

BAB II DASAR TEORI

2.1 Teori Gelombang Seismik

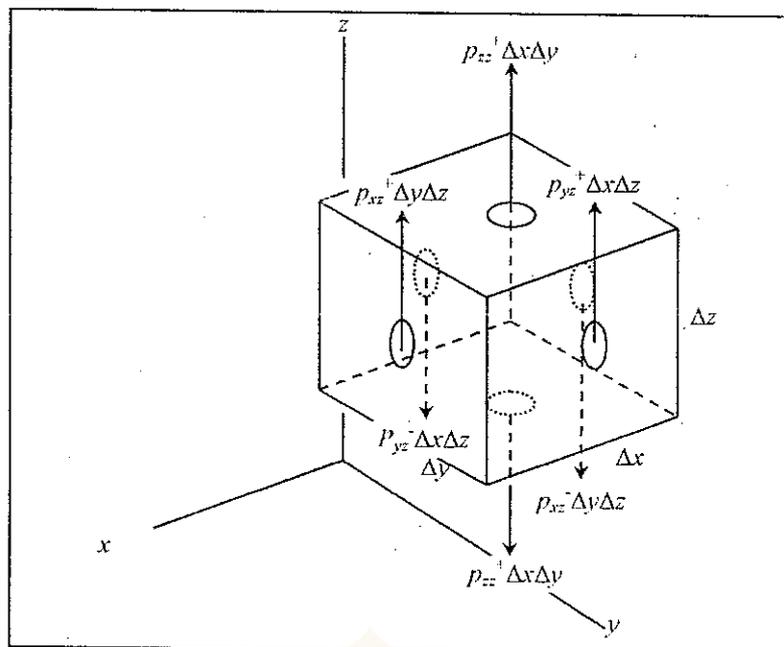
Gelombang seismik merupakan suatu gangguan elastik yang energinya merambat dari satu titik ke titik lain pada suatu medium elastik (Sheriff, 1991). Beberapa dekade sebelum pendugaan seismik dilakukan, karakteristik gelombang elastik yang merambat di bumi tersebut dipelajari oleh para ahli seismologi berdasarkan sinyal hasil fenomena gempa bumi (Dobrin dan Savit, 1988).

Bila sumber gelombang gempa berasal dari dinamika alam yang masih sulit diprediksi maka sumber gelombang seismik yang diaplikasikan pada dunia eksplorasi adalah berasal dari sumber buatan. Energi hasil sumber tersebut merambat ke medium bawah permukaan untuk kemudian dideteksi instrumen dengan jarak dan konfigurasi tertentu.

2.1.1 Persamaan gerak gelombang seismik (Grant dan West, 1965)

Misalkan terdapat suatu material yang homogen, setimbang dan seluruh gaya permukaannya dalam konfigurasi tak terganggu. Sebuah gangguan melewati material itu mengakibatkan pergeseran titik $P(x,y,z)$ di sembarang t sesaat dapat dinyatakan oleh vektor $\mathbf{u}(x,y,z;t)$. Seperti pada gambar 2.1, bila seluruh gaya permukaan tersebut bekerja pada kubus kecil ΔV pada arah z maka terdapat 1 komponen pada arah tersebut melalui tiap tiga pasang sisi yang berlawanan. Sebagai contoh dari sisi yang tegak lurus Oy , yakni :

$$\left(p_{yz} + \frac{1}{2} \frac{\partial p_{yz}}{\partial y} \right) \Delta z \Delta x - \left(p_{yz} - \frac{1}{2} \frac{\partial p_{yz}}{\partial y} \Delta y \right) \Delta z \Delta x = \frac{\partial p_{yz}}{\partial y} \Delta V \quad (1)$$



Gambar 2.1 Gaya permukaan pada arah z yang bekerja pada elemen volum di P (Grant dan West, 1965).

Gaya permukaan *netto* tak seimbang pada arah $O z$ adalah jumlahan ketiganya, sehingga menjadi :

$$F_z = \left(\frac{\partial p_{zz}}{\partial x} + \frac{\partial p_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial p_{zx}}{\partial z} \right) \Delta V \quad (2)$$

Dalam notasi indeks dinyatakan oleh :

$$F_3 = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial p_{k3}}{\partial x_k} \Delta V$$

$$F_i = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial p_{ik}}{\partial x_k} \Delta V \quad (3)$$

Maka gerak di P, dengan mengabaikan gaya gravitasi adalah :

$$\rho \frac{d^2 u_i}{dt^2} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial p_{ik}}{\partial x_k} \quad (4)$$

Operator diferensial Lagrangian d/dt menunjukkan kesesuaian dengan gerak material dan memperhatikan gerak total elemen bagian atau partikel dalam ruang. Sebaliknya, operator Eulerian $\partial/\partial t$ menggunakan penurunan pada titik yang tetap dalam ruang dan merupakan operator yang sesuai dengan persamaan gerak material. Hubungan antara kedua operator tersebut dinyatakan oleh:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 \frac{du_i}{dt} \frac{\partial}{\partial x_i} \quad (5)$$

Dalam Seismologi, amplitudo gerakan tanah hampir selalu teramat sangat kecil bila dibandingkan dengan panjang gelombang gangguan seismik. Dengan demikian persamaan gerak secara umum dapat dituliskan sebagai :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial p_{ik}}{\partial x_k} \quad (6)$$

Pada medium yang homogen, isotropik dan elastik sempurna, maka persamaan (4) dituliskan sebagai :

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \sum_{k=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_k} (\lambda \theta \delta_{ik} + 2\mu e_{ik}) \\ \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \sum_{k=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \right) \\ \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \end{aligned} \quad (7)$$

Yang jika dituliskan dalam bentuk vektor menjadi :

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla \theta + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (8)$$

Dengan ρ adalah densitas material, λ dan μ adalah konstanta Lamé. Jika kedua sisi didivergensi dan disusun kembali orde penurunannya maka:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \theta \quad (9)$$

Yang merupakan persamaan baku gelombang untuk perambatan dilatasi kubus θ yang bisa ditafsirkan sebagai bukti bahwa gelombang kompresional atau gelombang P yang bergerak dengan kecepatan $\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$ tersebut dapat dirambatkan pada sembarang padatan elastik isotropik. Jika kedua sisi dirotasi (*curl*) maka diperoleh :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times u) = \mu \nabla^2 (\nabla \times u) \quad (10)$$

Yang juga merupakan persamaan gelombang baku bagi perambatan gangguan rotasional murni dengan kecepatan $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$ dan menunjukkan bukti kemungkinan gelombang transversal atau rotasional merambat melalui suatu padatan elastik isotropik dengan kecepatan β .

Jika ditinjau perambatan suatu muka gelombang (*wavefront*) pada jarak yang jauh dari sumbernya, sebagaimana halnya gelombang elektromagnetik, gelombang rotasional bisa terpolarisasi bidang. Gelombang yang terpolarisasi sedemikian hingga gerak partikel berada pada bidang horisontal disebut gelombang *shear horizontal* (SH); jika pada bidang vertikal, disebut gelombang *shear vertical* (SV).

Jika kedua jenis gelombang seismik P dan S tersebut masing-masing dinyatakan oleh potensial pergeseran dilatasi ϕ dan rotasional ψ maka :

$$\rho \ddot{\phi} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi \quad \text{untuk gelombang longitudinal (P)} \quad (11)$$

$$\rho \ddot{\phi} = \mu \nabla^2 \phi \quad \text{untuk gelombang transversal (S)} \quad (12)$$

Dalam Seismologi praktis, gangguan seismik yang diberikan berupa pulsa pendek, dengan demikian digunakan solusi menggunakan integral Fourier :

$$\phi(r, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(r, \omega) e^{-i\omega t} d\omega \quad (13)$$

Dengan transformasi Fourier dari fungsi kawasan waktu $\phi(r, t)$ adalah :

$$\Phi(r, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \phi(r, t) e^{i\omega t} dt \quad (14)$$

Jika disubstitusikan (13) ke (14) maka Φ adalah solusi bagi :

$$\nabla^2 \Phi + k_{\alpha}^2 \Phi = 0 \quad (15)$$

Dengan cara yang sama untuk ψ diperoleh Ψ yang merupakan solusi bagi :

$$\nabla^2 \Psi + k_{\beta}^2 \Psi = 0 \quad (16)$$

Solusi paling sederhana bagi kedua persamaan di atas berkaitan dengan perambatan gelombang bidang. Jika dimisalkan pergeseran tersebut tak gayut koordinat y maka dapat dituliskan :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + k_{\alpha}^2 \Phi = 0 \quad (17)$$

Dengan penyelesaian menggunakan separasi variabel, diperoleh :

$$\Phi(x, z; \omega) = A(\omega) \exp ik_{\alpha} (lx + nz) \quad (18)$$

Dengan k_{α} adalah bilangan gelombang untuk gelombang longitudinal P, l dan n adalah sinus dan cosinus sudut datang.

