

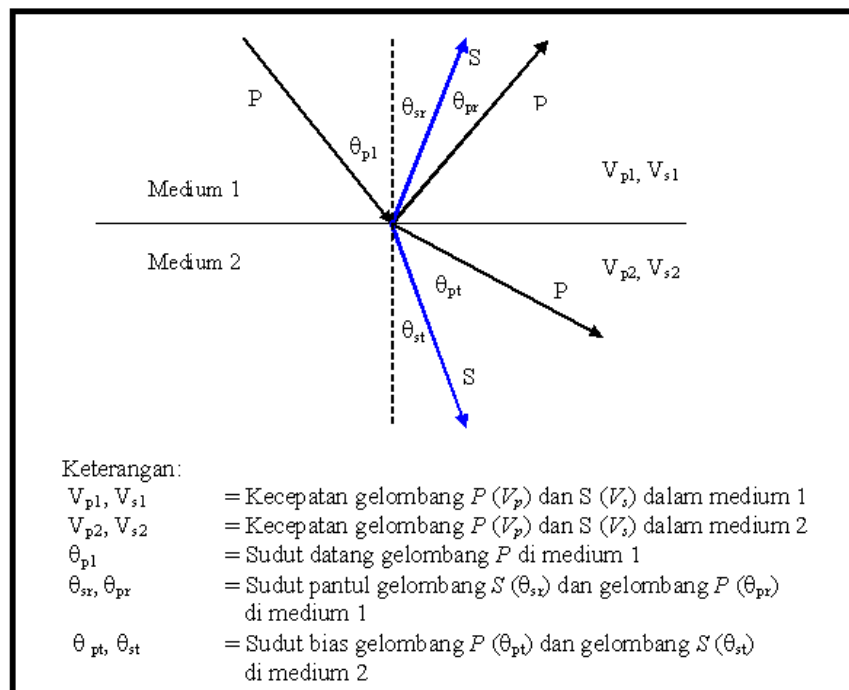
BAB III TEORI DASAR

3.1 Konsep Dasar Seismik Refleksi

3.1.1 Terjadinya Gelombang Refleksi

Pada saat energi dari sumber seismik dilepaskan, energi ditransmisikan ke bumi sebagai gelombang elastis. Energi ini lalu ditransfer menjadi pergerakan batuan. Dimensi dari gelombang elastik atau gelombang seismik ini lebih besar dibandingkan dengan dimensi pergerakan batuan tersebut.

Penjalaran gelombang seismik mengikuti hukum Snellius dan digambarkan pada **Gambar 3.1**, sebagai berikut:



Gambar 3.1 Penjalaran gelombang melalui batas dua medium yang memiliki kecepatan berbeda menurut hukum Snellius (Sukmono, 1999)

Penjalaran gelombang seismik dapat diterjemahkan dalam bentuk kecepatan dan tekanan partikel yang diakibatkan oleh vibrasi selama penjalaran gelombang berlangsung (Sukmono, 1999).

3.1.2 Impedansi Akustik dan Koefisien Refleksi

Kemampuan dari batuan untuk melewatkan gelombang akustik disebut impedansi akustik. Impedansi akustik (IA) adalah produk dari densitas (ρ) dan kecepatan gelombang kompresional (V).

$$IA = \rho \cdot V \quad (3.1)$$

Kecepatan memiliki peran yang lebih penting dalam mengontrol harga AI karena perubahan kecepatan lebih signifikan daripada perubahan densitas secara lateral maupun vertikal (Brown, 2004). Perubahan impedansi akustik dapat digunakan sebagai indikator perubahan litologi, porositas, kepadatan, dan kandungan fluida. Refleksi seismik terjadi bila ada perubahan atau kontras pada AI . Untuk koefisien refleksi pada sudut datang nol derajat dapat dihitung menggunakan rumus berikut:

$$R_c = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \quad (3.2)$$

Dimana, R_c = Koefisien refleksi

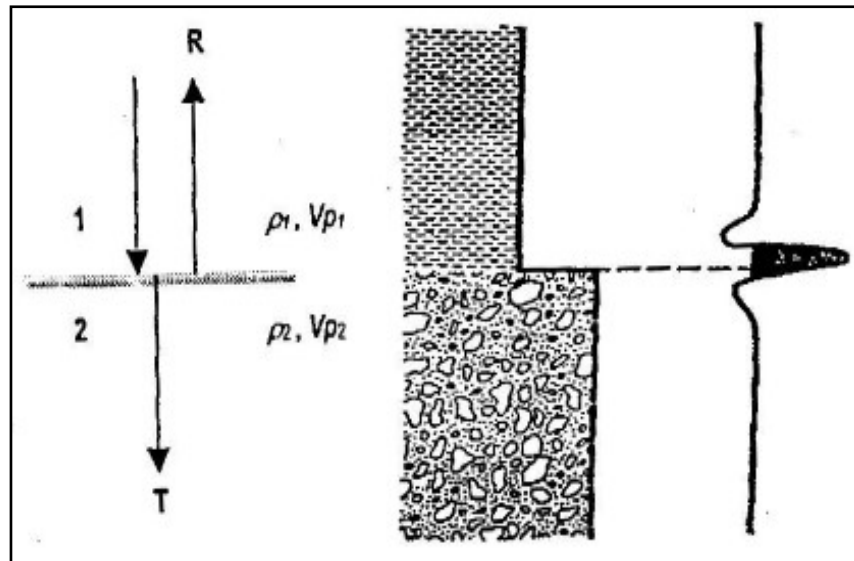
AI_1 = Impedansi akustik lapisan atas,

AI_2 = Impedansi akustik lapisan bawah

Koefisien refleksi akan mempengaruhi nilai amplitudo gelombang pada penampang seismik serta polaritas gelombang seismik. Semakin besar kontras AI , semakin kuat refleksi yang dihasilkan, maka semakin besar juga amplitudo

gelombang seismik tersebut. Penggambaran koefisien refleksi dapat dilihat pada

Gambar 3.2.



Gambar 3.2 Koefisien refleksi sudut datang nol menggunakan *wavelet zero phase* (Sukmono, 2000)

3.1.3 Polaritas dan Fasa

Penggunaan kata polaritas hanya mengacu pada perekaman dan konvensi tampilan dan tidak mempunyai makna khusus. Polaritas ini terbagi menjadi polaritas normal dan polaritas terbalik. *Society of Exploration Geophysicist (SEG)* mendefinisikan polaritas normal sebagai berikut:

1. Sinyal seismik positif akan menghasilkan tekanan akustik positif pada hidropon atau pergerakan awal ke atas pada geophon.
2. Sinyal seismik yang positif akan terekam sebagai nilai negatif pada *tape*, defleksi negatif pada monitor dan *trough* pada penampang seismik.

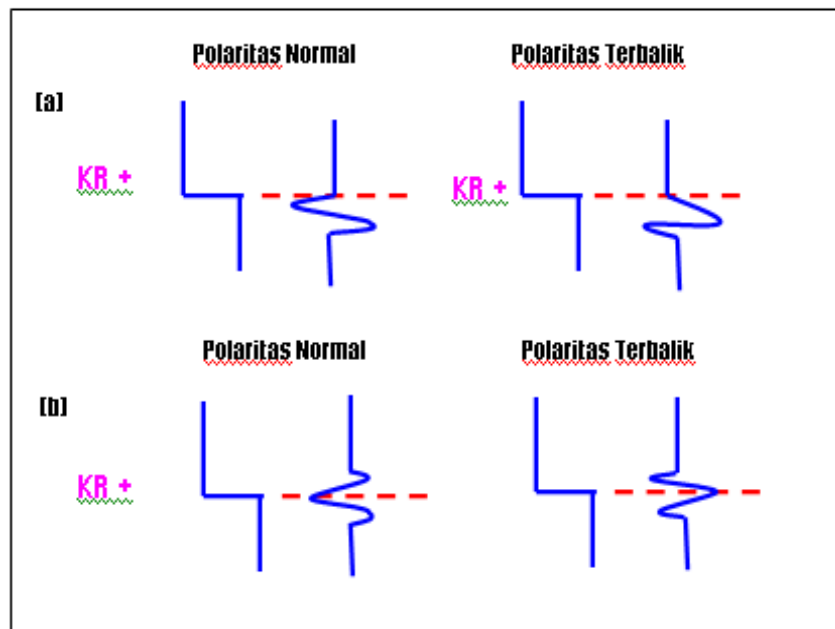
Pulsa seismik dapat dikelompokkan menjadi dua tipe, yaitu fasa minimum dan fasa nol. Pulsa fasa minimum memiliki energi yang terkonsentrasi di awal, seperti umumnya banyak sinyal seismik. Pulsa fasa nol terdiri dari puncak utama dan dua *side lobes* dengan tanda berlawanan dengan amplitudo utama dan lebih

kecil. Pada fasa nol, batas koefisien refleksi terletak pada puncak. Meskipun fasa nol hanya bersifat teoritis, tipe pulsa ini memiliki kelebihan yaitu:

1. Untuk spektrum amplitudo yang sama, sinyal fasa nol akan selalu lebih pendek dan beramplitudo lebih besar dari fasa minimum, sehingga s/n ratio akan lebih besar.
2. Amplitudo maksimum sinyal fasa nol pada umumnya selalu berhimpit dengan *spike* refleksi, sedangkan pada kasus fasa minimum amplitudo maksimum tersebut terjadi setelah *spike* refleksi tersebut.

