



(12) SØKNAD

(11) 20190570

(13) A1

NORGE

(19) NO

(51) Int Cl.

G01V 1/28 (2006.01)

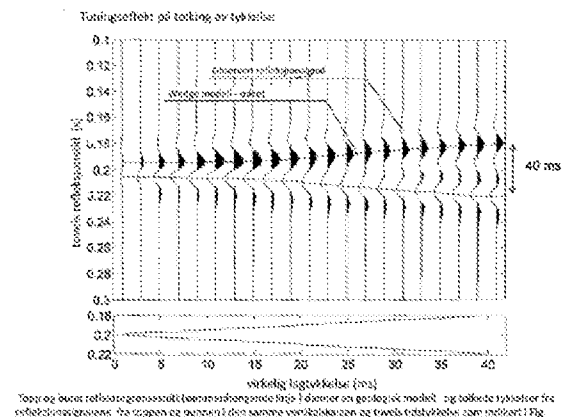
G01V 1/30 (2006.01)

## Patentstyret

(21)	Søknadsnr	20190570	(86)	Int.inng.dag og søknadsnr	2009.09.03 PCT/NO2009/000308
(22)	Inng.dag	2019.05.02	(85)	Videreføringsdag	2019.05.02
(24)	Løpedag	2009.09.03	(30)	Prioritet	2008.09.05, GB, 0816241.4
(41)	Alm.tilgj	2011.06.06			
(62)	Avdelt fra	20110515, 2011.04.04			
(71)	Innehaver	Statoil Petroleum AS, Forusbeen 50, 4035 STAVANGER, Norge			
(72)	Oppfinner	Espen Oen Lie, Bønnesberget 12, 5152 BØNES, Norge			
(74)	Fullmektig	PLOUGMANN VINGTOFT, Postboks 1003 Sentrum, 0104 OSLO, Norge			

- (54) Benevnelse **Fremgangsmåte for kvantitativt å gjøre et tykkelsesestimert av tynde geologiske lag basert på seismiske refleksjonssignaler i et frekvensdomene**
- (57) Sammendrag

Oppfinnelsen er en fremgangsmåte for å estimere tykkelsen av et geologisk lag (L), fremgangsmåten omfatter trinnene: (a) å velge seismisk refleksjonsfeltdata fra et undergrunns dybdeintervall av interesse; (b) å tilveiebringe et flertall av geologiske modeller som har forskjellig lagtykkelser og tilveiebringe respektive modellresponsen fra dette flertallet av geologiske modeller; (c) å sammenligne et frekvensspektrum av de seismiske refleksjonsfeltdata med hvert av frekvensspektraene til modellresponsene for å utlede sammenligningsdata assosiert med de forskjellige lagtykkelsene til modellene; og (d) å utlede en modell av lagtykkelsene fra sammenligningsdataene som er indikativ for tykkelsen av det geologiske laget.



Gjeldende oppfinnelse relateres til en fremgangsmåte for kvantitativt å estimere tykkelsen av et begravd geologisk lag.

- 5 Gjeldende oppfinnelse relateres generelt til en fremgangsmåte for å lage et tykkelsesestimat av en begravd geologisk lag basert på seismiske refleksjonssignaler. Mer spesielt relaterer fremgangsmåten seg til å estimere tykkelsen av tynne geologiske lag som utnytter refleksjonssignalenes frekvensdomeneegenskaper i stedet for å tolke tynne geologiske lag s tykkelse basert på tidsdomenesignalet alene.

10

### **Innledning**

I geofysikk er det ønskelig å tolke geologiske lags tykkelse. Slike tykkelser er vanligvis uttrykt ved enten refleksjonstidsdifferanse  $\Delta t$  mellom toveis refleksjonstid mellom topp og

15 bunn av laget

$$\Delta t = t_{\text{bottom}} - t_{\text{top}}$$

Tykkelsene av interesse kan enten være en tykkelse av geologisk lag i et potensielt eller

20 bekreftet petroleumsreservoar, en tykkelse av en gassone i toppen av et slikt petroleumsreservoar, en oljesonetykkelse i et petroleumsreservoar, eller tykkelsen av et hvilket som helst annet geologisk lag. Å finne tykkelsen av et tykt enhetlig geologisk lag er enkelt fra tidsdomene refleksjonsdata helt enkelt ved å velge topp- og bunnrefleksjonen når de er klart separerte, og beregne tidsdifferansen.

25

Problemet som skal adresseres av denne oppfinnelsen oppstår når tykkelsen av laget indikert i de seismiske data er tynt, at laget har en tykkelse sammenlignbar med et såkalt tuning-tykkelse under hvilket den tolkede tykkelsen blir tykkere enn den virkelige tykkelsen.

30 Fig. 1a er en illustrasjon av tuning-effekten på tolkingen av tykkelse. En horisontal geologisk wedge-modell som illustrert av den sammenhengende linjen i Fig. 1a er sentrert i fig. 1a på 200 ms toveis refleksjonstid illustrert ved dens topp og bunn refleksjoner. Abscissen indikerer den virkelige tykkelsen av laget til modellen. Det er tydelig at det for den tykkere porsjonen av wedgen, mellom 25 og 40 ms twt, er en god korrespondanse mellom tolket tykkelse som

illustrert med den prikkete linjen og den virkelige tykkelsen indikert av den sammenhengende linjen. For de tynnere lagene er det to typer av unøyaktigheter mellom de tolkede tykkelsene og de virkelige tykkelsene. Dette er bedre illustrert i Fig. 2.

5 Fig. 2 er et diagram av tolkede tykkelser av lag versus virkelige tykkelser av lag. De tolkede tykkelsene av lag som illustrert av den brutte linjen i dette diagrammet er tolket fra toveis tidsrefleksjon seismisk modellert data slik som illustrert i Fig. 1a, og den virkelige tykkelsen av laget indikert av den sammenhengende linjen er tatt fra wedgemodellen indikert av den sammenhengende wedgelinjen i Fig. 1b.

10

I Fig. 2 er det bedre vist at det for tykkere deler av wedgen, mellom 25 og 40 ms twt, er en god korrespondanse mellom tolket tykkelse som illustrert av den prikkete linjen og den virkelige tykkelsen indikert av den sammenhengende linjen. For de tynnere lagene under 14 ms overgår de tolkede tykkelsene de virkelige tykkelsene, faktisk så flater de tolkede tykkelsene ut til en verdi på omtrent 11 til 12 ms twt av laget som faktisk pincher ut til null virkelig tykkelse. Videre mellom 14 og rundt 28 til 30 ms virkelig lagtykkelse er de tolkede lagtykkelsene systematisk litt mindre enn den virkelige tykkelsen.

15

Det faktum at de tolkede lagtykkelsene blir tykkere enn de virkelige tykkelsene for tynne lag ka forklares med interferens av refleksjonene. Fig. 3a er en illustrasjon av en veldig enkel geologisk modell med en enhetlig steintype fra overflaten og ned til 0,400 s som har en akustisk impedans på  $5 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$  i hvilket et tynt horisontalt lag med akustisk impedans av  $4 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2\text{s}$  ligger mellom 0,176 ms og 0,200 ms for en tidsbestemt tykkelse på 0,024 s. Impedanskurven er dermed en rett linje med en bratt tapered-off negativ kvadratisk puls. En reflektivitet er vist i fig. 3b som punkter med 4 ms samplingsrate, reflektiviteten på toppen av laget ved 0,176 s er  $r_t = -0,1$  og reflektiviteten ved bunnen av laget ved  $t=0,200$  s er  $r_b = 0,1$ . Hvis disse reflektivitetene er sammenslått med en wavelet fra en digital kilde som er en 30 Hz wavelet, er resultatet vist i Fig. 3c. (Reflektivitetene som er vist her har null offset, men det er ingen krav i gjeldende fremgangsmåte å bruke null offset data.) Ryan, i publikasjonen "CSEG Recorder", September 1994, hevder at en approksimasjon av Ricker waveletbredden (i tid) er  $0,779/f*1,28$ , som korresponderer til 40 ms. Dermed er tidsdifferansen mellom null tid spissen og en negativ side bue 20 ms. Dette resulterer i mulig interferens mellom sidebuene og hovedspissen for tynne lag slik som illustrert i Fig. 3c.

25

30

Et hovedproblem med konvensjonelle tykkelsesestimater er at de opererer i tidsdomene. I tidsdomene har tidsbestemte parametre god oppløsning, men frekvensparametre er ikke lokalisert i tidsdomenet, men er spredt slik at de ikke enkelt kan bli anslått. Når refleksjoner fra en topp og en bunn av et lag blander seg inn på grunn av tuning kan enkelte frekvenser ikke lenger være representert i intervallet. Dette antyder at slike frekvenser ikke bidrar i tidsdomenet til amplituden av slike temporære nære refleksjoner. Faktum er at noen frekvenser mangler på grunn av at temporære nære refleksjoner ikke er lett å observere i tidsdomenet.

10

Hvis vi imidlertid ser på problemet i frekvensdomenet blir problemet mer synlig. I Fig. 6 vises kildeesignaturen i frekvensdomenet som vist i den høyre delen av arket. I den venstre hoveddelen av arket vises frekvensspekteret av wedgemodellen i fig. 1b. Fig. 6 er den generelle versjonen av Fig. 3f som korresponderer til seksjonen gjennom linjen for 25 ms La lagtykkelse. Vennligst observer notchen ved 40 Hz i Fig 3f og i Fig. 6. Fig. 7 viser amplituden til frekvensspekteret for et par med refleksjoner av motsatt fortegn, slik som vist i Fig. 3b. Den vertikale seksjonen gjennom 25 ms lagtykkelsen i Fig. 7 korresponderer dermed til Fig. 3e med dens 40 Hz, 80 Hz, og 120 Hz Notcher.

20 Som grafen i Fig. 3f viser frekvensspekteret til refleksjonen vist i Fig. 3e multiplisert med frekvensspekteret til 25 Hz Rickerpulsfrekvensspekteret til den seismiske kilden vist i Fig. 3d, er tilsvarende frekvensdomenerepresentasjonen som vist i Fig. 6 av wedgemoellen vist i Fig. 1b, frekvensdomeneinterferensmønsteret til motsatte refleksjoner som vist i Fig. 7 multiplisert med 25 Hz Rickerpulsfrekvensspekteret til den seismiske kilden vist i høyre del av Fig. 8.

25

Fra Fig. 6 er det klart at ikke noe spor av frekvensdomeneinterferensmønsteret til den motsatte seismiske impedansreflektorene er igjen over de øvre frekvensene til kildeesignaturspeteret, det vil si ikke noe spor er igjen over 70 Hz.

30 30 Hz Ricker waveletener vist i frekvensdomenet i Fig. 3d. reflektiviteten i frekvensdomenet er vist i Fig. 3e som en "pulsfrekvens" ("beat frequency"), her på 40 Hz. Denne reflektiviteten i frekvensdomenet multiplisert med 30 Hz Ricker waveleten, også i frekvensdomenet, tilveiebringer dataene i frekvensdomenet, vennligst se Fig. 3f. Den lave verdien ved 40 Hz er

fremtredende. Vennligst merk at null amplitudedefrekvensen er uavhengig av Rickerpulsfrekvensen.

### Kjent teknikk

5

I US 5870691 til Partyka et al., "Spectral decomposition for seismic interpretation", vises det et problem med å finne en tidsbestemt tykkelse i et tynt lag, lignende det problemet som skal løses av gjeldende oppfinnelse. Partyka har løst dette på en kvalitetsmessig måte. Spektrumet til refleksjonen til et tynt lag er illustrert i Fig. 3B i US 5870691, fremstilt i de to

10 identifikasjonsnotchene som følge av multiplikasjonen i Furierdomenet til refleksjonsspektrumet som vist i vår Fig. 3e, og kildewaveletspektrumet vist i US 5870691 Fig. 3A. Notchesene i Partykas tynne lag refleksjonsspektrum har en separasjon som er lik

$$\Delta t = \text{tidsbestemt tykkelse}$$

15

Partyka har uttalt at hans oppfinnelse som sitert fra kolonne 7, linje 2: "mere spesifikt er oppfinnelsen som her er redegjort for er motivert av observasjonen at refleksjonen fra et tynt lag har et karakteristisk uttrykk i frekvensdomenet som er indikativ for tykkelsen til laget: et

20 homogent tynt lag introduserer en periodisk sekvens av notcher inn i amplitudespektrumet til komposittrefleksjoenen, nochene er adskilt med en distanse som er invers proporsjonal til den tidsbestemte tykkelsen til det tynne laget. Videre dersom

Fouriertransformasjonskoeffisientene er ordentlig vist kan dette karakteriske uttrykket bli utnyttet av interpreteren for å spore tynne lags refleksjoner ved et #-D volum og estimere deres tykkelse og omfang til en grad som hittil ikke har vært mulig."

25

Partyka gjør krav på følgende i det første kravet i US 5870691. som sitert:

" Fremgangsmåte for leting etter hydrokarboner omfattende trinnene:

- (a) å aksessere et sett med rommessig relaterte seismiske traser, hvor de rommessig relaterte seismiske trasene inneholder digitale sampler som er karakterisert ved minst en tid, en
- 30 posisjon og en amplitude;
- (b) å velge en del av settet med rommessig relaterte seismiske traser for å definere en sone av interesse;
- (c) å transformere minst en del av den seismiske trasen i sonen av interesse ved å bruke en Fourier transformasjon, hvor Fourier transformasjonen

- (i) er karakterisert ved et flertall av ortonormale basisfunksjoner, og  
(ii) er tilordnet et vindu som inneholder de digitale samplene for å produsere et flertall av transformasjonskoeffisienter tilhørende den ortonormale basisfunksjonen.
- (d) å organisere transformasjonskoeffisientene i en tuningkube;
- 5 (e) multiplisere transformasjonskoeffisientene med en skaleringsverdi for å danne en skalert tuningkube, hvor skaleringsverdien er bestemt av
- (i) å velge minst to transformasjonskoeffisienter korresponderende til en samme basisfunksjon,
- (ii) å kalkulere en kompleks magnitudo av alle transformasjonskoeffisientene som slik
- 10 velges
- (iii) å kalkulere en gjennomsnittlig verdi fra alle transformasjonskoeffisientene slik kalkulert, og
- (iv) å kalkulere en skaleringsverdi fra gjennomsnittsverdien;
- og
- 15 (f) å vise den skalerte tuningkuben.”

En ulempe med Partykas tilnærming skjer når lagene blir veldig tynne slik at den første av notchene fremkommer langt til høyre, for eksempel for høye frekvenser i frekvensplottet som illustrert i Fig. 3h. Den andre notchen vil være enda lenger ut i frekvens, og den kan vise seg

20 å være umulig å detektere innenfor frekvensspekteret til waveletkildespektrumet. Da kan den tidsbestemte tykkelsen til et tynt lag ikke bli utledet ved estimering av adskillelsen av to notcher siden det bare er én. For enda tynnere lag kan den første notchen ikke engang helt falle inn under waveletkildefrekvensspekteret. Derfor er fremgangsmåten i US5870691 kvalitativ og ikke veldig robust.

25

### **Kort oppsummering av oppfinnelsen.**

Det ovenfor beskrevne problemet relatert til å finne tykkelsen av et tynt lag er løst på en kvantitativ måte med gjeldende oppfinnelse.

30

I henhold til et aspekt av gjeldende oppfinnelse er det tilveiebrakt en fremgangsmåte for å estimere tykkelsen til et geologisk lag (L), fremgangsmåten omfatter trinnene:

- (a) å velge seismiske refleksjonsdata fra et undergrunnsdybdeintervall av interesse;

(b) å tilveiebringe et flertall av geologiske modeller som har forskjellige tykkelser på lagene og tilveiebringe respektive modellresponser fra dette flertall av geologiske modeller;

(c) å sammenligne et frekvensspektrum av de seismiske refleksjonsfeltdataene med hver av frekvensspektrene til modellresponsene for å utlede sammenligningsdata assosiert med de

5 forskjellige tykkelsene til lagene i modellen; og

(d) å utlede fra de sammenlignede data en modellagtykkelse som er indikerende for tykkelsen av det geologiske laget.

I henhold til et annet aspekt av gjeldende oppfinnelse er det tilveiebrakt en fremgangsmåte for

10 kvantitativ estimering en tykkelse av et begravd geologisk lag ( $L$ ), omfattende følgende trinn;

- å bruke en seismisk kilde (3) som har et kildewaveletspektrum (3f),
- å registrere en seismisk trase av refleksjonstidsdomenedata (5t), og
- å velge et tidsbestemt intervall ( $t_1, t_2$ ) til trasen av seismiske refleksjonsdata (5t) som produserer et tidsintervallserie av seismiske refleksjonsdata (5ts) for hvilket en
- 15 tykkelse ( $\Delta t$  eller  $d$ ) til laget ( $L$ ) i det tidsbestemte intervallet skal bestemmes,
- å transformere tidsintervallrefleksjonsdataene (5ts) til et seismisk intervallfrekvensspekter (5f).

