

BAB III

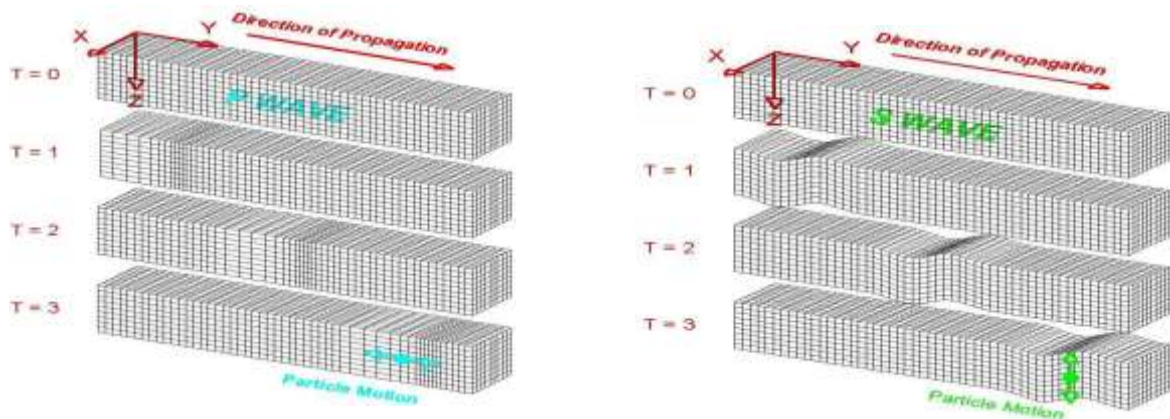
TEORI DASAR

3.1. Konsep Seismik Refleksi

Metode seismik memanfaatkan penjaran gelombang seismik ke dalam bumi. Metode seismik refleksi merupakan metode seismik mengenai penjaran gelombang elastik yang dimulai dari suatu sumber, dan pada titik tertentu akan direfleksikan kembali ke permukaan, sehingga dapat menggambarkan lapisan bawah permukaan secara vertikal. Gelombang elastik terdiri dari dua macam gelombang, yaitu gelombang *body*, yang meliputi gelombang-P dan gelombang-S, dan gelombang permukaan, gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*. Gelombang badan (*body wave*) merupakan gelombang yang energinya ditransfer melalui medium bumi. Gelombang badan (*body wave*) dibagi menjadi dua macam, yaitu:

1. Gelombang kompresi / Gelombang P adalah gelombang longitudinal dimana arah pergerakan partikel akan searah dengan arah rambat gelombang.
2. Gelombang *shear* / Gelombang S adalah gelombang transversal dimana arah Bergeraknya mendasarkan pada geseran.

Pada metode seismik refleksi, jenis gelombang yang digunakan, yaitu gelombang *body* terutama pada gelombang-P (kompresi). Di bawah ini adalah gambar dua macam gelombang yang telah disebutkan di atas



Gambar 3.1 Model rambat gelombang seismik (a). Gelombang P dan (b).

gelombang (Abdullah, 2007)

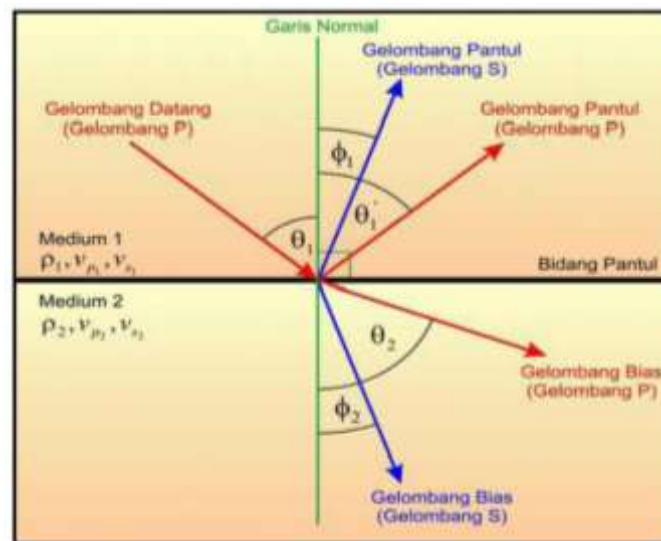
Gelombang kompresi ini atau disebut dengan gelombang suara, yaitu gelombang yang arah gerak partikelnya searah dengan arah rambatnya dan kecepatannya lebih besar dari gelombang S yang arah gerak partikelnya tegak lurus dengan arah rambatnya.

3.2 Hukum Fisika Gelombang Seismik

3.2.1 Hukum *Snellius*

Perambatan gelombang seismik dari satu medium ke medium lain yang mempunyai sifat fisik yang berbeda seperti kecepatan dan densitas akan mengalami perubahan arah ketika melewati bidang batas antar medium. Suatu gelombang yang datang pada bidang batas dua media yang sifat fisiknya berbeda akan dibiarkan jika sudut datang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya dan akan dipantulkan jika sudut datang lebih besar dari sudut kritis. Sudut kritis

adalah sudut datang yang menyebabkan gelombang dibiaskan 90°. Jika suatu berkas gelombang P yang datang mengenai permukaan bidang batas antara dua medium yang berbeda, maka sebagian energi gelombang tersebut akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S , dan sebagian lagi akan dibiaskan sebagai gelombang P dan gelombang S , seperti yang diilustrasikan pada gambar dibawah ini :



Gambar 3.2 Pemantulan dan pembiasan pada bidang batas dua medium untuk gelombang P (Bhatia, 1986)

