

## BAB II

### TEORI DASAR

#### 2.1 Teori Elastisitas

Metoda seismik pada masa kini umumnya digunakan dalam eksplorasi pedeteksian cadangan minyak bumi dan gas alam, Hal tersebut dikarenakan kemampuan metoda ini untuk mencitrakan permukaan bawah bumi hingga kedalaman beberapa kilometer. Metoda seismik dalam eksplorasi geofisika banyak digunakan terutama untuk eksplorasi minyak dan gas bumi. Dalam metode seismik, yang diamati adalah waktu perambatan gelombang bunyi (bersifat elastis) yang ditimbulkan oleh sumber gelombang tertentu (dinamik, *hammer* atau *weight-drop*).

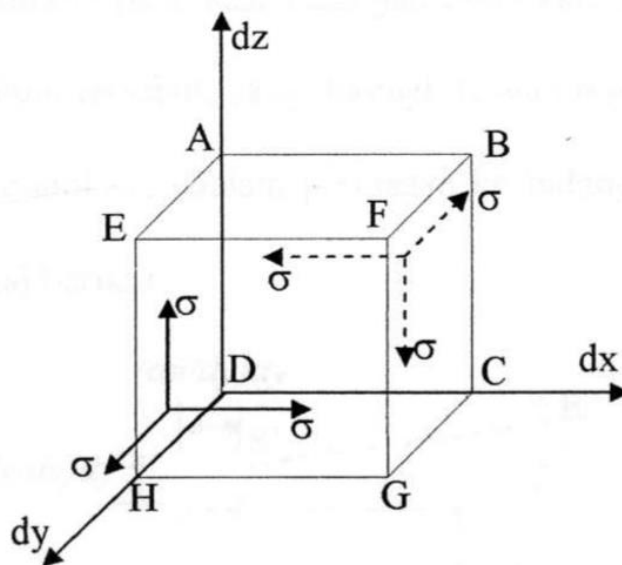
Metode seismik memanfaatkan sifat penjalaran gelombang mekanik yang dijalarkan melewati bumi. Karena penjalaran gelombang sangat bergantung pada sifat elastis dari batuan yang ada di bawah permukaan bumi, maka perlu terlebih dahulu dibahas mengenai konsep dasar elastisitas. Ukuran dan bentuk sebuah benda padat dapat berubah dengan cara memberikan gaya ke bagian permukaan luar dari benda tersebut. Gaya luar ini akan dilawan oleh gaya internal yang akan melawan perubahan bentuk dan ukuran benda tersebut. Sebagai akibat dari gaya internal tersebut, benda akan berusaha untuk kembali ke bentuk semula ketika gaya luar dihilangkan. Fluida akan mempertahankan volume, tetapi tidak dengan bentuk.

Sifat melawan perubahan bentuk atau ukuran dan kembali ke bentuk awal ketika gaya luar dihilangkan dikenal dengan istilah elastisitas. Sebuah benda yang elastis sempurna adalah benda yang benar-benar kembali ke bentuk dan ukuran asal dengan sempurna setelah gaya luar dihilangkan. Batuan bisa dianggap elastis sempurna dengan melihat bahwa deformasi benda tersebut (perubahan bentuk atau ukuran) cukup kecil, seperti dalam kasus gelombang seismik, kecuali untuk bahan yang berada dekat sumber seismik.

Teori elastisitas akan menghubungkan gaya yang diberikan terhadap suatu benda dengan perubahan bentuk dan ukuran yang diakibatkan. Hubungan antara gaya yang dikenakan terhadap deformasi benda tersebut dinyatakan dalam konsep *stress* dan *strain* (tegangan dan regangan).

### 2.1.1 Tegangan (*Stress*)

*Stress* atau tegangan didefinisikan sebagai gaya per satuan luas. Ketika sebuah gaya diberikan kepada sebuah benda, tegangan adalah perbandingan antara besar gaya terhadap luas dimana gaya tersebut dikenakan. Jika gaya yang dikenakan tegak lurus terhadap permukaan benda (luas yang akan diperhitungkan), maka tegangan tersebut adalah tegangan normal, jika gaya yang dikenakan berarah tangensial terhadap elemen luas permukaan benda, tegangan tersebut adalah tegangan geser. Jika gaya tersebut tidak tegak lurus maupun paralel terhadap elemen luas benda tersebut, gaya tersebut diuraikan ke komponen yang paralel dan tegak lurus terhadap elemen luas permukaan benda. Dengan mempertimbangkan elemen kecil dari volume, tegangan yang beraksi pada enam permukaan dapat diuraikan menjadi komponen-komponen, seperti yang terlihat pada gambar dibawah ini.

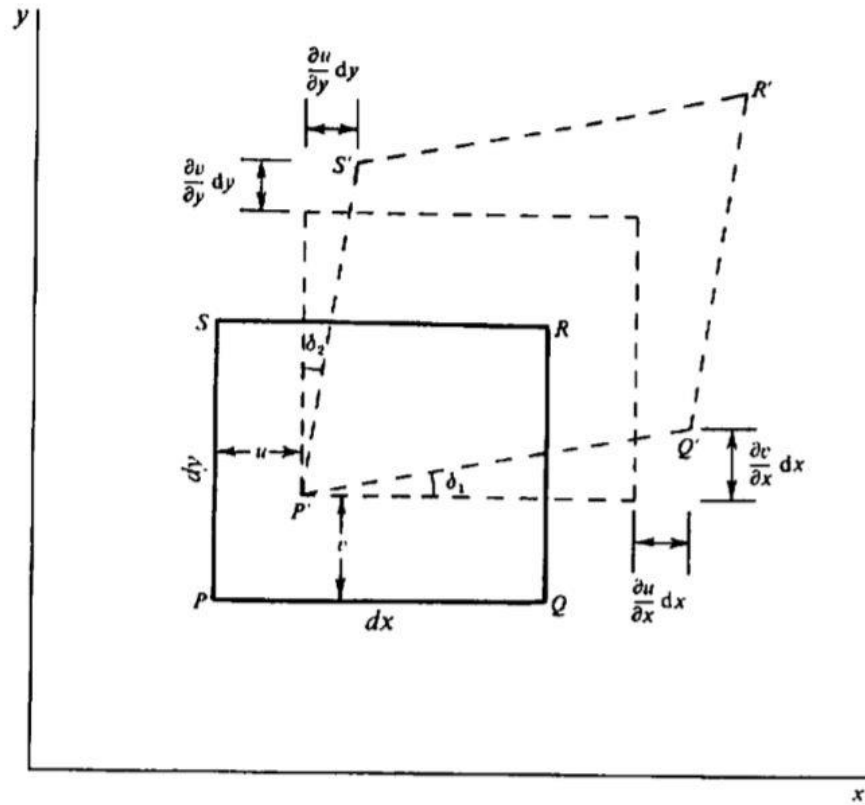


**Gambar 2. 1** Komponen Tegangan (<http://repository.unri.ac.id/>)

Pada saat benda berada dalam keadaan setimbang statik, gaya-gaya akan seimbang. Tiga komponen  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yx}$ ,  $\sigma_{zx}$  beraksi pada permukaan ABCD harus sama dan berlawanan arah merupakan kopel yang memutar elemen pada sumbu z. Besar kopel tersebut dengan tegangan permukaan EFGH, hal yang sama untuk empat permukaan lainnya. Tegangan geser seperti  $\sigma_{yx}$  merupakan kopel yang memutar elemen pada sumbu z. Besar kopel tersebut adalah : gaya x lengan pengungkit =  $(\sigma_{yx} dy dz) dx$ . Apabila mempertimbangkan tegangan pada empat permukaan benada tersebut, maka kopel  $\sigma_{yx}$  akan dilawan oleh kopel pasangan tegangan  $\sigma_{xy}$ . Karena elemen tersebut dalam keadaan setimbang, maka kompomem total harus nol dengan demikian  $\sigma_{yx} = \sigma_{xy}$ .

### 2.1.2 Regangan (*Strain*)

Regangan didefinisikan sebagai perubahan relatif (perubahan kecil) dimensi atau bentuk suatu benda. Nilai kuantitas  $\partial_u/\partial_x$  dan  $\partial_v/\partial_y$  adalah pertambahan relatif dimensi panjang dalam arah sumbu x, dan y yang berkenaan dengan tegangan normal (*normal strain*). Sedangkan nilai kuantitas  $(\partial_v/\partial_x + \partial_u/\partial_y)$  adalah besar dimana sudut sebelah kanan pada bidang xy berkurang pada saat tegangan diberikan, dengan demikian merupakan perubahan bentuk dari medium tersebut, yang dikenal dengan regangan geser (*shearing strain*) yang dinotasikan dengan simbol  $\epsilon_{xy}$ . Dalam perluasan ke bidang tiga dimensi, elemen dasar regangan dinotasikan seperti gambar berikut.



**Gambar 2. 2** Analisa regangan 2 dimensi (Telford, 1990)

$$\text{Regangan Normal} \quad \left. \begin{aligned} \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

$$\text{Regangan Geser} \quad \left. \begin{aligned} \epsilon_{xy} &= \epsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \epsilon_{yz} &= \epsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \epsilon_{zx} &= \epsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

Sebagai akibat dari regangan tersebut, benda mengalami rotasi sederhana terhadap ketiga sumbu, yang diberikan oleh :

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right), \theta_y = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \text{ dan } \theta_z = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.3)$$

Perubahan dimensi yang diberikan akan menghasilkan perubahan volume benda, perubahan volume disebut dilatasi dan dipresentasikan oleh  $\Delta$  yang diberikan oleh (Telford, 1990) :

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.4)$$

Keterangan :

$\varepsilon$  = Strain

$\theta$  = Rotasi

$\Delta$  = Dilatasi

## 2.2 Gelombang Seismik

### 2.2.1 Penjalaran Gelombang Seismik

Metode seismik merupakan metode eksplorasi geofisika yang menggunakan prinsip penjalaran gelombang untuk penyelidikan dibawah permukaan bumi. Cordsen dan Pierce (2000) menyatakan bahwa seismik refleksi datang dari perbedaan properti akustik dari dua bidang. Sumber gelombang pada permukaan bumi melepaskan energi ke dalam bumi dalam bentuk energi akustik dan dirambatkan ke segala arah. Apabila dalam perambatannya gelombang mengenai bidang batas antara dua medium yang memiliki kontras impedansi akustik, maka sebagian energi akan dipantulkan kembali ke permukaan dan sebagian di transmisikan. Pantulan gelombang inilah yang direkam pada permukaan tanah menggunakan alat yang dinamakan *geophone*, jika pengukurannya dilakukan di darat atau *hydrophone* jika pengukurannya dilakukan di laut. Gelombang yang dipantulkan dari sumber gelombang akan diteruskan ke transmitter untuk direkam, dimana hasil perekaman akan menjadi suatu penampang. Data yang direkam ini ialah waktu tempuh gelombang pantul, yang akan memberikan informasi kecepatan rambat gelombang pada lapisan batuan tersebut. Selain hal tersebut variabel lain yang dapat dimanfaatkan ialah amplitudo, frekuensi dan fasa gelombang. Kontras impedansi akustik pada umumnya terjadi pada batas antara dua lapisan batuan, maka secara tidak langsung gelombang seismik

membawa informasi tentang struktur batuan bawah permukaan bumi (Cordsen dan Pierce, 2000).

