

BAB III

TEORI DASAR

Untuk mempelajari dan memahami tentang metode identifikasi reservoir *Extended Elastic Impedance* sebelumnya kita harus mengetahui dan memahami beberapa metode yang berkaitan untuk mendapatkan model *Extended Elastic Impedance* yang kita inginkan. Metode yang dilakukan untuk mendapatkan pemodelan ini terdiri dari AVO, EEI itu sendiri dan Inversi. Kita perlu memahami AVO karena untuk mendapatkan model EEI kita harus mengetahui besaran Intercept dan Gradient, kemudian kita harus memahami tentang teori *Extended Elastic Impedance* itu sendiri dimana EEI merupakan perluasan dari metode *Elastic Impedance*. Dan untuk membuat pemodelan geologi kita perlu memahami konsep inversi.

III.1 AVO (Amplitude versus Offset)

AVO adalah pertambahan atau perubahan amplitudo terhadap pertambahan jarak antara sumber ke penerima atau Offset source ke receiver apabila gelombang seismic dipantulkan oleh lapisan berisi gas. Jarak Offset berkaitan langsung dengan sudut datang gelombang seismic terhadap lapisan pemantul, makin jauh Offset, maka makin besar sudut datangnya.

Analisa AVO bertumpu pada anomali amplitudo, yaitu bertambahnya amplitudo sinyal terpantul terhadap Offset, akan tetapi ada batas maksimum dari Offset yang tidak boleh dilewati, yaitu Offset yang sesuai dengan sudut kritis. Diatas sudut kritis tingkah laku amplitudo sinyal terpantul tidak sesuai dengan pedoman AVO (Munadi, 1993).

Cepat rambat gelombang seismic terutama gelombang transversal atau gelombang S (V_s) turun secara drastis dalam batuan berpori yang mengandung fluida (terutama gas). Perbandingan cepat rambat antara gelombang longitudinal atau gelombang P (V_p) dan gelombang Transversal (V_s) masuk dalam suatu besaran Poisson's Ratio.

$$\sigma = \frac{(V_P / V_S)^2 - 2}{2[(V_P / V_2)^2 - 1]} \quad (3-1)$$

Persamaan yang menghubungkan variasi amplitudo sebagai fungsi Offset yang tergantung dari harga kecepatan gelombang P dan gelombang S, Poisson's ratio dan densiti dalam analisa AVO mengacu pada persamaan Shuey yang di modifikasi oleh Hiltermann (1990). Untuk kondisi yang sebenarnya, yaitu keadaan sudut datang tidak sama dengan 0 ($\theta \neq 0$), harga koefisien refleksi cukup rumit. Knott (1899) dan Zoeppritz (1919) membuat persamaan untuk kondisi pada sudut datang tidak normal.

$$r_1 = \frac{\rho_{i-1}\alpha_{i-1} - \rho_i\alpha_i}{\rho_{i-1}\alpha_{i-1}} = \frac{Z_{i-1} - Z_i}{Z_{i-1} + Z_i} \quad (3-2)$$

Jika sinar seismik melewati batas lapisan pada sudut datang tidak sama dengan nol dengan geometri penembakan common shot, maka akan terjadi konversi gelombang P menjadi gelombang S dan koefisien refleksi menjadi fungsi kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S, dan densitas masing-masing lapisan. Dengan demikian dapat diturunkan 4 kurva : amplitudo refleksi gelombang P, amplitudo transmisi gelombang P, amplitudo refleksi gelombang S, amplitudo transmisi gelombang S. Variasi amplitudo terhadap *offset* melibatkan parameter fisis *Poisson's ratio*, yang berhubungan dengan rasio gelombang P terhadap gelombang S.

