

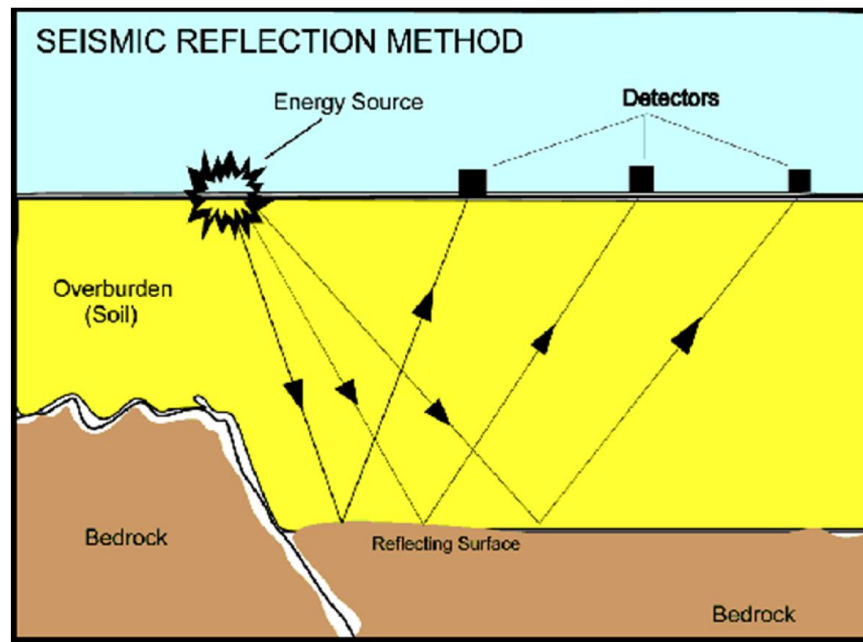
BAB III

TEORI DASAR

3.1 Seismik Refleksi

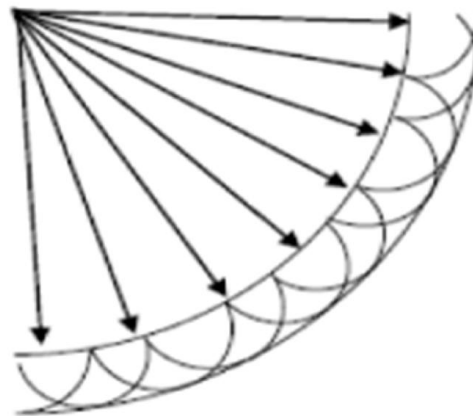
Metode seismik refleksi merupakan suatu metode yang banyak digunakan dalam eksplorasi hidrokarbon. Telah diketahui bahwa dalam eksplorasi geofisika, metode seismik refleksi memberikan kontribusi yang besar dalam menentukan titik pemboran dan telah menunjukkan keberhasilan dalam meningkatkan *success ratio* pemboran. Seismologi refleksi adalah metode yang didasarkan pada analisis refleksi gelombang seismik dari lapisan-lapisan batuan bawah permukaan. Refleksi gelombang direkam di permukaan bumi berupa respon amplitudo dan waktu kedatangan (*arrival time*).

Konsep dasar seismik eksplorasi mengirimkan sinyal gelombang seismik buatan ke dalam bumi kemudian merekam gelombang yang memantul kembali ke permukaan bumi. Sumber gelombang buatan dapat berupa dinamit untuk survei seismik di darat, *air gun* untuk survei seismik di laut. Alat perekam gelombang seismik berupa geofon untuk survei seismik di darat, hidrofon untuk survei seismik di laut.



Gambar 3.1 Ilustrasi seismik Refleksi (seismik-indonesia.blogspot.com)

Penjalaran gelombang seismik di dalam bumi dapat dijelaskan dengan prinsip *Huygens* yang mengatakan bahwa setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber dari gelombang baru yang menjalar dalam bentuk bola (*spherical*).