De nye egenskapene til oppfinnelsen omfatter:

- å repetere følgende trinn for et antall av tidsbestemte tykkelser ( $\Delta t$ ):
- 20 - å generere en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ) og å lage en modellrefleksjonsfunksjon ( $L_{mt}$ ) i tid
- å transformere modellrefleksjonsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) til frekvensdomenet for å produsere et modellrefleksjonsspektrum ( $L_{mf}$ ),
- 25 [eller lage et slik modelrefleksjonsspektrum direkte]
- å multiplisere modellrefleksjonsspektrumet ( $L_{mf}$ ) med kildewaveletspektrumet (3f) og å produsere et modellspektrum for et tynt lag ( $L_{ms}$ )
- å bringe i overensstemmelse modellspektrumet for et tynt lag ( $L_{ms}$ ) med det seismiske intervallfrekvensspekteret (5f) for å produsere en (enkel) korreleringsverdi
- 30 ( $C(\Delta t)$ ) som en funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ),
- å velge en toppverdi ( $C_{high}$ ) i den slik produserte serien med korreleringsverdier ( $C(\Delta t)$ ) som funksjonen av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $C(\Delta t)$ ), og å la den tidsbestemte

tykkelsen ( $\Delta t$ ) som korresponderer med toppverdien ( $C_{\text{high}}$ ) indikere et tykkelsesestimat ( $L_m$ ) til det begravde geologiske laget ( $L$ ).

5 Trinnene med å generere en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ) og som danner modellrefleksjonsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) i tid, og å transformere modellrefleksjonsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) til et frekvensdomene som produserer et modellrefleksjonsspektrum ( $L_{mf}$ ) kan alternativt bli utført ved å danne et slikt modellrefleksjonsspektrum ( $L_{mf}$ ) direkte, bare man vet at den korresponderer til modellrefleksjonsfunksjonen i tid.

10

I en utførelse omfatter fremgangsmåten at refleksjonsspektrumet ( $L_{mf}$ ) er et null offset refleksjonsspektrum som representerer en gjeldende tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) til en null offset refleksjonsfunksjon ( $L_{mt}$ ).

15 I en utførelse omfatter fremgangsmåten at den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedataene ( $5t$ ) er såkalte nær-offset stabel ("stack") av nær offset seismiske traser.

20 I en utførelse omfatter fremgangsmåten at den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedataene ( $5t$ ) er en såkalt mellomliggende-offsetstabel av mellomliggende-offset seismiske traser.

25 I en utførelse omfatter fremgangsmåten at den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedataene ( $5t$ ) er en såkalt langtunna-offsetstabel av langtunna-offset seismiske traser.

I en utførelse, i fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen, før trinnet med å danne et modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ) som representerer en gjeldende tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) til en refleksjonsfunksjon ( $L_{mt}$ ), omfatter

30 - å generere en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ), og som danner modellrefleksjonsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) i tid, og

- å transformere modellrefleksjonsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) til et frekvensdomene som produserer et modellrefleksjonsspektrum ( $L_{mf}$ ).

- I en utførelse av fremgangsmåten omfattes å velge en maksimum verdi ( $C_{max}$ ) blant  
5 toppverdiene ( $C_{high}$ ) til korrelasjonsverdiene ( $C(\Delta t)$ ) som funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $C(\Delta t)$ ) og å la den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ) som korresponderer til toppverdien ( $C_{max}$ ) indikere tykkelsesestimatet ( $L_m$ ) til den begravde geologiske laget (L).
- 10 I en utførelse omfatter fremgangsmåten ytterligere å utføre prosessen for et antall av seismiske refleksjonstraser ( $5t$ ) registrert i forskjellige geografiske lokasjoner for å lage et tykkelsesestimat ( $L_m$ ) av det begravde geologiske laget (L) for en del eller alle de geografiske lokasjonene.
- 15 I en utførelse omfatter fremgangsmåten ytterligere at antallet med seismiske refleksjonstraser blir registrert i et antall av forskjellige geografiske lokasjoner som dekker et volum av jorden.
- I en utførelse omfatter fremgangsmåten ytterligere at antallet med seismiske refleksjonstraser blir registrert i et antall av forskjellige geografiske lokasjoner som dekker en seismisk  
20 profillinjeseksjon av jorden.
- I en utførelse av oppfinnelsen omfattes å velge det tidsbestemte intervallet ( $t_1, t_2$ ) til trasen av seismisk refleksjonsdata ( $5t$ ) som produserer en tidsintervallserie av seismiske refleksjonsdata ( $5ts$ ) for hvilket en tykkelse ( $d$ ) av et lag (L) i det tidsbestemte intervallet skal  
25 fastslås, basert på å manuelt fastslå det tidsbestemte intervallet ( $t_1, t_2$ ) fra synlige refleksjoner i den seismiske refleksjonsdatatrasen ( $5t$ ).
- I en utførelse av oppfinnelsen omfattes å velge det tidsbestemte intervallet ( $t_1, t_2$ ) til refleksjonsdatatrasen ( $5t$ ) som produserer en tidsintervallserie av seismiske refleksjonsdata  
30 ( $5ts$ ) for hvilket en tykkelse ( $d$ ) av et lag (L) i det tidsbestemte intervallet skal fastslås, basert på å interpolere eller ekstrapolere korresponderende til et tidsbestemt intervall( $t_{1n}, t_{2n}$ )omfattende relevante refleksjoner i én eller flere nabotraser av seismisk refleksjonsdata ( $5t_n$ ).

I en utførelse av oppfinnelsen omfattes å produsere frekvensdomenekildewavelet (3f) ved å måle en kildeesignaturwavelet (3t) i tidsdomenet og transformere kildetidsdomenewavelet (3t) til frekvensdomenekildewavelet (3f) ved en Fouriertransformering.

5

I en utførelse av oppfinnelsen omfattes å produsere frekvensdomenekildewavelet (3f) ved å transformere én eller flere ekstensive seismiske refleksjonstraseer til frekvensdomenet, og derved produsere en kildewavelet (3f).

10 I en utførelse av oppfinnelsen er den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedataene (5t) en trase registrert på én enkel seismisk sensor.

I en utførelse av oppfinnelsen omfatter den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedataene (5t) traser som er registrert på et flertall av seismiske sensorer og stablet for å danne den seismiske trasen av refleksjonstidsdomenedataene (5t).

15

I en utførelse er det tidsbestemte intervallet ( $t_1, t_2$ ) variert over et geografisk område for å fange opp et tynt lag for hvilket dybden til topp og bunn varierer over det geografiske området.

20

I en utførelse av oppfinnelsen, i trinnet for å generere en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og en tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) og som danner en modellrefleksjonsfunksjon ( $L_{mt}$ ) i tid, å introdusere i det tidsbestemte intervallet ( $t_1, t_2$ ) andre empiriske impedanskontraster og tidsbestemte tykkelser for lag foran eller etter laget ( $L_m$ ).

25

En utførelse av gjeldende oppfinnelse vil bli forklart under i paragrafen med navnet "Beskrivelse av en utførelse av oppfinnelsen".

### 30 **Kort beskrivelse av figurene**

Oppfinnelsen er illustrert i de vedlagte tegningene som er ment for å illustrere oppfinnelsen uten å begrense omfanget til oppfinnelsen. I tegningene:

Fig. 1 er en illustrasjon av et observert refleksjonssignal som en funksjon av en virkelig- eller modellagtykkelse vist i Fig. 1b. En tolket wedgemodell er også illustrert i Fig. 1a, i hvilket den tolkede modellen blir for tykk for tynne lag. Wedgemodellen er sentrert ved 200 ms toveis refleksjonstid.

5

Fig. 2 viser grafer av tolkede lagtykkelser som en funksjon av modellagtykkelsene for modellen illustrert i Fig. 1b. Som over strekker ikke den tolkede tykkelsen seg under 11 ms på tross av at modellen bak nærmer seg null tykkelse.

10 Fig. 3a illustrerer en akustisk impedans av en geologisk modell med et anomalt lag som danner en kontrast til den homogene overliggende eller underliggende steinen. For eksempel er modellen et mellomlag i geologiske termer.  $z_1 = 5 * 10^6 \text{ (m/s)} * \text{(kg/m}^3\text{)}$ ,  $z_2 = 4 * 10^6 \text{ (m/s)} * \text{(kg/m}^3\text{)}$ . Fig. 3b viser en null offset refleksjon i henhold til modellen i Fig. 3a. Refleksjonskoeffisienten kan derfor være

15

$$r_1 = \frac{(z_1 - z_2)}{(z_1 + z_2)} = -0,11$$

$$r_2 = \frac{(z_3 - z_2)}{(z_3 + z_2)} = +0,11$$

20 Fig. 3c illustrerer dataene fra null offset refleksivitet i Fig. 3b sammenslått med en 30 Hz Rickerpuls. Merk at dette er i tidsdomenet, og at interferensen til sideavrundingene til Rickerpulsene ikke er veldig synlige.

Fig. 3d viser Fouriertransformasjonen av 30 Hz Rickerpulsene i Fig. 3c. Frekvensspektrumet er symmetrisk rundt 0 Hz.

25

Fig. 3e viser grafer av Fouriertransformasjonen av null offset refleksiviteten for motsatte akustiske impedansreflektorer i henhold til Fig. 3b som er en  $|\sin|$  kurve som er null for 0 Hz, og den brutte kurven representerer den korresponderende transformasjonen for reflektorer av likt fortegn, med en lignende  $|\cos|$ -kurve med notcher, men forskjøvet med en halv notch-adskillelse relativt til  $|\sin|$ -kurven.

30

Fig. 3f er frekvensspekteret til det null offset reflektivitetsspektrumet til Fig. 3d multiplisert med Rickerpulsens waveletspektrum. Denne figuren representerer en idealisert modell av spektrumet til en støyfri refleksjon av én enkelt reflekterende geologisk formasjon.

5 Fig. 3g illustrerer bakgrunnsteknikk som illustrerer ent kildewaveletspektrum på den venstre siden av arket, og på den høyre siden av arket spektrumet til en refleksjon av et geologisk lag av hvilket den tidsbestemte separasjonen mellom en topp og en bunn av det geologiske laget er anslått basert på frekvensseparasjonen mellom to notcher i refleksjonsspektrumet.

10 Fig. 3h illustrerer et problem relatert til den ovenfor illustrerte bakgrunnsteknikken når den tidsbestemte tykkelsen blir veldig liten, og den første notchen er høy i kildewaveletens spektrum og den andre notchen er over spektrumet, og dermed gjør tykkelsesestimering vanskelig.

15 Fig. 4a er lik Fig. 3a og er tillagt en serie med ekstra akustisk impedansvariasjoner for å ligne en mer realistisk geologisk modell, og beholder den lave impedanssonen rundt 200 ms twt.

Fig. 4b er null offset reflektiviteten til Fig. 4a og illustrerer den tillagte støyen. Merk at reflektivitetene  $r_1$  ved toppen og  $r_2$  ved bunnen av den lave impedanssonen ikke er lik.

20 Fig. 4c korresponderer til Fig. 3c og viser en kurve til den lett støyende offset reflektiviteten sammenslått med en 30 Hz Rickerpulswavelet.

25 Fig. 4d korresponderer med Fig. 3d og er Fouriertransformasjonen til 30 Hz Rickerwaveleten.

Fig. 4e korresponderer til Fig. 3e og representerer Fouriertransformasjonen til null offset reflektivitetstidsdomeneserien som illustrert i Fig. 4b.

30 Fig. 4f viser den noe støyende null offset reflektivitetsspektrumet til Fig. 4e multiplisert med Rickerwaveletspektrumet i Fig. 4d og derved tilveiebringer et mer realistisk bilde av null offset data i frekvensdomenet. Frekvensspektrumet som vist i Fig. 4f kan dermed representere frekvensspektrumet til en relativt kort tidsseksjon av seismisk data inneholdende et relativt tynt lag. Mulig tilstedeværelse av det tynne laget avsløres av notchen ved 40 Hz.

Fig. 5a illustrerer en egenskap til oppfinnelsen i det at en korrelasjon kan kalkuleres automatisk mellom frekvensspektrumet til en valgt tidsseksjon av seismisk refleksjonsdata og et sett av frekvensspektrummodeller langs abscissen hvor frekvensspektrummodellene representerer et avgrenset lag med økende tidsbestemt tykkelse. Modellagets tidsbestemte tykkelse varierer fra 4 ms (den vanlige samplraten) til 85 ms.

Maksimalkorreleringsverdien korresponderer med en tidsbestemt tykkelse til det avgrensede laget i modellen som best gjør at de målte data passer til modellen. Korreleringsprosessen kan derfor være robust i at man ikke trenger hele spektrumet inkludert en første notch for å finne en korrelering mellom modellen og de målte dataene så lenge dataene er over støynivået.

Fig. 5b viser frekvensspektrumet til en korttidsserie til støymodelldata fra over til under et lag (taggete linje) og et korresponderende frekvensspektrum til et kildespektrum multiplisert med en modellspektrum basert på en gitt modellagtykkelse. En serie av slike to kurver er korrelert i Fig. 5a.

Fig. 6 viser en generelt sammenhengende serie av frekvensspektra til modeller med lagtykkelse som øker fra null på venstre side, til 40 ms lagtykkelse på den høyre siden hvor frekvensspekteret blir multiplisert med et kildesignaturfrekvensspektrum til en Rickerwavelet. Vennligst merk fraværet av notcher over de øvre frekvensene til Rickerwaveletens spektrum.

Fig. 7 viser er generelt sammenhengende serie av frekvensspektra til modeller med lagtykkelse som for Fig. 6. Her har kildesignaturen ikke blitt multiplisert inn, og derfor eksisterer  $|\sin(w)|$  formen for hver profil uten grenser for amplitudespektrumet til noen Rickerwavelet.

Fig. 8a er et eksempel på et kart over tolkede tykkelser sammenlignet med et kart over inverterte tykkelser som er gjort ved å bruke domenevelgning fra bakgrunnsteknikken mot et kart som i Fig. 8b som er lagt ved å bruke korreleringsfremgangsmåten til gjeldende oppfinnelse for å finne et estimat av lagtykkelser.

Fig. 8c er lignende Fig. 2 og viser den tolkede tykkelsen vist i kartet til Fig. 8a plottet mot den inverterte tykkelsen kalkulert i henhold til fremgangsmåten i gjeldende oppfinnelse.

### Beskrivelse av en utførelse av oppfinnelsen.

5

Interferensmønsteret til to reflektorer i frekvensdomenet er derfor enten

- en  $|\sin|$ -funksjon som vist i Fig. 3e dersom reflektorene er av motsatt fortegn som i Figurene 3a og 3b,  
eller
- 10 - en  $|\cos|$ -funksjon som vist av den brutte linjen i Fig. 3e, dersom reflektorene er av samme fortegn.

Det seismiske signalet til to reflektorer i frekvensdomenet er som forklart over kildesignaturen multiplisert med en slik  $|\sin|$  eller  $|\cos|$  avhengig av de to akustiske impedanskontrastene representert av det gjeldende tynne laget. For tilfellet med å estimere tykkelser er fasen ikke relevant, så det er bare effektspektrumet som teller. Dette gir to ligninger:

$$|d_o(\omega)| = |W(\omega)| \cdot |\sin(\omega)|, \text{ for reflektorer av motsatt fortegn, og}$$

20

$$|d_s(\omega)| = |W(\omega)| \cdot |\cos(\omega)|, \text{ for reflektorer av samme fortegn,}$$

hvor  $W(\omega)$  er den seismiske kildesignaturen.

25 Som det er godt kjent kan kildesignaturspektrumet enten bli målt direkte eller ved å ta gjennomsnittet av det seismiske spektrumet over en lang tidsserie av refleksjoner. Tykkelsen av laget kan dermed bli funnet som frekvensen for hvilke korrelasjonen av kildesignaturen og  $|\sin|$  eller  $|\cos|$  kurven som maksimerer  $|d(\omega)|$ .