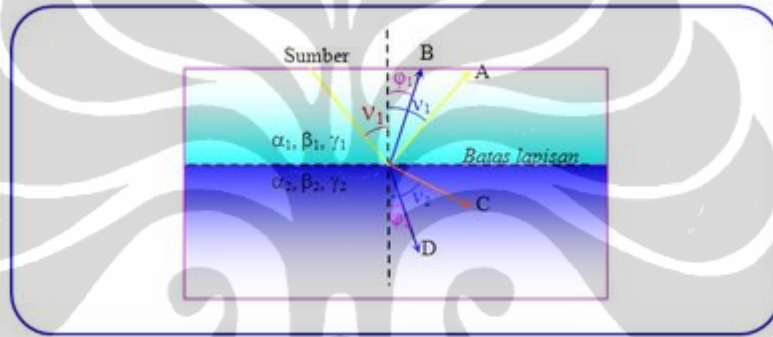
$$\sigma = \frac{(\alpha / \beta)^2 - 2}{2(\alpha / \beta)^2 - 2} \quad (3-3)$$

Secara teori Poisson's ratio memiliki harga antara 0 sampai 0,5 dimana 0 untuk gas dan 0,5 untuk liquid. Dari persamaan (3-4), terlihat bahwa ketika Poisson's ratio mendekati 0,5 maka rasio kecepatan α/β menuju tak terhingga. Hal ini terjadi karena kecepatan gelombang S = 0 jika melewati fluida. Sebaliknya rasio kecepatan $\alpha/\beta = 0$ jika Poisson's ratio = 0. Schoenberg menyarankan bahwa parameter yang dapat digunakan untuk menyederhanakan transformasi dari kecepatan ke Poisson's ratio adalah $\gamma = (\alpha/\beta)^2$, pada

$$\sigma = \frac{\gamma - 2}{2\gamma - 2} \text{ dan } \gamma = \frac{2\sigma - 2}{2\sigma - 1} \quad (3-4)$$

Bentuk akhir dari persamaan Zoeppritz ditunjukkan pada persamaan (3-5) dimana berhubungan dengan jejak gelombang pada di bawah ini.

$$\begin{bmatrix} Rp \\ Rs \\ Tp \\ Ts \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_1 & -\cos \theta_1 & \sin \theta_2 & \cos \theta_1 \\ \cos \theta_2 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \cos 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\theta_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{S1}^2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos 2\theta_2 & \frac{\rho_1 V_{S1}^2}{\rho_2 V_{S2}} \sin 2\theta_2 \\ -\cos 2\theta_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin 2\theta_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sin \theta_1 \\ \cos \theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\theta_1 \end{bmatrix} \quad (3-5)$$



Gambar 3.1. Perjalanan gelombang terhadap kecepatan (Ensiklopedia Seismik Online)

Persamaan Zoeppritz dapat secara baik menurunkan nilai amplitude refleksi gelombang P sebagai fungsi sudut datang, tetapi tidak memberikan hubungan dari amplitude yang memiliki hubungan dengan berbagai parameter fisika. Maka Aki-Richard melakukan penyederhanaan dengan cara linearisasi dalam tiga bentuk utama, yaitu berhubungan dengan V_p , densitas dan V_s

$$R(\theta) = a \frac{\Delta V_p}{V_p} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (3-6)$$

Wiggins melakukan penyederhanaan kembali dari persamaan Aki-Richard dengan menuliskan persamaan kedalam tiga parameter, A, B dan C. Persamaan ini dapat lebih mudah untuk menganalisa AVO

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (3-7)$$

$$A = R_p = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad (3-8)$$

$$B = \text{Gradien} = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left[\frac{V_s^2}{V_p^2} \right] \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \left[\frac{V_s^2}{V_p^2} \right] \frac{\Delta \rho}{\rho} \quad (3-9)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta \rho}{V_p} \quad (3-10)$$

“A” merupakan nilai koefisien refleksi gelombang P pada sudut normal. Besarnya A dipengaruhi oleh kecepatan gelombang P (V_p) dan densitas (ρ). Parameter A biasa juga disebut sebagai Intercept. “B” merupakan gradient yang dikalikan dengan factor $\sin^2\theta$, yang menunjukkan perubahan nilai koefisien refleksi untuk setiap sample waktu sebagai fungsi offset. Nilai parameter B ini atau gradient inilah yang menunjukkan anomaly AVO. Besarnya parameter B ini sangat dipengaruhi oleh kecepatan gelombang P (V_p), kecepatan gelombang S (V_s) dan densitas (ρ) dari masing-masing lapisan. “C” merupakan kurvatur, besarnya nilai kurvatur dipengaruhi oleh kecepatan gelombang P (V_p) saja. Kurvatur ini dikalikan dengan $\sin^2\theta \tan^2\theta$ dan tidak memiliki efek yang besar dalam analisa AVO pada sudut datang kurang dari 30° .