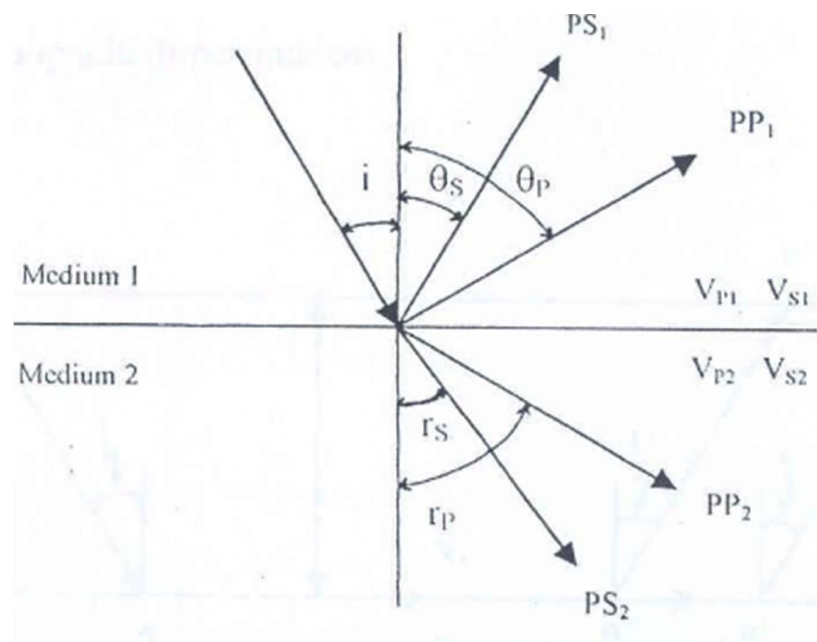
Gambar 3.2 Prinsip *Huygens*

“Setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber bagi gelombang baru”. Prinsip *Huygens* mengungkapkan sebuah mekanisme dimana sebuah pulsa seismik akan kehilangan energi dengan bertambahnya kedalaman (Asparini, 2011).

Gelombang yang terpantul akan mengikuti hukum pemantulan gelombang, yaitu hukum *Snellius* “Gelombang akan dipantulkan atau dibiaskan pada bidang batas antara dua medium”. Menurut persamaan:

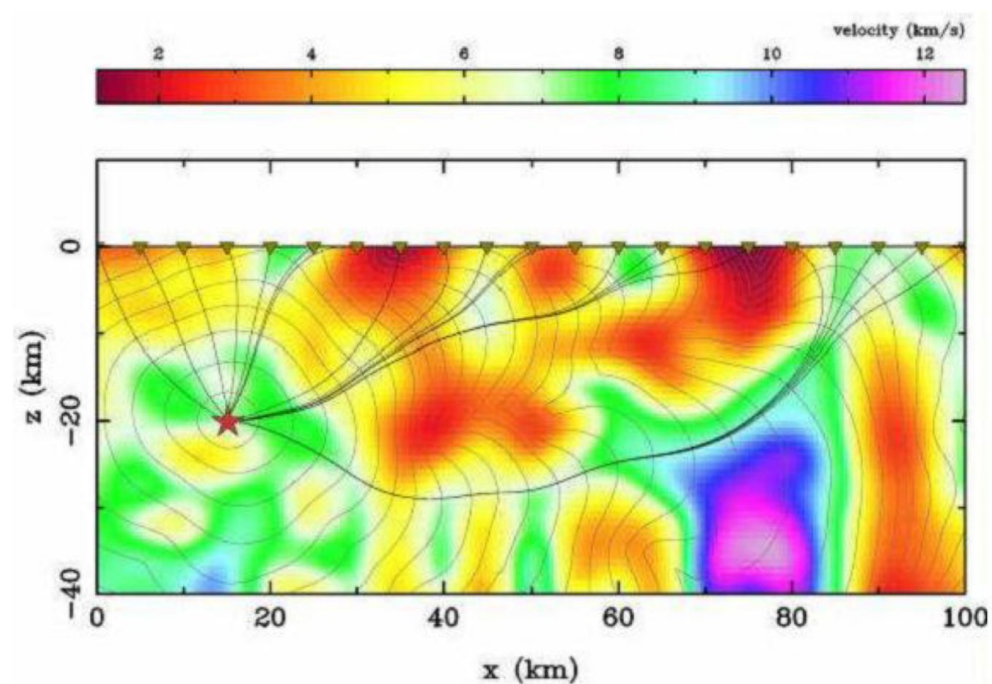
$$\frac{v}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin \theta_p} = \frac{v_{p2}}{\sin r_p} = \frac{v_{s1}}{\sin \theta_s} = \frac{v_{s2}}{\sin r_s} \quad (3.1)$$

