

BAB II

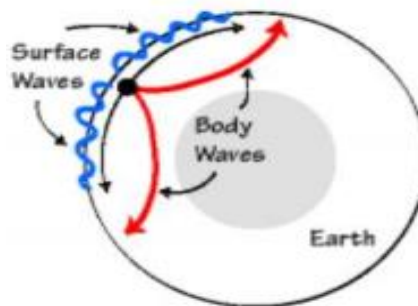
TEORI DASAR

2.1. Prinsip Dasar Gelombang Seismik

Gelombang seismik dapat diartikan sebagai sebuah gelombang yang menjalar melalui medium tubuh batuan di dalam bumi akibat adanya deformasi struktur, tarikan, dan tekanan sebagai dampak dari sifat elastik batuan di bumi. Gelombang ini bergerak menuju inti bumi dengan membawa sejumlah energi dan kemudian dijalarkan ke segala arah. Gelombang seismik sendiri merupakan sebuah gelombang akustik, artinya untuk merambat, gelombang seismik membutuhkan medium atau kata lain gelombang seismik tidak dapat merambat pada sebuah ruang hampa. Gelombang seismik memiliki beberapa hukum dan prinsip yang dapat menjelaskan proses perambatannya.

2.1.1. Jenis-Jenis Gelombang Seismik

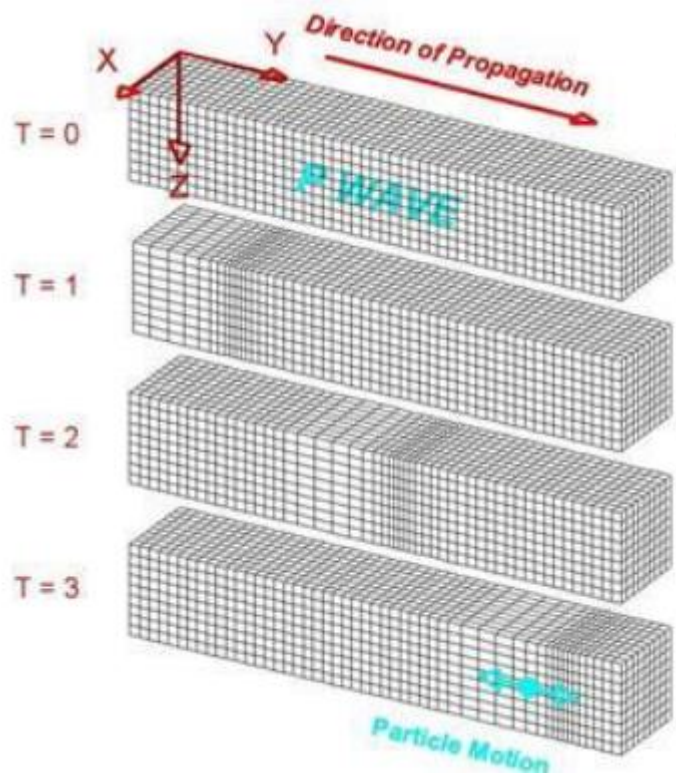
Gelombang seismik dibagi menjadi dua, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).



Gambar 1.1. Gelombang badan dan gelombang permukaan ^[2]

Gelombang badan termasuk kedalam jenis gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan biasa disebut dengan *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah didalam bumi. Secara umum, gelombang badan dibagi menjadi dua, yaitu :

- a. Gelombang P atau gelombang longitudinal atau gelombang kompresi
- Gelombang P merupakan gelombang yang memiliki tingkat kompresi paling tinggi diantara jenis gelombang lainnya, sehingga gelombang primer ini memiliki kecepatan rambat gelombang yang paling tinggi juga. Kecepatan gelombang P pada kerak bumi berkisar $\pm 5-7$ km/s dan >8 km/s didalam mantel serta inti bumi.



Gambar 1.2. Perambatan gelombang P^[3]

Pada **Gambar 2.2.** di atas, perambatan gelombang P dalam suatu medium berupa kompresi (pemampatan) dan dilatasi (peregangan) partikel. Arah gerak partikel searah dengan arah perambatan gelombang.

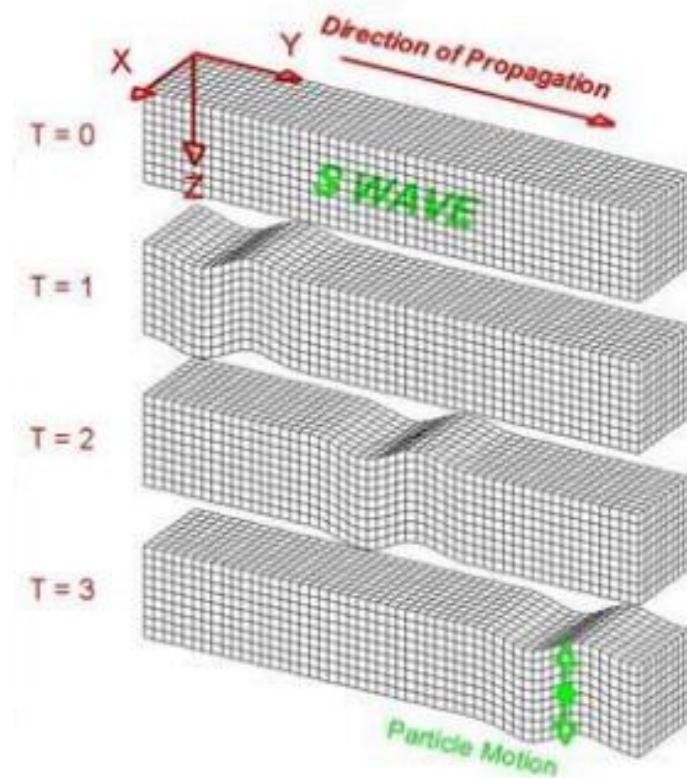
Secara matematis, cepat rambat gelombang P dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

Dimana α merupakan kecepatan gelombang P (m/s), λ merupakan konstanta Lamé (N/m²), μ adalah modulus geser (N/m²), dan ρ adalah densitas material yang dilalui oleh gelombang (kg/m³).

b. Gelombang S atau gelombang transversal atau gelombang *shear*

Gelombang S memiliki waktu penjalaran gelombang yang lebih lambat dari gelombang P. Tidak seperti gelombang P, gelombang S tidak menjalar pada medium fluida sehingga gelombang S ini tidak terdeteksi pada lapisan inti luar bumi. Kecepatan gelombang S pada kerak bumi berkisar $\pm 3\text{--}4$ km/s dan >4.5 km/s pada bagian inti dalam bumi.



Gambar 1.3. Perambatan gelombang S^[3]

Pada **Gambar 2.3.** di atas merupakan ilustrasi gerak partikel dalam suatu medium ketika dilewati gelombang S. Gerak partikelnya tegak lurus terhadap arah rambat gelombang.