30 I stedet for å bruke den kvalitative tilnærmingen av Partyka et al., er en kvantitativ tilnærming i gjeldende oppfinnelse laget for å finne den tidsbestemte tykkelsen av et tynt lag. Hvis vi har et ekte waveletspekter kan vi forsøke å tilpasse de virkelige dataene med forskjellige tykkelser. Ved å legge til noen ekstra reflektorer vil tilveiebringe en mer realistisk test. Fig. 4a illustrerer en geologi lik den til den overforenkledte modellen i Fig. 3a,

men i tillegg til lavimpedanssonen på 0.240 s mellom 0.176 ms og 0,200 ms har vi lagt til tilfeldig varierende impedans rundt den gjennomsnittlige akustiske impedansen på  $5 * 10^6$  (kg/m<sup>2</sup>s) for hvert 4 ms digitale samplingsintervall. Videre har den samme tilfeldige variasjonen blitt lagt til lavimpedanssonen til  $4 * 10^6$  (kg/m<sup>2</sup>s). Nulloffsetreflektiviteten til modellen gitt i Fig. 4a er vist i Fig. 4b som viser, i tillegg til reflektiviteten til de øvre og de nedre grensreflektivitetene til lavimpedanssonene også viser de mindre tilfeldige reflektivitetene. Fig. 4c viser nulloffset reflektiviteten til lavimpedanssonen med tilfeldig støy i henhold til Fig. 4b sammenslått med 30 Hz Rickerwaveleten på samme måte som for Fig. 3c.

10

Vi kan fortsette ved å se på de korresponderende dataene i frekvensdomenet. Waveleten til Rickerpulsens slik som illustrert i Fig. 3d er repetert i Fig. 4d. Null offset refleksjonen vist 4 ms sampling i Fig. 4b er Fourier transformert til frekvensdomenet og vist i Fig. 4e. Vi ser likheten til det repeterende "takt frekvensen" ("beat frequency") på 40 Hz selv om refleksjonen som uttrykt i frekvensdomenet ikke er så "sinus"-lik som for den støyfrie modellen i Fig. 3a, den resulterende null offset frekvensdomenedata har beholdt sin form.

15

Fremgangsmåten beskriver modelldata i frekvensdomenet gitt en wavelet og et foreslått tynt lag tykkelse slik som vist i Fig. 3f. De modellerte dataene blir så korrelert til frekvensdomenetransformasjonen av de virkelige dataene og tykkelsen slik som i Fig. 4f, og en maksimum korrelasjon som en funksjon av modelltykkelse er valgt. Fig. 5a viser slike korrelasjoner gitt som en funksjon av de foreslåtte tykkelsene gitt i millisekunder. Fig. 5b er en illustrasjon av en sammenligning mellom data i frekvensdomenet gitt en wavelet og et foreslått tynt lag tykkelse på 0, 0232 ms (jevnere linje), og den modellerte støyende frekvensdomenedata og en gitt tykkelse av et lavimpedanslag slik som fra Fig. 4f. Denne korreleringen gir maksimal korrelasjon for tykkelsen til det tynne lavimpedanslaget slik som fitt i Fig. 5a for en tidsbestemt tykkelse på 0,0232 ms. Denne analytisk funnet maksimale korrelasjonen for én enkelt trase sammenligner godt med den korrekte modellverdien på 0,024 ms. Feilen er 0,008 ms, som er 1/5 av samplingsraten på 4 ms. Der er sett at det er lavere maksimum i Fig. 5a nær 48 ms og også 72 ms, som er multiple av 24 ms tykkelsen. Dette eksemplifiserer en robusthet av gjeldende fremgangsmåte som er uavhengig av å velge en notch i frekvensspekteret: Gjeldende oppfinnelse kalkulerer korrelasjonen mellom hele kurven til ( $L_{ms}$ ) frekvensspekteret til kildewaveleten omfattende notchen i henhold til den

20

25

30

modellerte tykkelsen, og den aktuelle antatte tyntlagsnotch inneholdende frekvensspekteret (5f) til tidsintervallet (dybde intervall) som er under overveielse, slik som illustrert i Fig. 5b.

5 For noen seismiske undersøkelser kan en geologisk egenskap av interesse bare vise seg i noen seismiske traser for et gitt offsett område slik som nær eller mellom offset. Fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen kan bli brukt med såkalt stablet seismisk data fra nær-offset traser, med såkalt mellomliggende-offset stablet seismisk data fra mellomliggende-offset traser, fra såkalte langtunna-offset stabler av langtunna-offset traser for å fange opp slike geologiske egenskaper av interesse. Selvfølgelig kan man også ta i bruk 10 såkalte full stabel data fra alle tilgjengelige nær til langt unna seismiske traser med gjeldende fremgangsmåte. Imidlertid skal man være klar over problemet med dempingen av høye frekvenser av det seismiske signalet og det faktum at den tilsynelatende kildesignaturen har en redusert amplitude i høyfrekvensdelen av langtunna offset data. En skal også være klar over det faktum at det seismiske kildespektrumet burde ha en vidde for at fremgangsmåten 15 skal virke, for eksempel burde kilden ikke være én enkelt frekvens sinusurvegenerator. Fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen bør ikke ha noe begrensning med hensyn til kurvemoduser, enten P eller S kurver, begge burde virke bra.

## 20 **Fordeler med oppfinnelsen**

Oppfinnelsen har følgende fordeler:

25 Fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen kan bli utført ved å gjenta følgende trinn for et antall av tidsbestemte tykkelser ( $\Delta t$ ), og dermed gjøre fremgangsmåten mer eller mindre automatisk. En akustisk impedansmodell er generert hvor modellen har et lag ( $L_m$ ) emd en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den ovenfor trinnvise genererte tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ).

Dermed er en modellreflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ) som en funksjon av tid dannet.

modellreflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ) blir transformert til frekvensdomenet og produserer et modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ).

30 Modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ) blir multiplisert med kildewaveletspektrunet (3f) som resulterer i et reflektivitetsmodellspektrum ( $L_{ms}$ ).

I stedet for å velge forskjeller mellom notchene i det seismiske intervallfrekvensspektrumet som gjort av Partyka et al, blir hele spektrumet til det seismiske intervallfrekvensspekteret

(5f) fordelaktig brukt i trinnet med å korrelere reflektivitetsmodellspektrumet ( $L_{ms}$ ), med det seismiske intervallfrekvensspektrumet (5f) som produserer en enkelt korreleringsverdi ( $C(\Delta t)$ ) som en funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ). Denne prosessen gjentas for alle relevante tidsbestemte tykkelser, som for eksempel lagd i en algoritmeløkke som starter med en stor tidsbestemt tykkelse slik som 85 ms og minker inkrementelt for hver løkke inntil den laveste tidsbestemte tykkelsen slik som 4 ms nås, for eksempel å gå fra høyre til venstre langs setter den tidsbestemte tykkelse aksens i diagrammet i Fig. 5a.

Automatisk å velge en toppverdi ( $C_{high}$ ), fortrinnsvis en maksimal verdi, i den slik produserte serien med korreleringsverdier ( $C(\Delta t)$ ) som en funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ), og la den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ) som korresponderer til toppverdien ( $C_{high}$ ) eller maksimal verdien indikere et tykkelsesestimert ( $L_m$ ) av det begravede laget ( $L$ ), kan tilveiebringe en effektiv fremgangsmåte for å skildre mer presist et tynt lag og tilveiebringe et mer realistisk estimert av den lagtykkelsenes geografiske distribusjon.

Et eksempel på de kvantitative resultatene til fremgangsmetoden er gitt i Fig. 8b som sammenlignet med resultatene til konvensjonell tolkning av topp- og bunnvelging av seismisk tykkelse (dvs. tidsbestemt, i ms) til et utvalgt lag som vist i Fig. 8a. Det kartlagte arealet vist i Fig. 8a og Fig. 8b strekker seg fra 945 km til 990 km, dvs. 45 km i N-S retning, og fra 1150 km til 1175 km, dvs. 25 km i V-Ø retning.

I Fig. 8a varierer den tolkede tykkelsen til det aktuelle laget fra mer enn 25 ms og ned til rundt 9 eller 10 ms på det minste. Ingen områder med en seismisk lagtykkelse (i tid) mindre enn rundt 10 ms er indiker, som forventet fra den lavere grensen vist i Fig. 2 som viser tolket lagtykkelse mot "virkelig" (modell) lagtykkelse. På utsiden av den klart indikerte nedre tolkede tykkelsen er det ikke indikert noe seismisk tykkelse i det hele tatt noe som ville vært en usannsynlig geologisk situasjon.

I Fig. 8c er det illustrert et plot av de tolkede tykkelsene som en funksjon av de inverterte tykkelsene kalkulert i henhold til oppfinnelsen Det ses klart at en nedre grense til en hoveddel av tolkede tykkelser er rundt 9 ms, mens en hoveddel av de inverterte tykkelsene i henhold til oppfinnelsen for hele veien ned til nesten null. Dette eksempelet korresponderer meget godt til grafen i Fig. 2.

I fig. 8b varierer de inverterte tykkelsene til det aktuelle laget snarere som de tolkede tykkelsene når lagtykkelsen er mere enn rundt 10 ms. Et mer eller mindre sirkulært område er indikert med en svart brutt linje (8) som har samme posisjon i begge kartene i Fig. 8a og Fig. 8b. Mens alle tolkede tykkelser i det indikerte området (8) i Fig. 8a generelt sett er mer enn 10 ms i tykkelse er der et sub-område (81) i Fig. 8b inne i det indikerte området som er omgitt med en stiplet omgivelseslinje (82), og sub-området (81) har sammenhengende deler som i henhold til oppfinnelsen klart indikerer en kalkulert tidsbestemt tykkelse signifikant mindre enn 10 ms. Det er klart at den tolkede tykkelsen i store deler av sub-område (81) er tykkere enn den inverterte tykkelsen i henhold til oppfinnelsen. Det er en fordel med den gjeldende oppfinnelsen å oppgi en mer korrekt mindre tykkelse enn den tolkede tykkelsen. Å redusere tykkelsesestimatet kan tilveiering mer realistiske volumestimater til et lag.

Videre fra dette, har den stiplede omgivelseslinjen (82) som avgrenser det sammenhengende sub-området (81) indikert i Fig. 8b blitt kopiert til den samme posisjonen i Fig. 8a. Det er klart at det sammenhengende tynne lags distribusjonsomgivelseslinje (82) danner grensen for utenfor er det mer eller mindre støy (eller ustabilitet) i de inverterte dataene (støyen eller ustabiliteten indikert av en distribusjon av alle farger) strekker seg på utsiden av et korresponderende sub-område (83) i Fig. 8a. Dette tilveiebringer en indikasjon på at fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen tilveiebringer stabil tidsbestemt tykkelsesestimater under de lavere grensene av tidsdomenetolkningen til tykkelsen av et tynt geologisk lag.

## Oppsummering

Alt i alt tilveiebringer fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen en automatisert fremgangsmåte for å estimere tykkelsen av et tynt lag i seismisk data. Laget kan være et geologisk lag som har en øvre og en nedre akustisk impedanskontrast. Laget kan også være et fluidlager i et geologisk lag, i hvilket et grensesnitt av fluidet tilveiebringer en akustisk impedanskontrast, for eksempel på grunn av et vann/olje grensesnitt, et vann/gass grensesnitt eller et olje/gass grensesnitt. Derfor kan fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen bli brukt i 4-D seismikk under produksjonen av et felt for å overvåke høyden eller tykkelsen til et fluidlager. Videre kan fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen bli brukt for å tilveiebringe en mer presis invertert tykkelsesdistribusjon til et tynt lag over et geografisk

område. Enda ytterligere kan fremgangsmåten i henhold til oppfinnelsen tilveiebringe en kvantitativ tykkelsesdistribusjon av et tunt lag som strekker seg videre enn en kvalitativ geografisk tykkelsesdistribusjon i henhold til bakgrunnsteknologien. Et tynnere mere realistisk tynt lag estimat kan indikere mindre reservoarvolumer enn for den kjente 5 teknologien. En videre distribusjon for det tynnere laget vil indikere en større reservoarutbredelse og muligens også mere sammenkobling mellom geografisk distribuerte deler av det tynne laget som tidligere var antatt å være adskilt.

10 Vedlegg: Draft paper by Espen Oen Lie: "Thickness estimation from frequency response of thin layer".

## Patentkrav

1. Fremgangsmåte for kvantitativt å estimere en tykkelse på et begravd geologisk lag ( $L$ ),  
 5 omfattende trinnene:
  - å bruke en seismisk kilde (3) som har et kildewaveletspektrum (3f),
  - å registrere en seismisk trase av refleksjonstidsdomenedata (5t), og
  - å velge et tidsbestemt intervall( $t_1, t_2$ ) til trasen til seismiske refleksjonsdata (5t) som  
 10 produserer en tidsintervallserie av seismiske refleksjonsdata (5ts) for hvilket en tykkelse ( $\Delta t$  eller  $d$ ) til laget ( $L$ ) i det tidsbestemte intervallet skal bestemmes,
  - å transformere tidsintervallrefleksjonsdataene (5ts) til et seismisk intervallfrekvensspektrum (5f),  
 k a r a k t e r i s e r t v e d å
    - repetere følgende trinn for et antall av tidsbestemte tykkelser ( $\Delta t$ ):
      - 15 - å danne et modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ) som representerer en gjeldende tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) av en reflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ),
      - å multiplisere modellreflektivitetsspektrumet ( $L_{mf}$ ) med kildewaveletspektrumet (3f) for å produsere et tynt lag modellspektrum ( $L_{ms}$ )
      - å korrelere det tynt lag modellspektrumet ( $L_{ms}$ ) med seismisk  
 20 intervallfrekvensspektrumet (5f) for å produsere en (enkel) korreleringsverdi ( $C(\Delta t)$ ) som en funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ),
      - velge en toppverdi ( $C_{high}$ ) i de slik produserte seriene med korreleringsverdier ( $C(\Delta t)$ ) som funksjon av den umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $C(\Delta t)$ ), og å la den tidsbestemte tykkelser ( $\Delta t$ ) korrespondere til toppverdien ( $C_{high}$ ) som indikerer et  
 25 tykkelsesestimat ( $L_m$ ) til det begravde geologiske laget ( $L$ ).
2. Fremgangsmåten i krav 1, hvor reflektivitetsspektrumet ( $L_{mf}$ ) er et null offset reflektivitetsspektrum som representerer en gjeldende tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) av en null offset reflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ).  
 30
3. Fremgangsmåten i krav 1, hvor den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata (5t) er såkalt nær offsetstabel med nær offset seismiske traser.

4. Fremgangsmåten i krav 1, hvor den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata ( $5t$ ) er såkalt mellomliggende offsetstabel med mellomliggende offset seismiske traser.
5. Fremgangsmåten i krav 1, hvor den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata ( $5t$ ) er såkalt fjern offsetstabel med fjern offset seismiske traser.
6. Fremgangsmåten i krav 1, før trinnet med å danne et modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ) som representerer en gjeldende tidsbestemt tykkelse ( $\Delta t$ ) til en reflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ),
  - å genererer en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den tidsbestemt tykkelsen ( $\Delta t$ ), og danne modellreflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ) i tid, og
  - å transformere modellreflektivitetsfunksjonen ( $L_{mt}$ ) til frekvensdomenet og produsere et modellreflektivitetsspektrum ( $L_{mf}$ ).
7. Fremgangsmåten i krav 1, og å velge en maksimalverdi ( $C_{max}$ ) blant toppverdiene ( $C_{high}$ ) til korreleringsverdiene ( $C(\Delta t)$ ) som en funksjon av umiddelbare tidsbestemte tykkelsen ( $C(\Delta t)$ ), og å la den tidsbestemte tykkelser ( $\Delta t$ ) korrespondere til toppverdien ( $C_{max}$ ) som indikerer et tykkelsesestimat ( $L_m$ ) til det begravde geologiske laget ( $L$ ).
8. Fremgangsmåten i krav 1, og å utføre prosessen for et antall av seismiske refleksjonstraser ( $5t$ ) registrert i forskjellige geografiske lokasjoner for å produsere et tykkelsesestimat ( $L_m$ ) til det begravde geologiske laget ( $L$ ) for deler eller alle de geografiske lokasjonene.
9. Fremgangsmåten i krav 8, i hvilket antall av seismiske refleksjonstraser blir registrert i et antall av geografiske lokasjoner som dekker en seismisk profillinjeseksjon av jorden.
10. Fremgangsmåten i krav 8, i hvilket antall av seismiske refleksjonstraser blir registrert i et antall av geografiske lokasjoner som dekker et volum av jorden.
11. Fremgangsmåten i krav 1, og å velge det tidsbestemte intervall ( $t_1, t_2$ ) til trasen til seismiske refleksjonsdata ( $5t$ ) som produserer en tidsintervall serie av seismiske

refleksjonsdata ( $5t_s$ ) for hvilket en tykkelse ( $d$ ) til laget ( $L$ ) i det tidsbestemte intervallet skal bestemmes basert på manuelt å bestemme det tidsbestemte intervall( $t_1, t_2$ ) fra synlige refleksjoner i trasen til seismiske refleksjonsdata ( $5t$ ).