Ketika gelombang seismik melalui lapisan batuan dengan impedansi akustik yang berbeda dari lapisan batuan yang dilalui sebelumnya, maka gelombang akan terbagi. Gelombang tersebut sebagian terefleksikan kembali ke permukaan dan sebagian diteruskan merambat dibawah permukaan. Penjalaran gelombang seismik mengikuti Hukum *Snellius* yang dikembangkan dari Prinsip *Huygens*, menyatakan bahwa sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Gelombang *P* yang datang akan mengenai permukaan bidang batas antara dua medium berbeda akan menimbulkan gelombang refraksi dan refleksi (Hutabarat, 2009).



Gambar 3.3 Hukum pemantulan *Snellius*

Prinsip *Fermat* menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain, maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang **tercepat**. Kata *tercepat* **diboldkan** untuk memberikan penekanan bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian, jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah. Untuk lebih jelasnya perhatikan gambar di bawah ini:



Gambar 3.4 Prinsip *Fermat*

3.2 Kecepatan Seismik

Kecepatan merupakan salah satu faktor yang sangat penting dalam metode seismik. Informasi kecepatan sangat penting untuk:

- a. Merubah penjalaran waktu (*travel time*) menjadi kedalaman

- b. Koreksi geometri (migrasi)
- c. Interpretasi geologi dan litologi
- d. Prediksi litologi

Dalam metode seismik, terdapat beberapa kecepatan yang umumnya dijumpai, antara lain kecepatan rata-rata (*average velocity*), kecepatan rms (*root mean square velocity*), kecepatan *stacking* (*stacking velocity*). Sebagian besar informasi tentang distribusi kecepatan di dalam tanah diperoleh dari kecepatan *stacking* yang di dapat dari *cdp-stack*. Kecepatan *stacking* ini digunakan sebagai dasar untuk memperkirakan kecepatan rms dan sering dianggap bahwa kedua kecepatan itu sama. *Rms velocity* dapat digunakan untuk memperkirakan kecepatan interval dan kecepatan rata-rata.

3.2.1 Kecepatan Rata-rata

Dalam susunan lapisan yang horizontal, kecepatan rata-rata dari lapisan ke- n diberikan oleh:

$$V_a = \frac{1}{T_0} \sum_{k=1}^n v_k t_k \quad (3.2)$$

v adalah kecepatan dari lapisan ke- k ,

t adalah *two way time* (TWT) dalam lapisan ke- k dan

T_0 adalah waktu normal (*two way normal incident*) yang didefinisikan sebagai:

$$T_0 = \sum_{k=1}^n t_k = 2 \sum_{k=1}^n \frac{h_k}{v_k} \quad (3.3)$$

h adalah tebal lapisan ke- k .