Secara matematis, cepat rambat gelombang S dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

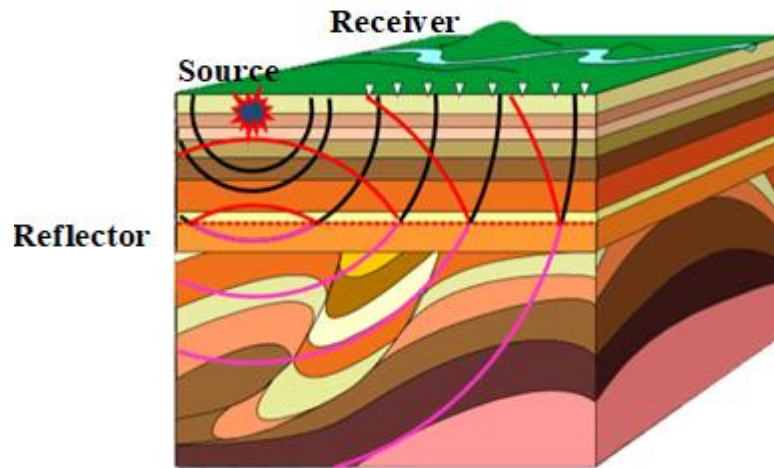
Dengan β adalah kecepatan gelombang S (m/s), μ adalah modulus geser (N/m^2), dan ρ adalah densitas material yang dilalui oleh gelombang (kg/m^3). Gelombang S hanya dapat menjalar pada medium padat. Gelombang S terdiri dari dua komponen, yaitu gelombang SV dan gelombang SH. Gelombang SV adalah gelombang S yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang vertikal, sedangkan gelombang SH adalah gelombang S yang gerakan partikelnya horizontal.

2.2. Metode Seismik Refleksi

Metode seismik refleksi adalah metode geofisika dengan menggunakan gelombang elastik yang dipancarkan oleh suatu sumber getar yang biasanya berupa ledakan dinamit (pada umumnya digunakan di darat, sedangkan di laut menggunakan sumber getar berupa *air gun*, *boomer*, atau *sparker*). Gelombang bunyi yang dihasilkan dari ledakan tersebut menembus sekelompok batuan di bawah permukaan yang nantinya akan dipantulkan kembali ke atas permukaan melalui bidang reflektor yang berupa batas lapisan batuan. Gelombang yang dipantulkan ke permukaan ini diterima dan direkam oleh alat perekam yang disebut dengan *geophone* (di darat) atau *hydrophone* (di laut)^[4].

Komponen gelombang seismik yang direkam oleh alat perekam berupa waktu datang gelombang seismik. Dari waktu datang tersebut dapat didapatkan waktu tempuh gelombang seismik yang berguna untuk memberikan informasi mengenai kecepatan gelombang seismik dalam suatu lapisan.

Gelombang seismik merambat dari *source* ke *receiver* melalui lapisan bumi dan mentransfer energi, sehingga dapat menggerakkan partikel batuan (Gambar 2.4.). Kemampuan partikel batuan untuk bergerak jika dilewati gelombang seismik menentukan kecepatan gelombang seismik pada lapisan batuan tersebut.



Gambar 1.4. Prinsip kerja seismik refleksi

2.3. Prinsip Pemantulan dan Pembiasan Gelombang

2.3.1. Hukum Snell

Hukum Snell berbunyi: “Jika suatu gelombang jatuh pada bidang batas dua medium yang mempunyai perbedaan densitas, maka gelombang tersebut akan dibiaskan jika sudut datang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya. Gelombang akan dipantulkan, jika sudut datangnya lebih besar dari sudut kritisnya. Gelombang datang, gelombang bias, dan gelombang pantul terletak pada suatu bidang datar”.

Memenuhi rumusan :

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_1}{n_2} \quad (2.3)$$

atau

$$n_1 \sin \theta_i = n_2 \sin \theta_r \quad (2.4)$$

atau

$$v_1 \sin \theta_r = v_2 \sin \theta_i \quad (2.5)$$

Dimana,

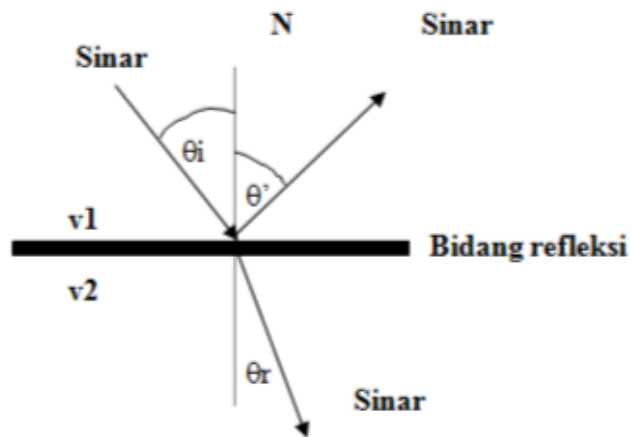
θ_i = Sudut datang

θ_r = Sudut bias

v_1 = Cepat rambat medium pertama (m/s)

v_2 = Cepat rambat medium kedua (m/s)

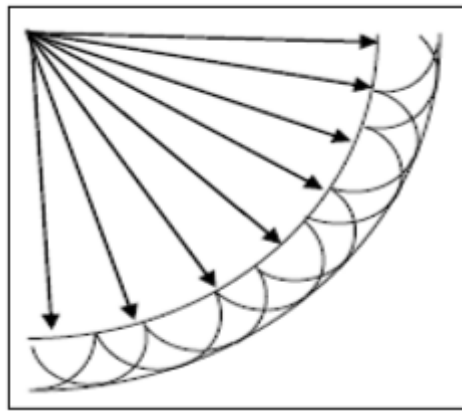
n = Indeks bias ^[5]



Gambar 1.5. Hukum Snell ^[5]

2.3.2. Prinsip Huygens

Gelombang dalam media yang serba sama (homogen) menyebar dari titik sumber sebagai bola yang mengembang dan selama proses pengembangannya, gelombang ini akan menciptakan muka-muka gelombang. Prinsip Huygens menyatakan bahwa muka gelombang yang tercipta juga bersifat sebagai sumber gelombang baru.

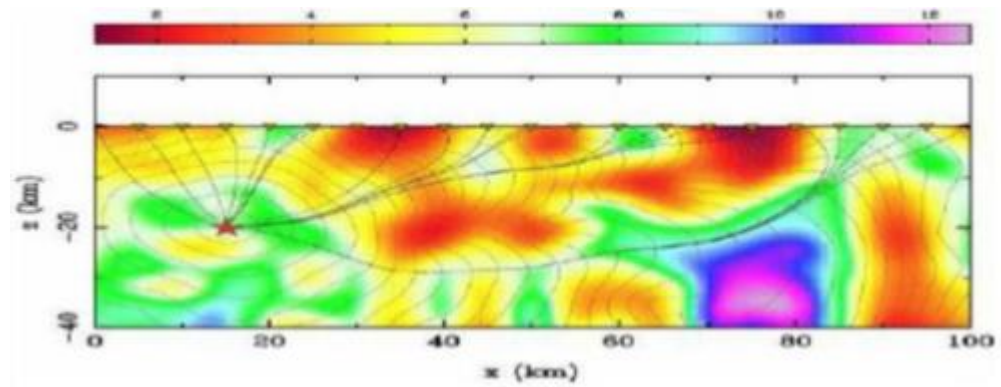


Gambar 1.6. Prinsip Huygens^[5]

Prinsip Huygens menjelaskan bahwa setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber gelombang baru yang menjalar dalam bentuk bola (*spherical*). Posisi dari muka gelombang dalam dapat seketika ditemukan dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua *wavelet* sekunder. Prinsip Huygens mengungkapkan sebuah mekanisme dimana sebuah pulsa seismik akan kehilangan energi seiring dengan bertambahnya kedalaman.