Lintasan gelombang tersebut mengikuti hukum *Snell*, yaitu :

$$\frac{\sin\theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin\theta_1'}{V_{P1}} = \frac{\sin\theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin\phi_1}{V_{S1}} = \frac{\sin\phi_2}{V_{S2}} = p$$

dengan, θ_1 = sudut datang gelombang P ,

θ_1' = sudut pantul gelombang P ,

ϕ_1 = sudut pantul gelombang S ,

θ_2 = sudut bias gelombang P ,

θ_2' = sudut bias gelombang S ,

V_{P1} = kecepatan gelombang P pada medium pertama,

V_{P2} = kecepatan gelombang P pada medium kedua,

V_{S1} = kecepatan gelombang S pada medium pertama,

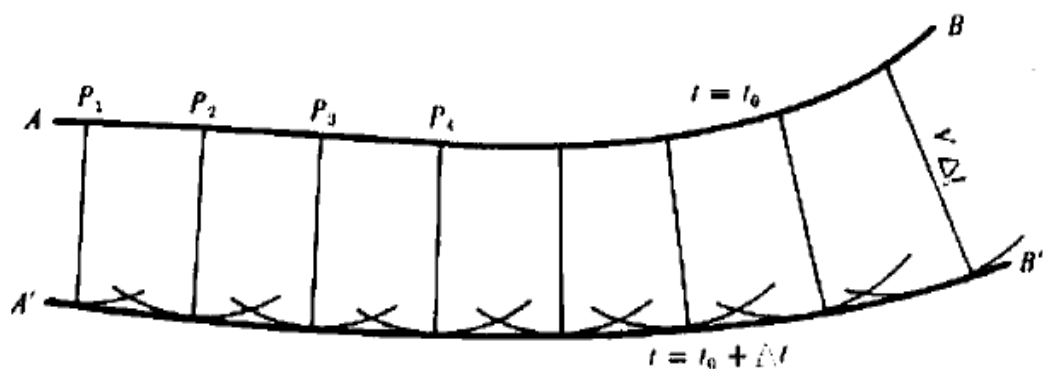
V_{S2} = kecepatan gelombang S pada medium kedua,

p = parameter gelombang, dan $\theta l = \theta l'$

1, 2 = lapisan 1 dan lapisan 2

3.2.2 Prinsip Huygens

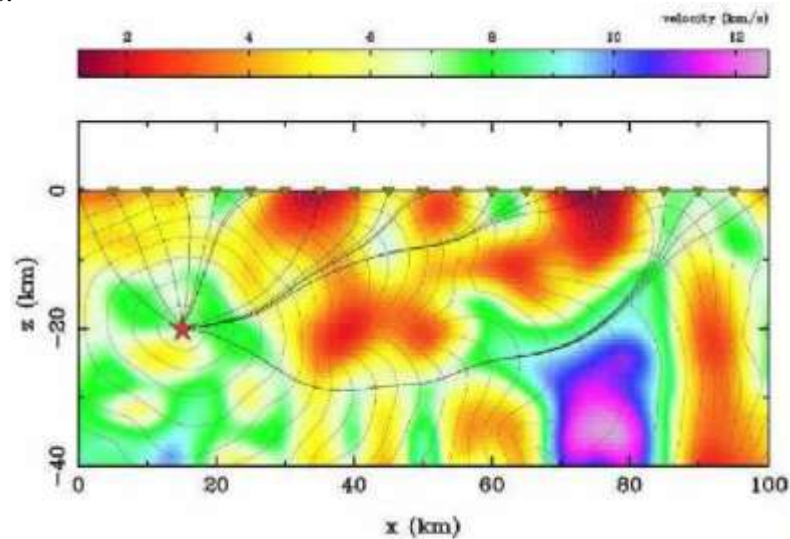
Huygens mengatakan bahwa gelombang menyebar dari sebuah titik sumber gelombang ke segala arah dengan bentuk bola. Prinsip *Huygens* mengatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu yang berada didepan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya gelombang baru. Jumlah energi total dari gelombang baru tersebut sama dengan energi utama. Pada eksplorasi seismik titik-titik di atas dapat berupa patahan, rekahan, pembajian, antiklin, dll. Sedangkan gelombang baru tersebut disebut sebagai gelombang difraksi.



Gambar 3.3 Prinsip Huygens (Sheriff, 1995)

3.2.3 Prinsip Fermat

Prinsip Fermat menyatakan bahwa gelombang yang menjalar dari satu titik ke titik yang lain akan memilih lintasan dengan waktu tempuh tercepat. Prinsip Fermat dapat diaplikasikan untuk menentukan lintasan sinar dari satu titik ke titik yang lainnya yaitu lintasan yang waktu tempuhnya bernilai minimum. Dengan diketahuinya lintasan dengan waktu tempuh minimum maka dapat dilakukan penelusuran jejak sinar yang telah merambat di dalam medium. Penelusuran jejak sinar seismik ini akan sangat membantu dalam menentukan posisi reflektor di bawah permukaan. Jejak sinar seismik yang tercepat ini tidaklah selalu berbentuk garis lurus.



Gambar 3.4. Prinsip Fermat (Abdullah, 2007)

3.3. Noise Dalam Data Seismik

Noise adalah sinyal yang dianggap mengganggu dan tidak diinginkan, oleh karena itu dalam proses pengolahan data seismik dilakukan usaha pengurangan *noise* hingga persentase *noise* pada data menjadi seminimal mungkin. Secara umum, *noise* terbagi atas 2 jenis, yaitu *noise* yang bersifat acak (*random/ambient*

noise), dan *noise* yang bersifat koheren, *noise* tersebut biasanya ditimbulkan oleh sumber ledakan (Kearey, 1999).

3.3.1. Random Noise (*Ambient noise*)

Ambient noise adalah *noise* yang disebabkan oleh segala sesuatu yang tidak disebabkan oleh sumber (*source*). *Noise* acak ini dapat ditimbulkan oleh adanya angin, hujan, aliran air, aktifitas manusia, hewan, aktifitas mesin industri, dan faktor lingkungan lainnya. Ciri-ciri dari tipe *noise* ini antara lain: bersifat acak (random), memiliki spektrum yang lebar, memiliki energi yang relatif rendah (berasosiasi dengan amplitudo kecil).