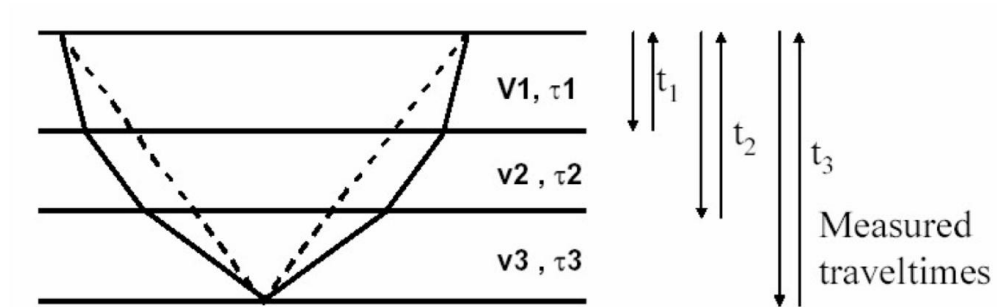
3.2.2 Kecepatan RMS (Root Mean Square)

Untuk beberapa lapisan horizontal, $_{rms} v$ dapat dirumuskan sebagai:

$$V_{rms} = \left(\frac{\sum_{k=1}^n V_k t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.4)$$

atau dapat dinyatakan sebagai:

$$V_{rms} = \left(\frac{1}{T_0} \sum_{k=1}^n V_k^2 t_k \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.5)$$



Gambar 3.5 Kecepatan rms tiap lapisan

3.2.3 Kecepatan Interval

Kecepatan interval $_{int} v$ dapat dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$v_{int}^2 = \frac{(v_b^2 t_b - v_t^2 t_t)}{(t_b - t_t)} \quad (3.6)$$

Suatu interval yang terdiri dari beberapa lapisan dimana tiap lapisan mempunyai kecepatan yang *uniform* akan mempunyai kecepatan interval w sebagai berikut:

$$w^2 = \frac{(v_{n+1}^2 t_{n+1} - v_1^2 t_1)}{(t_{n+1} - t_1)} \quad (3.7)$$

dengan persamaan (3.4):

$$w^2 = \frac{\sum_{j=1}^n v_{j+1}^2 t_{j+1} - v_j^2 t_j}{(t_{n+1} - t_1)} \quad (3.8)$$

Pada lapisan ke- j , persamaan (3.4) memberikan persamaan sebagai berikut:

$$w_j^2 = \frac{(v_{j+1}^2 t_{j+1} - v_j^2 t_j)}{(t_{j+1} - t_j)} \quad (3.9)$$

Sehingga

$$v^2_{j+1}t_{j+1} - v^2_jt_j = w^2_j(t_{j+1} - t_j) \quad (3.10)$$

maka,

$$w^2 = \frac{\sum_{j=1}^n w^2_j(t_{j+1}-t_j)}{(t_{n+1}-t_1)} \quad (3.11)$$

Persamaan (3.11) di atas merupakan persamaan untuk kecepatan *rms* dari interval tersebut. Oleh karena itu, dapat dinyatakan bahwa "kecepatan interval yang dihitung dari dua kecepatan *rms* merupakan kecepatan *rms* dari interval tersebut" (Al Chalibi, 1974). Demikian juga pada "kecepatan interval yang dihitung dari dua kecepatan rata-rata merupakan kecepatan rata-rata dari interval tersebut" (Al Chalibi, 1974). Dalam perhitungan kecepatan interval akan didapatkan hasil yang berbeda, baik dengan menggunakan kecepatan rms ataupun menggunakan kecepatan rata-rata.

Dan dengan menggunakan kecepatan rms, maka kecepatan interval yang diperoleh lebih besar dari pada menggunakan kecepatan rata-rata. Perbedaan tersebut tergantung pada faktor heterogenitas dari interval tersebut. Heterogenitas tersebut dapat dinyatakan sebagai (Al Chalibi):

$$\frac{v^2_{rms}-v^2_a}{v^2_a} = g \quad (3.12)$$

Atau

$$\frac{v_{rms}}{v_a} = (1 + g)^{\frac{1}{2}} \quad (3.13)$$

3.2.4 Kecepatan *Normal Move Out*

Kecepatan *Normal Move Out* (v_{NMO}) adalah kecepatan yang digunakan pada proses *normal move out*. Jika ΔT didefinisikan sebagai *normal move out* dan untuk lapisan horizontal koreksi *normal move out* dinyatakan sebagai:

$$\Delta T = \frac{x^2}{2v_{NMO}^2 t_0} \quad (3.14)$$

Kecepatan *NMO* dapat didefinisikan juga sebagai akar dari kemiringan-1 pada kurva $t_2 - y_2$ di titik $y = 0$, dengan y adalah jarak sumber dan geofon (Shah, 1973)

$$v_{NMO}^2 = \left[\frac{d(t^2)}{d(y^2)} \right]^{-1} \quad (3.15)$$

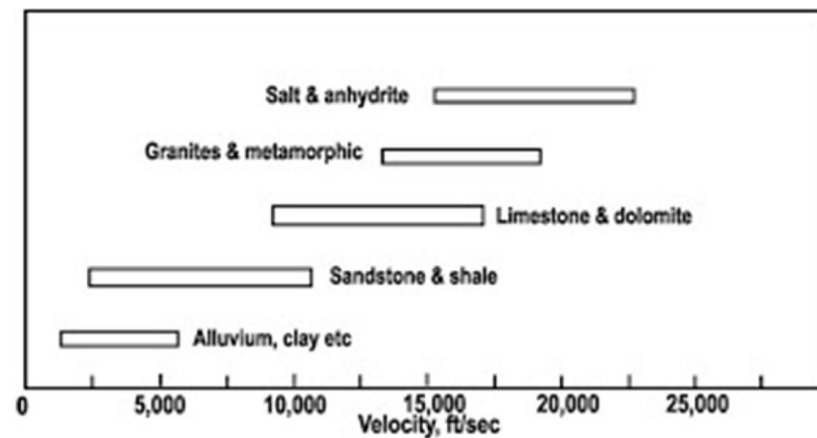
Pada perumusan ini, diasumsikan bahwa kecepatan interval dalam suatu lapisan besarnya konstan.

3.2.5 Faktor-faktor yang mempengaruhi kecepatan gelombang seismik

Faktor-faktor yang mempengaruhi kecepatan gelombang seismik antara lain:

- a. Litologi
- b. *Bulk density*
- c. Porositas
- d. Perbedaan tekanan
- e. Fluida pori

Berikut ini merupakan hubungan antara kecepatan gelombang seismik dengan litologi:



Gambar 3.6 Hubungan antara kecepatan seismik dengan litologi

3.3 Konversi Waktu Menjadi Kedalaman

Konversi waktu refleksi ke kedalaman merupakan suatu tahap kritis dalam interpretasi seismik karena memerlukan perkiraan kecepatan formasi antara titik datum referensi seismik dan titik refleksi. Konversi tersebut biasanya diperoleh dari hasil perkalian kecepatan (v) dan setengah *Two Way Time* (*TWT*) pada posisi titik reflektor tersebut atau dalam persamaan matematik dinyatakan sebagai:

$$z = v (TWT/2) \quad (3.16)$$

Data kecepatan biasanya diperoleh dari tiga sumber informasi kecepatan, yaitu *sonic log* (rekaman akustik), *check shot survey* (seismik lubang bor) dan *velocity scanning* (seismik permukaan).

***Sonic Log* (Rekaman Akustik)**

Rekaman akustik adalah rekaman dari kecepatan suara melalui formasi pada jarak satu kaki dari lubang bor. Kebalikan pengukuran ini dapat disebut sebagai kecepatan suara sesaat.

$$v_c = \lim_{\Delta \rightarrow 0} \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{dz}{dt} \quad (3.17)$$

