

## BAB III

### TEORI DASAR

Metode seismik refleksi memiliki kemampuan menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan, termasuk di dalamnya tentang hadirnya gas hazard, yaitu dengan memanfaatkan sifat-sifat fisis gelombang seismik yang dihasilkan oleh sebuah sumber gelombang (*airgun*). Setelah melewati medium bumi yang memiliki kontras impedansi akustik, kemudian diterima oleh stasiun penerima, untuk selanjutnya direkam oleh tape recorder.

Dalam bab ini akan diuraikan secara singkat dasar teori gelombang seismik dan karakteristiknya dalam medium bumi, terutama berkenaan dengan fenomena gas hazard.

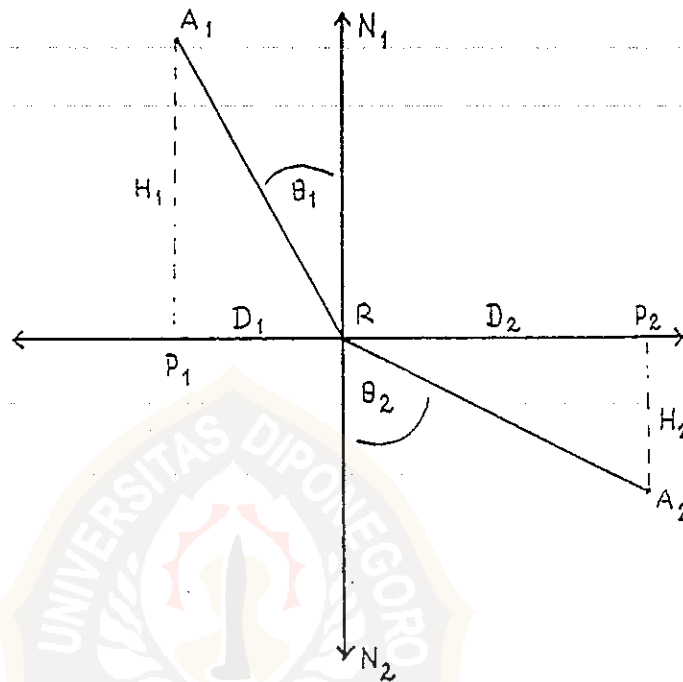
#### 3.1 Hukum-hukum Dasar Mekanisme Propagasi Gelombang

##### 3.1.1 Prinsip Fermat

Waktu jalar satu pulsa seismik, antara 2 titik A dan titik B sama dengan waktu tempuh yang terukur sepanjang lintasan minimum atau lintasan maksimum yang menghubungkan titik A dan B. Gelombang elastis pada dasarnya menjalar dengan lintasan (*raypath*) yang merupakan *minimum time path* (lintasan dengan waktu minimum). Prinsip Fermat, biasanya disebut juga dengan prinsip waktu minimum. Akibat dari prinsip Fermat, maka anggapan dasar media atau lapisan yang dilalui gelombang elastik mempunyai sifat homogen isotropis.

### 3.1.2 Hukum Snellius

Hukum Snellius pada dasarnya menjelaskan perubahan arah *raypath* propagasi gelombang elastis, bila gelombang elastis menjalar melintasi lapisan-lapisan bumi dengan kuantitas kecepatan yang berbeda-beda. Hukum Snellius merupakan telaah lebih lanjut dari prinsip Fermat.



Gambar 3.1 Konsep hukum Snellius

Jika yang memberikan waktu minimum antara titik  $A_1$ ,  $R$  dan  $A_2$ ,  $R$  adalah  $\overline{A_1R}$  dan  $\overline{A_2R}$ , maka waktu tempuh  $\overline{A_1R}$  dan  $\overline{A_2R}$  adalah :

$$t = H_1/V_1 \cos \theta_1 + H_2/V_2 \cos \theta_2 \quad (3.1)$$

Diferensial dari persamaan (3.1) adalah :

$$dt = (H_1 \sin \theta_1 / V_1 \cos^2 \theta_1) d\theta_1 + (H_2 \sin \theta_2 / V_2 \cos^2 \theta_2) d\theta_2 \quad (3.2)$$

