

ANALISIS SEISMOGRAM HASIL PEMODELAN DENGAN METODE BERKAS GAUSS

Alexander Pakiding

Prodi Pendidikan Matematika Fakultas Keguruan dan Ilmu Pendidikan,
Universitas Kristen Indonesia Toraja
Email ; alex_pakiding@yahoo.com

ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian terhadap seismogram yang diperoleh dari pemodelan dengan metode berkas Gauss. Dari penelitian diketahui bahwa seismogram yang diperoleh dapat memperlihatkan sifat-sifat pada batuan seperti adanya atenuasi gelombang, kerapatan dan pengaruh beberapa parameter seismik. Dengan pemodelan, nilai parameter dapat diubah-ubah kemudian mengamati perubahan yang terjadi pada seismogram yang dihasilkan. Dalam penelitian ini digunakan metode pengambilan data dengan zero-offset dan non zero-offset (common souce). Dengan demikian pemodelan dengan Metode Berkas Gauss baik digunakan untuk mempelajari pengaruh parameter-parameter seismik dan sifat fisis batuan untuk melatih kepekaan melihat dan meninterpretasi data seismik sehingga hasil interpretasi dapat menjadi lebih baik. Dengan menggunakan script sudiff pada Seismic Unix (SU) resolusi vertikal seismogram dapat ditingkatkan. Dalam penelitian ini telah dicoba hingga ketebalan 1 m dan masih memberikan resolusi yang baik.

Kata kunci : Seismic Unix (SU), Model, parameter batuan dan berkas Gauss, Seismogram, Analisis.

A. PENDAHULUAN

1. Latar Belakang

Interpretasi data seismik merupakan proses yang penting dalam bidang eksplorasi minyak dan gas. Namun harus disadari bahwa interpretasi data seismik tidak mudah karena untuk sampai kepada suatu kesimpulan diperlukan proses yang panjang dan kemungkinan terjadinya kesalahan sepanjang proses tersebut sangat besar.

Untuk menjadi interpreter yang baik diperlukan pengalaman dan pemahaman yang baik tentang sifat-sifat fisis lapisan batuan bumi, penalaran gelombang dan beberapa parameter

yang berpengaruh terhadap hasil rekaman seismik (seismogram) yang diperoleh.

Salah satu cara untuk mengembangkan pemahaman kita tentang sifat-sifat fisis lapisan bumi, penalaran gelombang dan parameter-parameter yang mempengaruhinya adalah dengan pemodelan. Dalam pemodelan ini kita dapat dengan bebas mengganti nilai parameter-parameter yang ada sesuai dengan batasan nilai yang dimungkinkan untuk suatu jenis batuan tertentu (berdasarkan nilai yang diberikan oleh beberapa peneliti) kemudian mengamati perubahan yang terjadi pada seismogram sintetik yang dihasilkan.

Dengan demikian kita akan mempunyai kepekaan untuk melihat rekaman seismik (seismogram), mengetahui apa penyebabnya dan bagaimana proses dapat dilakukan untuk mendapatkan seismogram yang mendekati model perangkat yang sebenarnya sehingga diharapkan hasil interpretasi yang dilakukan benar-benar akurat.

2. Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian adalah:

1. Memenuhi persyaratan untuk menyelesaikan Program Magister (S2) Fisika kekhususan Geofisika di Universitas Indonesia.
2. Memahami teori-teori yang berhubungan dengan seismik termasuk aplikasinya di lapangan.
3. Memahami pengaruh beberapa parameter terhadap seismogram sintetik.
4. Mampu menggunakan *software Seismic Unix* (SU) untuk pembuatan Model perangkat dan menampilkan seismogram sistetiknya.

3. Batasan Masalah

Dalam penelitian ini yang dilakukan adalah membangun suatu model perangkat dengan melibatkan beberapa parameter yang dapat berpengaruh terhadap seismogram sintetik yang dihasilkan kemudian mengamati dan menganalisa perubahan yang terjadi pada seismogram dengan mengubah-ubah nilai beberapa parameter yang dimungkinkan. Untuk pembuatan model hingga seismogram digunakan *software Seismic Unix* (SU) yang berbasis Linux.

4. Sarana Penelitian

Selama Penelitian sarana yang dimanfaatkan adalah:

1. Perpustakaan Program Pascasarjana (S2) Fisika UI
2. Laboratorium Komputer Program Pascasarjana (S2) Fisika UI dan komputer pribadi

B. TINJAUAN PUSTAKA

1. Gelombang

Gelombang secara umum didefinisikan sebagai fenomena perambatan gangguan (usikan) dalam medium sekitarnya. Berdasarkan frekuensinya gelombang dapat dibedakan atas beberapa bagian antara lain; gelombang radio, gelombang radar, gelombang seismik dan lain-lain.

1.1 Gelombang Seismik

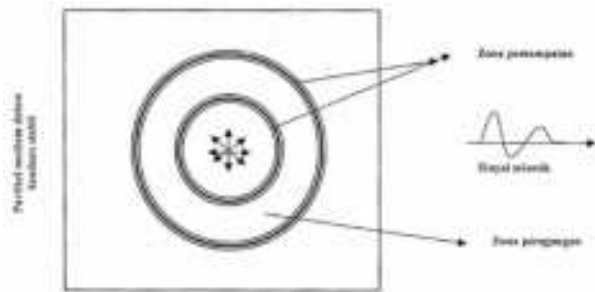
Gelombang seismik adalah gelombang mekanik yang muncul karena adanya gempa. Gelombang seismik juga disebut gelombang elastik karena isolasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan (gradient stress) melawan gaya elastik.

1.2 Sumber Gelombang Seismik

Karena kebutuhan dan adanya kemajuan teknologi, gelombang seismik yang digunakan dalam seismik eksplorasi tidak lagi mengharapkan gempa bumi yang waktu terjadinya sulit diperkirakan akan tetapi sudah dapat dilakukan dengan menggunakan gelombang seismik buatan. Gelombang seismik buatan ini sangat baik dibandingkan dengan gelombang seismik oleh gempa karena kekuatan, lokasi, frekuensi dan waktu penggunaannya dapat disesuaikan dengan kebutuhan di lapangan. Beberapa sumber gelombang seismik buatan antara lain: dinamit, benda jatuh, *air gun*, *water gun*, *vaporchoe*, *boomer*, *sparker* atau *vibroseis*. Kesemua sumber gelombang buatan ini akan membangkitkan gangguan sesaat dan lokal yang kita sebut tegangan (stress).

Gradien tegangan mengakibatkan terganggunya gaya-gaya dalam medium sehingga terjadi pergeseran materi yang menyebabkan deformasi yang dapat berupa pemampatan dan peregangan partikel-partikel medium yang mengakibatkan osilasi tekanan/rapat massa maupun putaran (rotasi)

partikel-partikel medium. Jika mediumnya bersifat elastik sempurna maka setelah deformasi, materi akan kembali ke keadaan semula.



Gambar II.1. Pemampatan dan pengembang partikel-partikel medium akibat adanya sumber usikan (Doktrin, 1979)

Jarak dari pusat lingkaran ke lingkaran pertama atau kedua (radius) adalah sama dengan kecepatan kali waktu penjalaran gelombang ke lingkaran tersebut. Kedua lingkaran yang terlihat pada gambar II.1 di atas juga dapat melukiskan muka gelombang (*wavefront*) yang bersumber dari titik pusat lingkaran. Jika radius lingkaran sangat besar akan tampak muka gelombang yang bisa dianggap membentuk garis lurus. Pada keadaan tersebut muka gelombang yang terbentuk disebut sebagai gelombang bidang (*plane wave*).

Kurva osilasi yang bentuknya mirip sinusoidal terpotong dinamakan sinyal seismik (seismik wavelet). Secara umum wavelet terdiri atas 2 jenis yaitu *wavelet zero phase* dan *wavelet non zero phase* (*minimum phase*, *maximum phase* dan *mixed phase*). Dalam eksplorasi yang digunakan adalah *zero phase* dan *minimum phase*. *Wavelet zero phase* terdiri dari satu puncak (*peak*) dengan dua lembah (*trough*) dan merupakan wavelet yang ideal karena energinya terkonsentrasi di puncak yang positif sehingga proses konvolusinya dengan koefisien refleksi memberikan posisi reflektor yang bersesuaian dengan puncak wavelet. Gambar II.2a adalah *wavelet zero phase* dimana wavelet Ricker hanya tergantung pada frekuensi dominannya, yaitu nilai amplitudo spectrum frekuensi tertinggi atau untuk daerah waktu yaitu lembah ke lembah.



Gambar II.2. Wavelet (a) Ricker zero phase (b) Minimum phase

Jika spektrum amplitudo wavelet dilebarkan (frekuensi dominannya menjadi lebar) maka wavelet dalam daerah waktu menjadi sempit yang merupakan indikasi adanya peningkatan resolusi (wavelet yang diinginkan). *Wavelet minimum phase* (gambar II.2b) mempunyai ujung paling tajam dan semua gelombang berada dalam waktu positif energinya terkonsentrasi sedekat-dekatnya dengan titik awal wavelet.

1.3 Energi Seismik

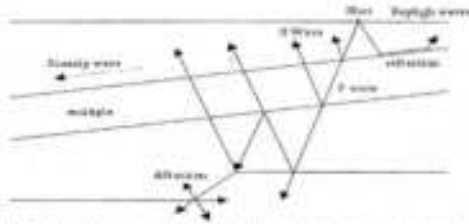
Energy seismik merambat dalam lapisan bumi dalam bentuk gelombang (gelombang seismik). Ini berarti energy berpindah melingkar dan mengganggu partikel-partikel secara periodik.

Secara umum gelombang seismik dapat dikelompokkan dalam 2 tipe bergantung pada perpindahan partikel alami yaitu:

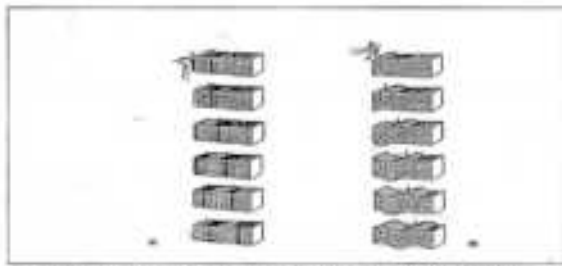
1. Gelombang bodi (Body wave) yang terdiri dari;
 - a. Gelombang longitudinal (Gelombang P) juga disebut gelombang kompresi, yaitu gelombang yang arah getar (osilasi) partikel-partikel medium searah dengan arah perambatan.
 - b. Gelombang transversal (Gelombang S) atau disebut gelombang Shear yaitu arah getar partikel-partikel medium tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang. Gelombang ini dibedakan atas dua yaitu gelombang SV (S Vertikal) dan SH (S Horizontal).
2. Gelombang permukaan; misalnya gelombang *Rayleigh*, gelombang *love* dan lain-lain.

Contoh-contoh gelombang dapat dilihat pada gambar II.3

Perbedaan proses perambatan gelombang P dan S jelas terlihat pada gambar II.4. Gambar II.4a adalah proses untuk membangkitkan gelombang P dengan cara memukul medium dari kiri ke kanan dan penjalaran gelombang P dalam medium. Sedangkan gambar II.4b adalah proses pembangkitan gelombang S yaitu dengan memukul medium dari atas ke bawah dan cara perambatan gelombang dalam medium tersebut.