Shuey juga menuliskan persamaan Aki-Richard ke dalam tiga parameter, yaitu parameter Kecepatan gelombang P (V_p), kecepatan gelombang S (V_s) dan Piosson's ratio (σ). Nilai Poisson's ratio akan menjadi gradient dari respon amplitude terhadap offset.

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2}{2 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2} \quad (3-11)$$

Poisson's ratio dapat dihitung dengan menggunakan persamaan

$$\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2) / 2 \text{ dan } \Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad (3-12)$$

$$A_o = B_o - 2(1 + B_o) \frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma} \quad (3-13)$$

$$B_o = \frac{\Delta V_p / V_p}{\Delta V_p / V_p + \Delta \rho / \rho} \quad (3-14)$$

$$R(\theta) = R_p + \left(R_p A_o + \frac{\Delta \sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (3-15)$$

Persamaan ini sebenarnya sama dengan persamaan Wiggins, hanya berbeda dalam penulisan bentuk gradientnya. Gradien AVO lebih dikontrol oleh poisson's ratio, penurunan nilai poisson's ratio berarti nilai gradientnya negative sedangkan untuk peningkatan poisson's ratio akan memiliki gradient positif.

Shuey menuliskan gradient AVO sebagai

$$B = \left(R_p A_o + \frac{\Delta \sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \quad (3-16)$$

Pada saat $\tan^2 \theta = \sin^2 \theta$ maka persamaan diatas akan linier pada $\sin^2 \theta$

$$R(\theta) = R_p + B \sin^2 \theta \quad (3-17)$$

Persamaan Zoeppritz dan Shuey sangat bergantung dengan sudut datang gelombang seismik, sedangkan data seismik terekam dalam domain offset, sehingga perlu dilakukan transformasi dari domain offset ke domain sudut datang.

Transformasi offset terhadap sudut dapat dihitung dengan persamaan

$$\tan \theta = \frac{X}{2Z} \quad (3-18)$$

dengan θ = incidence angle

X = offset

Z = depth

Jika kecepatan zone target diketahui maka persamaannya akan berubah menjadi

$$Z = \frac{V \cdot t_o}{2} \quad (3-19)$$

$$\tan \theta = \frac{X}{V \cdot t_o} \text{ atau } \theta = \arctan(X / V \cdot t_o) \quad (3-20)$$

AVO terdiri dari beberapa atribut yang sangat berguna dalam peningkatan interpretasi dan evaluasi reservoir. Beberapa atribut yang diturunkan dari AVO prosesi antara lain

1. Intercept (A), merupakan amplitudo pada zero offset yang merupakan fungsi dari impedansi akustik dan berhubungan dengan koefisien refleksi.
2. Gradien (B), merupakan perubahan nilai koefisien refleksi untuk setiap sample waktu sebagai fungsi dari sudut datang (θ). Nilai gradien akan menggambarkan perubahan V_p , V_s , ρ dan poisson's ratio yang mengindikasikan fluida pengisi rongga.
3. $A*B$, merupakan perkalian atribut intercept dengan gradien yang sangat berguna dalam penentuan batas atas dan bawah batuan yang berisi hidrokarbon. Jika pertambahan amplitudo absolut terhadap kenaikan offset yang ditandai dengan perkalian yang positif itu artinya indikasi adanya gas dalam reservoir.
4. Reflektivitas P (R_p) dan Reflektivitas S (R_s). Atribut AVO ini diturunkan dari hubungan V_p dan V_s . Khusus untuk kasus gas R_p dan R_s dapat di estimasi dari harga V_p , V_s , dan ρ . Didapat persamaan

$$R_p = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad R_s = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad (3-21)$$

5. Parameter Lamé, Lamda-Mu-Rho (LMR). Lamda-Rho dan Mu-Rho merupakan parameter Lamé yang diperoleh dari inversi AVO (Amplitude Versus Offset) yang berguna untuk mempertajam identifikasi zona reservoir [Goodway et al., 1997]. Lamda-Rho dan Mu-Rho diturunkan dari persamaan reflektivitas impedansi gelombang P dan S [Fatti et al., 1994]. Berikut turunan persamaan Fatti untuk Lamda-Rho dan Mu-Rho.