2.1.2 Refleksi dan refraksi gelombang seismik

Perambatan gelombang bidang yang dikarakteristikkan oleh potensial pergeseran ϕ dan ψ pada material homogen isotropik akan memiliki komponen pergeseran (Grant dan West, 1965):

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \alpha \nabla^2 \phi \quad (\text{gelombang longitudinal ; P}) \quad (19)$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \beta \nabla^2 \psi \quad (\text{gelombang transversal vertikal ; SV}) \quad (20)$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = \beta \nabla^2 V \quad (\text{gelombang transversal horisontal ; SH}) \quad (21)$$

Solusi bagi persamaan gerak masing-masing gelombang adalah :

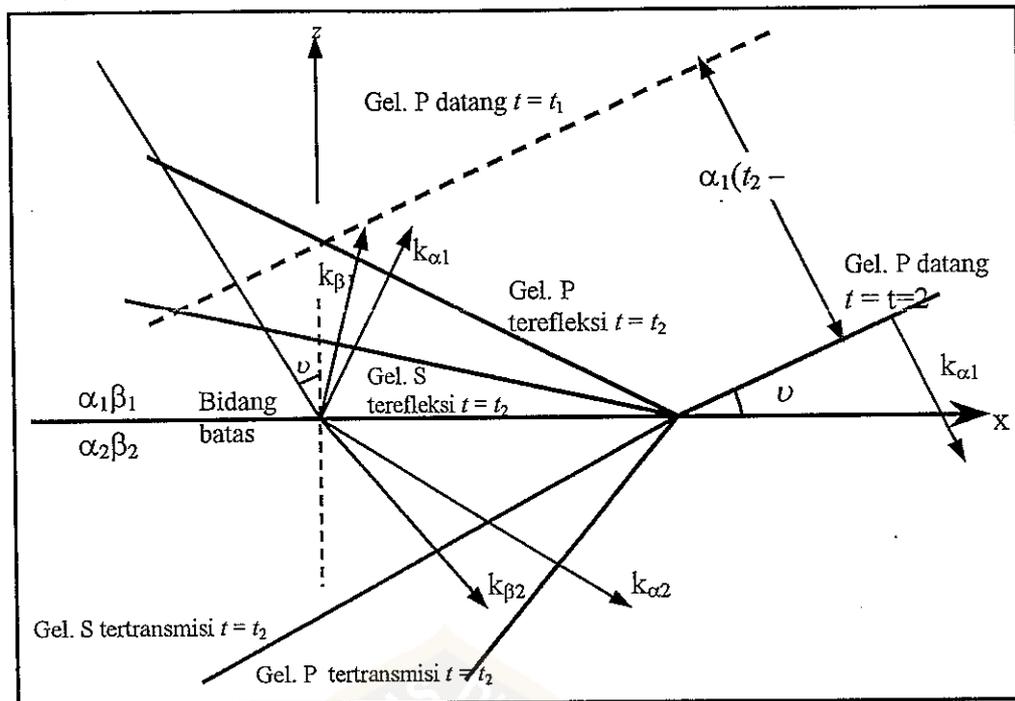
$$\Phi(x, z) = A(\omega) \exp ik_{\alpha} (lx - nz) \quad (22)$$

$$\Psi(x, z) = B(\omega) \exp ik_{\beta} (lx - nz) \quad (23)$$

$$V(x, z) = C(\omega) \exp ik_{\beta} (lx - nz) \quad (24)$$

Jika gelombangnya P maka $B = C = 0$, jika gelombang *shear* vertikal (SV) maka $A = C = 0$ dan jika gelombang *shear* horisontal (SH) maka $A = B = 0$.

Jika medianya serba sama dan muka gelombang (*wavefront*) adalah bidang maka perjalanan gelombang boleh direpresentasikan dengan menggunakan jejak sinar sekedar untuk menggambarkan trayektori (lintasan) yang diteruskan oleh titik-titik muka gelombang didepannya, seperti terlihat pada gambar 2.2 (Grant dan West, 1965). Gelombang bidang yang melewati perlapisan bumi disebut gelombang Snell yang berubah arah perambatannya pada tiap batas perlapisan dengan mengikuti hukum Snell (Claerbout, 1978 *of cit* Yilmaz, 1987).



Gambar 2.2 Refleksi dan refraksi sebuah gelombang bidang kompresional (gelombang P) yang datang ke suatu bidang batas (Grant dan West, 1965)

Selanjutnya, kasus yang ditinjau adalah berupa gelombang kompresional yang datang pada sudut ν_p di medium 1. Pada saat $B = C = 0$ dan gangguan yang datang tersebut dinyatakan oleh fungsi (Grant dan West, 1965):

$$\Phi_i(x, z) = A_1(\omega) \exp ik_{\alpha_1} (l_{\alpha_1} x - n_{\alpha_1} z) \quad (25)$$

Dengan bilangan gelombang $k_{\alpha_1} = \omega/\alpha_1$, sinus sudut datang $l_{\alpha_1} = \sin \nu_p$ dan cosinus sudut datang $n_{\alpha_1} = \cos \nu_p$.

Untuk menggambarkan medan pergeseran yang terefleksi dikenalkan tiga fungsi gelombang, yakni :

$$\Phi_r(x, z) = D_1(\omega) \exp ik_{\alpha_1} (l_{\alpha_1} x - n_{\alpha_1} z) \quad (26)$$

$$\Psi_r(x, z) = E_1(\omega) \exp ik_{\beta_1} (l_{\alpha_1} x - n_{\alpha_1} z) \quad (27)$$

$$V_r(x, z) = F_1(\omega) \exp ik_{\beta_1} (l_{\alpha_1} x - n_{\alpha_1} z) \quad (28)$$

Dan medan pergeseran yang terefraksi dinyatakan oleh :

$$\Phi_t(x, z) = A_2(\omega) \exp ik_{\alpha_2} (l_{\alpha_2} x - n_{\alpha_2} z) \quad (29)$$

$$\Psi_t(x, z) = B_2(\omega) \exp ik_{\beta_2} (l_{\alpha_2} x - n_{\alpha_2} z) \quad (30)$$

$$V_t(x, z) = C_2(\omega) \exp ik_{\beta_2} (l_{\alpha_2} x - n_{\alpha_2} z) \quad (31)$$

Pada kasus kedatangan gelombang yang menumbuk batas secara normal (tegak lurus) maka tidak ada gelombang S yang dihasilkan. Koefisien refleksi pada kasus tersebut adalah (Grant dan West, 1965):

$$R = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (32)$$

Impedansi akustik Z didefinisikan sebagai perkalian densitas ρ dengan kecepatan gelombang α di medium tersebut (Telford et al, 1976; Dobrin dan Savit, 1988; Sheriff, 1991). Dengan asumsi bahwa koefisien serap $A = 0$ Nilai koefisien transmisi kemudian dapat ditulis (Sheriff dan Geldart, 1995) :

$$T = \frac{2 \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} = \frac{2 Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (33)$$

2.1.3 Kurva waktu tempuh refleksi gelombang seismik

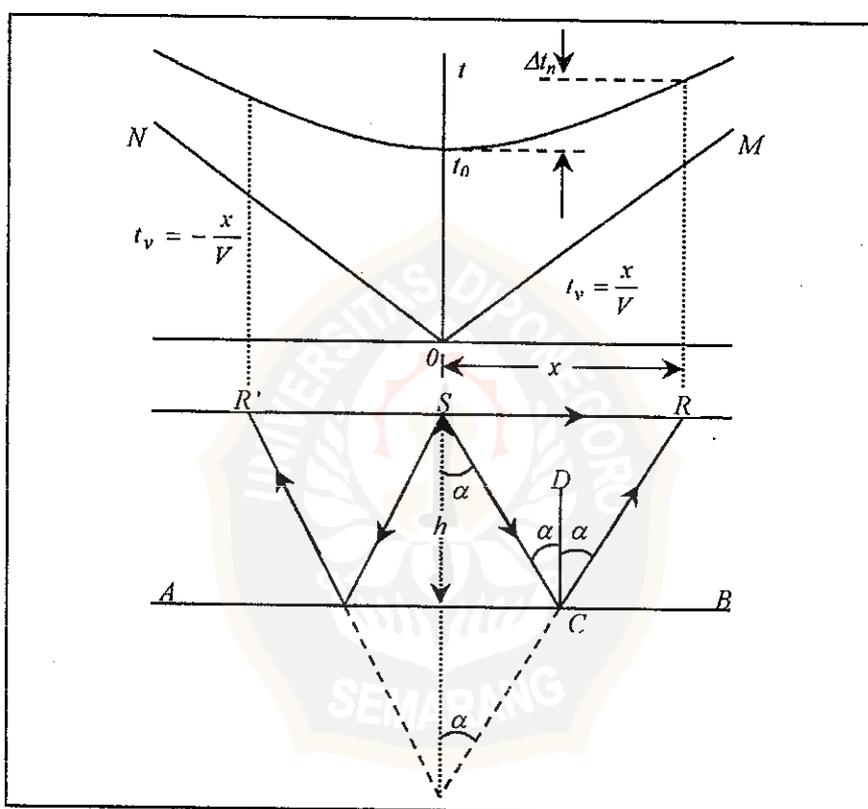
Masalah mendasar pada survey seismik refleksi adalah menentukan posisi suatu lapisan yang memunculkan pantulan pada rekaman seismik. Pada kasus berikut ditinjau kasus 2 dimensi untuk menggambarkan waktu tempuh gelombang seismik yang terekam terhadap lintasan perambatannya.

