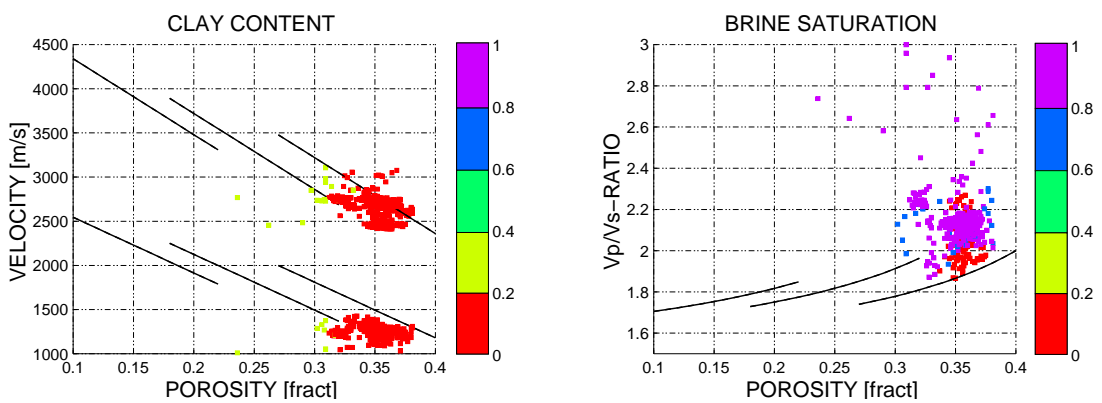
Castagnas modell



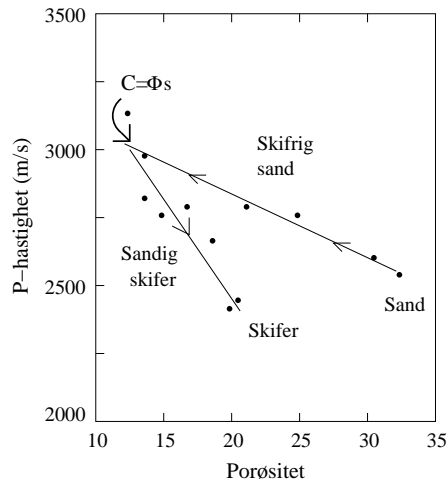
Hans modell



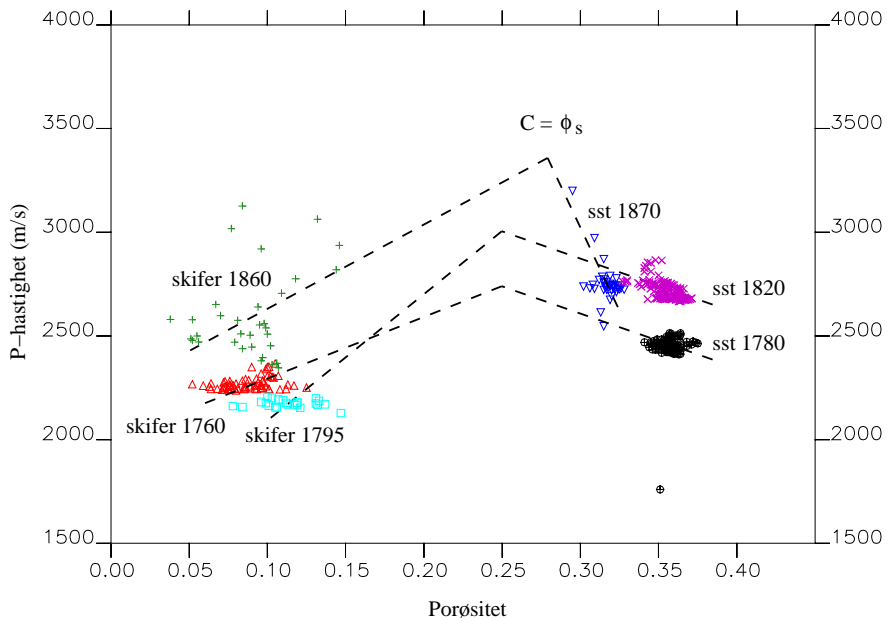
Tosayas modell



Figur 4.7: Castagna et al.(1985), Han et al.(1986) og Tosaya (1982) sine empiriske modeller for skifrige sandsteiner.



Figur 4.8: Laboratorium målinger av de to porøsitet-hastighet trendene: en for skifrig sand og en for sandig skifer (etter Marion et al. 1992). Pilene indikerer retningen for økende leirinnhold.



Figur 4.9: Stien fra sandstein til skifer for de tilgjengelige dataene. Den omvendte V'en blir mer åpen med økende dyp. Det samme gjelder forskjellen i hastighet mellom sandstein og skifer.

aspektforhold, α_s , og de leirrelaterte porer har et gjennomsnittlig aspektforhold, α_c . Denne modellen gav sammenfallende resultater med Marion et al. (1992) sine laboratorie målinger (figur 4.8).

4.6 Oppsummering

Vi har nå diskutert reservoaret og dets oppbygning, samt at vi har sammenlignet empiriske modeller og målte data. Vi har gjort følgende observasjoner og antagelser:

- Olje vann kontakten ligger på 1871 meters dyp.
- Plasseringen av leirmineralene er annerledes i skifre enn i sander. I skifre har vi mest sannsynlig strukturell leire. I sandsteinene derimot fordeler leiren seg trolig i porerommet, enten som distribuert eller sementert leire.
- Sone 6 og 10 er litologisk veldig like, men med ulike porefluid. På grunn av sine likheter og ulikheter kan de to sonene bli viktig i analyse av porefluid substitusjon.
- Lave S-hastigheter kan tyde på ukonsoliderte sander.
- Castagna et al. (1985) sin relasjon mellom P- og S- hastigheter for skifre gir godt samsvar med de observerte data, unntatt for sone 5.
- Sammenhengen mellom P-hastighet og tetthet for de observerte dataene uttrykkes best med Hill (1965) sin relasjon.
- Sone 5 ser ut til å avvike fra de øvrige sonene, og har en trend som best kan tilnærmes med Gardner et al. (1974) sin ligning.
- De empiriske modellene for sandsteiner har for lave V_p/V_s forhold, sammenlignet med de observerte dataene. Han et al. (1986) sin modell gir dårligst samsvar, mens Castagna et al. (1985) og Tosaya (1982) sine modeller er noe bedre.
- Hastighetsendringen med porøsitet for de ulike empiriske sandstein modellene ser ut til å passe de observerte dataene.
- Ved å vise de observerte data i et porøsitet-hastighet-plott, ser vi klare skiller mellom hastighetene i sandsteiner og skifre.

Analysen og diskusjonen i dette kapittelet danner grunnlaget for valg vi senere gjør med hensyn på teorier og parametre, når vi etablerer egne modeller for de ulike skifrene og sandsteinene i brønnen.

Kapittel 5

Estimering av leirinnhold fra hastighet og porøsitet

5.1 Innledning

En litologimodell skal kunne brukes til estimering av leirinnhold, porefyll substitusjon og prediksjon av S-hastighet. Vår problemstilling er å invertere observerte hastighets- og porøsitetsdata og dermed estimere leirinnholdet. Porøsitetsdata er tilgjengelig fra tetthetsloggen (ved hjelp av ligning 3.1). Dersom vi også vil se på effekter av porefyll, kan vi gjøre det ved porefyll substitusjon.

Figur 5.1 viser at når vi kjenner P-hastigheten og porøsiteten definerer dette et punkt (V_m, ϕ_m) i modellen. Punktet ligger mellom to kjente kurver, som representerer modellert hastighet som funksjon av porøsitet med to ulike leirinnhold, $V_{c,l-1}(\phi)$ og $V_{c,l}(\phi)$. Leirinnholdet i dette punktet estimeres ved følgende ligning :

$$C_{est} = C_{l-1}(\phi_m) + \Delta C \frac{V_m(\phi_m) - V_{c,l-1}(\phi_m)}{V_{c,l}(\phi_m) - V_{c,l-1}(\phi_m)}, \quad (5.1)$$

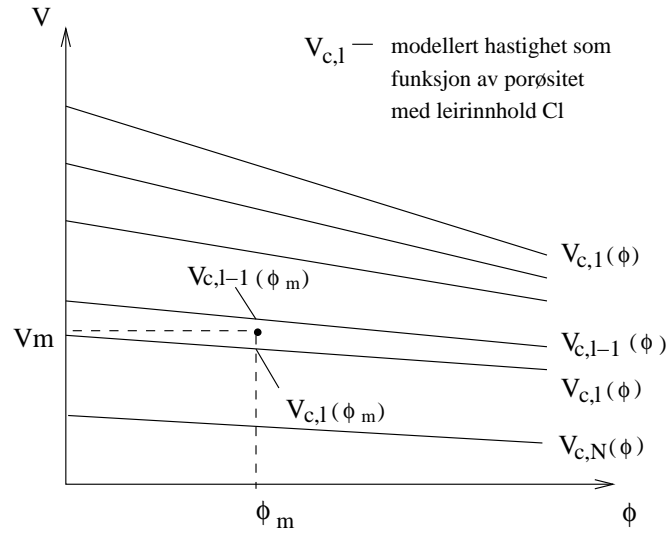
der :

$$\Delta C = C_l - C_{l-1}. \quad (5.2)$$

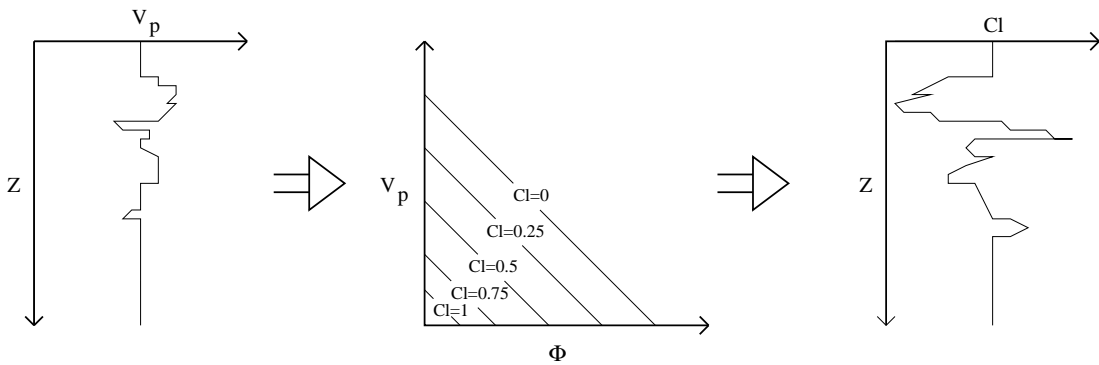
Indeksen m markerer det gitte punktet der leiren skal estimeres, mens C_l og C_{l-1} representerer de nærmeste kjente leirinnhold, over og under det gitte punktet.

Programmet som utfører denne inversjonen er et fortran-program laget av Tor Arne Johansen. Modellene for de ulike sonene er formet som tabeller og er listet i tillegg A.

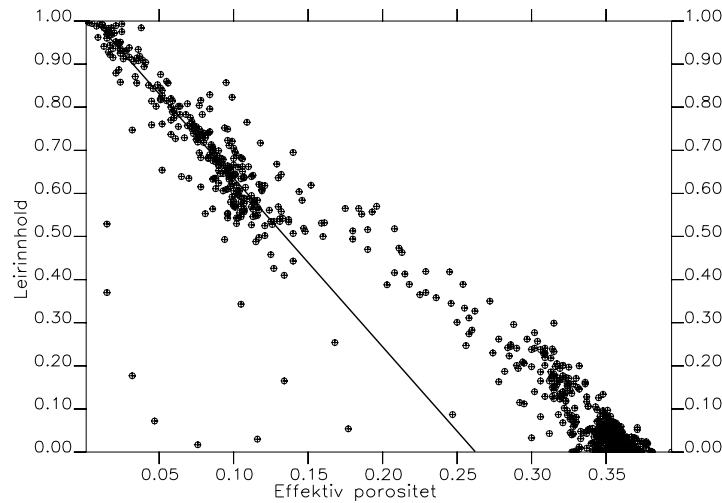
Inverteringsprosedyren er skjematisk fremstilt i figur 5.2.



Figur 5.1: Prosedyren ved estimering av leirinnhold.



Figur 5.2: Gangen i inverteringsprosedyren. Vi bruker P-hastighetsdata fra gitte dyp og ser hvordan de varierer med porøsitet (fra tetthet). Modellen har bestemte føringer for leirinnholdet. Til slutt tilbakefører vi til leirinnholdet, slik at vi får leirinnholdet i samme dyp som hastighet-datasettet.



Figur 5.3: Linearitet for lave porøsiteter. Høye porøsitetsverdier følger ikke den samme lineære kurven.

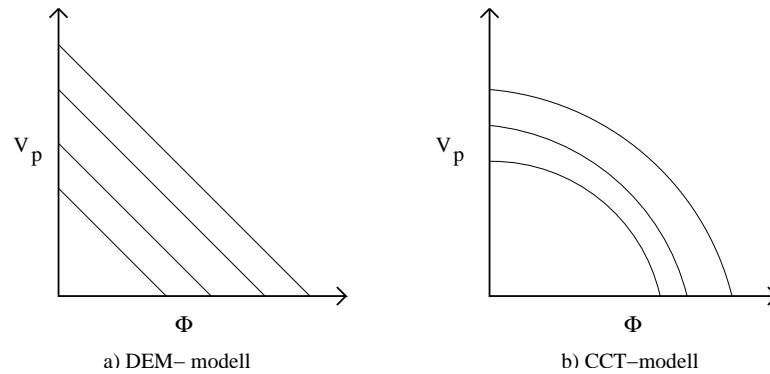
5.2 Litologimodellen

Litologimodellen skal være en tilnærming av det observerte datasettet vi har tilgjengelig. Marion et al. (1992) antar at porøsitet- hastighets forholdet for sand og ukonsolidert leire er merkbart forskjellig. Leire er assosiert med porer som har mye mindre aspektforhold enn de som er assosiert med sander, og poregeometrien kan derfor forklare mesteparten av spredningen i porøsitet- hastighets forholdet. Valg av leiregenskaper og poregeometri er altså avgjørende for modellen. I ligning 5.3 gir Sams & Andrea (2001) forholdet mellom effektivt aspektforhold og porøsitet i rene sandsteiner;

$$\alpha_{eff} = 0.187 - 0.277\phi. \quad (5.3)$$

Figur 5.3 viser leirinnholdet med porøsitet fra de observerte data. Vi ser at for de lave porøsitetsverdiene har vi en annen gradient for leirinnholdet enn den vi har for høye porøsiteter. Leirinnholdet avtar raskere for lave enn for høye porøsiteter. Vi velger derfor å modellere med to forskjellige modeller, en for lave og en for høye porøsiteter.

For soner med høyt leirinnhold og lave porøsiteter skal vi ta i bruk en effektiv medium teori, DEM-modellen, mens for høyporøse bergarter skal vi først se på hvordan leiren fordeler seg i sandsteinen, og deretter anvende kontaktsement teori, som tar for seg distribuert leire og DEM-modellen som antar at leiren er strukturelt fordelt (figur 5.4). Disse teoriene er henholdsvis beskrevet i kapittel 2.5 og 2.6.



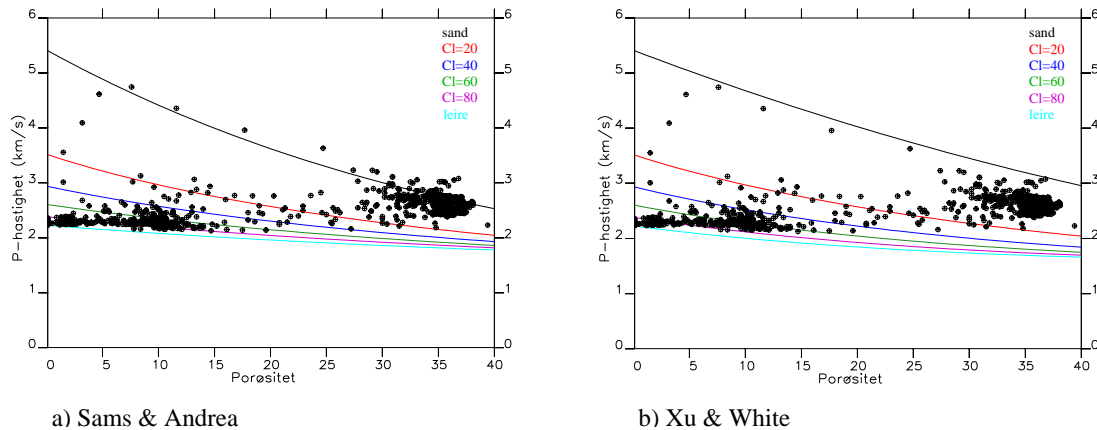
Figur 5.4: Leirinnholdet med hastighet og porøsitet. a) DEM-modellen blir brukt for lavporøse bergarter, mens b) CCT-modellen har bare gyldighet for middels til høyporøse bergarter.

5.3 Lavporøse bergarter

Ved hjelp av DEM-modellen (figur 5.4a) kan vi få resultater fra de fleste porøsitet- og hastighets områder. Vi skal konsentrere oss om lave porøsitetsverdier, som vanligvis svarer til høye leirinnhold.

De effektive elastiske konstantene til leiren kan vi beregne fra de observerte dataene. Ved null porøsitet og hundre prosent leirinnhold (i sone 1), fant vi fra hastighet- og tetthetsdata inkompressibiliteten og skjærfastheten direkte. De beregnede verdiene stemmer for alle sonene, bortsett fra sone 5. For å finne matriksegenskapene ved de ulike sand-leire forholdene har vi beregnet disse verdiene ved hjelp av DEM-modellen. Matriksegenskapene for de ulike sonene er listet i tabell 5.1.

Ved en undersøkelse kom Toksöz et al. (1976) fram til at aspektforholdet for en ren sandstein er sentrert rundt $\alpha = 1.0$ og $\alpha = 0.1$. Det er mer usikkert hvordan poregeometrien til en bergart med høyt leirinnhold er, men vi vet at med økende leirinnhold reduseres konsentrasjonen av porer med disse aspektforholdene. Leire kobles vanligvis med lave aspektforhold. Xu & White (1995) fant at gjennomsnitts aspektforholdet er rundt 0.02-0.05 for leirrelaterte porer og 0.12 for sandrelaterte porer. I figur 5.5 har vi plottet porøsitet-hastighet kurver. I figur a) har vi benyttet Sams & Andrea (2001) sin relasjon mellom aspektforhold og porøsitet (ligning 5.3). Fra figur 5.3 fant vi det leirinnholdet som tilsvarer de forskjellige porøsitetene, og kan dermed relatere forskjellige aspektforhold til ulike leirinnhold. I figur b) har vi brukt Xu & White (1995) sine gjennomsnitts aspektforhold, der f.eks en matriks bestående av 20 prosent leire og 80 prosent sand representeres med 20 prosent leirrelaterte porer og 80 prosent sandrelaterte. De to poremodellene gir relativt like resultat. Ved å prøve ut forskjellige poremodeller finner vi en gitt modell som gir best samsvar med de observerte data. Det bør poengteres at vi generelt ønsker å bruke teoretiske relasjoner til å estimere



Figur 5.5: Hastighetsendring ved økende porøsitet og ulikt leirinnhold. Sams & Andrea (2001) sin relasjon er brukt i figur a) og Xu & White (1995) sine gjennomsnittlige aspekt forhold er benyttet i figur b).

leirinnholdet fra hastighetsdata. Det gir oss viktig informasjon i de tilfellene der vi ikke har data om leirinnhold. De ulike sonene kan ha forskjellige parametre i modellene, da de er avsatt fra ulike miljø og over et langt tidsrom. I noen av modellene våre øker vi andelen flate porer med økende leirinnhold. Poregeometrien er definert i tabell 5.1, og vi lar litologimodellen være fylt med saltvann ved et trykk på 18MPa.

5.3.1 Estimering av leirinnhold

I kapittel 4.2 beskrev vi hver enkel sone i brønnen (figur 4.1 og 4.2). Vi skal nå se på leirinnholdet i de ulike sonene og hvor godt modellen tilfredsstillende de observerte dataene. Figur 5.6 viser observert og estimert leirinnhold for sonene 1, 5, 7, 9 og 11. For alle sonene er det beregnet gjennomsnittlig avvik fra de observerte verdiene. Disse er gitt i tabell A.1 i tillegg A.

Sone 1

De observerte data har et leirinnhold som varierer fra 70 til 100 prosent. Sonen er 19 meter dyp, og har i de grunneste 12 metre et veldig høyt leirinnhold - i gjennomsnitt 95 prosent. Modellen estimerer leirinnholdet i denne delen av sonen rimelig godt. Den resterende delen av sonen har et noe lavere observert leirinnhold, og denne trenden finner vi også i estimatet. Estimert er imidlertid mer følsomt for endringer, og gir større utslag når leirinnholdet avtar. Det fører til at de laveste verdiene i denne sonen blir underestimert. Figur 5.6a) viser data for denne sonen, og litologi- og poremodellen for sone 1 er oppgitt i tabell 5.1.