Gambar II.3. Bentuk-bentuk energi yang dapat dipertama pada suatu eksperimen seismik (Jakubowicz H., 1991)



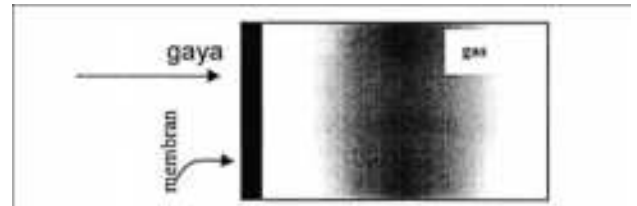
Gambar II.4. Disipli partikel-partikel medium jika udahan diberikan pada suatu medium (Tafelboer dan Subyanta, D., 1999)

Proses yang terjadi ketika gelombang P diberikan pada suatu medium secara detail dapat dilukiskan sebagai berikut (Lihat Gambar II.5).



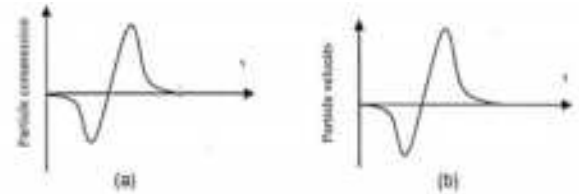
Gambar II.5. (a) Grafik antara percepatan terhadap waktu (b) Perpindahan partikel-partikel dalam gas karena masuknya energi ke dalam media tersebut

Jika sebuah gaya diberikan secara merata pada membran kearah gas, maka akan mengakibatkan pergeseran yang merupakan fungsi waktu seperti terlihat pada grafik berikut (Gambar II.6).



Gambar II.5. Penjalaran gelombang P dari membran ke gas (Jakubowicz H., 1991)

Perambatan gelombang dalam gas adalah sebagai berikut (Gambar II.7).



Gambar II.7. (a) Kompresi partikel – partikel gas (b) Ukuran kuantitas yang menunjukkan posisi energi yang selalu berubah terhadap waktu

Oleh karena energy ditransmisikan lewat interaksi antara partikel disekitarnya maka gelombang dapat merambat secara kontinu dan tidak mungkin energy gelombang melompat dari suatu medium ke medium lain.

1.4 Kecepatan Penjalaran Gelombang Seismik

Kecepatan penjalaran gelombang seismik secara alami bergantung pada karakteristik fisika medium. Kecepatan perambatan gelombang P dan gelombang S pada medium mampat diberikan oleh (Munadi S., 2000)

$$V_p = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \tag{II.1}$$

dan

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{II.2}$$

Dengan; k = modulus bulk

μ = rigiditas modulus

ρ = densitas

Modulus bulk (k) adalah ukuran tingkat dimana suatu medium dapat bertahan terhadap perubahan volume jika sebuah gaya diberikan padanya sedangkan rigiditas modulus adalah ukuran tingkat dimana medium dapat bertahan

jika gaya geser (*shearing force*) diberikan padanya. Keduanya menunjukkan kekuatan medium dimana semakin kuat medium kecepatan penjalaran gelombang di dalam medium tersebut semakin besar.

Kecepatan penjalaran gelombang seismik bukan hanya bergantung pada sifat-sifat elastik medium tapi juga pada porositas dan saturasi fluida. Untuk batuan berpori densitasnya dinyatakan sebagai berikut

$$\rho_b = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_m \quad (II.3)$$

dengan;

ρ_b = densitas batuan (bulk density)

ρ_f = densitas fluida

ρ_m = densitas matriks (butiran)

ϕ = pori-pori batuan

Apabila fluida yang mengisi pori adalah hidrokarbon dengan densitas ρ_h , maka

$$\rho_b = \phi\{S_w\rho_w + (1 - S_w)\rho_h\} + (1 - \phi)\rho_m \quad (II.4.a)$$

dengan;

ρ_h = densitas hidrokarbon

ρ_w = densitas air

S_w = saturasi air

S_h = saturasi hidrokarbon

dimana $S_h = 1 - S_w$

Secara empiric (Gardner, 1974);

$$\rho = 0.31 V^{0.25} \quad (II.4.b)$$

Untuk batuan berpori, modulus bulk adalah (Munadi, S., 2000)

$$k = k_d + k_f \frac{\left(1 - \frac{k_d}{k_m}\right)^2}{\left(1 - \frac{k_f}{k_m}\right)\phi + (k_m - k_d)\frac{k_f}{k_m}} \quad (II.5)$$

dengan; k_d = modulus bulk saat kering

k_f = modulus bulk fluida

k_m = modulus bulk matriks

Sehingga persamaan (II.1) dan (II.2) menjadi;

$$V_p = \left[\left\{ \left(k_d + \frac{4}{34}\mu \right) + \frac{k_f \left(1 - \frac{k_d}{k_m}\right)^2}{\left(1 - \frac{k_f}{k_m}\right)\phi + (k_m - k_d)\frac{k_f}{k_m}} \right\} \frac{1}{\rho_b} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (II.6.a)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_m}} \quad (II.7)$$

Persamaan (II.6.a) adalah bentuk lain dari persamaan serupa yang pernah diusulkan oleh

Dominico (1977) yang diformulasikan dalam bentuk ;

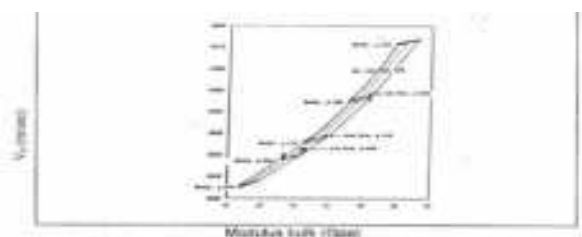
$$V_p = \left[\left\{ \left(\frac{\beta}{C_m} + \frac{3}{4}\mu \right) + \frac{(1 - \beta)}{(1 - \beta - \phi)C_m + \phi C_f} \right\} \frac{1}{\rho_b} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (II.6.b)$$

C_m = kompresibilitas dari matriks

C_f = kompresibilitas dari fluida

$\beta = k_d/k_m$

Visualisasi dari persamaan (II.6.b) yang menunjukkan pengaruh porositas dan saturasi terhadap kecepatan gelombang seismik diperlihatkan pada gambar II.9. Saturasi air sebesar 20% hanya menyebabkan penambahan V_p sedikit tetapi penambahan modulus bulk yang sangat besar (Gpa). Hubungan antara litologi dengan kecepatan gelombang P (V_p) sebagaimana terlihat pada gambar II.8. Bagian yang tumpang tindih sangat besar. Ini mungkin terjadi karena adanya perbedaan antara jenis batuan dan jenis fluida pengisi pori. Melihat hubungan tersebut maka sulit bagi kita untuk menentukan suatu litologi berdasarkan nilai kecepatan penjalaran gelombang P. Bagian tumpang tindih pada gambar II.8 dapat dipersempit dengan mengganti sumbu-sumbu koordinat dengan hubungan rasio Poisson dengan kecepatan penjalaran gelombang P (Gambar II.10). Ini dapat memberi batasan yang jelas terhadap jenis-jenis batuan tertentu dan kandungan fluidanyapun dapat dipisahkan dalam sistem koordinat ini.



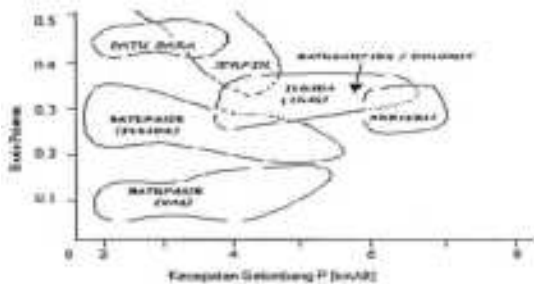
Gambar II.9. Kecepatan gelombang P sebagai fungsi modulus bulk saat kering sebagai nilai porositas dan saturasi air (S_w). (Munadi N., 2000)



Gambar II.8. Hubungan antara litologi dengan kecepatan gelombang (Murni, S., 2000)

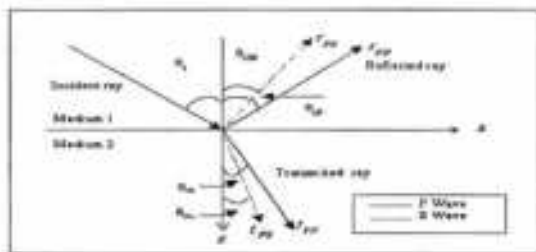
Sifat lain yang sangat penting pada batuan elastis adalah rasio Poisson yaitu perbandingan antara strain longitudinal dan transversal.

$$\sigma = \frac{e_t}{e_l} = \frac{0.5 - (V_s/V_p)^2}{1 - (V_s/V_p)^2} \quad (II.8)$$



1.5 Sinar Seismik

Untuk memudahkan penelusuran penjalaran gelombang seismik dalam struktur bawah permukaan yang lebih kompleks, dipakai sinar seismik (*seismic rays*) yaitu yang didefinisikan sebagai suatu garis yang di semua titik selalu tegak lurus muka gelombang. Sinar seismik mengikuti asas Fermat yaitu lintasan yang ditempuh gelombang adalah lintasan yang memerlukan waktu paling kecil.



Gambar II.11. Refleksi dan transmisi sinar pada bidang batas antara dua medium (Jakubowicz H., 1991)

Untuk bidang horizontal dimana tidak ada variasi kecepatan lateral berlaku persamaan Snellius

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2} \quad (II.9)$$

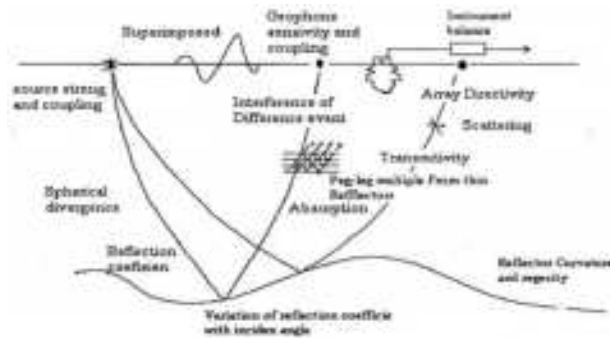
Dengan i = sudut sinar datang
 r = sudut sinar pantul
 V_1 = kecepatan pada medium 1
 V_2 = kecepatan pada medium 2

1.5.1 Refleksi dan Transmisi Gelombang

Sifat-sifat refleksi dan transmisi gelombang pada suatu bidang batas merupakan dasar untuk memahami dan menjawab fenomena perambatan gelombang dalam medium berlapis. Sifat-sifat refleksi dan transmisi merupakan parameter yang sangat berguna dalam pemanfaatan gelombang. Sifat-sifat fisika batuan (petro fisika) dapat dideduksi dari sifat-sifat refleksi bidang batas yang memantulkannya. Batuan berpori memberikan kuat refleksi yang berbeda dibanding dengan batuan mampat.

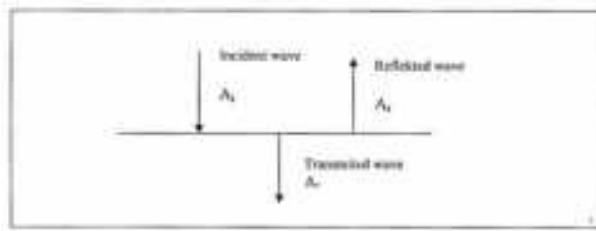
Sifat transmisi juga membawa kandungan informasi yang sangat berharga terutama yang menyangkut fenomena atenuasi dan absorbs gelombang seismik dalam lapisan-lapisan batuan bawah permukaan. Dengan demikian sifat-sifat pantulan dan pembiasan gelombang seismik merupakan informasi yang berguna bukan hanya untuk kepentingan eksplorasi akan tetapi juga untuk kepentingan produksi.