2.3.3. Prinsip Fermat

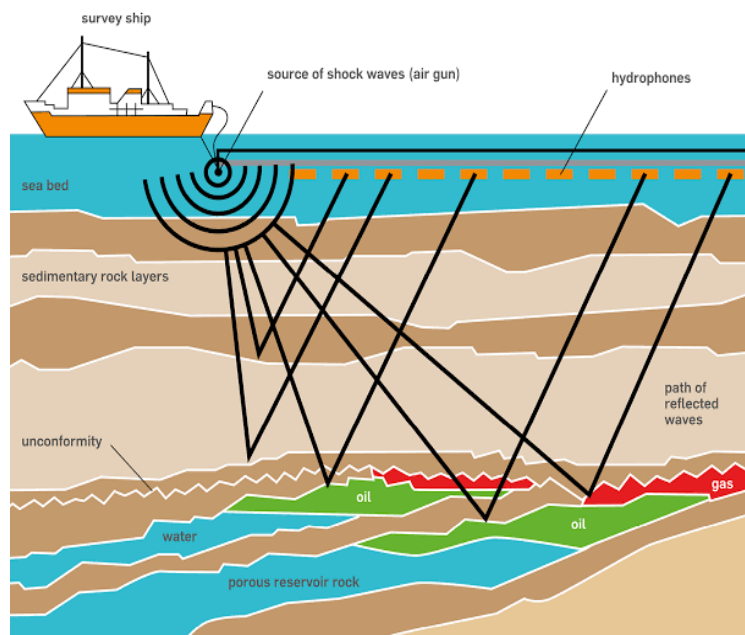
Prinsip Fermat menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lainnya, maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Jejak tercepat dimaksud untuk memberikan penekanan bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat 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^[6].



Gambar 1.7. Prinsip Fermat^[6]

2.4. Akuisisi Seismik Laut

Survei seismik laut memiliki beberapa elemen kerja yang saling berkaitan dalam proses akuisisi data yang dilakukan. Elemen yang digunakan dalam proses akuisisi seismik refleksi antara lain, yaitu sebuah sumber gelombang (*air gun/water gun*), penerima gelombang (*hydrophone*), frekuensi sumber, dan desain akuisisi pengambilan data di lapangan. Tahapan ini merupakan tahap yang paling menentukan dalam proses eksplorasi, karena kenampakan data bergantung pada proses akuisisi data yang dilakukan.



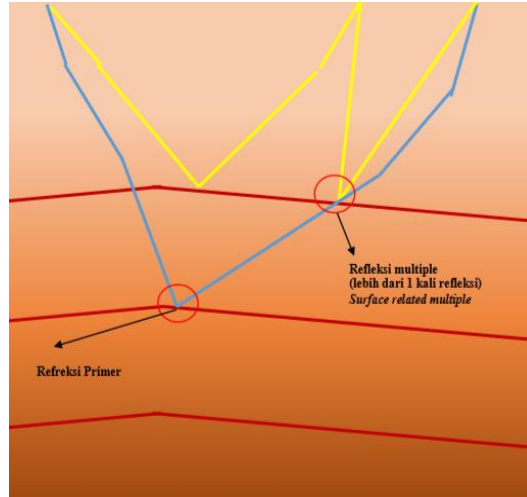
Gambar 1.8. Ilustrasi survei seismik laut

Jenis survei yang dapat dilakukan terbagi atas survei seismik dua dimensi (2D) dan survei seismik tiga dimensi (3D). Survei seismik 2D terdiri atas lintasan yang berbentuk garis dengan panjang lintasan sesuai dengan target yang ingin dicapai, dimana pada survei seismik 2D ini memiliki geometri titik pantul gelombang pada kedalaman yang sama, yang disebut dengan *Common Depth Point* (CDP) berupa titik dan memiliki *Common Mid Point* (CMP) yang berupa titik pula^[7].

2.5. *Multiple*

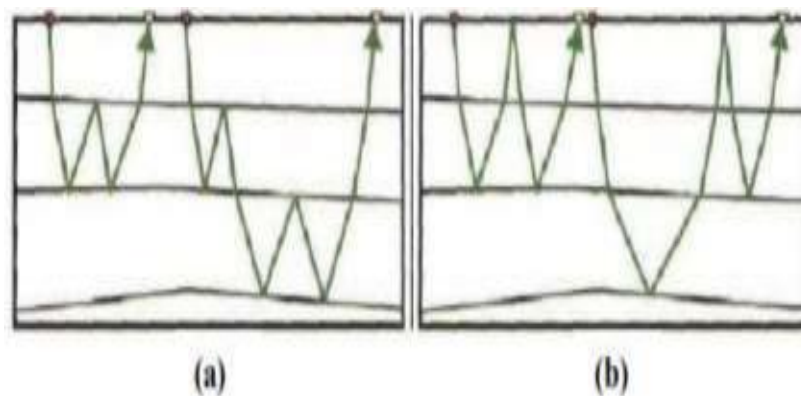
Pada pengambilan data seismik laut, *multiple* timbul akibat adanya gelombang yang terperangkap dalam lapisan air laut maupun lapisan batuan karena adanya kontras impedansi medium perambatan yang sangat besar. Gelombang tidak dapat menembus lapisan untuk dapat kembali ke permukaan, sehingga terpantul dalam lapisan yang sama. Gelombang tersebut ditangkap oleh *hydrophone (receiver)* dan akan memberikan informasi waktu rambat gelombang yang lebih lama daripada saat gelombang tersebut hanya terpantulkan sekali oleh suatu lapisan (lapisan primer). Berdasarkan informasi waktu rambat gelombang ini, maka akan menimbulkan efek lapisan baru yang sebenarnya tidak ada pada data seismik.

Refleksi primer hanya sekali terpantul pada batas medium *subsurface* sebelum ditangkap oleh penerima. Refleksi primer tersebut menyediakan beberapa informasi, antara lain kecepatan dan identifikasi struktur bawah permukaan bumi. Akan tetapi, tidak hanya refleksi primer saja, penerima juga merekam refleksi dari satu kali sebelum diterima di permukaan. Refleksi *multiple* biasanya mengganggu refleksi primer dan cenderung menghasilkan gambaran seismik yang buruk^[8].