Jika  $\overline{A_1R}$ ,  $\overline{A_2R}$  merupakan *minimum time raypath*, maka  $dt = 0$ , sehingga didapatkan :

$$(H_1 \sin \theta_1 / V_1 \cos^2 \theta_1) d\theta_1 = -(H_2 \sin \theta_2 / V_2 \cos^2 \theta_2) d\theta_2 \quad (3.3)$$

$$(H_1 / \cos^2 \theta_1) d\theta_1 = - (H_2 / \cos^2 \theta_2) d\theta_2 \quad (3.4)$$

Bila persamaan (3.3) dibagi dengan persamaan (3.4), maka diperoleh persamaan :

$$\sin \theta_1 / V_1 = \sin \theta_2 / V_2 \quad (3.5)$$

Hubungan pada persamaan (3.5) dikenal sebagai hukum Snellius.

Dalam notasi vektor satuan, jika  $\bar{I}$  adalah vektor satuan gelombang datang.  $\bar{N}$  adalah vektor normal satuan,  $\bar{T}$  adalah vektor satuan transmisi, maka dapat dituliskan :

$$\frac{\bar{I} \times \bar{N}}{V_1} = \frac{\bar{T} \times \bar{N}}{V_2} \quad (3.6)$$

Berdasarkan pada hukum Snellius di atas, mekanisme propagasi gelombang seismik selanjutnya dijelaskan berdasarkan perbandingan harga sinus sudut datang dan sudut transmisinya. Dari uraian di atas dapat ditarik kesimpulan bahwa hukum Snellius yang menjelaskan tentang kelakuan propagasi gelombang dapat dipisahkan menjadi tiga bagian yaitu :

#### a. Hukum Refleksi

Peristiwa refleksi tersebut dapat terjadi jika harga  $\sin \theta_1 / \sin \theta_2 = 1$ . Jika  $\sin \theta_1 / \sin \theta_2 = 1$ , maka  $\sin \theta_1 = \sin \theta_2$  atau  $V_1 = V_2$ , yang berarti gelombang ditransmisikan kembali atau direfleksikan melalui medium yang sama.

#### b. Hukum Refraksi

Peristiwa refraksi dapat terjadi jika  $\sin \theta_1 / \sin \theta_2 = \sin \theta_1$ . Jika  $\sin \theta_1 / \sin \theta_2 = \sin \theta_1$ , maka  $\sin \theta_2 = 1$  atau  $\theta_2 = 90^\circ$ , ini berarti bahwa gelombang ditransmisikan melalui bidang muka antara lapisan satu dengan lapisan dua dengan

harga kecepatan sama dengan  $V_2$ . Dalam peristiwa refraksi, sudut  $\theta_1$  disebut sebagai sudut kritis atau  $\theta_c$ .

c. Hukum transmisi

Peristiwa transmisi terjadi jika harga  $\sin\theta_1 \leq \frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} \leq 1$

Jika harga  $\sin\theta_1 / \sin\theta_2$  berada di antara  $\sin\theta_1$  dan 1, maka gelombang akan diteruskan ke medium berikutnya dengan kecepatan  $V_2$ , demikian seterusnya.

Berdasarkan pada gejala fisis yang diselidiki oleh Snellius, metode seismik dikembangkan untuk mengetahui keadaan geologi di bawah permukaan. Bidang batas medium yang berbeda dapat diasumsikan sebagai batas lapisan batuan, berarti refleksi yang terjadi menggambarkan adanya perbedaan litologi batuan. Dalam eksplorasi seismik kekuatan refleksi suatu lapisan ditandai oleh besarnya harga koefisien refleksi, yaitu suatu besaran yang menunjukkan perbandingan impedansi akustik dari dua medium yang berbeda kecepatan dan densitasnya, yang secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut :

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_1 \rho_1 + V_2 \rho_2} \quad (3.7)$$

Dengan :