Jika sebuah gelombang datang pada suatu bidang batas antara dua medium yang berbeda maka gelombang tersebut akan mengalami proses pemantulan (refleksi) dan pembiasan (transmisi). Dalam peristiwa ini amplitudo gelombang datang berbeda dengan amplitudo gelombang refleksi dan amplitudo gelombang transmisi. Amplitudo pada data seismik dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti diperlihatkan pada gambar II.12.



Gambar II.12. Beberapa faktor yang berpengaruh terhadap nilai amplitudo (Sheriff, 1975)

Koefisien refleksi dan transmisi gelombang dapat diturunkan dari gambar II.13. Jika gelombang datang tegak lurus pada bidang batas dimana A_i adalah amplitudo gelombang datang, A_r adalah amplitudo gelombang refleksi, A_t adalah amplitudo gelombang transmisi kemudian perbandingan antara A_r dan A_t sebagai koefisien refleksi kemudian A_t dan A_i disebut koefisien transmisi pada permukaan.



Gambar II.13. Amplitudo gelombang yang datang pada bidang batas. (Jakubowicz H., 1991)

Untuk gelombang yang datang tegak lurus bidang reflektor koefisien refleksi dan transmisi yang bergantung pada property medium yang disebut impedansi akustik (I) yang diberikan oleh (Jakubowicz H., 1991)

$$I = \rho V \tag{II.10.a}$$

Untuk medium berlapis

$$I = \rho_k V_k \tag{II.10.b}$$

Dengan ρ adalah kerapatan dan V adalah kecepatan gelombang dalam medium sehingga diperoleh persamaan koefisien transmisi dan refleksi sebagai berikut

$$R_v = \frac{Av_r}{Av_i} = \frac{I_1 - I_2}{I_1 + I_2} \tag{II.11}$$

$$R_d = \frac{Ad_r}{Ad_i} = \frac{I_2 - I_1}{I_1 + I_2} \tag{II.12}$$

dan

$$T_v = \frac{Av_t}{Av_i} = \frac{2I_1}{I_1 + I_2} = 1 + R_v \tag{II.13}$$

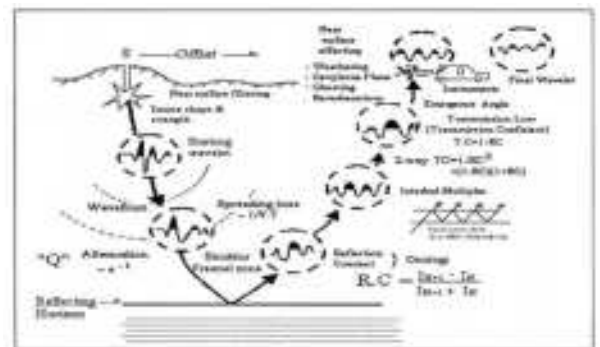
$$T_d = \frac{Ad_t}{Ad_i} = \frac{2I_2}{I_1 + I_2} = 1 + R_d \tag{II.14}$$

Dengan R_v , R_d dan T_v , T_d masing-masing adalah koefisien transmisi dan refleksi yang berhubungan dengan kecepatan partikel-partikel dan I_1 , I_2 masing-masing adalah impedansi medium 1 dan 2.

Dari pengetahuan tentang koefisien refleksi, dapat dihitung respon impuls dari model perlapisan horizontal dengan menggunakan metode Kunetz (Claerbout, 1976). Respon impuls tersebut tidak hanya terdiri dari refleksi primer tetapi juga mungkin semua multiple. Akhirnya konvolusi respon impuls dengan wavelet sumber menghasilkan sintetik seismogram. Konvolusi antara wavelet seismik $w(t)$ dengan impuls $e(t)$ menghasilkan sesismogram $X(t)$

$$X(t) = w(t) * e(t) \tag{II.15}$$

Refleksi gelombang dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti diperlihatkan pada gambar II.14.



Gambar II.14. Faktor-faktor yang mempengaruhi refleksi gelombang (Falsafan dan Subyanti H., 1999)

Perhitungan koefisien refleksi yang melibatkan sudut datang gelombang pada bidang batas seperti diperlihatkan pada gambar II.11 telah dirumuskan dalam persamaan Zoeppritz yang dinyatakan dalam bentuk matriks. Untuk gelombang P dinyatakan dalam persamaan II.16.a sedangkan persamaan II.16.b menyatakan koefisien refleksi dan transmisi jika gelombang

datangnya adalah gelombang S (Munadi, S., 2000).

$$\begin{bmatrix} a \sin \theta_{S1} & -\cos \theta_{S1} & -a \sin \theta_{S1} & -(b^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}} \\ (a^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}} & \sin \theta_{S1} & (c^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}} & -a \sin \theta_{S1} \\ 2 \sin^2 \theta_{S1} - 1 & -2 \sin^2 \theta_{S1} \cos^2 \theta_{S1} & \frac{-2 \sin^2 \theta_{S1} + b^2}{b^2 d} & \frac{-2 \sin^2 \theta_{S1} (b^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}}}{b^2 d} \\ -2 \sin^2 \theta_{S1} (b^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}} & -2 \sin^2 \theta_{S1} + 1 & \frac{-2 \sin \theta_{S1} (c^2 - \sin^2 \theta_{S1})^{\frac{1}{2}}}{b^2 d} & \frac{2 \sin^2 \theta_{S1} - b^2}{b^2 d} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_{SP} \\ t_{SP} \\ t_{SS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -a \cos \theta_{S1} \\ a \sin \theta_{S1} \\ -2 \sin^2 \theta_{S1} \cos \theta_{S1} \\ -2 \sin^2 \theta_{S1} - 1 \end{bmatrix}$$

(II.16.a)

$$\begin{bmatrix} a \sin \theta_{P1} & (1 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}} & -a \sin \theta_{P1} & -(b^2 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}} \\ a \cos \theta_{P1} & a \sin \theta_{P1} & (c^2 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}} & -a \sin \theta_{P1} \\ 2a^2 \sin^2 \theta_{P1} - 1 & -a \sin \theta_{P1} (1 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}} & \frac{-2 \sin^2 \theta_{P1} + b^2}{b^2 d} & \frac{-2a \sin \theta_{P1} (b^2 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}}}{b^2 d} \\ -2a^2 \sin^2 \theta_{P1} \cos \theta_{P1} & -2a^2 \sin^2 \theta_{P1} + 1 & \frac{-2 \sin \theta_{P1} (c^2 - a^2 \sin^2 \theta_{P1})^{\frac{1}{2}}}{b^2 d} & \frac{2a^2 \sin^2 \theta_{P1} - b^2}{b^2 d} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_{PP} \\ r_{PS} \\ t_{PP} \\ t_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -a \sin \theta_{P1} \\ a \cos \theta_{P1} \\ -2 \sin^2 \theta_{P1} + 1 \\ -2 a^2 \sin^2 \theta_{P1} \cos \theta_{P1} \end{bmatrix}$$

(II.16.b)

dengan

$$a = \frac{v_{S1}}{v_{P1}}; \quad b = \frac{v_{S1}}{v_{S2}}; \quad c = \frac{v_{S1}}{v_{P2}}; \quad d = \frac{\rho_1}{\rho_2} \tag{II.17}$$

Dari persamaan II.16.a, untuk kasus refleksi tegak lurus ($\theta_{P1} = 0$), maka diperoleh

$$r_{PP} = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} \tag{II.11.a}$$

$$t_{PP} = \frac{2 \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} \tag{II.12.a}$$

Persamaan II.16a ternyata cukup rumit dan kurang praktis. Persamaan ini menjadi rumit pada saat perhitungan koefisien refleksi/transmisi melampaui sudut kritis.

Sehubungan dengan hal tersebut, Aki dan Richards (1980) yang diikuti oleh Smith dan Gidlow (1987) melakukan pendekatan dengan rumusan sebagai berikut.

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta V_S}{V_S} \tag{II.16.a1}$$

dengan:

V_p adalah kecepatan rata-rata dari lapisan di atas dan di bawahnya

V_s adalah kecepatan rata-rata dari lapisan di atas dan di bawahnya

ΔV_P adalah kontras kecepatan gelombang P

ΔV_S adalah kontras kecepatan gelombang S

$\Delta \rho$ adalah kontras rapat massa medium yang berbatasan.

Persamaan 16.a1 dapat disederhanakan lagi menjadi;

$$R(\theta) = R_p (1 + \tan^2 \theta) - 8 R_s \left(\frac{v_S}{v_P} \right)^2 \sin^2 \theta$$

(II.16.a2)

Untuk θ di bawah sudut kritis Shuey (1985) merumuskannya sebagai berikut.

$$R(\theta) = R_0 \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma^2)} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \tag{II.16.a3}$$

R_0 adalah koefisien refleksi pada saat $\theta = 0$.

Penyederhanaan lebih lanjut diusulkan oleh Hiltermann (1989)

$$R(\theta) = R_0 \cos^2 \theta + 2,25 \Delta \sigma \sin^2 \theta \tag{II.16.a4}$$

1.5.2 Atenuasi Gelombang Seismik

Atenuasi gelombang seismik dapat didefinisikan sebagai proses penyerapan energi oleh medium yang mengakibatkan pelemahan amplitude gelombang. Pengaruh atenuasi terhadap sinyal seismik terlihat pada menurunnya amplitude dan melebarnya sinyal. Atenuasi merupakan kombinasi antara proses pengurangan energi dan

penyerapan (absorpsi) frekuensi yang langsung secara simultan. Penyerapan frekuensi sifatnya selektif yang diduga sebagai akibat dari parameter-parameter yang ada pada batuan seperti porositas, besar butir, saturasi fluida, viskositas fluida tekanan dan lain-lain. Penurunan amplitude gelombang akibat atenuasi menjadi relative kecil bila dibandingkan dengan penurunan amplitude karena geometri penjalaran (divergensi bola).

Mekanisme proses atenuasi sangat kompleks sehingga jauh lebih banyak pendekatan-pendekatan empiris bila dibandingkan dengan pendekatan teoritis. Walaupun demikian banyak harapan yang ditumpahkan kepadanya karena informasi tentang kandungan fluida, permeabilitas, porositas dan sifat-sifat anistropi batuan terkandung di dalam fenomena atenuasi tepatnya terakumulasi dalam besaran faktor kualitas dari medium yang dilalui gelombang seismik tersebut.

Jika suatu gelombang bidang monokromatik menjalar ke sumbu x ditulis sebagai berikut;

$$A(x,t) = A_0 e^{-\alpha x} \tag{II.18}$$

Dalam hal ini α disebut sebagai koefisien atenuasi dalam dB/satuan panjang gelombang dengan faktor konversi

$$\frac{dB}{\lambda} = 8,686 \text{ nper}/\lambda \tag{II.19}$$

Penurunan energi relative per panjang gelombang (disipasi energi) yang dinotasikan dengan Q^{-1} mencerminkan kecepatan konversi energi mekanik di dalam gelombang yang diubah menjadi panas.

$$Q^{-1} = \frac{\alpha V}{\pi f - \frac{\alpha^2 V^2}{4\pi f}} \tag{II.20}$$

Tabel II.2 adalah besarnya nilai Q_P pada beberapa jenis material dengan V_P yang bervariasi.