3.3.2. Noise Koheren (*Shot generated noise*)

Noise koheren adalah *noise* yang timbul akibat peledakan yang dilakukan pada sumber saat pengambilan data. Beberapa jenis *noise* yang termasuk dalam kategori ini antara lain;

a. *Ground roll*

Adalah *noise* yang menjalar melalui permukaan yang radial (gelombang permukaan) menuju *receiver*. Ciri-ciri dari *ground roll* antara lain: memiliki energi besar (amplitudo tinggi), memiliki frekuensi yang relatif rendah, mempunyai kecepatan yang lebih rendah dari sinyal utama, tetapi lebih besar dari *air blast (air wave)*

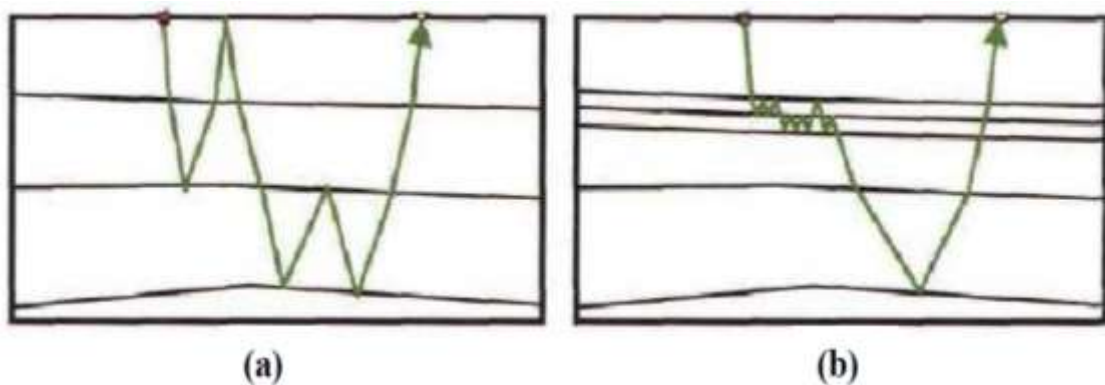
b. *Air blast (air wave)*

Adalah *noise* yang diakibatkan oleh penjalaran gelombang langsung melalui udara. Karakter dari *noise* ini hampir sama dengan *ground roll*, hanya saja kecepatan *air blast* lebih rendah.

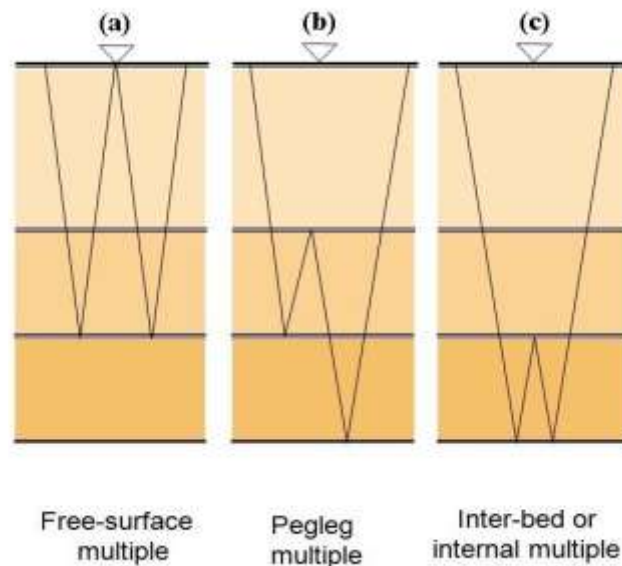
c. Multiple

Adalah sinyal refleksi yang dapat berupa *short-path multiple* (SPM) maupun *long-path multiple* (LPM). SPM pada data rekaman seismik akan tiba setelah sinyal utama, sehingga akan mempengaruhi tampilan sinyal utama. Sedangkan LPM, akan terlihat pada penampang seismik sebagai sebuah “*event*” lain yang berulang. *Multiple* dapat dianggap sebagai *noise*, karena tidak menggambarkan *event* reflektor sebenarnya.

multiple dapat dibagi menjadi dua jenis berdasarkan lama waktu penjalaran gelombangnya, yaitu *short period multiple* dan *long period multiple*. *Short period multiple* memiliki waktu tiba gelombang multiple yang tidak terlalu jauh dari waktu tiba gelombang primernya, sehingga multiple dalam data seismik tergambaran tidak jauh dari *event* primernya. *Long period multiple* memiliki waktu tiba gelombang multiple yang sangat besar dari pada waktu tiba gelombang primernya, sehingga multiple jenis *long period multiple* akan tergambaran jauh dari *event* primernya. (Verschuur, 2006).

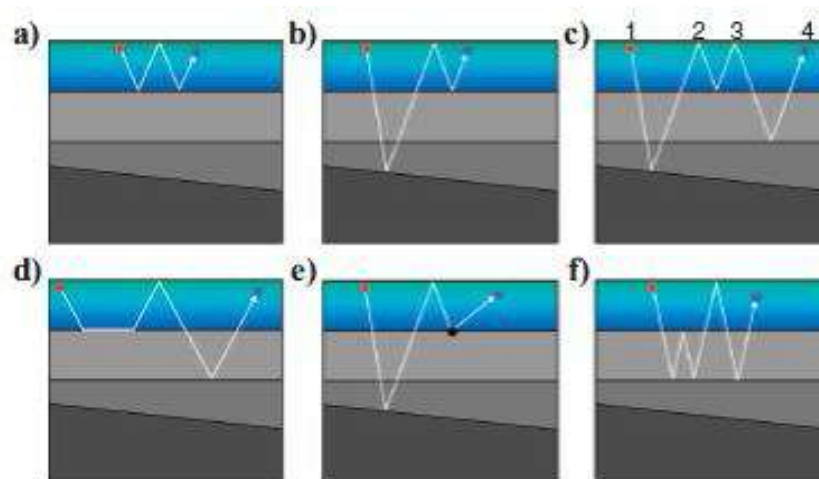


Gambar 3.5 Ilustrasi multiple berdasarkan periode gelombang (a) *Long-period multiple*, (b) *Short-period multiple* (Verschuur, 2006).