$$R = \frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \frac{\Delta I_p}{I_p} - 4 \left(\frac{V_p}{V_p} \sin^2 \theta \right) \quad (3-22)$$

$$\frac{\Delta I_p}{I_p} = \text{Reflektivitas impedansi gelombang P}$$

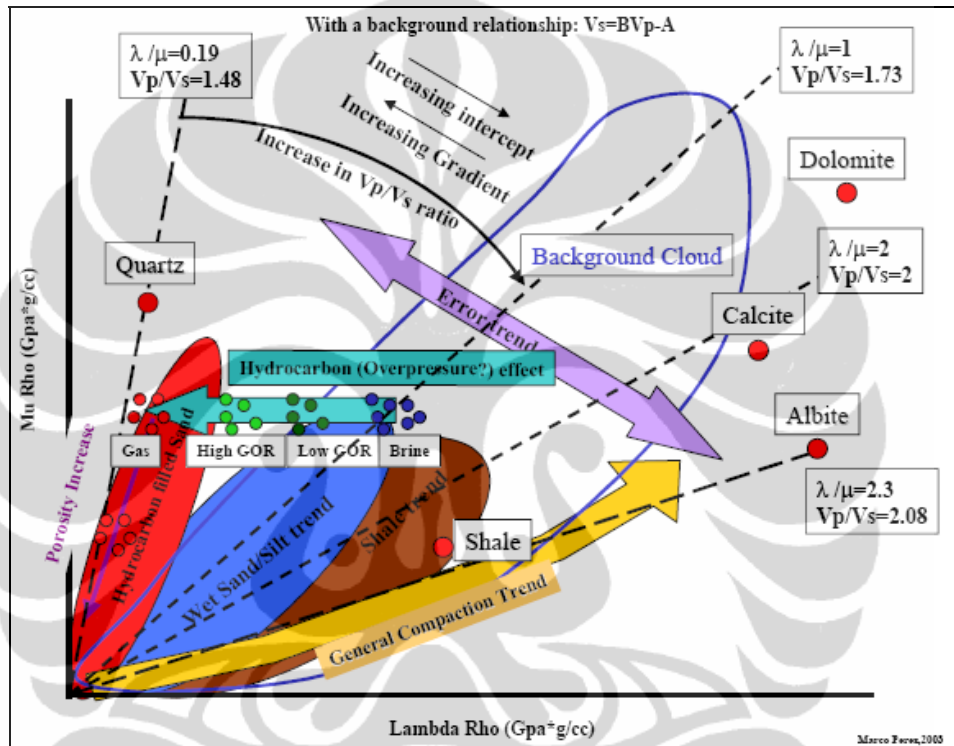
$$\frac{\Delta I_p}{I_p} = \text{Reflektivitas impedansi gelombang S}$$

V_p / V_s diestimasi dari sonic log dipole

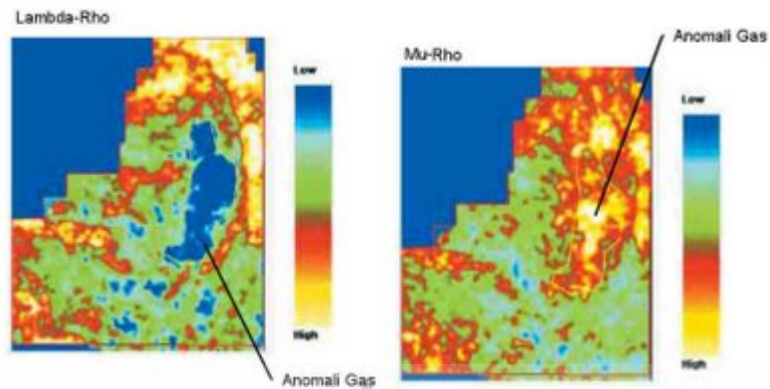
$$\lambda \rho = I_p^2 - 2I_s^2 \text{ Lambda-Rho parameter}$$

$$\mu \rho = I_s^2 \text{ Mu-Rho parameter}$$

ρ Densitas



Gambar 3.2. Crossplot Lambda-Mu-Rho dengan klasifikasi parameter lame (kombinasi dari Goodway,2001, Downton, 2000)



Gambar 3.3. Time slice Lamda-Rho dan Mhu-Rho (Ensiklopedia Seismik Online)

Gambar diatas menunjukkan zona gas dengan Lambda-Rho yang rendah (biru) dan Mu-Rho yang tinggi (merah dan kuning) (Agus Abdullah, Ensiklopedia Seismik Online).