Gambar 1.9. Ilustrasi *primary path* dan *multiple path* ^[9]

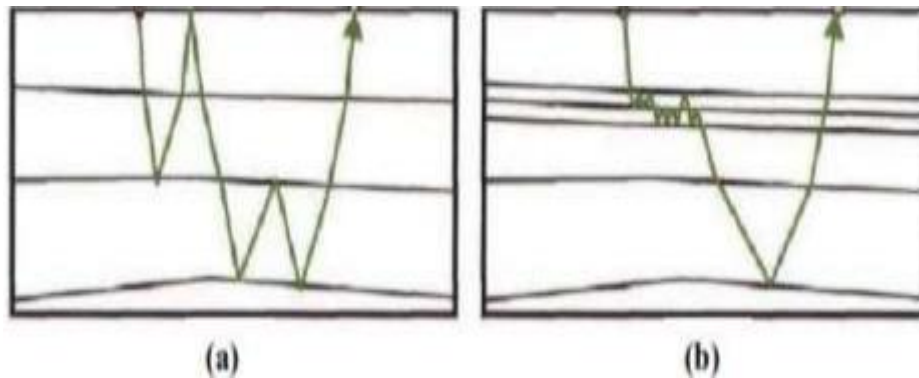
Multiple dapat diklasifikasikan ke dalam beberapa jenis. Pertama, *multiple* diklasifikasikan berdasarkan pertimbangan refleksi antarmuka. Berdasarkan refleksi antarmuka, *multiple* dibagi menjadi dua, yakni *internal multiple* dan *surface-related multiple*. *Internal multiple* merupakan gelombang *multiple* yang terefleksikan ke bawah pada reflektor pertama di bawah permukaan sebelum gelombang direfleksikan kembali ke atas dan direkam oleh penerima. *Surface-related multiple* merupakan gelombang *multiple* yang mengalami refleksi ke bawah pada lapisan permukaan sebelum direfleksikan kembali ke atas dan direkam oleh penerima ^[9].



Gambar 1.10. (a) *Internal multiple*, (b) *Surface-related multiple* ^[9]

Kedua, *multiple* dapat dibagi menjadi dua jenis berdasarkan waktu penjaran gelombangnya, yaitu *short period multiple* dan *long period*

multiple. *Short period multiple* memiliki waktu tiba gelombang *multiple* yang tidak berlaku jauh dari waktu tiba gelombang primernya, sehingga *multiple* dalam data seismik tergambarkan tidak jauh dari *event* primernya. *Long period multiple* memiliki waktu tiba gelombang *multiple* yang sangat besar daripada waktu tiba gelombang primernya, sehingga *multiple* jenis *long period multiple* akan tergambarkan jauh dari *event* primernya.



Gambar 1.11. (a) *Long period multiple*, (b) *Short period multiple*^[9]

Multiple memiliki beberapa karakteristik, di antaranya yaitu^[8] :

- 1) *Multiple* merupakan refleksi primer yang diulang dengan interval teratur dan memiliki *travel time* yang lebih lambat daripada refleksi primer.
- 2) *Multiple* mampu meningkatkan kemiringan lapisan, khususnya pada *multiple* orde tinggi. Namun kemiringan lapisan yang digambarkan oleh *multiple* tidak sesuai dengan kemiringan lapisan yang sederhana.
- 3) *Multiple* yang muncul pada orde tinggi akan memperbesar efek amplitudo.

Multiple merupakan salah satu *noise* yang terjadi akibat terperangkapnya gelombang seismik dalam air laut dan lapisan batuan lunak. Pada *multiple* terjadi pengulangan refleksi dimana gelombang seismik akan terpantul pada per lapisan yang sama, kemudian terpantulkan ke permukaan dan diterima oleh *receiver*. Hal ini akan membuat gambaran permukaan dari data seismik menjadi tidak jelas.

Untuk dapat menghilangkan *multiple*, perlu adanya pengetahuan mengenai karakteristik dari *multiple* itu sendiri. Di dalam rekaman seismik, terdapat beberapa jenis *multiple* diantaranya, *water-bottom multiple*, *peg-leg multiple*, dan *intra-bed multiple*. Di dalam rekaman seismik, masing-masing *multiple* akan menunjukkan morfologi reflektor yang sama dengan reflektor utamanya (*primary*) namun memiliki waktu yang berbeda.

2.6. Pengolahan Data Seismik

2.6.1. Input Data

Pada tahapan ini, dilakukan *input data* berupa rekaman data seismik yang diperoleh di lapangan berupa data mentah yang direkam *field tape* dalam format *multiplex*. Format *multiplex* merupakan perekaman *trace* seismik yang dilakukan dalam waktu bersamaan. Dalam *raw data input format multiplex*, terdiri dari *SEG-A*, *SEG-B*, *SEG-C*, *SEG-D*, dan *SEG-Y*. Pada pengolahan data ini, format data yang digunakan adalah berupa *SEG-Y*.

2.6.2. Geometri

Geometri pada dasarnya berusaha mencocokkan antara *file number* (pada *observer report*) dengan data seismik yang direkam dalam 1 *shot* (dalam pita magnetik atau media penyimpanan lainnya). Data yang semula hanya berisikan nomor ID lapangan (FFID), setelah dilakukan proses geometri maka akan menghasilkan data *shot*, CDP (*Common Depth Point*), *offset*, dan yang lainnya yang diperlukan untuk pengolahan selanjutnya. Koreksi akibat geometri dilakukan untuk mendapatkan informasi lengkap tentang segala sesuatu yang berhubungan dengan dimensi fisik survei lapangan, pada dasarnya adalah berupa penentuan posisi tiap-tiap *trace* dan titik tembak antara satu dengan yang lainnya.

Hasil penerapan koreksi geometri diharapkan diperoleh informasi yang benar tentang geometri daerah survei sehingga apabila digunakan data CDP, maka akan berasal dari titik refleksi yang sama. *Output* dari pendefinisian geometri ini berupa *stacking chart* yang sesuai dengan geometri

penembakan yang dilakukan pada akuisisi data. *CDP gather (Common Depth Point Gather)* termasuk dalam subproses yang disebut geometri, yang pada hakekatnya berusaha menghubungkan besaran-besaran di permukaan dengan besaran-besaran di bawah permukaan. Besaran di permukaan berupa nomor *trace*, jarak antar *point*, dan nomor stasiun.