Gambar 3.6 Beberapa macam *Multiple*: (a) *Free-Surface Multiple*, (b) *peg-leg Multiple* dan (c) *intra-bed Multiple* (Uren,1995).

Gambar 3.7 menunjukkan *raypaths* untuk beberapa variasi dari *surface multiples*. Dalam setiap kasus, *raypaths* tersebut dapat terbagi menjadi dua segmen atau lebih (Dragoset dkk., 2010).



Gambar 3.7 Jenis *surface multiple* berdasarkan *raypaths*. (a) *Water-bottom multiple* (b) *Water-bottom peg leg* (c) *Second-order multiple* (d) *Refracted multiple* (e) *Diffracted multiple* (f) *Hybrid multiple* (Dragoset dkk., 2010).

Multiple merupakan suatu fenomena gelombang seismik yang memantul lebih dari sekali sebelum kembali ke permukaan dan terekam kembali oleh perekam.

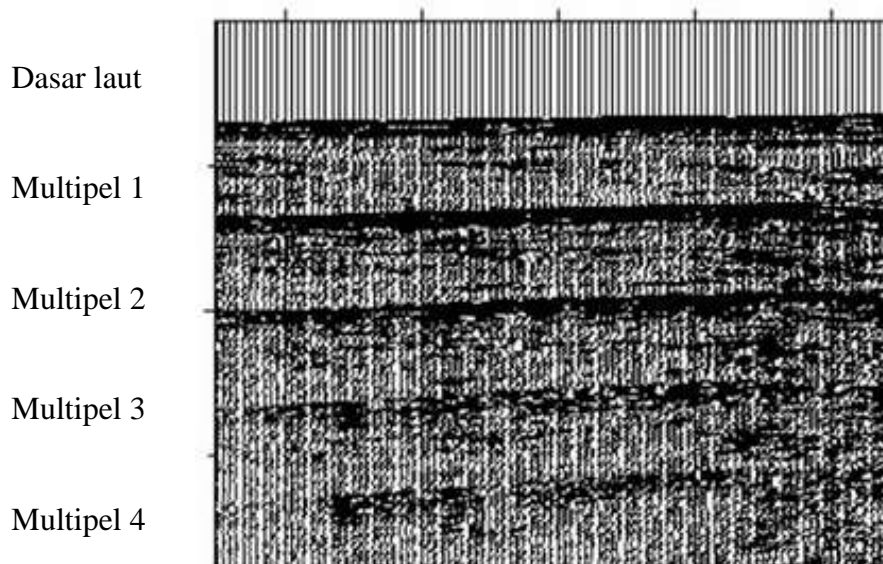
Multiple terjadi apabila gelombang seismik melewati suatu batas lapisan yang memiliki kontras impedansi antar lapisan yang sangat besar (misalnya dari kolom air laut menuju lantai dasar laut yang keras, lapisan karbonat, dll). Saat ini metode akuisisi yang biasa digunakan adalah metode dengan menggunakan *multi-coverage data acquisition*, hal ini merupakan salah satu usaha dari beberapa perusahaan penyedia jasa untuk meningkatkan kualitas *image* di bawah permukaan. Penggunaan metode ini pada akuisisi seismik refleksi biasanya dilakukan secara berulang, sehingga satu titik refleksi dapat diiluminasi oleh beberapa pasangan *source* dan *reciver*. Hasilnya, akan didapatkan beberapa pasangan *source* dan *reciver* untuk satu titik CMP dalam data 2D. Data *multi-coverage* ini dimanfaatkan oleh semua metode *imaging*, untuk dikumpulkan menjadi kumpulan data dari *common cause*. Kemudian dipetakan ke posisi sebenarnya, menjadi satu kumpulan data *Zero Offset* (simulasi ZO) yang lebih mudah untuk diinterpretasikan. (Herrmann, 2000)

d. Karakteristik Multipel

Multipel memiliki beberapa karakteristik, diantaranya yaitu (Cao, 2006):

1. Multipel merupakan refleksi primer yang diulang dengan interval teratur dan memiliki *traveltime* yang lebih lambat daripada refleksi primer.
 2. Multipel mampu meningkatkan kemiringan lapisan khususnya pada multipel orde tinggi. Namun kemiringan lapisan yang digambarkan oleh multipel tidak sesuai dengan kemiringan lapisan yang sebenarnya.
 3. Multipel yang muncul pada orde tinggi akan memperbesar efek amplitudo.
- Dalam prakteknya karakteristik di atas dapat dikombinasikan jika banyak multipel yang mengganggu satu sama lain. Semua jenis multipel tidak dapat dikenali lagi,

tetapi multipel tersebut menciptakan pola interferensi yang lebih kompleks. Gambar 3.3 merupakan rekaman seismik yang menunjukkan fenomena

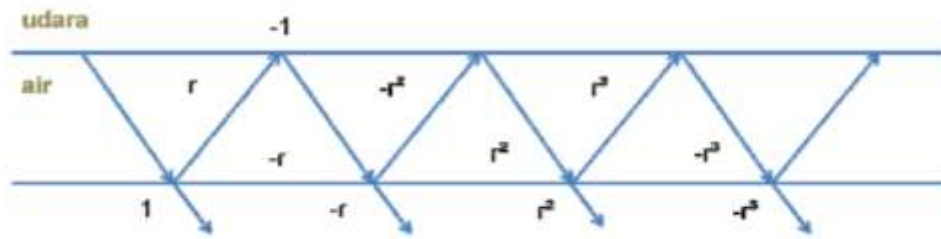


Gambar 3.8 Fenomena multipel dalam rekaman seismik (Abdullah, 2008).

