

## BAB II

### TEORI DASAR

#### 2.1. Fisika Batuan

##### 2.1.1. Densitas

Densitas adalah perubahan massa (kg) terhadap volume ( m<sup>3</sup> ) suatu batuan. Densitas merupakan tingkat parameter kerapatan batuan. Densitas suatu batuan dipengaruhi oleh komposisi mineral, porositas, dan fluida pengisi porositas batuan. Densitas tersebut dirumuskan sebagai berikut :

$$\rho_b = \rho_m(1 - \emptyset) + \rho_w S_w \emptyset + \rho_{hc}(1 - S_w)\emptyset \quad (2.1)$$

$\rho_b$  = Densitas bulk

$\rho_m$  = Densitas matriks

$\rho_w$  = Densitas air

$\rho_{hc}$  = Densitas hidrokarbon

$\emptyset$  = Porositas

$S_w$  = Saturasi air

Persamaan tersebut menjelaskan, apabila pori-pori suatu batuan terisi sempurna oleh air maka suku ketiganya akan bernilai nol disebabkan nilai  $S_w$  akan bernilai satu ketika tersaturasi sempurna oleh air, dan jika pori-pori batumannya terisi sempurna oleh fluida mengakibatkan suku kedua akan bernilai 0.

##### 2.1.2. Modulus Elastisitas

Modulus bulk menjelaskan hubungan antara regangan benda terhadap perubahan volume total, yang terjadi karena dikenai tekanan hidrostatistik. Modulus bulk dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$k = \frac{\frac{F}{A}}{\frac{\Delta V}{V}} = \frac{P_h}{\frac{\Delta V}{V}} \quad (2.2)$$

$k$  = modulus bulk

$F$  = gaya yang bekerja

$V$  = volume

$A$  = luas area yang dikenai gaya

$P_h$  = tekanan

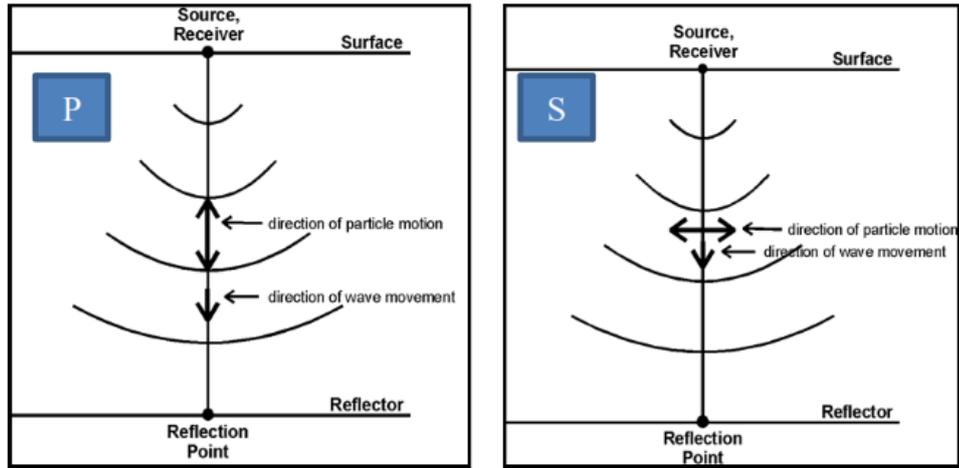
Modulus *shear* / modulus rigiditas menghubungkan perubahan bentuk benda yang terjadi berupa pergeseran salah satu permukaan namun tanpa merubah volume. Modulus *shear* batuan tidak berubah terhadap perubahan saturasi fluida (Jon, 2011). Hal tersebut dikarenakan pada saat terjadi perambatan gelombang *shear* hanya bentuk dari batuan yang berubah sedangkan volume batuan dan pori batuan tetap. Hubungan modulus *bulk* dengan modulus *shear* dituliskan dalam rumus:

$$\mu \frac{2}{3} = K - \lambda \quad (2.3)$$

$\mu$  = modulus shear

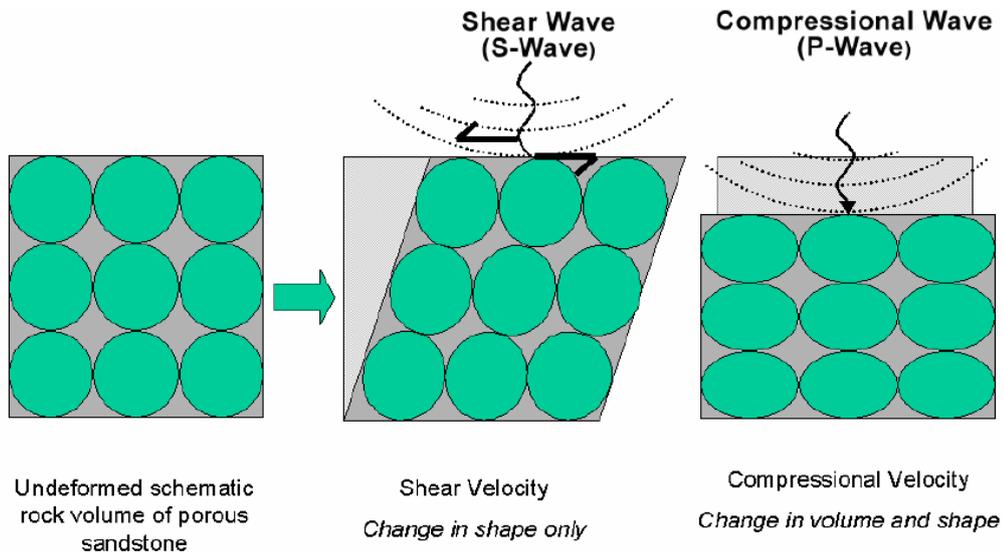
### 2.1.3. Kecepatan Gelombang

Penjalaran gelombang didalam bumi terjadi dalam 2 bentuk yaitu: Gelombang *P* (*compressional wave*) yang arah gerak partikelnya sejajar dengan arah rambat gelombang. Gelombang *S* (*shear wave*) yang arah gerak partikelnya tegak lurus dengan arah rambat gelombang.



Gambar 2.1: Skema penjalaran gelombang  $P$  (kiri) dan gelombang  $S$  (kanan) (Russel, 1999).

Dalam penjalaran gelombang seismik ke dalam bumi gelombang  $P$  dan gelombang  $S$  merupakan parameter yang sangat penting dalam penentuan karakteristik reservoir. Perubahan volum batuan selama penjalaran disebabkan oleh gelombang  $P$  dalam bentuk kompresi, sedangkan gelombang  $S$  dalam bentuk *shear* menyebabkan terjadinya perubahan bentuk tanpa terjadinya perubahan volume pada batuan.



Gambar 2.2 : Skema gerakan partikel ketika dilewati gelombang  $S$  (tengah) dan  $P$  (kanan) (Jon, 2011).

Bentuk sederhana dari kecepatan gelombang  $P$  dan gelombang  $S$  pada batuan isotropik dan tidak porous, dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2.4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.5)$$

Biot-Gassman memperkenalkan hubungan penjaralan gelombang pada batuan yang tersaturasi fluida. Pendekatan Biot-Gassman tersebut memperhitungkan perubahan nilai modulus bulk tersaturasi fluida, dengan mempertimbangkan besaran modulus *bulk* tidak terisi fluida, matrik, jenis fluida pengisi pori dan porositasnya. Persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_m - K_{fl})} \quad (2.6)$$

$K_{sat}$  = Modulus bulk tersaturasi fluida

$K_{dry}$  = Modulus bulk tidak terisi fluida (kosong)

$K_m$  = Modulus bulk matrik batuan

$K_{fl}$  = Modulus bulk fluida

Modulus bulk tersaturasi fluida disubstitusikan ke dalam persamaan penjaralan gelombang  $P$  dan gelombang  $S$  batuan isotropik dan tidak porous, sehingga didapatkan persamaan penjaralan gelombang pada batuan tersaturasi fluida sebagai berikut:

$$V_{p_{sat}} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4\mu_{sat}}{3}}{\rho_{sat}}} \quad (2.7)$$

$$V_{S_{sat}} = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (2.8)$$

*Mudrock line* yang dikenalkan oleh Castagna pada tahun 1985 menghubungkan persamaan empiris antara kecepatan gelombang  $P$  dengan kecepatan gelombang  $S$  pada batuan, yang dirumuskan sebagai berikut:

$$V_p = 1.16 V_s + 1.36 \quad (2.9)$$

## 2.2 Seismik Refleksi

### 2.2.1. Gelombang Seismik Refleksi

Gelombang seismik merambat pada batuan dalam bentuk gelombang yang menyalurkan energinya menjadi pergerakan partikel pada batuan. Penjalaran gelombang seismik sewaktu terjadinya pergerakan partikel pada batuan dapat diterjemahkan dalam bentuk kecepatan dan tekanan partikel. Hal tersebut disebabkan oleh vibrasi selama perjalanan gelombang tersebut. Kecepatan gelombang seismik sangat dipengaruhi oleh kemampuan pergerakan partikel untuk mengalirkan energi pada batuan (Sukmono, 1999). Penjalaran gelombang seismik dapat membawa informasi litologi dan fluida bawah permukaan dalam bentuk waktu tempuh gelombang, dan amplitudo gelombang.

Salah satu sifat yang khusus pada batuan adalah impedansi akustik. Kecepatan mempunyai andil yang sangat besar dalam penentuan harga akustik impedansi, dibandingkan dengan densitas. Impedansi akustik dipengaruhi oleh parameter parameter: litologi, porositas, kandungan fluida, kedalaman, tekanan dan suhu. Impedansi akustik juga dapat dikaitkan dengan kekerasan batuan. Batuan yang sukar dimampatkan akan memiliki kecenderungan impedansi akustik yang besar, dibanding batuan yang lunak dan mudah dimampatkan. Impedansi akustik dapat didefinisikan dalam persamaan matematis sebagai berikut:

$$AI = \rho \cdot V \quad (2.10)$$

$AI$  = Impedansi akustik

Adanya perbedaan harga impedansi akustik pada tiap lapisan batuan menyebabkan terjadinya pemantulan gelombang seismik. Koefisien refleksi (RC) merupakan perbandingan antara energi yang dipantulkan ketika melewati batuan dengan energi yang datang. Koefisien refleksi yang terjadi pada sudut datang normal atau pada sudut nol dapat dirumuskan dalam persamaan:

$$RC = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \quad (2.11)$$

$RC$  = Koefisien refleksi

*Trace* seismik adalah konvolusi ( \* ) antara *wavelet* dengan koefisien refleksi ditambah dengan *noise*. Persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$S(t) = W(t) * RC(t) + n(t) \quad (2.12)$$

$S(t)$  = Seismogram

$W(t)$  = *wavelet*

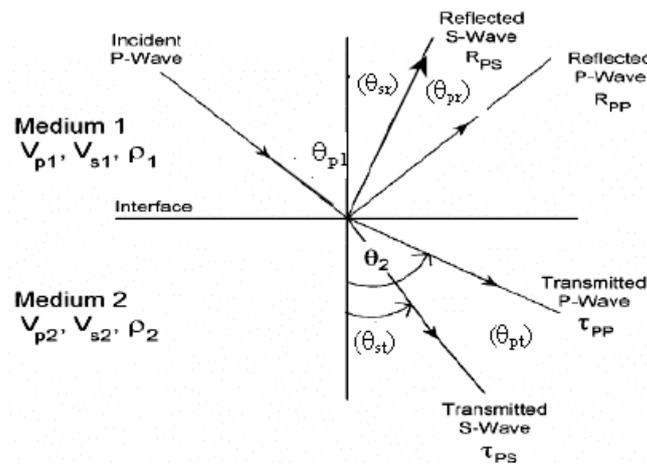
Jika gelombang seismik melewati suatu lapisan batuan yang memiliki impedansi akustik yang berbeda dari batuan yang dilewatinya maka gelombang tersebut akan terbagi, sebagian dari gelombang tersebut akan dipantulkan dan sebagian lagi akan terus ke dalam bumi. Prinsip ini sesuai dengan Hukum Snell. Hukum Snell dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\frac{\sin i}{V} = \frac{\sin \theta_p}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{st}}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_s}{v_{p1}} = \frac{\sin \theta_{pt}}{v_{p2}} \quad (2.13)$$