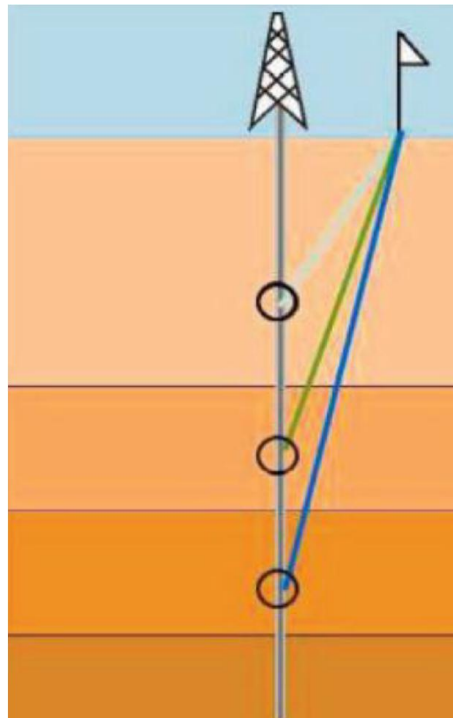
Integrasi dari kecepatan ini pada selang $Z_1 - Z_2$ memberikan kecepatan selang:

$$v_I = \frac{Z_2 - Z_1}{\int_{Z_1}^{Z_2} \frac{1}{v_c} dz} \quad (3.18)$$

Dalam praktik, karena perubahan formasi yang disebabkan oleh pengeboran dan frekuensi yang digunakan untuk pengukuran akustik lebih tinggi dari survei seismik permukaan, maka perlu untuk mengkalibrasi kecepatan selang (interval) yang didapat dari rekaman akustik menggunakan pengukuran seismik *well*.

Check Shot Survey (Seismic Well)

Check-Shot survey adalah *survey* pengukuran waktu tempuh gelombang seismik, dimana posisi sumber gelombang diletakkan di permukaan dekat lubang bor sementara perekam berada di dalam lubang bor.



Gambar 3.7 Checkshoot survey (ensiklopediseismik.blogspot.com
courtesy Halliburton)

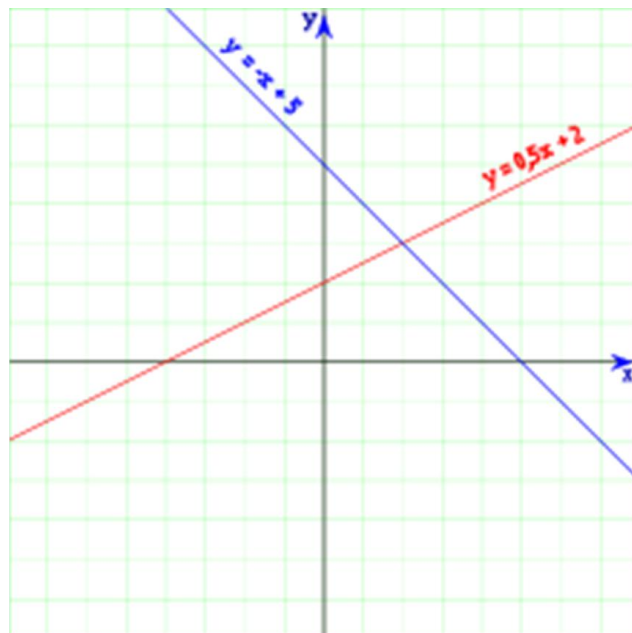
Sumber suara diaktifkan dekat suatu lubang bor, dan waktu datang dari gelombang seismik direkam dengan geofon yang dipasang pada beberapa kedalaman di lubang bor. Kecepatan rata-rata dari permukaan ke setiap tempat perekaman diperoleh dengan cara yang sama:

$$\bar{v} = \frac{z}{T} = \frac{\sum_{i=1}^n v_{Li} \Delta t_i}{\sum \Delta t_i} \quad (3.19)$$

dengan ketentuan: $\Delta t_i = (t_i - t_{i-1})$. Ini adalah sumber data kecepatan yang paling akurat, diperoleh dengan kondisi serupa dengan pengukuran seismik permukaan, tetapi terbatas pada lokasi sumur-sumur.

3.3.1 Metode *Linear Regression*

Persamaan linear adalah sebuah persamaan aljabar yang tiap sukunya mengandung konstanta atau perkalian konstanta dengan variabel tunggal. Persamaan ini dikatakan linear sebab hubungan matematis ini dapat digambarkan sebagai garis lurus dalam Sistem koordinat Kartesius.



