



TUGAS AKHIR - SF 184801

Pemodelan Kedepan dan Kebelakang dalam Estimasi Penentuan Faktor Q pada Data Seismik

Lukman Hakim
NRP 0111154000104

Dosen Pembimbing
Dr. rer. nat. Eko Minarto
Ginjar Satria Putra, S.T, M.Si

Departemen Fisika
Fakultas Sains dan Analitika Data
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2020



TUGAS AKHIR - SF 184801

Pemodelan Kedepan dan Kebelakang dalam Estimasi Penentuan Faktor Q pada Data Seismik

**Lukman Hakim
NRP 0111 154 000104**

**Dosen Pembimbing
Dr. rer. nat. Eko Minarto
Ginjar Satria Putra, S.T, M.Si**

**Departemen Fisika
Fakultas Sains dan Analitika Data
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2020**



FINAL PROJECT - SF 184801

Estimation of Q Faktor from Inverse and Forward Modelling for Seismic data Processing

Lukman Hakim
NRP 0111 154 0000104

Advisor,
Dr. rer. nat. Eko Minarto
Ginanjjar Satria Putra, S.T, M.Si

Department of Physics
Faculty of Science and Data Analytics
Tenth Nopember of Technology Institute
Surabaya 2020

Pemodelan Kedepan dan Kebelakang dalam Estimasi Faktor Q pada Data Seismik

TUGAS AKHIR

Diajukan untuk Memenuhi Salah Satu Syarat Memperoleh
Gelar Sarjana Sains
Pada
Bidang Fisika Bumi
Jurusan Fisika
Fakultas Sains dan Analitika Data
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh:

Lukman Hakim
NRP.1110 100 004

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir :



Dr.rer.nat Eko Minarto



PEMODELAN KEDEPAN DAN KEBELAKANG DALAM ESTIMASI PENENTUAN FAKTOR Q PADA DATA SEISMIK

Nama : Lukman Hakim
NRP : 0111 154 0000104
Departemen : Fisika FS ITS
Dosen Pembimbing : Dr. rer. nat. Eko Minarto
Ginanjari Satria Putra, S.T, M.Si

ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian metode *Q Pre Stack Depth Migration* untuk data seismik refleksi 3D. Tugas Akhir ini bertujuan untuk mendapatkan nilai *Faktor Q* dari data Seismik refleksi 3D dengan Inverse dan Forward Modelling untuk memperbaiki citra bawah permukaan bumi. Faktor kualitas seismik atau faktor *Q* adalah parameter yang menunjukkan besarnya energi gelombang yang terserap dalam medium batuan. Faktor disipasi energi (dinotasikan dengan Q^{-1}) mencerminkan besarnya konversi energi mekanik di dalam gelombang yang diubah menjadi panas. Faktor ini sangat peka terhadap jenis batuan maupun kandungan fluida dalam batuan.

Tujuan utama penelitian tugas akhir ini adalah untuk menghitung nilai faktor kualitas seismik sebagai indikator zona gas dari data seismik. Pada penelitian ini digunakan metoda inverse dan forward modelling dan metoda perbandingan spektral untuk menghitung *Q*, yang berkaitan dengan keberadaan zona gas. Sebelum diterapkan terhadap data lapangan, metoda estimasi *Q* terlebih dahulu diuji dengan data sintetik. Hasil penelitian pada data seismik sintetik memperlihatkan nilai faktor kualitas seismik dapat digunakan untuk memisahkan antara zona dengan tingkat atenuasi yang kuat dan lemah, yang dikaitkan dengan keberadaan zona gas. Selanjutnya metoda tersebut diterapkan pada data lapangan. Hasil penelitian ini didapatkan nilai faktor *Q* antara 50 –

71.42 yang menunjukkan bahwa zona-zona atenuasi kuat sesuai dengan keberadaan reservoir gas.

Kata Kunci: *Q faktor, Pre Stack Depth Migration (PSDM), Atenuasi dan Q Tomografi*

**ESTIMATION OF Q FACTOR FROM INVERSE AND
FORWARD MODELLING FOR SEISMIC DATA
PROCESSING**

Name : Lukman Hakim
NRP : 0111 154 0000104
Departement : Physics, Faculty of Science-ITS
Advisor Lecturer : Dr. rer. nat Eko Minarto
Ginanjjar Satria Putra, S.T, M.Si

ABSTRACT

Research has been carried out using the Q Pre Stack Depth Migration for 3D reflection seismic data. This research aims to estimate the Q factor value with using inverse and forward modelling to obtain better imaging results. Seismic quality factor or Q factor is a parameter showing the level of wavelet energy absorption in rock medium. Energy dissipation factor (with notation of Q-1) shows the level of mechanic energy conversion of the wave which it turned into heat. This factor is very sensitive to rock type and fluid content also.

The main target of this research is to calculate seismic quality factor value as gas zone indicator from seismic data. This research used inverse and forward modelling and spectral ratio methods to calculate Q, which is related to existence of gas zone. Before applied to the field data, the methods of Q estimation were tested with synthetic data. Result of this research at synthetic seismic data indicate that seismic quality factor value can be used to determined weak and strong level of attenuation, which related to existence of gas zone. Furthermore, the methods were applied at field data. This result showed the value of Q 50 – 71.42 that may cause strong attenuation zone was related to presence of gas reservoir.

***Keyword : Q faktor, Pre Stack Depth Migration (PSDM),
Attenuation and Q Tomog***

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kepada Allah SWT yang senantiasa memberikan petunjuk, kemudahan serta rahmat-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir sebagai syarat wajib untuk memperoleh gelar kesarjanaan departemen Fisika FS ITS dengan topik Pemodelan Kedepan dan Kebelakang dalam Estimasi Penentuan Faktor Q Pada Data Seismik. Penulis menyadari dengan terselesaikannya penyusunan tugas akhir ini tidak terlepas dari bantuan dan dukungan dari berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Allah Subhanahu Wa Ta'ala yang telah memberikan nikmat dan karuniaNya atas kelancaran dalam penyusunan skripsi ini.
2. Kedua orang tua saya serta kakak saya tercinta yang selalu memberikan dukungan moral dan spiritual sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir.
3. Dr. rer. nat Eko Minarto selaku dosen pembimbing, terima kasih atas saran-saran dan kesabarannya dalam membimbing.
4. Ginanjar Satria Putra, S.T, M.Si selaku pembimbing penelitian di PT ELNUSA Tbk Jakarta, terimakasih atas saran-saran dan kesabarannya dalam membimbing.
5. Dr. Yono Hadi P., M.Eng. selaku Ketua Jurusan Fisika FS ITS.
6. Bapak Bambang Widiatmoko selaku Manager Geoscience Data Processing telah mengizinkan penulis untuk melaksanakan penelitian Tugas Akhir di PT ELNUSA Tbk.
7. Tim PSDM Geodata Processing, Pak Hasan, Pak Budi, Mas Slamet, Mas Robi, Mas Aksin, Mas Panji, Mas fahmi dll atas masukan, bimbingan dan motivasi selama penulis melakukan Tugas Akhir.
8. Seluruh Staf Pengajar di Departemen Fisika ITS.
9. Temen seperjuangan "geofisika 2015" yang selalu bersedia membantu dan mengingatkan dalam hal kebaikan serta saling berbagi keceriaan kepada penulis.

10. Semua temen “Positron 2015” yang bersama-sama dengan penulis berjuang dan berbagi suka, duka, canda dan tawa di kampus perjuangan selama 4 tahun lebih ini.
11. Seluruh pengurus AAPG periode 2017 yang memberikan penulis pengalaman dan ilmu dalam bidang geofisika sehingga penulis dapat menyelesaikan tugas akhir ini.
12. Terimakasih banyak atas semua pihak yang telah terlibat, yang tidak dapat disebutkan namanya satu persatu. Semoga apa yang telah kalian berikan akan mendapatkan balasan dari Allah Subhanahu Wa Ta’ala

Penulis menyadari atas keterbatasan ilmu pengetahuan dan kemampuan yang dimiliki, oleh karena itu penulis berharap serta akan menerima kritik dan saran yang bersifat membangun demi kebaikan penulisan Tugas Akhir ini. Semoga Tugas Akhir ini bermanfaat bagi perkembangan ilmu pengetahuan dan memberikan inspirasi bagi pembaca untuk berkembang lebih lanjut.