	SONE 1		SONE 5		SONE 7		SONE 9		SONE 11				
	sand	leire	sand	leire	sand	leire	sand	leire	sand	leire			
κ (MPa)	38	9	38	12	25	9	38	9	38	9			
μ (MPa)	21	1.6	30	8	19	1.6	30	1.6	30	1.6			
ρ (g/cm ³)	2.69	2.25	2.67	2.5	2.3	2.25	2.67	2.25	2.67	2.25			
	c (α)		c (α)		c (α)		c (α)		c (α)				
	CI = 0, 20, 40, 60, 80, 100		CI=0,20	40, 60	80, 100	CI = 0, 20, 40, 60, 80, 100		CI=0,20	40, 60	80, 100	CI=0,20	40, 60	80, 100
$\alpha=1.000$	60.0		72.0	70.0	68.0	75.0		72.0	76.5	72.0	72.0	76.5	72.0
$\alpha=0.100$	15.0		15.0	14.0	13.0	14.0		15.0	13.5	15.0	15.0	13.5	15.0
$\alpha=0.010$	15.0		8.0	10.0	13.0	7.0		8.0	6.5	8.0	8.0	6.5	8.0
$\alpha=0.001$	10.0		5.0	6.0	6.0	4.0		5.0	3.5	5.0	5.0	3.5	5.0

Tabell 5.1: Tabellen viser litologi- og poremodellene for de ulike sonene.

Sone 5

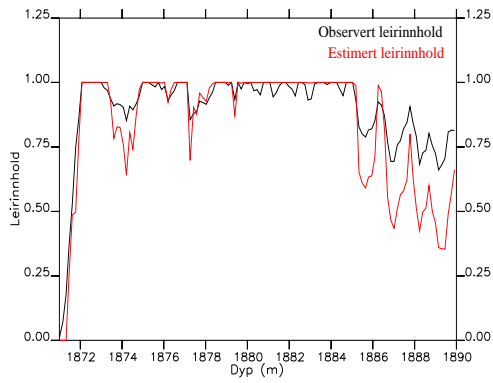
Leirinnholdet fra de observerte data varierer mellom 60 og 90 prosent i sone 5 (figur 5.6b). Denne sonen skiller seg ut fra de andre leirrike sonene, ved at leiregenskapene er stivere. Sandegenskapene derimot er tilsvarende som for sone 9 og 11. Estimater av sone 5 fraviker en del fra de observerte data, spesielt rundt 1858.5 meters dyp. Dette kommer vi tilbake til i vurderingen av estimatet. Litologi og poremodellen er gitt i tabell 5.1.

Sone 7

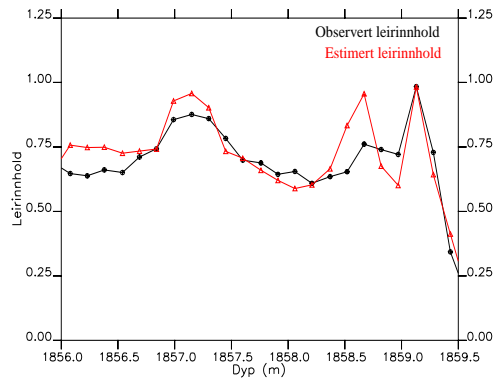
De observerte og estimerte verdiene har like trender. For leirinnhold på ca. 60 prosent, estimerer modellen veldig bra, mens for høyere leirverdier overestimerer modellen, og for lavere verdier underestimerer modellen leirinnholdet. Intervallet strekker seg over to og en halv meter, som vist i figur 5.6c). Tabell 5.1 viser litologi- og poremodellen.

Sone 9

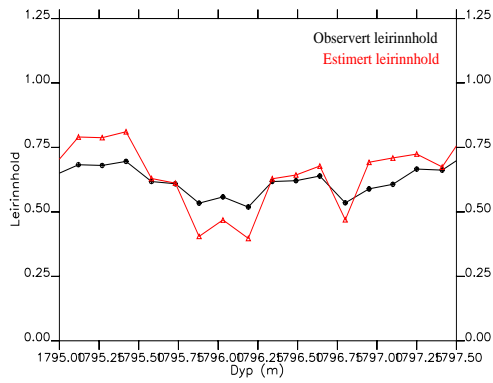
Sone 9 har observerte leirdata som ligger mellom 50 og 60 prosent (figur 5.6d). Sonen strekker seg bare over to meter, og de estimerte leirverdiene er en god tilnærming til de observerte data. Leirverdiene er nærmest konstant i hele sonen. Tabell 5.1 viser egenskapene i denne sonen.



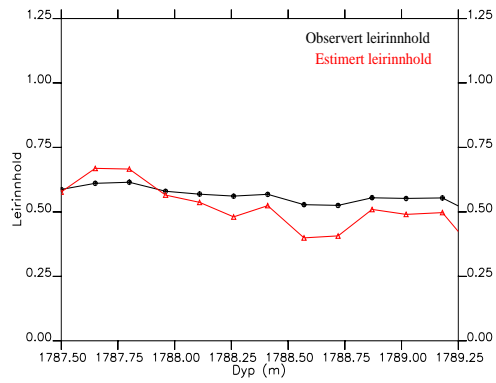
a) Sone 1



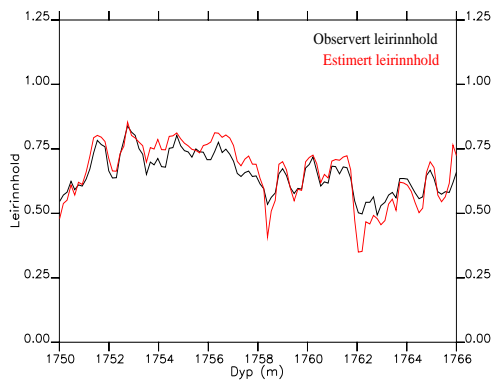
b) Sone 5



c) Sone 7



d) Sone 9



e) Sone 11

Figur 5.6: Observert og estimert leirinnhold i de leirrike sonene.

Sone 11

De observerte leirverdiene for sone 11 varierer mellom 50 og 85 prosent. Sonen har et dybdeintervall på 16 meter. Estimatet følger de samme trendene som de observerte data, men med tydeligere utslag i begge retninger. Av figur 5.6e) ser vi at de høyeste leirverdiene blir overestimert, mens de lave verdiene blir underestimert. Både poremodellen og litologien er tilsvarende som for sone 9, og er oppgitt i tabell 5.1.

5.3.2 Oppsummering

Fra estimatene har vi at:

- I modellene for sonene 1 og 7 er det svært lave skjærfastheter i sandsteinene. Det kan skyldes at andre mineraler enn kvarts er innblandet i sanden. I tillegg vet vi at ukonsoliderte bergarter har lave skjærfastheter.
- Sonene 5, 9 og 11 har like sandegenskaper, mens alle sonene utenom sone 5 har like leiregenskaper. Sonene 9 og 11 er identisk både når det gjelder sand- og leiregenskaper, samt poregeometri.

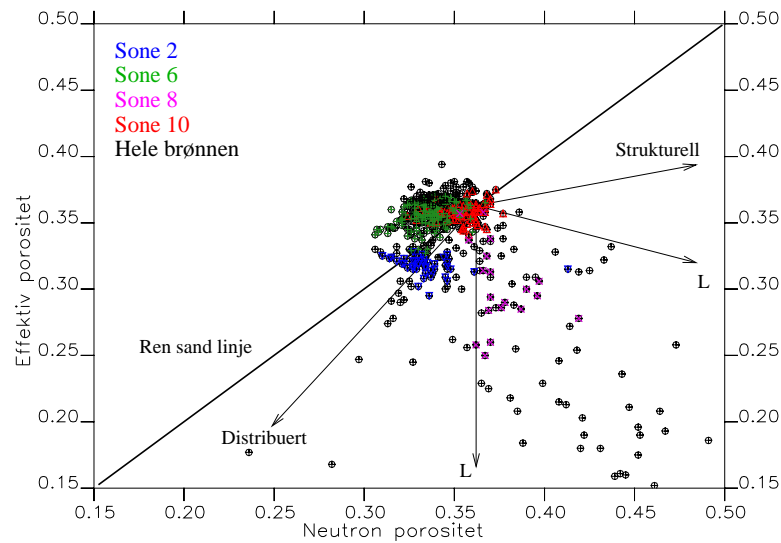
5.4 Middels til høyporøse bergarter

Når det gjelder sandsteinene i brønnen, er det viktig å vite hvordan leiren er fordelt i bergarten når en skal modellere disse sonene. I avsnitt 5.4.1 og 5.4.2 tar vi for oss ulike kornstrukturer og teksturer før vi videre modellerer ved bruk av kontaktteori, som tar for seg distribuert leire, og DEM-modellen, som modellerer med strukturell leire.

5.4.1 Leirfordelinger i sandsteiner

Poupon et al. (1970) tok for seg leirfordeling i bergarter og beskrev effekten av ulike fordelinger ved hjelp av et kryssplott av neutron porøsitet mot porøsitet beregnet fra tetthet. På et slikt plott vil rene, saltvannsfylte sandsteiner plottes på diagonalen. Etter hvert som en introduserer leire i sandsteinen, vil punktene migrere i forskjellige retninger alt etter hvordan leiren fordeler seg i sandsteinen.

Neutron mot de tetthetsberegnete porøsitene er plottet i figur 5.7. Pilene viser tilnærmet migrasjonsretning for de ulike leirfordelingene. Distribuert leire vil erstatte saltvannet i porene og vil derfor gi en reduksjon i både neutron- og tetthets porøsiteten. Det eksakte migrasjonspunktet avhenger av neutronporøsiteten

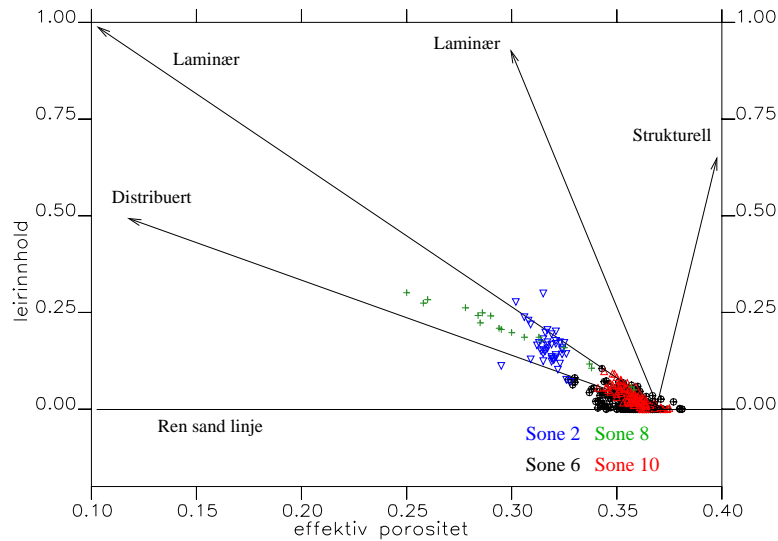


Figur 5.7: Et kryssplott av neutron og tetthetsporøsitet for sandsteiner og nærliggende skifre i brønnen. Diagonalen representerer rene sandsteiner, og L betegner laminær leire.

til leirpartiklene og deres tetthet. Strukturell leire vil erstatte kvarts, og vil derfor føre til en økning i neutron porøsitet. Tetthetsporøsiteten vil øke hvis materialet som erstatter kvarts har lavere tetthet, hvilket er tilfelle her. Migrasjonsretningen for laminater vil avhenge av deres egenskaper. Figuren viser en stor spredning i migrasjonsretninger.

De observerte data har en fordeling som angir at vi har en sandstein med en porøsitet mellom 35 og 39 prosent når den er helt ren. Den har en mikset leirfordeling, der en del av dataene ligger nær “distribuert - linjen” og nesten ingen langs kurven for strukturell leire. De observerte data mellom disse to kurvene kan sees på som om de har både strukturell og distribuert leire, eller laminater. Spesielt fordeler data fra sone 2 seg langs kurven for distribuert leire.

En annen metode for å se på fordelingen av leiren i en sandstein er beskrevet av Thomas & Stieber (1975). Ved å plote tetthetsporøsiteten mot leirinnholdet vil rene sandsteiner ligge på linjen der leirinnholdet er lik null. Ved å tilføre leire vil punktene migrere mot 1 i forskjellige retninger, avhengig av hvordan leiren er fordelt i sandsteinen. Tilsvarende plott for våre brønndata er presentert i figur 5.8. Også i dette tilfellet anslår resultatet at vi har en sand, hvis den er helt ren, med porøsitet mellom 35 og 39 prosent. Kanskje enda tydeligere resulterer det i at vi har mest distribuert leire, med lite innslag av strukturell leire. Også her er sone 2 spesielt godt representert langs den “distribuerte linjen”.



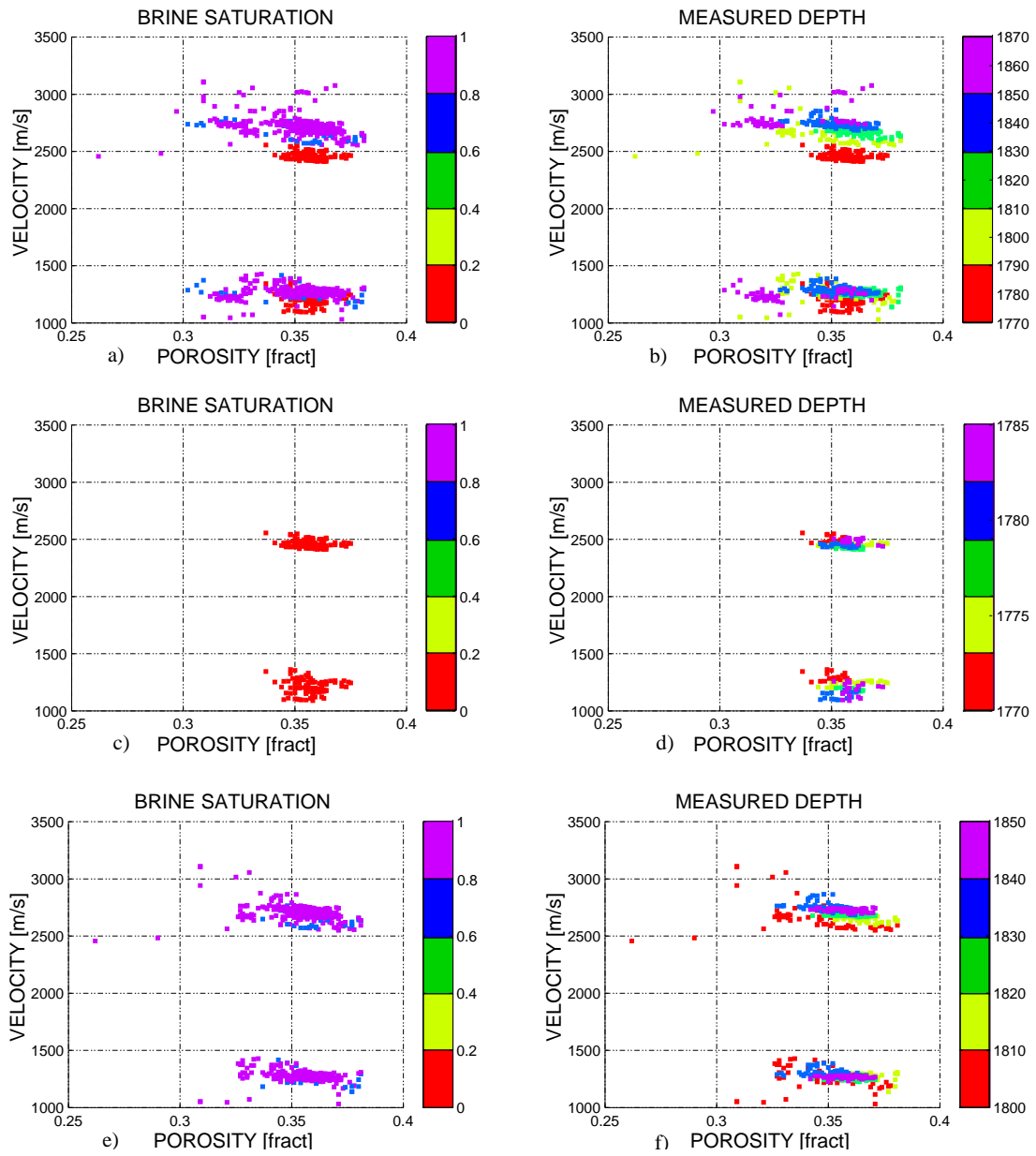
Figur 5.8: Et kryssplott av leirinnhold mot tetthetsporøsiteten. Pilene viser retningen hvordan observerte data vil flyttes ved introduksjon av leire i sandsteiner. L betegner her laminær leire.

5.4.2 Tekstur og sementeringsgrad

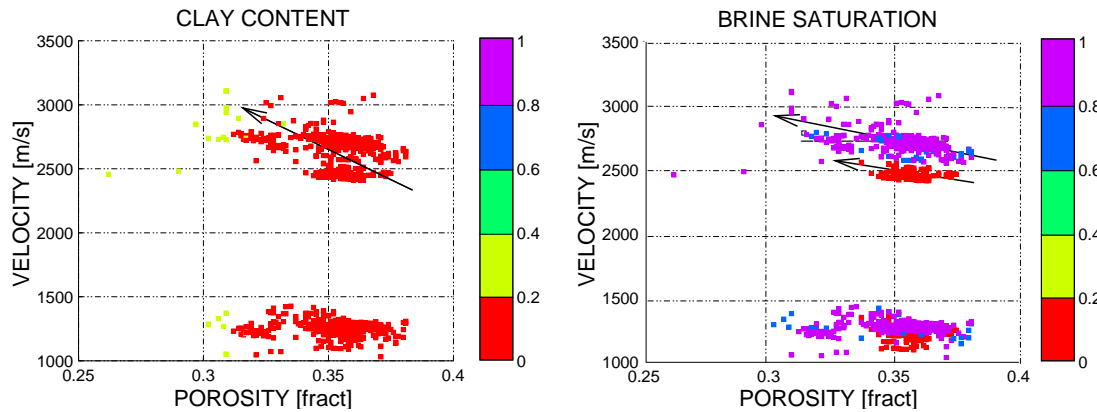
For grunne dyp (0-2 km) skyldes porøsitetstap hovedsakelig mekanisk kompaksjon. I dette intervallet har ofte sandsteiner lavere hastigheter enn skifre. Kvartssementer i sander starter ca. ved 2 km. dyp. Under dette nivået har sander høyere hastigheter enn skifre. Distribuert leire i sandsteiner hemmer vanligvis kvartssementer (Avseth, 2000).

I figur 5.9 tar vi for oss sandsteinene. Hastighetene er plottet mot porøsiteten, og vannmetningen eller dypet er gitt ved fargen på loggepunktet. Fra figur 5.9a) registrerer vi den uventede fluideffekten ved at S-hastigheten i oljefylte sandsteiner er lavere enn i vannfylte sandsteiner. Vanlig fluideffekt på S-hastigheten er omvendt, på grunn av tetthetseffekten. Ser vi videre på figur 5.9b) er den generelle trenden i brønnen at hastighetene øker med dypet for samme porøsiteter. Dybdeintervallet 1770-1785 meter er nærmest helt separert fra de øvrige intervallene, noe som tyder på ulik sementeringsgrad eller tekstur i sandsteinene. Dette intervallet representerer oljesonen (sone 10). Den har en mye dårligere sementering enn det de øvrige sandsteinene (sonene 2, 6 og 8) har.

Figur 5.9c) viser oljesonen og figur 5.9d) viser hvordan hastigheten varierer med dypet i denne sonen. Sementeringsgraden avtar med dyp innad i sonen, motsatt trend i forhold til resten av brønnen. Spesielt forandres skjærfastheten mye, ettersom S-hastigheten har stor spredning i dataene. Generelt vil spredningen i S-hastighet ved en gitt porøsitet være mindre enn spredningen i P-hastighet. S-hastigheten er bedre kontrollert av porøsitet, siden den påvirkes lite av fluid og



Figur 5.9: Sementeringen i de ulike sonene.



Figur 5.10: Trend for alle sandsteinene samlet og hver for seg.

også er mindre følsom for teksturendringer. Sone 6 (figur e og f) har tilsvarende trend som den generelle trenden i hele brønnen; økt sementeringsgrad eller stivere tekstur med dyp.

Denne tekstureffekten gir en økning i P-hastighet fluideffekten (tekstureffekten virker samme vei som fluideffekten) og en reduksjon i S-hastighet fluideffekten (virker i motsatt retning som fluideffekten). Den tilsynelatende fluideffekten i 5.9a) er altså ikke en fluideffekt, men et resultat av dybdekontrollert sementering. Dybdekontrollert sementering/tekstur virker sterkere på hastighetene enn det fluider gjør, og overskygger dermed fluideffekten i sandsteinene.

I avsnitt 4.3.1 antok vi at den økende tettheten med dypet innad i sone 6 skyldtes fluidendringer. Nå vet vi at i tillegg virker også sementeringen inn på tettheten.