- 5 12. Fremgangsmåten i krav 1, og å velge det tidsbestemte intervall( $t_1, t_2$ ) til trasen til seismiske refleksjonsdata ( $5t$ ) som produserer en tidsintervall serie av seismiske refleksjonsdata ( $5t_s$ ) for hvilket en tykkelse ( $d$ ) til laget ( $L$ ) i det tidsbestemte intervallet skal bestemmes basert på å interpolere eller ekstrapolere korresponderende til et tidsbestemt intervall ( $t_{1n}, t_{2n}$ ) omfattende relevante refleksjoner i én eller flere nabotraser av seismiske refleksjonsdata ( $5t_s$ ).
- 10
13. Fremgangsmåten i krav 1, omfattende det å produsere frekvensdomenekildewaveleten (3f) ved å måle en kildesignaturwavelet (3t) i tidsdomenet, og å transformere kildetidsdomenewaveleten (3t) til frekvensdomenekildewaveleten (3f) ved en Fourier transformering.
- 15
14. Fremgangsmåten i krav 1, omfattende det å produsere frekvensdomenekildewaveleten (3f) ved å transformere én eller flere omfattende seismiske refleksjonstraser til frekvensdomenet for dermed å produsere en kildewavelet (3f).
- 20
15. Fremgangsmåten i krav 1, hvor den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata ( $5t$ ) er en trase registrert på én enkelt seismisk sensor.
- 25
16. Fremgangsmåten i krav 1, hvor den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata ( $5t$ ) omfatter traser som er registrert på et flertall av seismiske sensorer og stablet for å danne den seismiske trasen til refleksjonstidsdomenedata ( $5t$ ).
- 30
17. Fremgangsmåten i krav 1, i hvilket det tidsbestemte intervall( $t_1, t_2$ ) varieres over et geografisk område for å fange opp et tynt lag for hvilket dybde til topp og bunn varierer over det geografiske området.
18. Fremgangsmåten i krav 1, i trinnet for å generere en akustisk impedansmodell med et lag ( $L_m$ ) som har en impedanskontrast ( $\Delta z$ ) og den tidsbestemte tykkelsen ( $\Delta t$ ), og

danne modellreflektivitetsfunksjon ( $L_{mt}$ ) i tid, introdusere i det tidsbestemte intervall( $t_1, t_2$ ) andre empiriske impedanskontraster og tidsbestemte tykkelser for lagene foran og etter laget ( $L_m$ ).

Fig. 1a: Tuningseffekt på tolking av tykkelse

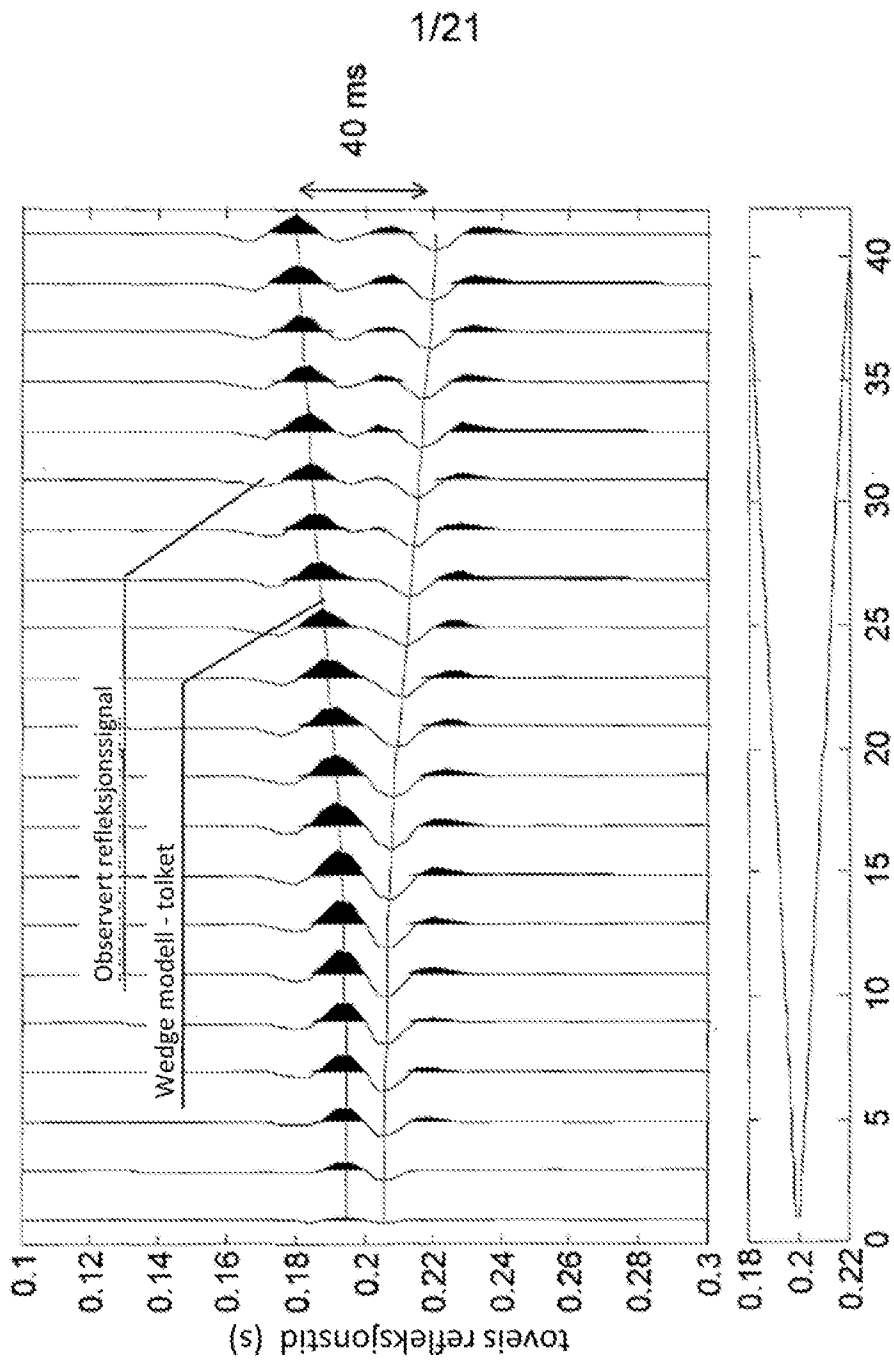
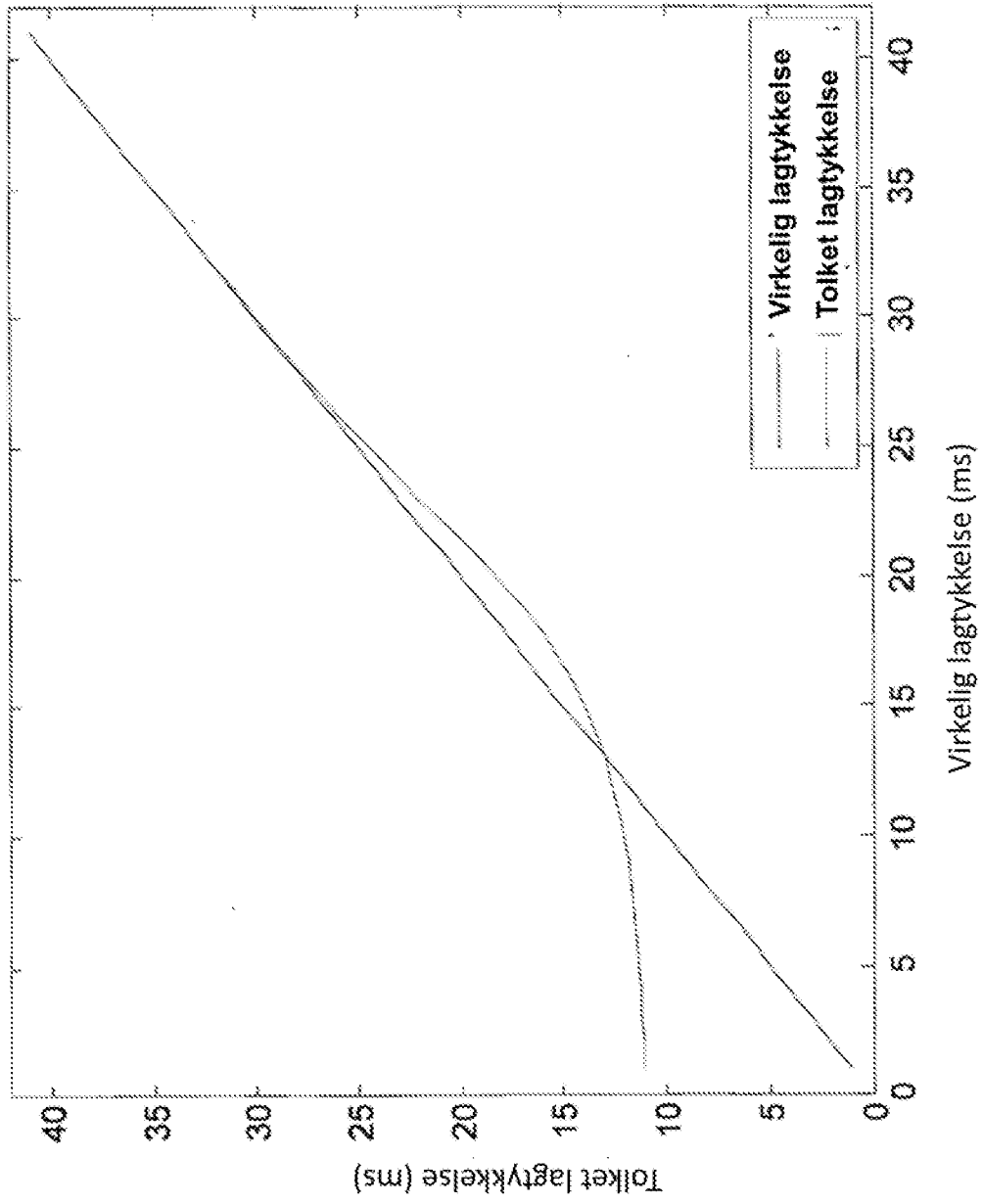
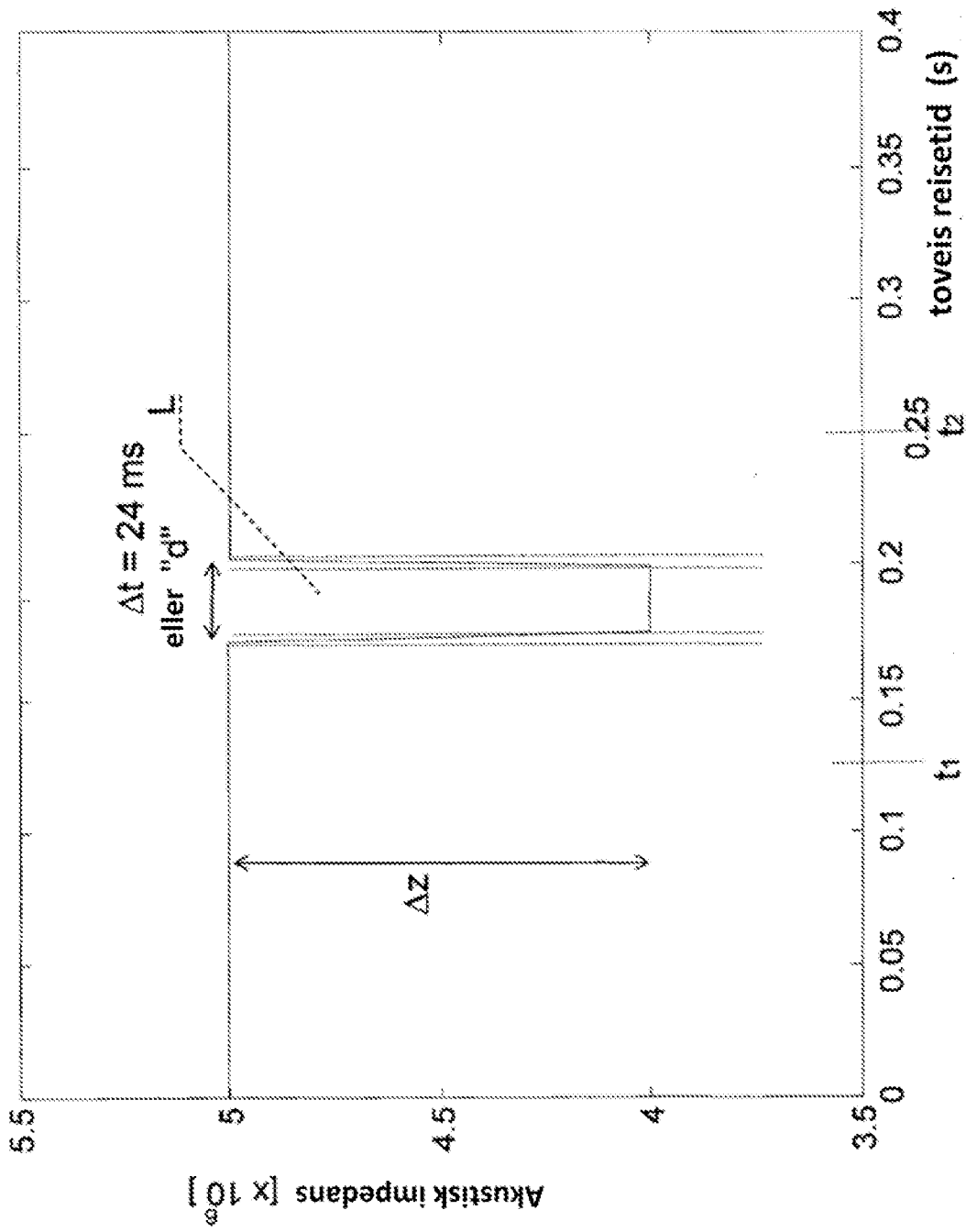


Fig. 1b

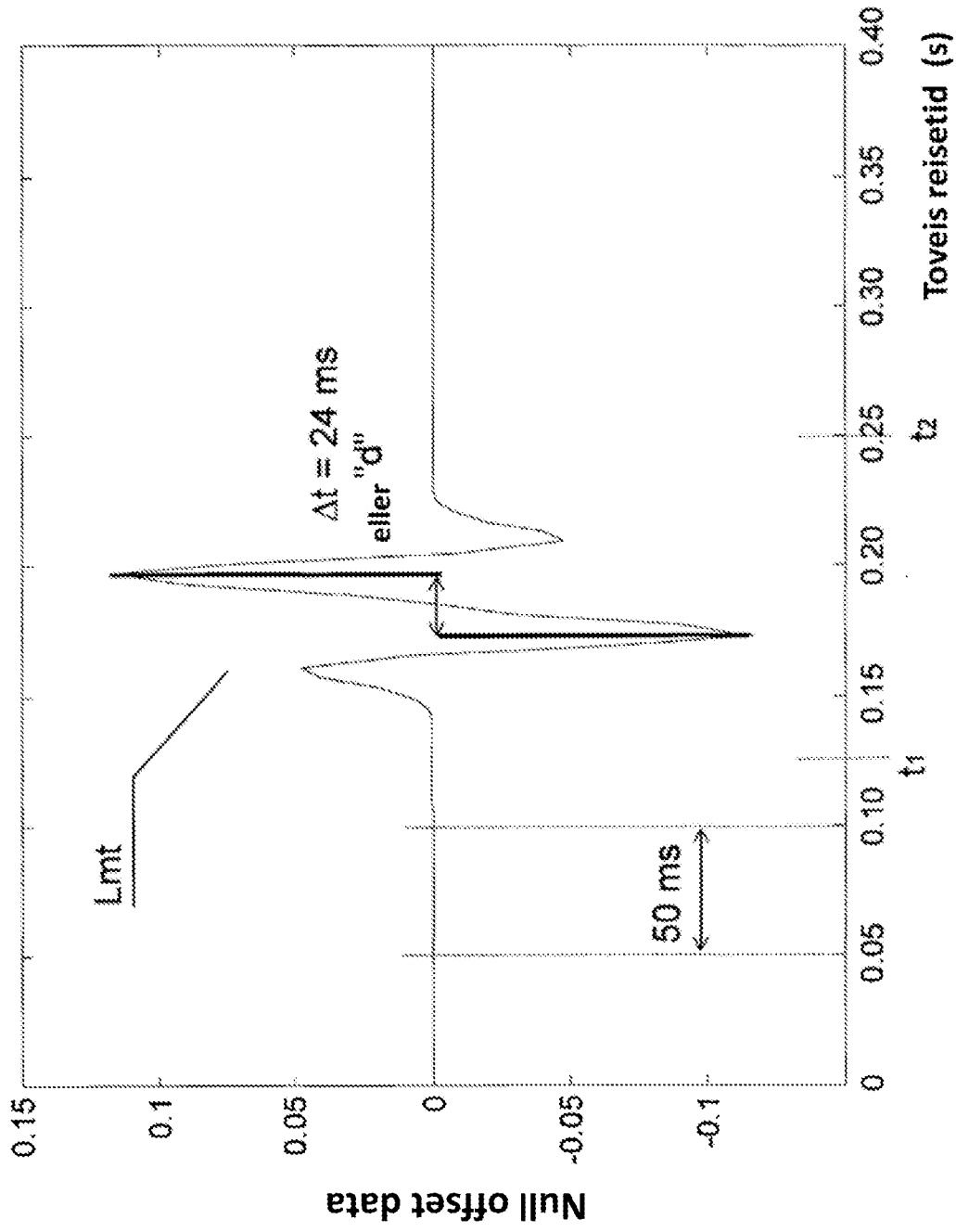
Topp og bunn reflektorgrensesnitt (sammenhengende linje) danner en geologisk modell, og tolkede tykkelser fra refleksjonssignalene fra toppen og bunnen i den samme vertikalskalaen og toveis tidstykkelse som indikert i Fig. 1a