2.6.3. *Editing*

Editing merupakan suatu proses untuk menghilangkan sinyal yang tidak dibutuhkan dari suatu data seismik. Adapun proses *editing* terdiri dari :

1) *Muting*

Muting merupakan proses untuk menghilangkan suatu sinyal gelombang seismik yang bekerja secara dua dimensi, biasanya digunakan untuk menghilangkan gelombang langsung (*direct wave*) dan gelombang refraksi (*refraction wave*). Ada tiga jenis *muting* yang sering dilakukan pada pengolahan data seismik, yaitu :

- a. *Top Mute*, yaitu pemotongan data yang tidak diperlukan di atas fungsi yang didefinisikan dari waktu nol sampai waktu *far offset* atau digunakan untuk menghilangkan sinyal seismik yang ada pada data seismik bagian atas seperti *first break*. Tujuan *top mute* adalah untuk mencegah terjadinya efek *stretching* pada saat dilakukan proses NMO.
- b. *Surgical Mute*, yaitu pemotongan data yang tidak diperlukan pada daerah di antara dua fungsi yang didefinisikan. Bertujuan untuk menghilangkan *noise* koheren pada daerah tertentu.
- c. *Bottom Mute*, yaitu pemotongan data yang tidak diperlukan di bawah fungsi yang didefinisikan atau digunakan untuk menghilangkan sinyal gelombang seismik bagian bawah.

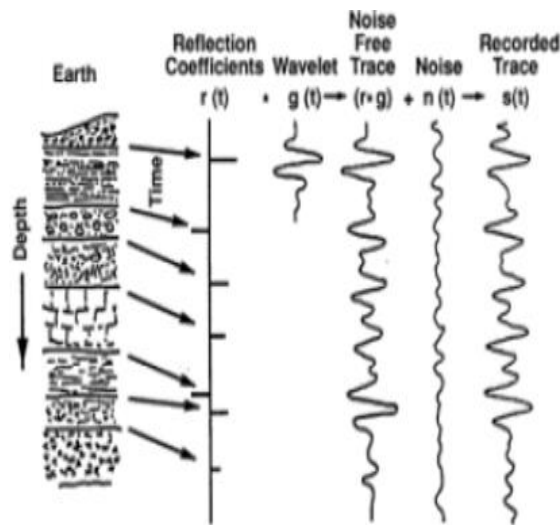
2) *Killing*

Killing merupakan proses untuk menghilangkan suatu sinyal seismik yang bekerja secara satu dimensi, biasanya digunakan untuk menghilangkan satu *trace* yang memiliki amplitudo yang tidak seperti

sinyal lainnya. *Killing* pada satu atau dua *trace* tidak akan menghilangkan validitas dari hasil akhir data seismik karena pada saat *stacking* dibutuhkan banyak untuk setiap CDP.

2.6.4. Dekonvolusi

Dekonvolusi adalah proses konvolusi yang dilakukan antara respon dari koefisien refleksi hasil litologi bawah permukaan dengan seismik *trace* yang terekam untuk menghasilkan *wavelet* seismik yang menunjukkan hasil respon gelombang akustik bawah permukaan tanpa hasil refleksi litologi^[10].



Gambar 1.12. Dekonvolusi^[10]

Trace seismik yang diterima dan terekam di alat merupakan suatu hasil dari konvolusi gelombang seismik yang terjadi dalam bumi, yang dinyatakan sebagai :

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (2.6)$$

dimana :

$s(t)$ = *trace* yang terekam

$w(t)$ = *wavelet*

$r(t)$ = koefisien refleksi

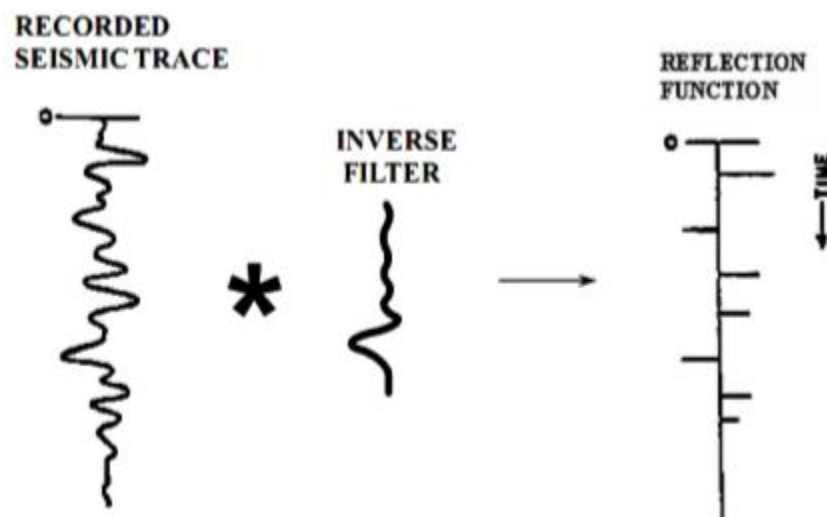
$n(t)$ = *noise*

$(*)$ = proses konvolusi

Dalam proses konvolusi tersebut, *wavelet* yang dibangkitkan sumber gelombang merambat ke medium bawah permukaan, berkonvolusi terhadap koefisien refleksi. Koefisien refleksi adalah target utama dalam survei seismik yang mampu menunjukkan kontras impedansi akustik sebagai petunjuk perubahan litologi maupun konfigurasi internal batuan dibawah permukaan bumi sehingga data yang sudah terkonvolusi memiliki nilai koefisien reflektivitas bumi ^[1].

Efek-efek alamiah pemfilteran yang terjadi dibawah permukaan bumi memiliki faktor tambahan terhadap hasil konvolusi tersebut, yaitu berupa *noise* yang sebetulnya tidak diinginkan tetapi terekam di *receiver*. Dekonvolusi bertujuan untuk mengambil komponen reflektivitas dari data seismik dengan cara membuang efek *wavelet*.

Proses dekonvolusi adalah proses untuk mengkompres *wavelet* untuk meningkatkan resolusi data seismik dengan mengambil *wavelet* dasarnya sehingga dapat mempertajam *image* bawah permukaan dengan membuat *wavelet* menjadi lebih *spike* dan memiliki resolusi yang lebih tinggi ^[11].



Gambar 1.13. Model umum dekonvolusi yang arah sebaliknya dari konvolusi ^[11].

2.6.5. *True Amplitude Recovery* (TAR)

TAR merupakan proses untuk mengembalikan harga amplitudo seismik yang mengalami pelemahan akibat divergensi bumi. Penguatan amplitudo seismik terjadi dengan mengasumsikan setiap titik reflektor seolah-olah datang dengan energi yang sama.

Faktor yang mempengaruhi tinggi rendahnya amplitudo gelombang seismik, antara lain :

- a. Kekuatan sumber ledakan antara sumber ledakan dengan medium yang berperan dalam melemahkan harga amplitudo gelombang seismik.
- b. Divergensi bola (*spherical divergence*) yang menyebabkan energi gelombang terdistribusi dalam volume bola.
- c. Variasi koefisien terhadap sudut datang gelombang dan terhadap *offset*.
- d. Atenuasi dan absorpsi.
- e. *Multiple* atau pantulan berulang oleh lapisan-lapisan tipis.
- f. Interferensi dan superposisi.
- g. Hamburan gelombang oleh struktur yang runcing/difraksi.