Penggambaran jenis polaritas menurut SEG dapat dilihat pada **Gambar**

3.3.



Gambar 3.3 Polaritas normal dan terbalik menurut SEG (a) *Minimum Phase* (b) *Zero Phase* (Sukmono, 1999)

3.1.4 Resolusi Vertikal Seismik

Resolusi adalah jarak minimum antara dua objek yang dapat dipisahkan oleh gelombang seismik (Sukmono, 1999). *Range* frekuensi dari seismik hanya

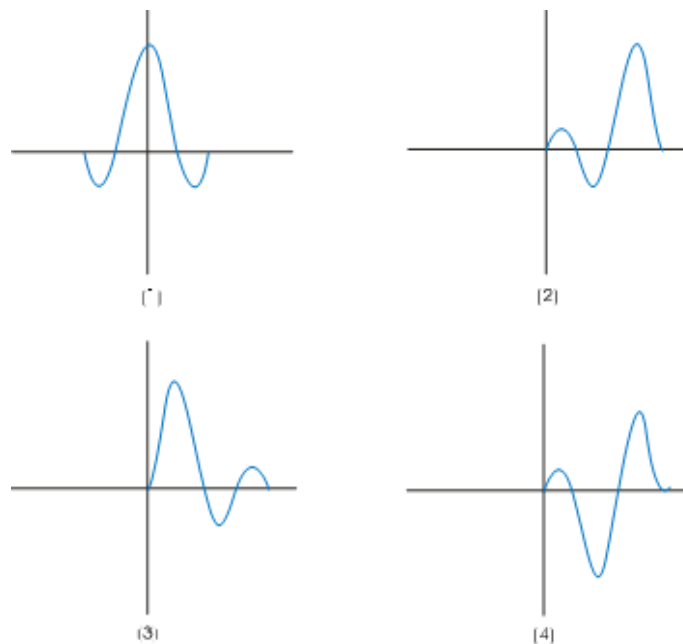
antara 10-70 Hz yang secara langsung menyebabkan keterbatasan resolusi dari seismik. Nilai dari resolusi vertikal adalah :

$$rv = \text{kecepatan} / 4 \times \text{frekuensi} \quad (3.4)$$

Dapat dilihat dari persamaan di atas bahwa hanya batuan yang mempunyai ketebalan di atas $\frac{1}{4} \lambda$ yang dapat dibedakan oleh gelombang seismik. Ketebalan ini disebut ketebalan *tuning* (*tuning thickness*). Dengan bertambahnya kedalaman, kecepatan bertambah tinggi dan frekuensi bertambah kecil, maka ketebalan *tuning* bertambah besar.

3.1.5 Wavelet

Wavelet adalah sinyal transien yang mempunyai interval waktu dan amplitudo yang terbatas. Ada empat jenis *wavelet* yang umum diketahui, yaitu *zero phase*, *minimum phase*, *maximum phase*, dan *mixed phase*. Empat jenis *wavelet* tersebut dapat dilihat pada **Gambar 3.4**.

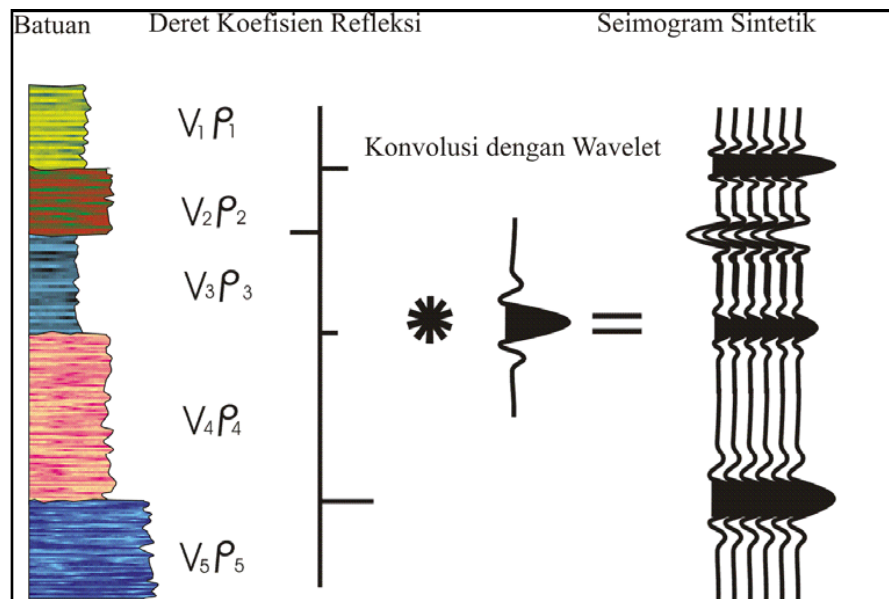


Gambar 3.4 Jenis-jenis wavelet 1) Zero Phase Wavelet, 2)Maximum Phase Wavelet, 3)Minimum Phase Wavelet, 4) Mixed Phase Wavelet

3.1.6 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik adalah rekaman seismik buatan yang dibuat dari data *log* kecepatan dan densitas. Data kecepatan dan densitas membentuk fungsi koefisien refleksi yang selanjutnya dikonvolusikan dengan *wavelet*.

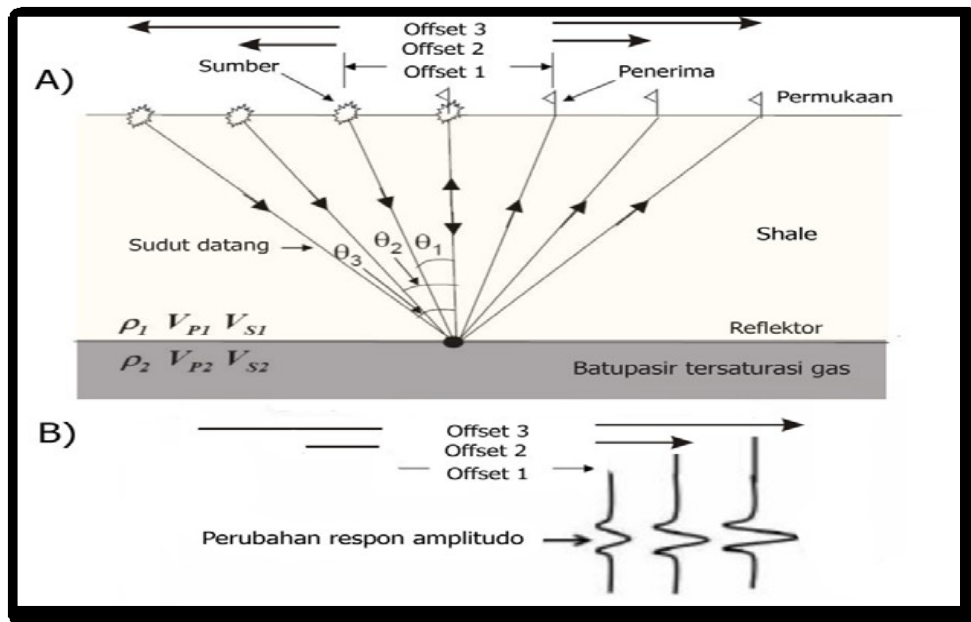
Seismogram sintetik dibuat untuk mengkorelasikan antara informasi sumur (litologi, umur, kedalaman, dan sifat-sifat fisis lainnya) terhadap *trace* seismik untuk memperoleh informasi yang lebih lengkap dan komprehensif. Proses terbentuknya seismogram sintetik dapat dilihat pada **Gambar 3.5**.



Gambar 3.5 Seismogram Sintetik yang Diperoleh dari Konvolusi *RC* dan *Wavelet* (Sukmono, 2002)

3.2 *Amplitudo Variation with Offset (AVO)*

Amplitudo Variation with Offset (AVO) merupakan konsep yang didasari oleh perubahan amplitudo refleksi pada jejak seismik seiring bertambahnya sudut datang. Hal tersebut diilustrasikan dalam **Gambar 3.6**.