Hastighetsendringen med porøsitet vil bli større i slike tilfeller med dybdekontrollert sementering/teksturendring. Gradienten vil være steilere (figur 5.10a). Trendene i de enkelte sonene er annerledes enn om en betrakter hele brønnen samlet (figur b). Gradientene i de ulike sonene vil være små i forhold til den generelle trenden. Ser en på alle sandsteinene samlet vil en få et feil bilde av porøsitetkontrollen, dvs. hvordan hastighetene varierer med porøsitet. Om en betrakter hver sone for seg, vil en få et riktigere bilde på hvordan porøsiteten påvirker hastigheten i en sandstein. Antagelsen i kapittel 4.4.2 (figur 4.7), om tilsvarende trend som de empiriske modellene er i så måte feil.

5.4.3 Bruk av kontaktsement modell (CCT)

Fra avsnitt 5.4.1 fant vi at leiren trolig fordeler seg i porene. Kontaktteorien antar distribuert leire, og vi skal i det følgende teste ut modellen på sandsonene i brønnen. CCT har bare gyldighet for middels til høyporøse bergarter, og har derfor et mindre “prediksjons-område” enn DEM-modellen, som vist i figur 5.4.

ϕ	0.2	0.25	0.3	0.35	0.4	0.45	0.5
C	14.007	12.336	10.843	9.509	8.315	7.252	6.300

Tabell 5.2: Sammenheng mellom porøsitet og antall kontakter mellom korn. Modifisert fra Murphy (1982).

100 % sand 0 % leire	99 % sand 1 % leire	98 % sand 2 % leire	97 % sand 3 % leire	96 % sand 4 % leire	95 % sand 5 % leire
$\kappa = 38.00$ GPa	$\kappa = 36.81$ GPa	$\kappa = 35.70$ GPa	$\kappa = 34.65$ GPa	$\kappa = 33.66$ GPa	$\kappa = 32.72$ GPa
$\mu = 30.00$ GPa	$\mu = 25.48$ GPa	$\mu = 22.14$ GPa	$\mu = 19.58$ GPa	$\mu = 17.54$ GPa	$\mu = 15.89$ GPa
$\rho = 2.67$ g/cm ³	$\rho = 2.67$ g/cm ³	$\rho = 2.66$ g/cm ³	$\rho = 2.66$ g/cm ³	$\rho = 2.65$ g/cm ³	$\rho = 2.65$ g/cm ³

Tabell 5.3: Egenskapene til rammeverk med ulike sand/leire-blandinger.

I input til modelleringen definerer vi et rammeverk med gitte egenskaper som enten er fra ren sand eller en blanding mellom sand og leire. Når dette rammeverket er definert, bruker vi programmet til å variere egenskapene og oppførselen til porefyllet. Vi oppgir inkompressibilitet, skjærfasthet og tetthet for porematerialene; ren leire og porefluidet. Prosedyren tar hensyn til hvor mye av leiren som vil legge seg som kontaktsement, kritisk porøsitet og antall kontakter mellom sement og korn. Disse parametrene er diskutert i kapittel 2.6.

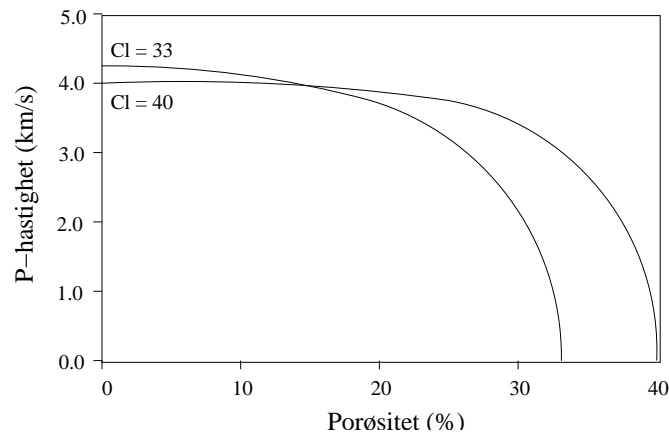
Ved bruk av kontaktteorien betrakter vi materialet som granulært. Pakkingen i materialet er avhengig av avsetningsforholdene. Kubisk pakking gir en kritisk porøsitet på 48 prosent, og består som oftest av grunnmarine sedimenter. Antall kontakter mellom korn er vanligvis 6. Heksagonal pakking gir en porøsitet på 26 prosent, og da er antall kontakter doblet til 12. Slik pakking hører sammen med dypmarine sedimenter eller ukonsoliderte reservoar sander (Wang & Nur, 1992). Murphy (1982) gir en tabell over antall kontaktpunkt mellom korn og porer, der antall kontakter varierer med porøsiteten. Sammenhengen er listet i tabell 5.2. I vårt tilfelle har vi satt antall kontakter til å variere mellom 8 og 10.

I tabell 5.3 er egenskaper til ulike rammeverkene listet. De ulike blandingene er beregnet ved hjelp av Reuss (1929) øvre grensebetingelser. Ren kvarts gir det sterkeste rammeverket, og de høyeste hastighetene. Med et slikt rammeverk vil leiren fordele seg i porene, enten som distribuert eller sementert leire (figur 4.4b og c). Økes leirandelen i rammeverket, avtar de effektive elastiske konstantene, og vi får strukturell leire i tillegg.

Porefluidet i de forskjellige modellene varierer de med de observerte data. Sone 2 har et porefluid med egenskaper som består av 80 prosent vann og 20 prosent olje.

SONE 2	SONE 6	SONE 8	SONE 10	SUBSTITUSJON SONE
$\kappa = 2.27 \text{ GPa}$	$\kappa = 2.61 \text{ GPa}$	$\kappa = 2.27 \text{ GPa}$	$\kappa = 1.42 \text{ GPa}$	$\kappa = 2.44 \text{ GPa}$
$\mu = 0 \text{ GPa}$	$\mu = 0 \text{ GPa}$	$\mu = 0 \text{ GPa}$	$\mu = 0 \text{ GPa}$	$\mu = 0 \text{ GPa}$
$\rho = 0.98 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 1.02 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 0.98 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 0.85 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 1.002 \text{ g/cm}^3$

Tabell 5.4: Fluidegenskapene i de ulike sonene.



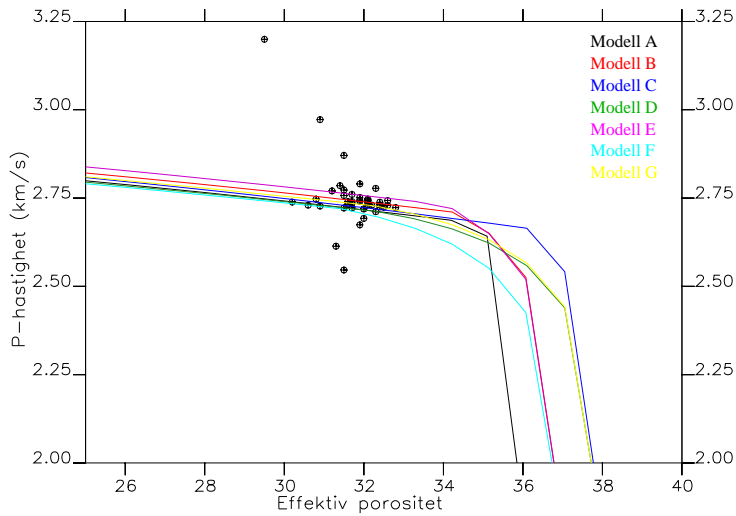
Figur 5.11: En bergart med kritisk porøsitet på 40 prosent gir et leirinnhold på 40 prosent når porøsiteten i bergarten er 0 prosent. Da er hele porerommet fylt med leire. Med 10 prosent porøsitet i samme bergart vil leirinnholdet mette 75 prosent av porerommet, det vil si 30 prosent av hele bergarten. Tilsvarende vil en bergart med 33 prosent kritisk porøsitet ha et leirinnhold på 33 prosent ved 0 porøsitet. Rammeverket består av bare sand.

Gjennomsnittlig metning for sone 8 er den samme som for sone 2, og sone 6 er 95 prosent vannmettet. Til slutt er sone 10 90 prosent oljemettet. Egenskapene til olje og vann er beregnet i programmet FLAG (Han & Batzle, 2000), og de ulike flerfasefluidene sees på som kjemisk blandbare og er gitt i tabell 5.4.

I figur 5.11 ser vi sammenhengen mellom P-hastighet og porøsitet når porøsiteten avtar ved at leire fylles i porerommet. Hastighetsreduksjonen med lave porøsiteter er liten sammenlignet med DEM-modellen. For høye verdier reduseres hastigheten raskt.

5.4.4 CCT-modeller i sandrike soner

De ulike sonene er beskrevet i kapittel 4.2. Dataene fra disse sonene vil vi bruke sammen med ulike modeller og prøve å etablere et grunnlag for å kunne komme fram til en modell med best mulig tilpasning til de observerte data. Vi tar for oss



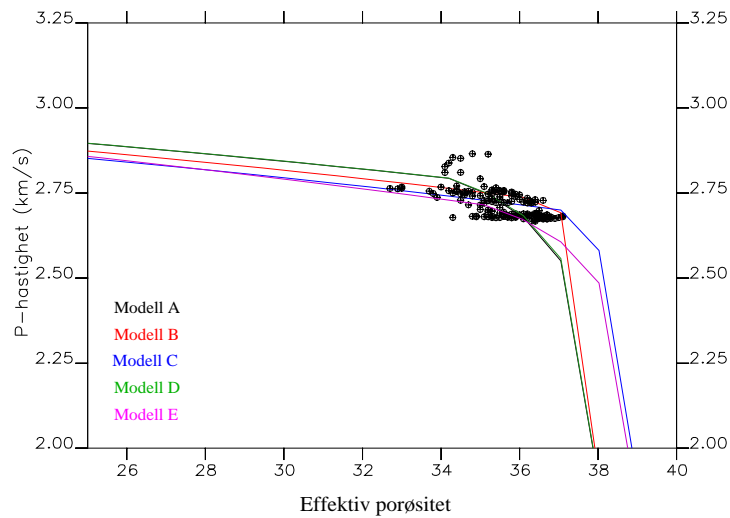
SONE 2	MODELL A	MODELL B	MODELL C	MODELL D	MODELL E	MODELL F	MODELL G
ANDEL LEIRE I RAMMEVERKET	0 %	1 %	1 %	2 %	2 %	3 %	3 %
KONTAKT SEMENT	3 %	7 %	5 %	15 %	8 %	15 %	15 %
ANTALL KONTAKTER	8	8	8	8	9	9	9
KRITISK PORØSITET	36 %	37 %	38 %	38 %	37 %	37 %	38 %

Figur 5.12: Øverst er modeller og observerte data fra sone 2, mens modellegenskapene er listet i tabellen nederst.

sone for sone.

Sone 2

Tabellen i figur 5.12 lister ulike modeller for sone 2. De syv modellene har tre ulike kritiske porøsiteter; 36, 37 og 38 prosent. Modell A har et rammeverk som består av bare sand, og av den grunn har kurven et mer markant knekkpunkt enn de andre modellene (figur 5.12). Det momentante gradientskiftet skyldes at porerommet blir fylt med leire. Fra 32 til 25 prosent porøsitet ligger de ulike modellene sine kurver veldig tett. Siden de observerte data har god samling og et lite porøsitetsintervall, er det vanskelig å si noe om gradientene på kurvene når de går mot null. Viktigheten av dette er også liten, i og med at kontaktteorien bare gjelder for høyporøse bergarter.



SONE 6	MODELL A	MODELL B	MODELL C	MODELL D	MODELL E
ANDEL LEIRE I RAMMEVERKET	3 %	0 %	1 %	2 %	2 %
KONTAKT SEMENT	10 %	3 %	5 %	10 %	10 %
ANTALL KONTAKTER	10	8	8	9	9
KRITISK PORØSITET	38 %	38 %	39 %	38 %	39 %

Figur 5.13: Modeller og observerte data fra sone 6 vises øverst, mens modellegenskapene er listet nederst.

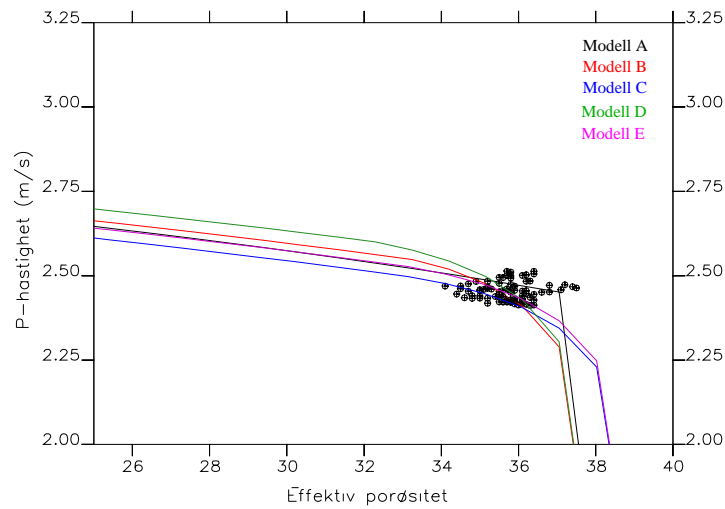
Sone 6

I tabellen i figur 5.13 er forskjellige modeller med ulike kornstrukturer listet. Alle gir tilfredsstillende resultater i forhold til de observerte data i sone 6. Figur 5.13 viser både modellene og de observerte data.

Tar vi for oss de ulike modellene, ser vi at modellene med størst andel leire i rammeverket også har størst andel kontakter mellom korn og sement (modell A, D og E). Inkompressibiliteten avtar med økende leirinnhold i rammeverket, hvilket må kompenseres for ved å øke antall kontakter mellom korn og sement.

Mengden kontaktsement er en stor usikkerhetsfaktor. Siden de observerte data også i denne sonen varierer over et lite porøsitetsområde, er det vanskelig å finne hvilken gradient kurven vil nærme seg null porøsitet med. I denne sonen varierer mengden kontaktsement mellom 3 og 10 prosent.

Når det gjelder leirinnholdet i de forskjellige modellene, henger det sammen med



SONE 10	MODELL A	MODELL B	MODELL C	MODELL D	MODELL E
ANDEL LEIRE I RAMMEVERKET	0 %	3 %	4 %	4 %	5 %
KONTAKT SEMENT	1 %	12 %	15 %	15 %	15 %
ANTALL KONTAKTER	8	8	8	9	9
KRITISK PORØSITET	38 %	38 %	39 %	38 %	39 %

Figur 5.14: Øverst er modeller og observerte data fra sone 10. Nederst er modellegenskapene listet.

den kritiske porøsiteten for modellen. Sammenhengen er tidligere vist i figur 5.11.

Sone 10

I sone 10 består porefluidet av 90 prosent olje. Det gjør at hastighetene er lave. I tabellen i figur 5.14 er fem modeller for sone 10 listet. Vi ser at for modell A, der rammeverket bare består av sand, trengs det nesten ikke kontaktsement for å oppnå det riktige hastighetsnivået. Mengden kontaktsement i de fem modellene varierer fra 1 til 15 prosent.

I figur 5.14 er modellene og de observerte data for sone 10 plottet sammen. Modell C er den modellen som har høyest kritisk porøsitet og gir lavest gjennomsnittlig hastighet over hele porøsitetsintervallet. Modell A har et markert knekkpunkt rundt 37 prosent porøsitet, mens de andre modellene har en glattere kurve. Det skyldes at modell A ikke har leire i rammeverket, og av den grunn får en ekstra

	SONE 2		SONE 6		SONE 10														
	sand	leire	sand	leire	sand	leire													
$\kappa(\text{MPa})$	38	12	38	9	38	9													
$\mu(\text{MPa})$	30	8	30	1.6	30	1.6													
$\rho(\text{g/cm}^3)$	2.67	2.5	2.67	2.25	2.67	2.25													
	CI=11,13,15,17,19		CI=0,1,2,3,5,6		CI=0,1,2,3,5,6,7														
leir- sement	3		1	4	3	2	3	3	3	1									
struk- turell leire	4	6	8	10	12	0	0	0	0	1	3	4	0	0	0	0	1	2	3
kon- takter	8		8		8														
ϕ_C	39		36	37	38	39	36	37	38	39									

Tabell 5.5: Litologimodell for de ulike sonene.

stor hastighetsforskjell når porerommet begynner å fylles med leire. Tilsvarende modeller til modell A er modell A for sone 2 og B for sone 6.

5.4.5 Estimering av leirinnhold

Som nevnt tidligere, består de høyporøse sonene av veldig rene sander. Modelleringen stemmer i så måte, ettersom det riktige hastighetsnivået oppnås med bare noen få prosent leire i rammeverket. I tillegg legges kontaktsementen til. Samlet leirinnhold i bergarten kan uttrykkes slik:

$$V_{total} = V_d\phi_o + V_{st}(1 - \phi_o), \tag{5.4}$$

der V_{total} står for samlet leirinnhold i bergarten, V_d for distribuert leire og V_{st} for strukturell leire. Med distribuert leire menes her all leire som fyller porerommet, det vil si kontaktsement-leire og leire som fordeles vilkårlig i porerommet. Ved hjelp av ligning 5.4 finner vi at leirinnholdet for sone 2 vil estimeres for lavt ved å benytte noen av modellene i avsnitt 5.4.4. Vi velger derfor i stedet tilsvarende leiregenskaper som for sone 5. I tabell 5.5 gis modellparametrene som gir best samsvar for sonene 2, 6 og 10, og i figur 5.16 er både observert og estimert leirinnhold for sonene plottet. Tabell A.1 i tillegg A gir de gjennomsnittlige avvikene fra de observerte dataene i hver sone.

96 % sand 4 % leire	94 % sand 6 % leire	92 % sand 8 % leire	90 % sand 10 % leire	88 % sand 12 % leire
$\kappa = 32.99$ GPa	$\kappa = 31.23$ GPa	$\kappa = 29.65$ GPa	$\kappa = 28.21$ GPa	$\kappa = 26.51$ GPa
$\mu = 25.15$ GPa	$\mu = 23.52$ GPa	$\mu = 22.09$ GPa	$\mu = 20.83$ GPa	$\mu = 19.35$ GPa
$\rho = 2.66$ g/cm ³	$\rho = 2.65$ g/cm ³	$\rho = 2.65$ g/cm ³	$\rho = 2.64$ g/cm ³	$\rho = 2.63$ g/cm ³

Figur 5.15: Ulike rammeverk for sone 2. Egenskapene er beregnet ved hjelp av Reuss grensemodell.

Sone 2

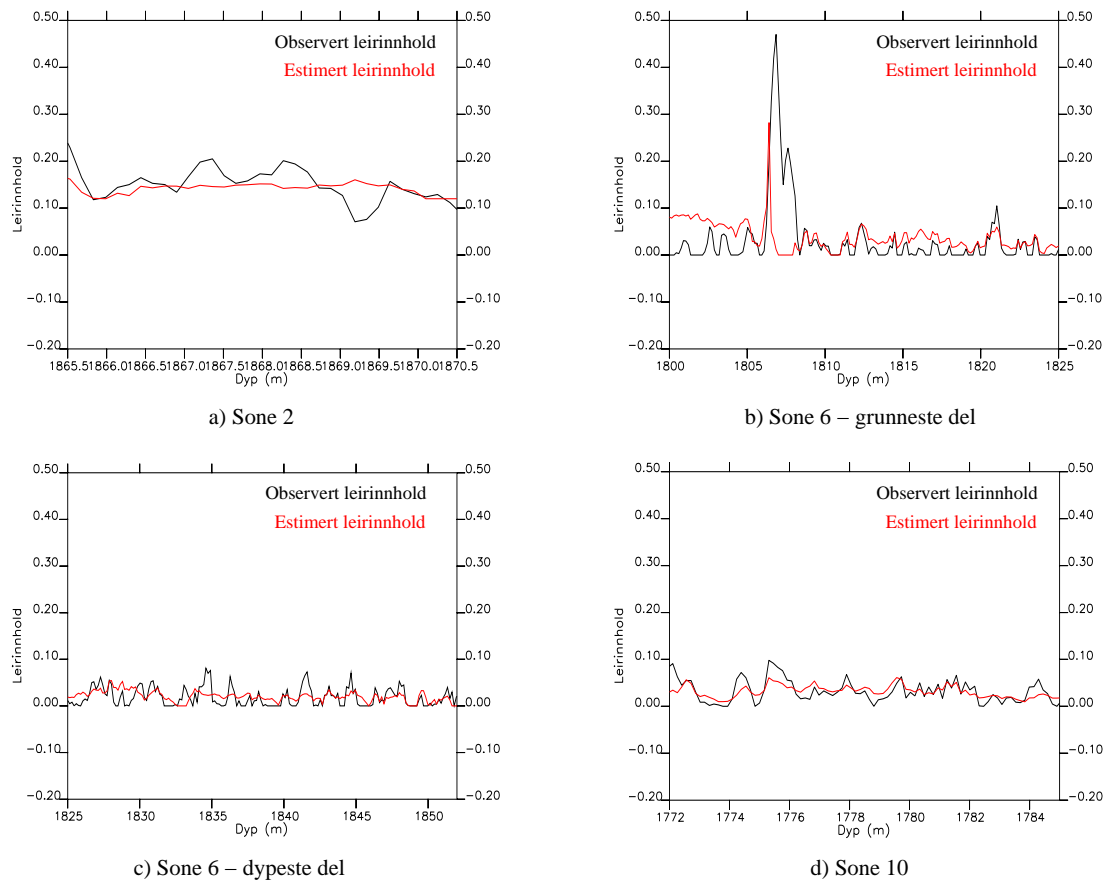
De observerte dataene varierer mellom 7 og 23 prosent, med et gjennomsnittlig leirinnhold på rundt 15 prosent. Leiregenskapene for denne sonen finner vi også for sone 5 - en sone som bare ligger noen meter grunnere. De ulike rammeverkene for sone 2 er gitt i tabell 5.15. Sone 2 er 5 meter dyp. Modellen for denne sonen er ikke så sensitiv for variasjoner, men i gjennomsnitt er estimatet bra. Litologimodellen er listet i tabell 5.5, og i figur 5.16a) vises observert og estimert leirinnhold.