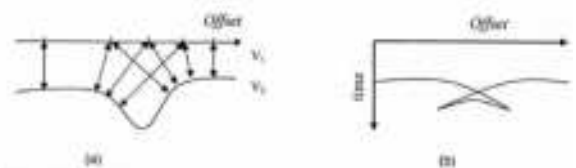
Material	Q_P	V_P (km/sec)	Reference
- Lapisan Lempung	2 - 1	0.305	(1)
- Sedimen Dasar Laut	23 - 437	1.819 - 1.448	(2)
- Pierre Shale	32.0	2.154	(3)
- Salt Dome Caprock	55.5	4.0	(4)
- Gulf Coast	181.0	1.825	
- Tertiary	75.0	1.826	(1)
- Clinton	138.2	1.981	
- Sandstone			(4)
- Sandu	214.2	1.86	
- Arkhans	51.5	4.3	
- Nevada	22.2	4.0	
- Granite			
- Quincy Mass.	179.5	5.44	
- Lorraine USGS	280.3	5.775	
- Wabash, IN	77.0	5.38	
- Rockport, Mass	150.3	5.1	
- Limestone			(4)
- Marlon	71.9	6.0	
- Gosseloran	285.4	8.87	
- Salt Water (36,000 ppm)	6.3 - 10	1.55	(4)
- Pure Water	2.1 - 10	1.5	(4)
- Permian Coal	30.0 - 70.0	2.8	(5)

- (1) Tolles and Reed (1969)
- (2) Hamilton (1972)
- (3) McDonald, et al (1958)
- (4) Marga-harga Q yang diperoleh Bradley dan Fort (1966) dan kecepakan-kecepatannya diperoleh dari Press (1966)
- (5) Greenough and Suprowitz (1955)

Tabel II.1 Marga-harga Q untuk beberapa jenis batuan yang pernah diungkap dalam literatur (Maxwell S., 1983)

1.5.3 Posisi Sumber Gelombang, Receiver dan Penjalaran Sinar Seismik

Berdasarkan posisi sumber dan receiver, penjalaran sinar seismik pada dasarnya dapat dikelompokkan menjadi dua bagian yaitu *Zero-Offset* dan *Non Zero-Offset*. *Zero-Offset* yaitu metode dimana posisi sumber gelombang dan receiver terletak pada satu titik dan pantulan gelombang yang terekam oleh penerima adalah sinar gelombang yang datang tegak lurus pada reflektor. Sedangkan metode *Non Zero-Offset* yaitu metode dimana posisi sumber gelombang seismik dan *geophone* diletakkan terpisah sehingga lintasan gelombang yang terekam tidak tegak lurus ke reflektor.

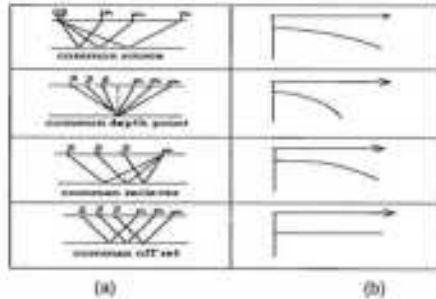


Gambar 2.15. (a) Lintasan sinar seismik metode zero offset, (b) Respon seismik dari model

Structure	Zero offset data	Non zero offset
Horizontal reflector	—	Horizontal reflector
Dipping reflector	—	Dipping reflector
Anticline	∪	Anticline
Syncline	∩	Syncline
Small syncline	∩	Small syncline
Circle reflector	•	Circle
Point reflector	•	Point

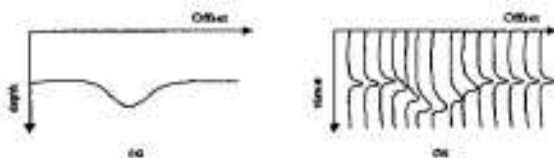
Gambar 2.16. Contoh model lapisan sederhana dan respon seismik pada zero offset

Gambar II.17 adalah contoh model lapisan sederhana dan respon seismik pada posisi *Zero-Offset*. Sedangkan untuk *Non Zero-Offset* diperlihatkan gambar II.16.



Gambar II.17. Pengambilan data dengan metode non zero-offset. (a) Posisi sumber dan penerima (b) respon seismik. (Munadi S., 2000)

Untuk memperoleh seismogram yang ideal maka sinar seismik seharusnya tegak lurus datum ke bawah permukaan. Sehingga seismogram yang diperoleh betul-betul menunjukkan titik pantul yang sebenarnya. Hal ini tentu tidak mungkin diaplikasikan di lapangan karena sifat-sifat gelombang seismik tidak memungkinkan hal tersebut.



Gambar II.18. Perjalanan Sinar Ideal (a) Depth section (b) Time section. (Jakubowicz H., 1991).

1.5.4 Resolusi Seismik.

Resolusi seismik berhubungan dengan bagaimana dua titik yang berdekatan masih dapat dibedakan. Resolusi seismik dapat dibedakan atas dua yaitu:

1. Resolusi vertikal
2. Resolusi lateral

Kedua resolusi tersebut dikontrol oleh bandwidth. Ukuran resolusi vertikal adalah frekuensi dominan. Dekonvolusi dilakukan untuk meningkatkan resolusi vertikal oleh pelebaran spektrum, dengan cara kompresi wavelet seismik. Untuk resolusi horizontal ukurannya adalah Zone Fresnel, daerah sekitar reflektor yang ukurannya bergantung pada kedalaman, kecepatan pada kedua reflektor dan frekuensi

dominan. Migrasi dilakukan untuk memperbaiki resolusi lateral yang berkurang akibat lebar Zona Fresnel.

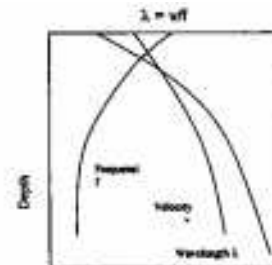
1.5.4.1 Resolusi Vertikal

Resolusi vertikal adalah ukuran antara dua reflektor yang tersusun ke bawah dimana keduanya masih dapat dibedakan. Pendekatan ini bergantung pada ketebalan lapisan yang merupakan masalah yang penting pada resolusi vertikal. Panjang gelombang dominan dari gelombang seismik diberikan oleh

$$\lambda = v/f$$

(II.21)

Kecepatan gelombang pada subpermukaan berkisar antara 2000 sampai 5000 m/s dan frekuensi dominan berkisar antara 50 – 20 Hz sehingga panjang gelombangnya berkisar antara 40 – 250 m. Kecepatan penjalaran gelombang dan panjang gelombang seismik umumnya bertambah dengan pertambahan kedalaman sedangkan frekuensi berkurang terhadap pertambahan kedalaman.



Gambar II.19. Hubungan antara kecepatan, frekuensi dominan dan panjang gelombang. (Shaw, 1976)

Grafik panjang gelombang sebagai fungsi kecepatan untuk beberapa nilai frekuensi diperlihatkan pada gambar II.19. Panjang gelombang dengan mudah diperoleh dari grafik tersebut jika kecepatan dan frekuensi dominan diketahui. Batas resolusi vertikal yang dapat diterima umumnya 1/4 dari panjang gelombang dominan. Ini sangat subjektif dan tergantung pada tingkat noise pada data. Kadangkala kriteria 1/4 panjang gelombang tersebut tidak cocok khususnya ketika koefisien refleksi kecil dan tidak ada event refleksi yang diperoleh

V (m/s)	$\lambda/4 = v/4 f$ f(Hz)	$\lambda/4$
2000	50	10
3000	40	18
4000	30	33
5000	20	62

Tabel II.2. Batas Resolusi vertikal (Jakubowicz H., 1991)

Tabel II.2 terdiri dari batas nilai panjang gelombang untuk resolusi vertikal, dengan mempertimbangkan kecepatan realistik dan interval frekuensi. Sebagai contoh sebuah lapisan dangkal dengan kecepatan 2000 m/s dan frekuensi dominan 50 Hz, resolusi vertikal yang diperoleh adalah 10 m. Demikian juga untuk suatu kedalaman dengan kecepatan yang besar misalnya 5000 m/s dan frekuensi dominan sekitar 20 Hz, ketebalan harus menjadi paling tidak 62.5 meter untuk mendapatkan resolusi vertikal. Hal tersebut menjawab pertanyaan apakah semua ketebalan stratigrafi dapat memberikan resolusi yang baik, jawabannya adalah tidak.

Resolusi yang diperoleh disini dan dalam literatur geofisika dinyatakan secara implicit adalah merupakan refleksi bagian permukaan dan bawah suatu lapisan yang memperlihatkan adanya batas lapisan yang terlihat sebagai iven pemisah atau *keeping wavelet*. Dengan menggunakan defenisi tersebut, resolusi tidak memperhitungkan pengaruh amplitude. Ketebalan dan perluasan areal lapisan ke bawah batas resolusi biasanya dapat dipetakan berdasarkan perubahan amplitude. Analisa berdasarkan amplitudo dapat menjadi sangat tepat ketika digunakan untuk pemetaan titik-titik sumber gas pada batuan tersier.

Secara jelas kemampuan untuk memisahkan atau mendeteksi target yang kecil dapat ditingkatkan dengan meningkatkan frekuensi dominan dari data *stack*. Frekuensi dominan dari bagian yang distack dari suatu areal ditentukan oleh property

fisika dari subpermukaan. Sebenarnya kita tidak dapat mengontrol property subpermukaan, tingkat signal frekuensi tinggi hanya dapat terganggu saat perekaman dan prosesing. Dengan ketelitian pada perekaman dapat mempertahankan frekuensi tinggi dan meredam nois. Perataan sampling dan filter antialiasing menjadi cukup memadai untuk merekam frekuensi yang diinginkan.

Karakter puncak wavelet yang rata pada seismogram dapat mengindikasikan batas resolusi vertikal (Rickers, 1953). Kondisi dimana ketebalan semu menjadi sama dengan ketebalan sebenarnya disebut *tunning thickness* yang sama dengan jarak dari puncak ke lembah ($1/2$ periode dominan) dari perulangan wavelet (Kallweit dan Wood, 1982).

1.5.4.2 Resolusi Lateral

Resolusi lateral berhubungan dengan bagaimana dua (2) titik refleksi yang berdekatan yang diletakkan secara horizontal masih dapat dibedakan satu dengan yang lain. Bayangkan muka gelombang sferik yang bergeser pada bidang reflektor horisontal AA' pada gambar II.20. Reflektor tersebut dapat divisualisasikan sebagai rangkaian titik-titik difraktor. Untuk sebuah sumber dan penerima di permukaan bumi (lokasi S), energi dari titik pada subpermukaan (O) tiba di penerima pada $t_0 = 2Z_0/v$. Muka gelombang datang merambat ke dalam dengan $\lambda/4$. Energi dari lokasi subpermukaan A atau A' akan sampai pada penerima dengan $t_1 = 2(Z_0 + \lambda/4)v$. Energi dari semua titik dalam kepingan refleksi dengan radius OA' akan tiba antara t_0 dan t_1 . Total energi yang diterima dalam interval waktu $t_1 - t_0$ yang mana sama dengan $1/2$ periode ($T/2$). Keping refleksi AA' disebut $1/2$ panjang gelombang Zona Fresnel (Hiltermann, 1982) atau Zona Fresnel pertama (Sheriff, 1984). Dua titik refleksi tersebut umumnya masuk dalam

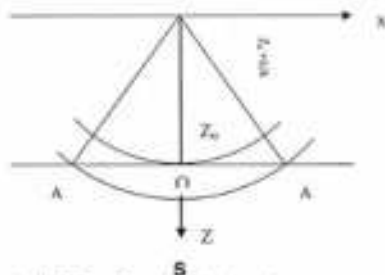
zona ini masih dapat dibedakan diamati dari muka bumi.