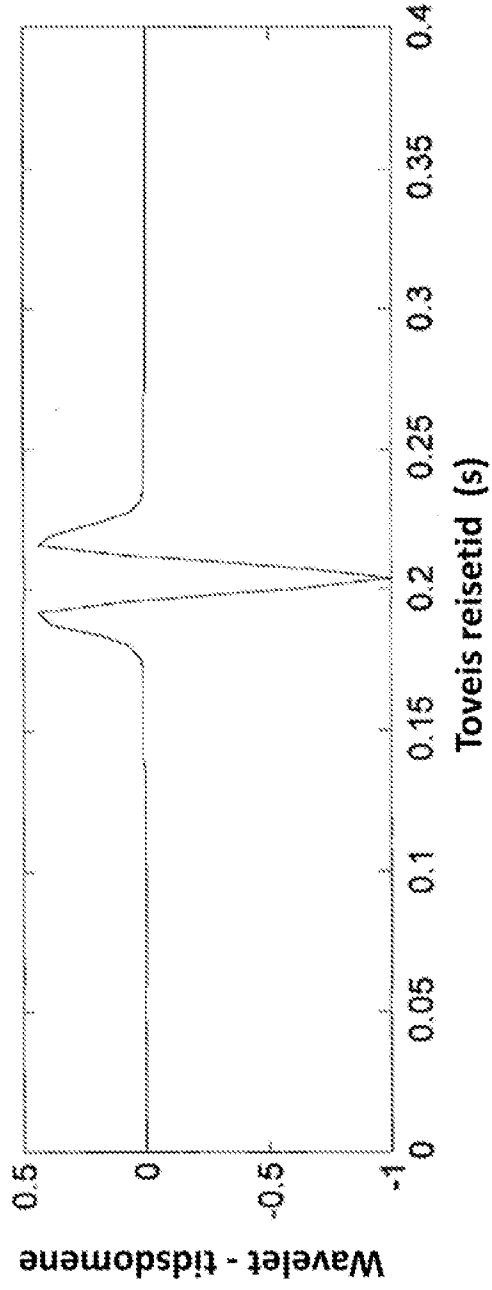
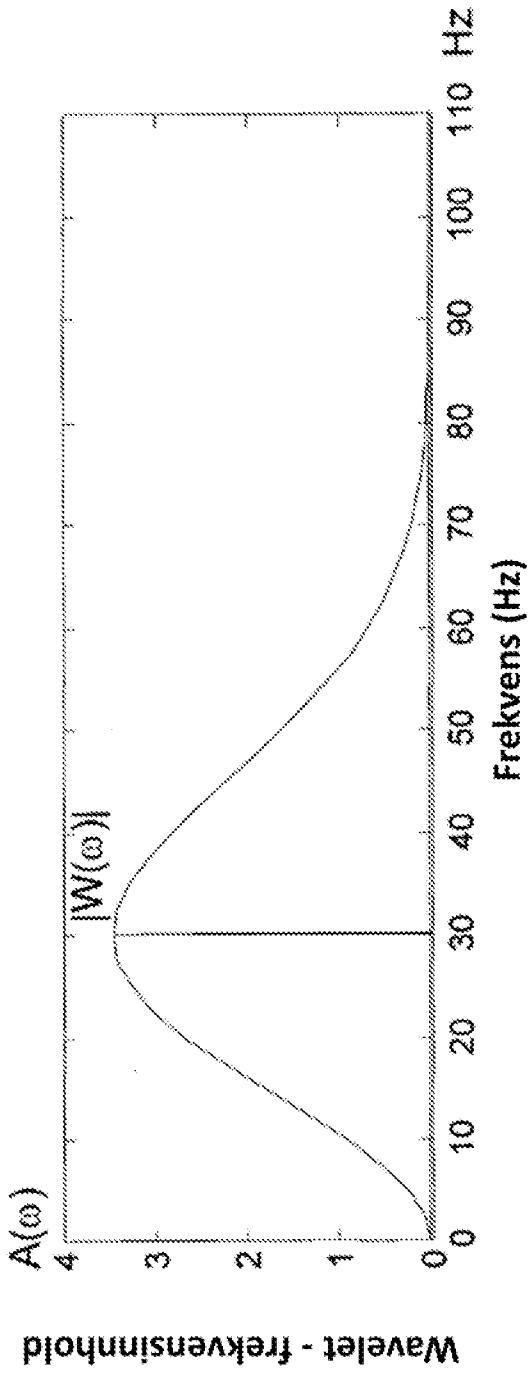
**Fig. 2**  
Tolket lagtykkelse mot virkelig lagtykkelse



**Fig. 3a**  
Akustisk impedans til en veldig enkelt geologisk modell



**Fig. 3b**  
Null offset refleksivitet i henhold til modellen i Fig. 3a



**Fig. 3d**  
30 Hz Ricker Wavelet i frekvensdomenet og i tidsdomenet

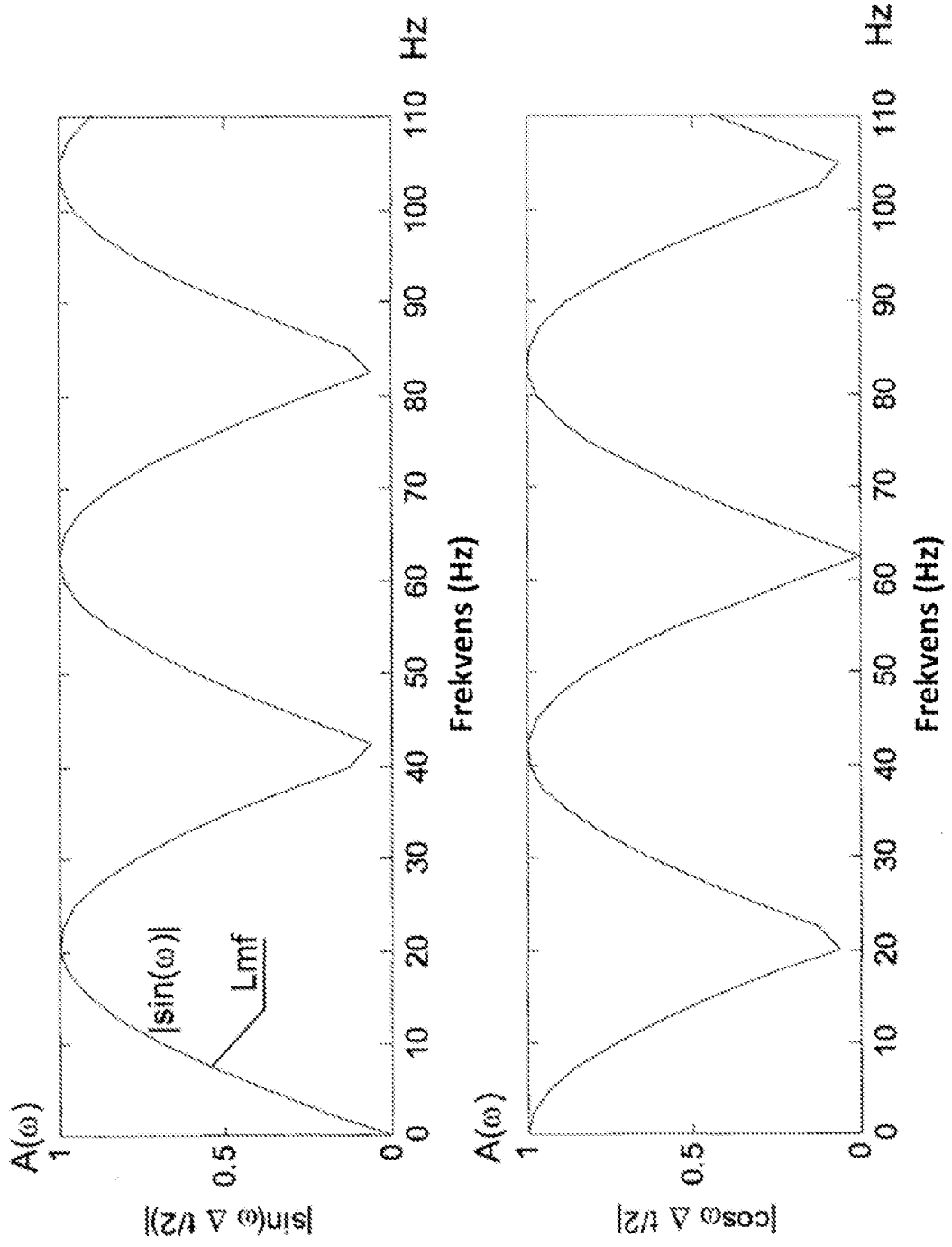


Fig. 3e

Null offset reffektivitet i frekvensdomenet

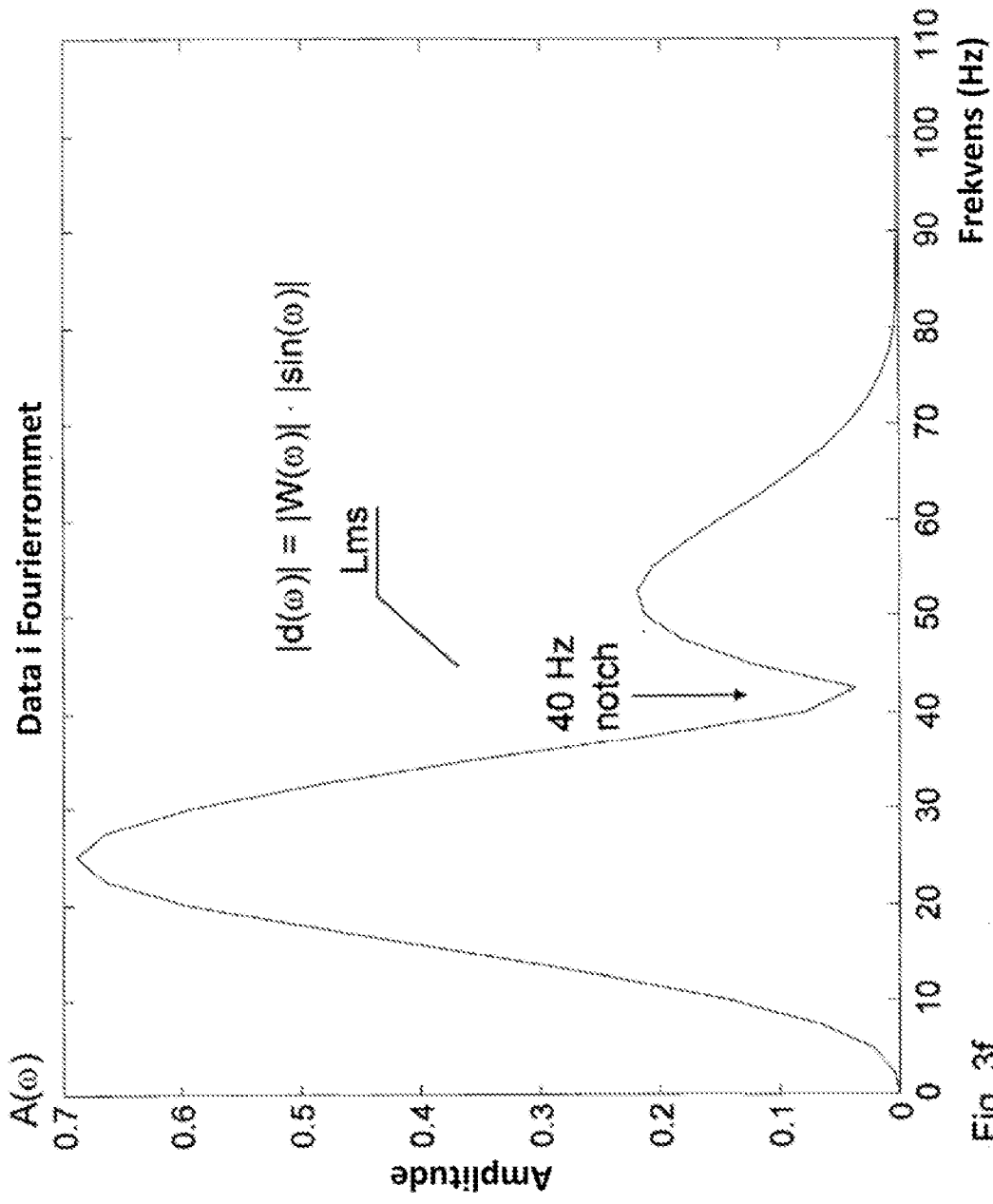
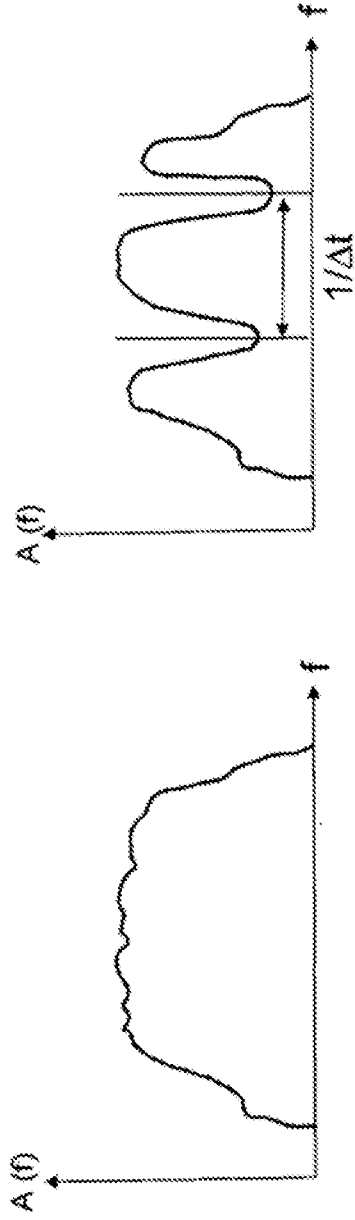


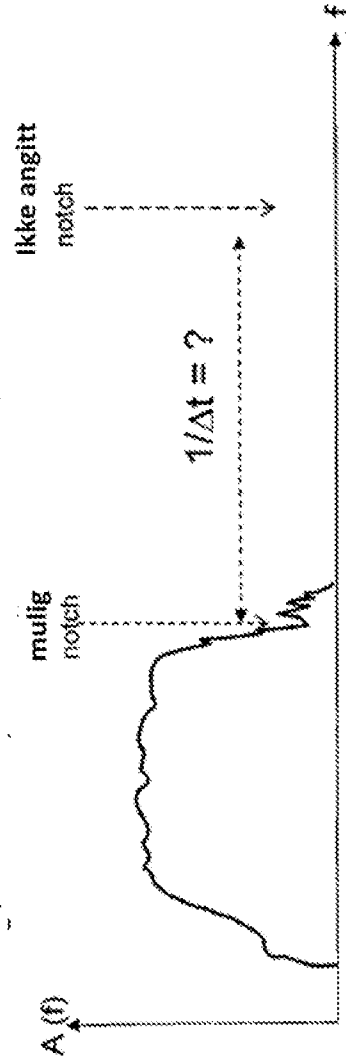
Fig. 3f

Null offset reflektivitet i frekvensdomenet fra Fig. 3 multiplisert med Ricker wavelet i frekvensdomenet fra Fig. 3d tilveiebringer null offset dataene i frekvensdomenet.