Multipel terjadi akibat adanya kontras penurunan kecepatan, atau dengan kata lain terjadinya koefisien refleksi negatif. Sebagai contoh pada data seismik laut, refleksi multipel banyak terjadi disebabkan oleh adanya kontras impedansi yang tinggi antara permukaan lapisan air dan udara, dimana koefisien refleksi airudara mendekati -1 sesuai dengan persamaan 2.8. Jika di bagian bawah air padat, maka lapisan air akan menjebak energi antara permukaan air dan bagian bawahnya. Pada kasus ini, refleksi multipel bisa lebih kuat dari pada refleksi primer (Cao, 2006).

$$KR = \frac{IA_2 - IA_1}{IA_2 + IA_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (3.1)$$

dengan KR adalah koefisien refleksi, IA1 adalah impedansi akustik lapisan atas dan IA2 adalah impedansi akustik lapisan bawah.



- -1 KR untuk batas air dan udara
- r KR untuk batas bawah permukaan

Gambar 3.9 Konsep refleksi multipel.

Untuk menghilangkan gangguan-gangguan tersebut dilakukan prosesing data yang bertujuan meningkatkan rasio S/N pada data seismik. Salah satu metode yang dapat meningkatkan rasio S/N pada data seismik adalah dengan metode dekonvolusi

e. Korelasi

Korelasi merupakan proses membandingkan dua kelompok data untuk dicari kemiripan yang maksimal dengan cara menggeser salah satu kelompok data tersebut. Kuantisasi dari kemiripan ini dinyatakan dalam koefisien korelasi. Ada dua jenis korelasi yaitu korelasi silang (*cross correlation*) dan auto korelasi (korelasi dengan dirinya sendiri). (Sheriff and Geldart, 1995).

3.4 Dekonvolusi

Dekonvolusi adalah suatu proses untuk meniadakan konvolusi. Seperti banyak diketahui bahwa fenomena perambatan gelombang seismik yang dipakai dalam seismik eksplorasi dapat di dekati dengan model konvolusi. *Trace* seismik dapat

dianggap sebagai hasil antara deret koefisien refleksi dengan sinyal seismik.

Tujuan proses dekonvolusi itu sendiri ada 2 macam, yaitu :

1. Menghilangkan *noise* yang bersifat koheren (seperti *multipel* dan *dereverberasi*).
2. Memisahkan suatu sinyal seismik dengan koefisien refleksi dari suatu seismogram, yang dilakukan pada data seismik yang sudah bebas *noise*.

Dekonvolusi ini berperan untuk membentuk sinyal dan meningkatkan resolusi data seismik.

Dekonvolusi dilakukan dengan melakukan konvolusi antara data seismik dengan sebuah *filter* yang dikenal dengan Wiener Filter .

Filter Wiener diperoleh melalui permasalahan matriks berikut:

$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = \mathbf{c} \quad (3.2)$$

a adalah hasil autokorelasi wavelet input (wavelet input diperoleh dengan mengekstrak dari data seismik), **b** Filter Wiener dan **c** adalah kros korelasi antara wavelet input dengan output yang dikehendaki.

Output yang dikehendaki terbagi menjadi beberapa jenis [Yilmaz, 1987]:

1. *Zero lag spike (spiking deconvolution)*
2. *Spike pada lag tertentu.*
3. *time advanced form of input series (predictive deconvolution)*
4. *Zero phase wavelet*
5. *Wavelet dengan bentuk tertentu (Wiener Shaping Filters)*

Zero lag spike memiliki bentuk [1 , 0, 0, 0, ..., 0] yakni amplitudo bukan nol terletak pada urutan pertama. Jika Output yang dikehendaki memiliki bentuk [0 , 0, 1, 0, ..., 0] maka disebut spike pada lag 2 (amplitudo bukan nol terletak para

urutan ketiga) dan seterusnya. Dalam bentuk matrix, Persamaan Filter Wiener dituliskan sbb:

$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \dots & a_{n-1} \\ a_1 & a_0 & a_1 & \dots & a_{n-2} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \dots & a_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ a_{n-1} & a_{n-2} & a_{n-3} & \dots & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ b_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ c_{n-1} \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

dimana n adalah jumlah elemen.

Matriks \mathbf{a} diatas merupakan matriks dengan bentuk spesial yakni matriks Toeplitz, dimana solusi persamaan diatas secara efisien dapat dipecahkan dengan solusi Levinson. Dengan demikian operasi Dekonvolusi jenis ini seringkali dikenal dengan Metoda Wiener-Levinson.

Untuk memberikan kestabilan dalam komputasi numerik diperkenalkan sebuah *Prewhitening* (e) yakni dengan memberikan pembobotan dengan rentang 0 s.d 1 pada zero lag matriks \mathbf{a} (sehingga elemen a_0 matrix diatas menjadi $a_0(1+e)$).

Gambar dibawah ini menunjukkan diagram alir proses Dekonvolusi.