### 2.2.2. *Amplitude Versus Offset (AVO)*

AVO (*Amplitude versus offset*) adalah perubahan amplitudo seismik refleksi dengan bertambahnya jarak sumber dengan penerima (*offset*), atau terhadap sudut datangnya. Pada penampang seismik perubahan amplitudo refleksi tersebut dapat berupa *dimspot*, *brightspot* dan *reserve polarity*. Pada umumnya penerapan metode AVO digunakan dalam penentuan reservoir hidrokarbon. Batupasir yang tersaturasi gas biasanya ditunjukkan dengan meningkatnya amplitudo terhadap *offset*,

sedangkan pada batu-bara terjadi penurunan amplitudo. AVO (*Amplitude versus offset*) muncul pada saat gelombang seismik menyentuh bidang batas lapisan pada sudut datang tidak sama dengan nol. Pada bidang batas litologi batuan perbedaan kecepatan dan densitas menyebabkan terjadinya pembagian energi di bidang batas lapisan, sebagian energi dipantulkan dan sebagian energi diteruskan. Amplitudo dari energi yang dipantulkan dan diteruskan tergantung pada sifat fisik diantara bidang reflector (Feng, dkk, 2006). Jika pada bidang batas medium batuan isotropik dilewati oleh gelombang *P*, sebagian dari gelombang tersebut akan dipantulkan menjadi gelombang *P* dan gelombang *S*, dan sebagian lagi akan terbiaskan menjadi gelombang *P* dan gelombang *S*.



Gambar 2.3 : Penjalaran gelombang melalui batas medium isotropik

(Peryoga, 2011).

Hubungan koefisien refleksi yang terjadi terhadap sudut datang gelombang dijelaskan oleh Aki dan Richard (1980). Aki dan Richard membagi persamaannya menjadi 3 bentuk utama yaitu kecepatan gelombang *P*, kecepatan gelombang *S* dan densitas. Persamaan tersebut, dituliskan sebagai berikut:

$$R(\theta) = a \frac{\Delta Vp}{Vp} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta Vs}{Vs} \quad (2.14)$$

$R(\theta)$  = koefisien refleksi gelombang *P* pada sudut datang  $\theta$

$$a = \frac{1}{2 \cos^2 \theta}; \quad Vp = \frac{(Vp1/Vp2)}{2}; \quad \Delta Vp = Vp2 - Vp1$$

$$b = 0.5 - \left[ \left( \frac{2V_s^2}{V_p} \right) \sin^2 \theta \right]; \quad V_s = \frac{(V_{s1}/V_{s2})}{2}; \quad \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}$$

$$c = -4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \sin^2 \theta; \quad \rho = \frac{(\rho_1/\rho_2)}{2}; \quad \theta = \frac{(\theta_i + \theta_t)}{2}$$

$$\theta_i = \arcsin[(V_{p2}/V_{p1}) \sin \theta_t]$$

Persamaan Aki dan Richards disederhanakan oleh Wiggins menjadi lebih intuitif. Wiggins membagi persamaannya kedalam bentuk *Intercept* (A), *gradient* (B), dan *curvature* (C). *Intercept* merupakan besarnya amplitudo seismik pada sudut datang nol. Atribut *intercept* sensitif terhadap perubahan litologi. *Gradien* (B) merupakan perubahan relatif amplitudo seismik terhadap perubahan sudut datang. *Gradien* sensitif terhadap perubahan *poisson ratio*. Perubahan nilai *gradien* dapat mengindikasikan keberadaan fluida pada batuan. *Curvature* (C) merupakan perkalian dengan  $\tan^2 \theta - \sin^2 \theta$ , dan sangat kecil pengaruhnya kepada amplitudo ketika sudut di bawah 30 derajat. Persamaan Wiggins tersebut dapat ditulis sebagai berikut:

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (2.15)$$

keterangan:

$$A = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$B = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} \right) - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( \frac{\Delta V_s}{V_p} \right) - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}$$