Dalam seismik eksplorasi, gelombang yang umumnya diselidiki adalah gelombang kompresi disebut juga gelombang primer (P) atau gelombang longitudinal. Gerakan partikel pada gelombang ini searah dengan arah penjarangan gelombang. Persamaan gerak gelombang P diperlihatkan pada persamaan (2.5), dan kecepatan penjarangannya ditunjukkan pada persamaan (2.6).

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (2.5)$$

$$\alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \quad (2.6)$$

Keterangan:

$\rho$  = massa jenis medium ( $kg/m^3$ )

$\lambda$  = konstanta *Lame* ( $m/s$ )

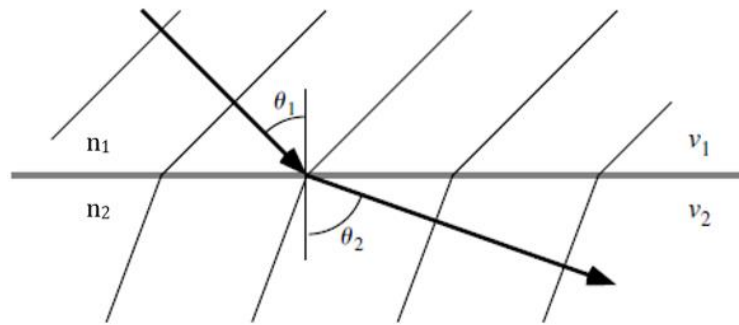
$\mu$  = rigiditas medium ( $N/m^2$ )

$\alpha$  = kecepatan penjarangan gelombang P

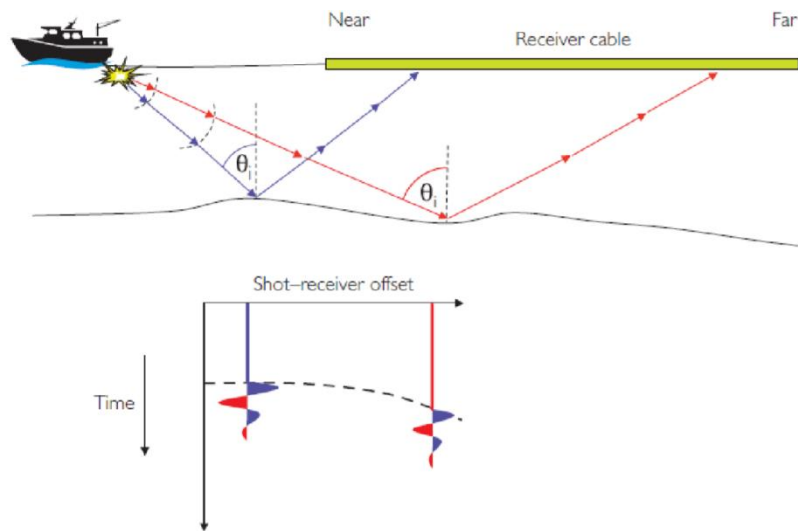
Jika gelombang kompresi merambat dalam suatu medium menuju batas medium yang berbeda sifat, maka gelombang akan terpatisi ke dalam empat komponen energi, yaitu energi gelombang pantul, *shear* pantul, kompresi bias dan *shear* bias. Jumlah keempat komponen energi sama dengan energi gelombang mula-mula. Perubahan arah gelombang seismik akibat mengenai batas dua medium yang berbeda dijelaskan oleh hukum Snellius pada persamaan dibawah ini.

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_2}{n_1} \quad (2.7)$$

Dimana lambang  $\theta_1$  dan  $\theta_2$  merujuk pada sudut datang dan sudut bias,  $v_1$  dan  $v_2$  pada kecepatan cahaya sinar datang dan sinar bias. Lambang  $n_1$  merujuk pada indeks bias medium yang dilalui sinar datang, sedangkan  $n_2$  adalah indeks bias medium yang dilalui sinar bias. Ilustrasi konsep dasar seismik dapat dilihat pada **Gambar 2.3** dan **Gambar 2.4**.



**Gambar 2. 3** Gelombang ketika melewati medium yang berbeda menurut hukum Snellius (Shearer, 2009).



**Gambar 2. 4** Ilustrasi penjalaran gelombang P beserta refleksinya dan representasi *shot gather* (Simm dan Bacon, 2014)

Sinyal yang diterima *receiver* dalam satu *seismic trace* terdiri dari beberapa *wiggle*. *Seismic trace* merupakan data seismik yang terekam oleh satu *receiver*. Setiap *trace* merupakan konvolusi sederhana dari reflektivitas bumi dengan fungsi sumber seismik ditambah dengan *noise* (Russel, 1996).

$$S(t) = W(t) * r(t) + n(t) \quad (2.8)$$

dimana :

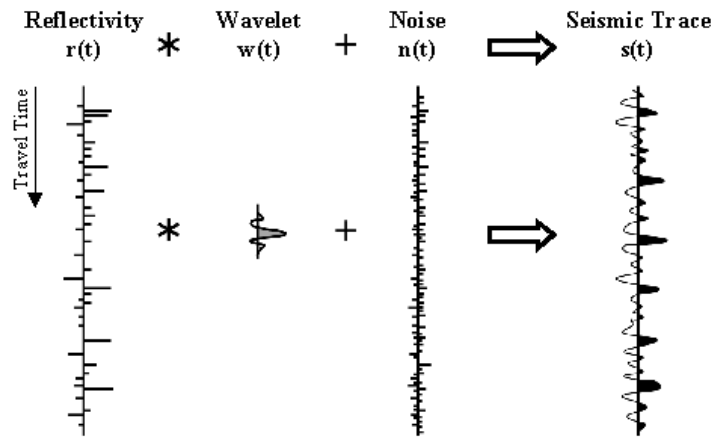
$S(t)$  = tras seismik

$W(t)$  = *wavelet* seismik

$r(t)$  = reflektivitas bumi, dan

$n(t)$  = *noise*

$*$  = simbol dari operasi konvolusi



**Gambar 2. 5** Ilustrasi proses penghasilan tras seismik (Russel, 1996)

### 2.2.2 Impedansi Akustik

Impedansi akustik adalah sifat khas batuan untuk melewati suatu gelombang seismik. Secara fisis, Impedansi Akustik adalah perkalian antara kecepatan gelombang kompresi atau gelombang primer dengan densitas batuan. Semakin keras suatu batuan maka impedansi akustik yang dihasilkan akan semakin besar juga, sebagai contoh: batupasir yang sangat kompak mempunyai Impedansi Akustik yang lebih tinggi dibandingkan dengan batu lempung. Impedansi Akustik dapat digunakan sebagai indikator lithologi, porositas, juga hidrokarbon, karena  $AI$  dipengaruhi oleh lithologi, porositas, kandungan fluida, kedalaman, tekanan, dan temperatur. Secara matematis persamaan  $AI$  dapat dituliskan :

$$AI = \rho V \quad (2.9)$$

dengan :

$$AI = \text{Impedansi Akustik} \left( \frac{m}{s} \cdot \frac{g}{cm^3} \right)$$

$$\rho = \text{densitas } \left(\frac{g}{cm^3}\right)$$

$$v = \text{kecepatan (m/s)}$$

Perubahan nilai *AI* dapat menandakan perubahan karakteristik batuan seperti litologi, porositas kekerasan, dan kandungan fluida. *AI* dapat dianalogikan berbanding lurus terhadap kekerasan batuan dan berbanding terbalik dengan porositas. Harga *AI* cenderung lebih dipengaruhi oleh kecepatan gelombang seismik dibandingkan densitas, karena orde nilai kecepatan lebih besar daripada orde nilai densitas. Kecepatan akan meningkat seiring bertambahnya kedalaman karena efek kompaksi atau diagenesa, sedangkan frekuensi akan berkurang akibat adanya efek atenuasi.

**Tabel 2. 1** Daftar kecepatan dan impedansi akustik gelombang P dari berbagai jenis batuan sedimen (Posgay in Galfi, 1967).

| Batuan               | Kecepatan<br>$V_p$ (m/s) | Impedansi Akustik<br>$\rho V \left(\frac{10^4 gr}{cm^2 S}\right)$ |
|----------------------|--------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| Zona lapuk           | 100 – 500                | 1.2 – 9                                                           |
| Pasir kering         | 100 – 600                | 2.8 – 14                                                          |
| Lempung              | 1200 – 2800              | 15 – 65                                                           |
| Batu pasir lepas     | 1500 – 2500              | 27 – 60                                                           |
| Batu pasir kompak    | 1800 – 4300              | 40 – 116                                                          |
| Marl                 | 2000 – 4700              | 20 – 120                                                          |
| Batu gamping,        | 2000 – 6250              | 35 – 180                                                          |
| Dolomit              | 4500 – 6500              | 110 – 140                                                         |
| Auhidrit, Batu garam | 1600 – 1900              | 20 – 35                                                           |
| Batu bara            |                          |                                                                   |
| Udara                | 310 – 360                | 0.004                                                             |
| Minyak bumi          | 1300 – 1400              | 12 – 15                                                           |
| Air                  | 1430 – 1590              | 14 – 16                                                           |
| Es                   | 3100 – 4200              | 30 – 45                                                           |

### 2.2.3 Koefisien Refleksi

Koefisien refleksi atau biasa disebut juga reflektivitas merupakan konsep fisika fundamental dalam metode seismik. Setiap koefisien refleksi bisa dianggap sebuah respon dari *wavelet* seismik dengan sebuah perubahan

impedansi akustik (Sukmono, 2000). Harga  $AI$  diprediksi dari nilai amplitudonya, dimana semakin besar amplitudo refleksi maka semakin besar pula kontras *Accousti Impedance*.