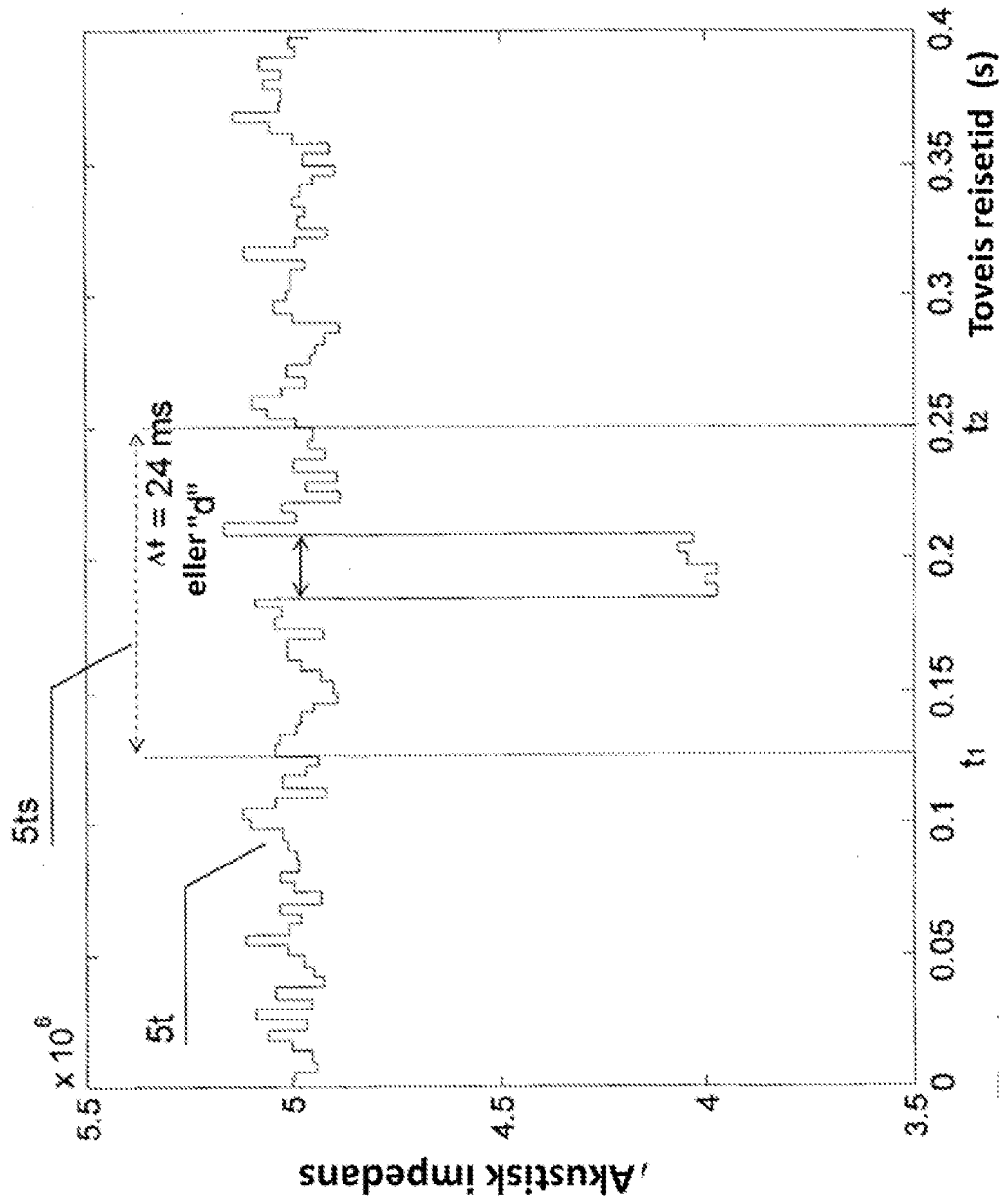
**Fig. 3g (Bakgrunnsteknikk)**

Venstre side: en kildewavelet spectrum gjentegnet fra Partyka, US 5870691 Fig. 3A, og høyre side : et spektrum til et tynt lags refleksjon, også gjentegnet fra Partyka, US 5870691 Fig. 3B. Den tidsbestemte tykkelsen til et tynt lag kan bli utledet ved å estimere adskillelsen av de to notchene som vist og inverterte for å finne den tidsbestemte tykkelsen.

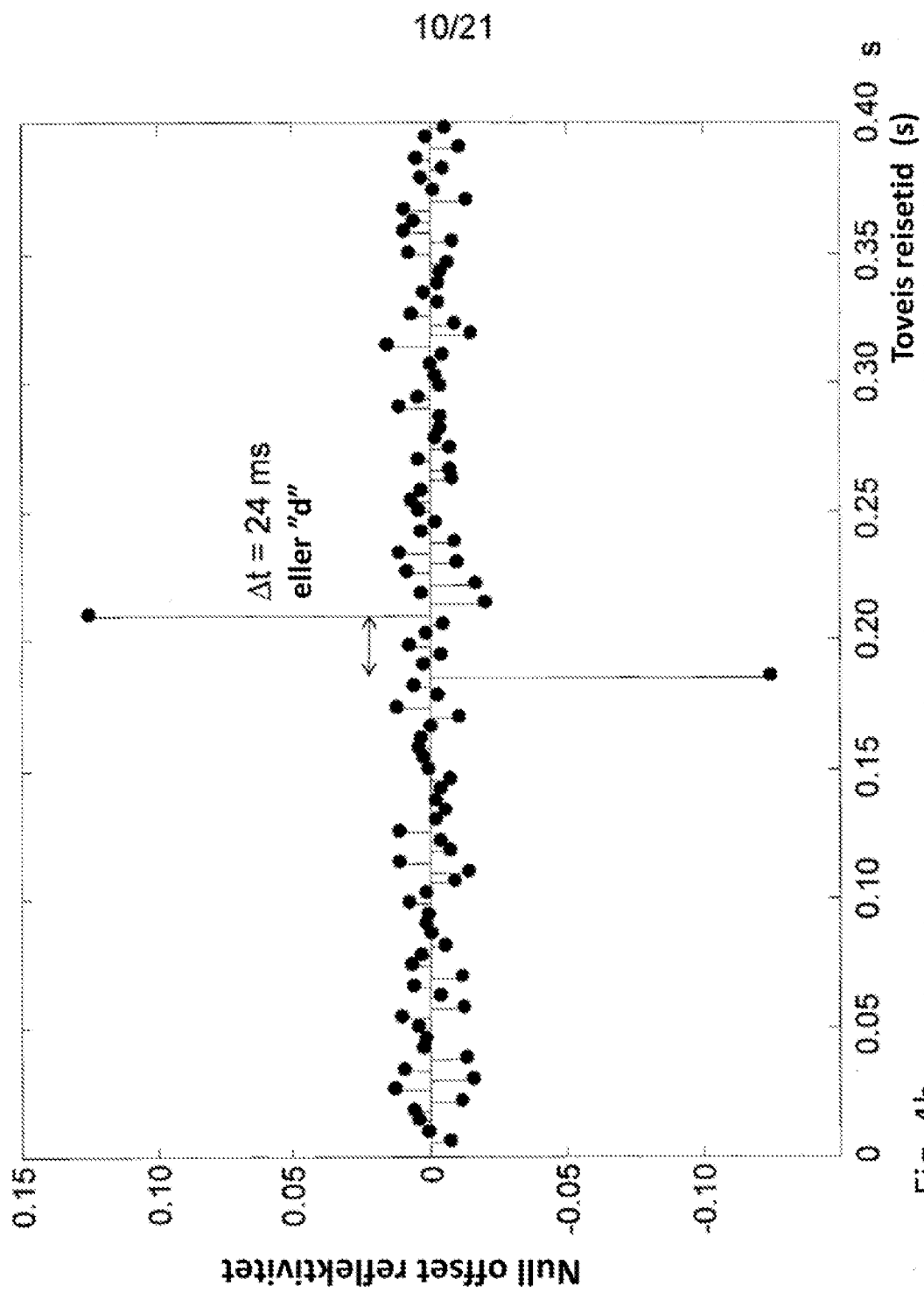


**Fig. 3h**

Et problem relatert til bakgrunnsteknikken er når  $\Delta t$  blir veldig liten, dvs. dersom laget er veldig tynt. Da kan den tidsbestemte tykkelsen til et tynt lag kanskje ikke bli utledet ved å estimere adskillelsen av de to notchene. For enda tynnere lag kan den første notchen til og med ikke falle fullstendig innenfor kildewaveletfrekvensspektrumet.



**Fig. 4a** Akustisk impedans til en enkel geologisk modell med tilfeldig ekstra akustiske impedansvariasjoner som illustrerer ekstra reflektorer, både til den bakgrunnsakustiske impedansen og lavimpedanssonen.



**Fig. 4b** Null offset reflektivitet i henhold til modellen i Fig. 4a med dens tilfældige ekstra reflektorer.

### Data med 30 Hz Ricker wavelet

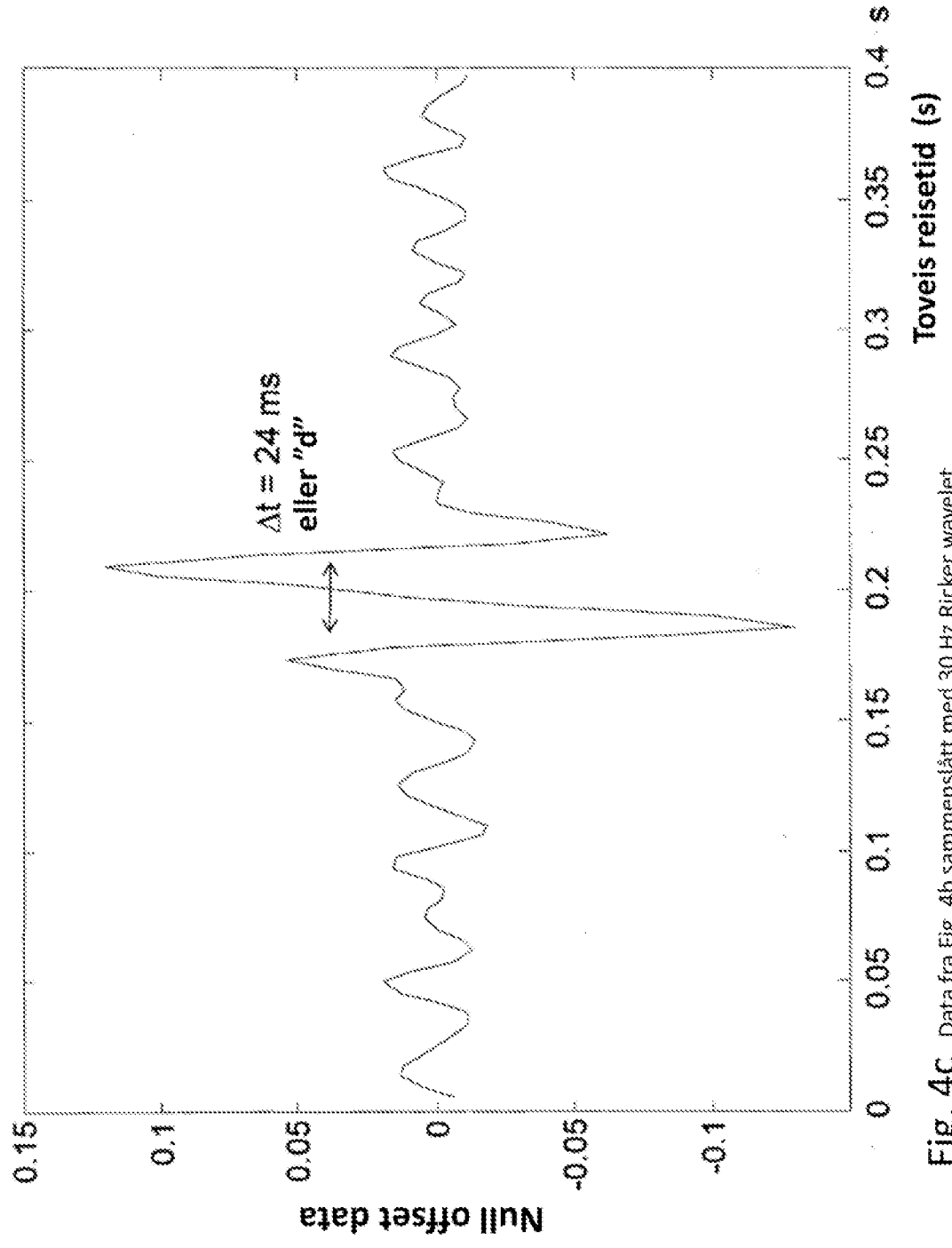


Fig. 4C Data fra Fig. 4b sammenslått med 30 Hz Ricker wavelet

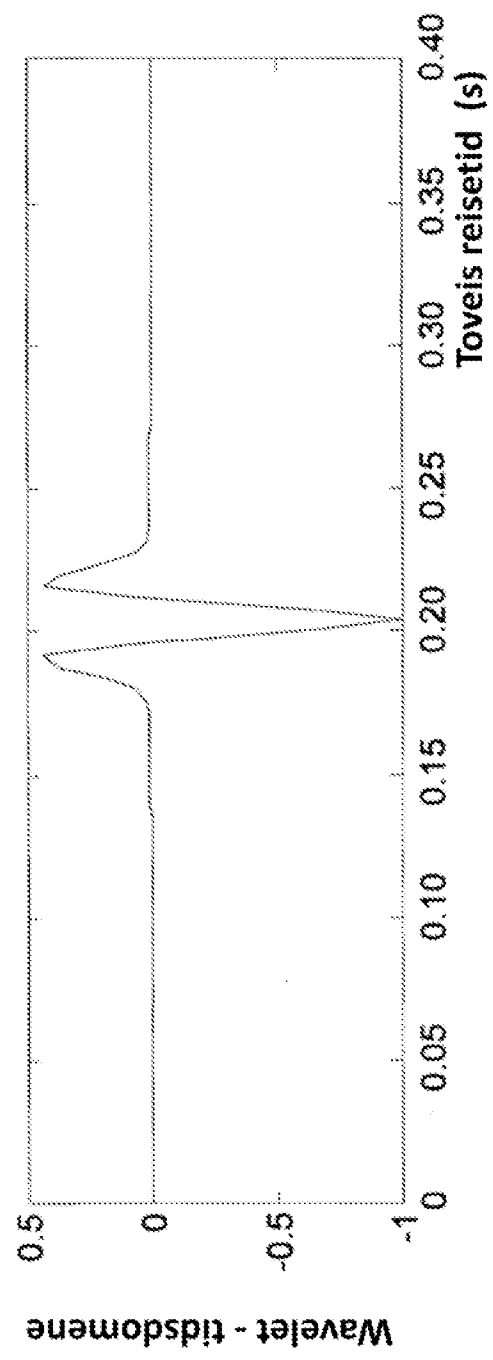
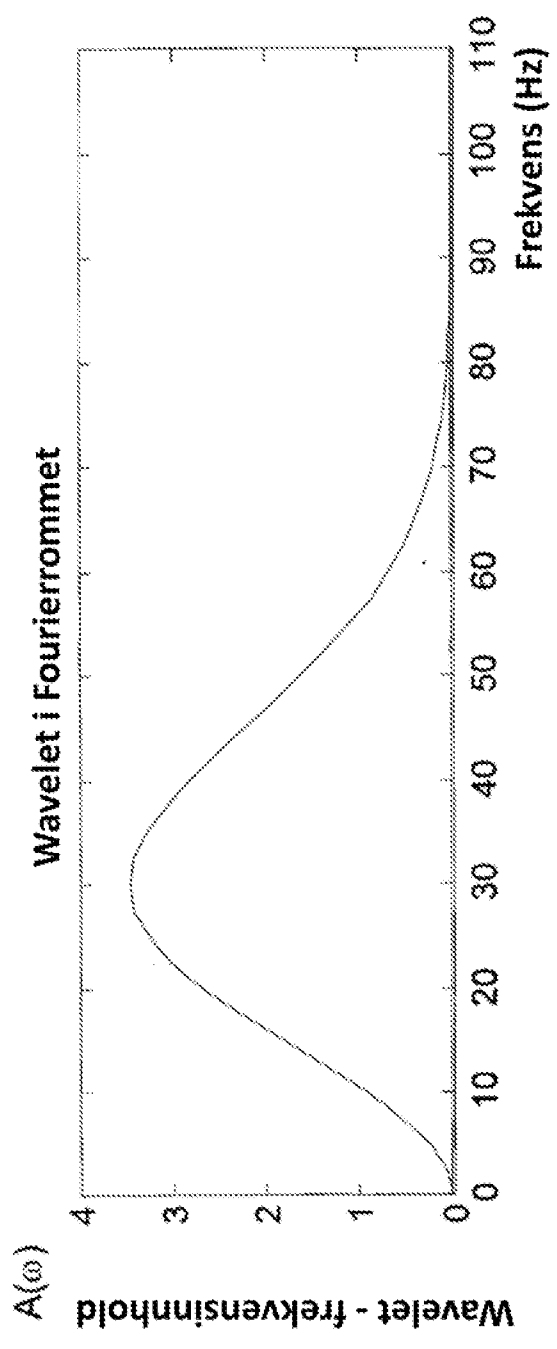