$R$  = Koefisien refleksi

$V_1$  = Kecepatan gelombang seismik pada medium 1

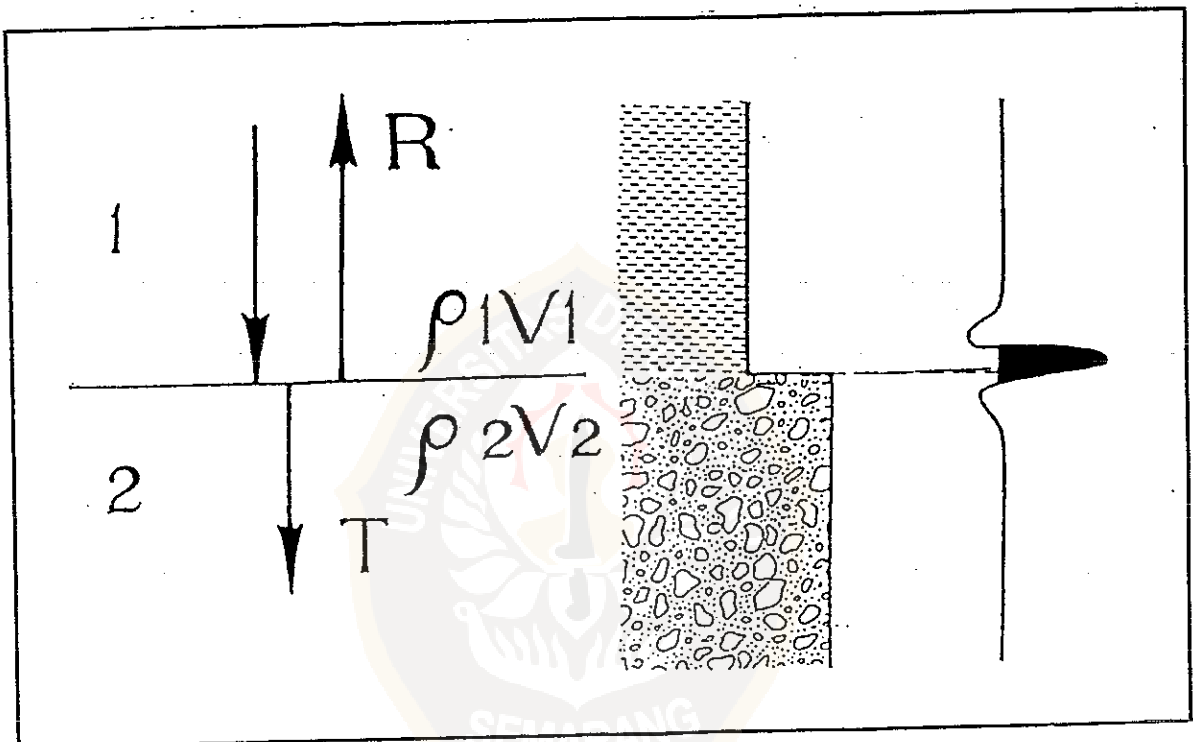
$V_2$  = Kecepatan gelombang seismik pada medium 2

$\rho_1$  = Densitas pada medium pertama

$\rho_2$  = Densitas pada medium kedua

$Z$  = Impedansi akustik

Bila kita lihat persamaan di atas, harga koefisien refleksi dapat bernilai positif, negatif, ataupun nol. Harga koefisien refleksi ini pada rekaman seismik ditandai dengan adanya perubahan polaritas.