Surabaya, 18 Januari 2020

Penulis
Lukman Hakim

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	iii
LEMBAR PENGESAHAN.....	vii
ABSTRAK	ix
ABSTRACT	xi
KATA PENGANTAR.....	xiii
DAFTAR ISI.....	xv
DAFTAR GAMBAR	xvii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Permasalahan.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan Penelitian	2
1.5 Manfaat Penelitian.....	2
1.6 Sistematika Penulisan.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	5
2.1 Metode Seismik.....	5
2.2 CMP Gather	11
2.3 Konvolusi	12
2.4 Atenuasi.....	13
2.5 Faktor Kualitas Seismik (Q).....	15
2.6 PSDM (Pre Stack Migration)	16
2.7 Migrasi Seismik	17
2.8 Migrasi Kirchoff.....	19

2.9 Tomografi Refleksi	21
2.10 Pemodelan Kecepatan	21
2.11 Seismik Inversi.....	25
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	29
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian	29
3.2 Data dan Peralatan.....	29
3.2.1 Data	29
3.2.2 Peralatan	29
3.3 Tahap Penelitian.....	30
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	45
4.1 Q Faktor (Inverse Modelling)	45
4.2 Q Faktor (Forward Modelling).....	52
4.3 QPSDM	56
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	59
5.1 Kesimpulan	59
5.2 Saran.....	59
DAFTAR PUSTAKA.....	61

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Sketsa survei seismik (Landmark, 1995).....	6
Gambar 2.2 Pola penjalaran gelombang primer (Abdullah, 2007)	7
Gambar 2.3 Pola penjalaran gelombang sekunder (Abdullah, 2007).....	7
Gambar 2.4 Pola perambatan gelombang Rayleigh (Abdullah, 2007).....	8
Gambar 2.5 Pola penjalaran gelombang Love (Abdullah, 2007) .	8
Gambar 2.6 Pemantulan dan pembiasan gelombang menurut Hukum Snellius (Abdullah, 2007).....	10
Gambar 2.7 Penjalaran gelombang berdasarkan Prinsip Huygens (Abdullah, 2007).....	10
Gambar 2.8 Konfigurasi CMP Gather (Ca, 2006).....	11
Gambar 2.9 Proses penjalaran gelombang seismik dari source menuju receiver (geophone) (Munadi 2002).....	13
Gambar 2.10 Proses Dekonvolusi (Telford, 1990).....	15
Gambar 2.11 Komponen utama yang digunakan dalam dekonvolusi (seismicexplorer, 2013).....	16
Gambar 2.12 Pemilihan GAP (seismik explorer 2013).....	17
Gambar 2.13 Flow chart PSDM.....	19
Gambar 2.14 (a) CMP Stack (b) Migration (c) Sketsa dari kenampakan Difraksi D dan kemiringan event sebelum (B) dan sesudah migrasi (A) (Yilmaz, 2001).....	20
Gambar 2.15 Ilustrasi penjumlahan titik difraksi (Yilmaz, 2001).....	21
Gambar 2.16 Jenis Tomografi berdaerdasarkan pendekatan medium rambat gelombang seismik (Fagin, 2002).	23
Gambar 2.17 Pengukuran kecepatan di beberapa jenis batuan (Birch, 1966).....	24
Gambar 2.18 Kecepatan rms tiap lapisan (Maliyan, 2009).....	26
Gambar 2.19 Forward & Inverse Modelling (strata workshop, Hampson Russel.....	28

Gambar 2.20 Perbandingan Hasil Inversi menggunakan High Frekuensi & low frekuensi model (strata workshop, Hampson Russel.....	29
Gambar 3.1 Software Omega 2018.1extp	33
Gambar 3.2 Informasi data penelitian	34
Gambar 3.3 Q Effective (5,15,25)Hz	35
Gambar 3.4 Spectrum Amplitude untuk penampang seismik awal	37
Gambar 3.5 Estimasi harga Q dengan cara spectral division	37
Gambar3.6 Perbandingan penampang seismik yang belum di denoise (a) dan sesudah denoising (b)	39
Gambar 3.7 PSDM section initial setelah di-stack.....	40
Gambar 3.8 Diagram alur penelitian	41
Gambar 3.9 Velocity Final Hasil <i>FWI</i>	42
Gambar 3.10 Velocity Smooth.....	43
Gambar 3.11 Velocity Difference	44
Gambar 3.12 Hasil Q model (forward modelling)	45
Gambar 4.1 Kecepatan interval final.....	47
Gambar 4.2 Perbandingan windows atas dengan yang teratenuasi	48
Gambar 4.3 Spectral Division	49
Gambar 4.4 Linear Amplitud trend	49
Gambar 4.5 Hasil Q Effective	50
Gambar 4.6 Q model Inverse	51
Gambar 4.7 Perbandingan PSDM (a) dengan QPSDM Inverse (b)	53
Gambar 4.8 Velocity Final (a) Velocity Smooth (a)	54
Gambar 4.9 Velocity Difference	55
Gambar 4.10 Q Model Forward	56
Gambar 4.11 Perbandingan PSDM (a) dengan QPSDM Forward (b).....	57
Gambar 4.12 (a) PSDM (b) QPSDM Inverse (b) QPSDM Forward (b)	58
Gambar 4.13 Perbandingan Spectrum.....	59

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Metode seismik lazim digunakan sebagai metode untuk menggambarkan keadaan lapisan bumi, akan tetapi terkadang hasil rekaman seismik belum bisa menggambarkannya dengan baik. Karena sifat dasar penjaralan gelombang elastis dalam medium dan asumsi yang digunakan saat pengolahan data mempengaruhi pada keakuratan hasil. Upaya yang dilakukan untuk mengatasi masalah tersebut adalah dengan mengembangkan teknik pengambilan dan pengolahan data seismik lebih baik lagi. Perkembangan teknologi dalam pengambilan data tidak begitu pesat tetapi sebaliknya teknik pengolahan data seismik justru mengalami kemajuan yang sangat berarti. Salah satu proses yang penting dalam pengembangan teknik pengolahan data seismik adalah proses migrasi (Juwita, 2001). Migrasi data seismik adalah suatu proses pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi yang sebenarnya (Sheriff dan Geldart, 1995).

Kesulitan utama dalam melakukan interpretasi terhadap data seismic adalah ketika data seismik memiliki resolusi yang rendah. Resolusi yang dimaksud adalah ukuran minimum dari pemisahan dua koefisien refleksi yang saling berdekatan, sehingga dua koefisien refleksi yang saling berdekatan, sehingga dua koefisien refleksi tersebut dapat dibedakan dan diselesaikan secara terpisah. Faktor yang menyebabkan resolusi seismic menjadi rendah adalah efek dari panjang gelombang wavelet yang lebar. Lebar panjang gelombang akan mengalami interferensi ketika menemui dua koefisien refleksi yang memiliki perbedaan jarak tipis, akibatnya data seismic tidak dapat memisahkan dua koefisien refleksi dan data seismic akan memiliki resolusi yang rendah (Sheriff dan Geldart, 1983).

Salah satu teknik yang dapat digunakan untuk meningkatkan resolusi data seismic ialah dengan metode inverse Q filtering. Metode inverse Q filtering merupakan metode yang dapat

mengembalikan energi gelombang efek atenuasi dengan mengestimasi nilai Q (factor kualitas penyerapan pada batuan).

Berdasarkan uraian di atas, maka dalam tugas akhir ini dicoba suatu konsep migrasi kedalaman yang menggunakan prinsip migrasi integral Kirchhoff untuk mendapatkan Nilai Q tersebut dengan menggunakan inverse dan forward modelling.

1.2 Permasalahan

Berdasarkan latar belakang diatas maka dapat disusun beberapa rumusan masalah sebagaimana berikut:

1. Bagaimana factor Q pada metode *Pre Stack Depth Migration* mampu memberikan pencitraan (*imaging*) yang lebih baik dan mampu memberikan *positioning* yang lebih akurat ?
2. Bagaimana menentukan nilai Q faktor ?

1.3 Batasan Masalah

Agar bahasan dari penelitian tugas akhir ini tidak melebar maka disusun batasan masalah sebagaimana berikut:

1. Penelitian ini Menggunakan data preconditioning seismic 3D Marine
2. Penelitian ini menggunakan metode Inverse dan Forward modelling untuk Pemodelan Q

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan yang ingin dicapai dalam penelitian tugas akhir ini ialah sebagai berikut:

1. Menganalisa factor Q dalam memperbaiki citra bawah permukaan bumi.
2. Menentukan nilai Faktor Q pada Data Seismik.

1.5 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian tugas akhir ini adalah untuk memberikan informasi bagaimana Faktor Q mampu memberikan pencitraan (*imaging*) yang lebih baik dengan menggunakan Inverse dan Forward Modelling.