$R = (v/2) (t/f)^{1/2}$			
t (s)	v(m/s)	f(Hz)	r(m)
1	2000	50	141
2	3000	40	335
3	4000	30	632
4	5000	20	1118

Tabel II.3. Zona Fresnel pertama (Jakubowicz H., 1991)

Selain bergantung pada panjang gelombang Zona Fresnel juga bergantung pada frekuensi. Zona Fresnel yang sangat kecil sangat sulit dibedakan antara dua titik refleksinya. Lebar Zona Fresnel merupakan ukuran resolusi lateral. Disamping frekuensi, resolusi lateral juga bergantung pada kecepatan dan kedalaman bidang batas reflektor (radius muka gelombang).

$$r \cong (Z\lambda/2)^{1/2} = (V/2)(t/f)^{1/2} \quad (II.22)$$



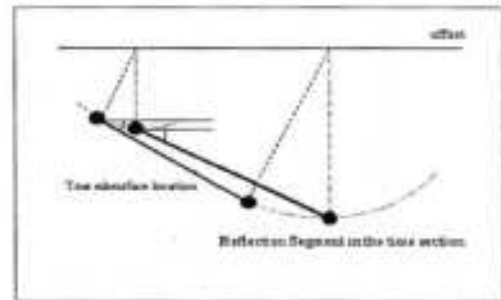
Gambar II.20. Zona Fresnel AA' dalam selang x,z' (Jakubowicz H., 1991)

Tabel II.5 memperlihatkan radius Zona Fresnel dimana $r = OA'$ pada gambar II.20 untuk selang frekuensi dan kombinasi kecepatan pada beberapa kedalaman ($t = 2Z/v$). Tabel II.3 menandakan peristiwa dangkal (dominan frekuensi tinggi). Zona Fresnel sangat kecil. Zona Fresnel umumnya berkurang terhadap penambahan kedalaman demikian juga jarak resolusi juga memburuk.

Untuk mengurangi Zona Fresnel pada bagian lateral dapat dilakukan dengan migrasi dua dimensi.

1.5.5 Migrasi

Migrasi adalah proses yang dilakukan untuk memposisikan seismogram/traseisimik pada posisi yang sebenarnya sehingga model struktur yang digambarkan oleh seismogram betul-betul sama dengan yang sebenarnya. Hal itu tentu tidak mudah akan tetapi paling tidak hasil pengolahan yang kita lakukan dapat memberikan gambaran yang mendekati bentuk struktur yang sebenarnya.



Gambar II.21. Prinsip Migrasi (Yilmaz, 1988)

Untuk pengambilan data dengan metode *zero-offset* jika relief struktur perlapisan batuan relative datar atau tidak terlalu rumit maka proses migrasi tidak perlu dilakukan karena seismogram yang diperoleh sudah memberikan informasi yang mendekati sama dengan struktur sebenarnya. Sedangkan untuk metode pengambilan data yang lain (*non zero-offset*) proses ini harus dilakukan.

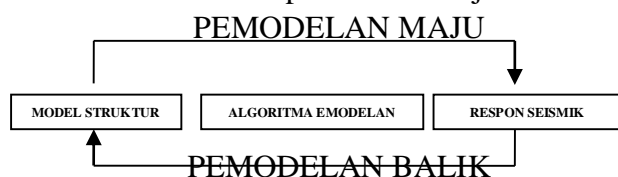
2 Pemodelan

Pemodelan sangat penting dalam seismik eksplorasi terutama untuk mempelajari pengaruh sifat-sifat struktur bawah permukaan terhadap seismogram. Hal ini penting terutama bagi interpreter karena dengan pengetahuan tentang sifat-sifat struktur bawah permukaan mereka mempunyai kepekaan untuk menginterpretasikan rekaman seismik (seismogram) sehingga hasil interpretasinya memberikan hasil yang akurat.

Pemodelan terdiri atas beberapa bagian namun secara umum dapat dikelompokkan menjadi dua bagian, yaitu:

1. Pemodelan maju (*forward modelling*)
2. Pemodelan balik (*inverse modeling*)

Pemodelan maju dimulai dengan membangun suatu model perangkat dengan parameter-parameternya untuk mendapatkan jejak seismik (*seismic trace*). Untuk lebih mendalami pengaruh parameter-parameter tersebut terhadap jejak seismik dilakukan dengan mengganti-ganti nilainya sambil mengamati perubahan yang terjadi pada jejak seismik (seismogram). Sedangkan pemodelan balik (*inverse modeling*) adalah kebalikan dari pemodelan maju.



Gambar II.22 Diagram pemodelan

3 Berkas Gauss

Metode pemodelan secara umum dapat dibagi atas 2, yaitu:

1. Teori Sinar (*ray theory*)
2. Teori gelombang (*wave theory*); meliputi pemodelan dengan berkas Gauss, Kirchoff, Finite Difference dan wkb.

Metode pemodelan berkas Gauss menggunakan pendekatan yang sederhana dibandingkan metode parabola. Teori dasarnya dimulai dengan persamaan integrasi akustik seismogram sintetik yang diberikan oleh penjumlahan:

$$u(x, z, \omega) = \int_{\phi_2}^{\phi_1} \phi(\phi) \Pi(\phi) A(\phi) e^{i\omega\theta(\phi)} d\phi \quad (II.23)$$

Dimana:

- ω = frekuensi
- x, z = titik pengamatan
- ϕ = sudut takeoff sinar pusat (*central ray*)
- ϕ_1 dan ϕ_2 = limit dari penjumlahan berkas

Gauss

- $\Phi(\phi)$ = faktor eksitasi dari sumber
- $\Pi(\phi)$ = hasil perkalian dari seluruh refleksi dan transmisi pada antarmuka yang dimasuki berkas sepanjang lintasannya

$$A = \left(\frac{i\varepsilon\rho_0 v_0}{2\rho v q} \right)^{\frac{1}{2}} =$$

Ampilutdo kompleks berkas

(II.25)

$$\text{Dan } \theta = \tau + \frac{p}{q} \cdot \frac{n^2}{2} \quad (II.26)$$

Dengan:

ρ dan v = densitas dan kecepatan dari medium pada titik pengamatan

ρ_0 = nilai yang berkorespondensi di sumber

ε = parameter kompleks berkas sinar

Fungsi konjugate kanonikal q dan p adalah:

$$\left(\frac{q}{p} \right) = \varepsilon \left(\frac{q_1}{p_1} \right) + \left(\frac{q_2}{p_2} \right) \quad (II.27)$$

Dimana:

(q_1, p_1) = solusi pertama yang berhubungan dengan kondisi awal gelombang bidang

(q_1, p_1) = solusi kedua yang berhubungan dengan sumber titik

ε = parameter kompleks yang didefinisikan sebagai penyebaran berkas Gauss terhadap sinar pusat.

Faktor (q_1, p_1) dan (q_2, p_2) adalah dua solusi dari persamaan pendekatan *paraxial rays* sering pula disebut sebagai *dynamic ray tracing* dihitung sepanjang sinar ϕ .

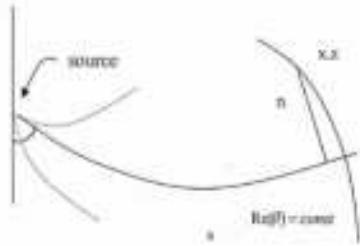
Pada medium homogen $lm(\varepsilon)$ adalah ukuran dari lebar berkas yang terletak di $Re(\varepsilon)$ dari titik asal koordinat. Tetapi jika medianya heterogen maka $lm(\varepsilon)$ tidak memiliki makna yang berarti. Antarmuka p dan q dihubungkan oleh formula yang dikembangkan Carveny (1983) dan koefisien transmisi/refleksi pada titik dimana sinar pusat mengenai antarmuka.

Persamaan II.23 dalam domain waktu dinyatakan dengan:

$$u(x, z, t) = \frac{1}{\pi} \int_{\phi_2}^{\phi_1} \text{RE} \left[\Phi(\phi) \Pi(\phi) A(\phi) \frac{1}{t-\theta} \right] d\phi \quad (II.23.a)$$

Dimana $\Theta' = \Theta + ia$; dengan a merupakan *finite smoothing time*. Ini diperlukan untuk menghilangkan singularitas pada persamaan

II.23.a jika nilai $t \rightarrow \Theta'$ terpenuhi melewati daerah dekat penerima x, z .



Gambar II.23. Perjalanan berkas Gauss

Gangguan imajiner terhadap fase Θ adalah ekuivalen dengan menggunakan fungsi sumber elementer dari tipe:

$$f(t) = \frac{1}{\pi} \frac{a}{t^2 + a^2}$$

(II.28)

Persamaan II.23.a adalah ekspresi dasar dalam mengevaluasi sintetik seismogram. Setiap suku di dalam integral adalah kontribusi dari individu berkas Gauss terhadap sintetik seismogram pada titik pengamatan x, z . Setiap satu berkas Gauss dinyatakan dengan sudut takeoff dari sinar pusat berkas.

Didesain ϕ_0 sebagai sinar pusat yang melewati penerima x, z . Kasus ini dinamakan sebagai pertemuan sinar secara klasik dari sumber ke x, z . Untuk sinar ini fase kompleks didefinisikan dari persamaan II.23 sebagai berikut $\Theta(\phi_0) = \tau(\phi_0) = \tau_0$ dengan $n=0$. Sedangkan untuk sinar pusat pada daerah sekitar penerima, fase berkas adalah

$$\theta_\phi = \tau_\phi + \frac{1}{2} \left(\frac{p}{q}\right) n_\phi^2$$

(II.29)

Dimana indeks ϕ menunjukkan bahwa τ, p, q dan η bergantung pada sinar pusat.

Dari teori *paraxial ray*:

$$\frac{dn_\phi}{d\phi} = q_2(\phi_0)$$

Diintegrasikan menjadi

$$n_\phi = q_2(\phi - \phi_0)$$

(II.30)

Ini berlaku pada daerah sekitar hampiran *geometrical ray* ϕ_0 dan bila $n_\phi=0$ didapatkan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \tau}{\partial n} = 0$$

$$\frac{\partial^2 \tau}{\partial n^2} = \frac{p_2}{q_2}$$

II.31)

Dan

$$\frac{\partial \theta}{\partial n} = 0$$

Kita ambil turunan kedua dari persamaan II.29 dan dengan memanfaatkan hasil di atas maka didapat:

$$\frac{d^2 \theta}{dn^2} = \frac{p}{q} - \frac{p_2}{q_2} = \theta''$$

Diekspansikan θ_ϕ dengan memanfaatkan deret Taylor di sekitar ϕ_0 akan dihasilkan:

$$\Delta \theta_\phi = \theta_\phi - \theta_{\phi_0} = \theta'' \frac{n^2}{2}$$

Akhirnya dengan memanfaatkan persamaan II.30 diperoleh hasil sebagai berikut:

$$\theta_\phi = \tau(\phi_0) + \frac{1}{2} \theta'' q_2^2 (\phi - \phi_0)^2 \tag{II.32}$$

Persamaan II.32 menghubungkan fase kompleks $\theta(\phi)$ terhadap sudut *takeoff* ϕ pada sumber untuk berkas di sekitar hampiran *geometrical ray* ϕ_0 . Ini dapat digunakan untuk membuktikan bahwa pendekatan pada persamaan I.23 memenuhi pendekatan teori sinar geometris.

Seismogram sintetik pada metode berkas Gauss dengan sudut...pada domain frekuensi adalah:

$$u(x, z, t) =$$

$$\Phi(\phi_0) \Pi(\phi_0) \left[\frac{p_0 v_0}{p v q_2(\phi_0)} \right]^{\frac{1}{2}} \cdot e^{i\omega \tau_0} \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{\omega}} e^{\frac{i\pi}{4}} \tag{II.33}$$

Dengan ϕ_0 adalah sinar geometris yang melewati titik pengamatan x, z . Evaluasi numeric dari persamaan II.23.a terdiri dari pendiskritan yang dipilih dari sekumpulan sinar pusat (ϕ_i) sehingga persamaan II.23 dapat diganti menjadi:

$$u(x, z, t) =$$

$$\frac{1}{\pi} \sum_i Re \left[\Phi(\phi_i) \Pi(\phi_i) A(\phi_i) \frac{1}{t-\theta} \right] \Delta \phi_i \tag{II.34}$$

Jika kita memilih tahapan interval $\Delta \phi_i$ dari sudut konstan *takeoff* untuk sinar pusat, maka mereka akan bermunculan pada permukaan dengan jarak spasi yang bervariasi. Akibatnya perhitungan numerik hanya akan baik pada daerah

berdensitas sinar yang tinggi sedangkan pada tempat yang lain hasilnya akan buruk.