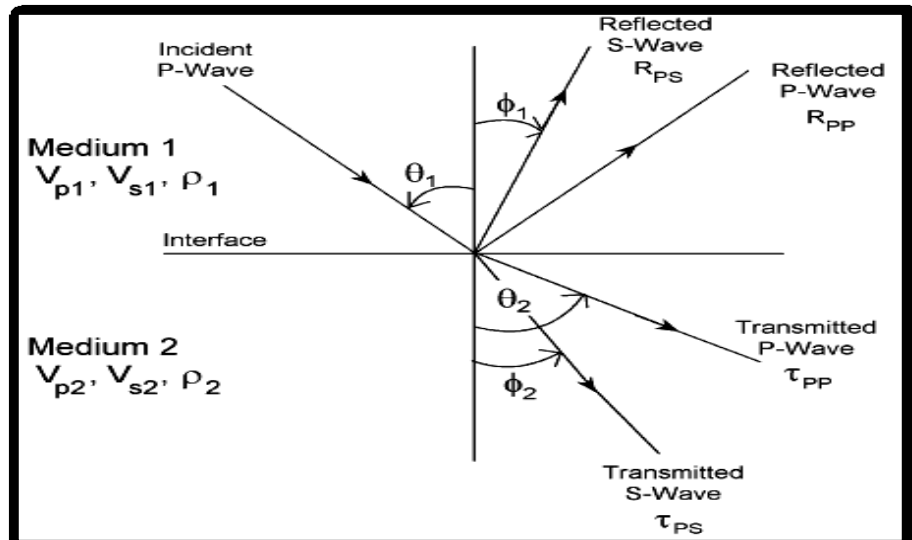


Gambar 3.6 (a) Geometri *AVO* (b) Perubahan respon amplitudo yang ditimbulkan (Russel, 2008)

Gambar 3.6a menggambarkan geometri *AVO* pada akuisisi data seismik dengan gelombang datang adalah gelombang seismik yang menjalar pada lapisan *shale* dan sebagai reflektornya adalah *sandstone* yang tersaturasi gas. **Gambar 3.6b** mencerminkan hasil rekaman amplitudo pada data seismik yang mana menggambarkan respon amplitudo atau nilai refleksi yang semakin besar.

3.2.1 Persamaan Zoepprit dan Aki-Richard

AVO muncul akibat adanya partisi energi pada bidang reflektor. Sebagian energi direfleksikan dan sebagian lainnya ditransmisikan. Selain itu, gelombang konversi juga terbentuk ketika suatu gelombang mencapai batas lapisan. Sebagai konsekuensinya, koefisien refleksi menjadi fungsi dari kecepatan gelombang (V_p), kecepatan gelombang S (V_s), densitas (ρ) dari setiap lapisan, serta sudut datang (θ_i) gelombang seismik.



Gambar 3.7 Partisi energi gelombang seismik pada bidang reflektor (Hampson & Russell, 2008)

Oleh karena itu terdapat empat kurva yang dapat diturunkan yaitu : amplitudo refleksi gelombang P, amplitudo transmisi gelombang P, amplitudo refleksi gelombang S, dan amplitudo transmisi gelombang S seperti yang ditunjukkan dalam **Gambar 3.7**.

Persamaan dasar *AVO* pertama kali diperkenalkan oleh Zoeppritz (Hampson & Russell, 2008) yang menggambarkan koefisien refleksi dan transmisi sebagai fungsi dari sudut datang pada media elastik (densitas, gelombang P dan gelombang S). Knott dan Zoeppritz melakukan analisa koefisien refleksi berdasarkan hal tersebut dan persamaannya dapat dituliskan dalam bentuk persamaan matriks, seperti terlihat pada persamaan 3.5.

$$\begin{bmatrix} \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_2^2}{\rho_1 \alpha_2 \beta_1^2} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_2}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

dimana :

A = Amplitudo gelombang P refleksi	θ_1 = sudut datang gelombang P
B = Amplitudo gelombang S refleksi	θ_2 = sudut bias gelombang P
C = Amplitudo gelombang P transmisi	α = kecepatan gelombang P
D = Amplitudo gelombang S transmisi	β = kecepatan gelombang S
ϕ_1 = sudut pantul gelombang S	ρ = densitas
ϕ_2 = sudut bias gelombang S	

Persamaan Zoeppritz tidak memperlihatkan pemahaman yang mudah antara amplitudo dengan *offset* dan sifat batuananya, sehingga untuk *modelling* dan analisis *AVO* biasanya digunakan persamaan linearisasi, yaitu pendekatan dari persamaan Zoeppritz yang diturunkan oleh Richard dan Frasier serta Aki dan Richard, 1980. Persamaan tersebut memisahkan kecepatan dengan densitas, gelombang P dan gelombang S nya.

$$Rp = a \frac{\Delta Vp}{Vp} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta Vs}{Vs} \quad (3.6)$$

Dimana :

$$a = \frac{1}{2 \cos^2 \theta}$$

$$\rho = \frac{\rho_2 - \rho_1}{2}, \Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$b = 0.5 - \left[2 \left(\frac{Vs}{Vp} \right)^2 \sin^2 \theta \right]$$

$$Vp = \frac{Vp_2 - Vp_1}{2}, \Delta Vp = Vp_2 - Vp_1$$

$$c = -4 \left(\frac{Vs}{Vp} \right)^2 \sin^2 \theta$$

$$Vs = \frac{Vs_2 - Vs_1}{2}, \Delta Vs = Vs_2 - Vs_1$$

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2}$$

Dari persamaan diatas, Wiggins memodifikasi persamaan 3.6 tersebut menjadi bentuk baru yang terdiri dari 3 (tiga) bagian seperti persamaan 3.7 berikut :

$$Rp(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \tan^2 \theta \sin^2 \theta \quad (3.7)$$

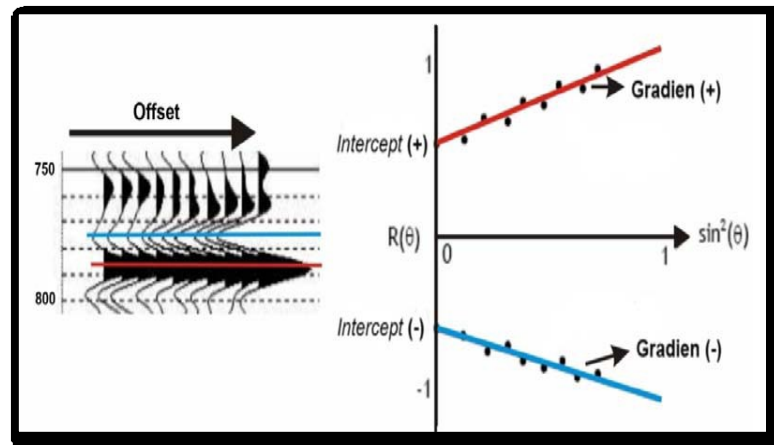
dengan :

$$A = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right]$$

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

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

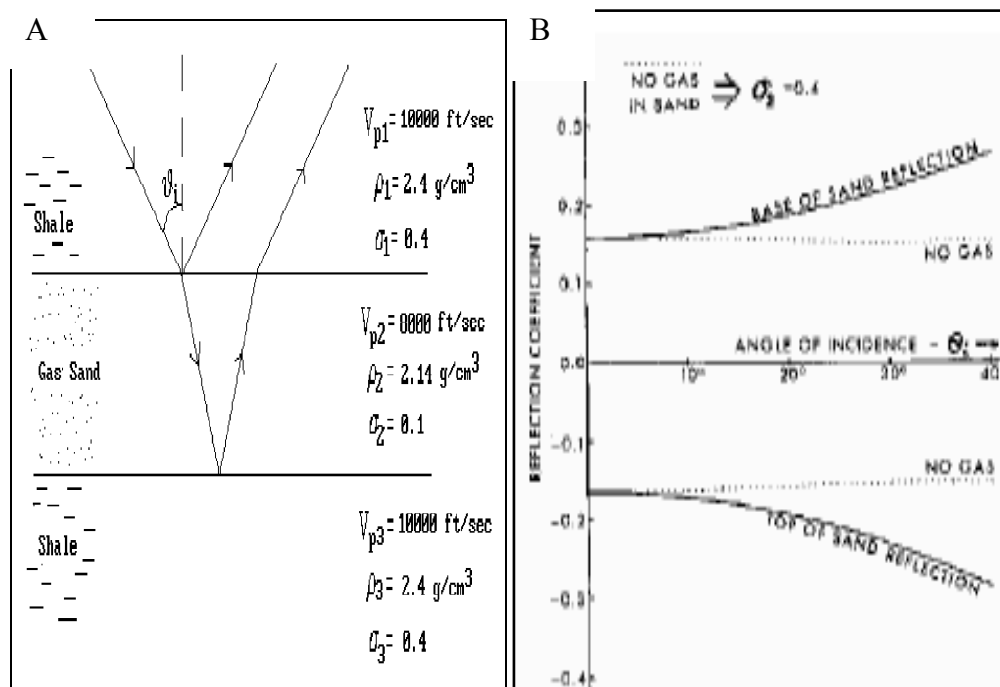
Persamaan 3.7 sering disebut persamaan *Three Term* Aki-Richard, karena melibatkan variable A, B, C. Jika persamaan hanya melibatkan A, B, maka disebut *Two Term* Aki-Richard. A disebut sebagai *intercept*, B sebagai *gradient* dan C sebagai *curvature*. Konsep *intercept* (A) dan *gradient* (B) diilustrasikan pada **Gambar 3.8**. Harga *intercept* positif menunjukkan bahwa lapisan penutup memiliki impedansi lebih rendah dibandingkan dengan lapisan lapisan dibawahnya dan sebagai konsekuensinya batas antara kedua bidang tersebut ditandai dengan koefisien refleksi berharga positif. Sedangkan *intercept* negatif merupakan hal sebaliknya. Harga *intercept* ini lebih menunjukan harga litologi. *Gradient* menunjukkan perubahan amplitudo yang bergantung pada perubahan sudut datang atau *offset*.