Ketika gelombang seismik melalui dua media yang memiliki kontras  $AI$  maka sebagian energinya akan dipantulkan. Perbandingan antara energi yang dipantulkan dengan energi datang pada keadaan normal secara matematis dituliskan dalam persamaan:

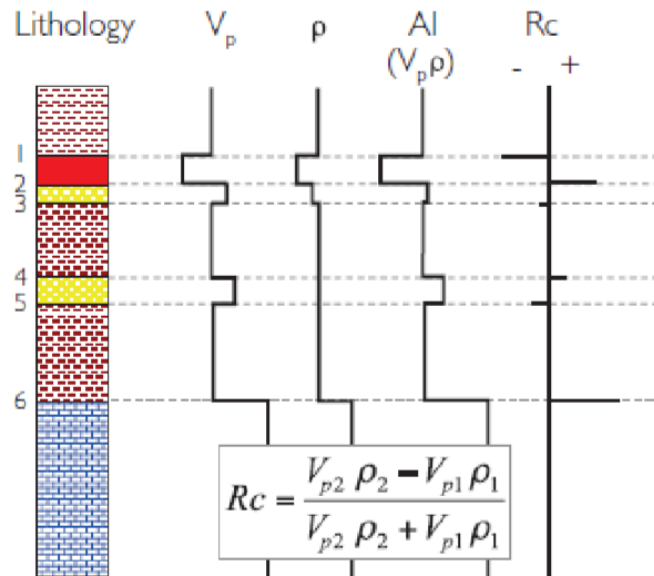
$$R_i = \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} \quad (2.10)$$

dengan:

$AI_i$  = *Accoustic Impedance* Lapisan ke-i

$AI_{i+1}$  = *Accoustic Impedance* Lapisan ke-i+1

$R_i$  = *Reflection Coefficient (RC)* ke-i

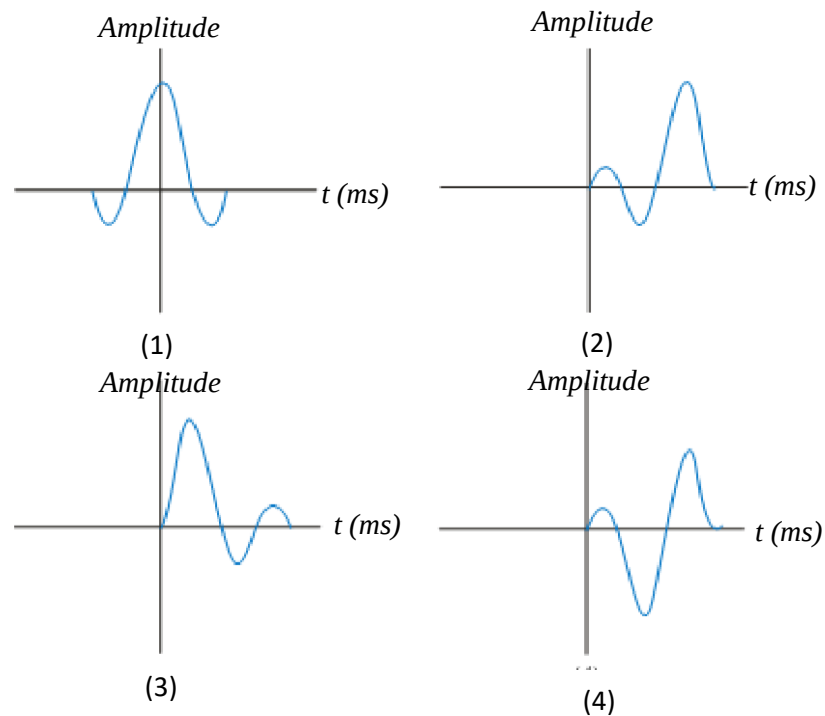


**Gambar 2. 6** Koefisien refleksi ( $RC$ ) mendefinisikan perbedaan  $AI$  pada batas litologi (modifikasi dari Anstey, 1982) oleh (Simm dan Bacon, 2014).

### 2.2.5 Wavelet

*Wavelet* atau disebut juga sinyal seismik merupakan kumpulan dari sejumlah gelombang seismik yang memiliki amplitudo, frekuensi dan *phase* tertentu (Sismanto, 2006). Berdasarkan konsentrasi energinya *wavelet* dapat dibagi atas beberapa jenis (Sismanto, 1999):

1. *Zerro phase*, *wavelet* berfase nol (disebut juga *wavelet* simetris), yaitu *wavelet* yang energinya terkonsentrasi pada titik refrensi nol (peak pada batas *acoustic impedance*). *Wavelet* jenis ini mempunyai resolusi maksimum.
2. *Minimum phase*, yaitu *wavelet* yang energinya terkonsentrasi di depan sedekat mungkin dengan titik refrensi nol ( $t = 0$ ) dan tidak ada energi sebelum  $t = 0$ .
3. *Maximum phase*, yaitu *wavelet* yang energinya terpusat secara maksimal dibagian akhir dari *wavelet*.
4. *Mix phase*, merupakan *wavelet* yang energinya tidak terkonsentrasi di bagian depan maupun dibagian belakang.

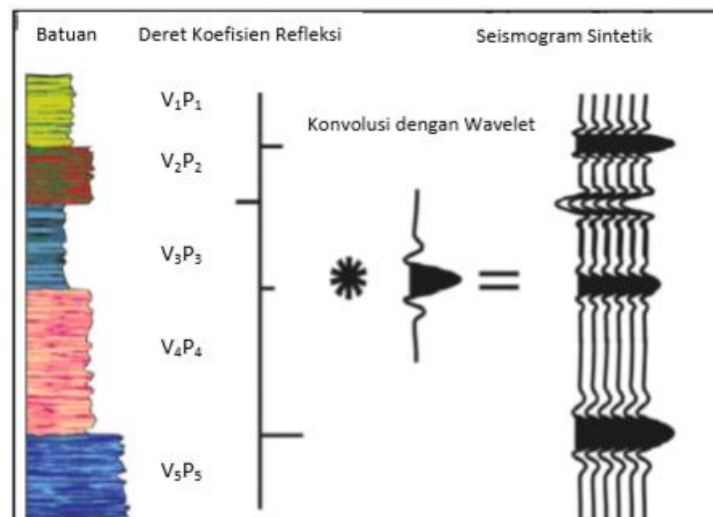


**Gambar 2. 5** Jenis-jenis *wavelet* 1) *Zero Phase Wavelet*, 2) *Maximum Phase Wavelet*, 3) *Minimum Phase Wavelet*, 4) *Mixed Phase Wavelet* (telah diolah kembali dari Sukmono, 1999).

### 2.3 Seismogram Sintetik

Kearney, dkk., (2002), menjelaskan seismogram sintetik merupakan rekaman seismik buatan yang dibuat dari data sumur, yaitu *log* kecepatan, dan densitas. Dimana seismogram sintetik ini didapat dari perkalian kecepatan dengan densitas dari sana kita akan memperoleh deret koefisien refleksi. Koefisien refleksi ini selanjutnya dikonvolusikan dengan *wavelet* sehingga akan diperoleh seismogram sintetik pada daerah sumur yang telah ditentukan.

Seismogram sintetik dibuat untuk melihat ketepatan penentuan parameter seperti jenis *wavelet*, peletakkan sumur ke seismik, dll dengan kontrol korelasi atau kesesuaian seismogram sintetik terhadap seismogram sebenarnya.



**Gambar 2. 6** Sintetik seismogram yang didapat dengan mengkonvolusikan koefisien refleksi dengan *wavelet* (Sukmono,1999).

Menurut Sukmono (1999), seismogram sintetik yakni pada umumnya dibuat dengan menggunakan frekuensi yang sama untuk seluruh penampang hal inilah yang menjadikan kekurangannya, padahal frekuensi yang dipakai itu umumnya dipilih dari zona target (misal daerah reservoir). Hal ini sering menyebabkan *miss tie* pada daerah di luar zona target tersebut.

### 2.3 Atribut Seismik

Atribut seismik merupakan penyajian dan analisa data seismik berdasarkan informasi utama, yaitu informasi waktu, frekuensi, amplitudo dan fase pada jejak seismik kompleks. Atribut seismik memberikan informasi parameter-parameter fisis batuan bawah permukaan seperti amplitudo dan fase yang secara tidak langsung diperoleh melalui data seismik. Atribut seismik sekarang telah mengalami banyak perkembangan sehingga semakin banyak informasi yang dapat diekstrak dan ditampilkan untuk keperluan interpretasi. Dalam interpretasi data seismik diperlukan kemampuan untuk mengetahui dan mencirikan perubahan atribut kecil yang dapat dihubungkan dengan keadaan geologi bawah permukaan. Atribut seismik merupakan pengolahan data seismik yang membantu dalam melakukan penggambaran yang lebih baik ataupun pengukuran zona-zona yang menarik (Chopra, 2005). Sedangkan atribut itu sendiri menurut (Brown, 2006) merupakan *derivative* suatu pengukuran seismik dasar. Dapat disimpulkan bahwa seismik atribut merupakan parameter seismik yang diturunkan dari parameter dasar seismik yaitu amplitudo, frekuensi, dan fasa atau yang biasa disebut dengan solusi persamaan gelombang.

Informasi yang dihasilkan dari ekstraksi atribut akan memberikan tampilan yang berbeda dari data seismik berdasarkan fungsi matematis yang kita inginkan. Informasi yang diberikan dapat memudahkan kita untuk memberikan interpretasi seismik (seperti penentuan horizon) pada penampang seismik. Informasi utama dari seismik atribut adalah amplitudo, frekuensi, dan atenuasi yang selanjutnya akan digunakan sebagai dasar pengklasifikasian atribut lainnya .

Masing-masing atribut seismik memiliki sensitivitas terhadap sifat fisik batuan ataupun keberadaan anomali. Atribut seismik digunakan untuk menampilkan informasi ataupun anomali bawah permukaan yang mula-mula tidak teridentifikasi oleh data konvensional. Ini disebabkan pada data *trace* imajiner komponen palung dan puncak gelombang akan bergeser, sehingga apabila pada *real* seismik tidak menunjukkan palung, bisa saja

pada data imajiner menunjukkan palung dari *trace* seismik. Pada umumnya atribut seismik hasil turunan waktu lebih cenderung memberikan informasi mengenai struktur sedangkan turunan amplitudo memberikan informasi mengenai stratigrafi dan reservoir.

Berdasarkan data seismik yang digunakan, atribut seismik dikelompokkan menjadi :

1. Atribut data seismik sebelum proses *stack* (*Pre-Stack Attributes*). Perhitungan atribut data yang belum di *stack* membutuhkan waktu yang cukup lama. Perhitungan atribut sebelum *stack* jarang dipakai untuk interpretasi awal dan hanya digunakan jika akan dilakukan interpretasi yang lebih detail.
2. Atribut data seismik setelah *stack* (*Post-Stack Attributes*). Data yang digunakan untuk atribut ini adalah data yang berupa data *stack*. Atribut jenis ini sering digunakan sebagai bahan interpretasi awal karena perhitungan yang dilakukan lebih efisien.