III.2 Elastic Impedance

Besaran perubahan Bulk Modulus K dan Shear Modulus μ , dan Density ρ dapat dikatakan merupakan parameter AVO A, B, dan C sebagai persamaan yang dikemukakan oleh Aki dan Richards (1980). Kegunaan Shear Modulus dan Lamé Constant, λ atau $\mu\rho$ dan $\lambda\rho$ sebagai indikator penting dalam penentuan litologi dan fluida. Semua pekerjaan ini diformulasikan dalam resistivity domain. Connolly (1999) memperkenalkan elastik impedanse (EI) sebagai akustik impedanse di perumum (AI) untuk sudut insiden yang tidak normal. Connolly menjabarkan persamaan Zoeppritz menggunakan parameter umum A, B, dan C:

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (3-23)$$

Dimana θ adalah rata-rata sudut insiden dan transmisi pada permukaan bidang refleksi. Connolly menunjukkan rumus turunan ke dua EI dapat dijabarkan sebagai fungsi yang simpel V_p , V_s , dan density (α , β , γ):

$$EI(\theta) = \alpha^a \beta^b \rho^c \quad (3-24)$$

$$a = (1 + \sin^2 \theta)$$

$$b = -8K \sin^2 \theta$$

$$c = (1 - 4K \sin^2 \theta)$$

K konstan, biasanya diatur menjadi nilai rata-rata dari $(\beta/\alpha)^2$ pada zone yang menjadi interest.

Fungsi EI sekarang ini di modifikasi dengan memperkenalkan konstanta α_0 , β_0 dan ρ_0 dimana persamaan variabel dimensi dihilangkan dan memberikan fungsi EI yang mengembalikan nilai impedansi menjadi normal untuk semua sudut:

$$EI(\theta) = \alpha_o \rho_o \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_o} \right)^a \left(\frac{\beta}{\beta_o} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_o} \right)^c \right] \quad (3-25)$$

Pekerjaan ini berkaitan dengan formulasi reflektivty domain dengan konsep EI dan EI dapat diperbesar untuk mengidentifikasi fluida dan litologi, (Whitcombe, Connolly, Reagan, 2002). Dong (1996) menunjukkan persamaan Zoeppritz sebagai berikut:

$$\Delta_K = \frac{(3A + B + 2C)\alpha^2 \rho}{1.5} \quad (3-26)$$

Dimana Δ_K adalah perubahan Modulus Bulk didepan bidang refleksi. Shuey (1985) meneliti ratio C/A dan parameter ini berada antara 0 dan 1. Dijelaskan C/A sebagai f. Harga f = 0.8. Selain mencari C secara langsung, lebih dulu menggantikannya dengan fA dan memilih harga f yang cocok dengan properti batuan pada suatu daerah.

Dengan substitusi dan pembagian dari kedua bagian persamaan tersebut oleh k, rata-rata modulus bulk didepan bidang refleksi dapat mendeterminasi modulus bulk reflektivty R_k:

$$R_K = \left(\frac{\Delta_K}{2K} \right) = \left(A + \frac{B}{3 + 2f} \right) \left(\frac{3 + 2f}{3 - 4K} \right) \quad (3-27)$$

Pada tahap pertama kita dapat mengetahui bentuk persamaan AVO order 1,

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta \quad (3-28)$$

$$\sin^2 \theta = \frac{1}{3 + 2f} \quad (3-29)$$

$f = 0.8$ dihasilkan dari $\sin^2 \theta_k = 0.22$ atau $\theta_k = 28^\circ$. Harga R_k kira-kira proporsional dengan $R(28^\circ)$. $f = 0.0$ dan $f = 1.0$ menghasilkan $\sin^2 \theta_k$ dari 0.33 dan 0.2 (sama dengan $\theta_k 35^\circ$ dan 26°)

Pada tahap persamaan kedua dapat dilihat dari faktor skala. Jika K dan f konstan pada interval, maka pada tahap ini akan konstan. Untuk nilai tertentu $f = 0.8$ dan $K = 0.25$, faktor skalanya sama dengan 2.3.