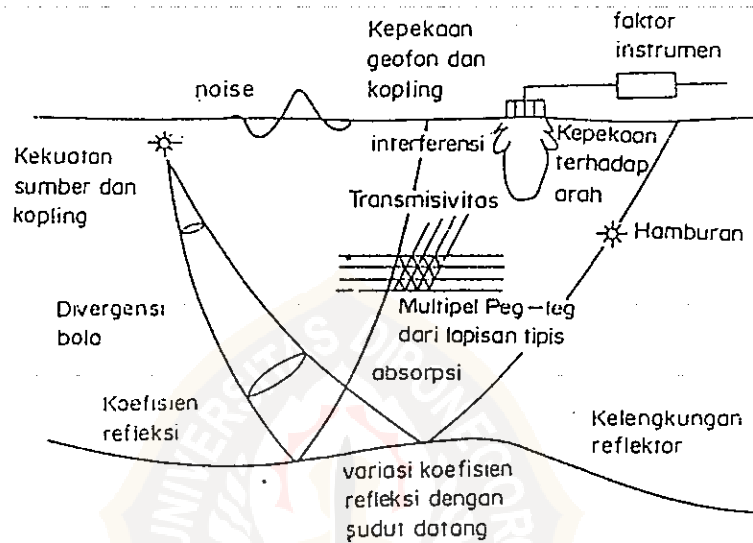


Gambar (3.2) Hubungan antara model ideal lapisan bumi dua lapis dengan bentuk gelombang refleksinya

### 3.2. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Amplitudo

Faktor-faktor yang mempengaruhi amplitudo gelombang seismik dapat dibagi menjadi dua, yaitu faktor alam dan

faktor teknis. Faktor alam adalah sifat-sifat gelombang seismik sebagai fenomena alam, misalnya melemahnya energi akibat menjalar semakin jauh, berkurangnya energi akibat pantulan, dan pembiasan di bidang batas antar lapisan. Secara skematis beberapa diantaranya dapat dilukiskan seperti pada (gambar 3.3) (O'Doherty dan Anstey, 1971).



Gambar 3.3 Faktor-faktor yang mempengaruhi amplitudo gelombang seismik (O'Doherty dan Anstey, 1971)

#### A. Faktor Geometris

Faktor geometris (*spherical spreading*) adalah berkurangnya amplitudo gelombang karena energinya menyebar ke dalam medium yang dilaluinya. Untuk suatu medium yang homogen isotropis, setiap saat medan gelombang membentuk luasan berupa kulit bola, sehingga amplitudo gelombang akan melemah

sebanding dengan kebalikan jarak yang ditempuh.

## B. Faktor Atenuasi dan Interferensi

Selain faktor geometris, energi gelombang seismik juga mengalami pelemahan, karena pengaruh penyerapan oleh medium bumi (*inelastic attenuation*). Keadaan tersebut dapat direpresentasikan melalui persamaan sebagai berikut :

$$I = I_0 \frac{r_0}{r} e^{-\alpha r}$$

Noise koheren seperti pantulan yang berulang-ulang (*multiple*) dan difraksi juga mempengaruhi amplitudo gelombang bila mereka berinterferensi.