1.6 Sistematika Penulisan

Secara garis besar, sistematika penulisan tugas akhir ini meliputi:

- Bab I Pendahuluan, menjelaskan tentang latar belakang, rumusan masalah, tujuan, batasan masalah, manfaat, dan sistematika penulisan laporan.
- Bab II Dasar Teori, memaparkan tentang teori sebagai landasan penyusunan tugas akhir.
- Bab III Metodologi, berisi tentang prosedur kerja yang digunakan dalam tugas akhir.
- Bab IV Analisa Data dan Pembahasan, merupakan suatu tahap pengolahan dan analisa yang didapatkan selama tugas akhir.
- Bab V Penutup, merupakan bagian penutup tugas akhir meliputi Kesimpulan dan Saran.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

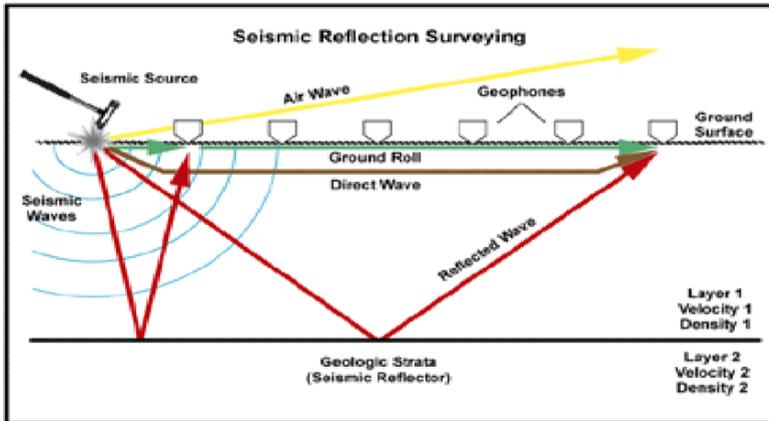
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Metode Seismik

Seismik eksplorasi yang lebih lanjut disebut metode seismik merupakan teknik yang digunakan untuk mencitrakan kondisi bawah permukaan mulai dari skala sentimeter (cm) sampai kilometer (km) dengan memanfaatkan gelombang seismik. Melalui studi perambatan gelombang akustik ke dalam lapisan bumi dan dimana dalam perambatannya gelombang seismik akan dipantulkan kembali ke permukaan dan di terima oleh penerima (*receiver*). Dari informasi yang direkam oleh penerima, kita dapat mempelajari struktur, stratigrafi dan jenis batuan dari bumi. Aplikasi seismik eksplorasi dapat digunakan untuk penyelidikan geologi lingkungan, eksplorasi migas, tektonik regional, bidang teknik dan arkeologi (Cholik, 2008).

Prinsip metode seismik yaitu pada tempat atau tanah yang akan diteliti dipasang *geophone* yang berfungsi sebagai penerima getaran. Sumber getar antara lain bisa ditimbulkan oleh ledakan dinamit atau suatu pemberat yang dijatuhkan ke tanah (*Weight Drop*). Gelombang yang dihasilkan menyebar ke segala arah. Ada yang menjalar di udara, merambat di permukaan tanah, dipantulkan lapisan tanah dan sebagian juga ada yang dibiaskan, kemudian diteruskan ke *geophone-geophone* yang terpasang dipermukaan (lihat Gambar 2.1)



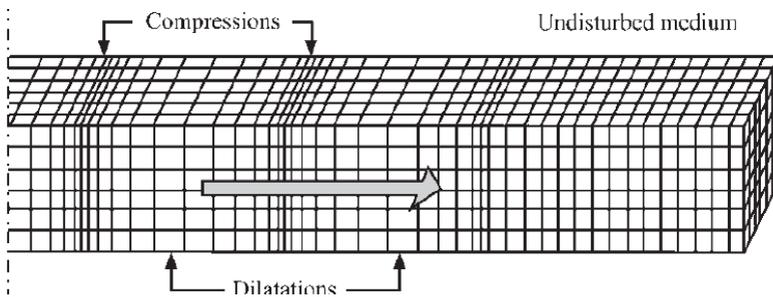
Gambar 2.1. Sketsa survei seismik (Landmark, 1995)

Gelombang seismik merupakan gelombang mekanis yang muncul karena adanya gempa bumi. Secara umum juga dapat diartikan sebagai fenomena penjarangan gelombang yang diakibatkan karena adanya gangguan pada medium disekitarnya. Gelombang seismik dapat dimunculkan melalui dua metode, yakni metode aktif dan metode pasif. Metode aktif ialah metode yang dengan sengaja menimbulkan gangguan yang dibuat oleh manusia, sedangkan metode pasif ialah gangguan yang muncul secara alamiah. Gelombang seismik tersusun atas gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

Gelombang badan merupakan gelombang yang arah rambatnya masuk ke bawah permukaan bumi. Gelombang badan terdiri dari:

a. Gelombang Primer

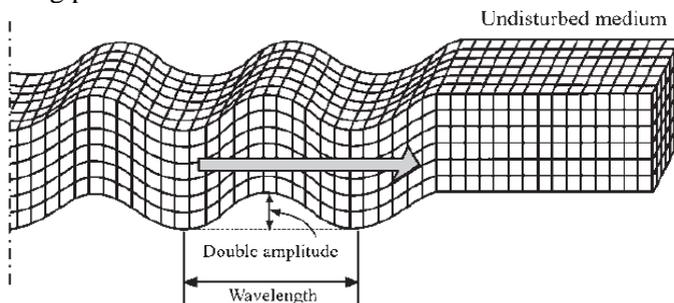
Gelombang primer merupakan gelombang yang arah getarnya searah dengan arah rambat gelombang tersebut sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 2.2. Cepat rambat dari gelombang primer lebih besar dibandingkan dengan gelombang seismik lain. Gelombang primer dapat menjalar pada semua medium.



Gambar 2.2 Pola penjalaran gelombang primer (Abdullah, 2007)

b. Gelombang Sekunder

Gelombang sekunder merupakan gelombang yang arah getarnya tegak lurus terhadap arah rambat gelombang tersebut sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 2.3. Gelombang sekunder hanya dapat merambat pada material padat. Cepat rambat dari gelombang sekunder lebih kecil dibandingkan dengan gelombang primer.



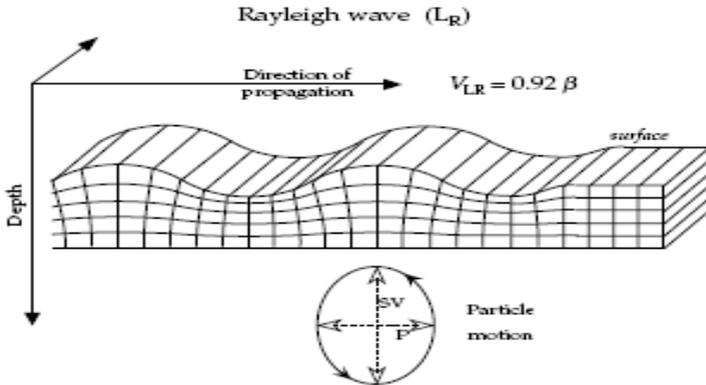
Gambar 2.3 Pola penjalaran gelombang sekunder (Abdullah, 2007)

Sementara gelombang permukaan merupakan gelombang yang arah rambatnya hanya pada batas permukaan medium. Gelombang permukaan terdiri dari:

a. Gelombang Rayleigh

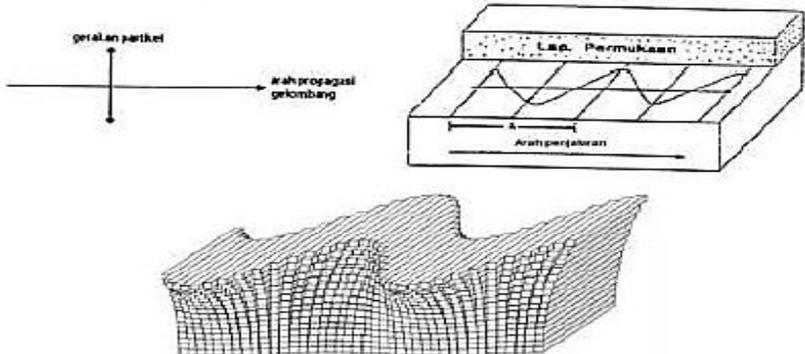
Gelombang rayleigh merupakan hasil interaksi dari gelombang P dan gelombang SV pada permukaan dan merambat secara paralel. Gelombang rayleigh merambat pada permukaan dengan

arah gerak partikel berbentuk elips seperti pada Gambar 2.4. Gelombang Rayleigh hanya dapat merambat pada medium padat saja.