A = *Intercept*

B = *Gradien*

C = *Curvature*

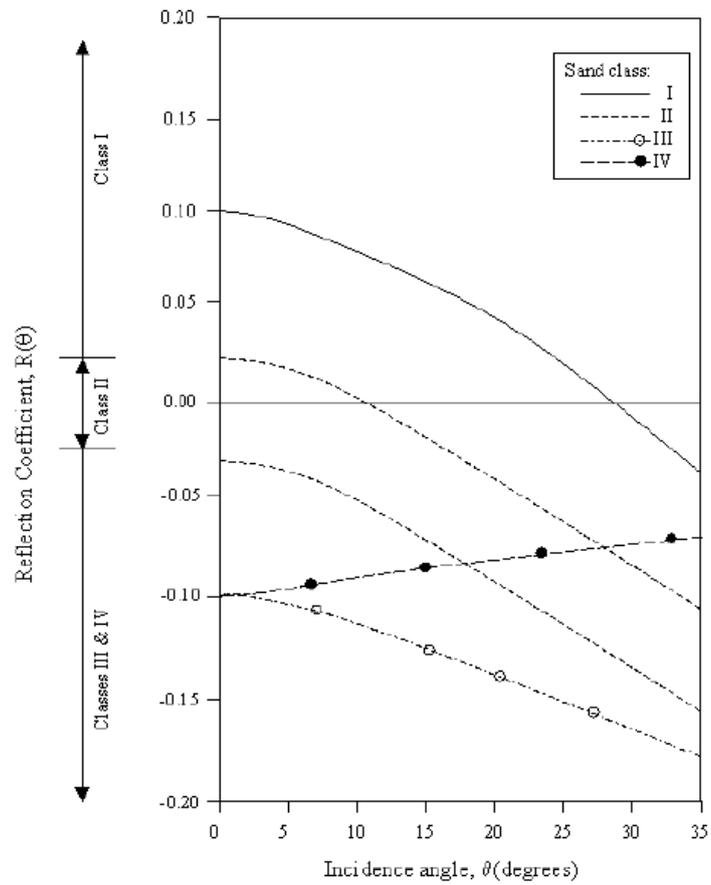
Rutherford dan Williams (1989) mengenalkan klasifikasi anomali AVO pada batupasir berisi hidrokarbon. Klafisifikasi tersebut berdasarkan kontras impedansi akustik yang dibagi menjadi tiga kelas yaitu:

AVO kelas I (*high impedance contrast sands*) terjadi pada batupasir yang memiliki nilai impedansi akustik lebih tinggi dibandingkan dengan penutupnya. Pada *offset* nol AVO kelas I memiliki amplitudo positif, dan akan mengalami penurunan amplitudo dengan bertambahnya *offset*. Batupasir untuk AVO kelas I mengalami proses kompaksi sedang hingga tinggi.

AVO kelas II (*near-zone impedance contrast sands*) terjadi pada batupasir dengan kontras impedansi yang hampir sama dengan batuan penutupnya. Anomali AVO kelas II dibagi menjadi dua. Pertama AVO kelas II mempunyai amplitudo negatif dan semakin negatif dengan bertambahnya *offset*, kedua AVO kelas II mempunyai nilai amplitudo positif dengan bertambahnya *offset* terjadi pembalikan polarisasi menjadi negatif dan akan semakin negatif dengan bertambahnya *offset*.

AVO kelas III (*low impedance contrast sands*) memiliki impedansi batupasir yang lebih rendah dari pada batuan penutupnya. Pada *offset* nol amplitudonya bernilai negatif, dengan bertambahnya *offset* amplitudonya akan semakin negatif. Batupasir ini berada di daerah pengendapan yang kurang terkompaksi dan tidak terkonsolidasi dengan baik.

Castagna menambahkan klasifikasi AVO pada batupasir yang dikenal dengan nama AVO kelas IV. Anomali AVO kelas IV dapat dilihat berupa *bright spot* pada data penampang seismik. AVO kelas IV pada *offset* nol bernilai negatif dengan bertambahnya *offset* terjadi penurunan nilai amplitudo. Batupasir ini dapat ditemukan pada batupasir yang poros dan berbatasan dengan *hard shale*.



Gambar 2.4: Klasifikasi anomali AVO ( Castagna, dkk.1998 ).