### **2.3.1 Atribut Sesaat**

Atribut sesaat seismik mulai diperkenalkan pada akhir 1960-an, seiring dengan meningkatnya aktivitas pencarian anomali pada daerah *brightspot*. Fenomena *brightspot* menjadi indikator utama perubahan litologi secara tajam yang berasosiasi dengan keberadaan zona gas. Pada tahun 1960-1970, atribut amplitudo sesaat menjadi atribut seismik yang umum digunakan dalam eksplorasi dan eksploitasi minyak bumi. Keberhasilan amplitudo sesaat sebagai indikator langsung keberadaan hidrokarbon (*direct hydrocarbon indicator*) memotivasi pencarian atribut seismik lain.

Dari *complex trace* dapat diturunkan atribut yang merupakan atribut utama dapat ditunjukkan pada persamaan berikut (Taner, 1979) dimana *complex trace* didapatkan dari Transformasi Hilbert:

**a. Atribut *Envelope***

Kuat refleksi adalah *envelope* atau selubung dari jejak seismik. Harga kuat refleksi sifatnya tidak tergantung pada fase. Pada data yang berasal dari refleksi gabungan, kuat refleksi maksimum dapat terjadi pada titik-titik fase (*phase point*) dan tidak pada puncak (*peak*) atau lembah (*through*) dari suatu jejak seismik *real*. Jadi puncak atau lembah dari amplitudo jejak *real* bukan merupakan kuat refleksi maksimum. Secara matematis persamaan kuat refleksi sebagai berikut:

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + f^{*2}(t)} \quad (2.11)$$

Dengan  $f(t)$  adalah komponen riil dan  $f^*(t)$  adalah komponen imajiner.

Kegunaan dari kuat refleksi ini antara lain :

1. Memberikan gambaran tentang koefisien refleksi
2. Membedakan impedansi akustik
3. Amplitudo tinggi menunjukkan adanya akumulasi gas

Kuat refleksi yang tinggi bisa jadi merupakan indikasi adanya akumulasi gas atau perubahan litologi yang besar antar lapisan batuan. Atribut *amplitude envelope* umumnya digunakan untuk mengetahui kontras *acoustic impedance*, karakteristik litologi dan juga zona *bright spot*. Berdasarkan karakteristik atribut *amplitude envelope* nilai amplitudo tinggi umumnya diartikan sebagai pasir, sedangkan nilai amplitudo rendah sebagai *shale*. Semakin rendah nilai amplitudo maka endapan tersebut semakin *shaly*.

**b. Fasa Sesaat / *Instantaneous Phase* {  $\theta(t)$  }**

Fase sesaat adalah sudut antara jejak seismik dan transformasi Hilbert pada waktu yang diberikan dengan tidak tergantung pada amplitudo jejak seismiknya (Robertson and Nogami, 1984). Fase sesaat dihitung dari  $\arctan(\tan^{-1})$  perbandingan antara komponen

imaginer dengan komponen riil. Dapat dituliskan sebagai (Taner, 1979): Secara matematis persamaan fase sesaat dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\theta(t) = \tan^{-1} \left[ \frac{f^*(t)}{f(t)} \right] \quad (2.12)$$

Fase sesaat tidak bergantung pada nilai amplitudo puncak, nilai magnitudonya akan selau sama. Dengan kata lain fase sesaat cenderung menyamakan reflektor kuat dan lemah. Oleh karena itu fase sesaat lebih mudah digunakan menginterpretasikan reflektor koheren yang lemah. Fase sesaat juga merupakan ukuran kontinuitas dari suatu *event* pada penampang seismik. Fase sesaat menggambarkan sudut antara *phasor* yang merupakan komponen real dan komponen imajiner yang berputar dari deret waktu, dan sumbu *real* sebagai fungsi waktu.

Fase sesaat cenderung menguatkan *event* koheren yang lemah karena fase sesaat tidak bergantung terhadap kuat refleksi. Fase sesaat menekankan kontinuitas *event* dan karenanya membantu dalam menyingkap *fault*, *pinchout*, ataupun *channel*. (Taner dkk., 1979).

### c. Frekuensi Sesaat / *Instantaneous Frequency* $\{\omega(t)\}$

Frekuensi sesaat adalah suatu harga pada suatu titik dalam waktu sama seperti fase sesaat. Harga frekuensi sesaat ini akan mengalami perubahan yang drastis pada pembajian (*pinchout*) dan pada bidang batas air dengan hidrokarbon. Frekuensi sesaat yang rendah menunjukkan reflektor di bawah beberapa reservoir gas. Zona patahan juga ditandai oleh bayangan frekuensi rendah. Perubahan fungsi fasa sesaat terhadap waktu akan memberikan fungsi frekuensi sesaat (*instantaneous frequency*), yang dinyatakan sebagai:

$$\omega(t) = \frac{d}{d(t)} \left\{ \tan^{-1} \left[ \frac{f^*(t)}{f(t)} \right] \right\} \quad (2.13)$$

Kegunaan dari frekuensi sesaat adalah:

- Adanya anomali frekuensi rendah menunjukkan indikasi hidrokarbon
- Korelasi lapisan

Pada dibawah ini memperlihatkan contoh atribut dari *complex trace* tunggal.

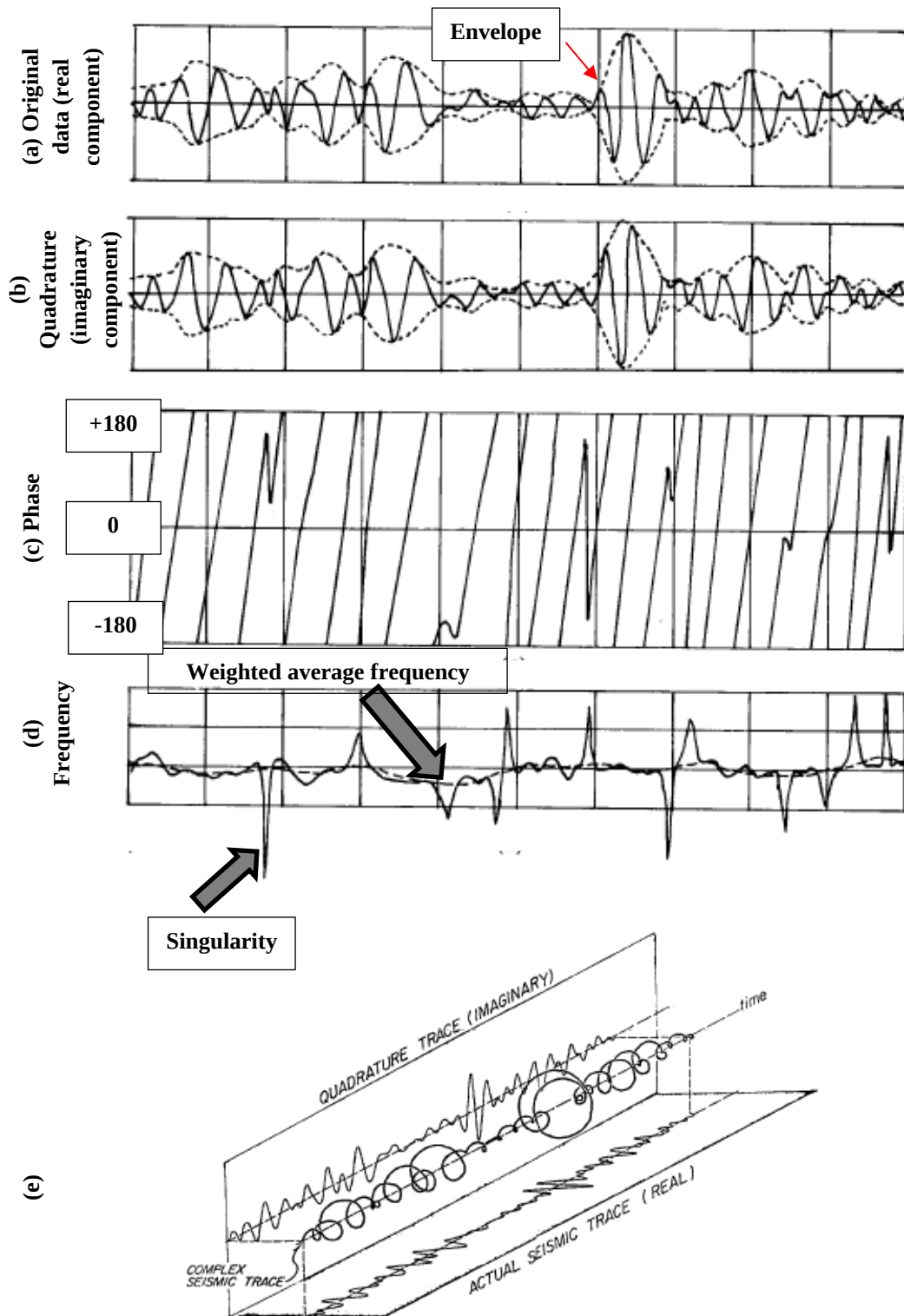


FIG. 4. Isometric diagram of portion of an actual seismic trace.

**Gambar 2. 7** (a) Tras seismik riil, (b) *quadrature*, (c) *instantaneous phase* and (d) *instantaneous frequency* dari Taner et al. (1979). Perhatikan juga singularitas yang terlihat dalam frekuensi sesaat karea gangguan bentuk gelombang. (e) Diagram isometrik sebagian jejak seismik actual (Taner, 1979)

### 2.3.2 Sweetness $s(t)$

Atribut *sweetness* didefinisikan sebagai tras *envelope*  $A(t)$  dibagi akar dari frekuensi sesaat  $\omega(t)$  seperti persamaan di bawah ini:

$$s(t) = \frac{A(t)}{\sqrt{\omega(t)}} \quad (2.14)$$

*Sweetness* adalah salah satu atribut dalam seismik yang didesain untuk mengidentifikasi titik *sweet spots* yang mana merupakan tempat gas dan minyak mudah ditemukan, serta untuk meningkatkan pencitraan interval atau tubuh dari sesuatu yang berbutir kasar (pasir). Definisi dari *sweetness* diambil dari sebuah hasil observasi yang menyatakan bahwa di dalam cekungan sedimen klastik yang berusia muda, *sweet spots* yang digambarkan dalam data seismik cenderung memiliki amplitudo yang tinggi dan frekuensi yang rendah. Jadi, secara garis besar, nilai *sweetness* yang tinggi mengindikasikan keberadaan minyak dan gas (Radovich dan Oliveros, 1998). Atribut *Sweetness* juga merupakan salah satu atribut *Direct Hydrocarbon Indicator (DHI)* karena dapat memperlihatkan keberadaan hidrokarbon pada nilai rendah, meskipun nilai rendah tidak selalu menunjukkan keberadaan hidrokarbon. Atribut ini umumnya digunakan sebagai analisa litologi dan adanya akumulasi gas.