Reflektiviti berasosiasi dengan log modulus bulk yang dapat didapat sebagai Proyeksi skala AVO.

Lame's Constant:

$$\Delta\lambda = (2A + B + C)\alpha^2\rho \quad (3-30)$$

Membagi kedua bagian persamaan ini oleh λ , *average lame constant didepan bidang refleksi, sehingga dapat mendeterminasi lame constant reflectivity R_λ* :

$$R_\lambda = \left(\frac{\Delta\lambda}{2\lambda}\right) = \left(A + \frac{B}{2+f}\right)\left(\frac{2+f}{3-4K}\right) \quad (3-31)$$

Penelitian fluida yang mendapatkan gambaran lebih baik pada far offset dan persamaan elastic impedance dapat membawa impedance yang proporsional menjadi Modulus Bulk dan Lame Constant.

Untuk gambaran litologi, kita mengacu pada Shear Modulus μ . Hal ini menarik karena pada batuan yang mengikuti teori Gassmann's (1951) mengasumsikan bahwa Shear Modulus akan tidak terikat oleh isi fluida.

Dong (1996):

$$\Delta\mu = \frac{(C - B)\alpha^2\rho}{2} \quad (3-32)$$

Membagi kedua bagian persamaan dengan μ , rata-rata Shear Modulus didepan bidang interferensi, sehingga dapat diketahui Shear Modulus reflectivity, R_μ .

$$R_\mu = \left(\frac{\Delta\mu}{2\mu}\right) = \left(A - \frac{B}{f}\right)\left(\frac{f}{4K}\right) \quad (3-33)$$

III.3 Extended Elastic Impedance

Objektif pada pembahasan EEI ini adalah dalam menyatakan persamaan reflektivitas yang berhubungan dengan impedansi. Terdapat 2 kesulitan dalam menggunakan elastisitas impedansi. Yaitu kebutuhan $[\sin^2\theta]$ untuk diperbesar melebihi satuan, dan harga reflektivitas dapat memperbesar satuan seperti meningkatkan $\sin^2\theta$. Tidak ada kontras impedansi yang dapat memberikan peningkatan pada harga reflektivitas yang lebih besar daripada satuan. Ini berarti $[\sin^2\theta]$ akan sampai dan melewati harga satuan, log elastisitas impedansi akan meningkat.

Untuk mengganti kesulitan ini, kita membuat 2 perubahan pada pengertian elastisitas impedansi. Pertama mengganti $\sin^2\theta$ dengan $\tan \chi$, sehingga persamaan akan menjadi tidak berhingga menjadi lebih baik dibanding dengan batas 0 – 1 dari $\sin^2\theta$. Kita juga mendefinisikan reflektivitas menjadi reflektivitas normal dan dikalikan dengan $\cos x$ yang dapat memastikan reflektivitas tidak memiliki satuan.

Persamaan Zoeppritz

$$R = A + B \tan x \quad (3-34)$$

$$R = \frac{(A \cos x + B \sin x)}{\cos x} \quad (3-35)$$

$$R_s = R \cos x \quad (3-36)$$

$$R_s = A \cos x + B \sin x \quad (3-37)$$

$$EEI(x) = \alpha_o \rho_o \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_o} \right)^p \left(\frac{\beta}{\beta_o} \right)^q \left(\frac{\rho}{\rho_o} \right)^r \right] \quad (3-38)$$

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

$$q = -8K \sin x$$

$$r = (\cos x - 4 \sin x)$$

Persamaan tersebut diatas disebut persamaan Extended Elastic Impedance.