Dalam rangka peningkatan stabilitas numerik yang baik, pada persamaan II.34, dipilih sinar pusat yang sedemikian rupa memotong permukaan secara regular. Untuk itu digunakan persamaan II.30 yang menghubungkan antara $\Delta\phi$ dengan Δn . Jika sinar mengenai permukaan rekaman dengan sudut Ψ , maka $\Delta x = \Delta n \cos(\Psi)$; dan dari persamaan II.30 akan didapatkan:

$$\Delta\phi = \frac{[\Delta x \cos(\Psi)]}{q_2} \quad (\text{II.35})$$

Secara praktis kita memilih nilai Δx dengan cara mencoba-coba tetapi akan menjadi petunjuk empiris bahwa Δx harus lebih kecil dari 1.5 kali panjang gelombang ($\Delta x < 1.5\lambda$) yang dominan dari sumbu paket gelombang.

Persamaan II.24 meliputi jarak n dari setiap titik pengamatan ke berkas pusat dari setiap berkas Gauss. Ini merupakan masalah matematis yang rumit dan hanya mungkin dipecahkan dengan metode numerik. Karena itu lebih mudah dan ekonomis menggunakan acuan pada daerah sekitar titik pengamatan. Untuk keperluan itu diperkenalkan transformasi kontak lokal dari (q, p) dalam koordinat sinar pusat untuk himpunan korespondensi dari variabel kanonik (ξ, n) pada koordinat geografis.

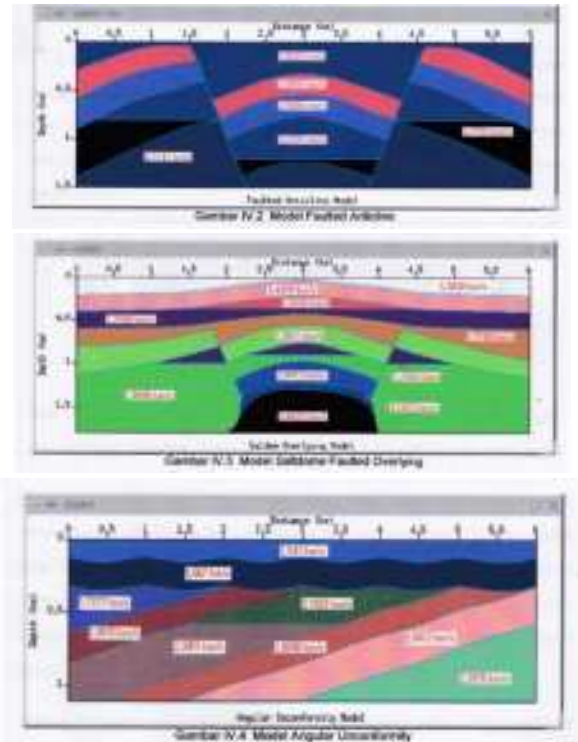
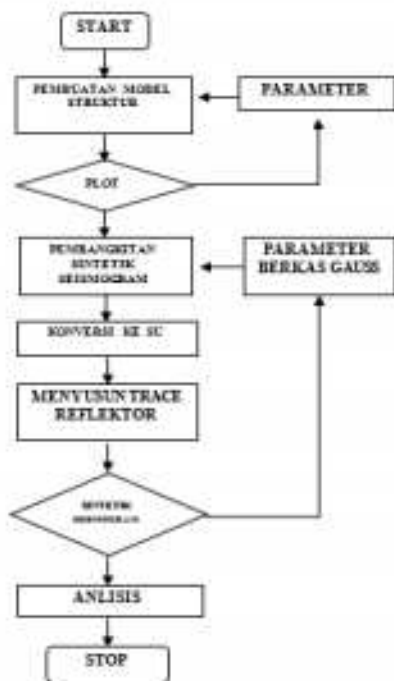
C. METODOLOGI

Dalam penelitian ini semua proses dilakukan dengan menggunakan program “Seismik Unix” (SU) yang berbasis Linux. Adapun proses yang dilakukan adalah seperti ditunjukkan pada gambar III.1 yang dimulai dengan pembuatan model hingga mendapatkan sintetik seismogram.

Model perangkat yang dibangun dalam penelitian ini adalah model yang diharapkan dapat memperlihatkan sifat-sifat fisis baik pada model itu sendiri atau pada sintetik seismogram yang dihasilkan sebagai akibat dari parameter-parameter yang dipilih. Parameter-parameter yang berpengaruh yang dapat diamati pada

model adalah kecepatan sedangkan yang lain dapat diamati pada sintetik seismogram. Model perangkat dibuat dengan menggunakan skrip “trimodel” dan hasilnya kemudian disimpan dalam file data. Untuk melihat hasil dari model yang telah dibuat maka file data tersebut dimasukkan ke “sxplot” untuk ditampilkan. Jika model yang dibuat sudah sesuai dengan yang diharapkan selanjutnya sintetik seismogram dibangkitkan pada model tersebut dengan menggunakan skrip “triseis”. Dalam skrip ini sintetik seismogram dibandingkan per reflektor kemudian disimpan sebagai datadir. Untuk menampilkan dalam suatu display hasil sintetik seismogram yang telah dibandingkan tadi dikonversi ke bentuk SU kemudian disusun satu persatu dengan menggunakan skrip “suaddhead”. Hasil ini kemudian disimpan masih sebagai datadir tetapi sudah berekstension SU. Untuk menampilkan hasil data tadi dimasukkan ke skrip “suxwip”, skrip “suximage” atau skrip “sucontour” sesuai diinginkan. Ketiga skrip ini akan memberikan tampilan yang berbeda yaitu masing-masing dalam bentuk tras, citra dan kontur. Dari sini kita akan melihat aspek-aspek fisis yang diakibatkan oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model atau oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model atau oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model atau oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model atau oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model atau oleh parameter-parameter yang dipilih pada saat pembuatan model berkas Gauss. Hasil-hasil inilah yang kemudian dianalisa.

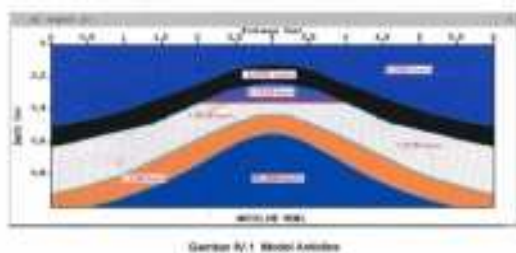
FLOW CHARD



D. HASIL DAN PEMBAHASAN

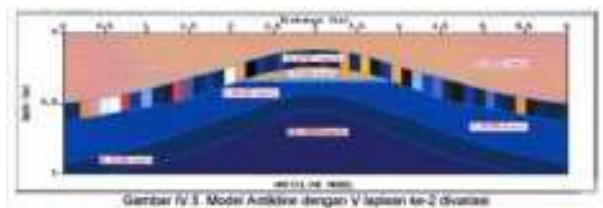
1. Model Perangkap

Model perangkap (model geologi) yang digunakan dalam penelitian ini dibangun dengan menggunakan skrip Trimodel pada Seismik Unix (SU) yang berbasis Linux. Model ini dibuat dengan pertimbangan dapat menunjukkan sifat-sifat fisis dan pengaruh parameter tertentu yang dapat diamati pada seismogram yang dihasilkan. Model perangkap yang dibuat didasarkan pada gambar yang ada pada “Oil & Gas Field Classifier” edisi kedua (Norman J., 1984). Model geologi yang dipilih adalah sebagai berikut (Gambar IV.1-IV.4):



1.1 Kecepatan Penjalaran Gelombang Seismik

Pada bagian ini akan ditampilkan contoh dari model geologi yang sama tetapi dengan model kecepatan yang berbeda. Perangkap model Antiklin pada gambar IV.1 – IV, kecepatan dalam setiap lapisan dianggap homogeny sedangkan gambar IV.5 kecepatan pada lapisan ke-2 divariasi secara lateral yaitu dari kiri ke kanan semakin kecil.



Nilai kecepatan gelombang pada masing-masing lapisan ditentukan dengan mengacu pada nilai-nilai kecepatan yang telah dihitung oleh peneliti sebelumnya (Tabel II.1 dan gambar II.8). Dari gambar II.8 diketahui bahwa sebenarnya kecepatan penjalaran gelombang dalam batuan tidak begitu baik digunakan untuk mendeskripsi suatu batuan karena terdapat nilai kecepatan yang tumpang tindih pada batuan yang berbeda. Tetapi dalam penelitian ini tujuannya adalah

mengamati pengaruh beberapa parameter terhadap seismogram yang diperoleh dengan metode berkas Gauss termasuk kecepatan penjalaran gelombang dalam lapisan batuan sebagaimana diperlihatkan pada persamaan II.23 dan II.25.

Walaupun demikian nilai-nilai yang digunakan diusahakan tidak menyimpang dari batasan-batasan yang dimungkinkan pada suatu jenis batuan tertentu dan mempertimbangkan adanya pengaruh parameter-parameter lain terhadap nilai kecepatan penjalaran gelombang. Kecepatan penjalaran gelombang dalam batuan berpori dipengaruhi oleh densitas, rigiditas modulus dan modulus bulk.

Parameter yang baik digunakan untuk mendeskripsikan batuan adalah rasio Poisson sebagaimana terlihat pada gambar II.10, dimana bagian yang tumpang tindih lebih kecil.

Perbedaan kecepatan penjalaran gelombang pada model perangkat batuan yang dihasilkan ditandai dengan adanya perbedaan warna lapisan baik secara vertikal maupun secara horisontal.

Dalam satu jenis lapisan batuan, kecepatan penjalaran gelombang dapat mempunyai nilai bervariasi yang disebabkan oleh adanya perbedaan jenis fluida yang mengisi pori, susunan butiran batuan atau kerapatan karena perbedaan tekanan yang bekerja pada lapisan tersebut. Variasi kecepatan biasa secara vertikal, horisontal (lateral), miring maupun acak. Dalam penelitian ini diamati pengaruh variasi kecepatan secara horisontal dan vertikal.

1.1.1 Variasi Kecepatan Secara Vertikal

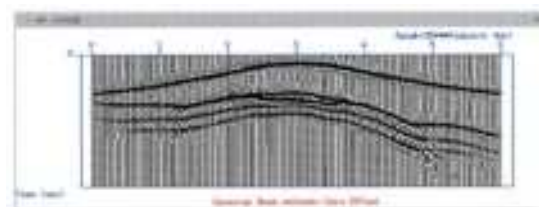
Selain variasi kedalaman, variasi kecepatan secara vertikal dapat diakibatkan oleh jenis fluida yang mengisi pori batuan, karena adanya perbedaan besar butir sebagai akibat perbedaan sortasi atau perbedaan proses pengendapan batuan. Dalam penelitian ini diasumsikan perubahan kecepatan secara vertikal diakibatkan oleh perbedaan fluida yang

mengisi pori lapisan batuan yaitu: air, minyak dan gas (lapisan 3 - 5 gambar IV.1). Dalam hal ini lapisan 3 -5 terdiri dari jenis batuan yang sama.