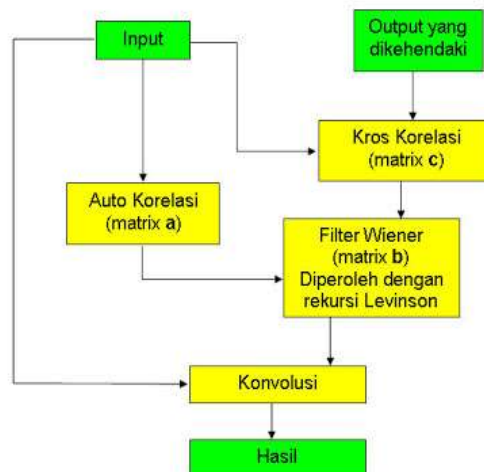


Diagram Alir Dekonvolusi dimodifikasi dari Yilmaz [1987]

Gambar 3.10 Diagram alir dekonvolusi

Pada pengolahan data seismik dikenal beberapa jenis dekonvolusi, yaitu :

3.4.1. *Spiking* Dekonvolusi

Dekonvolusi jenis ini pada prinsipnya ditujukan untuk membentuk sinyal. Dalam keadaan khusus bila sinyal yang diinginkan berupa paku (*spike*), maka dekonvolusinya disebut *spiking* dekonvolusi. Konsep untuk menyelesaikan hal ini ada di dalam teori yang disebut filter Wiener, (persamaan 2)



Gambar 3.11 Prinsip filter Wiener yang mengubah sinyal menjadi paku.

(Claerbout, 1985)

Filter Wiener adalah sebuah proses operasi matematik yang menganut azas kwadrat terkecil dalam menjalankan operasinya. Tahap operasinya dibagi menjadi dua tahap, yakni tahap perancangan (*filter design*) dan tahap pemakaian (*filter application*). (Claerbout, 1985)

a. Filter Invers

Konsep filter inversi muncul berdasarkan anggapan bahwa bumi telah bertindak sebagai filter, sehingga sinyal seismik yang kita rekam mempunyai bentuk yang rumit. Filter inversi adalah suatu filter yang dirancang untuk mengembalikan bentuk sinyal seismik yang rumit tadi menjadi sederhana seperti paku.

$$w(t) * f(t) = \delta(t). \quad (3.4)$$

$F(t)$ adalah invers filter untuk $W(t)$. FT dari persamaan (3.3) :

$$W(f) F(f) = 1, \quad (3.5)$$

dimana $W(f)$, $F(f)$, dan 1 adalah FTs dari $w(t)$, $f(t)$, dan $\delta(t)$ masing-masing.

Dari persamaan (3.4) :

$$F(f) = 1/W(f) = [1/W(f)] \exp[-\phi_w(f)],$$

$$\therefore |F(f)| = 1/|W(f)|, \text{ dan}$$

$$\phi_f(f) = -\phi_w(f),$$

Dimana $|W(f)|$ and $\phi_w(f)$ adalah amplitud dan phase spectra dari $|F(f)|$ dan $\phi_f(f)$ dimana amplitud dan phase spectra adalah $f(t)$.

Invers filter $f(t)$ dan trace seismik $S(t)$

$$f(t) * s(t) = [f(t) * w(t)] * e(t) = \delta(t) * e(t) = e(t),$$

persamaan normal invers filter, design invers filter dari wavelet sumber output yang diinginkan adalah zero lag spike.

- $x(t) = w(t) = (w_0, w_1, \dots, w_{n-1})$.
- $f(t) = (f_0, f_1, \dots, f_{n-1})$.
- $d(t) = (1, 0, \dots, 0)$.

Matrix persamaan normal invers filter :

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{n-2} & r_{n-3} & r_{n-4} & \dots & r_1 \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ f_{n-2} \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} w_0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

b. Filter Inversi Di Domain Frekuensi

Filter inversi dapat dilakukan di domain frekuensi, bila spektrum seismik yang akan kita dekonvolusi adalah $S(f)$, maka filter inversinya adalah :

$$X(f) = S(f)G(f) \quad (3.7)$$

invers $S(f)$

$$F(f) = \frac{1}{S(f)} \quad (3.8)$$

Aplikasikan ke spectrum pada seismogram $X(f)$:

$$X(f) S(f) = G(f) \quad (3.9)$$

Filter inversi ini dapat direalisasikan bila nilai-nilai semua komponen $S(f) > 0$. Bila salah satu saja dari komponennya berharga nol, maka $F(f)$ tidak dapat direalisasikan karena akan ada nilai yang besarnya tak berhingga. Untuk mengatasi masalah ini, maka pada umumnya orang menambahkan “*white noise*” kepada spektrum sinyal. Pekerjaan ini disebut *spectral pre whitening*. *White noise* yang ditambahkan ini tidak boleh terlalu besar, kira-kira sekitar 1% atau beberapa % saja relatif terhadap amplitudo maksimum dari spektrum sinyalnya (Yan, 2002).

Teknik-teknik dekonvolusi setelah *stack* dimaksudkan untuk menekan *noise* yang koheren. *Noise* yang koheren adalah sinyal seismik juga, akan tetapi lintasan penjarannya melalui jalan yang tidak kita inginkan, jadi tidak sebagaimana halnya dengan pantulan-pantulan primer. (Schultz, 1985)

3.4.2 Predictive deconvolution

a. Filter Prediktif

Filter prediktif adalah suatu *filter digital* yang beroperasi atas dasar informasi yang didapat di bagian awal suatu gelombang untuk menghilangkan hal-hal yang tidak

diinginkan di bagian belakang dari gelombang tersebut. Filter prediktif digunakan untuk menekan *noise-noise* yang koheren misalnya seperti *multipel*.