Fig. 4d 30 Hz Ricker Wavelet i frekvensdomenet og i tidsdomenet, samme som for Fig. 3d

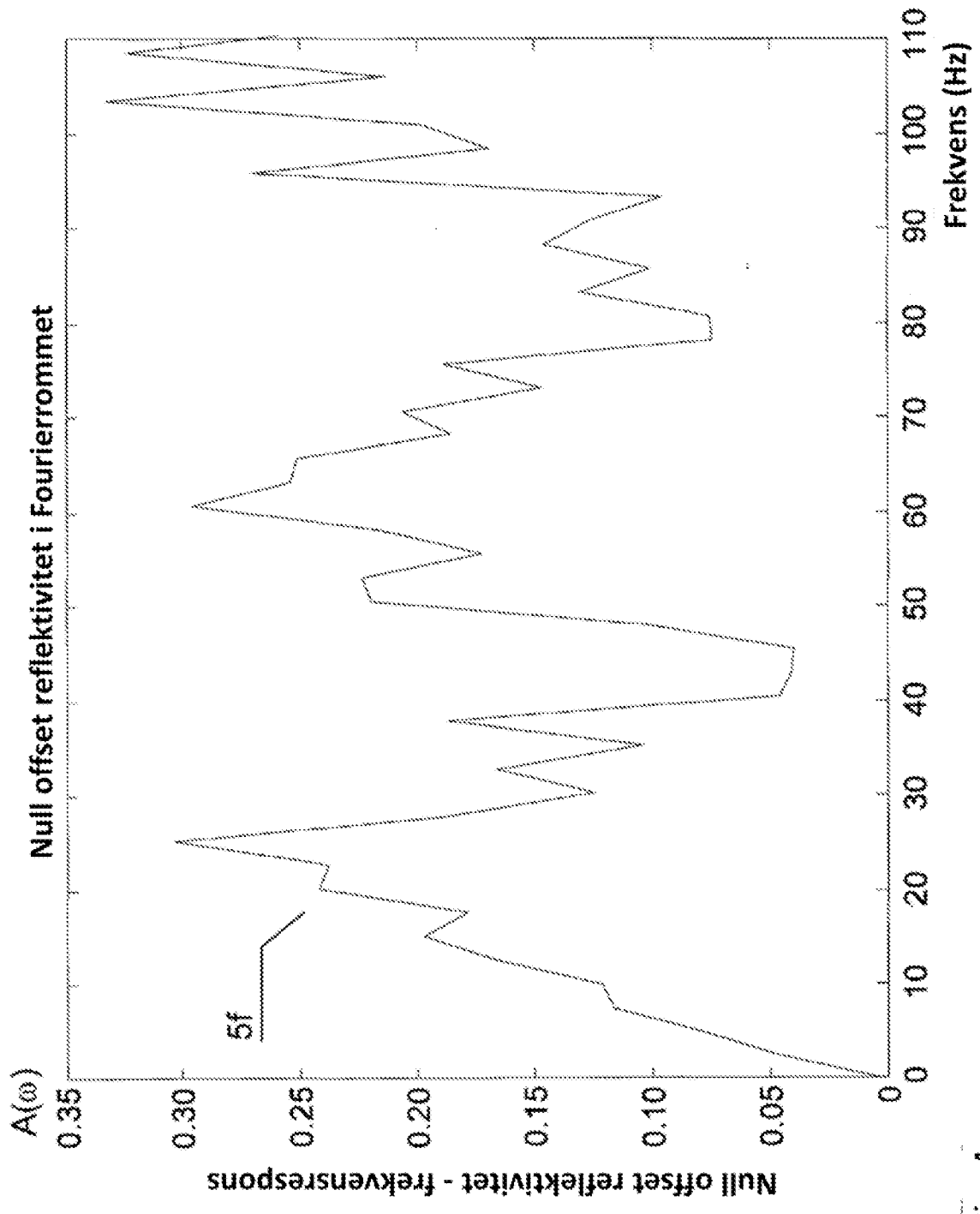


Fig. 4e Null offset refleksiviteten fra Fig. 4d transformert til frekvensdomenet Merk likheten til Fig. 3e

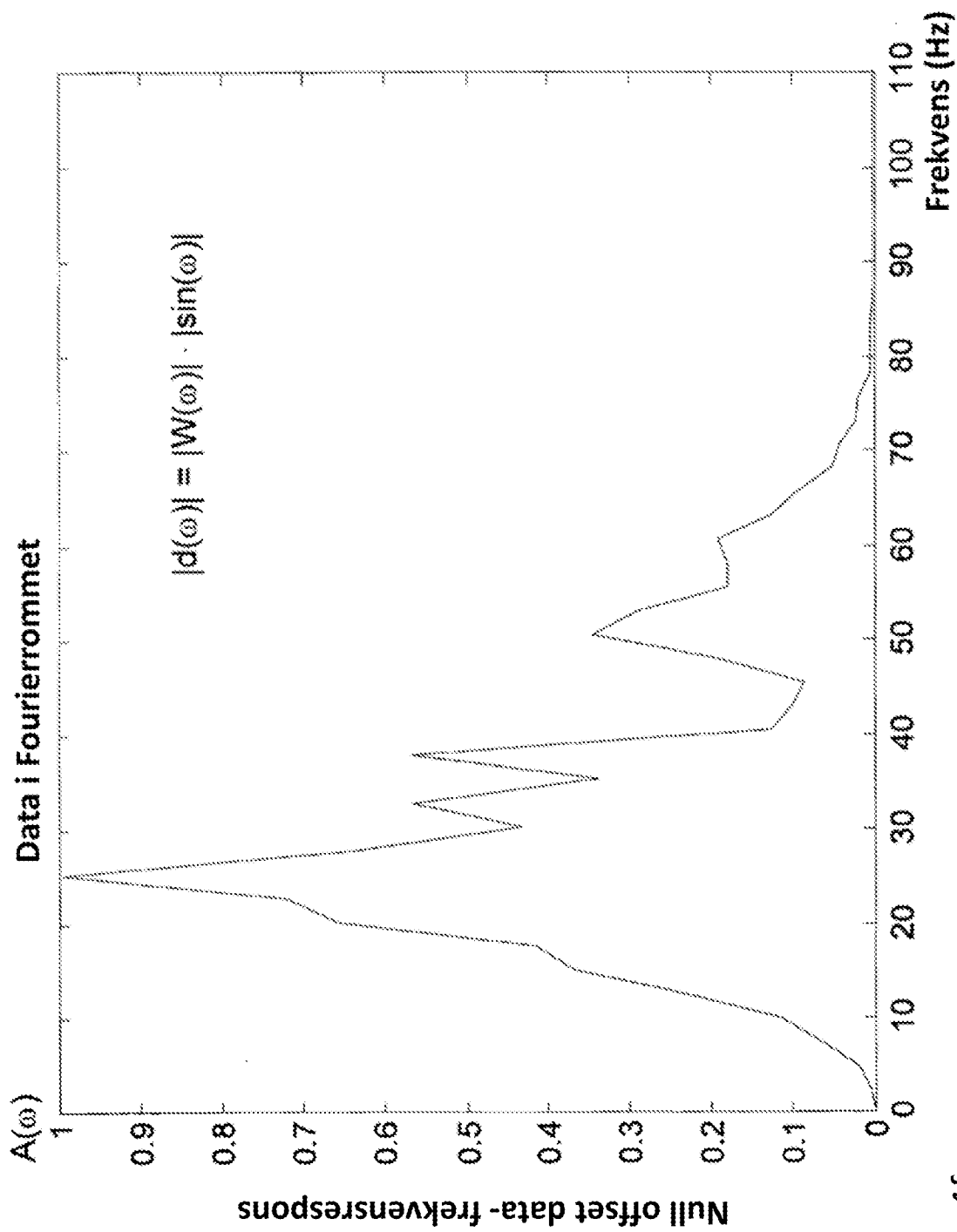
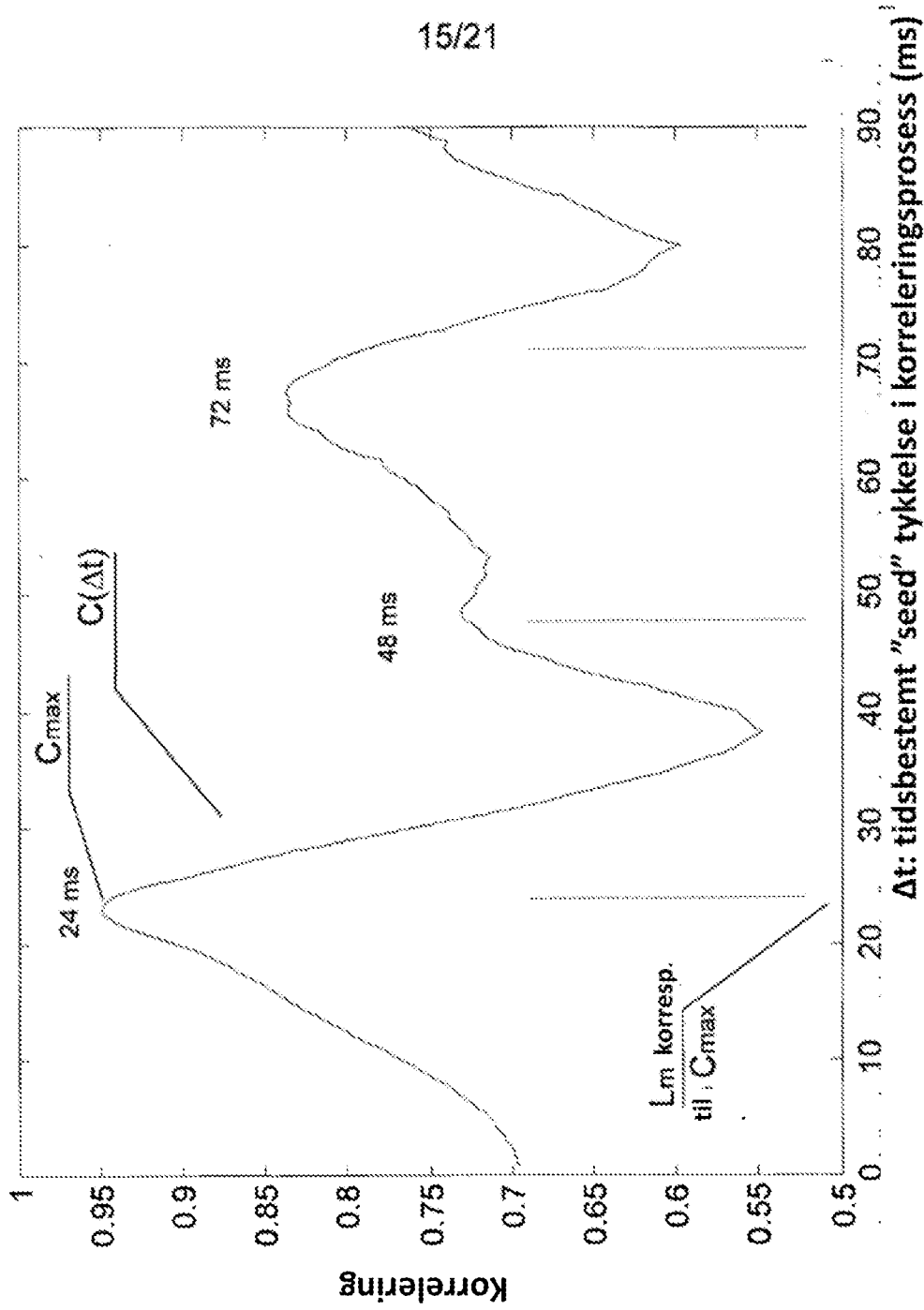


Fig. 4f Null offset støy reflektivitet i frekvensdomenett fra Fig. 4d multiplisert med Ricker wavelet i frekvensdomenett fra Fig. 4d tilveiebringer et mer realistisk bilde av null offset data i frekvensdomenett.

## Korrelering mot tykkelse av lavimpedanssone



**Fig. 5a** En korrelering mellom data i frekvensdomenet gitt en wavelet og en foreslått tynn lagtykkelse, og sann data og tykkelse for påfølgende tykkelser. En maksimal korreleringsverdi kan plukkes for hver serie av testede tykkelser  $\Delta t$  av modellert tynne lavimpedanslag.

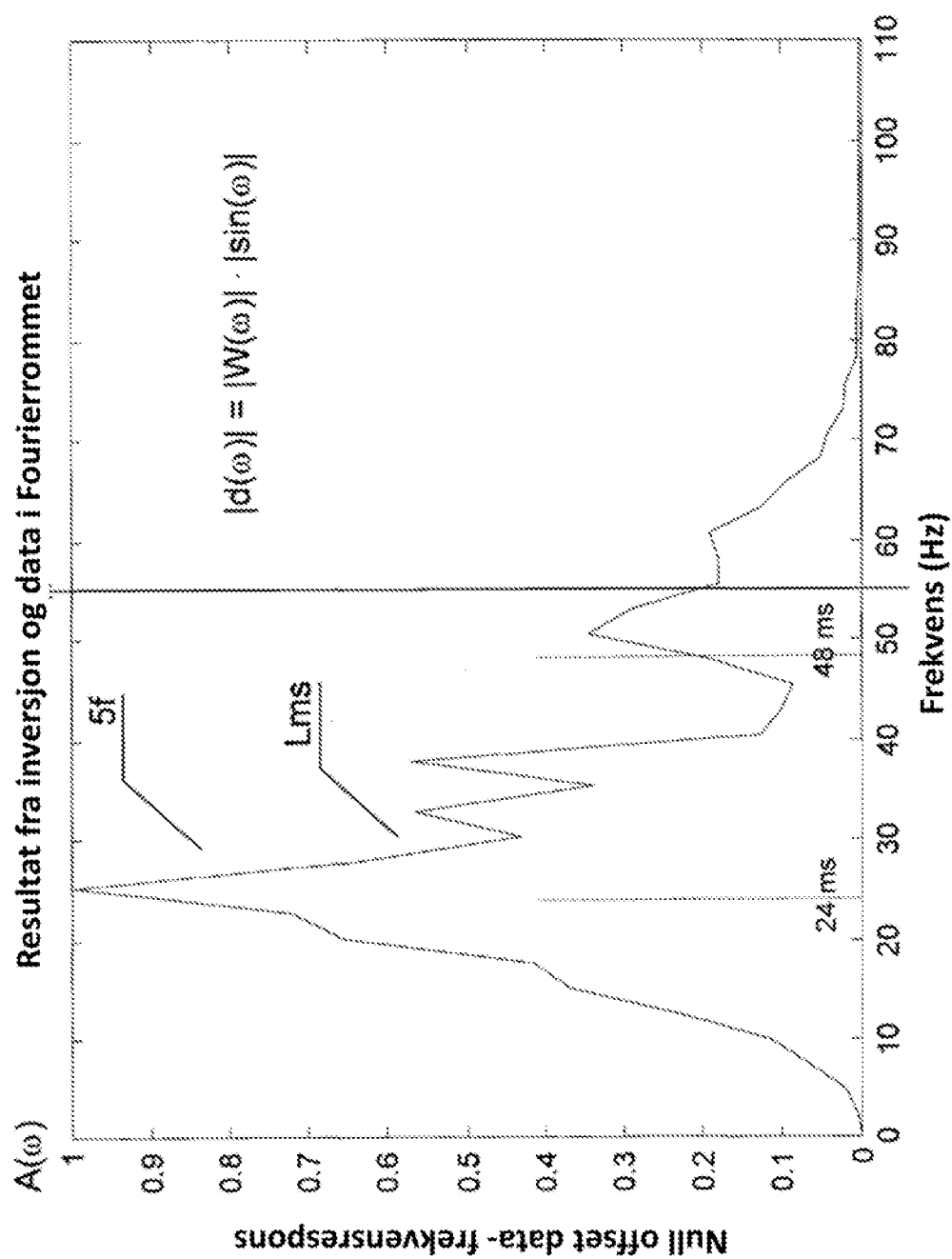


Fig. 5b En korrelering mellom data i frekvensdomenet gitt en wavelet og en foreslått tynn lagtykkelse, på 0,232 ms (jevne linje) , og en modellert støyfrekvens domenedata og en gitt tykkelse til et lavimpedanslag, slik som fra fig. 4f. Denne korreleringen gir maksimal korrelering for tykkelsen til det tynne lavimpedanslaget slik som gitt i Fig. 5a for en tidsbestemt tykkelse på 0,232 ms.