## 2.4 Seismik Inversi

Inversi adalah proses pemodelan geofisika yang dilakukan untuk memprediksi informasi sifat fisis bumi berdasarkan informasi rekaman seismik yang diperoleh. Pada awalnya penerapan metode inversi dimulai dengan asumsi model awal hasil *picking* yang dilakukan iterasi. *Trace* yang dihasilkan dari data sintetik akan dibandingkan dengan *trace* seismik asli sehingga didapatkan nilai *error*. Nilai *error* yang kecil menghasilkan solusi yang menyerupai keadaan aslinya. Dengan menggunakan data sintetik, diharapkan *noise* dalam seismik tidak akan mengganggu dalam proses inversi ini (Russel, 2008). Secara matematis, model dan data pengukuran dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$m = (m_1, m_2, m_3, \dots, m_k)^T$$

$$d = (d_1, d_2, d_3, \dots, d_k)^T$$

dengan  $m$  adalah model inversi dan  $d$  adalah data pengukuran lapangan.

Secara matematis  $F$  dapat dituliskan sebagai berikut:

$$F(m) = F(m_0) + \frac{\partial F(m_0)}{\partial m} \Delta m \quad (2.15)$$

Keterangan :

$m_0$  = model dugaan awal

$m$  = model bumi sebenarnya

$\Delta m$  = perubahan parameter model

$F(m)$  = data pengukuran

$F(m_0)$  = harga perhitungan dari model dugaan

$\frac{\partial F(m_0)}{\partial m}$  = perubahan nilai perhitungan terhadap model

Dapat dikatakan bahwa seismik inversi merupakan suatu usaha untuk merubah data seismik yang semula merupakan amplitudo sebagai fungsi waktu menjadi impedansi akustik sebagai fungsi waktu. Pengertian secara lebih spesifik dapat didefinisikan sebagai suatu Teknik pembuatan model bawah permukaan dengan menggunakan data seismik sebagai *input* dan data sumur sebagai kontrol (Simm dan Bacon, 2014). Definisi tersebut menjelaskan bahwa pada metode inversi adalah kebalikan dari (*forward modelling*) atau pemodelan ke depan yang memiliki hubungan dengan pembuatan seismogram sintetik berdasarkan model bumi. Inversi seismik juga mengubah kandungan informasi data seismik dari informasi yang berkaitan dengan bidang batas setiap lapisan menjadi informasi yang berkaitan dengan lapisannya. Kandungan informasi yang berkaitan dengan lapisan ini yakni impedansi akustik ( $AI$ ) yang dapat dihubungkan dengan porositas batuan. Karena  $AI$  adalah perkalian antara densitas dengan kecepatan, maka secara logika semakin besar  $AI$ , semakin rendah porositasnya (Munadi, 2000). Selanjutnya, hasil  $AI$  dapat digunakan dalam interpretasi pola penyebaran litologi dengan penggabungan parameter  $AI$ , densitas dan  $P$ -Wave termasuk dalam penyebaran distribusi *sandstone* pada area inversi.

Proses inversi memerlukan data *log* (sumur) yang harus dikorelasikan dengan data seismik, proses pengikatan data *log* (sumur) dengan data seismik ini memerlukan ekstraksi *wavelet* (*wavelet extracting*) yang digunakan untuk merubah data *log* sonik menjadi data seismogram sintetik. *RC* (*reflectivity coefficient*) merupakan perubahan koefisien dari perubahan impedansi akustik antar batuan. Maka untuk merubah data *log sonic* menjadi data seismogram sintetik diperlukan proses dekonvolusi yang merubah data *log sonic* (*depth domain*) menjadi data sintetik seismik (*time domain*) (Haris, 2008).

$$S(t) = w(t) * RC \quad (2.16)$$

$$RC_{obs} = w^{-1} * s \quad (2.17)$$

Inversi non linear didapatkan persamaan dibawah ini :

$$d = g(m) \quad (2.18)$$

$$\Delta d = \frac{\partial g(m)}{\partial m} \Delta m \quad (2.19)$$

$$\Delta d = J \cdot \Delta m \quad (2.20)$$

$$\Delta RC = J \cdot \Delta Z \quad (2.21)$$

Dimana :

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d$$

$$\Delta Z = [J^T J]^{-1} J^T \Delta RC$$

$$RC_{cal_0} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}, (using Z_0) \quad (2.22)$$

$$\Delta RC = RC_{obs} - RC_{cal_0} \quad (2.23)$$

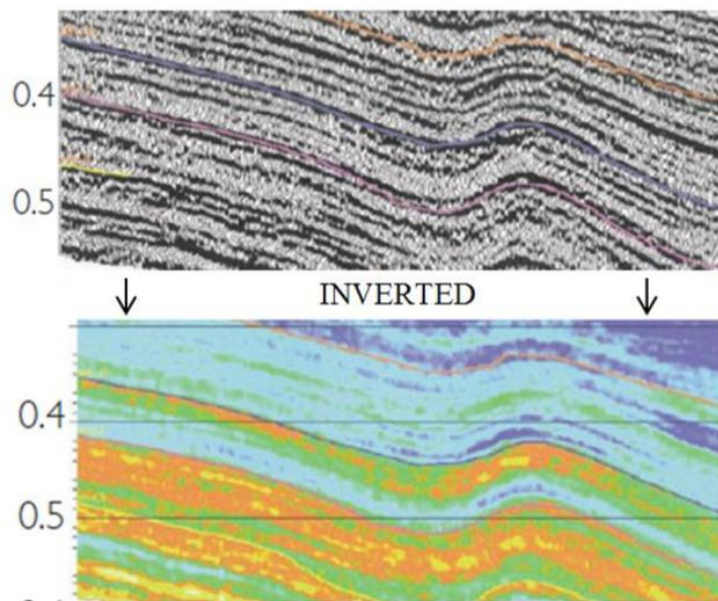
$$\Delta Z = [J^T J]^{-1} J^T \Delta RC \quad (2.24)$$

Sehingga didapatkan untuk menghitung inversi AI menggunakan persamaan dibawah ini.

$$Z = Z_0 + \Delta Z \quad (2.25)$$

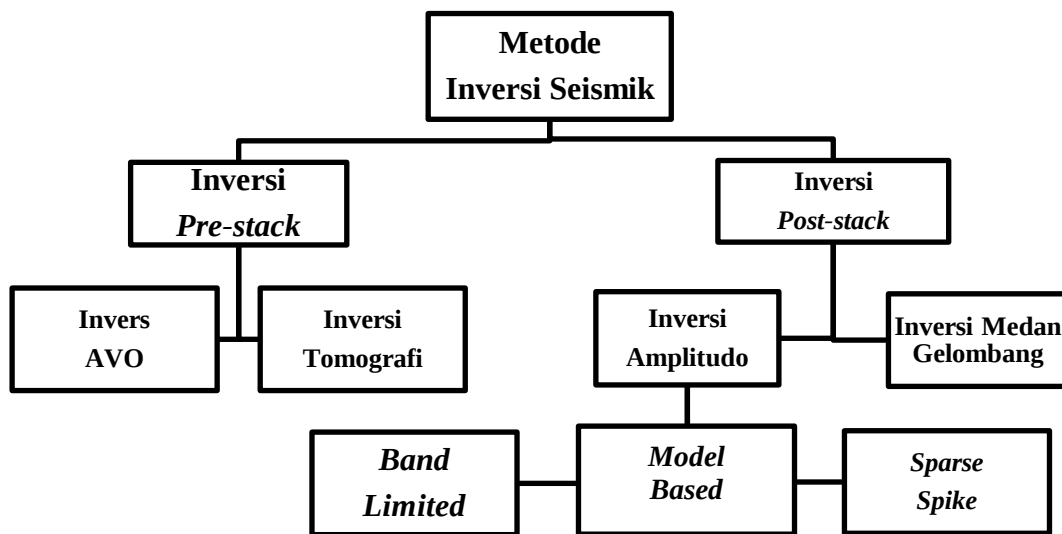
Russel (1998) membagi metode seismik inversi dalam dua kelompok, yaitu inversi *pre-stack* dan inversi *post-stack*. Pada penelitian ini akan dibahas inversi *post-stack* dimana data yang mengasumsikan amplitudo seismik

hanya dihasilkan oleh  $R(0)$ , sehingga *post-stack* hanya dapat digunakan untuk menghasilkan tampilan *model acoustic impedance* saja. Sementara data seismik *pre-stack* memiliki informasi sudut ( $R(\theta)$ ), sehingga inversi *pre-stack* dapat menghasilkan parameter-parameter selain *AI*, seperti : *EI*,  $V_p/V_s$  serta  $\lambda$ - $\rho$  dan  $\mu$ - $\rho$ , sehingga mampu melihat pengaruh fluida yang dapat memberikan efek perubahan amplitudo terhadap *offset*. **Gambar 2.8** mengilustrasikan prinsip umum metoda inversi impedansi akustik.