Variasi kecepatan secara vertical tidak begitu nampak pada seismogram karena bentuk seismogram yang dihasilkan mirip dengan model perangkat yang digunakan. Akan tetapi pengaruh variasi kecepatan pada lapisan dapat diamati dengan mengubah-ubah nilai kecepatan lapisan pada model perangkat. Hasil yang diperoleh yaitu; jika kita menggunakan variasi kecepatan yang besar, waktu tempuh gelombang dari suatu reflektor ke reflektor yang lainnya lebih kecil dan nampak pada seismogram dengan zone lebih sempit.

IV.1.1.2 Variasi Kecepatan Secara Horisontal

Variasi kecepatan secara lateral dapat terjadi akibat adanya gaya kompresi yang berbeda pada lapisan, karena proses pengendapan dan lain-lain. Variasi kecepatan secara lateral sangat menarik karena suatu lapisan dengan ketebalan yang sama jika mempunyai variasi kecepatan lateral akan nampak pada seismogram seolah-olah menipis (waktu tempuh gelombang lebih kecil) ke salah satu sisi. Dalam hal ini menipis ke lapisan yang mempunyai kecepatan yang lebih tinggi karena waktu yang dibutuhkan lebih sedikit (Gambar IV.6)



Gambar IV.6. Seismogram dari model Antiklin dengan V kedus diverstil Pengambilan data dengan pool zero-offset

IV.1.2 Kerapatan Lapisan Batuan

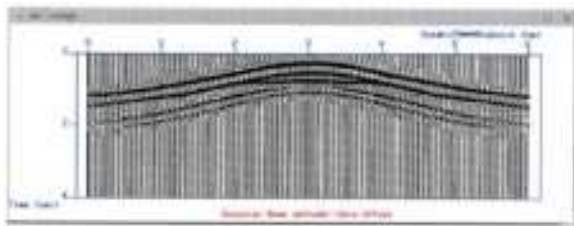
Nilai kerapatan lapisan batuan (ρ) juga dimasukkan pada model perangkat akan tetapi pengaruhnya secara langsung pada model maupun tras tidak nampak karena dari

persamaan II.4 menunjukkan adanya hubungan secara langsung antara kecepatan (V) dan kerapatan (ρ).

Pada perangkat model antiklin (Gambar IV.1 dan Gambar IV.5), lapisan 3 – 5 terdiri dari lapisan batuan reservoir yang sama tetapi diasumsikan mempunyai kandungan fluida yang berbeda; yaitu gas, minyak dan air. Ditinjau dari berat jenis fluida tersebut dimana $\rho_{\text{air}} > \rho_{\text{minyak}} > \rho_{\text{gas}}$, maka lapisan ke-5 diisi air, ke-4 oleh minyak dan ke-3 oleh gas. Dengan nilai tersebut maka kecepatan perambatan gelombang seismik dalam lapisan batuan yang berisi air lebih besar dari yang berisi minyak dan gas ($V_{\text{air}} > V_{\text{minyak}} > V_{\text{gas}}$).

IV.2 Seismogram Hasil Pemodelan

Seismogram dalam penelitian ini diperoleh dengan menggunakan metode berkas



Gambar IV.7 Seismogram yang diperoleh dari gambar IV.1 Pengambilan data dengan posisi zero-offset

Demikian juga pada seismogram pada lampiran B diperoleh dari model masing-masing dengan metode pengambilan data adalah *zero-offset*. Jika seismogram yang diperoleh dibandingkan dengan model perangkatnya tidak terlihat ada perbedaan yang signifikan kecuali pada gambar IV.6 dan lampiran A.9 memperlihatkan hasil yang sedikit berbeda. Perbedaan yang nampak adalah bentuk seismogram pada lapisan kedua yang seolah-olah lapisan batuan menebal ke arah kanan, sedangkan model yang digunakan sama dengan model pada gambar IV.1 dan A.4. Hal ini dapat memberi peringatan kepada interpreter dalam membangun model perangkat. Perbedaan ini sebagai akibat adanya variasi kecepatan pada lapisan kedua secara lateral pada mode

perangkat. Pada lampiran A.4, A.5 dan A.6 juga sedikit ada perbedaan yaitu pada reflektor patahan (reflektor miring) hasilnya tampil lebih datar dibanding bentuk reflektor sebenarnya. Hal ini terjadi karena pada kasus pengambilan data dengan *zero-offset* sinyal yang ditangkap oleh *receiver* adalah sinyal yang datang dan dipantulkan tegak lurus oleh reflektor (Gambar II.16).

Jika perbedaan kecepatan secara lateral relatif tinggi dalam satu lapisan maka akan mempengaruhi intensitas reflektor yang di bawahnya seperti tampak pada gambar IV.6.

Lampiran B adalah seismogram yang diperoleh dengan pengambilan data *common source* dengan posisi sumber yang berbeda-beda.

Seismogram B adalah seismogram yang diperoleh dengan pengambilan data *common source* dengan posisi sumber yang berbeda-beda. Seismogram yang ditampilkan semuanya menggunakan frekuensi 15 Hz. Besar kecilnya frekuensi yang dipilih berdampak langsung pada seismogram yang dihasilkan. Dari hubungan $f = \frac{1}{t}$ menunjukkan jika frekuensi (f) besar maka periode gelombang (t) kecil dan sebaliknya. Hal tersebut dapat juga ditunjukkan pada seismogram yaitu jika digunakan frekuensi yang besar periode tempuh gelombang menjadi kecil dan sebaliknya besar pada saat frekuensi (f) kecil.

Respon seismik (seismogram) yang dihasilkan dengan menggunakan metode berkas Gauss dapat menunjukkan adanya beberapa parameter atau faktor yang berpengaruh terhadap gelombang yang menjalar dalam lapisan batuan. Parameter atau faktor-faktor tersebut yaitu: kecepatan penjalaran gelombang, frekuensi gelombang, kedalaman (ketebalan) lapisan, *offset*, dan adanya atenuasi gelombang.

IV.2.1 Pengaruh Kecepatan Pada Seismogram

Persamaan II.21 memperlihatkan hubungan antara frekuensi, panjang gelombang dan

kecepatan penjaralan gelombang, dimana $f=1/t$ sehingga V berbanding terbalik dengan t . Jadi semakin besar nilai kecepatan gelombang, waktu tempuhnya dalam lapisan batuan semakin kecil. Pada seismogram hasil pemodelan, hal tersebut dapat diamati yaitu jika nilai V diperbesar maka wavelet reflektor semakin rapat (t semakin kecil) dan sebaliknya.

Seismogram pada gambar IV.7 dan IV.6 diperoleh dengan posisi *zero-offset*. Kedua seismogram tersebut dibangkitkan pada model yang sama tetapi seismogram gambar IV.7 kecepatan pada setiap lapisan dianggap homogeny sedangkan seismogram gambar IV.6 kecepatan pada lapisan ke-2 bervariasi secara lateral. Seismogram pada model yang kecepatan lapisannya homogeny gambar IV.7 responnya mirip dengan model perangkapnya sedangkan seismogram dari model yang kecepatan lapisannya divariasi (gambar IV.6) responnya berbeda dengan model perangkapnya. Nampak pada seismogram adanya perlambatan kecepatan penjaralan yang ditandai dengan bertambahnya waktu tempuh gelombang yaitu dari kiri ke kanan semakin bertambah lebar.

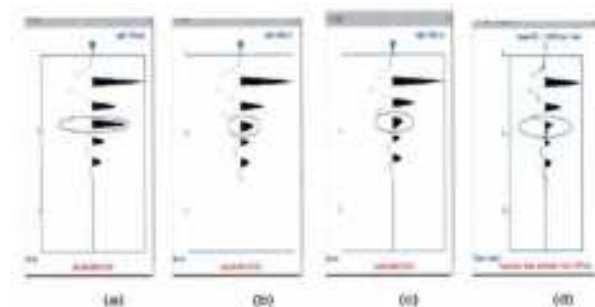
IV.2.2 Pengaruh Kerapatan Lapisan Batuan

Kerapatan dan kecepatan penjaralan gelombang secara empiris mempunyai hubungan secara langsung seperti diberikan pada persamaan II.4b. Pada pemodelan dengan metode berkas Gauss, pengaruh nilai kerapatan batuan tidak nampak, baik pada model perangkap yang dibuat maupun pada seismogram yang diperoleh walaupun pada persamaan terlihat ada perkalian antara kerapatan dan kecepatan.

IV.2.3 Pengaruh Atenuasi Gelombang

Adanya atenuasi gelombang sepanjang penjaralannya dalam lapisan batuan ditunjukkan pada seismogram dimana amplitude wavelet menurun seiring dengan pertambahan kedalaman dan *offset*. Hal ini nampak jelas pada seismogram baik pada posisi *zero-offset* maupun

non-offset yaitu dengan *common source* (Gambar IV.7, IV.6 dan seismogram pada lampiran A). Walaupun pada bagian tertentu dapat dijumpai adanya wavelet reflektor yang lebih dalam mempunyai amplitude yang lebih besar dibandingkan dengan wavelet reflektor di atasnya. Ini mungkin terjadi karena kecepatan pada lapisan tertentu diapit oleh dua lapisan yang kecepatannya lebih kecil sehingga memenuhi hubungan $\rho_1 v_1 / \rho_2 v_2 < \rho_2 v_2 / \rho_3 v_3$. Atau seperti pada seismogram dari model antiklin dimana lapisan keempat merupakan lapisan tipis ($<$ dari batas resolusi seismogram) akan memberikan respon amplitude wavelet yang lebih besar karena merupakan wavelet gabungan dari dua reflektor.



Gambar 4.8
Tiga dari seismogram model antiklin pada ketebalan lapisan ke-4 yang berbeda-beda masing-masing adalah: (a) = 2 meter, (b) = 20 meter, (c) = 40 meter dan (d) = 45 meter.

IV.2.4 Pengaruh Frekuensi

Frekuensi seismik adalah berkisar antara 10 – 80 Hz. Besar kecilnya nilai frekuensi yang digunakan akan mempengaruhi resolusi seismik. Dari persamaan pada tabel II.2 terlihat batas resolusi vertical sama dengan $\frac{1}{4}$ panjang gelombang dan horizontal yaitu sama dengan

$$r \cong \left(\frac{z\lambda}{2}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{V}{f}\right) \left(\frac{i}{f}\right)^{\frac{1}{2}}$$

Jadi nilai resolusinya akan bertambah jika frekuensi yang digunakan besar karena wavelet yang dihasilkan akan lebih *spike*. Akan tetapi jangkauan gelombang akan berkurang. Oleh karena itu pemilihan frekuensi sangat penting. Dalam penelitian ini frekuensi yang digunakan adalah 10,15 dan 25 Hz.

IV.2.5 Pengaruh Bentuk Relief Reflektor

Bentuk relief permukaan reflektor sangat berpengaruh pada seismogram baik pada pengambilan data dengan *zero-offset* maupun *non zero-offset*. Dengan menggunakan metode berkas Gauss hal tersebut dapat ditunjukkan.

Pada pengambilan data dengan posisi *zero-offset*, setelah dilakukan percobaan terhadap bentuk-bentuk yang ada pada gambar II.16 diperoleh bentuk yang sama. Jika bentuk relief permukaan reflektor horizontal maka seismogram yang diperoleh juga menunjukkan bentuk horizontal hanya saja akan kelihatan lebih panjang sebagai akibat adanya difraksi gelombang pada kedua ujung reflektor. Akan tetapi jika reliefnya tidak datar, respon seismik menjadi berbeda. Hal tersebut terjadi karena gelombang yang ditangkap pada receiver adalah gelombang yang datang tegak lurus ke reflektor (gelombang yang lintasannya paling dekat).