Gambar 2. 4 Pola perambatan gelombang Rayleigh (Abdullah, 2007)
b. Gelombang *Love*

Gelombang *love* merupakan hasil interferensi konstruktif antar refleksi dari gelombang SH pada permukaan bebas. Gelombang *love* hanya merambat pada batas lapisan. Gerak partikel pada gelombang *love* paralel terhadap permukaan namun tegak lurus terhadap arah penjarannya seperti pada Gambar 2.5.



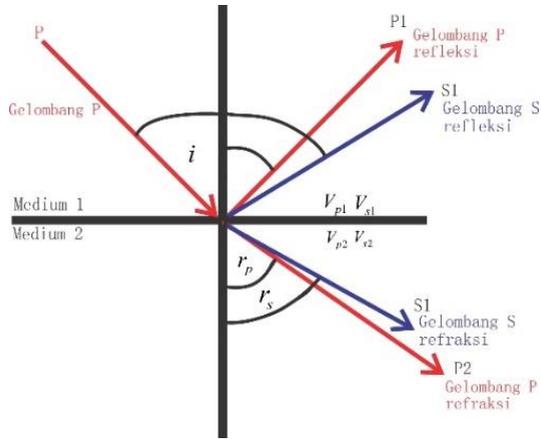
Gambar 2. 5 Pola penjarangan gelombang Love (Abdullah, 2007)

Dasar mekanisme penjalaran dari gelombang seismik meliputi Hukum Snellius, Prinsip Huygens serta Prinsip Fermat. Berikut ini penjabaran dari masing-masing mekanisme penjalaran gelombang seismik:

a. Hukum Snellius

Saat gelombang seismik menjalar melalui lapisan batuan dengan impedansi akustik yang berbeda dari lapisan batuan yang dilewati sebelumnya, maka sebagian gelombang tersebut akan terefleksikan kembali ke permukaan dan sebagian lainnya akan diteruskan merambat ke bawah permukaan. Penjalaran gelombang tersebut mengikuti Hukum Snellius sebagaimana yang terdapat pada Gambar 2.6 dimana sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Ketika gelombang seismik mengenai permukaan dimana biasanya merupakan gelombang P mengenai bidang batas antara dua medium berbeda maka akan timbul gelombang refraksi dan refleksi (Abdullah, 2007). Mengacu pada Gambar 2.6 dapat kita amati sebagian dari energi gelombang P akan direfraksikan menjadi gelombang P dan gelombang S dan sebagiannya lagi direfleksikan menjadi gelombang P dan gelombang S pula. Hukum Snellius dapat dinyatakan sebagaimana berikut:

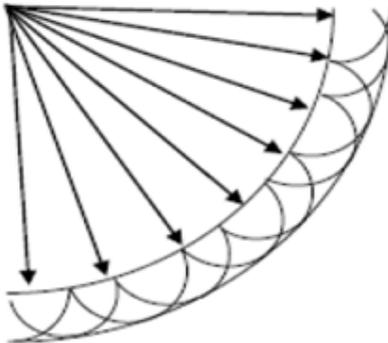
$$\frac{v}{\sin i} = \frac{V_{p1}}{\sin \theta_p} = \frac{V_{p2}}{\sin r_p} = \frac{V_{s1}}{\sin \theta_s} = \frac{V_{s2}}{\sin r_s} \dots\dots\dots(2.1)$$



Gambar 2.6 Pemantulan dan pembiasan gelombang menurut Hukum Snellius (Abdullah, 2007)

b. Prinsip Huygens

Prinsip Huygens menyatakan setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber bagi gelombang baru. Posisi muka gelombang dapat ditemukan dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua wavelet sekunder sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 2.7. Seiring bertambahnya kedalaman maka sebuah pulsa seismik akan kehilangan energinya (Abdullah, 2007).



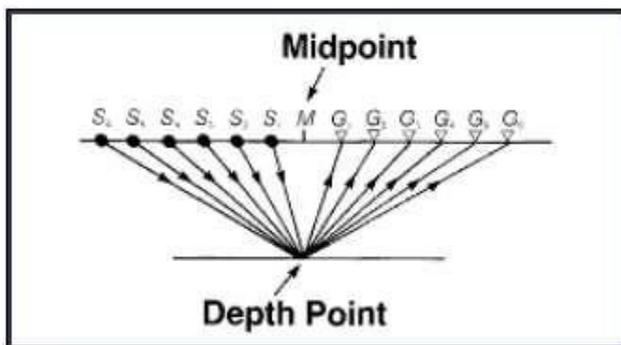
Gambar 2.7 Penjalaran gelombang berdasarkan Prinsip Huygens (Abdullah, 2007)

c. Prinsip Fermat

Gelombang seismik menjalar dari satu titik ke titik yang lain melalui jalan yang waktu penjarangannya paling singkat. Dengan demikian, apabila gelombang seismik melewati medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang maka gelombang tersebut akan memiliki kecenderungan untuk melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah (Jamady, 2011).

2.2 CMP gather

CMP (Common Mid Point) adalah posisi titik-titik reflektor yang sama, dan di definisikan sebagai titik pada permukaan bumi yang terletak diantara pasangan sumber (source) dan penerima (receiver). Pada data seismik dan hasil akuisisi lapangan, konfigurasi yang didapatkan adalah common source gather. Data tersebut selanjutnya dikelompokkan dan diurutkan atau di sorting berdasarkan CMP yang sama. Hal ini agar mendapatkan gambaran geometri dari susunan konfigurasi sumber dan penerima. Data seismik yang telah di sorting terhadap CMP yang sama kemudian dilakukan penggabungan, sehingga dihasilkan CMP gather.



Gambar 2.8 Konfigurasi CMP Gather (Cao, 2006)

CMP Stacking dilakukan untuk menjumlahkan trace yang telah dikoreksi NMO pada tiap CMP gather. Pada saat melakukan stacking, sinyal gelombang refleksi primer akan diperkuat dengan melakukan penjumlahan dari seluruh offset pada tiap CMP gather, sedangkan untuk noise acak sendiri akan melemah setelah proses penjumlahan ini. Oleh karena itu CMP stacking dapat meningkatkan rasio sinyal terhadap noise.

2.3 Konvolusi

Reflektivitas merupakan kontras Impedansi Akustik (IA) pada batas lapisan batuan yang satu dengan lapisan batuan yang lain. Besar kecilnya nilai reflektivitas selain tergantung pada Impedansi Akustik, juga tergantung pada sudut datang gelombang atau jarak sumber-penerima. Di dalam seismic refleksi, reflektivitas biasanya ditampilkan pada jarak sumber-penerima sama dengan nol (zero offset) sehingga dapat ditulis sebagai persamaan berikut:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \dots\dots\dots(2.2)$$

Dengan

$$Z = \rho V \dots\dots\dots(2.3)$$

R merupakan reflektivitas, z merupakan impedansi akuistik dan V merupakan kecepatan gelombang (Hampson 2008)

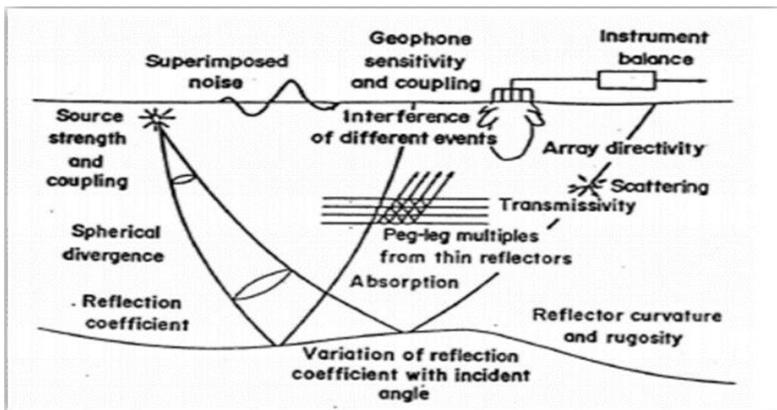
Konvolusi merupakan suatu operasi matematika dari reflektivitas bumi dengan fungsi sumber seismik ditambah oleh noise sehingga menghasilkan trace seismik. Konvolusi dinotasikan dengan (*), dengan persamaannya sebagai berikut:

$$\mathbf{S(t)} = \mathbf{W(t)*r(t)} + \mathbf{n(t)}\dots\dots\dots(2.4)$$

S(t) merupakan trace seimik, W(t) merupakan wavelet seismik, r(t) merupakan reflektivitas bumi dan n(t) merupakan noise (Kumar 2008).