Gambar 3.8 Contoh grafik dari suatu persamaan linear dengan nilai $m=0,5$ dan $b=2$ (garis merah)

Bentuk umum untuk persamaan linear adalah:

$$y = mx + b \quad (3.20)$$

Dalam hal ini, konstanta m akan menggambarkan gradien garis, dan konstanta b merupakan titik potong garis dengan sumbu- y . Persamaan lain, seperti x^3 , $y^{1/2}$, dan xy bukanlah persamaan linear.

Contoh sistem persamaan linear dua variable:

$$\begin{aligned} x + 2y &= 10 \\ 3b + 5c &= 4d + 20 \\ 5x - 3y + 6 &= -9x + 8y + 4 \end{aligned} \quad (3.21)$$

1. Bentuk Umum

$$Ax + By + C = 0 \quad (3.22)$$

dimana konstanta A dan B bila dijumlahkan, hasilnya bukan angka nol. Konstanta dituliskan sebagai $A \geq 0$, seperti yang telah disepakati ahli matematika bahwa konstanta tidak boleh sama dengan nol. Grafik persamaan ini bila digambarkan, akan menghasilkan sebuah garis lurus dan setiap garis dituliskan dalam sebuah persamaan seperti yang tertera diatas. Bila $A \geq 0$, dan x sebagai titik potong, maka titik koordinat $-x$ adalah ketika garis bersilangan dengan sumbu $-x$ ($y = 0$) yang digambarkan dengan rumus $-c/a$. Bila $B \geq 0$, dan y sebagai titik potong, maka titik koordinat $-y$ adalah ketika garis bersilangan dengan sumbu- y ($x = 0$), yang digambarkan dengan rumus $-c/b$

2. Bentuk Standar

$$Ax + By = C \quad (3.23)$$

dimana, A dan B jika dijumlahkan, tidak menghasilkan angka nol dan A bukanlah angka negatif. Bentuk standar ini dapat dirubah ke bentuk umum, tapi tidak bisa diubah ke semua bentuk, apabila A dan B adalah nol.

3. Bentuk titik potong Gradien

Sumbu y

$$y = mx + b \quad (3.24)$$

dimana m merupakan gradien dari garis persamaan, dan titik koordinat y adalah persilangan dari sumbu $-y$. Ini dapat digambarkan dengan $x = 0$, yang memberikan nilai $y = b$. Persamaan ini digunakan untuk mencari sumbu $-y$, dimana telah diketahui nilai dari x . Y dalam rumus tersebut merupakan koordinat y yang terletak di grafik. Sedangkan X merupakan koordinat x yang terletak di grafik