Pada pengambilan data dengan posisi *non-zero offset (common source)* seismogram yang diperoleh mengikuti pola respon seismik pada gambar II.17, dimana gelombang yang diterima oleh penerima adalah gelombang yang memerlukan waktu paling sedikit dalam hal ini sudut datang pada reflektor sama dengan sudut pantulnya. Pada pengambilan data dengan cara *common source* posisi sumber gelombang menjadi sangat penting. Sebagaimana terlihat pada Lampiran B. Lampiran B1 seismogram yang diperoleh dengan posisi sumber gelombang pada *offset* sama dengan nol, B2, dan B4 pada *offset* 2 Km dan B3 dan B5 pada *offset* 3 km.

V.3 Resolusi Seismogram

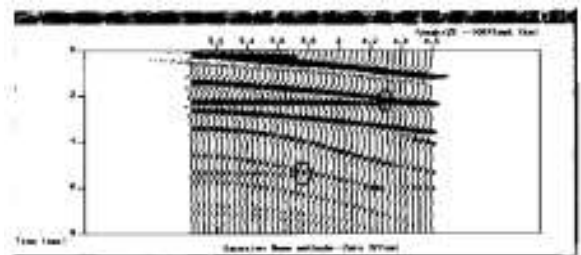
Resolusi seismik berhubungan dengan bagaimana dua titik yang berdekatan masih dapat dibedakan. Resolusi seismik dapat dibedakan atas dua yaitu:

1. Resolusi vertical.
2. Resolusi lateral.

Kedua resolusi tersebut dikontrol oleh *bandwith*. Ukuran resolusi vertical adalah frekuensi dominan. Dekonvolusi dilakukan untuk meningkatkan resolusi vertical oleh pelebaran spektrum, dengan cara kompresi wavelet seismik. Untuk resolusi lateral ukurannya adalah Zone Fresnel, daerah sekitar reflektor yang ukurannya bergantung pada kedalaman ke reflektor, kecepatan pada kedua reflektor dan frekuensi dominan. Migrasi dilakukan untuk memperbaiki resolusi lateral yang berkurang akibat lebar Zona Fresnel.

IV.3.1 Resolusi Vertikal

Resolusi vertical adalah ukuran antara dua reflektor yang tersusun ke bawah dimana keduanya masih dapat dibedakan. Pendekatan ini bergantung pada ketebalan lapisan yang merupakan masalah yang penting pada resolusi vertical. Batas resolusi vertical pada seismogram ditandai dengan puncak wavelet yang rata. Pada seismogram batas resolusi dapat diamati pada gambar II.9.



Gambar IV.8 Wavelet yang mengindikasikan batas resolusi vertikal

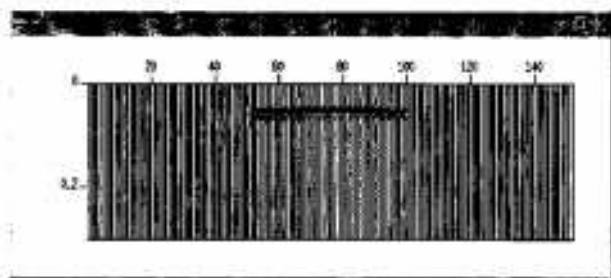
Seismogram yang diperoleh dari perangkat model antiklin dimana lapisan ke-4 ketebalannya diubah-ubah yaitu dari 1 meter hingga 45 meter, pada ketebalan 1 hingga 40 meter seismogram masih menunjukkan hanya ada lima reflektor pada lapisan tipis tersebut (Gambar IV.8d). Dari gambar IV.8 dapat diamati bahwa batas resolusi vertical pada posisi lapisan tipis tersebut adalah kurang dari 45 meter. Wavelet ketiga mengindikasikan hal tersebut dimana puncaknya sudah ada kecenderungan terbelah menjadi dua wavelet.

Dengan menggunakan persamaan II.21; pada $V = 6.74 \text{ Km/dt}$ maka λ dapat diketahui yaitu sama dengan 0.2697 Km , sehingga batas resolusi vertikalnya adalah $\frac{1}{4} \times 0.297 = 0.0674 \text{ Km} = 67.4 \text{ m}$.

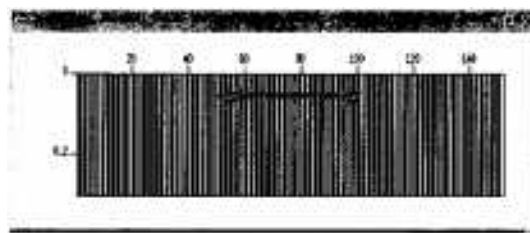
Dengan hasil ini terlihat bahwa resolusi vertical yang diberikan persamaan $\frac{1}{4} \lambda$ tidak mutlak benar (persis sama).

Dengan menggunakan skrip *sudiff* pada *Seismix Unix (SU)* ketebalan lapisan 1 meter masih dapat diperlihatkan dengan jelas (Gambar IV.4). Skrip *sudiff* berfungsi untuk mengurangi amplitudo wavelet tras reflektor satu dengan reflektor yang lain yang berdekatan. Jika wavelet yang diperkurangkan tersebut mempunyai beda fase maka wavelet dari reflektor pengurang bertanda negative dan arahnya berbalik ke kiri (berwarna putih) sedangkan yang bertanda positif tetap kearah kanan (berwarna hitam). Tipis tebalnya lapisan ditunjukkan pada tampilan dimana jika lapisan tipis maka bandwith semakin kecil atau wavelet semakin spike dan sebaliknya jika tebal lapisan besar maka bandwith wavelet semakin lebar dan amplitudo semakin kurang (Gambar IV.5).

Jika amplitudo wavelet dikurangkan dengan dirinya sendiri maka akan sama dengan nol dan ditampilkan dengan garis-garis lurus



Gambar IV.10 a

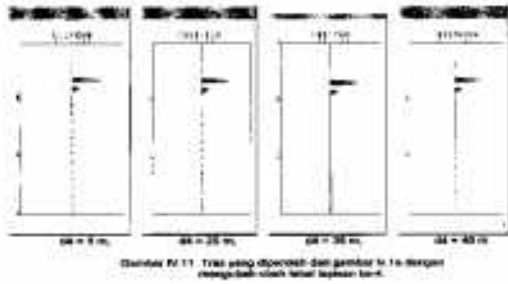


Gambar IV.10 b

Hasil yang diperoleh dari pengurangan antara reflektor 4 dengan reflektor 5 yang tebalnya masing-masing adalah : (a). Tebal 10 m, (b). Tebal 2 m.

Amplitudo wavelet dari reflektor ke-4 dan ke-5 pada seismogram berimpit satu sama lain sehingga sulit dibedakan. Dengan menggunakan *sudiff*, resolusi vertical ini dapat ditingkatkan. Gambar IV.10a adalah hasil yang diperoleh dengan mengurangi data reflektor ke-4 dan reflektor ke-5 dari perangkat model antiklun (Gambar IV.1). Jarak antara ke-4 dan reflektor ke-5 adalah 20 m. Sedangkan gambar IV.10.b diperoleh dari pengurangan data reflektor ke-4 dan reflektor ke-5 pada gambar IV.10a yang jaraknya adalah 2 m.

Dari kedua hasil pengurangan data reflektor ini baik yang berjarak 10 m maupun yang 2 m masih nampak dengan jelas adanya dua reflektor. Hanya saja pada lapisan yang lebih tipis (2 m) nampak periodanya lebih kecil dibandingkan dengan pada lapisan yang lebih lebal (10). Wavelet yang berwarna hitam adalah wavelet yang amplitudonya positif (peaknya ke kanan) sedangkan yang berwarna putih adalah wavelet yang amplitudonya negative (peaknya ke kiri). Gambar pada lampiran C adalah hasil pengurangan antar reflektor ke-4 dan ke-5 dari model masing-masing. Sedangkan gambar IV.11 adalah tras pada posisi *offset* 3 km dengan ketebalan pada lapisan ke-4 diubah-ubah.



IV.3.2 Resolusi Lateral

Resolusi lateral pada model antiklin dimana $f = 25 \text{ Hz}$, $\lambda = 0.2697 \text{ Km}$, $V = 6.74 \text{ Km/dt}$ dan pada kedalaman $Z=0.330 \text{ Km}$ maka resolusi lateralnya adalah $r = (Z\lambda/2)^{1/2} = 0.21095 \text{ Km} = 210 \text{ m}$

E. KESIMPULAN DAN SARAN

V.1 Kesimpulan

- 1) Perbedaan kecepatan lapisan batuan pada model yang dibangun ditandai dengan adanya perbedaan warna tampilan. Pengaruh nilai kerapatan lapisan batuan tidak nampak pada model perangkat karena nilai ini secara langsung terkait dengan kecepatan.
- 2) Seismogram hasil pemodelan dengan metode berkas Gauss dapat menampilkan pengaruh sifat-sifat fisis pada lapisan batuan seperti adanya atenuasi gelombang, pengaruh kerapatan lapisan batuan dan lain-lain. Juga dapat menampilkan pengaruh parameter-parameter yang digunakan sehingga metode ini baik digunakan untuk mempelajari pengaruh beberapa parameter, sehingga kepekaan kita melihat dan menginterpretasi dapat lebih baik. Dengan demikian, interpretasi menjadi lebih akurat.
- 3) Batas resolusi vertical pada lapisan ke-4 model antiklin dengan $V = 6,74199 \text{ Km/dt}$, $f = 25 \text{ Hz}$ dari hasil seismogram adalah $\pm 45 \text{ m}$. Sedangkan batas resolusi lateralnya adalah 210 m . Pada model lain diperlihatkan bagaimana seismogram yang diperoleh pada daerah patahan, bidang miring, baik dengan

menggunakan metode pengambilan data *zero offset* maupun dengan *common source* yang ternyata sesuai dengan teori dasar seismik.

V.2 Saran

Dalam penelitian ini seismogram yang diperoleh hanya dengan menggunakan satu metode pemodelan yaitu metode berkas Gauss. Untuk mengetahui kualitas hasil pemodelan ini perlu ada pembandingan dari hasil metode lain. Oleh karenanya diharapkan ada penelitian lanjutan dengan metode lain untuk melihat kelebihan dan kekurangannya demi kemajuan dibidang pemodelan.

DAFTAR ACUAN

- Hatton, L., Worthington, MH., Makin, J. (1985) *Seismik Data Processing (Theory and Practice)*. Black Well Scientific Publications, Oxford London Edinburgh; Boston Palo Alto Melbourne.
- Hill, N. R. (1986) *Prestack Gaussian Beam Depth Migration*, Chevron Petroleum Technology Company.
- Jakubowicz, H. (1991) *Digital Seismik Processing*, International Human Resources Development Corporation, Jakarta.

- Munadi, S. (1993) *Principle of Processing a Course and Workshop*. Lemigas Jakarta.
- Munadi, S. (2000) *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*. UI Depok.
- Norman, J. and Hyne (1984) *Oil & Gas Field Classifier*. Second edition. The University of Tulsa.
- Ozdogan Yilmaz (1988) *Seismik Data Processing*. Society of Exploration Geophysicist, Oklahoma.
- Puspopturo, B. (2001) *Structural Geology (Emphazed For Seismik Interpretation)*, One-Day Course Notes, Prepared For PT. Elnusa Geosains.
- Russel, B. (1985) *Advance in Seismik Processing*. International Human Resource Development Corporation, Boston, USA.
- Stockwell, Jr., Jack K. Cohen (1998) *The New SU User's Manual*. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, USA.
- Surona (2000) *Sedimentologi dan Stratigrafi*. Buku Pengantar Kuliah Pascasarjana UI, Salemba.
- Tafsillison dan Subiyanto, B. (1999) *Pelatihan Seismik 2D dan 3D (Akuisisi, Prosesing, Interpretasi) dalam Eksplorasi dan Eksploitasi Minyak dan Gas Bumi*. Lemigas, Jakarta.