Pada proses TAR, tidak dirancang untuk menghilangkan semua faktor di atas, tetapi hanya sebagian saja. Secara umum, proses TAR terdiri atas :

a) ***Gain Removal***

Gain removal merupakan suatu proses yang dilakukan untuk membuang penguatan yang dilakukan oleh *amplifier* pada saat perekaman data. Akibatnya, sinyal-sinyal hasil refleksi tersebut akan semakin lemah dan akan digantikan dengan hasil penguatan yang bisa didapatkan dari *experimental gain curve* yang dianggap cocok pada wilayah survei.

b) **Koreksi Divergensi Bola**

Koreksi ini dilakukan karena adanya atenuasi akibat jarak atau geometri perambatan gelombang yang berbentuk seperti bola (*spherical divergence*).

2.6.6. Analisa Kecepatan

Analisa kecepatan merupakan salah satu proses untuk meningkatkan rasio sinyal seismik terhadap *noise*. Sinyal-sinyal pantul yang terdapat dalam *trace* seismik membawa informasi mengenai kecepatan lapisan bawah permukaan. Proses analisa kecepatan biasanya dilakukan terhadap data *CMP gather* (*Common Mid Point gather*), yaitu data yang terdiri dari beberapa pasang tembakan (*shot*) dan penerima (*receiver*) tetapi memiliki titik tengah (CMP) yang sama. Namun jika titik tengah tersebut diproyeksikan ke bidang pantul, maka disebut dengan CDP (*Common Depth Point*).

Tujuan dari proses analisis kecepatan adalah untuk memperoleh nilai kecepatan yang cukup akurat dalam menentukan kedalaman, ketebalan, dan kemiringan dari suatu reflektor. Nilai kecepatan hasil analisis akan digunakan untuk proses selanjutnya. Analisis kecepatan dilakukan di dalam proses pengolahan data seismik pada data *CMP* (*Common Mid Point*) *gather*.

Prinsip dasar proses analisis kecepatan adalah memilih nilai kecepatan hingga diperoleh hasil yang tepat (*trial and error*). Jika kecepatan yang dicari bernilai V_s , maka dilakukan percobaan-percobaan nilai kecepatan dari V_1 sampai V_2 , dimana nilai $V_1 < V_s < V_2$, dengan interval ΔV yang cukup kecil. Keluaran dari salah satu tipe analisis kecepatan berupa tabel angka sebagai fungsi kecepatan terhadap waktu tempuh dua arah untuk pantulan tegak lurus (normal), atau yang biasa disebut dengan spektrum kecepatan. Angka-angka ini mewakili hasil penghitungan koherensi sinyal-sinyal pantul sepanjang lengkung hiperbola yang terbentuk dan dipengaruhi oleh kecepatan, *offset*, dan waktu tempuh.

Macam-macam kecepatan yang terdapat pada gelombang, antara lain :

1) Kecepatan Interval (V_i)

Kecepatan interval adalah laju rata-rata antara dua titik yang diukur tegak lurus terhadap lapisan yang dianggap sejajar. Kecepatan interval sering diukur dari kecepatan *stack* menggunakan persamaan *dix*, berupa [1] :

$$v_i = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (2.7)$$

dimana,

V_i = kecepatan interval (m/s)

Δz = perubahan jarak vertikal pada kedalaman tertentu (m)

Δt = perubahan waktu yang terjadi pada kedalaman tertentu (s)

2) Kecepatan Rata-Rata ($\bar{V}$)

Kecepatan rata-rata merupakan perbandingan antara jarak vertikal Δz_f terhadap waktu perambatan gelombang Δt_f yang menjalar dari sumber ke kedalaman tertentu,

$$\bar{V} = \frac{\sum_f V_f \Delta t_f}{\sum_f \Delta t_f} = \frac{\sum_f \Delta z_f}{\sum_f \Delta t_f} \quad (2.8)$$

dimana,

$\bar{V}$ = kecepatan rata-rata (m/s)

Δz_f = perubahan jarak yang terjadi (m)

Δt_f = perubahan waktu yang terjadi (s)

3) Kecepatan RMS (*Root Mean Square*)

Kecepatan rms merupakan kecepatan total dari sistem perlapisan horizontal dalam bentuk akar kuadrat pukul rata. Apabila waktu rambat vertikal $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots, \Delta t_n$ dan kecepatan masing-masing lapisan $V_1, V_2, \dots, V_n$, maka kecepatan rms untuk lapisan dirumuskan dengan :

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n V_k^2 \cdot \Delta t_k}{\sum_{k=1}^n \Delta t_k}} \quad (2.9)$$

dimana,

V_k = kecepatan interval (m/s)

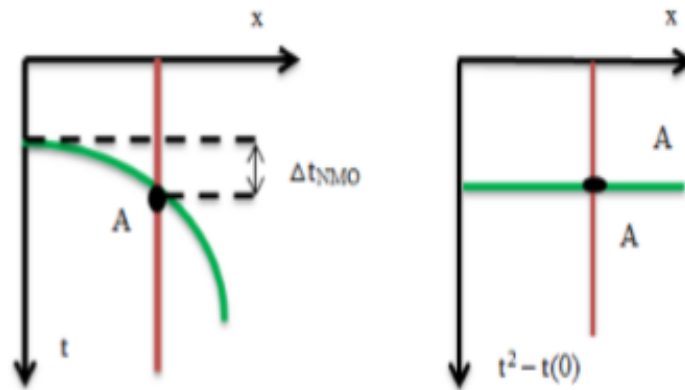
t_k = waktu tempuh bolak balik (s)

2.6.7. Koreksi NMO (*Normal Move Out*)

Koreksi NMO merupakan koreksi untuk menghilangkan pengaruh beda jarak antara sumber dan penerima pada data seismik, sehingga seolah-olah sumber dan penerima berada pada satu sumbu garis vertikal (*zero offset*). Perbedaan antara waktu datang gelombang pantul pada masing-masing *offset* dengan waktu datang gelombang pantul untuk *offset* nol, inilah yang disebut dengan *Normal Move Out* (NMO) ^[1]. Persamaan waktu tempuh gelombang dapat dituliskan dengan menggunakan persamaan sebagai berikut :

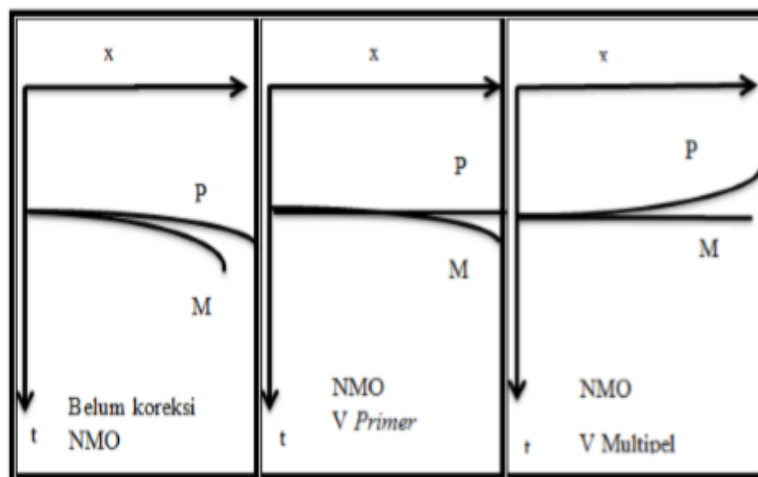
$$t(x)^2 = t(0)^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (2.10)$$

dimana x adalah *offset*, yaitu jarak antara masing-masing sumber dan penerima dan v adalah kecepatan dari medium di atas reflektor dan t_0 adalah waktu bolak-balik vertikal (*Two-Way Travel Time*). Selisih waktu NMO (Δt_{NMO}) dipengaruhi oleh kecepatan penjalaran gelombang seismik pada medium batuan. Besarnya *move-out* berbanding lurus dengan jarak antara sumber-penerima. Selain itu semakin besar kedalaman lapisan pada jarak sumber-penerima yang tetap, maka semakin kecil nilai *moveout*nya. *Moveout* adalah selisih waktu Δt_{NMO} antara jarak suatu titik reflektor terhadap titik nol secara horizontal ^[12].