Contoh pertama adalah pada reflektor horisontal AB pada kedalaman h di bawah *shotpoint* (titik tembak) S. Energi yang meninggalkan S ke arah SC akan dipantulkan sedemikian hingga sudut pantulnya sama dengan sudut datang seperti

pada gambar 2.3 berikut. Waktu tempuhnya adalah (Telford *et al*, 1976; Sheriff dan Geldart, 1995) :

$$t = \frac{2h}{V} \left[1 + \left(\frac{x}{2h} \right)^2 \right]^{1/2} = t_0 \left[1 + \left(\frac{x}{Vt_0} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (34)$$

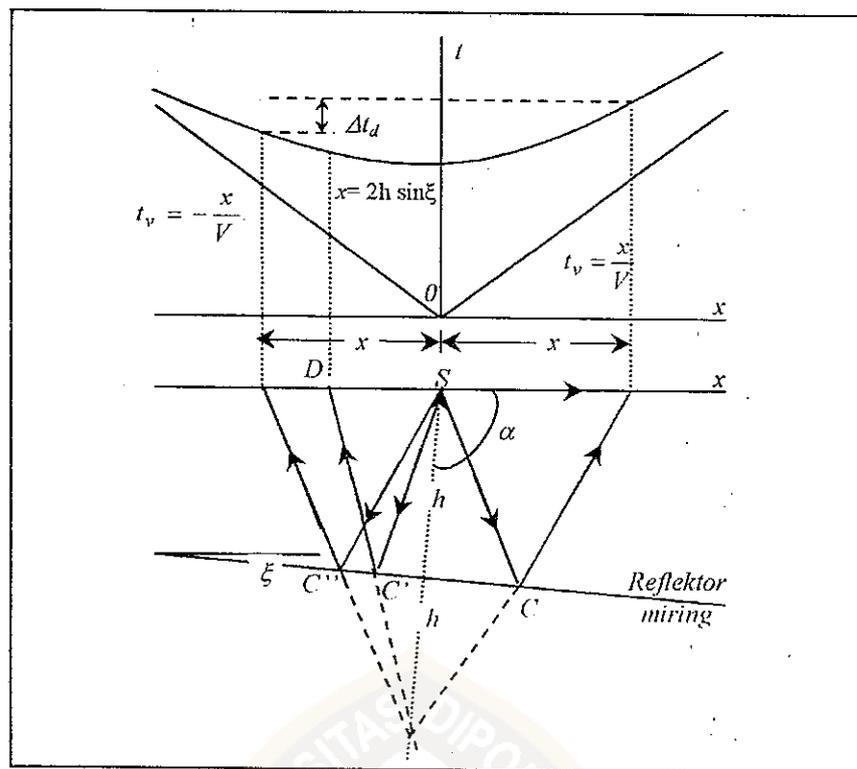
Dengan V adalah kecepatan gelombang seismik di medium tersebut.



Gambar 2.3 Kurva waktu tempuh reflektor horisontal (Telford *et al*, 1976)

Jika reflektornya miring maka keadaannya adalah seperti terlihat pada gambar 2.4 dengan ξ adalah sudut kemiringannya. Dengan waktu tempuh t adalah (Sheriff dan Geldart, 1995) :

$$t = \frac{2h}{V} \left[1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{4h^2} \right]^{1/2} \quad (35)$$



Gambar 2.4 Kurva waktu tempuh reflektor miring (Sheriff dan Geldart, 1995)

2.1.4 Common depth point dan Stacking

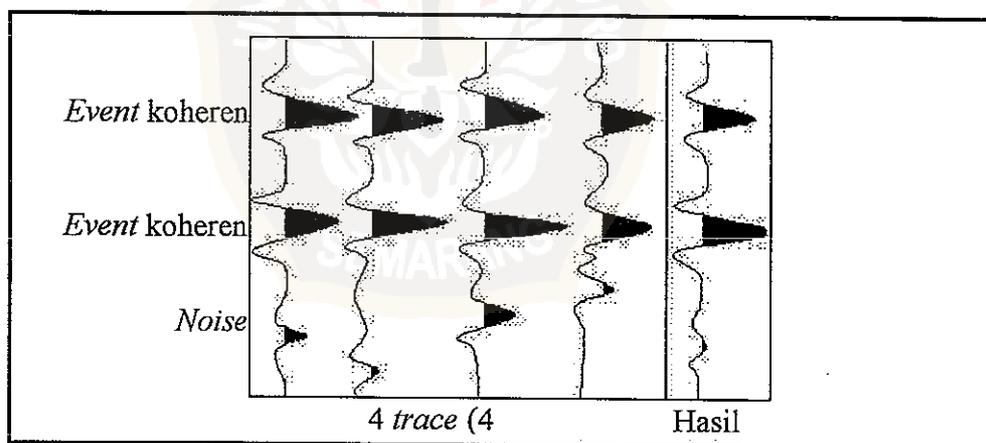
Common depth point atau CDP merupakan metode perekaman dan pengolahan data seismik pada mana tiap sumber direkam pada sejumlah lokasi penerima (*geophone*) dan tiap lokasi *geophone* digunakan untuk merekam dari sejumlah lokasi sumber (Sheriff, 1991). Metode tersebut ditemukan oleh Harry W. Mayne. Secara geometri, perekaman metode tersebut dapat dijelaskan melalui gambar 2.5 (Mayne, 1962 of cit Telford et al, 1976).

Pada gambar 2.5 (a) tersebut jika grup *geophone* 1 – 24 dihubungkan oleh instrumen perekam dan titik (*shotpoint*) 1 ditembakkan, dengan diasumsikan reflektornya horisontal, maka akan dihasilkan hamparan bawah permukaan dari A hingga G. jika grup *geophone* 3 – 26 diaktifkan dan *shotpoint* 2 ditembakkan

tersebut bertujuan mempertinggi rasio sinyal terhadap *noise* (S/N) oleh karena sinyal yang koheren akan saling memperkuat dan yang inkoheren akan saling melemahkan. Selain itu *stacking* tersebut akan mengurangi *noise* yang bersifat koheren. Proses penumpukan amplitudo *trace-trace* tersebut dinyatakan oleh persamaan (Yilmaz, 1987) :

$$s_t = \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)} \quad (36)$$

Dengan $f_{i,t(i)}$ adalah nilai amplitudo pada *trace* ke- I pada *two way time* $t(i)$, M adalah jumlah *trace* yang distack. Rasio sinyal S terhadap *noise* N sejumlah M *trace* (berarti memiliki M *fold*) adalah dapat meningkat sebesar \sqrt{M} (Dobrin dan Savit, 1988). Secara grafis proses *stacking* dapat ditunjukkan oleh gambar 2.6 yakni :



Gambar 2.6 Proses *stacking*. Empat *trace* ditumpukkan, pada *trace* hasil terlihat *event* koheren akan diperkuat sedangkan *event* inkoheren (*noise*) diperlemah.

Hasil proses *stacking* adalah *stacked trace* yang bisa diberi identifikasi dengan No. CDP. Bila sejumlah *stacked trace* diurutkan sesuai posisi CDP pada data maka akan terbentuk *stack* yang bisa ditampilkan dalam bentuk *section* atau penampang untuk data Seismik 2D dan 3D dan *time slice* (irisian waktu) untuk

data Seismik 3D. *Section* dan *time slice* tersebut dapat merepresentasikan struktur geologi bawah permukaan dalam skala waktu dua arah (*two way time*).

2.2 Trace Seismik

2.2.1 Pencuplikan dan digitasi *trace* seismik

Sinyal seismik merupakan fungsi waktu yang kontinu. Pada perekaman digital, sinyal seismik yang kontinu (analog) tersebut dicuplik pada laju waktu tetap yang dinamakan *sampling interval* (Yilmaz, 1987). Misalkan terdapat rekaman kontinu yang diamati tiap Δt maka Δt tersebut dinamakan *sampling interval*. Jumlah *sample* tiap satuan waktu disebut laju *sampling* (Camina dan Janacek, 1984; Yilmaz, 1987).