Matriks Robinson & Treitel Digunakan untuk memfilter data untuk estimasi nilai $x(t+\gamma)$. Dengan asumsi $x(t)$ adalah input dan $(t+\gamma)$ adalah nilai prediksi pada waktu tertentu, dimana γ adalah prediksi lag. Dimasukan nilai $g(t)$ kedalam persamaan normal dan didapatkan :

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & & r_{n-3} \\ ' & ' & ' & & ' \\ ' & ' & ' & & ' \\ ' & ' & ' & & ' \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ ' \\ ' \\ ' \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ ' \\ ' \\ ' \\ g_{n-1} \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Misalnya untuk data input X_i , dimana $i = 0,1,2,3,4$ dan $\gamma = 2$, dilakukan autokorelasi data input $[X_0, X_1, X_3, X_4]$ dan korelasi silang antara output $x(t+2)$ dengan input $x(t)$, kita akan mendapatkan matriks Robinson berikut :

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & r_3 & r_4 \\ r_1 & r_0 & r_1 & r_2 & r_3 \\ r_2 & r_1 & r_0 & r_1 & r_2 \\ r_3 & r_2 & r_1 & r_0 & r_1 \\ r_4 & r_3 & r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_2 \\ r_3 \\ r_4 \\ r_5 \\ r_6 \end{bmatrix} \quad (3.11)$$

Dengan a_i adalah koefisien filter dimana $i = 0,1,2,3,4$

Lalu dilakukan dekonvolusi prediksi antara filter prediksi $\gamma(t)$ dengan data input untuk menghasilkan output aktual $y(t)$

$$y_0 = a_0 x_0 \quad (3.12)$$

$$y_1 = a_1 x_0 + a_0 x_1$$

$$y_2 = a_2 x_0 + a_1 x_1 + a_0 x_2$$

$$y_3 = a_3 x_0 + a_2 x_1 + a_1 x_2 + a_0 x_3$$

$$y_4 = a_4 x_0 + a_3 x_1 + a_2 x_2 + a_1 x_3 + a_0 x_4$$

Prediction filter $F(t)$, menetapkan *prediction error series* $p_u(t)$ sebagai perbedaan antara *ouput* yang diinginkan dan *output actual*.

$$p_u(t) = d(t) - y(t) = x(t+\alpha) - f(t)*x(t). \quad (3.13)$$

$y(t)$ dapat dijadikan pemikiran untuk memprediksi *multiple*, $p_u(t)$ tidak dapat diprediksi (random) dan $d(t)$ adalah rata-rata.

Dapat dituliskan $p_u(t) = e(t+\alpha)$, yang berupa *time-advance* respon bumi yang dicapai.

Perhitungan prediksi error $\beta_{i+2} = X_{i+2} - y_i$

$$\beta_2 = x_2 - a_0 x_0$$

$$\beta_3 = x_3 - a_1 x_0 - a_0 x_1 \quad (3.14)$$

$$\beta_4 = x_4 - a_2 x_0 - a_1 x_1 - a_0 x_2$$

$$\beta_5 = 0 - a_3 x_0 - a_2 x_1 - a_1 x_2 - a_0 x_3$$

$$\beta_6 = 0 - a_4 x_0 - a_3 x_1 - a_2 x_2 - a_1 x_3 - a_0 x_4$$

Hasil ini juga bisa didapatkan dengan konvolusi langsung data input X_i , dengan koefisien filter $[1, 0, -a_i]$ dimana $i = 0, 1, 2, 3, 4$

- Deret $(a_0, a_1, a_2, a_3, a_4)$ adalah filter prediksi dan deret $(1, 0, -a_0, -a_1, -a_2, -a_3, -a_4)$ adalah filter prediksi error.

- Prediksi filter menghasilkan komponen terprediksi yaitu gelombang *multiple* dari *trace* seismik, dan untuk komponen tak terprediksi, deret koefisien refleksi

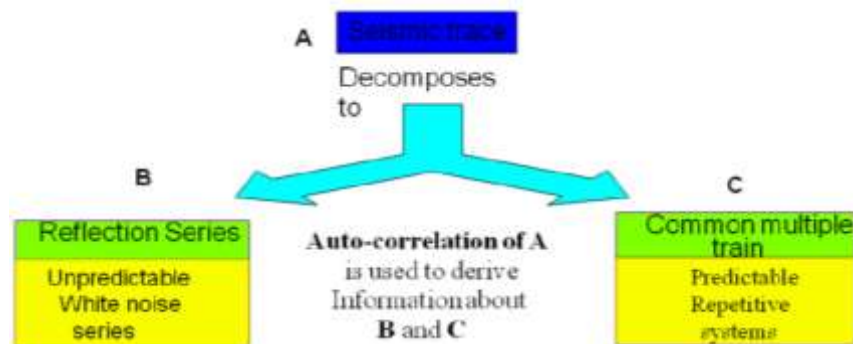
berperan sebagai deret error. Bentuk akhir persamaan untuk filter prediksi sebanyak $-n$ dan lag prediksi γ adalah sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & & r_{n-3} \\ ' & ' & ' & & ' \\ ' & ' & ' & & ' \\ ' & ' & ' & & ' \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ ' \\ ' \\ ' \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_\gamma \\ r_{\gamma+1} \\ r_{\gamma+2} \\ ' \\ ' \\ ' \\ r_{\gamma+n-1} \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