### 2.2.3. Atribut *Amplitude Versus Offset* (AVO)

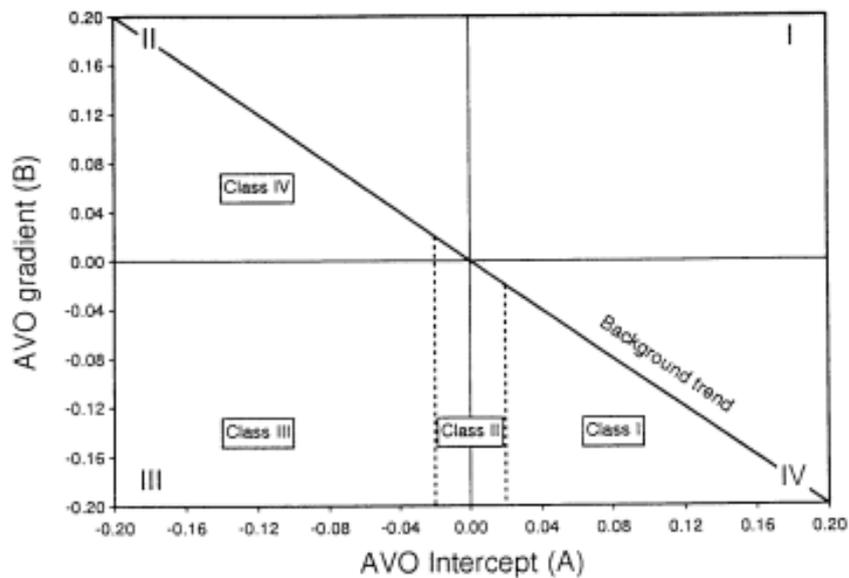
Analisis perubahan amplitudo seismik terhadap bertambahnya *offset* untuk mengetahui daerah reservoir dapat dilakukan dengan atribut AVO. Atribut AVO yang digunakan adalah *product* dan *shear reflectivity*.

*Product* ( $A*B$ ) adalah perkalian antara atribut *intercept* dengan atribut *gradient*. Penggunaan atribut *product* dapat digunakan sebagai indikator keberadaan hidrokarbon. Perkalian *intercept* positif dengan *gradien* positif akan menghasilkan *product* yang bernilai positif yang mana hal tersebut merupakan AVO kelasi 1. Perkalian *intercept* bernilai negatif dengan *gradien* bernilai positif akan menghasilkan *product* yang bernilai negatif yang mana hal tersebut sesuai dengan AVO kelas 4.

*Shear reflectivity* (A - B) merupakan kombinasi pengurangan antara *intercept* dengan *gradient*. pengurangan antara *intercept* dengan *gradient* sebanding terhadap reflektivitas gelombang S . *Shear reflectivity* dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$R_s = \frac{1}{2}(A - B) \quad (2.16)$$

Mengacu kepada pembagian kelas I, kelas II dan Kelas III yang telah dituliskan Rutherford dan Williams, dan ditambahkan kelas IV AVO oleh Castagna, dibuatlah rangkuman dari variasi AVO terhadap *crossplot intercept* dengan *gradient*. Rangkuman tersebut bertujuan untuk melihat kemungkinan keberadaan gas pada batupasir ( Castagna, dkk.1998 ).



Gambar 2.5: Klasifikasi AVO berdasarkan *crossplot intercept* dengan *gradient* (Castagna, dkk.1998).

Penyimpangan titik temu *intercept* dengan *gradient* terhadap garis *background trend* mengindikasikan keberadaan hidrokarbon pada batupasir. Garis *background trend* sendiri adalah garis yang menunjukkan batupasir dalam konsisi basah (*wet sand*) yang terbentuk dari tren gelombang P dibagi kecepatan gelombang S. Gambar 2.5 memperlihatkan *crossplot* antara *intercept* dengan *gradient*, dan dibagi dua oleh garis *background trend*. Batas yang terbentuk oleh garis *background trend* digunakan untuk menunjukkan bagian atas lapisan batuan dan bagian bawah lapisan

bawah batuan. Bagian atas lapisan batuan (*top of gas sand*) ditunjukkan bagian bawah pada daerah garis *background trend*, sedangkan bagian bawah lapisan batuan (*bottom of gas sand*) berada di atas garis *background trend* pada *crossplot intercept* dengan *gradient*.

AVO kelas I yang memiliki koefisien refleksi atau *intercept* yang bernilai positif dan berada di kuadran IV. AVO kelas II mempunyai koefisien refleksi yang relatif kecil (sekitar 0.02) dapat berada di kuadran II, III atau IV. AVO kelas III memiliki koefisien refleksi negatif yang besar berada pada kuadran III. AVO kelas IV juga memiliki koefisien refleksi negatif namun berada di kuadran II (Castagna, Swan, & Foster, 1998). Tabel di bawah ini merangkum kemungkinan terjadinya AVO pada kondisi batupasir yang mengandung gas.