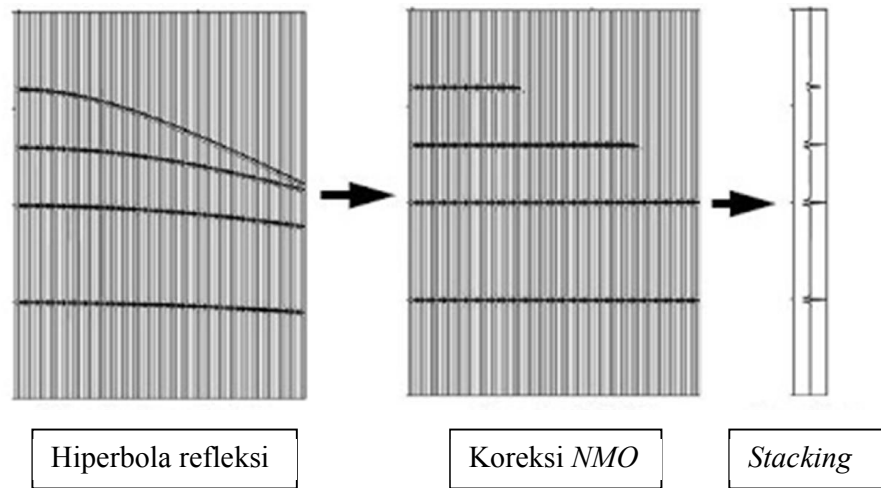
Sumbu x

$$x = y/m + c \quad (3.25)$$

dimana m merupakan gradien dari garis persamaan, dan c adalah titik potong- x , dan titik koordinat x adalah persilangan dari sumbu- x . Ini dapat digambarkan dengan $y = 0$, yang memberikan nilai $x = c$. Bentuk y/m dalam persamaan sendiri berarti bahwa membalikkan gradien dan mengalikannya dengan y . Persamaan ini tidak mencari titik koordinat x , dimana nilai y sudah diberikan.

3.3.3 Metode *Stacking Velocity*

Stacking adalah proses menjumlahkan tras-tras seismik dalam satu *CDP* setelah koreksi *NMO* (*Normal Move Out*). Proses *stacking* memberikan keuntungan untuk meningkatkan rasio *signal* terhadap *noise* (*S/N ratio*).



Gambar 3.9 Proses *stacking* (ensiklopediseismik.blogspot.com)

Gambar diatas menunjukkan prinsip koreksi *NMO*, hiperbola refleksi di-*adjust* dengan menggunakan model kecepatan (kecepatan *rms* atau kecepatan *stacking*) sehingga berbentuk lapisan horizontal, selajutnya tras-tras *NMO* dijumlahkan (*stacking*).

Metode *stacking velocity* ini merupakan metode perhitungan matematis yaitu melakukan perhitungan kecepatan interval menggunakan rumus Dix:

$$v_{int}^2 = \frac{(v_b^2 t_b - v_t^2 t_t)}{(t_b - t_t)} \quad , \quad (3.28)$$

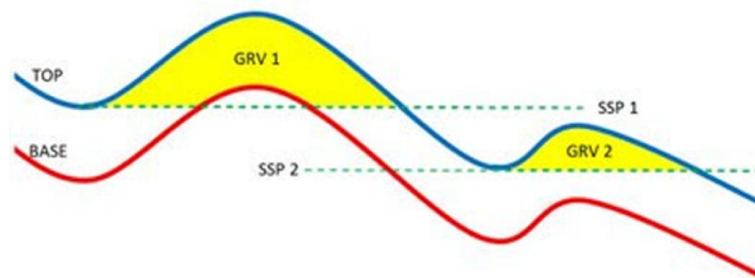
Dari kecepatan interval tersebut bisa dilakukan perhitungan depth, menggunakan persamaan:

$$2h = V_x t \quad (3.29)$$

Dengan h adalah kedalaman, V adalah kecepatan interval, dan t adalah waktu. Kelebihan dari metode ini, pemodelan kecepatan adalah proses membangun model kecepatan sesungguhnya (*true velocity*) berdasarkan pengetahuan tentang kecepatan daerah penelitian, dapat memprediksi secara lateral. Sementara kekurangannya konversi kedalaman adalah melakukan konversi dari waktu (*time*) ke kedalaman (*depth*) tanpa melakukan pemodelan kecepatan. Sehingga langkah dalam mengkonversi dibutuhkan waktu yang lama.

3.4 Perhitungan *Gross Rock Volume*

GRV (*Gross Rock Volume*) adalah volume total reservoir yang dibatasi oleh *top reservoir*, *Base reservoir* dan *Structural Spill Point (SSP)*. Satuan *GRV* adalah meter kubik atau acre foot. *Structural Spill Point* sendiri adalah level sejauh mana hidrokarbon dapat mengisi reservoir sebelum akhirnya ‘tumpah’ ke tempat lain karena kontrol struktur. Gambar dibawah ini menunjukkan sistem perangkap struktur dengan dua buah antiklin yang terisi hidrokarbon.



Gambar 3.10 *Gross Rock Volume* (ensiklopediseismik.blogspot.com)