Sone 6

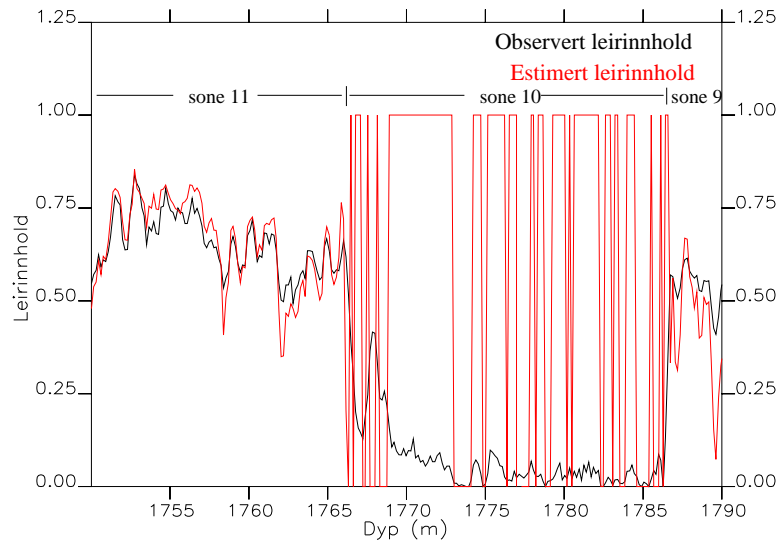
Sone 6 har veldig lavt leirinnhold, mellom 0 og 10 prosent, ser en bort fra utslaget ved 1807 meter dyp (figur 5.16b og c). Vannmetningen øker med dypet, og det samme gjelder for sementeringen. For de 5 grunneste metrene ser vi at modellen overestimerer leirinnholdet, noe som trolig er et resultat av variasjon i fluid og tekstur innad i sonen. Intervallet mellom 1810 og 1825 meter ser ut til å ha best tilpasning til de observerte verdiene, mens de dypeste områdene i sonen er litt mindre sensitiv for variasjonene i leirinnholdet. Ettersom sementeringsgraden øker med dypet innad i denne sonen, er dette et forventet resultat.

Sone 10

Både de observerte og estimerte verdiene varierer mellom 0 og 10 prosent. Estimert registrerer variasjonene i leirinnholdet veldig bra, og trendene tilsvarer de til de observerte dataene (figur 5.16d). Sandsteinene i denne sonen er lite konsoliderte og modellen har 1 prosent kontaktsement for alle leirinnhold. Sand- og leiregenskapene er de samme som for sone 2 og sone 6.



Figur 5.16: Observert og estimert leirinnhold i sandstein sonene.



Figur 5.17: Modellen for sone 9 og 11 brukt på sone 10. Tilpasningen er dårlig.

5.4.6 DEM-modell på sandrike soner

I avsnitt 5.4.1 peker resultatene på at det kun var små mengder strukturell leire i forhold til distribuert leire. Vi har hittil brukt kontakt teorien på de høyporøse sonene og fått gode resultat. Men vi vil også teste ut modellen som gav tilfredsstillende resultat for de lavporøse sonene - DEM-modellen.

Vi har valgt å teste modellen for sone 9 og 11 også på sone 10. Sone 10 er oljemettet og ligger mellom sone 9 og 11. Tross forskjellig porefluid ligger sone 10 mellom to soner som gir tilfredsstillende resultat med denne modellen, og av den grunn velger vi dette som eksempel. Som vi ser av figur 5.17 gir denne modellen dårlig tilpasning til data i sone 10. Tilsvarende resultat får vi om vi anvender modellen på sone 8, som er mindre oljemettet.

Prøver vi å lage en egen DEM-modell for de høyporøse sonene blir også det vanskelig, ettersom det er vanskelig å finne en poregeometri som passer for så pass høyporøse og lite konsoliderte bergarter. Disse observasjonene er med på å rettferdiggjøre valget av kontaktsement teori på disse sonene.

5.4.7 Oppsummering

Følgende observasjoner er gjort:

- Kryssplottene i figur 5.7 og 5.8 anslår at leiren for det meste vil fordele seg i porene. Kontaktteorien er da et naturlig valg når det gjelder modell for de høyporøse bergartene.

- Sone 8 har generelt veldig spredte data, både i porøsitet- og hastighets domenet. Det skyldes trolig varierende vannmetning. Den varierer fra 65 til 95 prosent. Vannmetningen i sone 8 avtar med økende porøsitet. Sonen har liten utstrekning og det er ikke laget en egen modell for denne sonen.
- De ulike sonene har ulik sementeringsgrad. Sementeringsgraden er minst for den grunneste sonen, sone 10. Videre nedover i dypet øker sementeringsgraden.
- Sonene 6 og 10 har like sand- og leiregenskaper. Sone 2 har også like sandegenskaper, men skiller seg ut med annerledes leiregenskaper.
- Fra P-hastighet modellering kan en ikke skille mellom effekter fra sementering og sortering. Sorteringen modelleres med et gjennomsnitt antall kontakter per korn. Dette peker på viktigheten av S-hastighet modellering for å få litologisk informasjon fra seismiske data (Johansen & Drottning, 2001).

Kapittel 6

Prediksjon av hastigheter fra leirinnhold og porøsitet

6.1 Innledning

Dette kapittelet bygger videre på resultatene fra kapittel 5. Vi har nå estimert leirinnhold i hver enkel sone. Fra disse estimerte, samt de observerte leirverdiene skal vi predikere P-hastigheten med dypet. Vi har tilgjengelig observerte P-hastighetsdata, slik at vi kan sammenligne og se hvor god tilpasning prediksjonen gir. Videre predikerer vi også S-hastigheten fra estimert leirinnhold, og sammenligner med observerte data.

Vi skal også ta for oss fluid substitusjon, der vi ser på den seismiske karakteristikken ved å endre på fluidegenskapene. I vårt tilfelle er det nærliggende å konsentrere seg om vann-olje substitusjon, da de reelle dataene kommer fra et oljereservoar.

6.2 Prediksjon av hastighet

Ved å bruke målte verdier for porøsitet og leirinnhold skal vi gjøre den motsatte og mest vanlige transformasjonen - predikere hastigheter i de samme sonene. Vi skal både benytte observert og modellert leirinnhold (fra avsnitt 5.3.1 og 5.4.5) i prediksjonen, slik at vi kan sammenligne resultatene. Modellene er kalibrert for P-hastighet, men vi vil også se på hvilke utslag det gir i S-hastigheten.

C_m og ϕ_m er målte verdier for porøsitet og leirinnhold. Leirinnholdet har vi enten fra estimeringen av leirinnhold fra kapittel 5 eller fra de observerte dataene. Porøsiteten har vi fra de målte dataene. Vi har også tilgjengelig modellen for P-hastighet, som funksjon av porøsitet og leirinnhold. Interpolasjon i modellen får

vi når det målte leirinnholdet, C_m ligger mellom to kjente leirinnhold i modellen (figur 5.1):

$$C_{l-1} < C_m < C_l \quad (6.1)$$

Da vil den predikerte hastigheten være gitt ved:

$$V_{est} = V_{c,l-1}(\phi_m) + \Delta V \frac{C_m - C_{l-1}(\phi_m)}{C_l(\phi_m) - C_{l-1}(\phi_m)}, \quad (6.2)$$

der:

$$\Delta V = V_{c,l-1}(\phi_m) - V_{c,l}(\phi_m). \quad (6.3)$$

$V_{c,l}(\phi)$ representerer modellert hastighet som funksjon av porøsitet med leirinnhold C .

Punktet (V_m, ϕ_m) i $V_p - \phi$ planet i figur 5.1 har et samsvarende punkt i $V_s - \phi$ planet. S-hastigheten predikeres tilsvarende som P-hastigheten, fra ϕ_m og C_m . Her må imidlertid P-hastighetsmodellen byttes ut med en tilsvarende S-hastighetsmodell. Prosedyren er ellers den samme.

6.2.1 Lavporøse soner

I figurene 6.1 og 6.2 er de ulike prediksjonene plottet, og de gjennomsnittlige avvikene fra de observerte verdiene er gitt i tabell A.1 i tillegg A.

Prediksjon av P-hastigheter fra estimerte leirinnhold

I figur 6.1 ser vi P-hastigheten predikert fra estimert leirinnhold (markert med rød farge) i de lavporøse sonene. Sone 1 er den eneste sonen som gir predikert P-hastighet som avviker litt i trenden til den observerte P-hastigheten (figur 6.1a). Gjennomsnittlig avvik mellom de to kurvene er imidlertid likevel mindre enn 30 m/s. I sonene 5, 7 og 11 (figur 6.1b, c og e) er avviket mellom observert og predikert P-hastighet til enhver tid mindre enn 25 m/s, og de ulike trendene fanges veldig godt opp i deres respektive modeller. Kurvene følger hverandre med andre ord meget godt. I sone 9 er avviket minst mellom de to kurvene (figur 6.1d). Avviket er aldri større enn 10 m/s.

Prediksjon av P-hastigheter fra observerte leirinnhold

Også fra det målte leirinnholdet i brønnen predikerer vi P-hastigheten i de skifrige sonene. I figur 6.1 er kurven markert med grønn farge, og vi ser at den skiller seg litt ut fra de to andre kurvene som ligger veldig tett. De predikerte hastighetene i de ulike sonene avviker fra de observerte med 32 - 155 m/s i gjennomsnitt. Prediksjonen i sone 7 ser ut til å gi de beste resultatene (figur 6.1c). Trendene i prediksjonen samsvarer rimelig bra med de observerte data.

Prediksjon av S-hastigheter fra estimerte leirinnhold

I figur 6.2 har vi plottet den predikerte S-hastigheten (fra estimert leirinnhold) i de skifrige sonene med blå farge. Tilpasningen til de observerte hastighetene viser seg å være varierende for de ulike modellene. Modellen for sone 5 er den beste (figur 6.2b), med et gjennomsnittlig avvik på 114 m/s. Verst ut kommer modellen for sone 1, der avviket er på hele 586 m/s (figur 6.2a). Prediksjonen i sonene 7, 9 og 11 varierer fra de observerte data med gjennomsnittlig avvik på henholdsvis 182, 190 og 288 m/s (figur 6.2c, d og e). Felles for alle prediksjonene er at verdiene ligger under de observerte hastighetene.

Prediksjon av S-hastigheter fra observerte leirinnhold

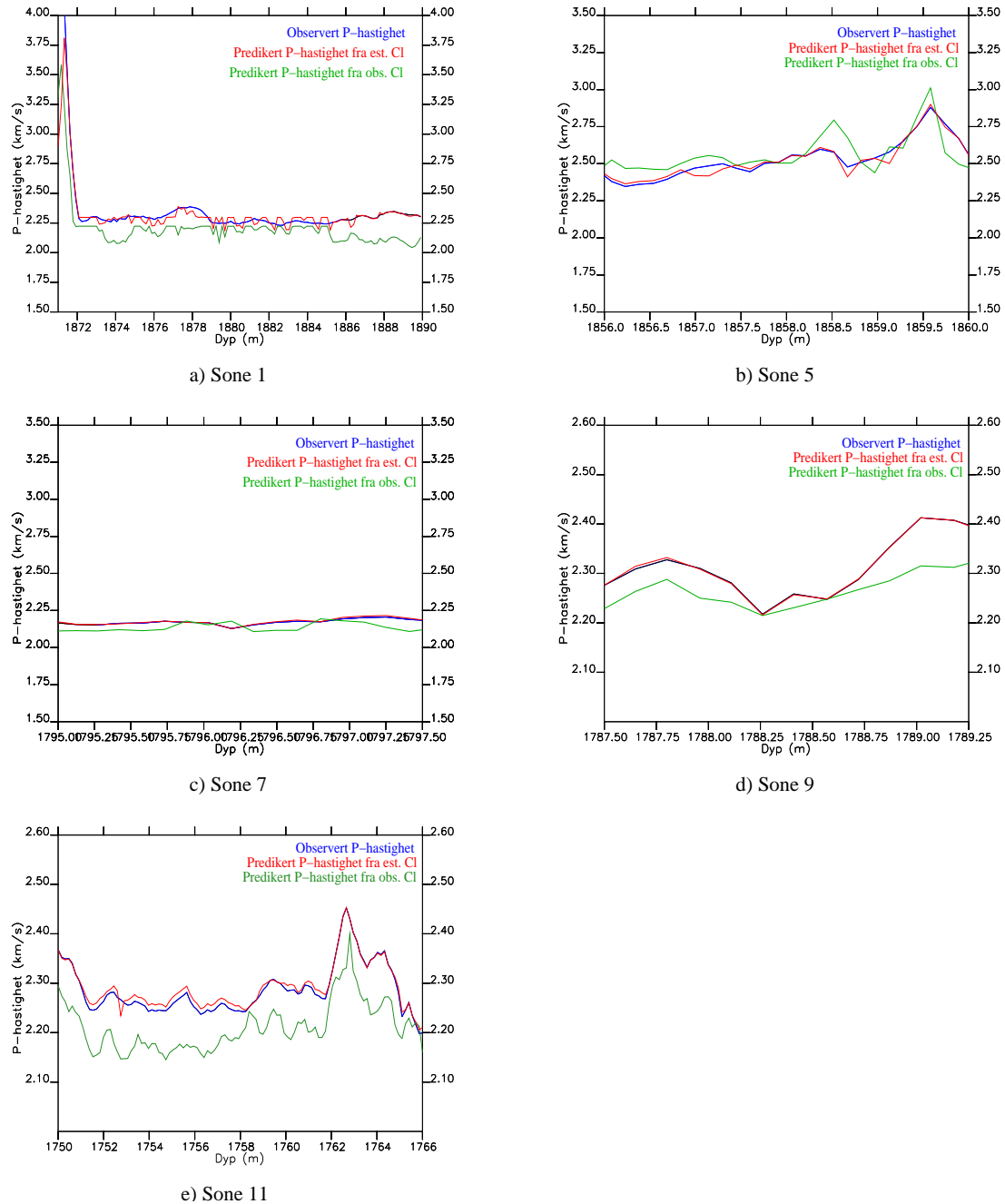
Figur 6.2 viser også de predikerte S-hastighetene beregnet fra det målte leirinnholdet (plottet med rød farge). For sonene 7, 9 og 11 (figur 6.2c, d og e) predikerer modellen hastigheter som ligger i samme intervall som de tidligere predikerte hastighetene (fra estimert leirinnhold). Prediksjonen i sone 1 (figur 6.2a) gir et rimelig godt resultat, sammenlignet med prediksjonen fra estimert leirinnhold, mens modellen overpredikerer hastigheten i sone 5 (figur 6.2b).

6.2.2 Høyporøse soner

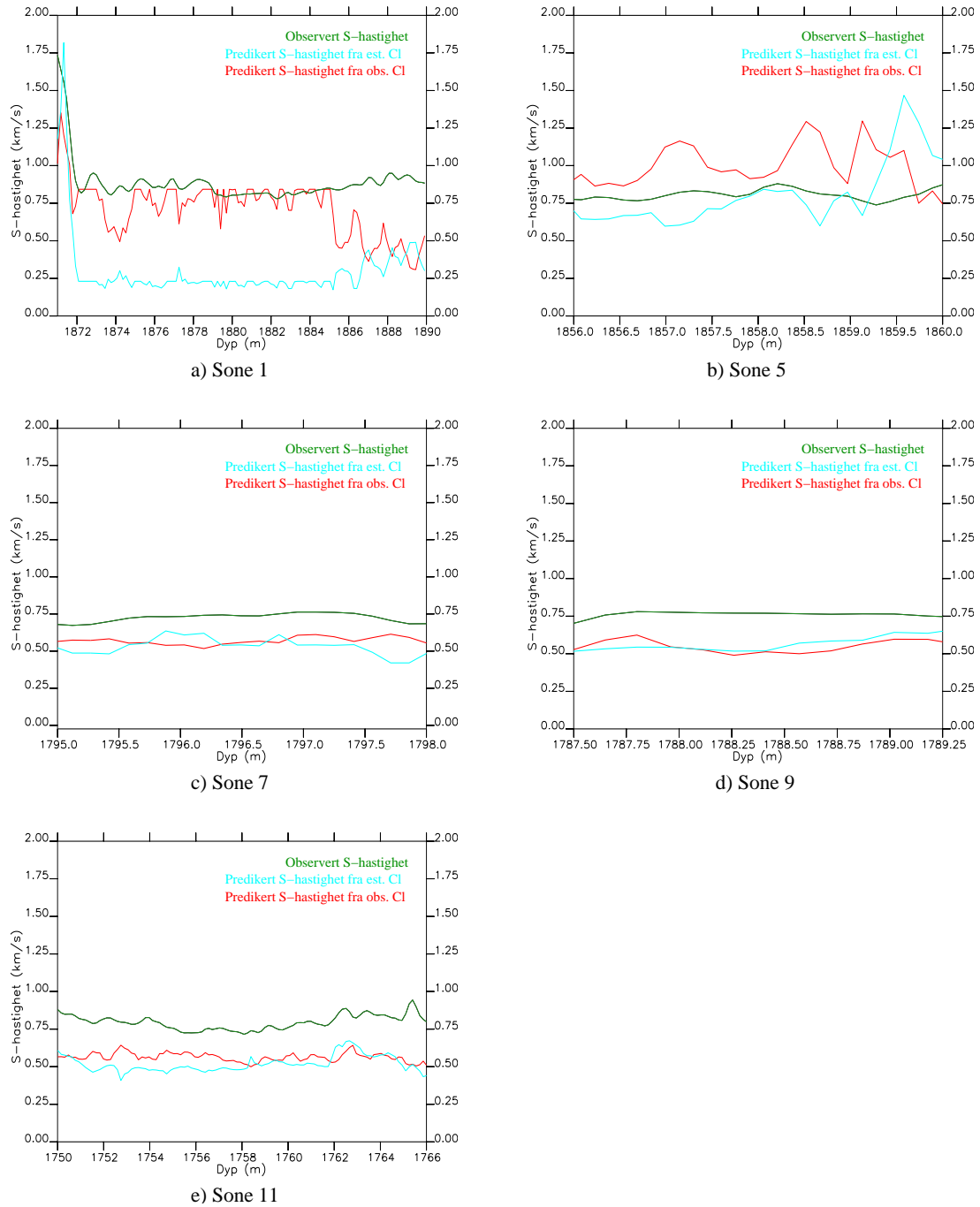
I figurene 6.3 og 6.4 er de ulike prediksjonene plottet, og de gjennomsnittlige avvikene fra de observerte verdiene er gitt i tabell A.1 i tillegg A.