**Gambar 2. 8** Ilustrasi Inversi *AI* dari refleksi seismik menjadi model hasil Inversi *AI* (Simm dan Bacon, 2014)

Menurut Sukmono (2000), ada tiga macam metoda inversi yang umum dipakai dalam melakukan inversi data seismik saat ini. Secara umum, diagram alir sebuah metode inversi akan mengikuti pola sebagai berikut:



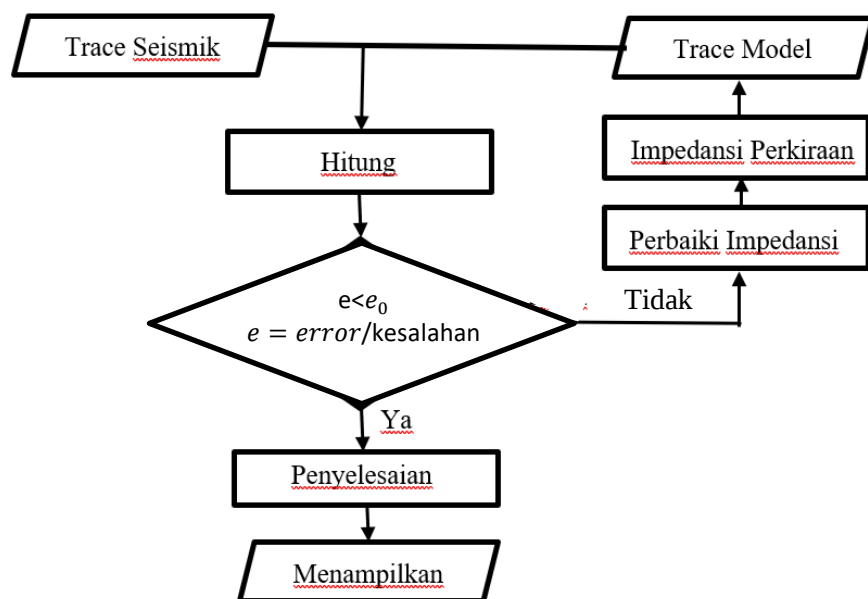
**Gambar 2. 9** Berbagai macam metode inversi seismik (Russel, 1991)

Pada penelitian ini yang akan digunakan yaitu inversi *post stack* dan yang digunakan adalah Inversi *model based*. Pada metode inversi *model based* ini, dengan langkah awal yaitu membuat model bumi, dari hasil model tersebut kemudian dibandingkan dengan data seismik dan secara iteratif diperbaharui hingga mendapatkan kecocokan atau keserasian yang lebih baik dengan data seismik. Semakin banyak iterasinya maka koefisien korelasi antara seismik sintetik dan seismik riilnya semakin besar dan error semakin kecil. Hasil keluarannya berupa model yang sesuai dengan data masukan. Hubungan antara model dengan data seismik dapat dijelaskan dengan metode *Generalized Linear Inversion (GLI)*. Jika terdapat sebuah data observasi geofisika, metode *GLI* akan menurunkan model geologi yang paling sesuai dengan data observasi. *GLI* menganalisis deviasi kesalahan antara model keluaran dan data observasi, kemudian parameter model diperbaharui untuk menghasilkan keluaran dengan kesalahan sekecil mungkin. Metode ini membutuhkan suatu model impedansi akustik awal yang biasanya diperoleh dari hasil perkalian antara data *log* kecepatan dengan data *log* densitas dalam persamaan (2.9).

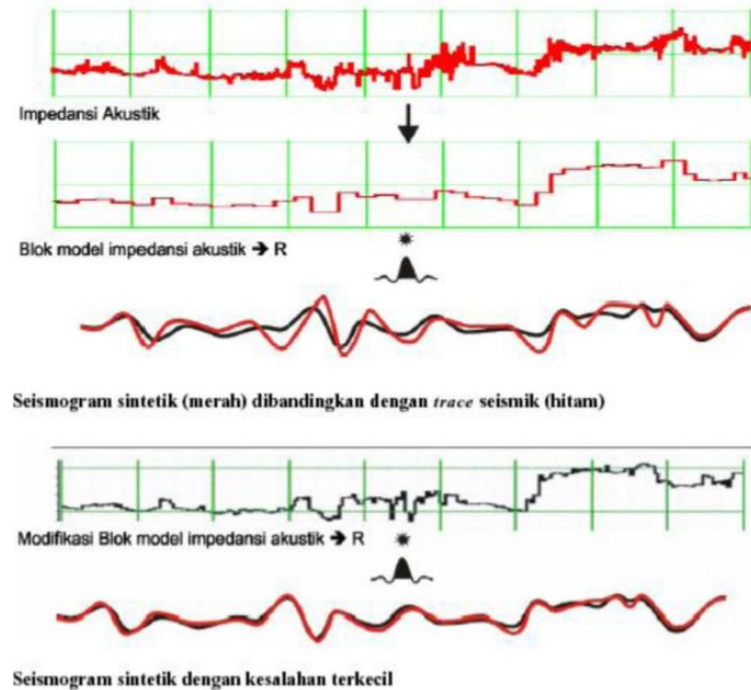
Impedansi akustik tersebut kemudian diturunkan untuk memperoleh harga koefisien refleksinya dengan persamaan (2.22), harga koefisien refleksi ini dikonvolusikan dengan *wavelet* untuk mendapatkan seismogram sintetik

yang sama dengan jejak seismik berdasarkan harga impedansi model dengan persamaan (2.16). Hasil seismogram sintetik ini dibandingkan dengan jejak riil secara *iterative* dengan mengubah-ubah parameter pada model awal untuk memperoleh korelasi yang bagus antar kedua data ini dengan tingkat kesalahan yang terkecil.

Meurut Russel (1991), proses inversi linear umum (*Generalized Linear Inversion/GLI*) merupakan proses untuk menghasilkan model impedansi akustik yang paling cocok dengan data hasil pengukuran berdasarkan nilai rata-rata kesalahan terkecil (*least square*).



**Gambar 2. 10** Diagram Metode *Inversi Model Base* (Russell, 1996).



**Gambar 2. 11** Proses inversi berbasiskan model

Kelebihan metode inversi *model based* adalah hasil yang didapatkan memiliki informasi yang lebih akurat dan jelas karena memasukkan komponen frekuensi rendah (dari data *log*), dan nilai impedansi akustik yang didapat rata-rata memiliki harga impedansi akustik yang kontras sehingga mempermudah dalam penentuan batas atas (*top*) dan batas bawah (*bottom*) suatu lapisan reservoir. Hasil akhir dari suatu proses inversi data seismik adalah berupa data impedansi akustik yang memiliki informasi lebih lengkap dibandingkan data seismik.

## 2.5 Hubungan Kecepatan dengan Densitas

Hubungan Gardner adalah persamaan yang diturunkan secara empiris yang menghubungkan kecepatan gelombang-P seismik dengan kerapatan massa litologi tempat gelombang bergerak. Persamaan Gardner (Gardner, 1974) sering dikenal dua persamaan dan dapat ditulis:

$$\rho = aV^b \quad (2.26)$$

Nilai  $a$  dan  $b$  dapat ditentukan menggunakan regresi linier. Meskipun persamaan di atas adalah persamaan nonlinier, kita dapat linearkan dengan bentuk logaritmik sehingga hubungannya menjadi persamaan dibawah ini.

$$y = mx + c \quad (2.27)$$

$$\log(\rho) = \log(a) + b \log(V) \quad (2.28)$$

Persamaan Gardner ini sangat populer dalam eksplorasi minyak bumi karena dapat memberikan informasi tentang litologi dari kecepatan interval yang diperoleh dari data seismik.

## 2.6 Analisis Petrofisika

Analisis petrofisik merupakan salah satu proses yang penting untuk mengetahui karakteristik suatu reservoir. Melalui analisis petrofisika dapat diketahui zona reservoir, jenis litologi, identifikasi prospek hidrokarbon, porositas, *volume shale* dan saturasi air (Wijaya, 2014). Adapun parameter yang dihitung dalam analisis kuantitatif petrofisika, yaitu:

### 1) *Volume Clay (VCL)*

*Volume clay* ( $V_{cl}$ ) merepresentasikan *volume shale* ( $V_{sh}$ ) yang menunjukkan seberapa banyak kandungan *shale/clay* dalam suatu batuan. Hal ini berpengaruh terhadap sifat batuan karena *shale/clay* menjadi penghambat suatu batuan untuk mengalirkan fluida karena *clay* bersifat *impermeable* (tidak dapat mengalirkan fluida). Semakin banyak *clay* yang terdapat pada batuan tersebut maka akan mudah menghambat fluida untuk berada di batuan tersebut dan batuan tersebut menjadi kurang baik menjadi sebuah reservoir (Harsono, 1997). *Volume clay/shale* dapat didefinisikan sebagai persentase dari kandungan *shale* dalam sebuah lapisan batuan dimana *shale* dapat dikatakan sebagai zat pengotor dalam suatu batuan sehingga mengurangi persentase dari porositas batuan tersebut (Harsono, 1997). Kandungan sangat penting dihitung karena dapat mempengaruhi parameter lainnya seperti porositas. *Volume shale*

paling sering dihitung menggunakan persamaan terhadap bacaan dari *log GR*.

## 2) Porositas

Porositas adalah suatu bagian di dalam batuan yang berupa ruang atau pori-pori yang dapat berisi fluida. Porositas didefinisikan sebagai perbandingan antara volume batuan yang tidak terisi oleh padatan terhadap volume batuan total (Schlumberger, 1989). Pori merupakan ruang di dalam batuan, yang selalu terisi oleh fluida, seperti udara, air tawar/asin, minyak ataupun gas bumi. Porositas suatu batuan sangat penting dalam eksplorasi dan eksploitasi baik dalam bidang perminyakan maupun dalam bidang air tanah. Hal ini karena porositas merupakan variabel utama untuk menentukan besarnya cadangan fluida yang terdapat dalam suatu massa batuan.

*Log* porositas sangat jarang didapatkan langsung dari hasil *well logging*. *Log* porositas dihitung oleh ahli petrofisika dengan menggunakan berbagai cara sesuai dengan keadaan reservoir. Cara menghitung *log* porositas adalah sebagai berikut (Hearst & Nelson, 1985) :

- Perhitungan dari *log* densitas. Penggunaan *log* densitas dilakukan apabila *log* densitas yang diukur sesuai dengan keadaan litologi yang seharusnya, karena nilai *log* densitas akan bergantung pada jenis litologi dan hidrokarbonnya. Rumusannya adalah sebagai berikut:

$$\phi D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (2.29)$$

Keterangan:

$\phi D$  = Porositas densitas (fraksi)

$\rho_{ma}$  = Densitas matriks batuan (*gr/cc*)

$\rho_b$  = Densitas matriks batuan dari *log* (*gr/cc*) atau RHOB

$\rho_f$  = Densitas fluida (*oil* atau gas)

Dimana dalam melakukan perhitungan densitas matriks batuan menggunakan persamaan dibawah ini.

$$\rho_{matriks} = V_{clay}\rho_{clay} + (1 - V_{clay})\rho_{quartz} \quad (2.30)$$

Keterangan :

$\rho_{matriks}$  = Densitas matriks batuan ( $gr/cm^3$ )

$V_{clay}$  = Volume clay (fraksi)

$\rho_{clay}$  = Densitas clay  $1.7 gr/cm^3$  (Berkam, 2001)

$\rho_{quartz}$  = Densitas quartz  $2.65 gr/cm^3$  (Heimann, 2010)

- Perhitungan dari *log NPHI (Neutron Porosity)*. Alat Logging merekam dan menghasilkan Log dalam bentuk *NPHI* atau *neutron porosity*. Log neutron merekam indeks hidrogen (HI) dari formasi. Perhitungan dengan menggunakan *log NPHI* adalah sebagai berikut (Hearst & Nelson, 1985) :

$$\phi = [(1.02\phi_{NPHI}) + 0.0425] \times 100\% \quad (2.31)$$

Keterangan:

$\phi$  : nilai porositas

$\phi_{NPHI}$  : nilai NPHI target

- Perhitungan dari *log Vp*. Menurut Hearst dan Nelson (1985), rumusan ini disebut sebagai formula Wyllie dan hanya diaplikasikan kepada porositas intragranular, tidak untuk porositas vesikuler atau porositas rekahan dan hanya dihitung apabila fluida yang terdapat di dalam reservoir adalah fluida cair. Asumsinya adalah batuan telah memiliki tekanan formasi yang cukup tinggi, sehingga kecepatan berperan penting sebagai fungsi tekanan. Formula tersebut adalah sebagai berikut :

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{ft} - \Delta t_{ma}} \quad (2.32)$$

- $\phi$  : nilai porositas  
 $\Delta t$  : *transit time* target  
 $\Delta t_{ma}$  : *transit time* matriks  
 $\Delta t_{ft}$  : *transit time* fluida

**Tabel 2.2** Densitas Matriks ( $\rho_{ma}$ ) berbagai Litologi (Schlumberger,1989).

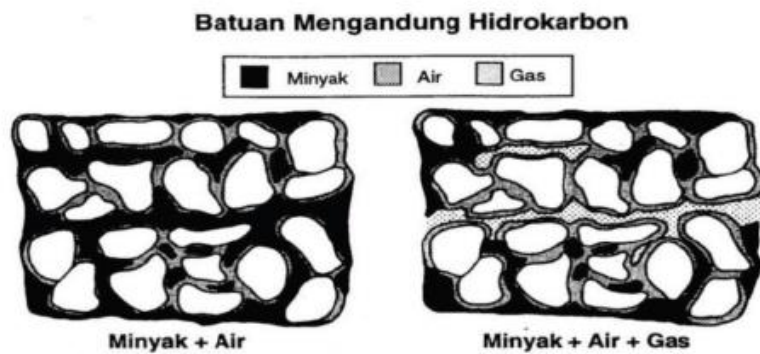
| Litologi/Mineral | $\rho_{ma} (g/cm^3)$ |
|------------------|----------------------|
| Batupasir        | 2.650                |
| Batugamping      | 2.710                |
| Dolomit          | 2.876                |
| Anhidrit         | 2.977                |
| Garam            | 2.032                |

Menurut Koesoemadinata (1978), penentuan kualitas baik atau tidaknya nilai porositas dari suatu reservoir adalah seperti yang terlihat pada Tabel dibawah ini.

**Tabel 2. 3** Nilai porositas berdasarkan kualitas secara umum. (Koesoemadinata dalam Nurwidyanto dkk., 2005).

| Nilai Porositas | Kualitas (umum)                  |
|-----------------|----------------------------------|
| 0% - 5%         | Diabaikan ( <i>negligible</i> )  |
| 5% - 10%        | Buruk ( <i>poor</i> )            |
| 10% - 15%       | Cukup ( <i>fair</i> )            |
| 15% - 20%       | Baik ( <i>good</i> )             |
| 20% -25%        | Sangat Baik ( <i>very good</i> ) |
| >25%            | Istimewa ( <i>excellent</i> )    |

Kondisi fluida terhadap porositas batuan disajikan pada **Gambar 2.12**. Berbagai *log* yang digunakan untuk menentukan porositas batuan diantaranya adalah *log* densitas, *neutron*, dan *sonic* (Tim Staff Asisten Laboratorium Geologi Minyak dan Gas Bumi, 2012).



**Gambar 2. 12** Kondisi fluida terhadap porositas batuan.

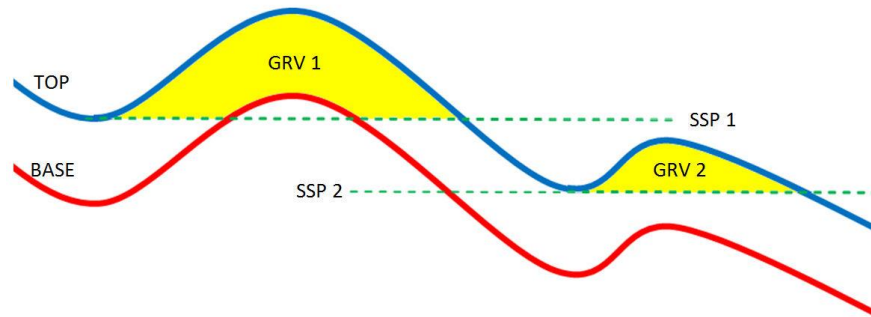
### 3) Saturasi Air

Saturasi air atau kejenuhan air adalah perbandingan kuantitas (volume) suatu fluida dengan pori-pori batuan tempat fluida tersebut berada. Saturasi merupakan persentase bagian dari suatu pori yang terisi fluida. Pada zona reservoir, tidak sepenuhnya terisi oleh hidrokarbon. Itulah alasannya tetap dilakukan perhitungan dalam penentuan saturasi air dalam formasi (Asquith dan Krygowski, 2004). Saturasi merupakan perbandingan/persentase, maka secara matematis saturasi tidak memiliki satuan. Saturasi dilambangkan dengan  $S_w$  untuk air,  $S_o$  untuk minyak, dan  $S_g$  untuk gas, karena tidak mungkin ada pori-pori yang kosong oleh fluida (vakum) maka  $S_w + S_o + S_g = 1$ .

Menurut Hari Kumar (2010) saturasi air persamaan Simandoux dipakai untuk air formasi yang bersifat *saline* (*Saline formation water*), sementara persamaan Indonesia dipakai untuk *fresh formation water*. Terdapat beberapa metode yang dapat digunakan dalam perhitungan nilai  $S_w$ . Untuk lapisan *sand* bersih dapat digunakan metode Archie, metode Rocky Mountain ataupun metode Crossplots

## 2.7 Bulk Volume/ Gross Rock Volume

GRV (*Gross Rock Volume*) atau bulk volume adalah volume total reservoir yang dibatasi oleh *Top reservoir*, *Base reservoir* dan *Structural Spill Point* (SSP). Satuan GRV adalah meter kubik atau *acre foot*. *Structural Spill Point* sendiri adalah level sejauh mana hidrokarbon dapat mengisi reservoir sebelum akhirnya ‘tumpah’ ke tempat lain karena kontrol struktur.



**Gambar 2. 13** Sistem perangkap struktur dengan dua buah antiklin yang terisi oleh hidrokarbon (Agus Abdulah, 2008)

Volume bulk ( $V_b$ ) merupakan suatu volume dari reservoir yang diperoleh dari perhitungan setelah pemodelan *depth structure map*. Dalam penentuan volume bulk sangat diperlukan untuk mengetahui suatu volume reservoir yang dikorelasikan terhadap parameter petrofisika lainnya. Untuk menghitung nilai GRV (*Gross Rock Volume*) atau bulk volume dapat menggunakan persamaan dibawah ini.

$$\Delta V = V_1 - V_2 \quad (2.33)$$

## 2.8 Time-Depth Conversion Menggunakan Kecepatan Interval

Al-Sadi (1980) mengungkapkan bahwa proses transformasi seismik time-section ke depth-section bagi interpreter merupakan hal yang sangat penting. Prosedur yang tidak benar atau penggunaan parameter yang salah dapat menyebabkan gambaran geologi sepenuhnya terdistorsi. Untuk mencapai hasil yang benar, time-section harus bermigrasi sebelum mengubahnya menjadi depth-section. Faktor lain yang sama pentingnya adalah kecepatan. Tidak seperti migrasi, konversi kedalaman sangat sensitif terhadap variasi kecepatan. Oleh karena itu, kecepatan harus diterapkan

sedekat mungkin dengan data geologi yang tersedia. Konversi kedalaman merupakan cara untuk menghilangkan ambiguitas struktural yang melekat dalam domain waktu dan memastikan kondisi struktur yang ada. Banyak metode yang digunakan dalam konversi kedalaman. Setiap metode memiliki kelebihan dan kekurangan sendiri, dan pemilihan metode seringkali secara subjektif, atau ditentukan oleh waktu dan kendala biaya. Hal ini karena tidak ada metode tunggal yang dapat terbukti baik untuk semua kasus (Etriset al.,2001).

Kecepatan seismik, secara umum, berarti cepat rambat gelombang seismik - jarak/waktu. Satuan kecepatan diukur dalam meter per detik atau feet per detik. Istilah kecepatan jarang diterapkan secara tunggal dalam eksplorasi seismik, karena terdapat begitu banyak jenis kecepatan seismik,

- a. Kecepatan sesaat (*instantaneous velocity*), merupakan kecepatan gelombang seismik yang merambat pada titik berjarak pada suatu medium.
- b. Kecepatan interval (*interval velocity*), merupakan kecepatan perambatan dimana interval tebal kedalaman dibagi interval waktu vertikal.
- c. Kecepatan rata-rata (*average velocity*), merupakan dua kali kedalaman menuju reflektor dibagi dengan dua arah (*two-way*),

$$\bar{V} = \frac{2Z_i}{T_i} \quad (2.34)$$

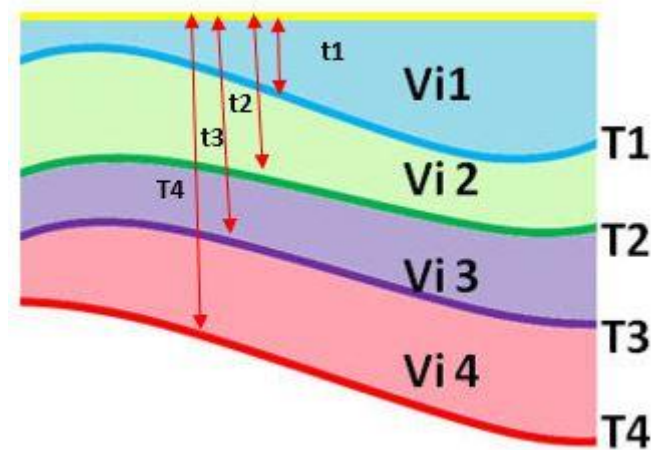
- d. Kecepatan rms (*root mean square velocity*), adalah akar kuadrat dari kecepatan kuadrat rata-rata dan dihitung dari:

$$\bar{V}_n = \frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (2.35)$$

(Gadallah dan Fisher, 2005).

Kecepatan rata-rata diukur dari permukaan langsung menuju level target. Kecepatan interval diukur antara dua horizon. Jika ketebalan interval berkurang dan diambil yang sama seperti jarak seismik sampling, maka kecepatan sesaat akan dihitung (Veeken, 2007).

Untuk kasus lapisan-lapisan dibawahnya setelah lapisan pertama, kecepatan yang digunakan tidak lagi kecepatan *average* namun kecepatan interval. Gambar dibawah ini menunjukkan ilustrasi horizon dalam domain waktu (TWT) dengan masing-masing kecepatan interval ( $V_i$ ).