2.4 Atenuasi

Dalam penjalaran gelombang seismik selain mengalami refleksi, refraksi dan transmisi, juga akan mengalami atenuasi atau peredaman oleh medium batuan bawah permukaan (*subsurface*), hal ini disebabkan karena adanya disipasi energi gelombang seismik oleh medium batuan yang dilalui oleh gelombang seismik. Atenuasi gelombang seismik adalah proses pengurangan energi gelombang akibat penyerapan dan penyebaran. Pengaruh atenuasi terhadap sinyal seismik terlihat pada menurunnya amplitudo dan melebarnya sinyal, karena medium yang dilewati gelombang seismik berbeda-beda maka penyerapan frekuensi oleh medium tersebut tidak sama rata.



Gambar 2.9 Proses penjalaran gelombang seismic dari source menuju receiver (geophone) (munadi 2002).

Penyebaran gelombang terjadi akibat ukuran berkas gelombang berubah, pola berkas gelombang tergantung pada perbandingan antara diameter sumber gelombang dan panjang gelombang medium. Absorpsi gelombang yaitu penyerapan energi yang diakibatkan penyerapan energi selama menjalar di dalam medium (penurunan intensitas). Sebuah sumber gelombang suara dari suatu

akustik di perairan yang memancarkan gelombang akustik dengan intensitas energi tertentu akan mengalami penurunan intensitas bunyi bersamaan dengan bertambahnya jarak dari sumber gelombang akustik tersebut. Hal ini terjadi karena sumber akustik memiliki intensitas yang tetap, sedangkan luas permukaan bidang yang dilingkupi akan semakin besar dengan bertambahnya jarak dari sumber bunyi. Penyebaran gelombang akustik dibatasi oleh permukaan laut dan dasar suatu perairan. Gelombang suara yang sedang merambat akan mengalami penyerapan energi akustik oleh medium sekitarnya. Secara umum, penyerapan suara merupakan salah satu bentuk kehilangan energi yang melibatkan proses konversi energi akustik menjadi energi panas, sehingga energi gelombang suara yang merambat mengalami penurunan intensitas (atenuasi). Gelombang dalam perambatannya akan mengalami penurunan intensitas (atenuasi) karena penyebaran dan karena penyerapan. Penyebaran gelombang juga mengakibatkan intensitas berkurang karena pertambahan luasannya, terkait dengan bentuk muka gelombang. Spherical Divergence Correction merupakan pengkoreksian terhadap amplitude yang melemah yang disebabkan oleh pengaruh penyebaran energi ke segala arah. Amplitude data seismik merupakan besaran yang menggambarkan gelombang yang menjalar berupa puncak dan lembah sebagai tampilan dari suatu even seismik yang berhubungan dengan intensitas energi yang diterima oleh receiver. Intensitas energi dari gelombang tersebut akan semakin berkurang selama penjarannya dari source ke receiver. Pada proses ini setiap permukaan pemantulan seolah-olah mendapat energi yang sama, penurunan amplitude yang terjadi kemungkinan disebabkan oleh adanya pengaruh peredaman karena melewati batuan yang kurang elastis atau akibat pengaruh refleksi dan refraksi.

2.5 Faktor Kualitas Seismik (Q)

Dalam banyak kasus, pengukuran atenuasi batuan dapat dinyatakan dengan faktor kualitas (Q) dan inverse Q⁻¹ (*dissipation factor*). Disipasi energi didefinisikan sebagai penurunan energi perpanjang gelombang. Faktor disipasi energi (Q⁻¹) mencerminkan kecepatan konversi energi mekanik didalam gelombang yang diubah menjadi panas. Panas yang hilang per periode dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{2\pi}{Q} \dots\dots\dots(2.5)$$

Ukuran disipasi energi gelombang seismik dinyatakan oleh hubungan, sebagai berikut:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2 \pi E} \dots\dots\dots(2.6)$$

Dimana:

Q : Faktor kualitas seismik (*seismic quality factor*)

E : Nilai maksimum dari energi elastis persatuan panjang gelombang (joule/meter)

ΔE : Energi hilang (terdisipasi) persiklus panjang gelombang (joule/meter)

Johnston dan Toksoz, 1981, mendefinisikan faktor kualitas (Q) yang dituliskan sebagai berikut :

$$\frac{1}{Q} = \frac{\delta}{\pi} = \frac{aV}{\pi f} \dots\dots\dots(2.7)$$

Dengan δ adalah penyusutan logaritmik yang besarnya dapat dihitung melalui persamaan rasio amplitudo dari beda posisi sejauh satu panjang gelombang λ,

$$\delta = \ln \left[\frac{A(x)}{A(x+\lambda)} \right] = a\lambda = a \frac{v}{f} \dots \dots \dots (2.8)$$

Dalam hal ini v adalah kecepatan penjalaran gelombang dalam medium dan f adalah frekuensi gelombang, dengan mensubstitusi persamaan (2.7) dan (2.8) yang dituliskan sebagai berikut :

$$Q = \frac{\pi f}{a v} \dots \dots \dots (2.9)$$

Rumus diatas merupakan penyederhanaan dari perumusan yang lebih umum yang berlaku untuk $Q < 100$. (O'Connell and Budiansky, 1978; Hamilton, 1972):

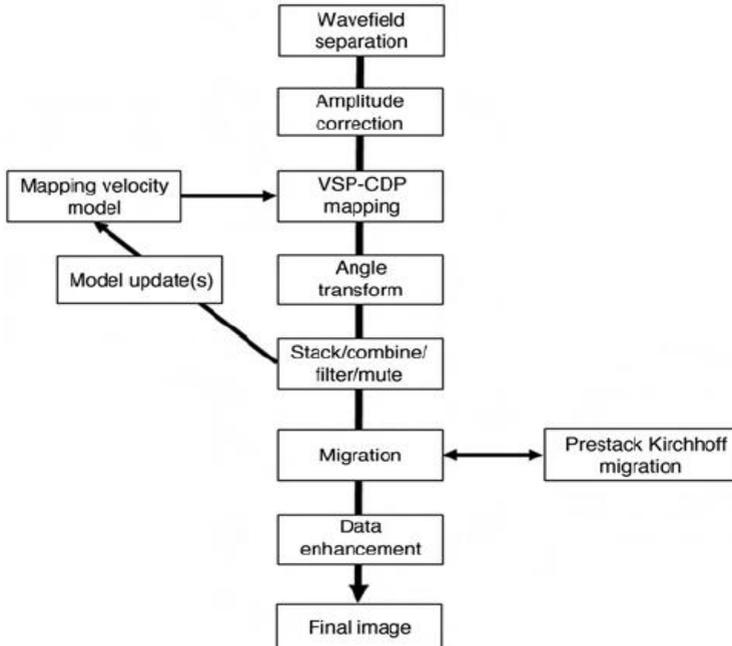
$$Q^{-1} = \frac{a v}{\left[\pi f - \frac{a^2 v^2}{4 \pi} \right]} \dots \dots \dots (2.10)$$

Dengan : Q adalah faktor kualitas seismik, a koefisien Atenuasi, f frekuensi gelombang dan v Kecepatan penjalaran gelombang dalam medium

2.6 PSDM (Pre Stack Depth Migration)

Pre Stack Depth Migration (PSDM) merupakan teknik migrasi sebelum stack dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks seperti *thrust belt*, zona di sekitar karbonat (*reef*), kubah garam, dll. Yang membedakan time migration dan depth migration bukanlah masalah domain waktu atau domain kedalaman. Yang membedakannya hanyalah model kecepatan yang digunakan. Time migration memiliki variasi kecepatan yang *smooth* dan depth migration memiliki kecepatan yang kompleks. PSDM dilakukan dalam domain waktu, konversi kecepatan ke dalam domain kedalaman adalah untuk keperluan perhitungan waktu tempuh untuk mencari solusi Kirchhoff Migration Operator . Demikian juga dengan seismik yang di konversi menjadi kedalaman adalah untuk pembandingan model geologi dalam pembuatan model

kecepatan. PSDM dapat dilakukan dengan tahapan seperti flow berikut :



Gambar 2.13 Flow Chart PSDM

Jika hasil akhirnya masih berbeda dengan model geologi yang diharapkan, diterapkan metodologi lanjut untuk memperbaiki model kecepatan.