Gambar 3.8 *Intercept* (A) dan *Gradient* (B) dari *attribute AVO* (Hampson & Russell, 2008)

3.2.2 Kelas *AVO*

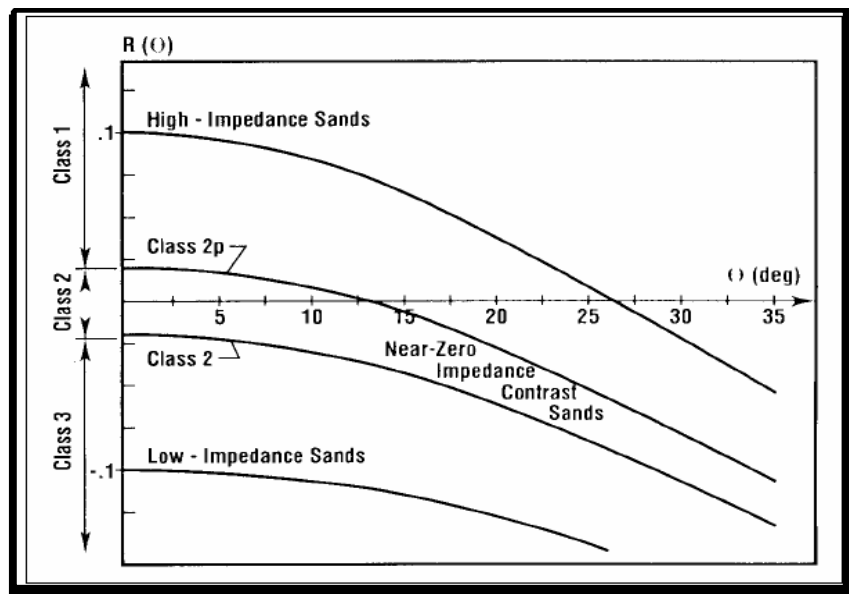
Ostrander (1984) merupakan salah seorang peneliti yang pertama kali mengemukakan tentang efek *AVO* dalam gas sand dan memberikan contoh sederhana model dua lapisan. Kasus yang dijumpai Ostrander pada saat itu adalah lapisan *shale-gas sand* dengan sifat *sand* yang mempunyai nilai impedansi rendah jika dibandingkan *shale*, yang diilustrasikan pada **Gambar 3.9a** Efek *AVO* yang dikemukakan oleh Ostrander merupakan salah satu bentuk anomali *AVO*, yaitu *AVO* kelas 3 yang memiliki *intercept* dan *gradient* bernilai negatif, seperti yang diilustrasikan pada **Gambar 3.9b**



Gambar 3.9 (a) Model dua lapisan, **(b)** Kurva *AVO* untuk *top* dan *base* gas sand (Ostrander, 1984)

Rutherford dan Wiliam (1989) membagi *AVO* dalam kasus *shale-gas sand* ke dalam tiga kelas, yaitu kelas 1 yang berhubungan dengan nilai impedansi yang tinggi dari *gas sandstone*, kelas 2 yang berhubungan dengan nilai

impedansi *gas sandstone* yang mendekati nol dan kelas 3 dengan nilai impedansi *gas sandstone* yang rendah. **Gambar 3.10** adalah klasifikasi *AVO* Rutherford dan Williams (1989).



Gambar 3.10 Klasifikasi *AVO* pada kasus *shale-gas sand* (Rutherford dan Williams, 1989)

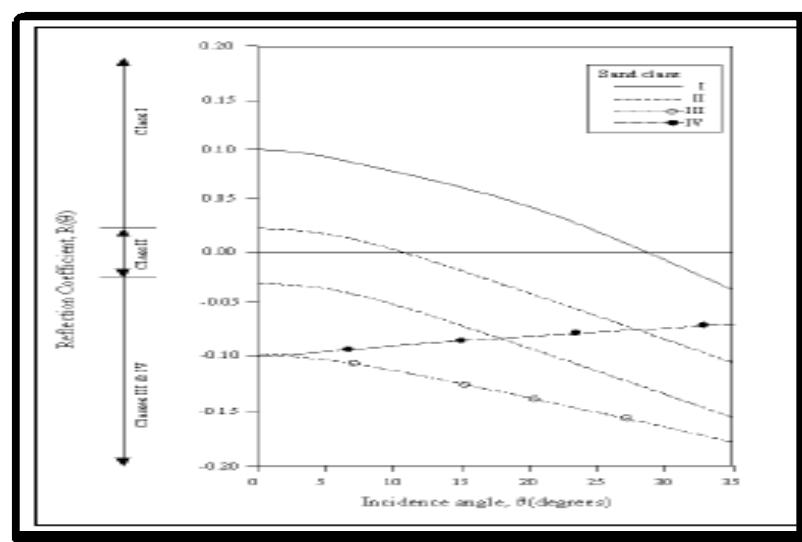
Anomali kelas 1 memiliki nilai impedansi akustik *sandstone* yang tinggi. *Sandstone* kelas 1 relatif mempunyai nilai impedansi yang lebih tinggi dibandingkan lapisan penutup atau lapisan di atasnya yang biasanya berupa *shale*. Batas antara *shale* dan *sandstone* tersebut mempunyai nilai koefisien refleksi yang tinggi dan positif. *Sandstone* pada kelas 1 merupakan *sandstone* yang secara ekstrim telah terkompaksi. Kurva *AVO* kelas 1 memiliki *intercept* positif dan *gradient* negatif. Nilai *gradient* kelas 1 biasanya lebih besar bila dibandingkan dengan kelas 2 dan 3.

Anomali kelas 2 memiliki kontras akustik impedansi yang mendekati nol. *Sandstone* kelas 2 hampir memiliki nilai impedansi akustik yang hampir sama dengan batuan di atasnya. *Sandstone* tersebut terkompaksi dan terkonsolidasi.

Gradient dari *sandstone* kelas 2 memiliki nilai yang besar namun tidak sebesar *gradient* pada kelas 1. Anomali *AVO* kelas 2 terdiri dari kelas 2 yang memiliki *intercept* dan *gradient* negatif serta kelas 2p yang memiliki *intercept* positif dan *gradient* negatif. Kelas 2p merupakan anomali dengan pembalikan *polarity*. *Intercept* pada kelas 2 ini memiliki nilai yang mendekati nol.

Anomali kelas 3, *sandstone* nya memiliki nilai akustik impedansi yang kecil dibandingkan dengan batuan di atasnya. *Sandstone* nya biasanya kurang terkompaksi dan tidak terkonsolidasi. Anomali kelas 3 memiliki *intercept* dan *gradient* negatif. Nilai *intercept* nya berada di bawah nilai *intercept* kelas 2. Biasanya nilai *gradient* nya tidak lebih besar dari kelas 1 dan kelas 2 (Sukmono, 2007).

Pengembangan dari Rutherford dan Wilam (1989), dimodifikasi oleh Ross dan Kinman (1995) serta Castagna (1997), yaitu anomali kelas 4. *Sandstone* kelas 4 adalah *porous sandstone*, *siltstone*, karbonat. Anomali kelas 4 memiliki *intercept* negatif dan *gradient* positif. **Gambar 3.11** adalah ilustrasi dari kelas 1 hingga kelas 4 klasifikasi *AVO*.



Gambar 3.11 Ilustrasi kelas 1 hingga kelas 4 *AVO* (Castagna et.al, 1998 opcit Hampson & Russell, 2008)

3.3 Impedansi

3.3.1 Impedansi Akustik

Trace seismik merupakan konvolusi dari reflektifitas bumi (KR) dengan *wavelet* sumber ditambah dengan komponen bising (*noise*) dalam domain waktu.

$$S(t) = W(t) * KR(t) + n(t), \quad (3.8)$$

dimana $S(t)$ = *trace* seismik,

$W(t)$ = *wavelet* seismik,

$KR(t)$ = reflektifitas bumi,

$n(t)$ = *noise*.

Jika *noise* dianggap nol, maka:

$$S(t) = W(t) * KR(t). \quad (3.9)$$

KR atau reflektifitas merupakan fungsi kontras AI dalam bumi, sehingga KR merupakan besaran yang merepresentasikan batas antara kedua lapisan yang memiliki beda AI . Secara matematis, KR pada batas kedua lapisan tersebut dirumuskan sebagai berikut:

$$KR_i = \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i}, \quad (3.10)$$

dimana i = lapisan ke- i dan berada di atas lapisan ke- $(i+1)$.