Skala reflektivitas memiliki properti yang kisarannya dari harga A pada $x = 0^\circ$ sampai harga B pada $x = 90^\circ$. EEI sama dengan $x = 0^\circ$ dan AI pada $x = 90^\circ$. EEI akan

memiliki hubungan dengan B, dimana mengacu pada EEI ($x = 90^\circ$) sebagai gradient impedance atau GI.

$$AI_o = \alpha_o \rho_o \quad (3-39)$$

$$EEI(x) = AI_o \left[\left(\frac{AI}{AI_o} \right)^{\cos(x)} \left(\frac{GI}{AI} \right)^{\sin(x)} \right] \quad (3-40)$$

Modulus bulk dan parameter lame keluar dari EEI dengan harga χ dari 10° - 30° , dan shear modulus keluar pada kisaran harga χ (-30°) - (-90°). Area ini menjadi awal yang baik untuk meengetahui fungsi impedansi fluida dan litologi. Satu cara untuk mencari fungsi EEI adalah dengan memaksimalkan korelasi antara kurva EEI dan kurva target, seperti saturation water Sw atau Gamma pada kisaran harga χ . (Whitcombe, Connolly, Reagan, 2002).

III.4 Seismik Inversi

Seismik inversi adalah proses pemodelan geofisika yang dilakukan untuk memprediksi informasi sifat fisis bumi berdasarkan informasi rekaman seismik yang diperoleh. Upaya inversi merupakan kebalikan (inverse) dari upaya pengambilan data seismik (forward modeling). Sebagaimana yang kita ketahui forward modeling adalah operasi konvolusi antara wavelet sumber dengan kontras impedansi akustik bumi (koefisien refleksi). Proses inversi merupakan proses pembagian rekaman seismik terhadap wavelet sumber yang diprediksi. Impedansi akustik merepresentasikan sifat fisis internal batuan sedangkan rekaman seismik merepresentasikan batas batuan. Pemilihan wavelet yang diprediksi pada proses inversi merupakan prosedur yang sangat penting, sifat wavelet yang diprediksi mencerminkan horizon yang menjadi target.

Terdapat tiga metode yang dapat diterapkan dalam inverse seismic, yaitu

1. Metode Inversi Rekursif
2. Metode Inversi Model Based
3. Metode Inversi Spare Spike

III.4.1. Metode Inversi Rekursif

Metode Inversi rekursif merupakan metode yang paling simple. Seismik data diasumsikan sama dengan model pada persamaan dibawah ini

$$RC_1 = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_{i+1}V_{i+1}}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_{i+1}V_{i+1}} = \frac{AI_{i+1} - AI_{i+1}}{AI_{i+1} + AI_{i-1}} \quad (3-41)$$

Dan inverse menggunakan persamaan inverse

$$AI_{i+1} = AI_1(1 + RC_1)/(1 - RC_1) \quad (3-42)$$

Untuk kasus pada layer tertentu menggunakan persamaan

$$A_n I = A_1 I \prod_{i=1}^{n-1} \left[\frac{1 + RC_1}{1 - RC_1} \right] \quad (3-43)$$

Metode ini mengabaikan efek wavelet seismic dan memperlakukan trace seismic sebagai RC yang di filter dengan wavelet zero phase. Metode inverse rekursif ini juga mengasumsikan skala absolute harga RC adalah benar. Karena persamaan diaplikasikan secara rekursif dari atas sampai bawah, error akan diakumulasikan. Noise pada trace seismic akan diinterpretasikan sebagai refleksi dan ikut serta dalam inverse.

III.4.2. Metode Inversi Model Based

Dalam melakukan inverse dengan metode ini perlu dibuat initial model dengan merata-ratakan harga AI sesuai ukuran bloknya. Melakukan konversi AI menjadi reflektiviti dan mengkonvolusikan dengan wavelet untuk merecord trace model sintetik. Mengurangi trace seismic sintetik dari data trace seismic aslinya untuk mengetahui error trace nya. Atur parameter dalam analisa inverse ini untuk mendapatkan hasil yang paling baik. Metode inverse Model Based ini cukup baik dalam menginterpretasikan lapisan batuan yang tipis.

III.4.3. Metode Inversi Spare-Spike

Metode inverse ini hanya mempertimbangkan spike yang besar. Metode ini menempatkan spike yang besar dengan melakukan pengecekan trace seismic. Reflektiviti merekonstruksi satu spike masing-masing setiap waktu. Spike ditambahkan sampai model trace akurat. Metode Inversi Spare-Spike menggunakan parameter yang sama dengan Metode Inversi Model Based.