Teorema *sampling* menurut Brüstle (1985) dinyatakan bahwa :

- 1). Fungsi kontinu $x(t)$ betul-betul bisa dipulihkan dari pasangan fungsi diskrit $X(n)$ -nya. Dengan kata lain, nilai-nilai yang menyelangi $x(t)$ bisa dipulihkan dari nilai tersampel (X_n) dengan akurasi penuh oleh suatu interpolasi khusus. Pada kondisi tersebut $x(t)$ dan deret waktu (X_n) betul-betul ekuivalen dan tidak ada data yang hilang selama proses *sampling*.
- 2). Spektrum $x(t)$ identik dengan spektrum $X(n)$ pada *range* frekuensi utama yakni $-f_v \leq f \leq f_v$ yang terpenuhi jika :
 - a). Spektrum $\tilde{x}(f)$ terbatas pitanya. Terdapat frekuensi *cut-off* (f_c) yang di luar nilainya tidak ada spektrum energi.
 - b). Interval *sampling* ditentukan berdasarkan :

$$\Delta t \leq \frac{1}{2 \cdot f_c} \quad (37)$$

Dengan

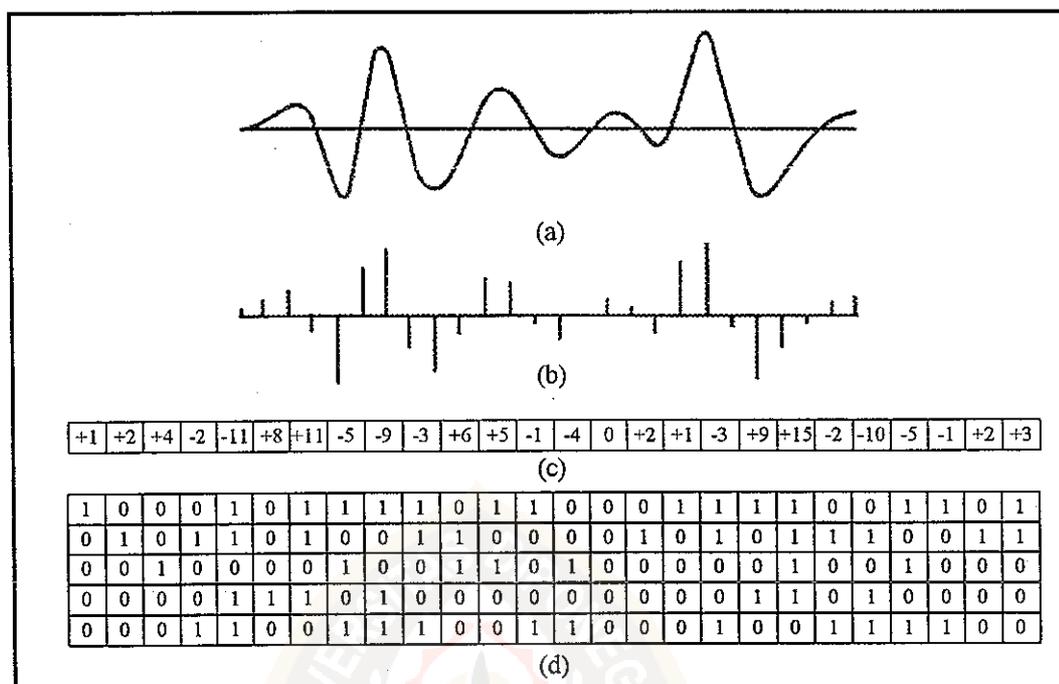
$$f_v = \frac{1}{2 \cdot \Delta t} \quad (38)$$

f_v adalah frekuensi Nyquist dengan demikian $f_v \geq f_c$.

Laju *sampling* berkaitan dengan frekuensi yang dapat terpulihkan yaitu frekuensi Nyquist. Misalkan *trace* seismik tercuplik sebesar 2 ms, frekuensi Nyquist-nya adalah 250 Hz. Jika *sampling interval*-nya 4 ms dan 8 ms maka frekuensi Nyquist-nya adalah 125 Hz dan 65 Hz. Komponen frekuensi antara 125 hingga 250 Hz yang muncul pada deret waktu tercuplik 2 ms menjadi tidak tampak pada deret waktu yang tercuplik 4 ms. Oleh karena itu jika suatu sinyal kontinu didigitasi, frekuensi tertinggi yang dapat dipulihkan adalah sebesar frekuensi Nyquist-nya. Implikasi *sampling* sinyal kontinu di lapangan sangatlah penting. Jika sinyal bumi memiliki frekuensi misalkan di atas 150 Hz, maka *sampling interval* 4 ms dapat menyebabkan hilangnya lebar frekuensi antara 125 - 250 Hz (Yilmaz, 1987).

Jika *trace* seismik analog didigitasi maka dihasilkan bentuk diskrit atau digital, seperti pada contoh *trace* pada gambar 2.7. Jika *trace* kontinu (a) tersebut didigitasi pada interval cuplik yang tetap sehingga dihasilkan (b) yang menyatakan ukuran amplitudo tiap waktu cuplik. Ukuran amplitudo dalam jarak dan tanda polaritasnya dinyatakan oleh nilai pada (c). Pada penyimpanan dan pengolahan data secara digital, kuantitas-kuantitas tersebut dinyatakan dalam bentuk biner (d) yakni 0 dan 1. Tiap baris menyatakan nilai 1×2^n dengan $n = 0$,

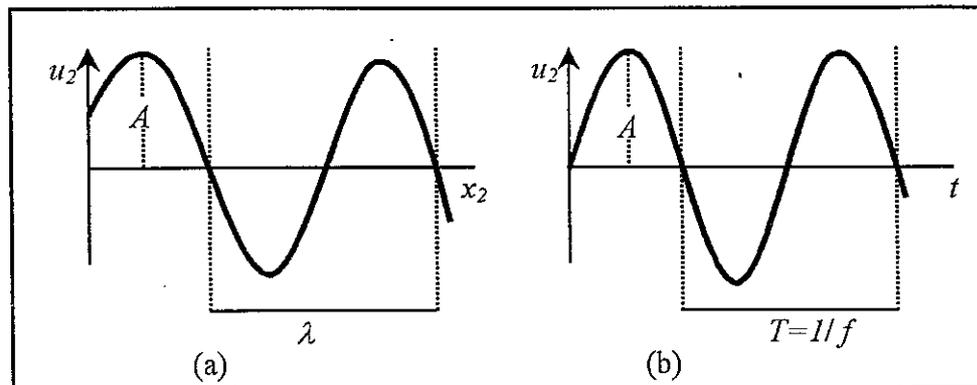
1, 2, 3, baris terbawah menyatakan tanda polaritas, 0 berarti polaritas (+) yakni ke atas dan 1 menyatakan sebaliknya (Anstey, 1987).



Gambar 2.7 Digitasi sebuah *trace* seismik. (a) Bentuk analog (b) Bentuk tersampelnya (c) tampilan gambar (b) dalam bentuk deretan angka (d) bentuk biner (Anstey, 1987)

2.2.2 Deskripsi Fase, Frekuensi dan Amplitudo

Bentuk gelombang seismik (*seismic waveform*) dapat dikarakterisasikan oleh periodisitasnya. Pada data lapangan dan hasil pengolahan, gelombang seismik direpresentasikan oleh *trace* atau jejak gelombang (Sheriff, 1991). *Trace* tersebut digambarkan oleh gelombang sinusoidal (kontinyu) yang tersusun atas bagian gelombang beragam frekuensi, periode dan amplitudonya. Masing-masing bagian dapat ditinjau sebagai gelombang sinusoidal harmonik seperti pada gambar 2.8 (McQuillin et al, 1984) :



Gambar 2.8 Gelombang sinus (a) sebagai fungsi x_2 pada waktu t , (b) sebagai fungsi t pada posisi x_2 (McQuillin et al, 1984).

Dengan amplitudo A , panjang gelombang λ , dan frekuensi f maka gelombang tersebut dapat dinyatakan oleh persamaan (McQuillin et al, 1984) :

$$u_2 = A \sin 2\pi(x_2 / \lambda_1 - vt) \quad (39)$$

Dengan x dan t adalah koordinat ruang dan waktu, serta v adalah kecepatan perambatan.

1). Fase gelombang

Fase didefinisikan sebagai argumen suatu fungsi trigonometri yang menggambarkan perubahan ruang dan waktu suatu gelombang sinusoidal, dinyatakan dalam ukuran anguler (Parker, 1994).

2). Amplitudo gelombang

Adalah nilai absolut penyimpangan maksimum dari posisi *null* atau setimbang yang dicapai oleh gangguan suatu gelombang atau sembarang kuantitas yang berubah secara periodik (Sheriff, 1991; Parker, 1994).

3). Periode gelombang

Adalah durasi yang diperlukan oleh gelombang sinusoidal tersebut untuk mengalami satu kali siklus pengulangan dengan menempuh jarak yang sama

besar dengan panjang gelombangnya sendiri. Frekuensi selalu berbanding terbalik dengan periode ($f = 1/T$) (Sheriff, 1991; Parker, 1994).

2.3 Korelasi Pada *Trace* Seismik

Korelasi adalah derajat hubungan linier antara dua pasang *trace* sehingga yang satu merupakan fungsi linier bagi fungsi lainnya. Korelasi dilakukan dengan membandingkan dua kelompok data untuk dicari kemiripan yang maksimal dengan cara menggeser salah satu kelompok data tersebut (Sheriff dan Geldart, 1995).