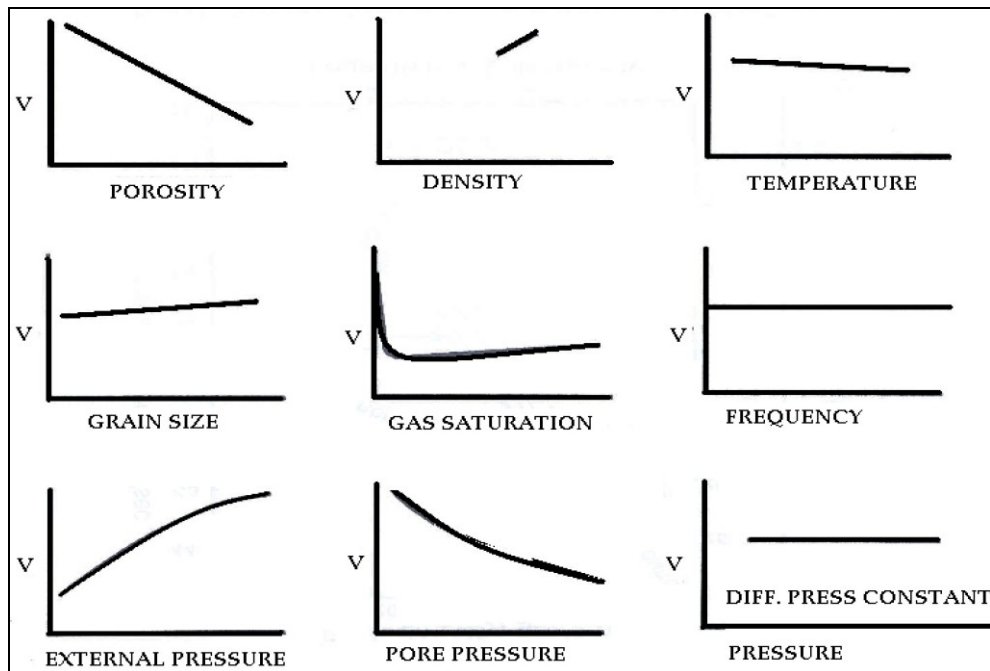
Sehingga nilai dari kontras AI dapat diperkirakan dari amplitudo refleksinya, semakin besar amplitudonya semakin kontras AI -nya. Sedangkan nilai AI adalah:

$$AI = \rho \times V_p, \quad (3.11)$$

Dimana, ρ = densitas,

V_p = Kecepatan gelombang P.

AI adalah parameter batuan yang dipengaruhi oleh tipe dari litologi, porositas, kandungan fluida, kedalaman, tekanan, dan suhu. Oleh sebab itu AI dapat digunakan untuk identifikasi litologi, porositas, hidrokarbon, dan yang lainnya. Dalam mengontrol harga AI , kecepatan mempunyai arti lebih penting dibandingkan dengan densitas. Pada **Gambar 3.12** dapat dilihat beberapa faktor yang dapat mempengaruhi nilai kecepatan gelombang seismik.



Gambar 3.12 Pengaruh beberapa faktor terhadap kecepatan gelombang seismik (Sukmono, 2002)

Karakterisasi berdasarkan AI memiliki keterbatasan dalam membedakan antara efek litologi dan fluida. Nilai AI rendah yang disebabkan oleh kehadiran fluida hidrokarbon sering *overlapped* dengan AI rendah dari efek litologi.

3.3.2 Impedansi Elastik

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 (**Gambar 3.13**). Lintasan gelombang tersebut mengikuti hukum Snell, yaitu :

$$\frac{\sin \lambda_r}{V_{p1}} = \frac{\sin \lambda_t}{V_{p2}} = \frac{\sin \phi_r}{V_{s1}} = \frac{\sin \phi_t}{V_{s2}} = p, \quad (3.12)$$

dimana :

λ_r = sudut datang gelombang P, v_{p2} = kecepatan gelombang P pada

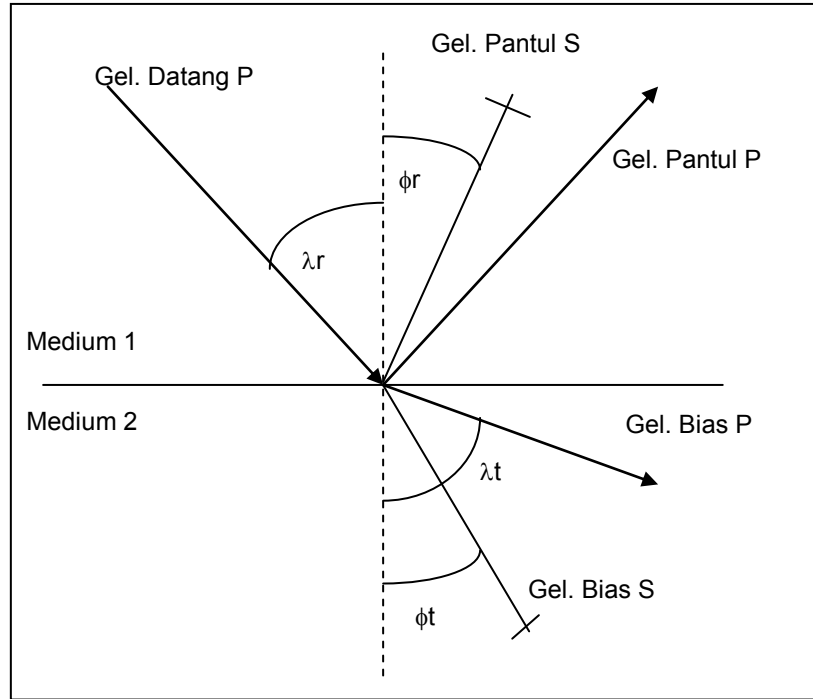
λ_t = sudut bias gelombang P, medium kedua,

ϕ_r = sudut pantul gelombang S, v_{s1} = kecepatan gelombang S pada

ϕ_t = sudut bias gelombang S, medium pertama,

v_{p1} = kecepatan gelombang P pada medium pertama, v_{s2} = kecepatan gelombang S pada medium kedua,

p = parameter gelombang.



Gambar 3.13 Gelombang pantul dan bias di bidang batas dua bidang elastik untuk gelombang datang P (Sukmono,2002)

Pembagian amplitudo tiap gelombang pada bidang batas (**Gambar 3.13**) dapat dipresentasikan oleh persamaan Zoeppritz yang penurunannya ditunjukkan sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} \sin \lambda_r & \cos \phi_r & -\sin \lambda_t & \cos \phi_t \\ -\cos \lambda_r & \sin \phi_r & -\cos \lambda_t & -\sin \phi_t \\ \sin 2\lambda_r & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_r & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin 2\lambda_t & \frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2} \cos 2\phi_t \\ \cos 2\phi_r & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_r & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\phi_t & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_t \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \lambda_r \\ -\cos \lambda_r \\ \sin 2\lambda_r \\ -\cos 2\phi_r \end{bmatrix}, \quad (3.13)$$

dimana:

A = Rpp refleksi,

B = Rps refleksi,

C = Rpp transmisi,

D = Rps transmisi,

α = Kecepatan gelombang P,

β = Kecepatan gelombang S,

λ_r = Sudut datang gelombang P,

λ_t = Sudut bias gelombang P,

ϕ_r = Sudut pantul gelombang S,

ϕ_t = Sudut bias gelombang S,

ρ = Densitas.

Persamaan Zoeppritz mempunyai solusi yang kompleks dan tidak memberikan pengertian bagaimana hubungan amplitudo dengan beberapa parameter fisika. Aki, Richard dan Frasier (1980) memperkenalkan pendekatan praktis untuk mengatasi persamaan Zoeppritz yang kompleks dengan melakukan linierisasi persamaan Zoeppritz tersebut, sehingga koefisien refleksi pada setiap sudut datang hanya dipengaruhi oleh densitas, kecepatan gelombang P, dan kecepatan gelombang S pada setiap medium. Parameter-parameter ini akan bergantung oleh sifat fisik dari medium tersebut seperti litologi, porositas, kandungan fluida, dan yang lainnya. Linierisasi tersebut dinyatakan sebagai berikut :

$$R(\theta) = a \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + b \frac{\Delta\rho}{\rho} + c \frac{\Delta\beta}{\beta}, \quad (3.14)$$

dimana :

$$\begin{aligned} a &= 1/(\cos^2 \theta) = 1/2 + \tan^2 \theta, & \Delta\alpha &= V_{p1} - V_{p2}, \\ b &= 0.5 - [(2V_s^2/V_p) \sin^2 \theta], & \Delta\beta &= V_{s1} - V_{s2}, \\ c &= -(4V_s^2/V_p^2) \sin^2 \theta, & \Delta\rho &= \rho_1 - \rho_2, \\ \alpha &= (V_{p1} + V_{p2})/2, & \theta &= (\theta_i - \theta_t)/2, \\ \beta &= (V_{s1} + V_{s2})/2, & \theta_t &= \arcsin [(V_{p2}/V_{p1}) \sin \theta_i], \\ \rho &= (\rho_1 + \rho_2)/2, \end{aligned}$$

Berdasarkan linierisasi yang ada pada persamaan (3.14) diatas, Aki dan Richard menyederhanakannya menjadi parameter-parameter umum A, B, C.