Prediksjon av P-hastigheter fra estimerte leirinnhold

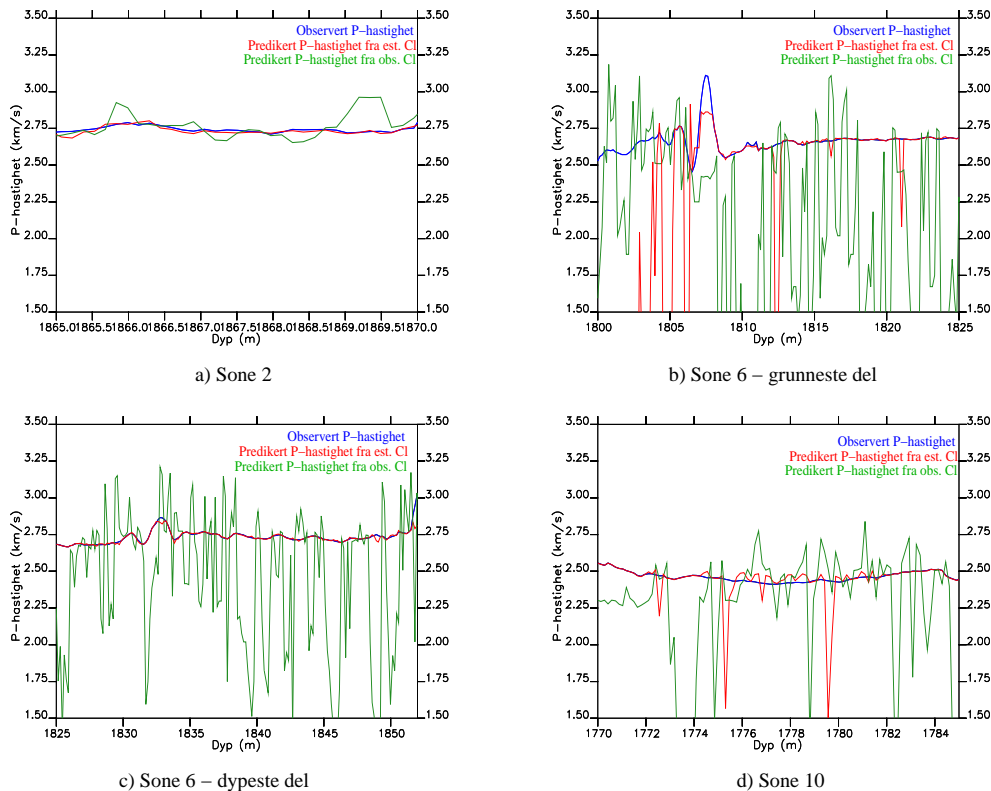
Prediksjonen i P-hastighet fra estimert leirinnhold for de høyporøse sonene er plottet sammen med de observerte P-hastighetene i figur 6.3. Prediksjonen i sone 2 gir et godt resultat (figur 6.3a). Den grunneste delen av sone 6 har en noe dårligere prediksjon (figur 6.3b). Hovedtrenden er god, men markerte utslag i negativ retning gjør prediksjonen dårligere. I intervallet mellom 1800 og 1806



Figur 6.1: Observerte og predikerte P-hastigheter i alle de leirrike sonene.



Figur 6.2: Predikerte S-hastigheter fra estimert leirinnhold.

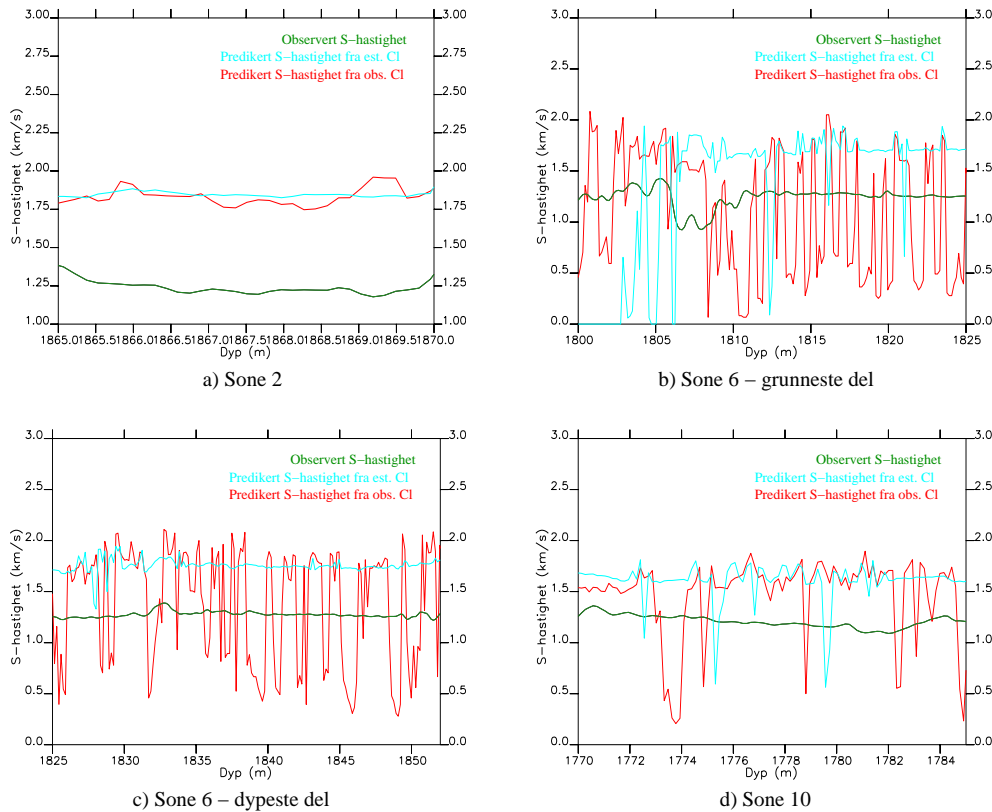


Figur 6.3: Observerte og predikerte P-hastigheter i sandstein sonene.

meter er hastigheten sterkt underpredikert. Dette er et forventet resultat, ettersom leirinnholdet i dette intervallet er overestimert (figur 5.4.5). Dette intervallet er dårligere sementert enn resten av sone 6, og vi skal se nærmere på dette intervallet i analysen av fluid substitusjon i neste avsnitt. Den dypeste delen av sone 6 har gode hastighetsprediksjoner (figur 6.3c), og generelt sett gjelder det samme for prediksjonen i sone 10 (figur 6.3d). Markerte utslag finner en imidlertid i denne sonen også. Det gjennomsnittlige avviket for sonene 6 og 10 er noe høyt nettopp på grunn av de markerte utslagene.

Prediksjon av P-hastigheter fra observerte leirinnhold

Det er kun for sone 2 at CCT-modellen predikerer brukbart resultat fra det observerte leirinnholdet (figur 6.3a). Gjennomsnittlig avvik fra de observerte dataene, er på 26 m/s. Prediksjonen i sone 6 og sone 10 gir resultater som tydelig er påvirket av den voldsomme hastighetsendringen knyttet til kritisk porøsitet (figur 6.3b, c og d).



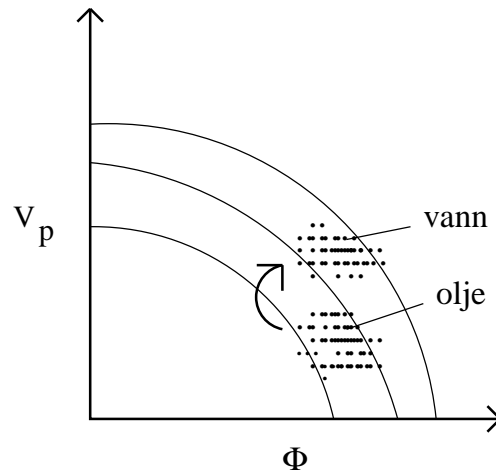
Figur 6.4: Observert og predikert S-hastighet i sandstein sonene.

Prediksjon av S-hastigheter fra estimerte leirinnhold

Figur 6.4 viser de observerte og predikerte S-hastighetene i sandstein sonene. De ulike modellene gir dårlig samsvar med de observerte S-hastighetene. Tilsvarende som for P-hastighets prediksjonen er det også her markerte utslag i negativ retning. Ved en sammenligning med figur 6.3 observeres det at utslagene er i de samme målepunktene /dypene. Felles for alle CCT-modellene er at de overpredikerer S-hastigheten, noe Johansen & Drottning (2001) tidligere har påpekt.

Prediksjon av S-hastigheter fra observerte leirinnhold

Tilsvarende som for P-hastighetsprediksjonen i sandsteinsonene, vil CCT-modellen kun gi reelle S-hastighets prediksjoner i sone 2 (figur 6.4a). Porøsiteten i sonene 6 og 10 er så nær kritisk porøsitet, at hastigheten vil bli svært påvirket, i den forstand at den underpredikeres veldig ofte (figur 6.4b, c og d). Prediksjonen i S-hastighet for sone 2 ligger veldig lavt, sammenlignet med de observerte verdiene i sonen.



Figur 6.5: De to datasamlingene har lik litologi, men ulikt porefluid. Litologimodellen skal være definert slik at en kan erstatte porefluidet i det ene datasettet (for eksempel olje erstattes med vann) og da få tilsvarende data som i det andre datasettet (vann-datasettet).

6.3 Fluid substitusjon

I mange tilfeller vil det være interessant med estimat av hastighetene for andre porefyll enn for det opprinnelige. Har vi to datasett med lik litologi, men ulikt porefluid, skal vi kunne erstatte det ene porefluidet og få sammenfallende data med det andre datasettet (figur 6.5). Videre skal modellen kunne brukes til å se på effekten av porefluidet i andre sammenhenger, der en ikke har et likt litologi-datasett.

I figur 4.1 har vi plottet de observerte dataene, og vi ser to soner med tilsynelatende lik litologi, men med ulike porefluid - sone 6 og 10. Vi fant i figur 5.9 at kun helt øverst i sone 6 er teksturen bortimot lik den i sone 10. Figur 4.5 viser en tilsvarende porøsitet-hastighet kurve som figur 6.5, der hastighetsforskjellen mellom den oljefylte og den vannfylte bergarten er omtrentlig 250 m/s. Denne forskjellen forårsakes av både fluideffekter og tekstureffekter. Disse dataene skal vi nå se videre på, for å teste fluid substitusjon i litologimodellen vår.

I vårt tilfelle skal vi substituere fluidegenskapene fra sone 10 med fluidegenskapene i sone 6 i modellen fra sone 10.

6.3.1 Litologimodell med endret porefluid

Vi bruker nå litologimodellen for sone 10, men med fluidegenskapene fra sone 6 i stedet for egenskapene fra sone 10. Fluidegenskapene til oljen i dette intervallet er svært varierende. Egenskapene som blir brukt i substitusjonen er listet i tabell 5.4. Leirinnholdet er allerede estimert i sone 10, og sammen med porøsiteten

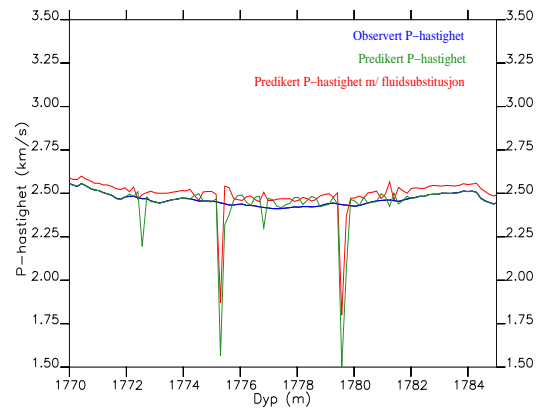
danner de to parametrene grunnlaget for prediksjonen av P-hastigheten med et annet fluid.

I kapittel 5.4.2 fant vi at det øverste intervallet i sone 6 har tilnærmet lik sementering/tekstur som sone 10. Dette fikk vi en bekreftelse på når vi estimerte leirinnholdet, jfr kapittel 5.4.5. Ved å se på modellen for sone 10, både med fluidegenskapene fra sone 6 og 10, kan vi i praksis separere fluideffekten fra tekstureffekten. I figur 6.6 a) ser vi på sone 10. I tillegg til den observerte P-hastigheten, ser vi forskjell i P-hastighetsprediksjonen som følge av ulike fluid. Øverste del av sone 6 vises i figur b). De tre kurvene følger hverandre godt, og P-hastighet fluideffekten er mindre i dette tilfellet. Fluid substitusjonen gir gode resultater, spesielt fra 1802 til 1805 meter, der forskjellen i fluidmetningen i modellen og i dataene er minst. I figur c) vises observert P-hastighet i sone 6, sammen med modellen for sone 10 med de to ulike fluidene. Denne figuren viser i praksis både fluideffekten og tekstureffekten. Forskjellen mellom den grønne og røde kurven markerer fluideffekten og forskjellen mellom den røde og blå kurven gir tekstureffekten. Tekstureffekten er tydelig sterkere enn fluideffekten, som tidligere bekreftet i kapittel 5.4.2.

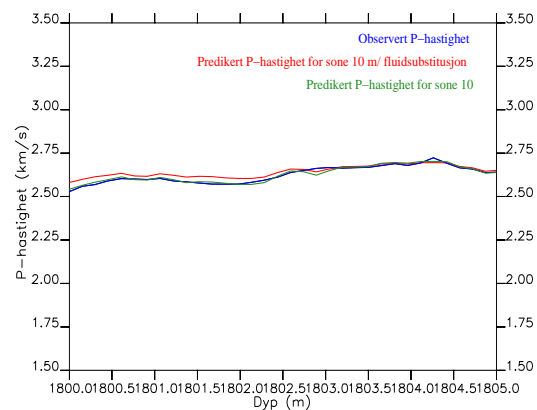
6.4 Oppsummering

En liten oppsummering av resultatene:

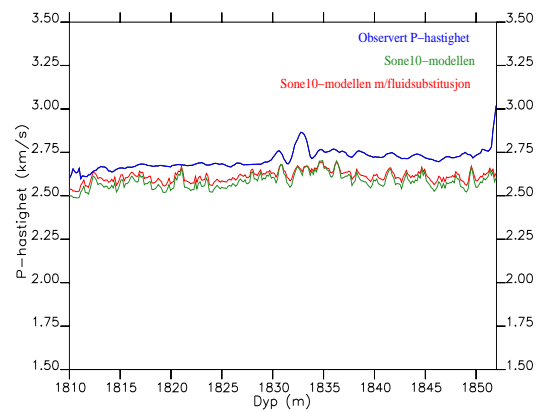
- Prediksjonen av P-hastighet fra estimert leirinnhold i de lavporøse bergartene samsvarer veldig godt med de observerte P-hastighetene. I de høyporøse bergartene gir den tilsvarende prediksjonen noe dårligere resultater, der den generelle trenden samsvarer bra, men der markerte utslag gjør den totale prediksjonen noe dårligere.
- Prediksjonen av P-hastighet fra det observerte leirinnholdet avviker i de skifrige sonene med 32 til 155 m/s fra de målte hastighetene. Tross den noe dårlige prediksjonen, ser det ut til at den predikerte hastigheten har like trender som den målte hastigheten.
- CCT-modellen ser ut til å gi gode resultater i P-hastighets prediksjoner, der sandsteinens porøsiteter ikke grenser opp mot kritisk porøsitet.
- S-hastighetsprediksjonene både fra de estimerte og observerte leirinnholdene og ved både DEM- og CCT- modellen gir dårlige tilpasninger til de observerte verdiene.
- Den øverste delen av sone 6 og sone 10 er to datasett med like litologier, men ulike porefluid. Ved å erstatte det ene porefluidet vil P-hastighetsverdiene sammenfalle med verdiene i det andre datasettet.



a) Sone 10



b) Utsnitt fra sone 6



c) Sone 6

Figur 6.6: a) viser observert og predikert P-hastighet i sone 10. I tillegg vises P-hastigheten med substitusjon av oljeegenskapene fra sone 6. b) viser observert P-hastighet for første del av sone 6, samt modellen for sone 10 med fluidegenskapene til både sone 6 og 10. Til slutt i figur c) vises den bedre sementerte delen av sone 6.

- Ved analyse av fluid substitusjon kan en skille tekstur- og fluideffekten fra hverandre.
- Fluid substitusjon i CCT-modellen fungerer godt i dette tilfellet.

Kapittel 7

Vurdering av estimatene

7.1 Innledning

I dette kapitlet skal vi gjennomgå alle resultatene vi har fått fra modelleringen. Vi skal se på holdbarheten i modellene, hvor gode resultatene er og hva de forteller oss.

Til slutt ser vi på effekter av usikkerhet i input (målte) data for estimeringene. Vi tester da ut sensitiviteten til modellene. Usikkerheten representeres med standardavvik både i P-hastigheten og porøsiteten.

7.2 Vurdering av leirinnhold-estimat

Vi skal se på leirinnholdet i de ulike sonene, og vurdere hvor god tilpasning modellen gir til de observerte data. Først skal vi se på sonene som er modellert med DEM-modellen. Deretter tar vi for oss de CCT-modellerte sonene.

7.2.1 DEM-modellen

Sone 1, 5, 7, 9 og 11 ble modellert med DEM-modellen. De ulike modellene er definert i avsnitt 5.3. Når det gjelder sone 3, strekker den seg bare over ca. 1 meter. På grunn av dens korte utstrekning har vi valgt å ikke modellere i denne sonen. De ulike modellene vurderes under, og de gjennomsnittlige avvikene i de ulike sonene listes i tillegg A.

Sone 1

Modellen for sone 1 er den av DEM modellene som gir størst gjennomsnittlig avvik, på 9.26 prosent. I deler av sonen, med verdier på observert leirinnhold opp mot 100 prosent, er estimatet veldig bra. Med litt mindre leire i bergarten er derimot estimatet sterkt underpredikert.

Skjærfastheten i sanden er veldig lav i denne sonen. Vi oppdaget i avsnitt 5.4.2 at skjærfastheten varierer mye, og er veldig lav, noe som er et kjent fenomen for ukonsoliderte bergarter. Muligens er det et annet mineral i denne komposisjonen i tillegg til kvarts og leirmineraler. En poregeometri med aspektforhold spektrum på 60 prosent for sfæriske porer, skiller seg også ut fra de andre sonene. Det er imidlertid et resultat av den store leirkonsentrasjonen. Ingen av de andre sonene har et så høyt leirinnhold, med tilsvarende stor konsentrasjon av sprekker.

Sone 5

Sone 5 har sandegenskaper som vi også finner i sone 9 og 11. Verdiene er vanlige verdier for kvarts. Leiregenskapene derimot skiller seg fra de andre sonene. Leiren i denne sonen er sterkere, og har mest sannsynlig en annen kilde enn det leirene i de andre sonene har.

Tilpasningen mellom de estimerte og observerte data er jevnt over god, med et unntak i dyp 1858 til 1859 meter. I dette området ligger estimert verdi langt over den observerte. En grunn kan være at det er målefeil i de observerte data. Modellen har ellers god tilpasning.

Mengde sprekker i forhold til sfæriske porer øker med økende leirinnhold i denne sonen. Det gjennomsnittlige avviket er på 6.0 prosent.

Sone 7

Også denne sonen har lave skjærfastheter for sanden i modellen, tilsvarende som i sone 1. En mulig årsak er at det er andre mineraler enn kvarts blandet i sanden, i tillegg til veldig løse sander.

Det gjennomsnittlige avviket i sone 7 er på 5.3 prosent, noe som viser at tilpasningen til de observerte data er bra.

Poregeometrien i sonen er lik for alle leirinnhold.

Sone 9

Modellen for sone 9 gir et avvik på 4.12 prosent. Sonen strekker seg over et lite dybde intervall, men gir uansett et godt estimat. Denne modellen er den

samme som blir brukt for sone 11. Tidsmessig er det to soner som er avsatt etter hverandre, bare adskilt av en høyporøs sandsoner. Sonene representerer trolig samme miljø. At begge sonene kan estimeres fra samme modell er derfor naturlig.

Sone 11

I figur 5.6 ser vi at estimatet av leirinnholdet i sone 11 har trender som følger de reelle data. Estimatet er bra, med et gjennomsnittlig avvik på bare 3.02 prosent.

Når det gjelder riktigheten i denne modellen, kan det diskuteres. At poregeometrien for leirinnhold på 40 og 60 prosent varierer såpass fra resten av leirintervallet, er uvanlig. Som tidligere nevnt, er poregeometrien for bergarter med høyt leirinnhold vanligvis mest representert med mikrosprekker, i forhold til sandstein-er. Dette er ikke tilfellet her. Poregeometrien er listet i tabell 5.1. En forklaring på det problemet kan være, som Marion et al. (1992) påpekte, at sand og leire har forskjellige aspektforhold, og at det i dette tilfellet gir utslag i overgangen mellom sand og leire.

7.2.2 CCT-modellen

Leirinnholdet i sone 2, 6 og 10 ble modellert med CCT-modellen. Modellene er definert i avsnitt 5.4.4. Også for de høyporøse bergartene har vi valgt ikke å lage modeller for alle sonene. Sone 4 har liten utstrekning, mens sone 8 har veldig varierende metningsgrad, og er av disse grunnene utelatt i modelleringen. De gjennomsnittlige avvikene er listet i tabell A.1 i tillegg A.

Sone 2

Figur 5.16 viser et estimert leirinnhold som varierer mindre enn det observerte. Modellen er mindre følsom overfor små endringer. Denne sonen har tilsvarende sementeringsgrad som sone 6, men har likevel en stivere tekstur, ettersom leiregenskapene for denne sonen er stivere. Leiregenskapene er de samme som for sone 5. Like egenskaper for de to sonene er naturlig, ettersom de bare adskilles av et intervall på 3-4 meter. Gjennomsnittlig sementering for denne sonen er på 3 prosent. Avviket i sonen er på 1.0 prosent.

Sone 6

Både vannmetningen og sementeringen øker med økende dyp innad i denne sonen. Dette kommer tydelig fram av estimatet, der modellen overestimerer leirinnholdet i de grunneste 5 metrene i sonen. Det midterste intervallet i sonen har det beste

estimatet, mens for det dypeste intervallet (1825-1852 meter) ser vi antydning til underestimering. Med økende vannmetning og sementering vil hastighetene også øke, og de hastighetene som representerer et gitt leirinnhold ved en gitt porøsitet vil nå være høyere. Modellen med en gjennomsnittlig sementering på 3 prosent passer best for hele sonen. Deles sonen opp ytterligere, kan også estimatet forbedres noe. Det gjennomsnittlige avviket i hele sonen er på 0.5 prosent.