2.3.1 *Autocorrelation*

Menurut Sheriff dan Geldart (1995), *autocorrelation* atau autokorelasi adalah suatu keadaan khusus pada mana kelompok data telah terkorelasi dengan dirinya sendiri. Misalkan suatu fungsi waktu $f(t)$, maka berdasarkan definisi tersebut, persamaannya adalah :

$$\phi_{ff}(\tau) = \sum_k f_k f_{k+\tau} \quad (40)$$

Bentuk integral untuk fungsi kontinyu autokorelasi adalah :

$$\phi_{ff} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) f(t + \tau) dt \quad (41)$$

Fungsi autokorelasi adalah simetris oleh karena jeda waktu ke kanan sama dengan jeda waktu ke kiri (Telford, 1976) :

$$\phi_{ff}(\tau) = \phi_{ff}(-\tau) \quad (42)$$

Fungsi autokorelasi ternormalisasi untuk suatu bentuk gelombang (*waveform*) yang kontinyu adalah (Sheriff, 1991) :

$$\phi_{ff}(\tau) = \lim_{\substack{t_1 \rightarrow \infty \\ t_2 \rightarrow \infty}} \frac{\int_{t_1}^{t_2} f(t)f(t+\tau)dt}{\int_{t_1}^{t_2} f^2(t)dt} \quad (43)$$

dengan $f(t)$ menyatakan *waveform* (atau *trace* seismik) tersebut dan τ menyatakan jeda waktu. Untuk data digital persamaan tersebut menjadi :

$$\phi_{ff}(\tau) = \lim_{t_1 \rightarrow \infty} \frac{\sum_k f_k f_{k+\tau}}{\sum_k f_k^2} \quad (44)$$

Batas waktu (misalkan dari t_1 ke t_2) menunjukkan daerah batas atas *window*.

Fungsi autokorelasi sering digunakan dalam kajian fungsi yang merepresentasikan data pengamatan terutama pengamatan yang menunjukkan derajat keacakan (Bracewell, 1965). Fungsi autokorelasi mampu mendeteksi dan mengukur sembarang periodisitas di suatu bentuk gelombang yang panjang dan kompleks (Anstey, 1987). Operator dekonvolusi pada pengolahan sinyal sering didasarkan pada fungsi autokorelasi (Sheriff, 1991). Pada pengolahan sinyal seismik, fungsi autokorelasi berguna untuk mengenali keberadaan *multiple* dan memperkirakan periode reverberasinya (McQuillin et al, 1984).

2.3.2 Cross-correlation

Fungsi *cross-correlation* adalah ukuran kemiripan antara dua kelompok data. Misalkan terdapat dua kelompok data f_t dan g_t maka untuk fungsi diskrit korelasinya adalah (Sheriff dan Geldart, 1995) :

$$\phi_{fg} = f_t \otimes g_t = \sum_{t=0}^N f_t g_t \quad (45)$$

Untuk fungsi kontinyu :

$$\phi_{fg} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (46)$$

Maka korelasi antara dua kelompok data dapat dinyatakan dengan :

$$\phi_{fg}(\tau) = \sum_k f_k g_{k+\tau} \quad (47)$$

Dengan τ adalah pergeseran f_t relatif terhadap g_t .

Fungsi *crosscorrelation* yang ternormalisasi $\phi_{fg}(\tau)$ dinyatakan sebagai fungsi jeda waktu τ antara fungsi $f(\tau)$ dan $g(\tau)$ tersebut adalah (Sheriff, 1991):

$$\phi_{fg}(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt}{\left[\int_{-\infty}^{\infty} f^2(t)dt \int_{-\infty}^{\infty} g^2(t)dt \right]^{1/2}} \quad (48)$$

Untuk data digital maka persamaan tersebut menjadi :

$$\phi_{fg}(\tau) = \frac{\sum_{-\infty}^{\infty} f_k g_{k+\tau} dt}{\left[\sum_{-\infty}^{\infty} f_k^2 dt \sum_{-\infty}^{\infty} g_k^2(t)dt \right]^{1/2}} \quad (49)$$

Fungsi *crosscorrelation* dapat mengukur selisih waktu antara dua bentuk gelombang yang panjang dan kompleks. Dari selisih waktu tersebut dapat diinterpretasikan sudut fasenya, dengan demikian fungsi *crosscorrelation* dapat menjaga informasi fase. Fungsi *crosscorrelation* memberikan petunjuk dan ukuran kuantitatif yang jelas tentang selisih kemiripan antara dua bentuk gelombang (Anstey, 1987).

Crosscorrelation terapkan secara luas pada eksplorasi seismik adalah mereduksi data lapangan hasil *vibroseis* yakni sumber seismik non dinamis yang sering dioperasikan dalam akuisisi seismik. Aplikasi lain pada pengolahan data

seismik adalah menentukan nilai *static data trace* seismik yang dilakukan pada koreksi *residual static* (Yilmaz, 1987; Dobrin dan Savit, 1988). *Crosscorrelation* juga merupakan dasar untuk penghitungan spektrum kecepatan dan untuk membuat filter Wiener (Yilmaz, 1987).

2.4 Transformasi Pada Data Seismik

2.4.1 Transformasi Fourier

Transformasi Fourier merupakan suatu formulasi yang mengkonversikan suatu persamaan fungsi waktu $f(t)$, semisal bentuk gelombang dan rekaman seismik, ke fungsi frekwensi $F(\omega)$ atau sebaliknya yakni dari fungsi frekwensi ke fungsi waktu (Yilmaz, 1987).

Bentuk integral transformasi Fourier ada dua bagian, satu untuk spektrum frekwensi $F(\omega)$ dalam bentuk fungsi waktu sedangkan satunya adalah untuk fungsi waktu $f(t)$ dalam bentuk fungsi frekwensi (Dobrin dan Savit, 1988).

A). Transformasi Fourier kawasan frekwensi

Fungsi frekwensi $F(\omega)$ dapat diperoleh dari fungsi waktu $f(t)$ melalui integral (Dobrin dan Savit, 1988) :

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos 2\pi\omega t dt - i \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin 2\pi\omega t dt \quad (50)$$

di sini t adalah notasi untuk waktu dan ω adalah notasi untuk frekwensi.

Selanjutnya persamaan (50) dapat dituliskan dalam bentuk :

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i 2\pi\omega t} dt \quad (51)$$

B). Transformasi Fourier kawasan waktu

Serupa dengan di atas transformasi fungsi waktu $f(t)$ terhadap fungsi frekwensi $F(\omega)$ dapat dinyatakan dengan integral :

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) \cos 2\pi\omega t d\omega + i \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) \sin 2\pi\omega t d\omega \quad (52)$$

dan persamaan (52) dapat dituliskan :

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i2\pi\omega t} d\omega \quad (53)$$

Integral kosinus selanjutnya diberi penandaan dengan $C(\omega)$ dan integral sinus diberi penandaan dengan $S(\omega)$ maka amplitudo $A(\omega)$ spektrum frekwensinya adalah :

$$A(\omega) = \sqrt{C(\omega)^2 + S(\omega)^2} \quad (54)$$

sedangkan sudut fase sebagai fungsi frekwensi adalah :

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{S(\omega)}{C(\omega)} \quad (55)$$

Satu sifat penting pada transformasi Fourier adalah sifat komplementernya yakni (Dobrin dan Savit, 1988):

- 1) Jika $F(\omega)$ adalah transformasi Fourier $f(t)$, maka $f(t)$ adalah transformasi Fourier dari $F(\omega)$.
- 2) Jika $f(t)$ adalah transformasi Fourier $F(\omega)$, maka $F(\omega)$ adalah transformasi Fourier dari $f(t)$.

Sifat kebalikan tersebut telah diaplikasikan secara luas pada pemfilteran seismik.

2.4.2 Transformasi Hilbert

Transformasi Hilbert merupakan filter yang mengkonversikan suatu bentuk sinus menjadi bentuk kosinus atau sering disebut sebagai filter penggeser

fase sebesar 90° . Secara lebih spesifik, bila *inputnya* berupa $\cos(\omega t + \phi_1)$ maka *outputnya* haruslah $\cos(\omega t + \phi_1)$. Filter ini berguna dalam membentuk *envelope* (selubung) suatu fungsi waktu (Claerbout, 1976). Deskripsi transformasi Hilbert seperti yang dikutip oleh Dobrin dan Savit (1988) adalah satu bentuk pemfilteran yang tidak mengubah amplitudo komponen spektral namun mengubah fase komponen spektral tersebut sebesar $\pi/2$ (90°).