Gambar 1.14. Selisih waktu Δt_{NMO} ^[12]

Waktu rambat gelombang untuk satu titik di *subsurface* akan terekam oleh sejumlah *receiver* sebagai garis lengkung hiperbola. Kondisi seperti ini tidak mewakili kondisi struktur bawah permukaan yang sebenarnya. Koreksi NMO apabila digunakan kecepatan primer maka gelombang primer akan menjadi *flat* dan *multiple* akan *under-corrected*, begitu pula sebaliknya apabila digunakan kecepatan *multiple* maka gelombang *multiple* akan *flat* dan gelombang primer akan *over-corrected* (**Gambar 2.15.**). Perubahan kelurusan dari data seismik ini dinamakan dengan nilai *moveout*.

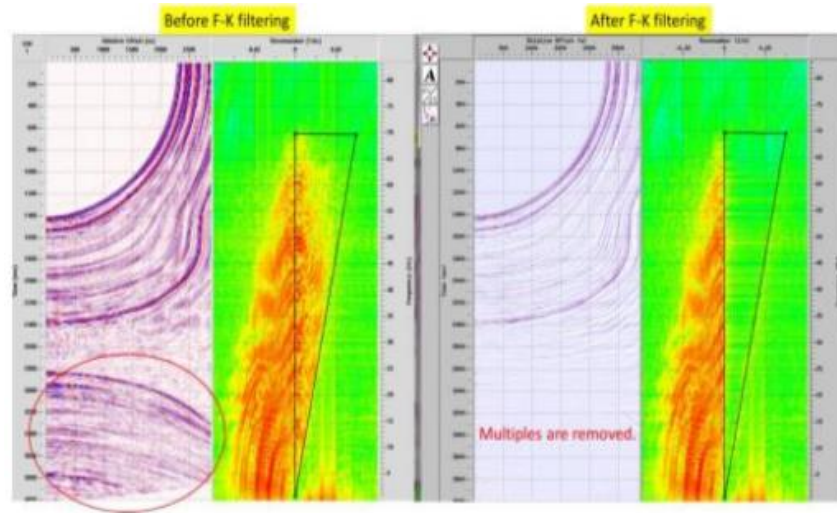


Gambar 1.15. Pengaruh kecepatan terhadap sinyal primer dan *multiple* ^[13]

2.6.8. *F-K Filter*

Penerapan *F-K filter* pada sebuah data bertujuan agar *multiple* terpisah dari sinyal primer dalam domain tertentu. Dalam data seismik sinyal primer dan *noise* akan sulit dibedakan jika mempunyai frekuensi yang sama. Apabila

ingin menghilangkan *noise* yang terkandung pada data menggunakan *filter* frekuensi biasa, maka informasi data akan hilang. Oleh karena itu dilakukan dengan cara mentransformasikan data dari domain waktu-jarak ($T-X$) menjadi domain frekuensi-bilangan gelombang ($F-K$) agar informasi data tetap utuh terjaga. Proses ini dikenal dengan $F-K$ filter. Metode $F-K$ filter menggunakan data yang sudah terkoreksi NMO karena hasil dari koreksi NMO akan membedakan sinyal primer dan *multiple* dari *moveout*nya.



Gambar 1.16. Filtering pada domain $F-K$ pada data seismik marine^[14]

Adapun tahapan $F-K$ demultiple^[1] adalah sebagai berikut :

- 1) Penerapan koreksi *normal moveout* (NMO) terhadap *common mid point* (CMP) *gathers* yang sudah siap diproses dengan menggunakan kecepatan gelombang seismik (v_b) dengan $v_m < v_b < v_p$, dimana v_m merupakan kecepatan *multiple* dan v_p merupakan kecepatan gelombang primer, sehingga posisi gelombang primer menjadi *over-corrected* dan posisi *multiple* menjadi *under-corrected*.
- 2) Transformasi CMP *gathers* yang telah terkoreksi dari domain $T-X$ menjadi domain $F-K$ dengan menggunakan *2D Fourier Transform*.

$$\Phi(k, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(X, t) \cdot e^{i\omega t} \cdot e^{ikr} dt dr \quad (2.11)$$

- 3) Pilih kuadran dalam domain $F-K$ yang berisi reflektor primer.
- 4) Lakukan inversi Transformasi *Fourier* dari domain $F-K$ menjadi domain $T-X$.

$$\varphi(x,t) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(k,\omega) \cdot e^{-ikx} \cdot e^{-i\omega t} dk d\omega \quad (2.12)$$

- 5) Lakukan inversi NMO untuk menghilangkan koreksi NMO dengan kecepatan vb.
- 6) CMP *gathers* yang telah mengalami tahapan tersebut siap untuk di *stacking* atau migrasi.

Domain *F-K* kemiringan positif akan terpetakan dikuadran kanan dan kemiringan negatif akan dikuadran kiri, sedangkan untuk penampang datar pada domain *F-K* akan memiliki bilangan gelombang nol. Dengan demikian, semakin besar kemiringan domain (*T-X*) akan memberikan harga gelombang yang lebih besar (jauh dari nol). Hubungan *k* dengan panjang gelombang pada domain (*F-K*) adalah $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, dimana $\lambda = \frac{v}{f}$, sehingga diperoleh :

$$k = \frac{2\pi f}{v} \quad (2.13)$$

dimana :

k = bilangan gelombang

f = frekuensi (Hz)

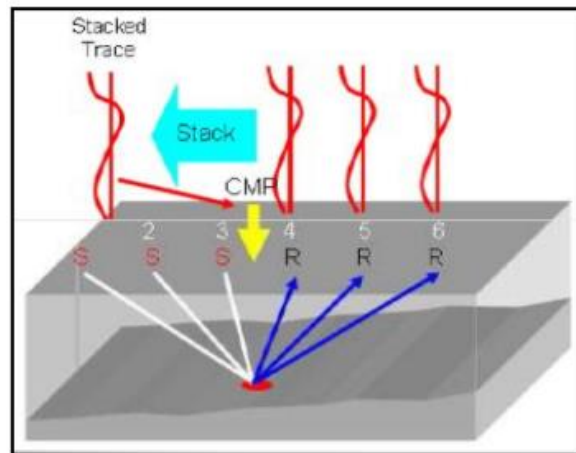
v = cepat rambat gelombang (m/s)

Kelebihan dari *filter* jenis frekuensi-bilangan gelombang ini adalah dapat melakukan analisis dan identifikasi kemunculan *aliasing*, sehingga memungkinkan juga tidak melibatkan sinyal dalam frekuensi tertentu yang sudah mengalami *aliasing*.