Tabel 2.1: Pembagian kelas AVO berdasarkan *intercept* dan *gradien* pada batupasir gas ( Castagna, dkk.1998 ).

Kelas	Impedansi Relatif	Kuadran	<i>Intercept</i>	<i>Gradient</i>	Amplitudo vs <i>offset</i>
I	Lebih besar dari pada penutupnya	IV	+	-	Berkurang
II	Hampir sama dengan penutupnya	II, III, IV	+ / -	-	Berkurang
III	Lebih rendah dari lapisan penutupnya	III	-	-	Bertambah
IV	Lebih rendah dari	II	-	+	Berkurang

#### 2.2.4. Parameter Lamé

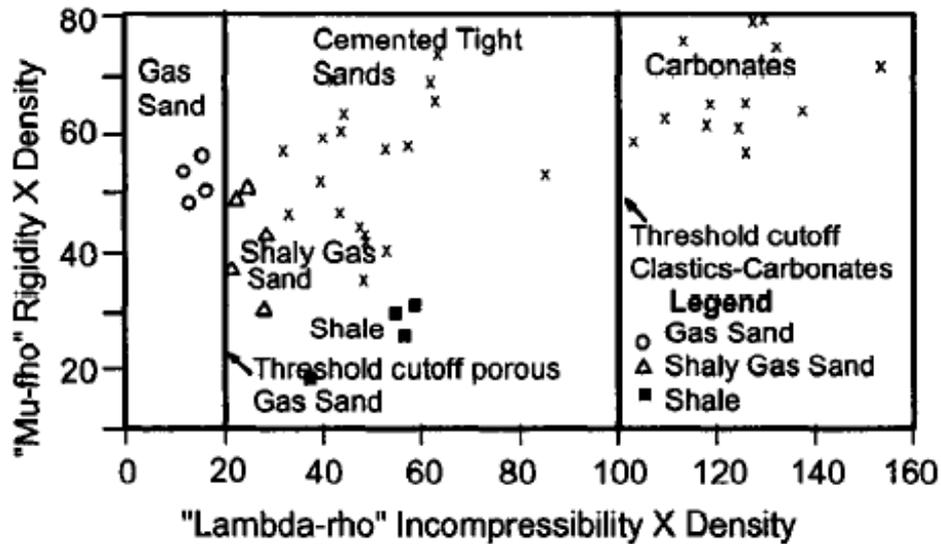
Pada tahun 1997 Goodway memperkenalkan Parameter Lamé, yaitu  $\lambda - \mu - \rho$  yang digunakan untuk meningkatkan indentifikasi daerah reservoir. Parameter Lamé berkaitan dengan tingkat rigiditas ( $\mu$ ) dan inkompresibilitas ( $\lambda$ ) suatu lapisan batuan. Inkompresibilitas adalah tingkat ketahanan batuan untuk berubah volume ketika diberikan gaya. Semakin mudah benda tersebut dikompresi akan memberikan nilai yang kecil pada inkompresibilitasnya. Rigiditas adalah tingkat ketahanan suatu batuan terhadap gaya pelintir yang menyebabkan terjadi perubahan bentuk tanpa merubah volume. Nilai rigiditas sangat sensitif terhadap matrik batuan. Semakin rapat matrik batuan akan semakin besar tingkat rigiditas batuan tersebut, disebabkan akan semakin sulit juga batuan tersebut untuk *slide over*.