Transformasi Hilbert suatu fungsi $f(x)$ adalah (Bracewell, 1986) :

$$F_{Hi}(x) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(x') dx'}{x' - x} \quad (56)$$

Divergensi $x' - x$ diperbolehkan dengan menggunakan nilai prinsip Cauchy dari integral tersebut. Akan terlihat bahwa $F_{Hi}(x)$ adalah fungsi linier $f(x)$; yang sebenarnya bisa diperoleh dari $f(x)$ dengan mengkonvolusikannya dengan $(-\pi x)^{-1}$ yakni :

$$F_{Hi}(x) = \frac{-1}{\pi} * f(x) \quad (57)$$

$f(x)$ kemudian dapat dinyatakan sebagai :

$$f(x) = -\left(\frac{-1}{\pi x}\right) * F_{Hi}(x)$$

$$f(x) = \frac{-1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{F_{Hi}(x') dx'}{x' - x} \quad (58)$$

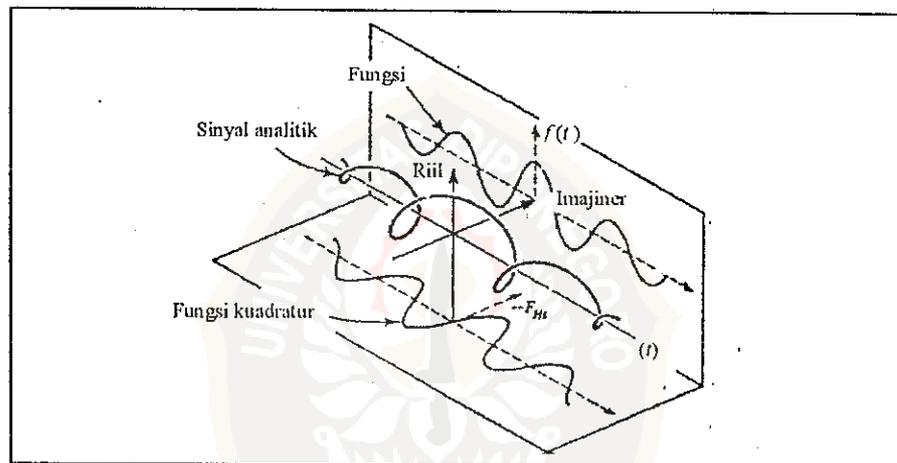
Transformasi Hilbert digunakan dalam analisis *trace* dan atribut kompleks (Taner et al, 1979). Sinyal analitis $f^*(t)$ merupakan fungsi kompleks yang dihitung dari fungsi riil, sebagai contoh adalah *trace* seismik $f(t)$:

$$f^*(t) = 2 \left[\frac{1}{2} \delta(t) + \frac{i}{2\pi t} \right] * f(t)$$

$$f^*(t) = f(t) - i \left(\frac{1}{\pi t} \right) * f(t)$$

$$f^*(t) = f(t) - iF_{Hi}(t) \quad (59)$$

Transformasi Hilbert yang menghitung bagian imajiner sinyal analitik juga menyangkut fungsi kuadratur $f(t)$. Seperti pada gambar 2.9, bagian riil sinyal analitik $f(t)$ adalah proyeksi sinyal analitik ke bidang yang didefinisikan oleh sumbu waktu dan sumbu yang riil. Fungsi kuadratur $F_{Hi}(t)$ adalah proyeksi ke bidang yang didefinisikan oleh sumbu waktu dan sumbu yang imajiner.



Gambar 2.9 Sinyal analitik. Proyeksi riil dan proyeksi imajinernya (fungsi kuadratur) (Bracewell, 1965 of cit. Dobrin dan Savit, 1988)

2.5 Atribut Seismik dan *Trace* Kompleks

2.5.1 Definisi Atribut Seismik

Definisi atribut seismik menurut Chen dan Sidney (1997) adalah ukuran-ukuran spesifik berkenaan dengan :

- a) Geometrik, yaitu ukuran tentang dimensi yang melibatkan panjang gelombang (Parker, 1994).

- b) Kinematik, yaitu ukuran pada pergerakan gelombang tanpa melibatkan gaya penyebabnya. Ukuran dinamik merupakan ukuran selang waktu, jarak dengan melibatkan gaya penyebabnya (Parker, 1994). Chen dan Sidney (1997) mengkategorikan kepada amplitudo, bentuk gelombang, frekwensi, atenuasi, fase, korelasi, energi dan rasio.
- c) Tampilan statistik, tampilan angka yang diberikan pada tiap nilai dari suatu kuantitas besaran atribut yang menunjukkan seberapa kali nilai atau range tersebut ditemukan. Tampilan statistik merupakan cara suatu atribut seismik ditampilkan agar dapat dilokalisir anomali yang diselidiki.

Dalam dua dekade terakhir, atribut sesaat (*instantaneous attribute*) yang diturunkan melalui analisis *trace* kompleks terhadap data *trace* seismik telah luas diaplikasikan dalam bidang prediksi, karakterisasi dan *monitoring* reservoir hidrokarbon. Untuk prediksi reservoir hidrokarbon telah dilakukan oleh Taner dan Sheriff (1979). Karakterisasi reservoir telah dilakukan oleh Abriell dan Wright (1997). Untuk memonitor reservoir telah dilakukan oleh Greaves dan Fulp (1987), Matthews (1988), Anderson et al (1997), Ramcke dan Moore (1997), Schmitt (1997), Landro et al (1999), Johnston et al (1998).

Terdapat beragam atribut yang bisa diturunkan dari data *trace* seismik.

Tiga atribut dasar di antaranya adalah :

- 1) Amplitudo sesaat

Amplitudo sesaat adalah magnitudo tiap pasang nilai kutub yang dihasilkan dengan melakukan transformasi Hilbert terhadap *trace* seismik. Ukuran magnitudo tersebut tidak memandang tanda sehingga selalu positif pada orde

magnitudo yang sama sebagaimana data *trace* riilnya dan tak gayut terhadap fase. Secara statistik, selubung amplitudo tersebut dapat dihitung secara *root mean square* (RMS). Amplitudo sesaat merupakan ukuran *reflection strength* (Yilmaz, 1987) atau juga dikenal sebagai *composite envelope* (selubung).

2) Fase sesaat

Fase sesaat adalah bagian anguler tiap pasang nilai kutub yang dihasilkan dengan melakukan transformasi Hilbert pada *trace* seismik. Fase sesaat menggambarkan sudut antara fasor (vektor rotasional yang dibentuk oleh komponen riil $f(t) = A(t)\cos\theta(t)$ dan imajiner $F(t) = A(t)e^{i\theta(t)}$ dari suatu deret-waktu) dan sumbu riil sebagai fungsi waktu, dengan demikian nilainya selalu di antara -180° dan $+180^\circ$.

3) Frekuensi sesaat

Adalah laju perubahan vertikal (atau turunan vertikal pertama terhadap waktu) fase. Frekuensi sesaat merupakan ukuran kemiringan fase *trace* yang diperoleh melalui penurunan terhadap fase.

2.5.2 Analisis *Trace* Kompleks

Trace-kompleks menurut Taner et al (1979) adalah terdiri atas komponen riil (*trace* seismik konvensional) dan suatu komponen imajiner (kuadratur *trace*). Analisis *trace* kompleks adalah mencari bentuk bilangan kompleks $F(t)$ dari suatu fungsi deret waktu yang riil $f(t)$ (Sheriff, 1991) :

$$F(t) = f(t) + ih(t) \quad (60)$$

dengan $h(t)$ adalah kuadratur *trace* dan i adalah akar kuadrat dari -1 .

Kuadratur *trace* secara unik dapat ditentukan dari *trace* riil dengan menggunakan transformasi Hilbert (Bracewell, 1965 *of cit* Anonymous, 1996) :

$$h(t) = \frac{1}{\pi t} * f(t) \quad (61)$$

dengan * adalah operasi konvolusi.

Dalam prakteknya $h(t)$ adalah bentuk pergeseran-fase sebesar 90° terhadap $f(t)$. Semua atribut *trace* lainnya diturunkan dari kuadratur *trace* dan *trace* riil. *Trace* seismik riil $f(t)$ bisa dinyatakan dalam bentuk amplitudo gayut-waktu $A(t)$ dan fase gayut-waktu $\theta(t)$ sebagai berikut :

$$f(t) = A(t) \cos \theta(t) \quad (62)$$

Kuadratur *trace* $h(t)$ -nya adalah :

$$h(t) = A(t) \sin \theta(t) \quad (63)$$

sehingga *trace* kompleknya dapat dinyatakan dengan :

$$F(t) = A(t) e^{i\theta(t)} \quad (64)$$

Jika $f(t)$ dan $h(t)$ diketahui, ingat bahwa $h(t)$ diturunkan dari $f(t)$ dengan menggunakan transformasi Hilbert, maka diperoleh $A(t)$ dan $\theta(t)$:

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + h^2(t)} = |F(t)| \quad (65)$$