Sone 10

Fra figur 5.9 fant vi at sementeringsgraden i sone 10 er lavere enn i sone 6. Modellen har en sementeringsgrad på 1 prosent for alle leirinnhold, og den gir et godt estimat til de observerte verdiene. Som vi fant fra fluid substitusjonen, gir denne modellen også et godt samsvar med de grunneste metrene i sone 6.

De observerte verdiene varierer mellom 0 og 10 prosent, og alle de små variasjonene fanges godt opp også i estimatet. Avviket har en verdi på kun 0.1 prosent.

7.3 Vurdering av hastighetsprediksjonen

Som ved vurderingen av leirinnhold-estimatet, deler vi også opp hastighetsprediksjonene med hensyn til modell. Prediksjonene basert på DEM-modellen oppsummeres og vurderes adskilt fra prediksjonene basert på CCT-modellen.

7.3.1 DEM-modellen

Prediksjon av hastigheter fra estimerte leirinnhold

P-hastighetsprediksjonen for de lavporøse sonene ble modellert med DEM-modellen (figur 6.1). Vi ser at i sone 1 avviker trendene noe, ved at den predikerte P-hastigheten gir små variasjoner med dypet. For de andre sonene er trendene på de observerte og predikerte hastighetene like. Det gjennomsnittlige avviket for de predikerte hastighetene er listet i tillegg A, og som vi ser, er prediksjonene veldig gode.

Prediksjonen i S-hastighet fra det estimerte leirinnholdet ble noe dårligere (figur 6.2). Vi ser tydelig at DEM-modellen underpredikerer S-hastigheten i alle sonene. Avvikene er listet i tabell A.1 i tillegg A.

Modellen ble kalibrert for P-hastighet for å se hvilke effekter det resulterte i for S-hastigheten. En tydelig observasjon er at S-hastigheten i vårt tilfelle underpredikeres ved bruk av DEM-modellen. Den beste tilpasningen får vi i den sonen

som skiller seg ut fra de øvrige, med hensyn på leiregenskapene. Sone 5 har stivere leiregenskaper, og er også den eneste sonen som har økende konsentrasjon av sprekker med økende leirinnhold i bergarten. Disse parametrene er viktige med hensyn til S-hastighet, ettersom S-hastigheten bare er avhengig av skjærfastheten og tettheten. Skjærfastheten påvirkes, som nevnt tidligere, veldig av leirinnholdet i bergarten. For de øvrige sonene kan muligens Castagna et al. (1985) sin relasjon mellom P- og S-hastigheter gi en bedre prediksjon av S-hastighet.

Ved å predikere P-hastighet fra estimert leirinnhold betyr i praksis “å gå i ring”. Dette gjelder når en bruker den samme modellen både til estimering og prediksjon. Vi valgte likevel å ta det med for å sammenligne resultatene med prediksjonen fra de observerte dataene. Samtidig predikerte vi S-hastigheter fra det estimerte leirinnholdet.

Prediksjon av hastigheter fra observerte leirinnhold

Ved prediksjon av P-hastighet fra det observerte leirinnholdet, blir resultatet merkbart endret i forhold til prediksjonen fra det estimerte (figur 6.1). Avviket i hastighet varierer fra 32 til 155 m/s. Trendene på observert og predikert hastighet med dypet er rimelig like, slik at det i mange tilfeller nærmest er et konstant avvik mellom den predikerte og observerte hastigheten. Modellen registrerer med andre ord variasjonene i hastighet med dypet godt.

Også S-hastighetsmodellen gir trender i hastighetsprediksjonen som sammenfaller med de observerte trendene i brønnen. Figur 6.2 viser at DEM-modellen underpredikerer S-hastigheten med rundt 150 - 250 m/s for alle sonene.

En observasjon vi kan trekke fra plottene er at modellen underpredikerer både P- og S-hastigheten i alle sonene, bortsett fra sone 5. En viktig observasjon er her, som nevnt tidligere, at leiregenskapene i sone 5 skiller seg ut fra de andre, i den forstand at både inkompressibiliteten, skjærfastheten og tettheten har høyere verdier. Leiregenskapene har med andre ord en sterk påvirkning på hastigheten, og spesielt gjelder det for S-hastigheten.

I tilfeller der det er ønskelig med en grov P-hastighetsfordelingen i bergarten, kan modellen benyttes. Er i tillegg de effektive elastiske konstantene kjent, vil trolig modellen gi enda bedre resultater. Modellen bør ikke benyttes i prediksjon av S-hastigheter. For slike tilfeller, bør den i tillegg til P-hastigheten, også kalibreres for S-hastigheten.

7.3.2 CCT-modellen

Prediksjon av hastigheter fra estimerte leirinnhold

For de høyporøse sonene tok vi i bruk CCT-modellen. Også for disse sonene viser prediksjonen i P-hastighet seg å være god. Leirestimatet viste at de øverste metrene i sone 6 ga dårlig tilpasning til de observerte verdiene. Det er et resultat som også merkes i P-hastighetsprediksjonen. Fra 1800-1808 meter underpredikeres hastigheten. Dette intervallet analyserte vi imidlertid i fluid substitusjonen, og vurderingen kommer i avsnitt 7.4.

I figur 6.3b) og d) gir prediksjonen noen markerte utslag i negativ retning. Det er trolig et resultat av at porøsiteten i bergarten nærmer seg kritisk porøsitet. I CCT-modellen faller da hastigheten drastisk, som en ser i figurene 5.12, 5.13 og 5.14. I sone 2 noterer vi oss at dette ikke er et problem. Grunnen er at porøsiteten i denne sonen aldri kommer opp mot kritisk porøsitet. Den generelle trenden for prediksjonen er derimot svært bra for alle sonene. De gjennomsnittlige avvikene i de ulike sonene er listet i tillegg A. De nokså høye verdiene sammenlignet med andre soner skyldes nettopp de markerte utslagene, som får avvikene til å bli mye dårligere.

CCT-modellen overpredikerer S-hastighetene (figur 6.4), noe også Johansen & Drottning (2001) observerte ved modellering av Jotun brønn data. Det er tilsvarende markerte utslag i S-hastighets prediksjonen, som i prediksjonen i P-hastighet.

Som beskrevet i avsnitt 7.3.1, vil estimering av leirinnhold og prediksjon av P-hastighet fra samme modell føre til en "gå i ring"-effekt.

Prediksjon av hastigheter fra observerte leirinnhold

CCT-modellen gir kun reelle verdier i prediksjonen i sone 2 (figur 6.3a og 6.4a). Hastighets prediksjonene fra det observerte leirinnholdet i sone 6 og sone 10 (figur 6.4b, c og d) er et resultat av CCT-modellens voldsomme hastighetsendring når porøsiteten nærmer seg kritisk porøsitet. Prediksjonen i P-hastighet samsvarer rimelig bra med den observerte P-hastigheten i sone 2 (figur 6.3a). S-hastighets prediksjonen derimot overpredikeres kraftig (figur 6.4a).

CCT-modellen ser ut til å gi gode resultater i P-hastighet for sandsteiner der porøsiteten ikke er nær kritisk porøsitet. Modellen bør ikke benyttes i tilfeller der sandsteinene er helt ukonsoliderte, og tilsvarende bør den heller ikke brukes til S-hastighetsprediksjon, noe tidligere analyser også konkluderer med (Johansen & Drottning, 2001).

7.4 Vurdering av porefluid substitusjon

Når en tar for seg porefluid substitusjon, er det to ting en bør være oppmerksom på. Den første er feilen en får ved å anta at det er vann i porene, mens det egentlige porefluidet er hydrokarboner. Det fører til feilberegning i porøsiteten. Porøsiteten beregnes ut fra tettheten (ligning 3.1), som er forskjellig for olje og vann.

Den andre feilen som kan oppstå er hvis en bruker en litologimodell som er beregnet for vann i porene, i stedet for en litologimodell for hydrokarboner. Brukes en vannmodell på en oljesone vil leirinnholdet bli overestimert. Det skyldes at oljesoner har en lavere P-hastighet enn vannsoner med samme porøsitet og leirinnhold.

Begge disse effektene gjør at de seismiske hastighetene kan bli feil. Det som har mest å si er at litologimodellen er riktig, hvis ikke overpredikeres leirinnholdet og S-hastigheten underpredikeres. Dette er effekter vi har tatt hensyn til i vår substitusjon.

7.4.1 Endret porefluid

Analysen av fluid substitusjonen viser seg å være meget bra. Med tilnærmet lik tekstur i to soner med ulikt porefluid, fikk vi en god mulighet til å se på effekten av ulike fluider i porene. I figur 6.6 plottes modellen med de ulike fluidene, og vi ser fra figur a) at modellen passer perfekt for riktig fluid. Med fluidet fra sone 6 overpredikeres P-hastigheten. I figur b) får vi bekreftet antagelsen om tilnærmet lik tekstur i intervallet 1800-1806 som i sone 10. Fluid substitusjonen gir et godt resultat. Prediksjonen i P-hastighet med fluidet fra sone 10 gir også en veldig god tilpasning. Det skyldes nok at sementeringsgraden i dette intervallet ikke er helt lik den i sone 10, og at resultatet påvirkes litt av det. I figur c) ser vi tydelig effekten av ulike fluider, men også effekten av ulik tekstur eller sementering.

Fluid substitusjonen bekrefter mange av våre antagelser. Teksturen øverst i sone 6 og sone 10 er tilnærmet like. I tillegg vil vi praktisk talt skille fluid- og tekstureffektene til en viss grad fra hverandre. Dermed ser vi at tekstureffektene har større innvirkning på hastigheten enn fluidene. Modellen fungerer godt som fluid substitusjonsmodell.

7.5 Usikkerheter

For hvert datapunkt, V_p og ϕ , genererer vi ved Monte Carlo simulering et sett av verdier (her; 1000), som har en nær gaussisk fordeling med middelverdiene

for hastighet $V_{p_{middel}} = V_p$ og for porøsitet $\phi_{middel} = \phi$. Standardavvikene for hastigheten og porøsiteten er gitt ved henholdsvis σ_v og σ_ϕ . For hvert sett av input data, estimeres så et sett av data for leirinnholdet. Estimatet for leirinnholdet gis som middelverdien av estimatene, mens usikkerheten i estimatet gis ved det beregnede standardavviket. Vi har ikke studert hvordan fordelingsfunksjonen for estimatene er.

Til P-hastigheten legges et standardavvik på $\sigma_v = 50$ m/s og et på $\sigma_v = 200$ m/s og tilsvarende legges standardavvik på $\sigma_\phi = 4$ prosent og $\sigma_\phi = 10$ prosent til porøsiteten. Vi tar for oss sone 11, som er en lavporøs sone og sone 6, som er høyporøs.

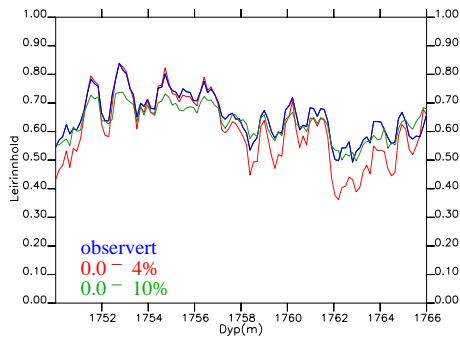
7.5.1 DEM-modellen

I figurene 7.1a) og b) ser vi resultater av usikkerheter i input-dataene for porøsiteten. Med den minste usikkerheten (4 prosent) vil leirestimatet tydelig bli senket litt, noe som gir et veldig godt samsvar i første halvdel av sonen. Den siste delen blir litt underpredikert. Tross et godt estimat, vil den predikerte P-hastigheten samsvare dårlig med den observerte. Med en noe høyere usikkerhet vil leirestimatet også passe godt overens med de observerte dataene, men også her blir hastighetsprediksjonen dårlig. Med usikkerhet både i porøsiteten og hastigheten (figurene 7.1c og d), men der vi varierer usikkerheten i porøsitet, vil vi som for figur 7.1a) få gode leirestimat, men dårlige hastighetsprediksjoner. Når det kun legges til en usikkerhet i hastigheten (figurene 7.1e og f), vil både leirestimatet og P-hastighetsprediksjonen gi resultater tett opp til de tidligere estimerte og predikerte verdiene. Prediksjonen blir nærmest optimal med standardavvik på 50 m/s, mens leirestimatet ser nesten ut til å sammenfalle med det tidligere oppnådde estimatet. Sammenlagt vil vi få en forbedring av de tidligere resultatene. Med standardavvik på 200 m/s vil prediksjonen gi litt for høye hastigheter. Legges det til en usikkerhet i både porøsiteten og P-hastigheten, der en varierer usikkerheten i hastighet, vil vi trolig oppnå det beste leirestimatet (figurene 7.1g). Usikkerheten i porøsiteten vil derimot påvirke P-hastighetsprediksjonen for mye (figurene 7.1h) til at prediksjonen blir bra.

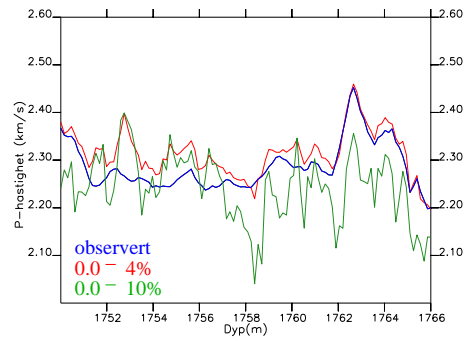
Generelt virker det som om modellen er mest sensitiv når det gjelder porøsiteten. Bare med få prosent standardavvik i porøsiteten, blir P-hastighetsprediksjonen for mye påvirket til at resultatet blir bra.

7.5.2 CCT-modellen

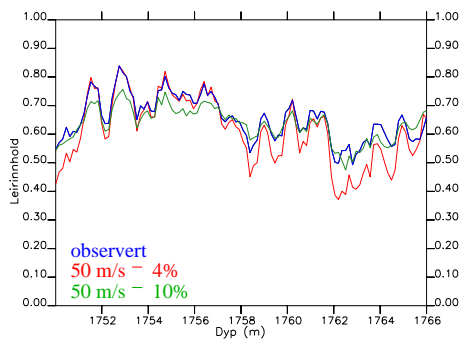
For de høyporøse sandsteinene ser det ut til at modellen er sensitiv for andre forhold. Med en usikkerhet i porøsiteten, vil estimatet få færre variasjoner i



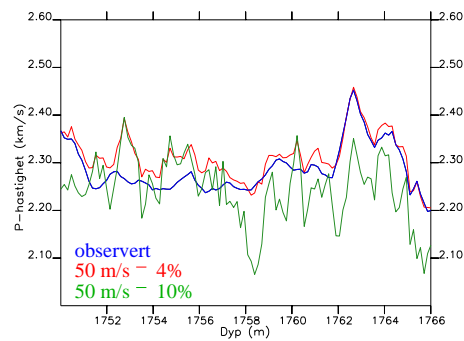
a) Ulike usikkerheter i porøsiteten



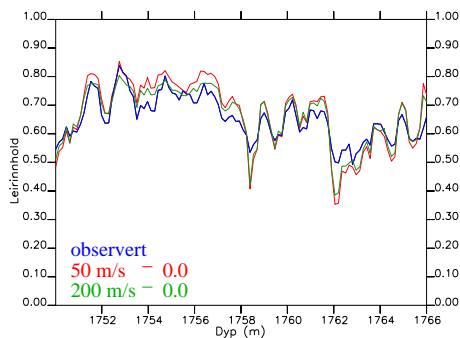
b) Ulike usikkerheter i porøsiteten



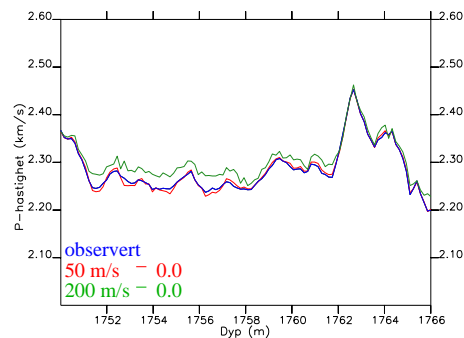
c) Fast usikkerhet i hastighet, ulike usikkerheter i porøsitet



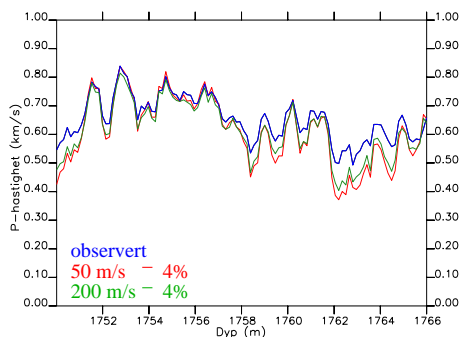
d) Fast usikkerhet i hastighet, ulike usikkerheter i porøsitet



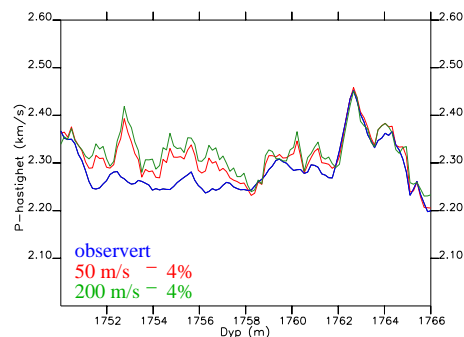
e) Ulike usikkerheter i hastigheten



f) Ulike usikkerheter i hastigheten

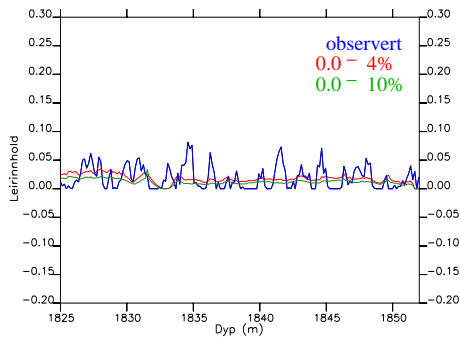


g) Fast usikkerhet for porøsitet, ulike usikkerheter i hastighet

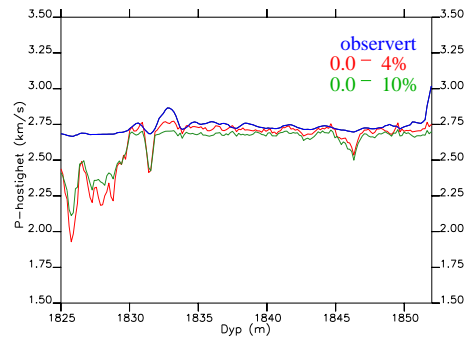


h) Fast usikkerhet for porøsitet, ulike usikkerheter i hastighet

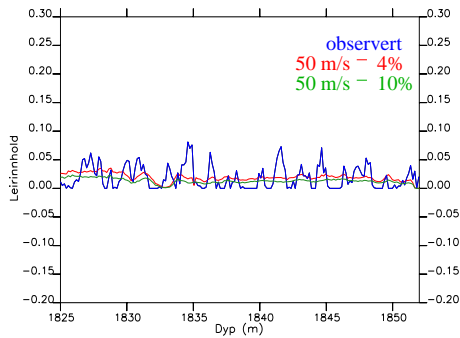
Figur 7.1: Effekten av ulike usikkerheter i input-dataene.