Parameter  $\lambda \rho$  merupakan parameter yang sensitif terhadap tingkat inkompresibilitas batuan, dapat digunakan untuk indikator keberadaan fluida. Fluida yang menempati pori batuan akan mengalami pemampatan ketika batuan dikenai gaya, sehingga mempengaruhi tingkat inkompresibilitas batuan. Pori batuan berisikan gas akan lebih mudah terkompresi dibandingkan berisikan minyak dan air, sehingga memberikan nilai yang kecil pada nilai  $\lambda \rho$ . Nilai  $\mu \rho$  sensitif dengan tingkat rigiditas batuan tanpa dipengaruhi fluida pengisi batuan. Nilai  $\mu \rho$  digunakan untuk membedakan litologi batuan bawah bumi. Secara matematis kedua parameter tersebut dapat ditulis sebagai berikut:

$$Z_s^2 = (\rho V_s)^2 = \mu \rho \quad (2.17)$$

$$Z_p^2 = (\rho V_p)^2 = (\lambda + 2\mu) \rho \quad (2.18)$$

$$\lambda \rho = Z_p^2 - 2Z_s^2 \quad (2.19)$$

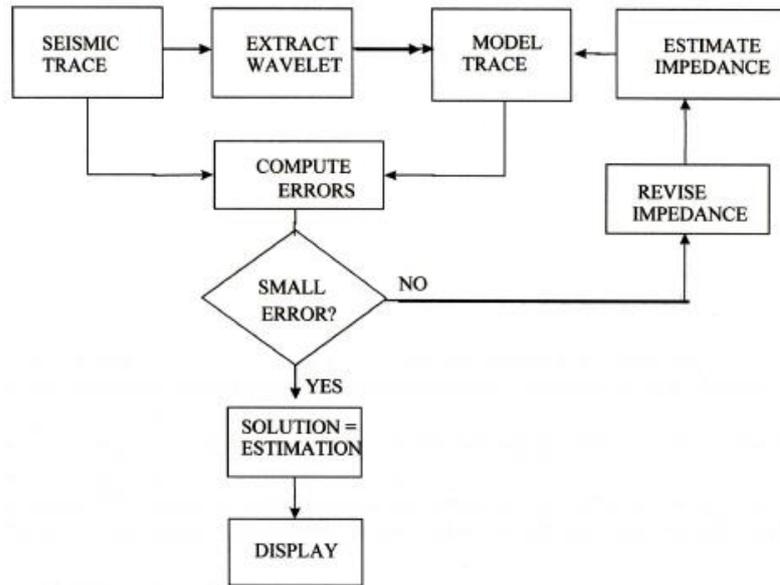


Gambar 2.6: *Crossplot*  $\lambda\rho$  dengan  $\mu\rho$  (Goodway, 1997)

### 2.2.5. Inversi Seismik

Inversi seismik merupakan suatu teknik untuk membuat model geologi bawah permukaan bumi menggunakan data seismik sebagai *input* dan data sumur sebagai kontrol (Sukmono, 2005). Data sumur yang digunakan sebagai kontrol adalah nilai impedansi akustiknya dan sekuen stratigrafi. Impedansi akustik pada sumur mempunyai kelebihan resolusi vertikal yang tinggi. Sekuen stratigrafi digunakan sebagai kontrol lateral pada pembuatan model awal inversi. Salah satu metode inversi seismik ialah inversi *model based*.

Prinsip inversi *model based* merupakan perbandingan antara model geologi sintetik dengan data rekaman seismik. Proses inversi *model based* dilakukan dengan meminimalkan perbedaan antara model geologi sintetik dengan data seismik. Diagram alir inversi *model based* dapat dilihat pada gambar 5.7.



Gambar 2.7: Diagram alir inversi *model based* (Sukmono, 2005)

Tahap awal dalam inversi *model based* dengan membuat model awal dari impedansi akustik. Nilai koefisien refleksi dihitung dari impedansi akustik model, dan koefisien refleksi dikonvolusikan dengan *wavelet* untuk menghasilkan sintetik seismik *trace*. Setelah itu rekaman data seismik dibandingkan dengan data seismik sintetik untuk mendapatkan besaran *error* pada data. Jika perbandingan *error* data besar sesuaikan model impedansi akustik hingga didapatkan *error* minimum. Fungsi matematika untuk meminimalkan *error* dituliskan sebagai berikut.

$$J = W_1 \times (T_{real} - T_{cal})^2 + W_2 \times (Ai_{real} - Ai_{cal})^2 \quad (2.20)$$

$W$  = Pembobotan

$T_{real}$  = Seismik *trace* sebenarnya

$T_{cal}$  = Seismik *trace* perhitungan

$Ai_{real}$  = Impedansi akustik sebenarnya

$Ai_{cal}$  = Impedansi akustik perhitungan