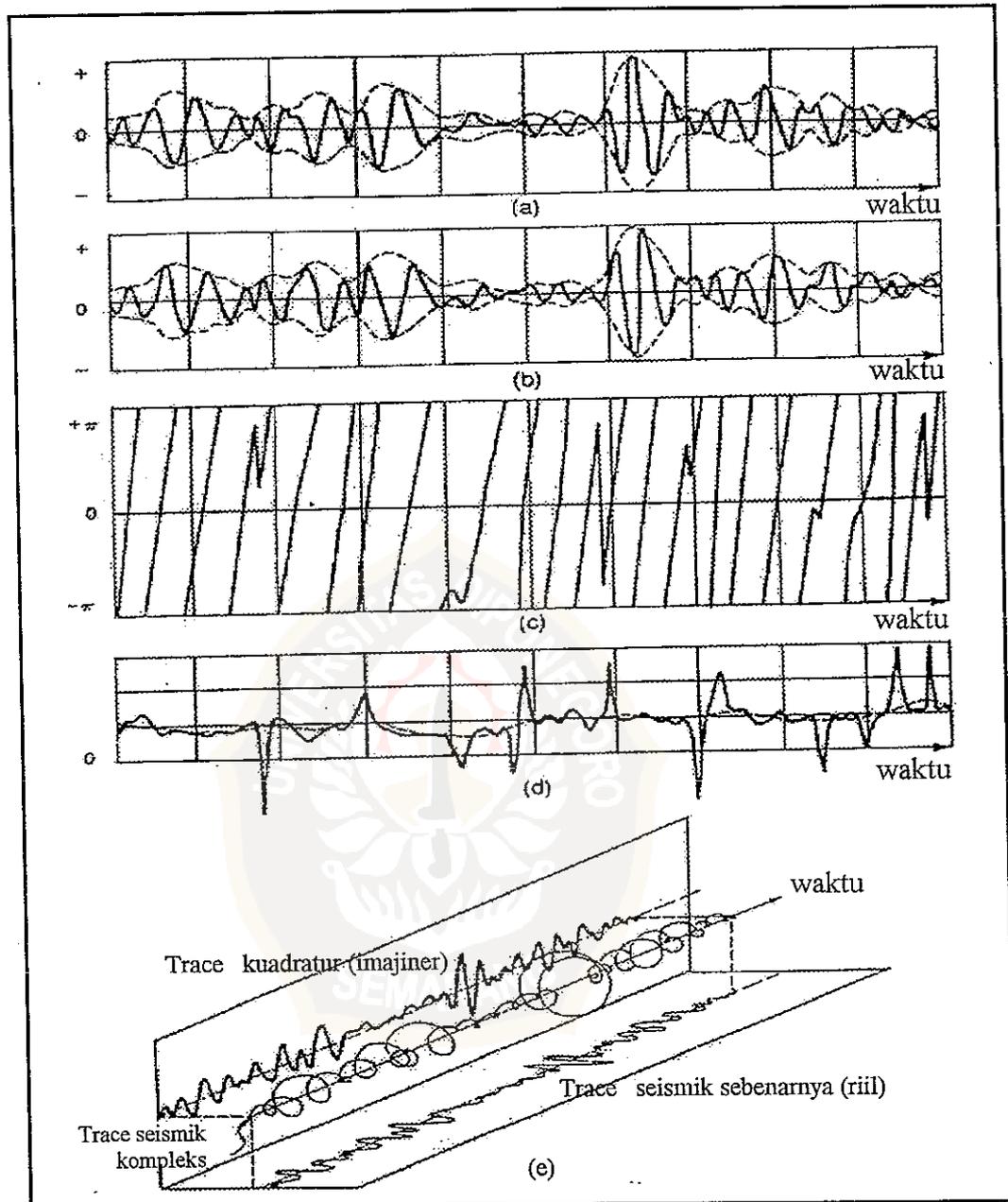
$$\theta(t) = \tan^{-1}[h(t)/f(t)] \quad (66)$$

$A(t)$ disebut *reflection strength* dan $\theta(t)$ disebut sebagai frekuensi sesaat.

Penurunan terhadap fase sesaat diperoleh frekuensi sesaat (Bracewell, 1965) :

$$\omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (67)$$

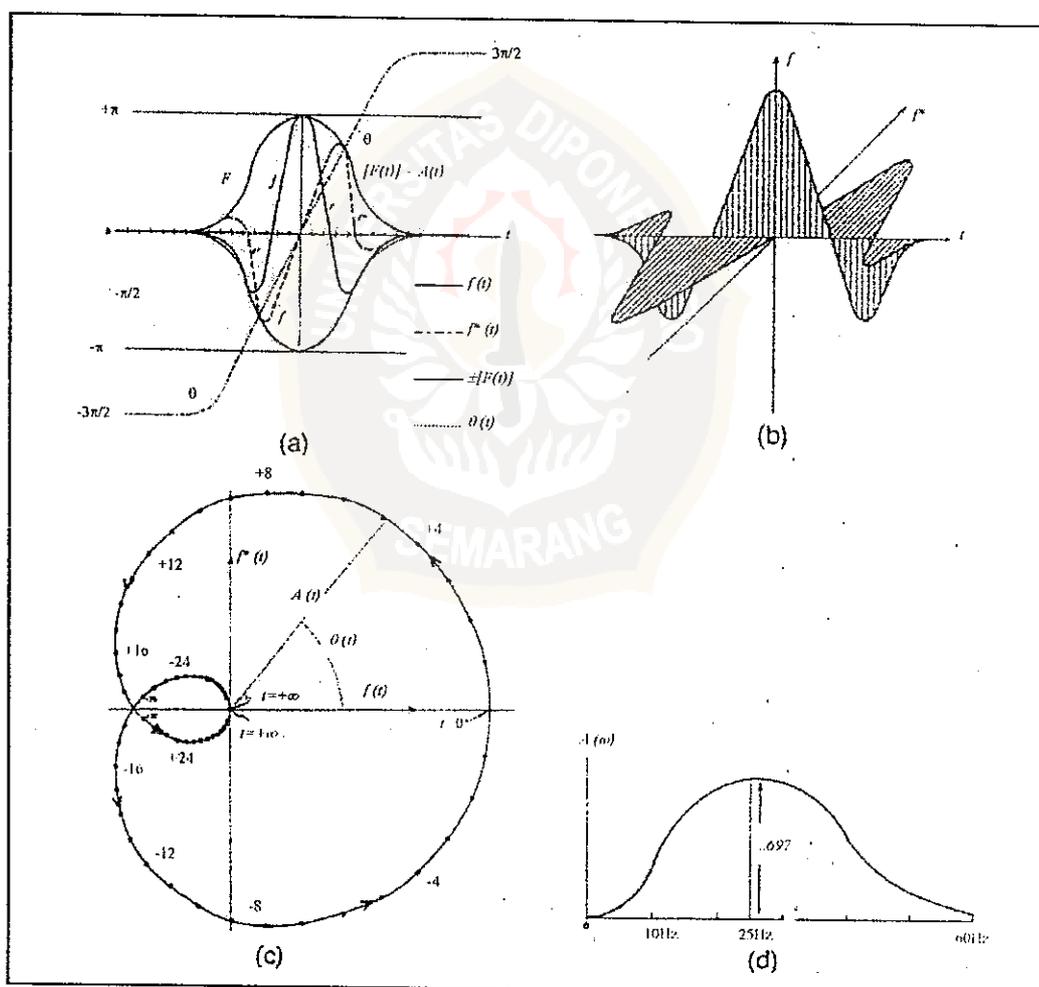
2.5.3 Tampilan dan Contoh Grafis (Taner et al, 1979)



Gambar 2.10 (a) Tampilan *trace* riil dan (b) *trace* kuadratur dari sebagian *trace* seismik yang sebenarnya. Garis putus-putus pada gambar (a) dan (b) adalah *envelope*. Gambar (c) dan (d) adalah fase dan frekuensi sesaat Gambar (e) adalah diagram isometrik sebagian dari *trace* seismik yang sebenarnya (Taner et al, 1979).

Bagi *trace* seismik, *trace* riil $f(t)$ dan kuadratur $f^*(t)$ dapat diplotkan secara konvensional. Plot amplitudo variabel sebagian *trace* seismik yang sebenarnya adalah seperti terlihat pada gambar 2.10 (a) untuk *trace* riil dan (b)

untuk kuadratur *trace*. *Trace* kompleks $F(t)$ bisa dianggap sebagai *trace* di ruang kompleks dari suatu vektor yang secara kontinyu berubah panjang dan rotasinya yang kemudian membentuk membentuk jejak melingkar-lingkar tak beraturan seperti terlihat pada gambar 2.10 (e). *Trace* riil dan kuadratur dihasilkan oleh proyeksi *trace* vektor rotasional pada bidang riil dan imajiner yakni seperti pada gambar 2.10 (e). Panjang vektor adalah $A(t)$ dan sudutnya terhadap horisontal adalah $\theta(t)$.



Gambar 2.11 (a) Bagian riil $f(t)$, bagian kudratur $f^*(t)$, amplitudo kompleks $|F(t)|$, dan fase $\theta(t)$, (b) Diagram isometrik riil $f(t)$ dan kudratur $f^*(t)$, (c) Plot kutub $A(t) = |F(t)|$ dan (d) adalah spektrum $B(\omega)$; semuanya dari *wavelet* Ricker 25 Hz (Taner et al, 1979).

Gambar 2.11 tersebut adalah diagram isometrik dari *wavelet* yang memperlihatkan komponen kuadratur $f^*(t)$ dan bidang imajiner yang tegak lurus terhadap komponen riil $f(t)$. Gambar (c) adalah plot kutub $A(t) = |F(t)|$ pada interval waktu yang berurutan dan sama. Sementara itu, gambar (d) adalah spektrum amplitudonya $A(\omega)$.