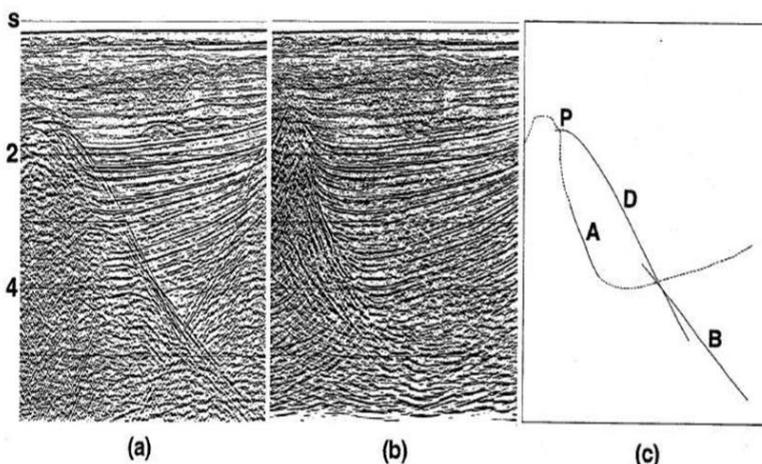
2.7 Migrasi Seismik

Migrasi data seismik adalah suatu proses pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi yang sebenarnya (Sheriff and Geldart, 1995). Pengolahan data seismik secara umum dibagi menjadi 4 kategori utama (Thomsen, 1986) yakni:

1. Memperbesar sudut kemiringan
2. Memperpendek reflektor
3. Memindahkan reflektor ke arah up dip, dan
4. Memperbaiki resolusi lateral.

Proses migrasi yang menghasilkan penampang migrasi dalam kawasan waktu disebut dengan migrasi waktu (*time migration*). Migrasi ini umumnya dapat berlaku selama variasi kecepatan secara lateral kecil hingga sedang. Jika variasi kecepatan lateral besar, migrasi waktu ini tidak dapat menghasilkan gambar bawah permukaan dengan baik dan benar. Untuk mengatasi hal tersebut dilakukan teknik migrasi dalam kawasan kedalaman (*depth migration*), dimana hasil migrasi ditampilkan dalam kawasan kedalaman, sehingga menghasilkan gambar bawah permukaan sesuai dengan kondisi geologi yang sebenarnya (Yilmaz, 2001).

Ketika sebuah *source* ditembakkan dan diterima oleh *receiver*, maka waktu tempuh gelombang akan didapatkan yang kemudian akan digunakan untuk merepresentasikan posisi dari *event* seismik. Waktu tempuh gelombang tersebut didapat ketika gelombang seismik memantul pada '*first distance*' yang belum diketahui letak sebenarnya kemudian diterima oleh *receiver*. *First distance* tersebut dapat diketahui dengan memperkirakan sepanjang setengah lingkaran dengan waktu tempuh gelombang yang sama, *first distance* tersebut lah yang merepresentasikan *event* seismik. Dengan konsep demikian sebenarnya posisi *event* seismik yang tercitrankan belumlah berada pada posisi sebenarnya, sehingga dilakukanlah migrasi seismik untuk mengembalikan *event* seismik ke posisi sebenarnya, hal ini perlu dilakukan apabila reflektor yang sebenarnya miring. Migrasi Seismik akan memindahkan posisi reflektor miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan akan menghilangkan efek difraksi. Dalam hal ini, migrasi seismik dapat dianggap sebagai bentuk spatial dekonvolusi yang dapat meningkatkan resolusi spasial (Yilmaz, 2001).

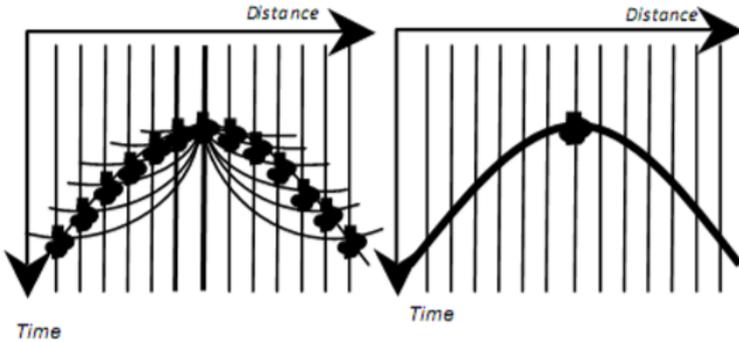


Gambar 2.14. (a) CMP Stack (b) *Migration* (c) Sketsa dari kenampakan Difraksi D dan kemiringan event sebelum (B) dan sesudah migrasi (A) (Yilmaz, 2001)

2.8 Migrasi Kirchhoff

Migrasi Kirchhoff adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978) penjumlahan difraksi diilustrasikan pada Gambar 2.15. *Diffraction summation* didasarkan pada penjumlahan amplitudo dengan jalur yang hiperbolik (Yilmaz, 2001), dimana kurva tersebut didapat dari Persamaan 2.14. Metode ini merupakan suatu pendekatan secara statistik dimana posisi suatu titik di bawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama. Secara praktis migrasi Kirchhoff dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari suatu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya (Juwita, 2001). Hukum Kirchhoff secara umum adalah penjumlahan dan *stack* difraksi dalam algoritma dasar komputer, dimana setiap difraksi akan menggambarkan sebuah titik refleksi. Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu menggunakan

kecepatan RMS dan *straight ray*, atau dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing* (Yilmaz, 2001).



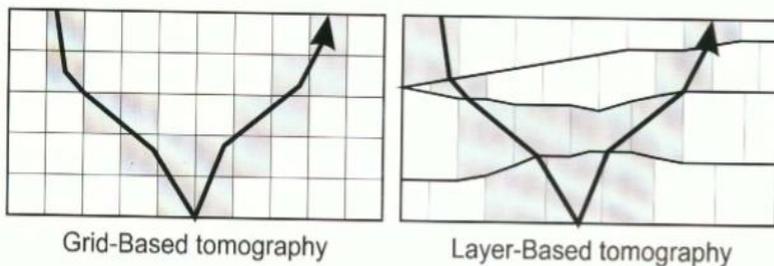
Gambar 2.15. Ilustrasi penjumlahan titik difraksi (Yilmaz, 2001)

$$t = \sqrt{\frac{t_0^2 + 4x^2}{v^2}} \dots\dots\dots(2.11)$$

Suatu bidang reflektor (horizon reflektor untuk penampang 2 dimensi) representasinya pada penampang offset nol adalah superposisi dari hiperbola-hiperbola difraksi dari titik-titik pada bidang tersebut yang bertindak sebagai Huygens *Secondary Source*. Migrasi Kirchhoff membawa titik-titik pada hiperbola difraksi ke puncak-puncaknya menghasilkan titik-titik yang berada pada posisi seharusnya. Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu menggunakan kecepatan RMS dan *straight ray* atau dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*. Keuntungan utama dari migrasi Kirchhoff ini adalah penampilan kemiringan curam yang baik. Sedangkan salah satu kerugiannya adalah kenampakan yang buruk jika data seismik mempunyai *signal to noise* yang rendah (Schneider, 1978).

2.9 Tomografi Refleksi

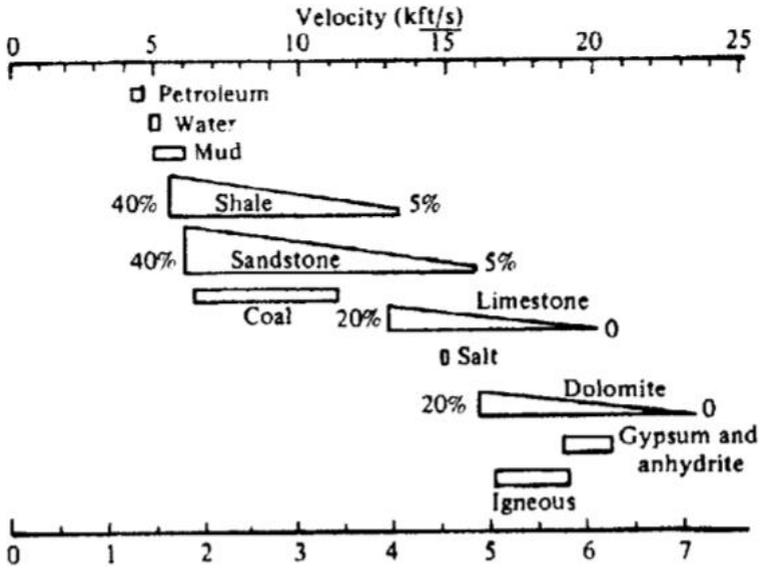
Dalam Seismik dikenal tiga macam tomografi, yakni tomografi yang berdasarkan pada gelombang transmisi, refleksi, dan difraksi (Munadi, 1992). Tomografi refleksi memanfaatkan gelombang refleksi yang berasal dari gelombang seismik. Dalam penentuan *raypath* suatu gelombang refleksi, akan digunakan reflektor- reflektor yang ditentukan sebagai reflektor acuan (model) bagi gelombang refleksi yang menjalar dari sumber menuju penerima menggunakan metoda *forward tomography* dengan memilih penjalaran gelombang dengan waktu perjalanan minimum. Waktu penjalaran gelombang ini yang menjadi dasar dari perhitungan pemodelan kecepatan melalui proses inversi tomografi (Poetri, 2011). Tomografi refleksi dibagi menjadi 2 berdasarkan pendekatan medium rambat gelombang seismik seperti gambar 2.16 dibawah ini



Gambar 2.16 Jenis Tomografi berdasarkan pendekatan medium rambat gelombang seismik (Fagin, 2002)

2.10 Pemodelan Kecepatan Seismik

Kecepatan gelombang seismik refleksi (P wave) dipengaruhi oleh konstanta elastik dan densitas suatu medium homogen yang dilewatinya. Dimana konstanta elastik disini adalah konstanta gaya antar molekul didalam suatu batuan yang secara relatif berhubungan dengan tekanan (Telford, 1990). (Birch, 1966) menggolongkan kecepatan dari banyak model batuan seperti gambar 2.15.