Persamaan tersebut dinyatakan sebagai berikut :

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (3.15)$$

dimana :

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right), \quad B = \frac{\Delta V_p}{2\bar{V}_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}},$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p}, \quad \theta = (\theta_i - \theta_t)/2,$$

dan dimana :

$$\bar{V}_p = (V_p(t_i) + V_p(t_{i-1})) / 2,$$

$$\Delta V_p = V_p(t_i) - V_p(t_{i-1}),$$

$$\frac{V_s^2}{V_p^2} = \frac{\left(\frac{V_s^2(t_i)}{V_p^2(t_i)} + \frac{V_s^2(t_{i-1})}{V_p^2(t_{i-1})} \right)}{2}. \quad (3.16)$$

Analog dengan AI untuk $\theta = 0^\circ$, untuk $\theta \neq 0^\circ$ dibutuhkan suatu fungsi $f(t)$

dimana reflektifitas dapat dinyatakan:

$$R(\theta) = \frac{f(t_i) - f(t_{i-1})}{f(t_i) + f(t_{i-1})}. \quad (3.17)$$

Connoly (1999) dapat memperlihatkan apabila $f(t)$ adalah fungsi EI , maka dari persamaan di atas EI dapat diekspresikan dengan kecepatan gelombang P , kecepatan gelombang S , densitas, dan sudut datang:

$$EI(\theta) = V_p^a V_s^b \rho^c, \quad (3.18)$$

dimana:

$$a = (1 + \sin^2 \theta), \quad c = (1 - 4K \sin^2 \theta),$$

$$b = -8K \sin^2 \theta, \quad K = (V_s/V_p)^2.$$

Impedansi elastik adalah generalisasi dari impedansi akustik untuk sudut datang yang tidak sama dengan 0. Nilai Impedansi elastik ini bisa didapat dengan cara menginversikan data seismik *nonzero-offset* seperti impedansi akustik pada inversi data seismik *zero-offset*.

Gelombang S tidak dipengaruhi oleh fluida, sehingga nilai Impedansi elastik akan memiliki perbedaan dengan impedansi akustik pada saat gelombang melewati fluida. Impedansi elastik memiliki beberapa kelebihan karena akan lebih mudah dimengerti dan diinterpretasikan oleh banyak pihak, akan tetapi dalam kenyataannya nilai Impedansi elastik tidak memiliki arti fisis seperti impedansi akustik. Jika dapat diinversikan, maka penyebaran fluida dapat dipetakan dan diaplikasikan sebagai alat untuk *fluid imaging*. Persamaan Impedansi elastik (3.18) telah dimodifikasi (Whitcombe, 2002) dengan memperkenalkan konstanta referensi α_o , β_o dan ρ_o yang bertujuan untuk menghilangkan variabel berdimensi pada persamaan tersebut sehingga dapat dibandingkan dengan nilai impedansi akustik, dan menjadi:

$$EI(\theta) = \alpha_o \rho_o \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_o} \right)^a \left(\frac{\beta}{\beta_o} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_o} \right)^c \right], \quad (3.19)$$

dimana:

$$\begin{aligned}
a &= (1 + \sin^2\theta), & b &= -8K \sin^2\theta, \\
c &= (1 - 4K \sin^2\theta), & \alpha &= Vp, \\
\beta &= Vs, & \rho &= \text{densitas}, \\
K &= (\beta / \alpha)^2, & \alpha_o &= Vp \text{ referensi}, \\
\beta_o &= Vs \text{ referensi}, & \rho_o &= \text{densitas referensi}.
\end{aligned}$$

Nilai referensi α_o , β_o dan ρ_o yang biasa digunakan adalah rata-rata nilai tersebut pada sumur.

3.3.3 *Extended Elastic Impedance*

Setiap perubahan parameter elastik di dalam bumi akan membentuk nilai reflektifitas, sehingga persamaan reflektifitas (3.17) dapat digunakan pada setiap parameter. Dari persamaan tersebut, dapat disimpulkan bahwa proyeksi sudut dari penampang seismik dapat digunakan untuk mencitrakan parameter elastik akibat efek dari fluida dan litologi dalam bumi, seperti *EI* yang merupakan generalisasi dari *AI*.

Whitcombe, Connolly, Reagan, Redshaw (2002) memperlihatkan beberapa contoh sudut yang mewakili dari parameter elastik *bulk modulus*, *Lame's constant*, dan *shear modulus*. Karena tidak semua parameter dapat disimulasi, maka diperlukan modifikasi terhadap fungsi impedansi elastik yang memiliki keterbatasan pada $\sin^2\theta$ yang hanya memiliki jangkauan antara 0-1, sehingga sudut yang ada hanya antara 0° - 90° . Hasil modifikasi ini akan memberikan perluasan dari fungsi impedansi elastik, sehingga disebut dengan *extended elastic*

impedance (EEI). Fungsi ini diharapkan dapat mensimulasi semua parameter yang terukur pada sumur.

Untuk membentuk fungsi baru tersebut dibuat dua perubahan terhadap definisi *EI*. Pertama, $\sin^2\theta$ digantikan dengan $\tan x$, sehingga persamaan ini dapat didefinisikan antara $\pm \infty$ dibandingkan dengan batas 0-1 yang dihasilkan oleh $|\sin^2\theta|$, dan nilai x yang ada lebih variatif dari -90° hingga 90° . Selain itu juga didefinisikan suatu penskalaan dari reflektifitas dengan cara dikalikan $\cos x$, supaya dapat diyakini bahwa reflektifitas tidak akan pernah melebihi nilai satu.

Substitusi pertama yang dilakukan ialah dengan mengganti persamaan linierisasi Zoeppritz menjadi:

$$R(x) = A + B \tan x, \quad (3.20)$$

sehingga dapat menghasilkan:

$$R = \frac{(A \cos x + B \sin x)}{\cos x}, \quad (3.21)$$

kemudian R_s , atau reflektifitas yang diskalakan :

$$R_s = R \cos x,$$

jika disubstitusi akan menghasilkan:

$$R_s = A \cos x + B \sin x,$$

maka ekivalensi dari impedansi elastik terhadap persamaan diatas ialah:

$$EEI(\theta) = \alpha_o \rho_o \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_o} \right)^p \left(\frac{\beta}{\beta_o} \right)^q \left(\frac{\rho}{\rho_o} \right)^r \right], \quad (3.22)$$

$$\begin{aligned} \text{dimana:} \quad p &= (\cos x + \sin x), & q &= -8K \sin x, \\ r &= (\cos x - 4K \sin x), & \alpha &= Vp, \end{aligned}$$