2.6 Pengaruh Uap Injeksi (*Steamflood*)

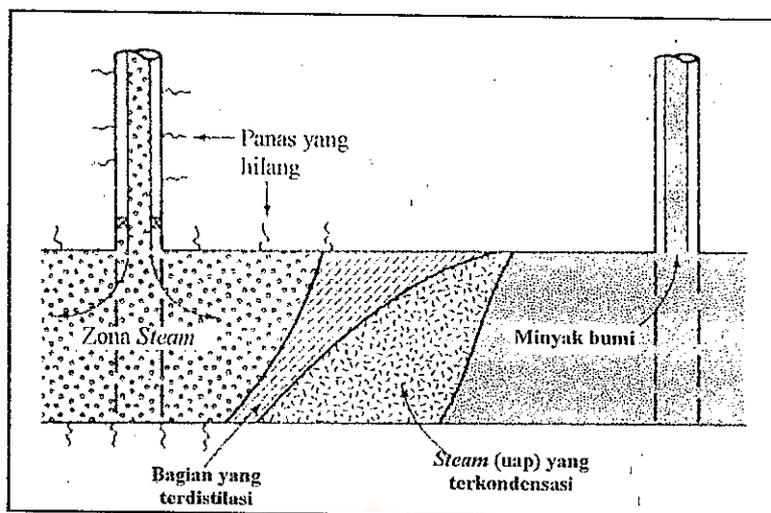
2.6.1 Kenaikan suhu dan penurunan viskositas minyak (Hong, 1994)

Steamflood merupakan *reservoir drive* (pendorong reservoir) bersifat termal yang diinjeksikan ke formasi cadangan minyak guna menurunkan viskositas minyak bumi. Turunnya viskositas menyebabkan minyak bumi menjadi lebih mudah diangkat melalui sumur produksi. *Steamflooding* merupakan bagian dari usaha *enhanced oil recovery* tahap tersier.

Konsep *steamflooding* didasarkan pada suatu proses bahwa *steam* digunakan untuk memanaskan bagian reservoir yang tegak lurus terhadap lubang bor. Tujuan utama dari *steamflooding* adalah untuk memberikan energi termal terhadap formasi sehingga viskositas minyak di sekitarnya akan tereduksi akibat panas tersebut.

Seperti pada gambar 2.12 terlihat bahwa uap yang diinjeksikan akan memanaskan formasi di sekitar lubang bor dan terkadang membentuk zona uap (*steam zone*) yang terus meluas akibat penginjeksian yang terus menerus. Uap tersebut akan mengurangi saturasi minyak di *steam zone* ke titik yang sangat rendah lalu mendorong minyak keluar dari *steam zone*. Air panas terkondensasi

tersebut juga akan bergerak melalui daerah *steam*, memanaskan dan memindahkan minyak yang masih terkumpul.



Gambar 2.12 Proses skematis dari injeksi uap (*steamflood*) (Hong, 1994).

2.6.2 Penurunan Kecepatan Gelombang P (Wang and Nur, 1992)

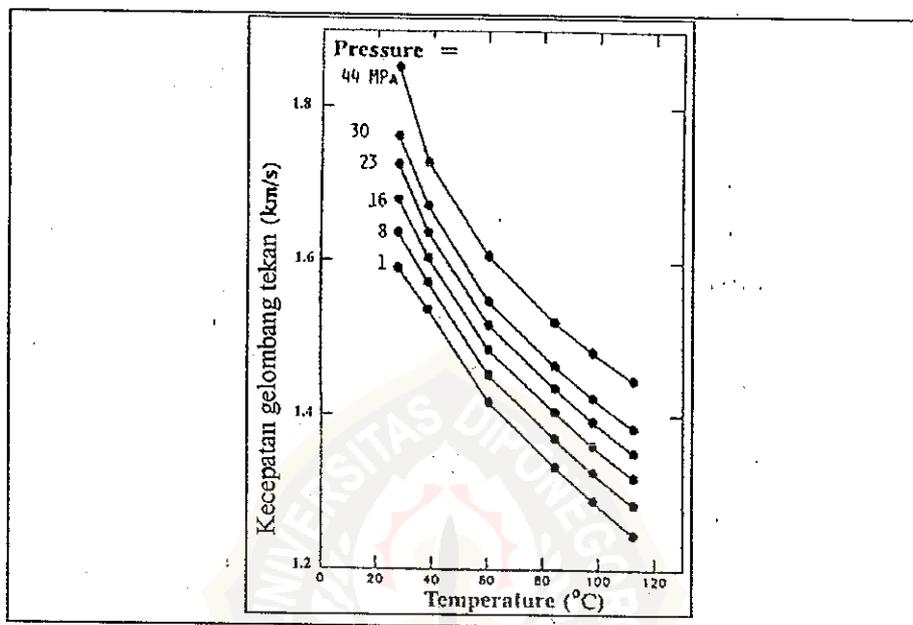
Hasil laboratorium menunjukkan bahwa kecepatan gelombang P di batuan pasir dan pasir bersih jenuh air bersuhu 20°- 40° mengalami penurunan oleh karena penurunan modulus elastisitasnya. Hasil dari pengukuran yang dilakukan oleh Wang dan Nur (1988) terhadap kecepatan pada batuan dengan minyak mentah 10° API pada variasi tekanan menunjukkan terjadinya penurunan pada kecepatan gelombang P seperti pada kurva gambar 2.13.

Perubahan kecepatan gelombang seismik sebagai akibat proses EOR melalui *steamflooding* terhadap reservoir hidrokarbon bisa disebabkan oleh :

1. Perubahan suhu dan keberadaan uap panas yang mampu menurunkan kecepatan gelombang seismik.
2. Perubahan kompresibilitas fluida pori serta kompresibilitas batuan seluruhnya. Pada kasus EOR ini fluida yang diinjeksikan akan memindahkan

hidrokarbon cair dalam reservoir dan selanjutnya menaikkan kompresibilitas keseluruhan batuan reservoir dan menurunkan kecepatan.

3. Penyebab lain adalah bisa juga disebabkan oleh perubahan tekanan fluida pori akibat injeksi fluida tersebut.



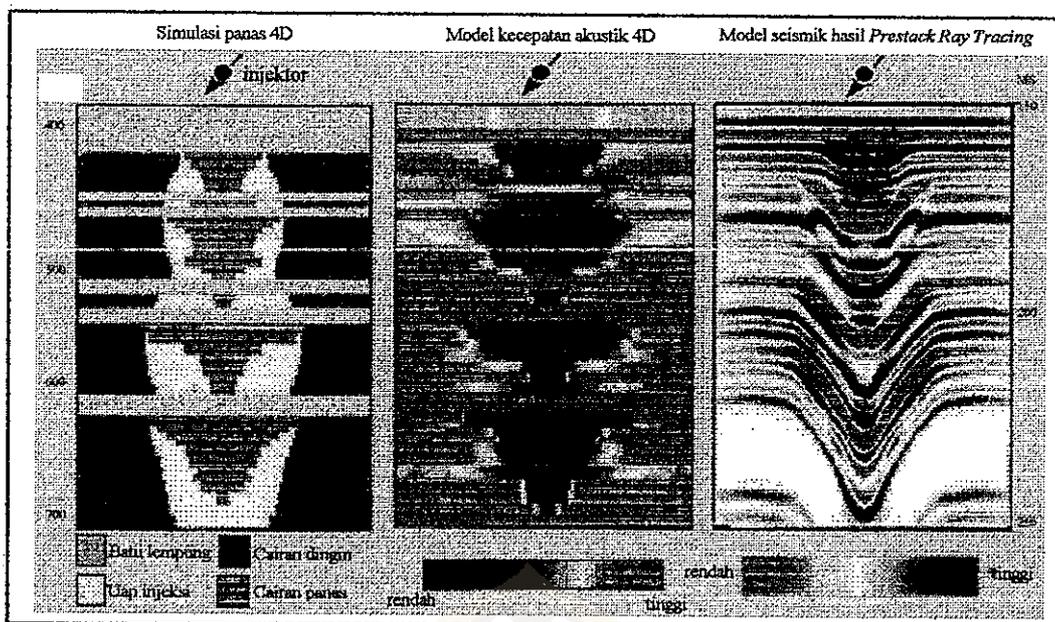
Gambar 2.13 Penurunan kecepatan gelombang P terhadap temperatur (Wang dan Nur, 1988)

2.6.3 Pemodelan Efek *Steamflood*

Pemodelan yang dilakukan oleh Waite (1996) dengan memanfaatkan pengaruh panas *steam* terhadap kecepatan gelombang akustik adalah seperti ditunjukkan oleh gambar 2.14. Terjadinya *delay time* pada event refleksi yang telah melewati formasi bersuhu tinggi akibat jenuh *steam* menyebabkan event refleksi yang lebih lambat dibandingkan lainnya yang cenderung normal.

Penurunan kecepatan akustik yang mengakibatkan perbedaan waktu beberapa milisekon tersebut cukup signifikan terhadap hasil pengolahan data seismik yang dilakukan. Bila pengukuran terhadap waktu tempuh gelombang seismik dilakukan melalui akuisisi seismik sebagai fungsi urutan waktu (*time-*

lapse seismic survey) di tempat atau target yang sama maka penyebaran *steam* dapat dipetakan dari sumur injeksinya (Ramcke dan Moore, 1997).



Gambar 2.14 Pemodelan efek *steamflood* (Waite, 1996)