Gambar 2.17 Pengukuran kecepatan di beberapa jenis batuan (Birch, 1966)

Secara akustik, sifat sifat yang menentukan kecepatan seismik adalah elastisitas E , dan densitas ρ . Persamaan dasar kecepatan seismik adalah :

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \dots\dots\dots(2.12)$$

Pengaruh elastisitas pada kecepatan seismik lebih besar dibandingkan dengan pengaruh dari densitas (Maliyan, 2009).

Elastisitas batuan dapat dinyatakan dalam beberapa modulus dan untuk memperoleh kecepatan seismik harus dipilih modulus yang tepat. Modulus Young, modulus Bulk dan Modulus Geser merupakan modulus yang paling banyak digunakan dalam perhitungan kecepatan. Ada beberapa faktor yang mempengaruhi suatu kecepatan gelombang seismik antara lain porositas, litologi, sementasi, kekompakan batuan dan tekanan. Litologi adalah faktor penting dalam kalkulasi kecepatan, contoh kecepatan seismik di

batuan pasir lebih kecil dibandingkan di batuan *clay/shale* (Tabel 2.1).

Tabel 2. 1 Pengaruh Litologi Terhadap Kecepatan Seismik (Maliyan, 2009)

<i>Rock Type</i>	<i>V (m/s)</i>
<i>Air</i>	330
<i>Water</i>	1400-1500
<i>Ice</i>	3000-4500
<i>Alluvium, Sand (dry)</i>	300-1000
<i>Sand (Water Saturated)</i>	1200-1900
<i>Clay</i>	1100-2500
<i>Coal</i>	1400-1600

Dari tabel di atas bisa dilihat walaupun batumannya mempunyai jenis yang hampir sama namun kecepatan seismik yang menjalar di batuan tersebut pun berbeda-beda. Sungguh naif bila litologi ditentukan dari hasil kecepatan seismik saja perlu adanya data lain yang meng-konfirmasi data litologi agar akurat.

Konversi waktu refleksi ke kedalaman merupakan suatu tahap yang penting dalam interpretasi seismik karena memerlukan prediksi kecepatan formasi datum seismik (CDP) dan titik refleksi. Konversi tersebut biasanya diperoleh dari hasil perkalian kecepatan (v) dan setengah dari *two way time* (TWT) pada titik reflektor tersebut. Perumusannya dinyatakan sebagai berikut :

$$z = v \left(\frac{twt}{2} \right) \dots\dots\dots(2.13)$$

Ada beberapa jenis kecepatan yang di gunakan dalam konversi waktu ke kedalaman data seismik antara lain.

a. Kecepatan rata-rata

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

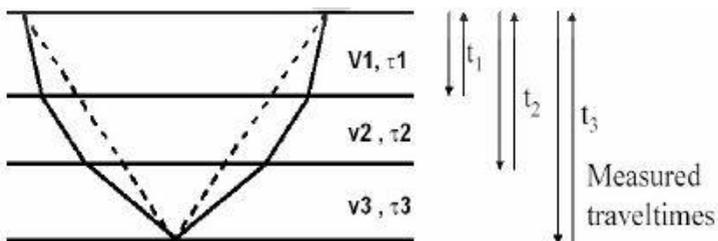
$$v_a = \frac{1}{T_0} \sum_{k=1}^n v_k t_k \dots\dots\dots(2.14)$$

v_k = Kecepatan dari lapisan ke-k,
 t_k = *two way time* (TWT) lapisan ke-k
 T_0 = Waktu normal *two way time*

b. Kecepatan RMS (*root mean square*)

Kecepatan RMS adalah metode analisa kecepatan yang paling banyak di gunakan dalam identifikasi data seismik. Untuk lapisan horizontal dirumuskan sebagai berikut :

$$v_{rms} = \left(\frac{\sum_{k=1}^n v_k t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(2.15)$$



Gambar 2.18 Kecepatan rms tiap lapisan (Maliyan, 2009)

c. Kecepatan *Normal Move out*

Kecepatan normal move out (NMO) adalah kecepatan yang digunakan pada proses NMO saat pengolahan data seismik. Dan rumusnya dapat dinyatakan sebagai berikut :

$$\Delta T = \frac{x^2}{2v_{NMO}^2 t_0} \dots\dots\dots (2.16)$$

Kecepatan NMO dapat didefinisikan juga sebagai akar kemiringan dari -1 pada titik $y=0$, dengan y adalah jarak sumber dan *hydrophone* atau biasa disebut zero offset (Yilmaz, 2001).

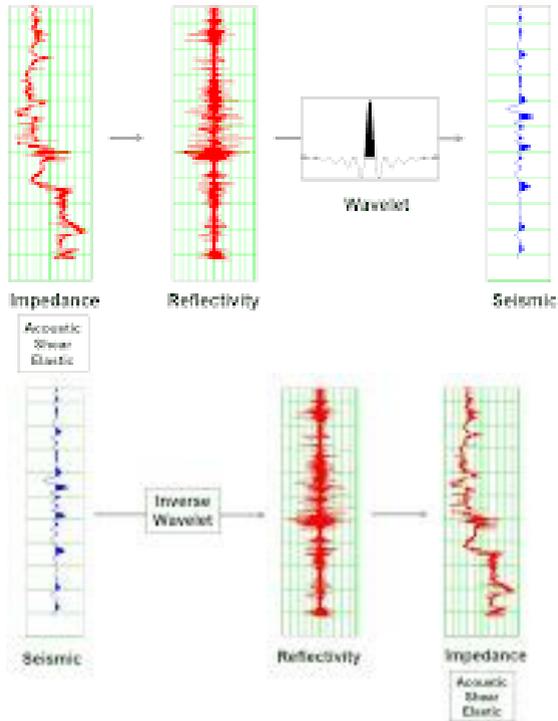
$$v_{NMO}^2 = \left[\frac{d(t^2)}{d(y^2)} \right]^{-1} \dots\dots\dots (2.17)$$

Pada perumusan ini, diasumsikan bahwa kecepatan dalam suatu lapisan konstan atau homogen.

2.11 Seismik Inversi

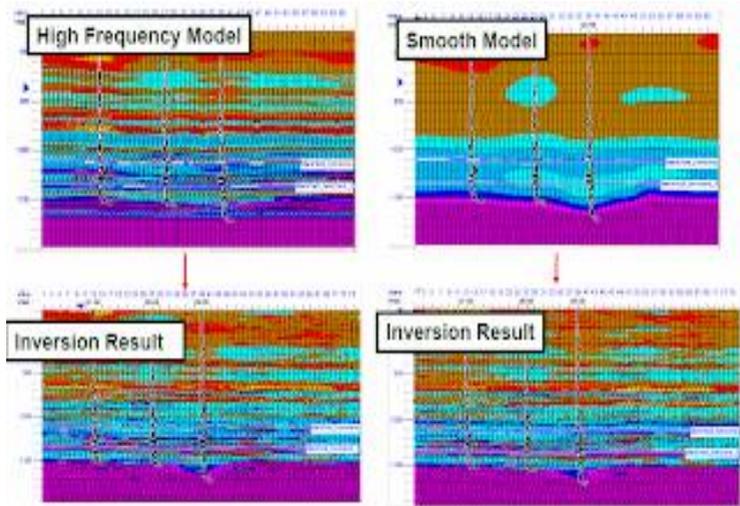
Seismik inversi adalah suatu metoda untuk mendapatkan gambaran model geologi bawah permukaan dengan menggunakan data seismik sebagai data input utama dan data sumur sebagai data kontrol (Sukmono, 2002). Hasil yang didapat menggunakan metoda inversi adalah informasi yang terkandung di dalam lapisan batuan berupa impedansi (akustik atau elastik). Dari informasi impedansi ini dapat dikorelasikan secara kuantitatif dengan parameter fisis lain pada *reservoir* yang terukur pada sumur seperti porositas, saturasi air, dsb.