$$\beta = Vs,$$

$$\rho = \text{densitas},$$

$$K = (\beta / \alpha)^2,$$

$$\alpha_o = Vp \text{ referensi},$$

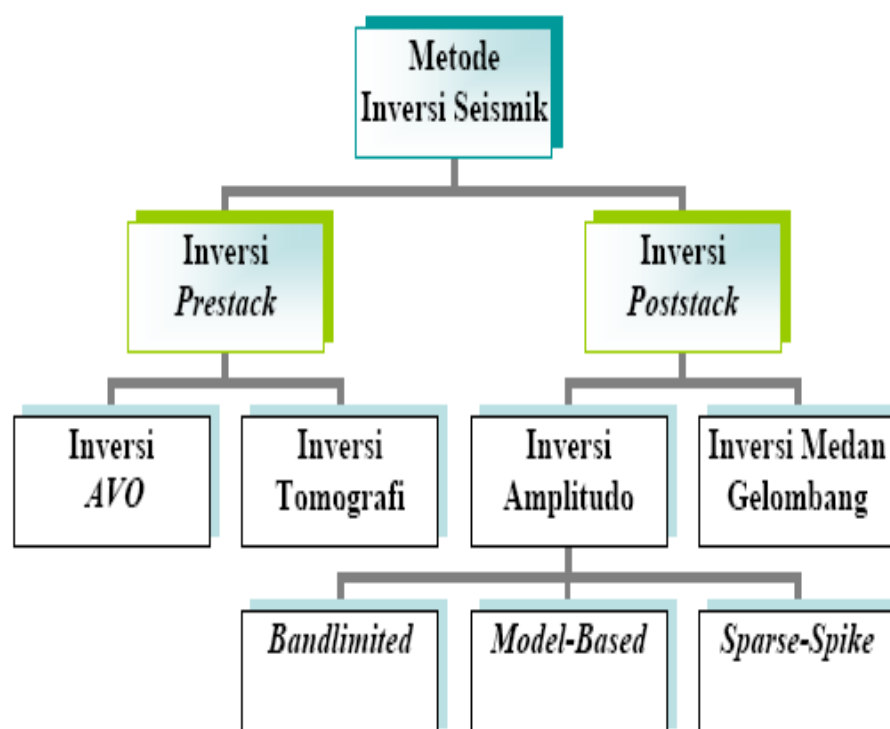
$$\beta_o = Vs \text{ referensi},$$

$$\rho_o = \text{densitas referensi}$$

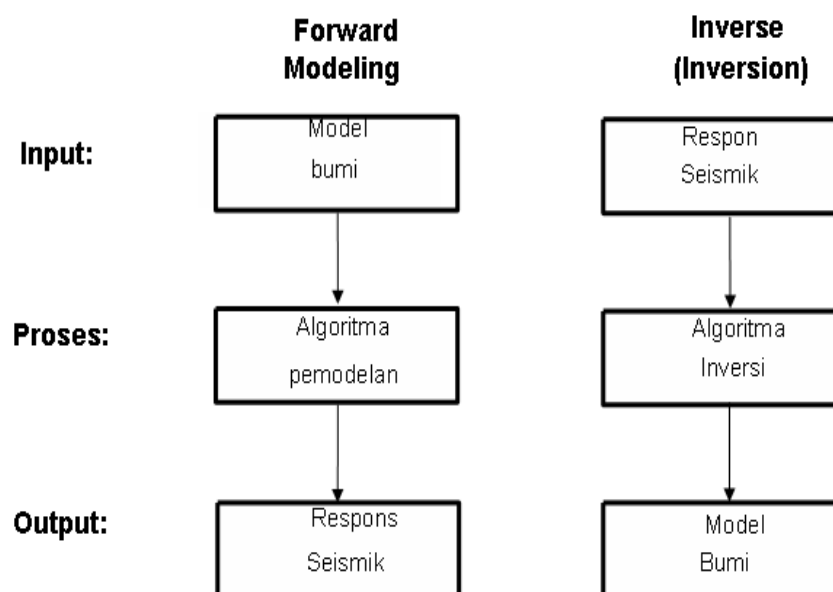
$$p = (\cos x + \sin x),$$

3.4 Metode Inversi

Secara garis besar inversi seismik dapat dipisahkan menjadi dua jenis yaitu inversi *pre-stack* dan inversi *post-stack*. Inversi *prestack* dilakukan pada data seismik yang belum di-stack (CDP *gather*). Inversi ini bertujuan untuk menurunkan parameter elastik untuk penentuan karakter batuan. Inversi seismik *post-stack* merupakan teknik untuk mendapatkan kembali nilai koefisien refleksi dari rekaman seismik yang selanjutnya digunakan untuk menentukan nilai impedansi akustik lapisan batuan. Inversi *post-stack* inilah yang dilakukan pada penelitian ini. Pada **Gambar 3.14** dapat dilihat macam-macam metode seismik inversi, dan pada **Gambar 3.15** dapat dilihat diagram *forward* dan *inverse modelling*.



Gambar 3.14 Berbagai macam metode seismik inversi (Sukmono, 2002)

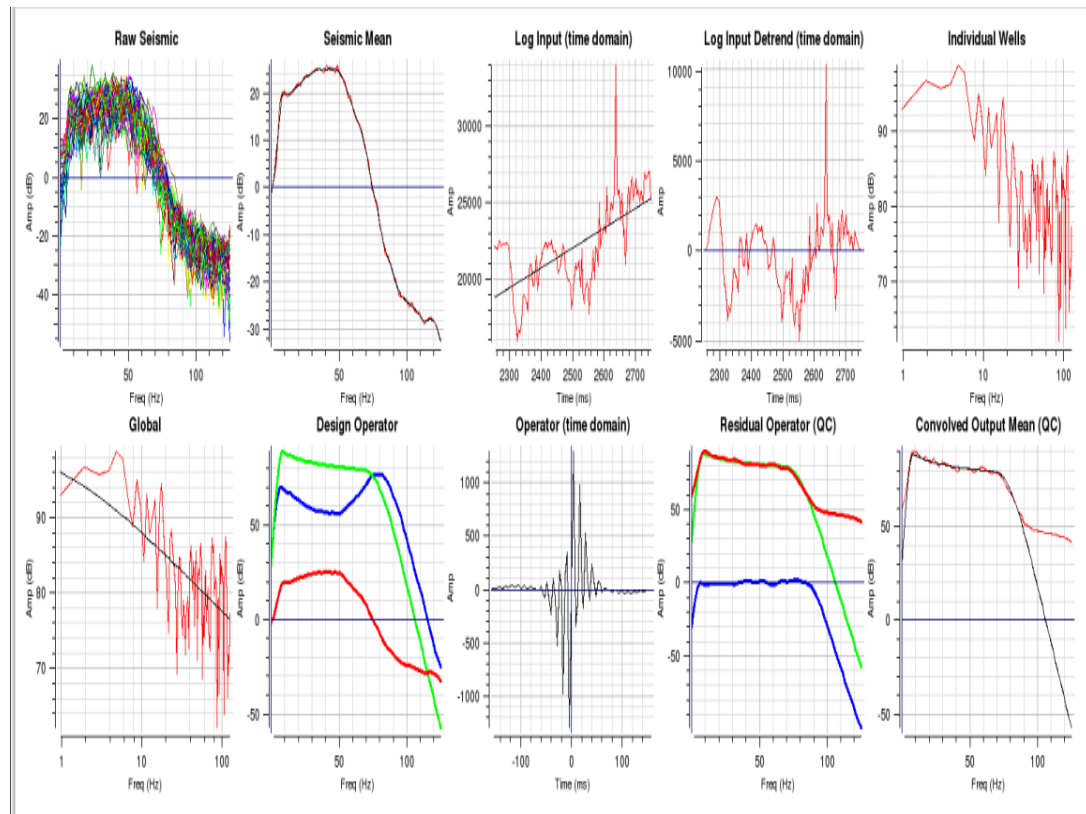


Gambar 3.15 Diagram *forward modelling* dan *inverse modelling* (Sukmono, 2002)

Seismik inversi adalah suatu proses untuk menghitung model impedansi bawah permukaan yang sesuai dengan penampang seismik. Karena hilangnya baik frekuensi rendah maupun tinggi pada proses seismik, maka informasi yang

dibutuhkan untuk pembuatan profil impedansi ini tidak bisa hanya didapatkan dari penampang seismik saja. Dua tipe data yang diperlukan untuk input dalam proses inversi adalah data seismik dan data model inisial yang dibuat pada tahap pembuatan model. Model ini menggambarkan model inisial dari struktur kecepatan yang akan digunakan untuk membatasi inversi, dimana hasil akhir pada model impedansi dibatasi hanya dapat bergeser sekian persen dari model awalnya. Hasil akhir adalah profil impedansi yang berubah sekecil mungkin dari model inisial namun juga semirip mungkin dalam memodelkan data sebenarnya.

Terdapat beberapa metode yang berkembang untuk mendapatkan nilai inversi seismik, misalnya metode sparse spike, Model based dan Rekursif. Selain itu, terdapat metode inversi yang dikembangkan oleh Steve Lancaster dan David Whitcombe dari BPA yang disebut *Coloured Inversion (CI)*. Metode ini bukan metode yang paling baik dikelasnya, tetapi metode ini cukup cepat dan lebih mudah digunakan. Hasil inversi dengan metode *CI* ini juga masih lebih handal dibandingkan dengan ‘metode cepat’ lainnya seperti inversi rekursif. Bahkan hasil inversinya cukup mirip dengan hasil inversi dengan metode sparse spike yang membutuhkan waktu lebih lama dalam pengerjaannya (Lancaster dan Whitcombe, 2000). **Gambar 3.16** menunjukkan proses *coloured Inversion*.

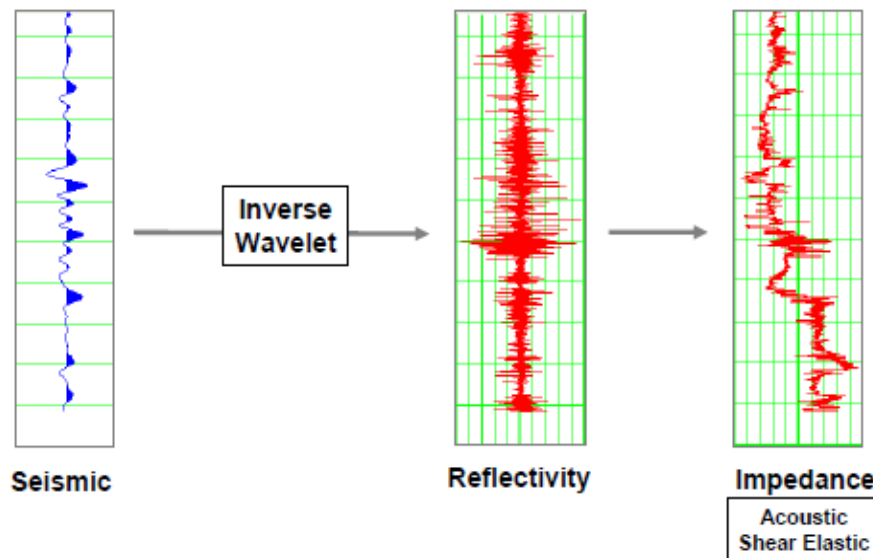


Gambar 3.16 Proses Inversi dengan menggunakan *coloured inversion* (ARKCLS, 2008)

Dalam hal ini, Penulis melakukan penelitian ini dengan menggunakan metode *coloured inversion*. Metode *Coloured Inversion* adalah suatu metode yang memungkinkan penggunaannya melakukan inversi data seismik ke dalam bentuk relative impedansi akustik dalam waktu yang relative singkat dengan menggunakan operator inversi. Operator Inversi ini di desain berdasarkan fakta bahwa *trend* dari *spectrum log* impedansi akustik di suatu reservoir mempunyai bentuk konstan. Hal ini mengindikasikan bahwa sebuah operator konvolusi dapat digunakan untuk melakukan proses inversi.