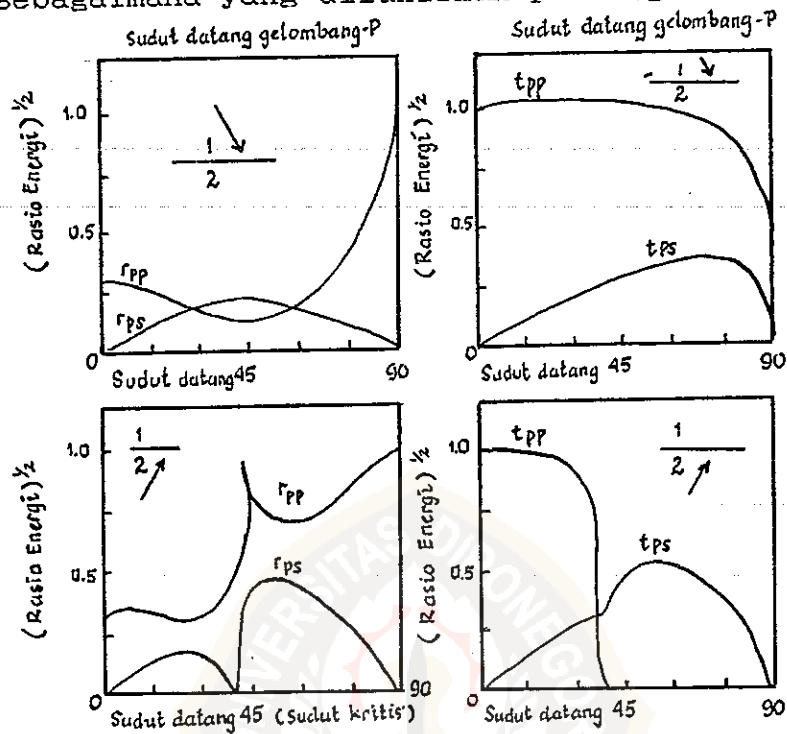
## C. Efek Tuning

Interferensi bukan hanya karena *multiple* dan difraksi, lapisan tipis juga menghasilkan interferensi yang menyebabkan amplitudo sinyal seismik yang kita teliti berubah. Akibat interferensi dari gelombang - gelombang yang dipantulkan oleh permukaan bagian atas dan dasar lapisan tipis, resultan amplitudonya dapat menjadi lebih rendah ataupun lebih tinggi daripada semestinya. Fenomena ini disebut efek tuning.

Efek tuning dapat terjadi jika ketebalan lapisan sedimen kurang dari seperempat panjang gelombang seismik. (Gambar 3.4) adalah salah satu contoh efek tuning dari suatu sinyal dengan lebar pita frekuensi 30-120 Hz. Tebal lapisan dinyatakan dalam milidetik. Terlihat bahwa untuk sinyal seismik ini,

#### D. Pengaruh Bidang Batas antar Lapisan

Pada bidang batas antara dua lapisan, gelombang dapat mengalami tiga peristiwa, yaitu : refleksi, transmisi, dan konversi. Akibatnya energi gelombang terbagi menjadi tiga bagian sebagaimana yang dilukiskan pada (gambar 3.5) berikut :



Gambar 3.5. Fenomena refleksi, transmisi, dan konversi gelombang seismik pada bidang batas antara dua lapisan

Penurunan energi gelombang P ( dinyatakan oleh  $r_{pp}$  ) diimbangi dengan naiknya energi gelombang S ( dinyatakan oleh  $r_{ps}$  ). Dapat dilihat bahwa sebagian besar energi menembus bidang batas dalam bentuk  $t_{pp}$  dan  $t_{ps}$  .

#### E. Faktor - faktor Teknis

Faktor-faktor teknis data berpengaruh pada amplitudo gelombang seismik pada saat perekaman dan pengolahan data. Pada saat perekaman data terdapat pengaruh pemilihan array



*hydrophon* ( *receiver-array* ) ataupun pengaturan muatan ( *source-array* ), juga pengaruh pada *amplifier* dan kopling antara hidrofona dan dasar laut, dan lain - lain.

### 3.3. Kecepatan Interval

Kecepatan interval ialah kecepatan rata-rata interval di bawah permukaan bumi antara dua reflektor. Kecepatan ini kerap kali ditentukan dari kecepatan *stacking* untuk interval antara reflektor-reflektor yang horizontal. Jika waktu tempuh vertikal  $t_i$  dan kedalaman lapisan  $z_i$ , maka kecepatan interval pada lapisan ke- $i$  ialah ( Sheriff, 1973 ) :

$$V_i = \frac{z_{i+1} - z_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (3.5)$$

### 3.4. Kecepatan Rata-rata

Kecepatan rata-rata ialah perbandingan antara jarak tempuh terhadap waktu yang dibutuhkan oleh gelombang seismik untuk merambat sepanjang lintasan ( Sheriff, 1973 ) :

$$V_r = \frac{\int_c^t V(t) dt}{\int_c^t dt} \quad (3.6)$$

Bila terdapat  $i$  lapisan horizontal dengan kecepatan interval  $V_i$  dan kedalaman interval  $z_i$ , maka kecepatan rata-rata dapat dituliskan sebagai berikut ( Sheriff, 1973 ) :

$$V_r = \frac{\sum_{i=1}^n V_i t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (3.7)$$

### 3.5. Waktu Interval

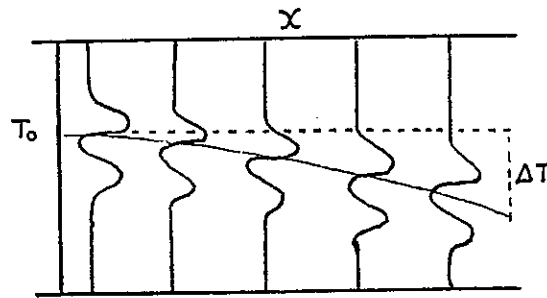
Yang dimaksud dengan waktu interval  $t_i$  ialah beda waktu antara dua jejak refleksi. Waktu interval dapat berubah-ubah karena terjadi perubahan kecepatan dari satu lapisan ke lapisan lainnya. Kecepatan ini biasanya didapatkan dari pengukuran secara langsung di lapangan.