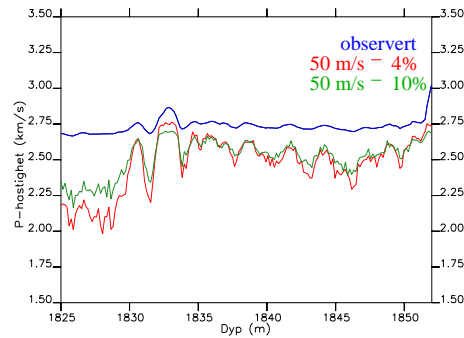
a) Ulike usikkerheter i porøsiteten



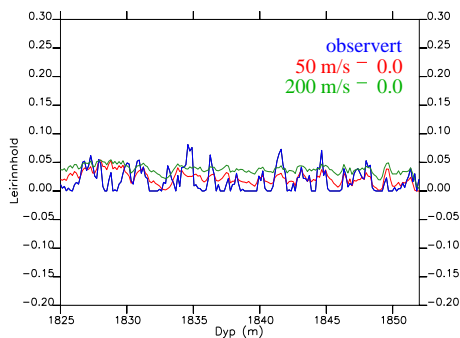
b) Ulike usikkerheter i porøsiteten



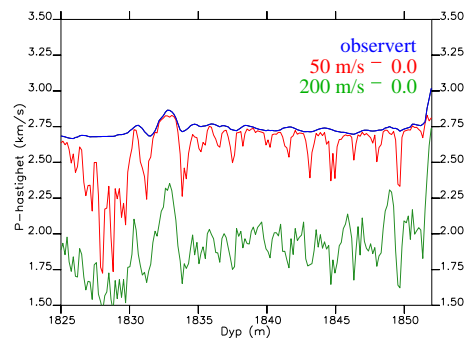
c) Fast usikkerhet i hastigheten, ulike usikkerheter i porøsiteten



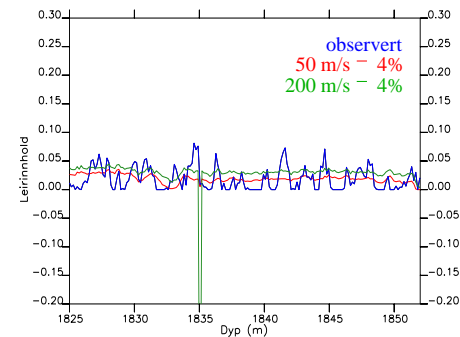
d) Fast usikkerhet i hastigheten, ulike usikkerheter i porøsiteten



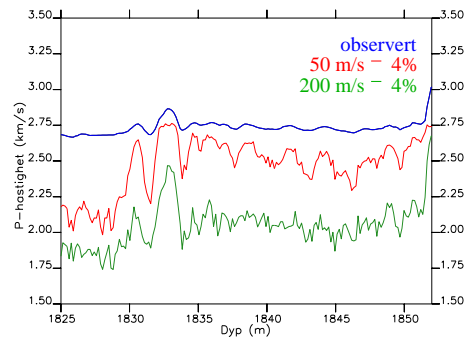
e) Ulike usikkerheter i hastigheten



f) Ulike usikkerheter i hastigheten



g) Fast usikkerhet i porøsiteten, ulike usikkerheter i hastigheten



h) Fast usikkerhet i porøsiteten, ulike usikkerheter i hastigheten

Figur 7.2: Effekten av usikkerheter i input-dataene i sone 6.

leirinnholdet og trendene vil avvike endel fra det observerte leirinnholdet. Prediksjonen vil imidlertid samsvare godt med de observerte P-hastighetene (figurene 7.2a og b). Ved å legge inn et konstant standardavvik i hastigheten og variere standardavviket i porøsitet, ser vi på prediksjonen av hastighet at usikkerheten i hastigheten forverrer resultatet. I figurene 7.2c) og d) ser vi at avviket fra observert hastighet vil være for stort. I figurene 7.2e) og f) vises et mer nyansert leirestimat, men med en hastighetsprediksjon med for mange utslag i negativ retning. Standardavvik på 200 m/s gir i tillegg alt for lave hastigheter i prediksjonen. Inkluderer vi en usikkerhet både i porøsiteten og hastigheten, vil verken estimatet eller prediksjonen gi gode resultater (figurene 7.2g og h).

Generelt vil altså en usikkerhet i porøsiteten gi de beste resultater for denne modellen, mens en usikkerhet i hastighetsdataene får mer alvorlige konsekvenser, på grunn av modellens sensitivitet for P-hastighet.

7.5.3 Sensitivitet i modellene

I figur 7.3 vises de beste resultatene fra inversjonen, plottet sammen med de observerte dataene. I figur a og b vises resultatene fra sone 11, der vi har modellert både med og uten usikkerhet i input-dataene. Tilsvarende plott for sone 6 vises i figur c og d.

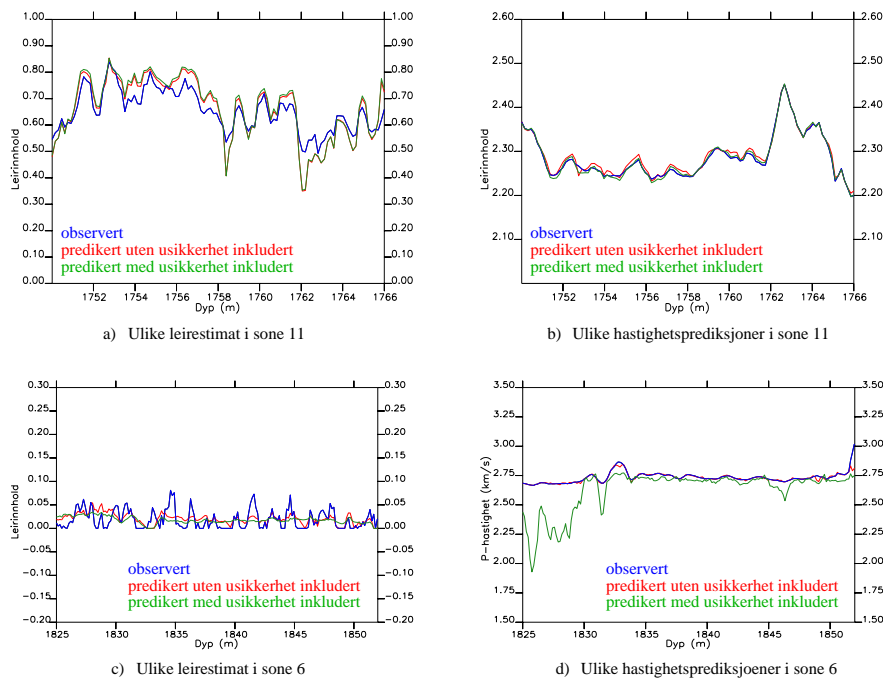
Hastighetsendringen med økende porøsitet er relativ stor ved bruk av DEM-modellen. Usikkerheter i porøsiteten vil gi store forskjeller i hastighet. Tilsvarende vil hastighetsendringen med porøsitet være relativ liten ved bruk av CCT (figur 5.4). Først for porøsiteter helt opp mot kritisk porøsitet vil endringen være stor. Å legge til en usikkerhet i porøsiteten i de CCT-modellerte sonene gir dermed ikke de store utslagene i hastigheten. CCT-modellen er derfor ikke spesielt sensitiv for porøsitetsendringer, men mest sensitiv for hastigheten.

Om en legger til en usikkerhet på 50 m/s i hastigheten vil ikke utslaget i DEM-modellen være stort, ettersom hastighetsintervallet og hastighetsendringen er mye større for DEM-modellen enn for CCT-modellen (bortsett fra porøsiteter nær kritisk porøsitet). En usikkerhet på 50 m/s vil utgjøre en prosentdel som er mye mindre enn det den ville utgjort for CCT-modellen.

7.5.4 Usikkerhet i litologimodellene

Modellene er basert på både beregnede verdier fra observerte data og fra tilpassing ved hjelp av prøving og feiling.

Litologimodellene er laget for bergarter med kun to litologiske komponenter, sand og skifer. Det er derfor usikkert hvordan modellene fungerer i kalksteinsoner eller soner med annen litologi.



Figur 7.3: De beste resultatene med og uten usikkerheter inkludert i input-dataene. For sone 11 gir usikkerhet på 50 m/s i P-hastigheten best resultat, mens for sone 6 passer en usikkerhet på 4 prosent i porøsiteten bra. Likevel vil den opprinnelig modellen - uten usikkerheter - gi best resultat for sone 6.

Begrensningene i DEM og CCT-modellene er beskrevet i kapittel 2.5 og 2.6.

7.6 Oppsummering

Fra vurderingen og analysen av estimatene, porefluid substitusjonen og modellenes sensitivitet får vi mange bekreftelser:

- Resultatene fra de ulike sonene, viser at både DEM- og CCT-modellene håndterer store litologivariasjoner. Leirinnholdet varierer fra 45 til 100 prosent for DEM-modellen og fra 0 til 20 prosent for CCT-modellen. Litologi-modellene fungerer bra med sine respektive porefluid.
- DEM-modellene kan benyttes til å predikere en grov P-hastighetsfordeling i skifre.
- CCT-modellen ser ut til å gi rimelig gode prediksjoner i P-hastighet i svakt konsoliderte sandsteiner. Ukonsoliderte sandsteiner med porøsitet opp mot kritisk porøsitet bør unngås.
- Verken DEM- eller CCT-modellen gir gode prediksjoner i S-hastighet. For bedre resultater bør modellene også kalibreres for S-hastighet.
- De 5 grunneste metrene i sone 6 har en tekstur som er tilnærmet lik tekturen i sone 10. Det resterende intervallet av sone 6 har en stivere tekstur eller er bedre sementert enn sone 10.
- CCT-modellen ga gode resultater fra fluid substitusjonen.
- I dette tilfellet kan vi i praksis skille tekstur- og fluideffektene fra hverandre.
- Tekstureffekter har større innvirkning på bergarten enn det fluideffekter har.
- Ved å se på effekter av usikkerheter i input-dataene, fant vi at CCT-modellen er sensitiv for hastigheten, mens DEM-modellen er sensitiv for porøsiteten. Dette forklarer vi ved å se på hastighetsfordelingen med porøsitet. P-hastigheten i DEM-modellen avtar raskere og mer gradvis enn det CCT-modellen gjør.

Kapittel 8

Oppsummering og konklusjon

Formålet med oppgaven har vært å evaluere en del bergartsmodeller for å estimere sand-skifer forholdet (litologi) fra data. Modellene vi har benyttet er differensielt effektivt medium teori (DEM) og kontakt sement teori (CCT). De reelle målingene vi har hatt tilgjengelig er fra ukonsoliderte eller svakt konsoliderte bergarter.

Fra ulike tester for å finne leirfordelingen i sandsteinene fant vi at leiren fordeler seg hovedsakelig i porene som distribuert leire. I tillegg er det små konsentrasjoner med strukturell leire i sandsteinene. Gradienten på dataene i et hastighet-porøsitet plott (figur 5.10) stemmer også veldig godt overens med denne antagelsen. Kvarssementer gir en mye steilere gradient, og stemmer i så måte ikke med de observerte dataene.

Fra analyse av kornstruktur og tekstur fant vi at de ulike sandstein sonene har forskjellige hastighetsnivå. En tydelig trend er at hastighetene i sandsteinene øker med dypet. Det skyldes trolig at teksturen blir stivere, hvilket kan være et resultat av både varierende sementerings- og sorteringsgrad.

Estimering av leirinnhold basert på P-hastighetsmodeller gir resultater som avviker lite fra de observerte dataene. Modellene er ved hjelp av bestemt poregeometri, sementeringsgrad og lignende forhold tilpasset de observerte dataene vi har tilgjengelig. Generelt ønsker vi å kunne bruke modellene i tilfeller der vi ikke har tilgjengelig målinger av sand/skifer forholdet. Modellene ser ut til å håndtere litologivariasjonene meget bra. DEM-modellen vil sannsynligvis gi gode estimat for leirinnholdet i sandige skifre.

Få andre modeller enn CCT tar hensyn til leirens strukturelle posisjon. Dermed inkluderes diagenetiske effekter i modelleringen. Vi kan da koble bergartsparametre med ulike geologiske parametre, og således lettere indikere avsetningsmiljø, dyp og hvilke diagenetiske prosesser bergarten har gjennomgått. Estimering av leirinnhold med CCT-modellen vil gi gode resultater for sandsteiner. Det er imidlertid viktig å være oppmersom på hastighetsspranget økt sementeringsgrad kan forårsake.

DEM-modellen kan benyttes til å predikere en grov P-hastighetsfordeling i skifre, mens CCT-modellen ser ut til å predikere rimelige P-hastigheter i svakt konsoliderte sandsteiner, der porøsiteten ikke grenser helt opp mot kritisk porøsitet.

S-hastighets prediksjonen for skifre gir lavere verdier enn de observerte for alle sonene. Modellene er kalibrert for P-hastighet. Skal modellen også kunne brukes til prediksjon av S-hastigheter, bør den i tillegg kalibreres for S-hastighet. I vårt tilfelle gir trolig Castagna et al. (1985) sin relasjon mellom P- og S-hastighet et bedre resultat for S-hastighetene (likning 4.1 og figur 4.6).

Som Johansen & Drottning (2001) også peker på, vil prediksjon ved bruk av CCT overpredikere S-hastighetene. CCT-modellen gir derfor kun gode resultater ved bruk av P-hastighet.

Ved å erstatte fluidet fra sone 10 med fluidet fra sone 6 i modellen, bekreftet vi at litologien øverst i sone 6 er tilnærmet lik litologien i sone 10. Dermed ble også tekstureffekten tydelig, ettersom vi nærmest separerte fluid- og tekstureffektene fra hverandre. Vi får her en bekreftelse på antagelsen vår om at teksturen virker sterkere på hastighetene enn det fluidet gjør.

I analysen av fluidsustitusjon gir CCT-modellen gode resultater, og vil trolig kunne brukes i andre tilfeller for å predikere hastighetsendringer som følge av endrede fluidegenskaper.

Vi fant tydelige utslag ved å legge til usikkerheter i input-dataene. Det viste seg at DEM-modellen er sensitiv for porøsitet, mens CCT-modellen er sensitiv for hastighet. Ved feil i porøsiteten (input) for de lavporøse sonene kan modellen gi feile inversjoner. Det samme gjelder for feil input i hastighetsdataene for de høyporøse sonene. Dette er egenskaper med modellene som det er viktig å være klar over for å gjøre en så god inversjon som mulig.

En annen usikkerhetsfaktor under modelleringen er muligheten for mudinvasjon i formasjonen. Det vil oftest føre til at hastigheten blir høyere enn i den opprinnelige formasjonen. Ved modellering er dette ikke tatt hensyn til, og vi har bare brukt rene fluider i porene.

Forslag til arbeid som kunne vært inkludert i et slikt arbeid, men som ligger utenfor rammene for denne oppgaven er å:

- inkludere S-hastigheten i kalibreringen av modellen. Det vil gi en sikrere modell. Spesielt gjelder dette for ukonsoliderte bergarter, ettersom skjærfastheten og dermed S-hastigheten er veldig lav for disse bergartene. Modellen kan da også benyttes i AVO-analyse.
- ha tilgjengelig og analysere plugg og tynnslip fra brønnen. Det ville klargjort og bekreftet/avkreftet antagelsene våre om leirsementering. En annen bekreftelse vi kunne fått ved en slik analyse er hvilken sorteringsgrad vi har i brønnen.

Tillegg A

Hastighetsmodeller og gjennomsnittlige avvik

A.1 Hastighetsmodeller

P- og S-hastighets modellene (tabellene) for de ulike sonene er listet under. For hver sone har vi først gitt P-modellen, deretter S-modellen. Den første linjen angir størrelsen av tabellen, den andre, porøsitetsverdiene og den tredje linjen angir leirinnholdet. Resten av tabellen er P- og S-hastighetene ved de gitte porøsiteter og leirinnhold.

Sone 1

8 6	8 6
0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28	0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28
0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0	0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0
4.953 3.942 3.331 2.904 2.593 2.365 2.198 2.071	2.794 1.677 1.032 0.636 0.388 0.231 0.134 0.075
3.467 2.985 2.660 2.423 2.247 2.113 2.010 1.927	1.535 0.960 0.604 0.376 0.230 0.137 0.080 0.044
2.917 2.582 2.359 2.199 2.078 1.984 1.909 1.848	1.195 0.754 0.476 0.297 0.181 0.108 0.062 0.034
2.595 2.336 2.170 2.052 1.964 1.894 1.837 1.790	1.023 0.647 0.409 0.255 0.155 0.092 0.053 0.029
2.380 2.167 2.036 1.946 1.879 1.826 1.782 1.745	0.916 0.581 0.367 0.229 0.139 0.082 0.047 0.025
2.224 2.044 1.936 1.865 1.813 1.772 1.738 1.709	0.843 0.535 0.338 0.210 0.127 0.074 0.042 0.022

Sone 2

6 5	6 5
0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.39	0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.39
0.11 0.13 0.15 0.17 0.19	0.11 0.13 0.15 0.17 0.19
3.2346 3.1510 3.0589 2.9668 2.8429 1.8101	2.2154 2.1420 2.0603 1.9688 1.8655 0.5963
3.0980 3.0137 2.9211 2.8192 2.7064 1.7998	2.1280 2.0536 1.9711 1.8789 1.7754 0.5842
3.0241 2.9398 2.8476 2.7464 2.6349 1.7871	2.0755 2.0010 1.9186 1.8268 1.7239 0.5697
2.9878 2.9035 2.8116 2.7109 2.6000 1.7798	2.0496 1.9752 1.8930 1.8013 1.6988 0.5625
2.9220 2.8380 2.7465 2.6465 2.5370 1.7672	2.0029 1.9286 1.8464 1.7552 1.6534 0.5495

Sone 5

8 6	8 6
0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28	0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28
0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0	0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0
5.405 4.575 3.971 3.504 3.125 2.814 2.559 2.354	3.352 2.490 1.868 1.407 1.059 0.793 0.589 0.432
4.455 3.824 3.367 3.017 2.735 2.505 2.318 2.168	2.710 2.024 1.526 1.154 0.871 0.654 0.486 0.357
3.892 3.304 2.913 2.629 2.411 2.240 2.106 1.999	2.343 1.670 1.206 0.875 0.632 0.453 0.321 0.223
3.509 3.000 2.666 2.429 2.250 2.112 2.003 1.918	2.100 1.500 1.085 0.788 0.570 0.409 0.289 0.201
3.228 2.761 2.465 2.261 2.113 2.000 1.913 1.845	1.923 1.359 0.974 0.700 0.502 0.356 0.249 0.170
3.011 2.587 2.322 2.144 2.016 1.921 1.849 1.792	1.789 1.266 0.907 0.653 0.468 0.332 0.232 0.159

Sone 6

6 7	6 7
0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.39	0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.39
0.00 0.01 0.02 0.03 0.05 0.06 0.07	0.00 0.01 0.02 0.03 0.05 0.06 0.07
2.6176 2.5887 2.5471 2.5134 1.9587 0.0000	1.6965 1.6747 1.6424 1.6155 0.6302 0.0000
2.8929 2.8648 2.8243 2.7912 2.6705 0.0000	1.8651 1.8451 1.8155 1.7905 1.7097 0.0000
2.8827 2.8426 2.8099 2.7746 2.7365 0.0000	1.8625 1.8333 1.8088 1.7817 1.7517 0.0000
2.8468 2.8144 2.7796 2.7420 2.7010 1.9251	1.8457 1.8214 1.7947 1.7651 1.7321 0.6277
2.7845 2.7522 2.7175 2.6801 2.6394 1.9055	1.7865 1.7625 1.7359 1.7067 1.6740 0.5985
2.5954 2.5624 2.5271 2.4892 2.4482 1.8782	1.6455 1.6204 1.5928 1.5623 1.5284 0.5545
2.2500 2.4891 2.4537 2.4157 2.3748 1.8688	1.5916 1.5661 1.5381 1.5071 1.4728 0.5373

Sone 7

8 6

0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28

0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

4.678 4.255 3.892 3.575 3.295 3.048 2.827 2.632

3.397 3.169 2.963 2.776 2.608 2.457 2.323 2.206

2.913 2.743 2.590 2.451 2.326 2.215 2.117 2.031

2.610 2.406 2.251 2.129 2.032 1.954 1.890 1.838

2.392 2.253 2.138 2.042 1.962 1.896 1.840 1.793

2.224 2.108 2.013 1.934 1.870 1.816 1.772 1.735

8 6

0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28

0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

2.874 2.246 1.765 1.389 1.092 0.855 0.664 0.511

1.617 1.300 1.044 0.835 0.665 0.525 0.411 0.318

1.248 1.010 0.816 0.655 0.523 0.414 0.325 0.251

1.055 0.856 0.693 0.558 0.446 0.353 0.277 0.214

0.931 0.757 0.614 0.495 0.396 0.314 0.246 0.190

0.843 0.687 0.557 0.449 0.359 0.285 0.223 0.173

Sone 9

8 6

0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28

0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

5.405 4.575 3.971 3.504 3.125 2.814 2.559 2.354

3.512 3.160 2.870 2.629 2.429 2.264 2.131 2.023

2.934 2.724 2.540 2.381 2.243 2.126 2.026 1.943

2.603 2.441 2.301 2.181 2.077 1.989 1.915 1.853

2.383 2.229 2.108 2.010 1.930 1.866 1.812 1.768

2.224 2.095 1.995 1.916 1.853 1.801 1.760 1.725

8 6

0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28

0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

3.352 2.490 1.868 1.407 1.059 0.793 0.589 0.432

1.597 1.235 0.954 0.733 0.560 0.424 0.317 0.233

1.217 0.947 0.735 0.567 0.434 0.329 0.246 0.181

1.032 0.805 0.626 0.484 0.371 0.281 0.210 0.154

0.920 0.718 0.559 0.432 0.331 0.251 0.187 0.138

0.843 0.659 0.513 0.397 0.304 0.230 0.171 0.126

Sone 10

6 7

0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.37 0.39

0.00 0.01 0.02 0.03 0.05 0.06 0.07

2.5877 2.5386 2.4983 2.4546 1.6182 0.0000

2.6134 2.5748 2.5329 2.4871 2.4371 0.0000

2.6546 2.6145 2.5710 2.5233 2.4707 0.0000

2.7001 2.6585 2.6132 2.5635 2.5084 1.5930

2.5754 2.5332 2.4873 2.4370 2.3814 1.5700

2.4773 2.4346 2.3883 2.3377 2.2820 1.5536

2.3918 2.3488 2.3024 2.2518 2.1962 1.5377

6 7

0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.37 0.39

0.00 0.01 0.02 0.03 0.05 0.06 0.07

1.7061 1.6744 1.6473 1.6169 0.6396 0.0000

1.7240 1.6988 1.6705 1.6386 1.6024 0.0000

1.7528 1.7264 1.6969 1.6633 1.6251 0.0000

1.7855 1.7580 1.7269 1.6918 1.6515 0.6382

1.6905 1.6624 1.6308 1.5949 1.5539 0.6085

1.6165 1.5879 1.5558 1.5194 1.4778 0.5848

1.5531 1.5241 1.4917 1.4549 1.4130 0.5638

Sone 11

8 6	8 6
0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28	0. 0.04 0.08 0.12 0.16 0.20 0.24 0.28
0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0	0. 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0
5.405 4.575 3.971 3.504 3.125 2.814 2.559 2.354	3.352 2.490 1.868 1.407 1.059 0.793 0.589 0.432
3.512 3.160 2.870 2.629 2.429 2.264 2.131 2.023	1.597 1.235 0.954 0.733 0.560 0.424 0.317 0.233
2.934 2.724 2.540 2.381 2.243 2.126 2.026 1.943	1.217 0.947 0.735 0.567 0.434 0.329 0.246 0.181
2.603 2.441 2.301 2.181 2.077 1.989 1.915 1.853	1.032 0.805 0.626 0.484 0.371 0.281 0.210 0.154
2.383 2.229 2.108 2.010 1.930 1.866 1.812 1.768	0.920 0.718 0.559 0.432 0.331 0.251 0.187 0.138
2.224 2.095 1.995 1.916 1.853 1.801 1.760 1.725	0.843 0.659 0.513 0.397 0.304 0.230 0.171 0.126

Substitusjon-sone

6 7
0.24 0.27 0.30 0.33 0.36 0.39
0.00 0.01 0.02 0.03 0.05 0.06 0.07
2.6187 2.5852 2.5491 2.5101 1.9163 0.0000
2.6531 2.6190 2.5823 2.5426 2.4994 0.0000
2.6902 2.6555 2.6181 2.5777 2.5335 0.0000
2.6926 2.6646 2.6340 2.6002 2.5628 1.8835
2.6084 2.5727 2.5342 2.4925 2.4472 1.8636
2.5120 2.4760 2.4374 2.3957 2.3505 1.8500
2.4279 2.3919 2.3532 2.3116 2.6666 1.8360

A.2 Gjennomsnittlige avvik

For alle sonene har vi regnet de gjennomsnittlige avviket mellom de observerte og estimerte verdiene, både når det gjelder leirinnholdet og hastigheter.