Grafik '*Seismic mean*' pada **Gambar 3.16** menunjukkan rata-rata dari spektrum seismik yang digunakan untuk menghasilkan operator inversi. Grafik '*Global*' menunjukkan rata-rata dari spektrum *log AI*. Berdasarkan rata-rata dari

kedua spektrum data ini maka spektrum dari operator dapat dihitung. Dari operator yang didapatkan, kemudian diterapkan ke data seismik sehingga menjadi volume *AI* dan *GI*.



Gambar 3.17 Model proses inversi merupakan proses balikan dari *forward modeling* (Hampson-Russell, 2008)

3.5 Interpretasi *AI* dan *GI*

Connolly (1999) mengenalkan *Elastic Impedance* untuk melihat hasil inversi pada *far offset*. *EI* adalah fungsi dari α , β , ρ , dan θ . Permasalahan yang timbul dari perumusan ini adalah dimensi dari *Elastic Impedance* yang tidak tetap, dimana dimensi *EI* terus berubah seiring dengan berubahnya nilai sudut yang diberikan sehingga akan sulit membandingkan *EI* pada sudut tertentu dengan *EI* pada sudut yang lainnya.

Whitcombe (2001) merevisi definisi dari *EI* untuk menghilangkan ketergantungan pada dimensi dari sudut θ , dengan menggunakan konstanta normalisasi. Whitcombe et. al. (2000) mengenalkan *Extended Elastic Impedance*, sebagai generalisasi *Elastic Impedance*, yang memungkinkan inversi dapat

dilakukan pada data yang *tuned* baik terhadap litologi ataupun fluida. Selain itu, konsep *gradient impedance (GI)* , diperkenalkan. Perubahan dalam hasil *GI* dalam *gradient reflection coefficient (B)*. *EEI* merupakan fungsi dari α , β , ρ dan χ . *EEI* cenderung sebagai *AI* saat χ cenderung nol, dan *GI* saat χ cenderung 90 derajat. Dimana χ merupakan *mathematical transform*, dapat divisualisasikan sebagai rotasi pada sudut *AIGI crossplot*.

Crossplot antara *AI* dengan *GI* bertujuan memisahkan antara litologi dengan fluida sehingga akan dapat dilihat arah dari proyeksi litologinya dan arah dari proyeksi fluidanya. Selanjutnya dari proyeksi litologi dan proyeksi fluida akan didapatkan sudut *EEI* dari kemiringan masing-masing proyeksi tersebut yang merupakan sudut dimana antara litologi dengan fluida terpisah secara maksimal.

3.6 Tinjauan Umum *Well-logging*

Pekerjaan pengukuran listrik (*electrical logging*) bertujuan untuk mengetahui parameter-parameter fisik dari suatu batuan. Parameter-parameter tersebut dapat diperoleh dari beberapa macam pengukuran tergantung pada parameter fisik yang ingin diketahui. Secara umum *log* elektrik terbagi menjadi :

1. *Log* radioaktif yang terdiri dari *log* sinar *gamma*, *log* neutron dan *log* densitas.
2. *Log* listrik yang terdiri dari *log* tahanan jenis dan *log* spontanous potensial.
3. *Log* sonik
4. *Log* lain seperti *log* dipmeter, *log* temperatur, *log* kaliper.

3.6.1 Log Sinar Gamma (*Gamma Ray*)

Nilai kurva *log Gamma Ray* tergantung dari banyaknya nilai radioaktif yang terkandung dalam suatu formasi batuan. Pada batuan sedimen, batuan yang banyak mengandung unsur radioaktif (K, Th, U) adalah serpih dan lempung. Oleh karena itu, besarnya nilai kurva tergantung dari banyaknya kandungan serpih atau lempung pada batuan.

3.6.2 Log Densitas

Prinsip kerja *log* ini adalah memancarkan sinar gamma energi menengah ke dalam suatu formasi sehingga akan bertumbukan dengan elektron-elektron yang ada. Tumbukan tersebut akan menyebabkan hilangnya energi sinar gamma yang kemudian dipantulkan dan diterima oleh detektor yang akan diteruskan untuk direkan ke permukaan. Hal ini mencerminkan fungsi dari harga rata-rata kerapatan batuan. Kegunaan dari *log* densitas yang lain adalah menentukan harga porositas batuan, mendeteksi adanya gas, menentukan densitas batuan dan hidrokarbon serta bersama-sama *log* neutron dapat digunakan untuk menentukan kandungan lempung dan jenis fluida batuan.

3.6.3 Log Sonik

Log sonik adalah *log* yang bekerja berdasarkan kecepatan rambat gelombang suara. Gelombang suara yang dipancarkan ke dalam suatu formasi kemudian akan dipantulkan kembali dan diterima oleh penerima. Waktu yang dibutuhkan gelombang suara untuk sampai ke penerima disebut *interval transit time*. Besarnya selisih waktu tersebut tergantung pada jenis batuan dan besarnya

porositas batuan sehingga *log* ini bertujuan untuk mengetahui porositas suatu batuan dan selain itu juga dapat digunakan untuk membantu interpretasi data seismik, terutama untuk mengkalibrasi kedalaman formasi. *log* ini bertujuan untuk menentukan jenis batuan terutama evaporit. Pada batuan yang sarang maka kerapatannya lebih kecil sehingga kurva *log* sonik akan mempunyai harga besar seperti pada serpih organik atau *lignit*. Apabila batuan mempunyai kerapatan yang besar, maka kurva *log* sonik akan berharga kecil seperti pada batugamping.

3.6.4 Neutron Porosity (NPHI)

Log NPHI tidak mengukur porositas secara langsung, tetapi bekerja dengan cara memancarkan partikel partikel neutron energi tinggi kedalam formasi batuan. Partikel-partikel neutron ini bertumbukan dengan atom-atom pada batuan sehingga mengakibatkan hilangnya energi dan kecepatan partikel tersebut. Partikel yang telah kehilangan energi tersebut kemudian akan dipantulkan kembali dan diterima oleh detektor dan direkam kedalam *log*. Untuk mendapatkan nilai porositas sebenarnya, *log NPHI* harus dibantu dengan *log* lainnya seperti densitas. Persamaan (3.23) memperlihatkan formula untuk menentukan porositas.

$$\phi_e = \frac{(NPHI + RHOB)}{2}$$

(3.23)

Dimana:

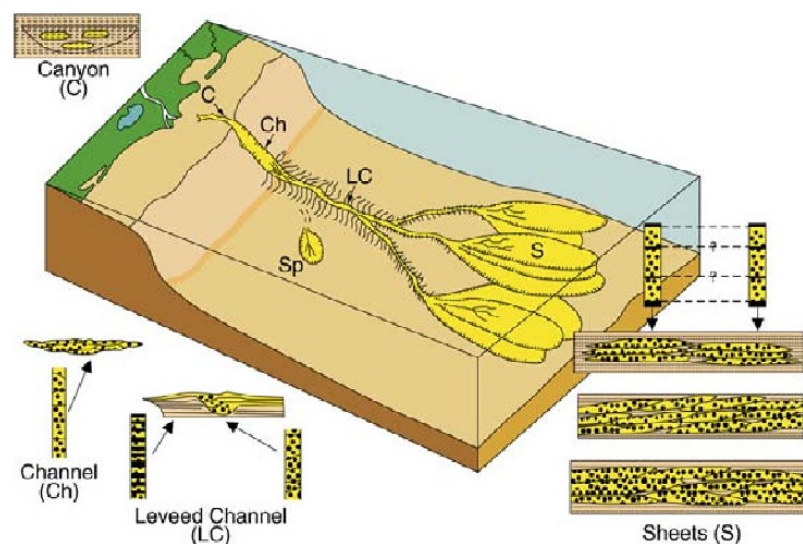
ϕ_e : Porositas efektif

NPHI : Neutron Porosity

RHOB : Bulk Density

3.7 Sistem Lingkungan Pengendapan Laut Dalam

Pendefinisian secara geologi dari proses pengendapan laut dalam adalah sedimen klastik yang tertransport sampai diluar batas *shelf are* oleh suatu proses arus gravitasi dan terendapkan di *continental slope* dan didalam *basin* itu sendiri. Sediment ini kemudian terkubur dan menjadi bagian dari isi *basin/basin fill* (Slatt, 2007). Dari definisi geologi diatas, dapat disimpulkan bahwa proses yang dominan dari lingkungan pengendapan laut dalam adalah proses gravitasi. Dalam pengertian geologi sendiri, pengendapan yang dipengaruhi oleh proses gravitasi tersebut didominasi oleh suatu proses yang disebut pengendapan *turbidite*.



Gambar 3.18 Diagram skema dari sistem pengendapan laut dalam (Bouma, 2000)