**Gambar 2. 14** Ilustrasi konsep kecepatan interval (Agus,2009)

Kecepatan interval (*interval velocity*), merupakan kecepatan perambatan dimana interval tebal kedalaman dibagi interval waktu vertikal.

$$V_{int} = \frac{\Delta Z_i}{\Delta t_i} \quad (2.36)$$

Keterangan:

$V_{int}$  = kecepatan interval (m/s)

$\Delta Z_1$  = tebal kedalaman pada lapisan ke-i (m)

$\Delta t_1$  = waktu tempuh gelombang lapisan ke-i (s)

$i = 1, 2, \dots, n.$

## 2.9 Perhitungan Cadangan Menggunakan Metode Volumetrik

Cadangan hidrokarbon adalah jumlah (volume) minyak dan atau gas yang ada dalam suatu reservoir yang telah ditemukan. Metode perhitungan cadangan dilakukan dengan menggunakan pendekatan metode volumetrik. Metode ini merupakan metode yang menghitung cadangan hidrokarbon di

tempat pada kondisi asli reservoir. Perhitungan cadangan sangat penting karena merupakan pegangan dalam perencanaan pengembangan selanjutnya. Ketepatan perkiraan jumlah cadangan ini tergantung pada kelengkapan dan kualitas data yang ada. Perhitungan cadangan hidrokarbon terdiri dari perhitungan cadangan minyak (*Original Oil In Place/OOIP*) dan gas (*Original Gas In Place/OGIP*). Data yang diperlukan untuk perhitungan OOIP/OGIP secara volumetrik adalah volume bulk ( $V_b$ ), porositas batuan ( $\phi$ ), saturasi fluida ( $S_f$ ) atau saturasi air ( $S_w$ ), *net to gross* ( $N/G$ ) dan faktor volume saturasi fluida ( $Bo_i$  atau  $B_{gi}$ ). Oleh sebab itu, analisis petrofisika penting dilakukan untuk mengetahui parameter dan properti petrofisika serta ketebalan formasi produktif (*netpay* reservoir). Dalam perhitungan *original in place* diperlukan nilai *net to gross* ( $N/G$ ) yaitu perbandingan *net sand* terhadap *gross sand* yang merupakan perbandingan tebal lapisan batupasir yang dianggap cukup produktif untuk tersimpannya hidrokarbon terhadap tebal formasi secara keseluruhan yang dianggap sebagai *gross sand*. Persamaan yang digunakan untuk menghitung cadangan hidrokarbon dalam reservoir secara volumetrik yaitu:

**a) *Original Oil In Place (OOIP)***

*OOIP (Original Oil In Place)* berarti volume minyak di suatu tempat sebelum dimulainya proses produksi. Perhitungan terhadap nilai *OOIP* ditentukan oleh beberapa parameter yang sama dengan *STOIIP* namun parameter  $Bo_i$  tidak digunakan. Dengan demikian dihasilkan suatu formula perhitungan *OOIP*, yaitu:

$$OOIP = \frac{V_b \cdot \phi \cdot (1 - S_w) \cdot \left(\frac{N}{G}\right)}{Bo_i} \quad (2.37)$$

Keterangan :

*OOIP* = *Original oil in place* (Barrel)

$V_b$  = Volume bulk reservoir (*acre.feet*)

$\phi$  = Porositas (%)

$S_w$  = Saturasi air (%)

$\frac{N}{G}$  = Net sand to gross sand (fraksi)

$B_{oi}$  = Faktor volume formasi minyak mula-mula, BBL/STB (Vidhotomo dkk., 2011)

#### b) *Original Gas In Place (OGIP)*

Perhitungan pengambilan maksimum suatu reservoir berdasarkan metode volumetrik membutuhkan perkiraan awal empat kelompok data yaitu petrofisik, fluida, tekanan reservoir dan geometri. Dari keempat kelompok data itu diperoleh data untuk menghitung volume awal gas atau gas di tempat. Data yang diperoleh diantaranya:

- Volume batuan reservoir ( $V_b$ ), ac-ft
- Porositas rata-rata ( $\phi$ )
- Saturasi air awal rata-rata ( $S_{wi}$ )
- Faktor volume formasi awal gas ( $B_{oi}$ ), bbl/STB dan faktor volume formasi awal gas ( $B_{gi}$ ), cuft/SCF

Adapun formula yang digunakan untuk menghitung besarnya perkiraan cadangan gas dengan metode volumetrik adalah

$$OGIP = \frac{V_b \cdot \phi \cdot (1 - S_w) \cdot \left(\frac{N}{G}\right)}{B_{gi} \text{ Factor}} \quad (2.38)$$

Keterangan :

$OGIP$  = Original oil in place (Barrel)

$V_b$  = Volume bulk reservoir (acre.feet)

$\phi$  = Porositas (%)

$S_w$  = Saturasi air (%)

$\frac{N}{G}$  = Net sand to gross sand (fraksi)

$B_{gi}$  = Faktor volume formasi gas mula-mula, BBL/SCF (Triwibowo, 2010).

## 2.9 Simulasi Monte Carlo

Simulasi *Monte Carlo* (MC) adalah metode yang khas untuk model ketidakpastian pada *input* dan *output* (Mishra, 1998). Simulasi ini menggunakan data sampling yang telah ada (historical data) yang diketahui distribusinya. Karena simulasi ini dikembangkan dari bentuk distribusi statistik yang ada, sehingga *output* yang dihasilkan dari model akan membentuk distribusi statistik juga. Simulasi ini menggunakan bilangan acak (*random value*) untuk penyelesaian pada modelnya, atau sering disebut sebagai "simulasi stokastik" (Rubinstein, 1981). Karena keterbatasnya data input yang ada, sehingga diperlukan bilangan *random* yang dibangkitkan dengan distribusi probabilitas tertentu, untuk mensimulasikan proses data *sampling* dari populasi sebenarnya. Distribusi *input* diusahakan dipilih yang paling sesuai dengan data yang dimiliki. Distribusi input ini tergantung dengan kondisi data yang ada, jika datanya terbatas dan hanya diketahui nilai minimum, nilai maksimum dan nilai yang paling mungkin muncul (*most probable*), maka distribusi yang sering digunakan adalah distribusi segiempat (distribusi uniform) dan distribusi segitiga. Distribusi lainnya yang sering digunakan juga adalah distribusi normal dan distribusi log normal. Ciri distribusi ini adalah tiap-tiap nilai antara nilai maksimum dan nilai minimum mempunyai nilai mungkin atau probability value yang sama, sedangkan nilai mungkin diluar selang antar nilai maksimum dan nilai minimum adalah nol. Sehingga nilai mungkin dari suatu variabel antara nilai maksimum dan nilai minimum adalah merata, tidak ada yang lebih tinggi atau lebih rendah (Rachmat, 2001). Persamaan yang digunakan adalah mencari harga  $X$  dengan membangkitkan bilangan acak (*random number*) adalah:

$$X = X_{min} + (RN)(X_{max} - X_{min}) \quad (2.39)$$

Distribusi ini dicirikan oleh adanya nilai yang paling mungkin muncul atau *most probable*, yang terletak antara nilai minimum dan nilai maksimum (Rachmat, 2001). Jika  $X_{min} \leq X \leq X_{mode}$ , maka *cumulative probability* dari  $X$  diberikan dengan:

$$F(X) = \left( \frac{X - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \right)^2 \left( \frac{X_{mode} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \right) \quad (2.40)$$

Harga F(X) didapat dari bilangan acak (RN) dan jika  $RN \leq m = \frac{X_{mode} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}}$  maka :

$$X = X_{min} + (X_{max} - X_{min}) \sqrt{(RN)(m)} \quad (2.41)$$

Jika  $X_{mode} \leq X \leq X_{max}$ , maka *cumulative probability* dari X diberikan dengan:

$$F(X) = 1 - \left( \frac{X - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \right)^2 \left( \frac{X_{mode} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \right) \quad (2.42)$$

Harga F(X) didapat dari bilangan acak (RN) dan jika  $RN \geq m = \frac{X_{mode} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}}$  maka :

$$X = X_{min} + (X_{max} - X_{min}) [1 - \sqrt{(1 - RN)(1 - m)}] \quad (2.43)$$

Distribusi normal sering disebut dengan distribusi *Gaussian* adalah salah satu jenis distribusi probabilitas kontinyu yang paling sering digunakan dalam menjelaskan sebaran data. Berbagai eksperimen mengikuti distribusi probabilitas yang normal atau yang sangat mendekati distribusi normal (Waluyo, 2001). Fungsi distribusi normal atau yang disebut *probability density fuction (pdf)* adalah sebagai berikut :

$$f(x, \mu, \sigma^2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} = \frac{1}{\sigma} \phi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right), x \in R \quad (2.44)$$

Distribusi log normal adalah distribusi kemungkinan dari variabel acak yang logaritmanya terdistribusi secara normal. Jika X adalah variabel acak dengan distribusi normal, maka  $\exp(X)$  memiliki distribusi log normal. *Probability density function (pdf)* untuk  $a < X < b$  diberikan oleh:

$$f(x, \mu, \sigma, a, b) = \frac{\frac{1}{\sigma} \phi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)}{\Phi\left(\frac{b-\mu}{\sigma}\right) - \Phi\left(\frac{a-\mu}{\sigma}\right)} \quad (2.45)$$

Distribusi log normal sama seperti distribusi normal memiliki dua distribusi parameter, yaitu rata-rata ( $\mu$ ) dan standart deviasi ( $\sigma$ ). *Probability density function (pdf)* dari distribusi log normal adalah sebagai berikut:

$$f(x, \mu, \sigma^2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x) - \mu}{\sigma}\right)^2} = \frac{1}{\sigma} \phi\left(\frac{\ln(x) - \mu}{\sigma}\right), x > 0 \quad (2.46)$$

Data hasil simulasi kemudian ditabelkan dalam tabel distribusi frekuensi. Dari tabel distribusi frekuensi dapat digunakan untuk membuat histogram. Sumbu mendatar (sumbu X) pada histogram menyatakan interval kelas dan sumbu tegak (sumbu Y) menyatakan frekuensi (Hasan, 2002). Distribusi frekuensi relatif dibuat, dimana frekuensi relatifnya diperoleh dengan membagi frekuensi interval kelas dengan total frekuensi keseluruhan. Terakhir adalah membuat distribusi frekuensi relatif kumulatif dimana frekuensi relatif kumulatifnya didapat dengan menjumlahkan frekuensi relatif pada distribusi frekuensi relatif. Distribusi frekuensi relatif kumulatif dapat menggambarkan besarnya tingkat kepercayaan dari cadangan minyak bumi yang dimiliki.