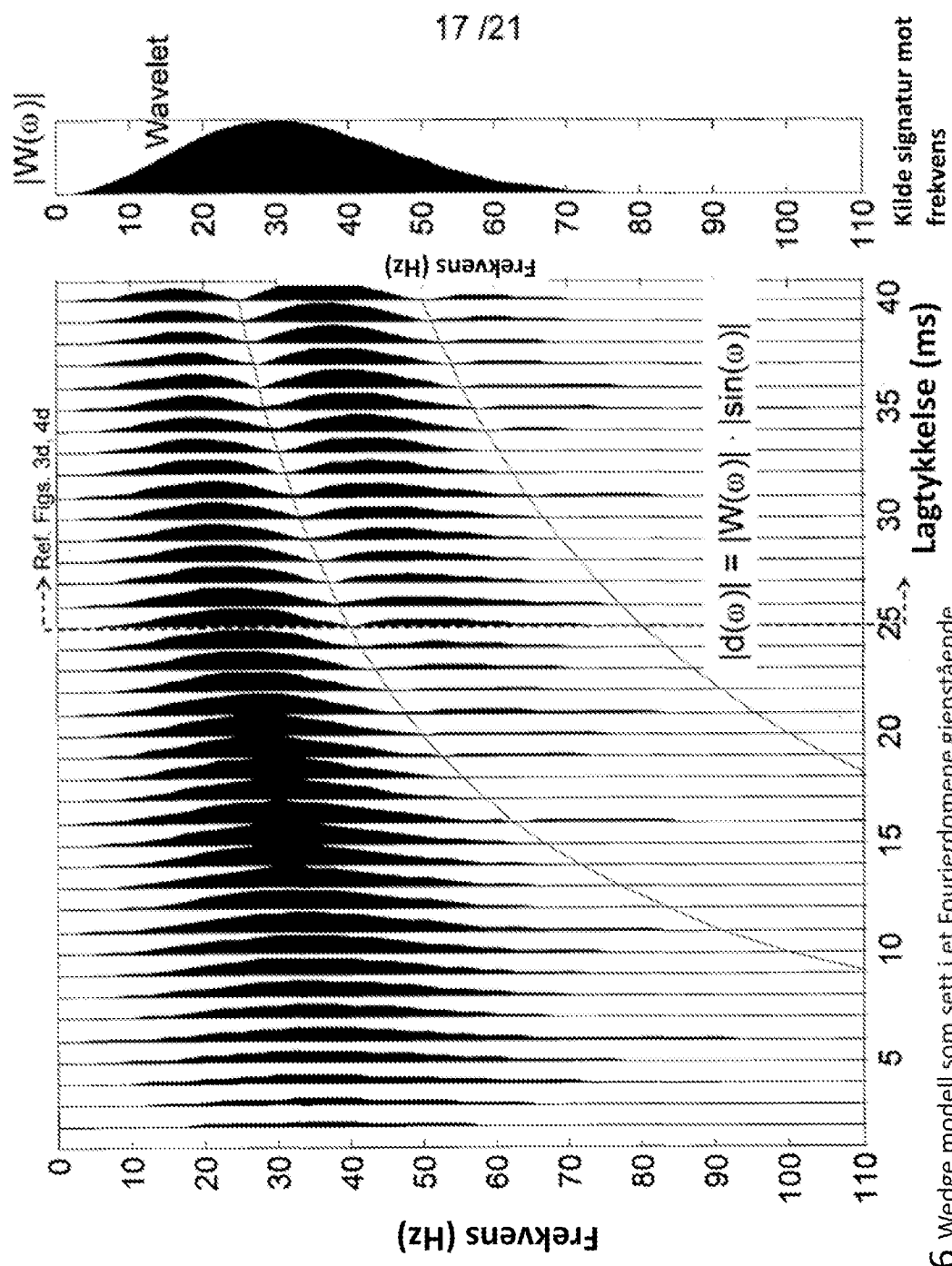


Fig.6 Wedge modell som sett i et Fourierdomene gjenstående notchtraser av interferensmønstre som følge av kilde signatur frekvensspektrum

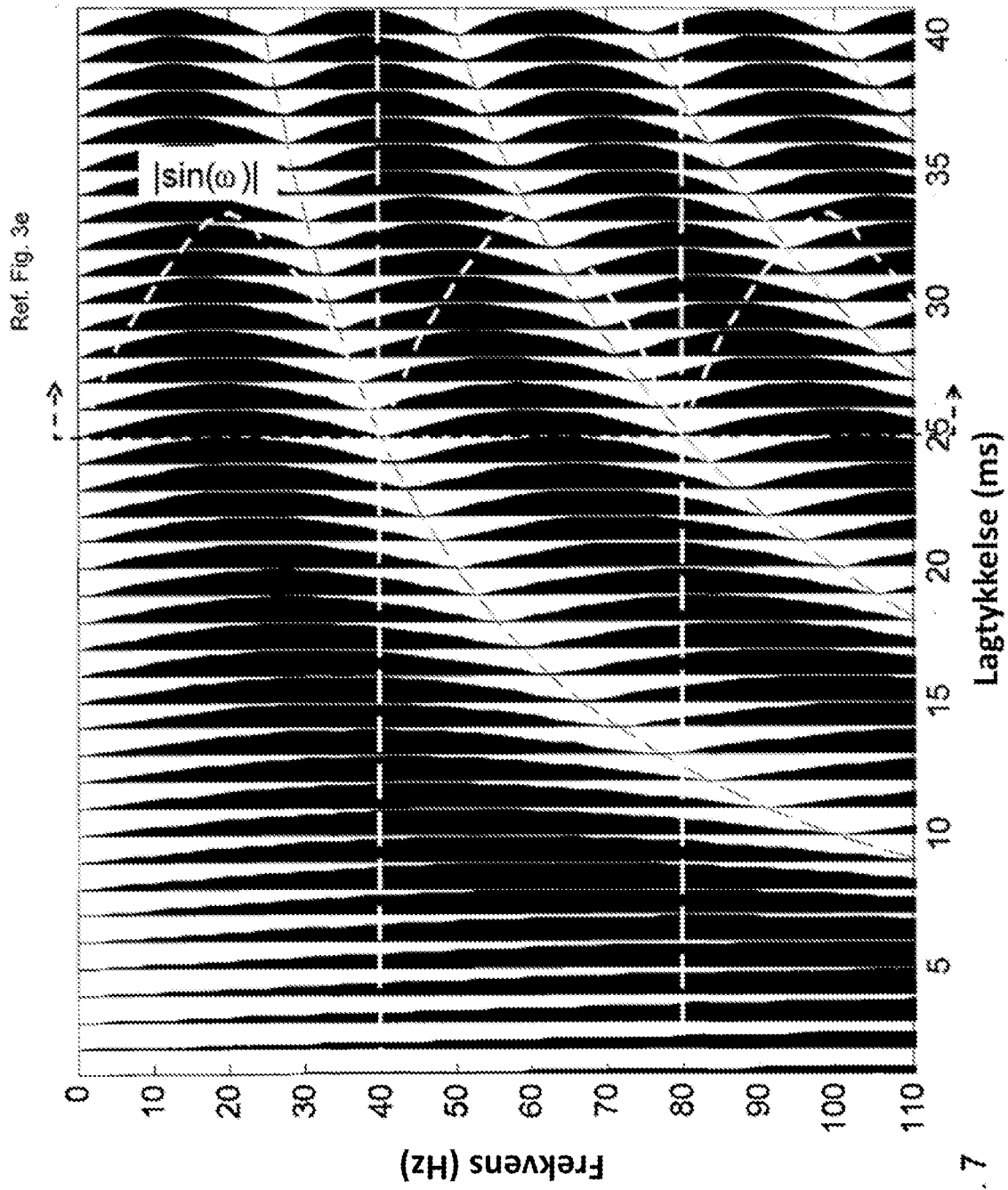
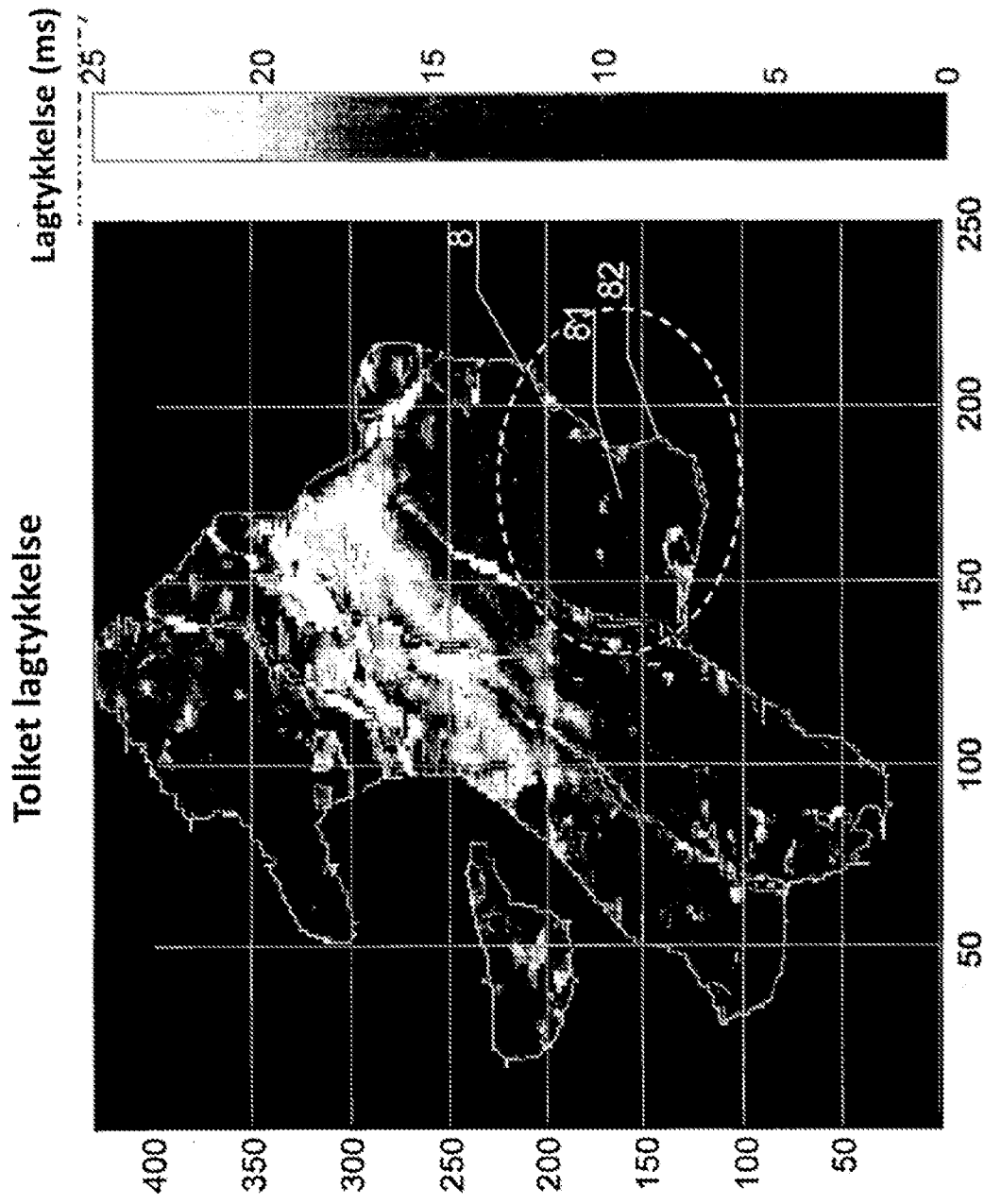
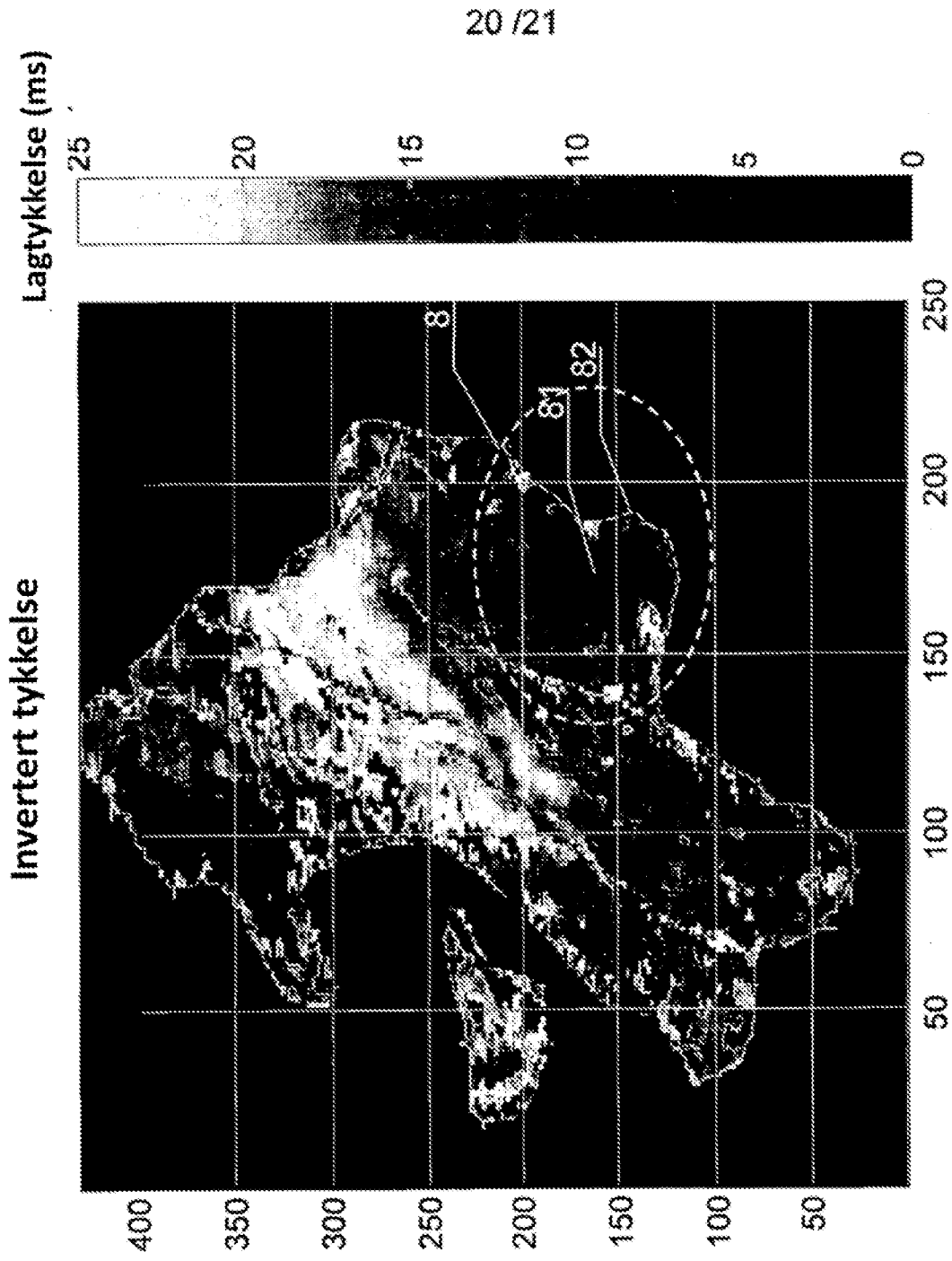


Fig. 7

Frekvensdomene interferensmønster for reflektorer med motsatt fortegn



**Fig.8a** Eksempel på et kart av tolkede tykkelser (denne siden) sammenlignet med et kart av inverterte tykkelser (neste side, Fig. 8b) i henhold til fremgangsmåten av gjeldende oppfinnelse.



**Fig.8b** Eksempel på et kart av tolkede tykkelser (forrige side, Fig. 8a) sammenlignet med et kart av inverterte tykkelser (denne side) i henhold til fremgangsmåten av gjeldende oppfinnelse.

Fig. 8C Et kartesisk diagram av de tolkede tykkelsene (fra Fig. 8a) plottet mot inverterte tykkelser (Fig. 8b) i henhold til korreleringsfremgangsmåten i gjeldende oppfinnelse.