b. Dereverberasi

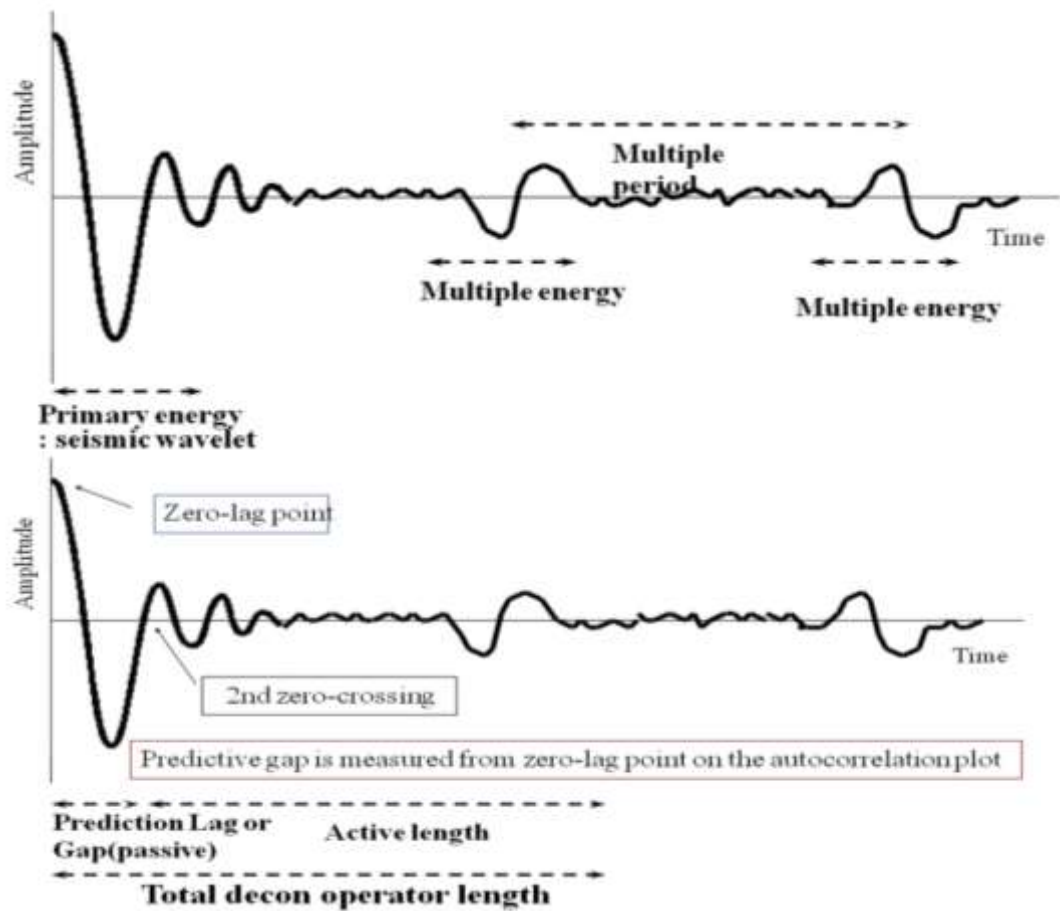
Dereverberasi merupakan fenomena yang banyak dijumpai pada seismik eksplorasi di laut. Hal ini diakibatkan karena dasar laut dapat bertindak sebagai reflektor yang kuat dan permukaan laut memang sudah merupakan pemantulan yang kuat juga dengan koefisien refleksi ≈ -1 .

Berikut ini adalah cara kerja dekonvolusi prediktif:

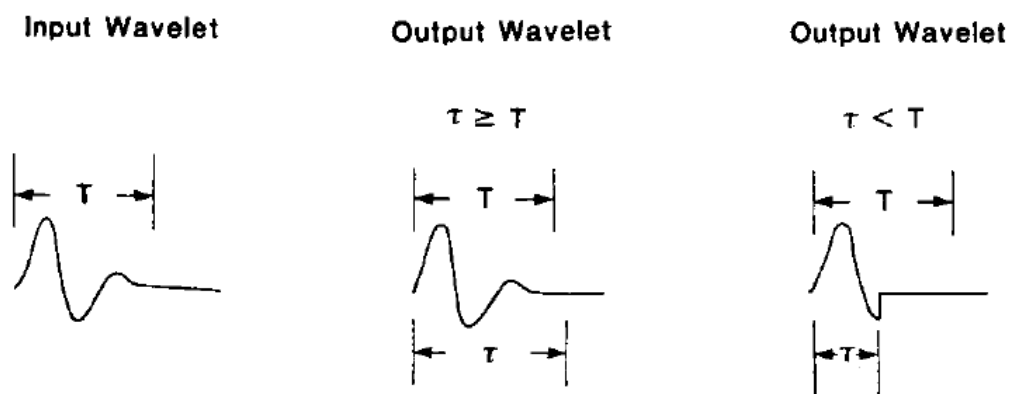


Gambar 3.12 Cara kerja dekonvolusi prediktif.

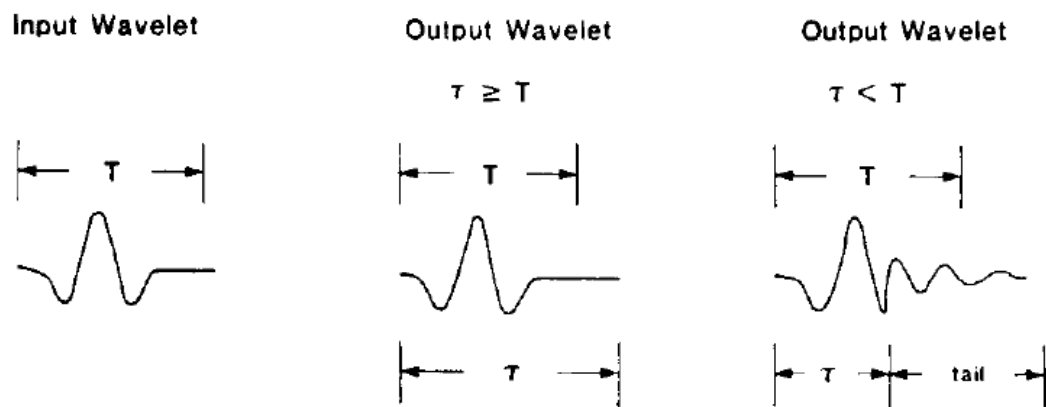
Dekonvolusi prediktif memprediksi elemen pengulangan dalam trace seismik akibat multiples, ringing, dan sebagainya, dan kemudian menghasilkan suatu operator dengan panjang tertentu yang akan membuang elemen pengulangan tersebut, sehingga yang tinggal hanyalah elemen acak dari reflektivitas Bumi.



Gambar 3.13 Autokorelasi trace seismik (atas) beserta komponen-komponen utamanya yang digunakan dalam dekonvolusi (bawah).



Gambar 3.14 Output predictive deconvolution yang diaplikasikan pada minimum-phase wavelet



Gambar 3.15 Output predictive deconvolution yang diaplikasikan pada nonminimum-phase wavelet