2.6.9. Stacking

Stacking adalah proses penggabungan dua atau lebih *trace* menjadi satu *trace* atau disebut dengan *gather data* (**Gambar 2.17.**). Penggabungan ini dapat terjadi dengan beberapa cara. Dalam pengolahan data digital,

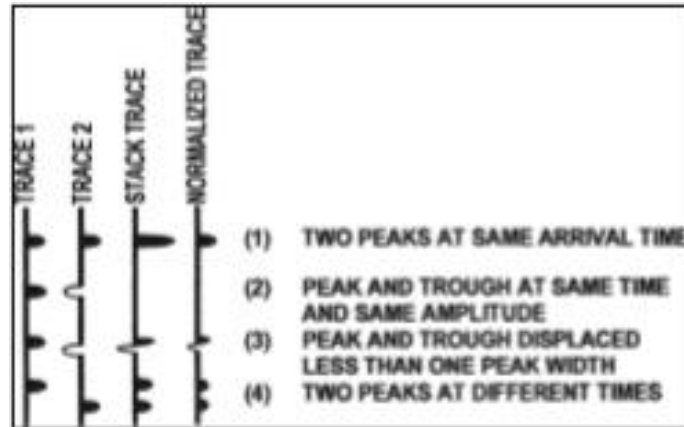
amplitudo dari *trace* dinyatakan sebagai angka, sehingga *stacking* dapat dilakukan dengan menambahkan angka-angka tersebut.



Gambar 1.17. Diagram proses *stack* ^[15]

Pada **Gambar 2.17.** di atas, masing-masing *receiver* menerima satu *trace*, lalu setelah dilakukan *stacking* maka *trace-trace* tersebut akan bergabung menjadi satu *trace*.

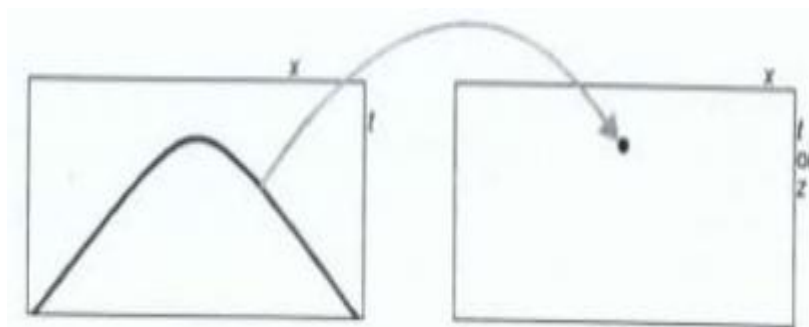
Prinsip dari CMP *stacking* ini dapat dilihat pada **Gambar 2.18.** di bawah. Pada keterangan nomor (1) merupakan penggabungan dua *trace* (puncak gelombang) yang muncul pada waktu yang sama menghasilkan puncak tinggi sebagai hasil dari penambahan dua puncak. Keterangan nomor (2) merupakan penggabungan puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang sama sehingga akan meniadakan satu sama lain. Keterangan nomor (3) menunjukkan puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang berbeda sehingga gelombang yang terbentuk adalah setengah dari lebar puncak dan lembah aslinya. Keterangan nomor (4) menunjukkan dua puncak yang berada dalam waktu yang berbeda, kombinasi dari *trace* akan memiliki dua puncak yang terpisah dengan ukuran yang sama seperti aslinya.



Gambar 1.18. Prinsip CMP *stacking* ^[5]

2.6.10. Kirchhoff Time Migration

Migrasi Kirchhoff adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction* summation. Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu dengan menggunakan kecepatan rms dan *straight ray*, atau dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*. Migrasi Kirchhoff disebut juga migrasi tipe difraksi, yang merupakan suatu pendekatan secara statistik dimana posisi suatu titik dibawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama. Secara praktis, migrasi Kirchhoff dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari satu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya, berupa kurva difraksi.



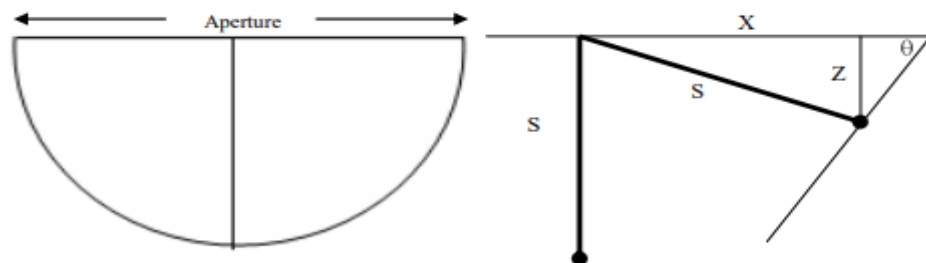
Gambar 1.19. Metode migrasi Kirchhoff dengan prinsip penjumlahan difraksi ^[16]

Menurut prinsip tersebut, amplitudo pada posisi refleksi yang sebenarnya akan dijumlahkan secara koheren sepanjang kurva difraksi (**Gambar 2.19.**).

Kelebihan dari migrasi jenis Kirchhoff ini adalah dapat meresolusi struktur dengan kemiringan yang curam. Sedangkan salah satu kekurangannya adalah kenampakan yang buruk jika data seismik mempunyai S/N yang rendah atau data yang buruk.

Didalam migrasi Kirchhoff dikenal dengan adanya *aperture* yang merupakan jarak atau cakupan suatu data yang akan dimasukkan ke dalam perhitungan pada migrasi Kirchhoff. *Aperture* harus dapat mencakup setiap reflektor yang menjadi target agar amplitudo dapat dimigrasi ke posisi reflektor sebenarnya (**Gambar 2.20.**).

Jika *aperture* tidak cukup lebar, maka akan terdapat amplitudo yang tidak termigrasi. Untuk keberhasilan proses *imaging* ini, *aperture* haruslah cukup lebar untuk mencakup garis sinar refleksi dari setiap target. *Aperture* setidaknya harus dua kali lebih lebar dari jarak perpindahan lateral antara titik perekaman dengan titik refleksi atau bisa juga merupakan jarak daripada *far offset*nya.



Gambar 1.20. Skema *aperture* dari migrasi ^[17]

Aperture dapat juga dirumuskan dengan :

$$\frac{v}{2} \sqrt{t / f} \quad (2.14)$$

Dengan v adalah kecepatan rata-rata (m/s), t adalah waktu tempuh (s), dan f adalah frekuensi dominan (Hz).