### 3.6. Kecepatan Interval dari Final Stack

Kecepatan interval dari final stack diperoleh dengan menggunakan kecepatan *normal move out* (VNMO). VNMO ini diperoleh dari koreksi NMO, yaitu koreksi yang diterapkan untuk melemahkan efek perubahan jarak sumber dan hidropon (*offset*).

$$(\Delta T + T_o)^2 = T_o^2 + \frac{x^2}{VNMO^2}$$

$$V_{int}^2 = \frac{VNMO_n^2 \cdot T_n - VNMO_{n-1}^2 \cdot T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}}$$



Gambar 3.6 Koreksi NMO

### 3.7. Konversi Waktu Ke Kedalaman

Untuk konversi waktu ke kedalaman diperlukan data kecepatan interval  $V_i$  dan waktu interval  $t_i$ . Dari kedua jenis data tersebut dapat dicari harga kecepatan rata-rata yang akan digunakan untuk mencari harga kedalaman anomali. Rumus untuk mencari kecepatan rata-rata terlihat seperti persamaan (3.7).

Selanjutnya yang perlu diketahui adalah harga waktu rata-rata  $t_r$ . Waktu rata-rata sama dengan setengah waktu jalar bolak balik (*two way time*). Harga ini didapatkan dengan cara manual, yaitu mengukur jarak antara anomali tertentu terhadap datum. Setelah harga waktu rata-rata didapatkan, maka harga kedalaman anomali dapat diketahui.

$$Z_i = V_r \cdot t_r \quad (3.8)$$

### 3.8. Indikasi Hidrokarbon pada Penampang Seismik

#### 3.8.1 *Bright Spot*

Sering dijumpai anomali amplitudo yang tinggi pada

penampang seismik (koefisien refleksi negatif yang kuat) dekat permukaan, kenampakan seperti itu disebut *bright spot*. Peristiwa ini disebabkan oleh kehadiran gas dalam lensa batuan yang permeabel, misalnya batu pasir berbutir halus dan berongga. Hadirnya gas pada lensa batuan menyebabkan gelombang seismik mengalami penurunan kecepatan dan koefisien refleksinya negatif. Tapi tidak hanya gas yang menimbulkan *bright spot*, intrusi batuan beku, batuan karbonat juga dapat menimbulkan efek serupa. Biasanya gejala *bright spot* dianggap sebagai petunjuk hadirnya gas dangkal pada suatu lapisan batuan dan kadang - kadang menjadi indikasi hidrokarbon yang lain seperti minyak bumi (Badley, 1985).

### 3.8.2 *Flat Spot*

Hadirnya gas pada suatu reservoir sering dapat dikenali dari penampang seismik. Jika kolom gas cukup tebal dan terjadi kontras impedansi akustik antara gas - minyak atau gas - air pada sebuah reservoir, akan timbul koefisien refleksi positif yang dikenali sebagai *flat spot*. Muncul sebagai lembah pada penampang seismik dengan polarisasi normal menurut SEG. Kenampakan gejala *flat spot* biasanya muncul pada batu pasir atau karbonat (Badley, 1985).

### 3.8.3 *Dim spot*

*Dim spot* merupakan anomali amplitudo yang sangat lemah, disebabkan karena berkurangnya harga koefisien refleksi pada puncak bidang pantul suatu reservoir, biasanya terdapat

diantara batu pasir yang kompak atau tak sarang (*less porous*) dan reservoir karbonat. Diantara batu lempung / batu pasir atau batu lempung / karbonat, biasanya mempunyai koefisien refleksi positif yang tinggi. Pada reservoir, gas menyebabkan berkurangnya harga koefisien refleksi dan pada puncak bidang pantul suatu reservoir kehilangan amplitudo atau amplitudonya tidak jelas.