Når det gjelder leirinnholdet er avviket mellom de observerte og estimerte verdiene gitt i tabell A.1a), mens for P-hastigheten predikert fra estimert leirinnhold er de gjennomsnittlige avvikene listet i tabell A.1b). Figur c) gir avviket mellom P-hastighetene predikert fra observert leirinnhold og de observerte hastighetene, mens figur A.1d) og e) gir henholdsvis avvikene i S-hastighet.

Sone 1	Sone 2	Sone 3	Sone 4	Sone 5	Sone 6
9.26	1.1	—	—	6.00	0.5
Sone 7	Sone 8	Sone 9	Sone 10	Sone 11	
5.33	—	4.12	0.1	3.02	—

a) Gjennomsnittlig avvik mellom observert og estimert leirinnhold

Sone 1	Sone 2	Sone 3	Sone 4	Sone 5	Sone 6
28.3	12.6	—	—	21.8	42.2
Sone 7	Sone 8	Sone 9	Sone 10	Sone 11	
4.6	—	1.9	40.7	7.35	—

b) Gjennomsnittlig avvik mellom observert og predikert P-hastighet (fra est. CI)

Sone 1	Sone 2	Sone 3	Sone 4	Sone 5	Sone 6
155.1	26.0	—	—	56.4	437.2
Sone 7	Sone 8	Sone 9	Sone 10	Sone 11	
32.6	—	95.2	199.1	44.61	—

c) Gjennomsnittlig avvik mellom observert og predikert P-hastighet (fra obs. CI)

Sone 1	Sone 2	Sone 3	Sone 4	Sone 5	Sone 6
586.7	609.8	—	—	114.3	619.11
Sone 7	Sone 8	Sone 9	Sone 10	Sone 11	
182.1	—	190.3	428.4	288.5	—

d) Gjennomsnittlig avvik mellom observert og predikert S-hastighet (fra est. CI)

Sone 1	Sone 2	Sone 3	Sone 4	Sone 5	Sone 6
174.9	596.4	—	—	221.1	92.8
Sone 7	Sone 8	Sone 9	Sone 10	Sone 11	
167.3	—	211.8	258.5	231.6	—

e) Gjennomsnittlig avvik mellom observert og predikert S-hastighet (fra obs. CI)

Tabell A.1: Tabellen viser gjennomsnittlig avvik i leirinnhold, P-hastighet og S-hastighet i de ulike sonene i reservoaret. Avvikene oppgis i prosent for leirinnholdet og m/s for P- og S-hastigheten.

Tillegg B

Kobling mellom CCT og EMT

For større porevolum mettet med leire enn 15 prosent, brukes Dvorkins kombinasjon med CCT og EMT. Modellprosedyren er som følger (figur B.1):

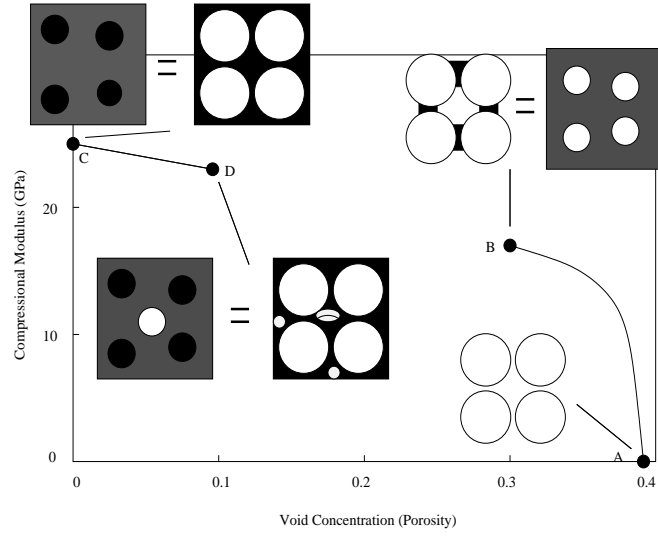
- I et granulær materiale med en sementandel på 0.1-0.15 rundt kontaktene, beregnes de elastiske egenskapene ved hjelp av CCT.
- Videre antas et kontinuerlig vertsmateriale, med volum fraksjon $\phi = \phi_0(1 - S_{Cc})$ med tørre, sfæriske porerom. Vi finner så de elastiske egenskapene til vertsmidiet ved å anta at de effektive medium- modellerte κ og μ er lik de CCT-modellerte.
- Til slutt kan en finne effekten av enhver sementkonsentrasjon ($S_C > S_{Cc}$) ved å bruke en EMT som antar at vertsmaterialet inneholder en volum fraksjon med leirinkluderinger og med tørre inkluderinger ($\phi = \phi_D + \phi_C$). Nå definerer vi de effektive elastiske modulene ved $\kappa_{emt}(\phi_D, \phi_C)$ og $\mu_{emt}(\phi_D, \phi_C)$.

B.0.1 CCT og Berrymans SC-modell

Koblingen som er brukt i denne oppgaven er med (Berryman, 1980) sin modell. Vi gjennomgår prosedyren under:

Steg 1: CCT

De effektive kompresjon (M_{cct}), bulk (K_{cct}) og skjær (G_{cct}) modulene til en tilfeldig tett pakke med identiske sfærer, sementert ved kontaktene er:



Figur B.1: Foreslått løsningskjema. A ; usementert sfærisk pakke med ingen stivhet. B ; pakke bestående av et lite volum med kontaktsement, hvor modulene er kalkulert fra CCT. Modulene av det hypotetiske matriksmaterialet er funnet fra SC. C ; komplett sementert matriks- og sfære-pakke. D ; matriks- og sfære-pakke med porøsitet. Grafen (kompresjonsmodulen versus porøsitet) er gitt for epoxy-sementert glass beads. Alle tegningene er skjematiske og er derfor ikke tverrsnitt av en tett tilfeldig sfærisk pakke.

$$K_{cct} = \frac{n(1-\phi_o)}{6} M_c S_n \quad (\text{B.1})$$

$$G_{cct} = \frac{3}{5} K_{cct} + \frac{3n(1-\phi_o)}{20} G_c S_\tau \quad (\text{B.2})$$

$$M_{cct} = K_{cct} + \frac{4}{3} G_{cct} \quad (\text{B.3})$$

hvor M_c og G_c er kompresjon- og skjærfasthetene til sementen; ϕ_o er porøsiteten til den usementerte pakken og n er gjennomsnittstallet på hvor mange kontakter hvert korn har.

Parametrene S_n og S_τ er:

$$S_n = A_n(\Lambda_n)\alpha^2 + B_n(\Lambda_n)\alpha + C_n(\Lambda_n), A_n(\Lambda_n) = -0.024153\Lambda_n^{-1.3646}, \quad (\text{B.4})$$

$$B_n(\Lambda_n) = 0.20405\Lambda_n^{-0.89008}, C_n(\Lambda_n) = 0.00024649\Lambda_n^{-1.9864}, \quad (\text{B.5})$$

$$S_\tau = A(\Lambda_\tau, v)\alpha^2 + B_\tau(\Lambda_\tau, v)\alpha + C_\tau(\Lambda_\tau, v), \quad (\text{B.6})$$

$$A(\Lambda_\tau, v) = -10^{-2}(2.26v^2 + 2.07v + 2.3)\Lambda_\tau^{0.079v^2+0.1754v-1.342}, \quad (\text{B.7})$$

$$B_\tau(\Lambda_\tau, v) = (0.0573v^2 + 0.0937v + 0.202)\Lambda_\tau^{0.0274v^2+0.0529v-0.8765}, \quad (\text{B.8})$$

$$C_\tau(\Lambda_\tau, v) = 10^{-4}(9.654v^2 + 4.945v + 3.1)\Lambda_\tau^{0.01867v^2+0.4011v-1.8186}, \quad (\text{B.9})$$

$$\Lambda_n = \frac{2G_c(1-v)(1-v_c)}{\pi G} \frac{1-v_c}{1-2v_c}, \quad \Lambda_\tau = \frac{G_c}{\pi G}, \quad (\text{B.10})$$

hvor G og v er skjærfasthet og Poissons forhold til korn materialet, og v_c er Poissons forhold til sementen. Parameteren α er:

$$\alpha = 2 \left[\frac{\phi_0 - \phi}{3_n(1 - \phi_0)} \right]^{0.25}. \quad (\text{B.11})$$

ϕ er porøsiteten til det sementerte aggregatet. Den porøsiteten er mindre enn ϕ_0 , da sementen fyller mer av porerommet i den sfæriske pakken.

Steg 2: SC

Hvis modulene K_s og G_s til det hypotetiske matriksmaterialet er kjent, predikerer den selvkonsistente approksimasjonen for sfæriske inklusjoner i porer med konsentrasjon ϕ , at K_{cct} og G_{cct} er gitt ved:

$$\frac{1}{K_{cct} + \frac{4}{3}G_{cct}} = \frac{1 - \phi}{K_s + \frac{4}{3}G_{cct}} + \frac{\phi}{\frac{4}{3}G_{cct}} \quad (\text{B.12})$$

$$\frac{1}{G_{cct} + Z} = \frac{1 - \phi}{G_s + Z} + \frac{\phi}{Z} \quad (\text{B.13})$$

$$Z = \frac{G_{cct}(9K_{cct} + 8G_{cct})}{6(K_{cct} + 2G_{cct})} \quad (\text{B.14})$$

Man finner K_{cct} og G_{cct} , når K_s og G_s er kjent. Vi har fra steg 1 uttrykk for K_{cct} og G_{cct} og løser to ligninger istedenfor.

Steg 3 og 4: SC

Modulene K_{fill} og G_{fill} til matrisen, hvor alle inklusjonene (med konsentrasjon ϕ) er fylt med sement, kan en finne fra:

$$(1 - \phi)(K_s - K_{fill})P_s + \phi(K_c - K_{fill})P_c = 0, \quad (\text{B.15})$$

$$(1 - \phi)(G_s - G_{fill})Q_s + \phi(G_c - G_{fill})Q_c = 0, \quad (\text{B.16})$$

hvor

$$P_s = \frac{K_{fill} + \frac{4}{3}G_{fill}}{K_s + \frac{4}{3}G_{fill}}, P_c = \frac{K_{fill} + \frac{4}{3}G_{fill}}{K_c + \frac{4}{3}G_{fill}}, \quad (\text{B.17})$$

$$Q_s = \frac{G_{fill} + Z}{G_s + Z}, Q_c = \frac{G_{fill} + Z}{G_c + Z}, Z = \frac{G_{fill}(9K_{fill} + 8G_{fill})}{6(K_{fill} + 2G_{fill})}. \quad (\text{B.18})$$

Nå kalkulerer vi modulene (K_{eff} og G_{eff}) av samme matrisen hvor noen av inklusjonene er fylt med sement, og noen er tomme. Hvis konsentrasjonen med de tomme inklusjonene er ϕ_e , er konsentrasjonen med de sementerte inklusjonene $\phi - \phi_e$ fordi volum fraksjonen til matrisen er fremdeles $1 - \phi$. De ønskede modulene finner en fra:

$$(1 - \phi)(K_s - K_{eff})P_s + (\phi - \phi_e)(K_c - K_{fill})P_c - \phi_e K_{eff} P_0 = 0, \quad (\text{B.19})$$

$$(1 - \phi)(G_s - G_{eff})Q_s + (\phi - \phi_e)(G_c - G_{fill})Q_c - \phi_e G_{eff} Q_0 = 0, \quad (\text{B.20})$$

hvor

$$P_s = \frac{K_{eff} + \frac{4}{3}G_{eff}}{K_s + \frac{4}{3}K_{eff}}, P_c = \frac{K_{eff} + \frac{4}{3}G_{eff}}{K_c + \frac{4}{3}G_{eff}}, P_0 = \frac{K_{eff} + \frac{4}{3}G_{eff}}{\frac{4}{3}G_{eff}}, \quad (\text{B.21})$$

$$Q_s = \frac{G_{eff} + Z}{G_s + Z}, Q_c = \frac{G_{eff} + Z}{G_c + Z}, Q_0 = \frac{G_{eff} + Z}{Z}, Z = \frac{G_{eff}(9K_{eff} + 8G_{eff})}{6(K_{eff} + 2G_{eff})}. \quad (\text{B.22})$$

Bibliografi

- AVSETH, P. (2000). Combining rock physics and sedimentology for seismic reservoir characteriazation of North Sea turbidite systems. Ph.D. diss., Stanford University, 181 pp.
- BATZLE, M. OG WANG, Z. (1992). Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, **57**(11), 1396–1408.
- BERGE, P. A., FRYER, G. J., OG WILKENS, R. H. (1992). Velocity- Porosity Relationships in the Upper Oceanic Crust: Theoretical Considerations. *Geophysical Research*, **97**(B11), 15239–15254.
- BERRYMAN, J. G. (1980). Long-wavelength propagation in composite elastic media. ii. ellipsoidal inclusions.. *J. Acoustical Society of America*, **68**, 1809–1831.
- BIOT, M. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I Low Frequency Range. *J. Acoustical Society of America*, **28**(2), 168–178.
- BIOT, M. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II Higher Frequency Range. *J. Acoustical Society of America*, **28**(2), 179–191.
- BOGGS, S. J. (1995). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (Second edition). Prentice-Hall Inc. New Jersey, 774 pp.
- BREVIK, I. (2000). A rock model for explaining density-compressional wave velocity relations in North Sea shales. Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Abstract, 4 pp.
- CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L., OG EASTWOOD, R. L. (1985). Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks. *Geophysics*, **50**(2), 571–581.

- CHRISTENSEN, N. I. OG WANG, H. F. (1985). The influence of pore pressure and confining pressure on dynamic elastic properties of Berea Sandstone. *Geophysics*, **50**, 207–213.
- DVORKIN, J., MAVKO, G., OG HEZHU, Y. (1994). Effective properties of cemented granular materials. *Mechanics of Materials*, **18**, 351–366.
- DVORKIN, J., MAVKO, G., OG NUR, A. (1991). The effect of cementation on the elastic properties of granular material. *Mechanics of Materials*, **12**, 207–217.
- GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., OG GREGORY, A. R. (1974). Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, **39**(6), 770–780.
- GASSMANN, F. (1951). Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, **16**, 673–685.
- GODDARD, J. D. (1977). An elastodynamic theory for the rheology of concentrated suspensions of deformable particles. *Proc. R. Soc. Lond.*, **A430**, 105–131.
- HAN, D. OG BATZLE, M. (2000). Velocity, Density and Modulus of Hydrocarbon Fluids - Empirical Modelling. *Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Abstract*, 4pp.
- HAN, D., NUR, A., OG MORGAN, D. (1986). Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, **51**(11), 2093–2105.
- HILL, R. (1965). A self-consistent mechanics of composite materials. *Journal of Mechanics Physical Solids*, **13**, 213–222.
- JOHANSEN, T. A. (1998). Evaluering av 6 modeller for prediksjon av litologi- og reservoarparametre fra akustiske data. del i: numeriske studier. Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitetet i Bergen, 32 pp.
- JOHANSEN, T. A. (2001). Seminarserie: Bergartsfysikk. Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitetet i Bergen, 99 pp.
- JOHANSEN, T. A. OG DROTTNING, A. (2001). Seismic properties of high-porous, unconsolidated and consolidated sandstones. SRC Report No.00-003, Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitetet i Bergen, 23 pp.
- KANESTRØM, R. (1991). Reservoar Geofysikk. Norsk Hydro, 330pp.
- KUSTER, G. OG TOKSÖZ, M. (1974). Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part i and ii. Theoretical formulations. *Geophysics*, **39**, 587–606.

- MARION, D., NUR, A., YIN, H., OG HAN, D. (1992). Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, **57**, 554–563.
- MAVKO, G., MUKERJI, T., OG DVORKIN, J. (1996). *Rock Physics Handbook*. Rock Physics Laboratory.
- MUKERJI, T., MAVKO, G., MUJICA, D., OG LUCET, N. (1995). Scale-dependent seismic velocity in heterogeneous media. *Geophysics*, **60**(4), 1222–1233.
- MURPHY, M. (1982). Effects of Microstructure and Pore Fluids on the Acoustic Properties of granular sedimentary material. Ph.D diss., Stanford University.
- NEMEC, W. (1991). Principle of Petroleum Reservoir Engineering. Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen, 117 pp.
- POUPON, A., CLAVIER, C., DUMAOIR, J., GAYMARD, R., OG MISK, A. (1970). Log analysis of sand-shale sequences: a systematic approach. *Journal of Petroleum Technology*, **22**, 867–881.
- RAYMER, L. L., HUNT, E. R., OG GARDNER, J. S. (1980). An improved sonic transit-time-porosity transform. Soc. Prof. Well Log Analysts, 21th Annual Logging Symposium Transactions, Paper P.
- REUSS, A. (1929). Berechtigung der fließgrenze von Mischkristallen auf Grund der Plastizitätsbedingung für ein Kristalle. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik aus Mechanik*, **9**, 49–58.
- SAMS, M. S. OG ANDREA, M. (2001). The effect of clay distribution on the elastic properties of sandstones. *Geophysical Prospecting*, **49**, 128–150.
- SHENG, P. (1990). Effective medium theory of sedimentary rocks. *Physical Review B*, **41**(7), 4507–4512.
- SHERIFF, R. E. OG GELDART, L. P. (1983). *Data processing and interpretation: Cambridge University Press*, Vol. 2.
- TATHAM, R. H. (1982). V_p/V_s and lithology. *Geophysics*, **47**(3), 336–343.
- THOMAS, E. C. OG STIEBER, S. J. (1975). The distribution of shale in sandstones and its effect upon porosity. 16th Annual Logging Symposium, SP-WLA. paper T.
- TOKSÖZ, M. N., CHENG, C. H., OG TIMUR, A. (1976). Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, **41**, 621–645.
- TORGERSEN, E. (1999). Integrert geologisk og seismisk modellering. Institutt for den Faste Jords Fysikk, Universitetet i Bergen.

- TOSAYA, C. A. (1982). Acoustical properties of clay-bearing rocks. Ph.D diss., Stanford University.
- VOIGT, W. (1928). *Lehrbuch der Kristallphysik*. Teubner.
- WANG, Z. OG NUR, A. (1992). Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks. *Soc. Expl. Geophys.*, **2**, 1–35.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R., OG GARDNER, L. W. (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, **21**(1), 41–69.
- XU, S. OG WHITE, R. E. (1995). A new velocity model for clay-sand mixtures. *Geophysical Prospecting*, **43**, 91–118.