Sebagaimana yang kita ketahui *forward modeling* adalah operasi konvolusi antara *wavelet* dengan koefisien refleksi, sedangkan proses inversi merupakan kebalikan (*inverse*) dari upaya pengambilan data seismik (*forward modelling*).



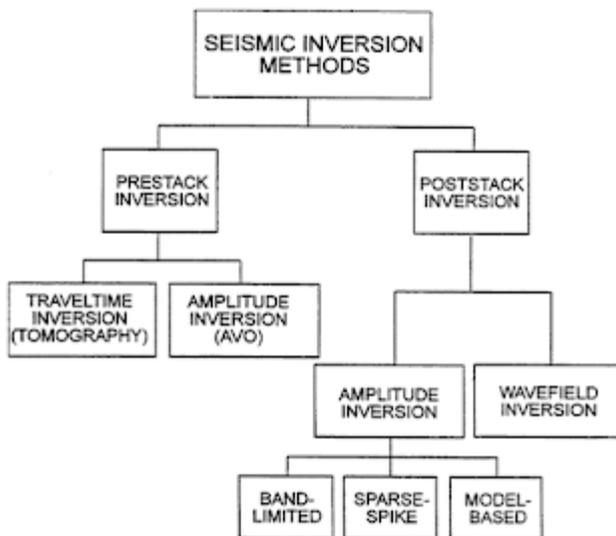
Gambar 2.19 Forward & Inverse Modelling (Strata Workshop, Hampson Russel)

Proses ekstraksi *wavelet* pada proses inversi sangatlah penting, oleh karena itulah harus dilakukan ekstraksi *wavelet* pada horizon yang menjadi target inversi. Pada proses inversi, ada yang namanya "*non-uniqueness*", artinya terdapat lebih dari satu kemungkinan model geologi untuk mendapatkan hasil yang sama dengan data seismik. Sehingga diharapkan nilai koefisien refleksi dan nilai batas *acoustic impedance*-nya mendekati nilai sebenarnya. Dalam hal ini diperlukan sebuah model awal (*initial model*) sebagai prediksi awal dalam menyelesaikan perhitungan inversi.



Gambar 2.20 Perbandingan Hasil Inversi menggunakan High Frequency & Low Frequency Model (Strata Workshop, Hampson Russel)

Metoda seismik inversi dapat dibagi menjadi dua macam berdasarkan data seismik yang digunakan, yaitu : *post-stack seismic inversion* dan *pre-stack seismic inversion*. Data seismik *post-stack* merupakan data seismik yang mengasumsikan amplitudo seismik dihasilkan dari $R(0)$, sehingga hanya dapat menghasilkan tampilan model *acoustic impedance* saja. Sedangkan data seismik *pre-stack* mempunyai informasi sudut ($R(\theta)$), sehingga *pre-stack seismic inversion* dapat menghasilkan parameter-parameter lain seperti V_p/V_s , EI , λ - ρ , μ - ρ .



(Introduction to Seismic Inversion Methods, Russel, 1988)

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada :

Waktu : 1 Oktober 2019- 1 Desember 2019

Tempat : Divisi *Geodata Processing* PT Elnusa Tbk., Graha Elnusa Jl. TB. Simatupang Kav. 1B, lt. 15 Jakarta Selatan. Dan Gedung Fisika Lab Geofisika Lt 4, Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya.

3.2 Data dan Peralatan

3.2.1 Data

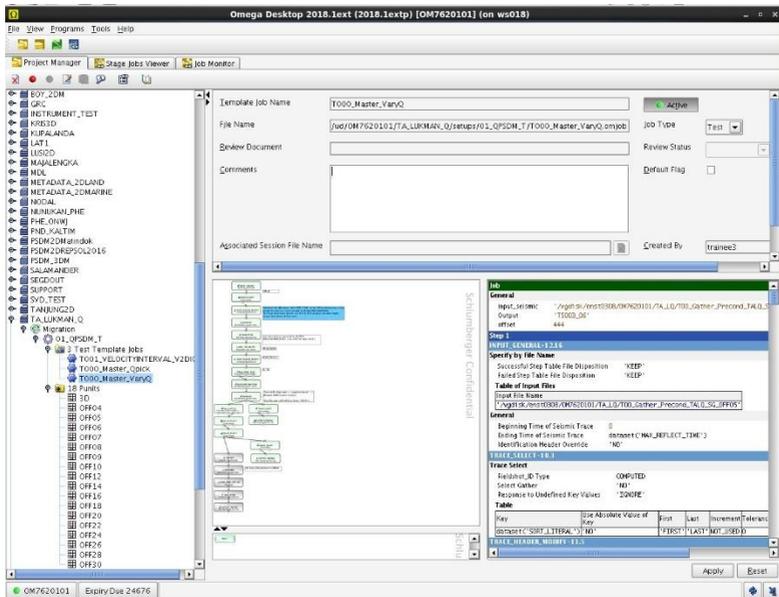
Data yang digunakan dalam penelitian Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut :

- a) Data Seismik Class Offset
- b) Data Velocity Interval Final

3.2.2 Peralatan

Peralatan dan perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian Tugas Akhir ini adalah :

- a) Satu unit Personal Computer (PC) *double monitor*, *RedHat Linux Operating System*
- b) *Microsoft office 2010*
- c) Omega 2018.1extp milik PT. Elnusa tbk



Gambar 3.1 Software Omega 2018.1e3pt

3.3 Tahap Penelitian

Tahapan penelitian tugas akhir yang dapat diuraikan sebagaimana berikut:

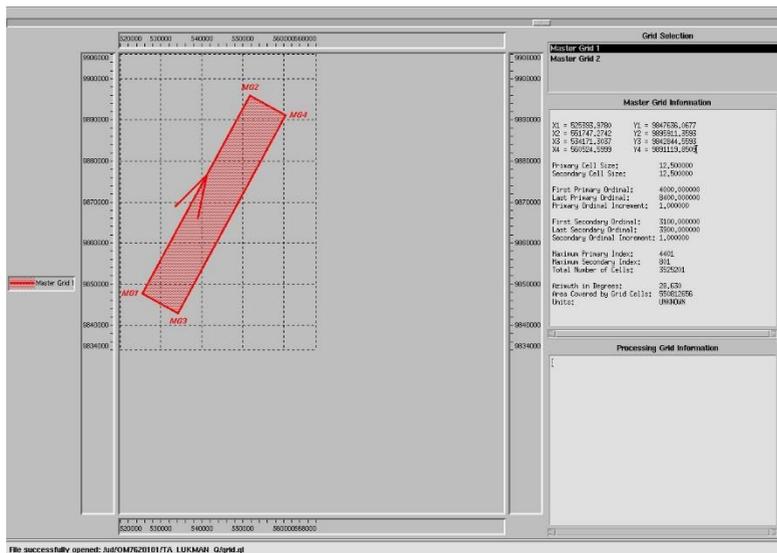
1) Studi Literatur

Studi literatur dilakukan untuk mengumpulkan materi-materi yang mendukung penelitian yakni tentang: Metode Seismik, pre-stack post-stack, Migrasi Seismik, Pemodelan Kecepatan Seismik, Atenuasi, Q Faktor, Tomografi.

2) Pengolahan Data

Pengolahan data penelitian ini akan dibagi beberapa tahap hingga mendapatkan model 1/Q 3D. Sebelum memasuki tahapan tersebut data CDP Gather, Vinterval, PSTM Section akan diinput ke *software*, kemudian untuk kebutuhan informasi *software* maka akan dibuat master grid dimana data yang digunakan 2D, perlakuan dan pembacaan data tetap pada format 3D selain itu hal ini dibutuhkan untuk velocity ekspansi untuk

prediksi travel time radius pada tahapan *kirchoff depth migration*, informasi grid dapat dilihat pada gambar



Gambar 3.2 Informasi data penelitian

Master Grid ini berisikan koordinat tiap titik dari ujung-ujung grid yang berbentuk persegi, dikarenakan data ini 2D maka, titik MG1 dan MG3 akan diplot pada titik yang sama kemudian MG2 dan MG4 akan diplot pada titik yang sama pula, setelah itu kemudian dilakukan velocity ekspansi untuk traveltime radius

- **Pengolahan data Q Inverse modelling**

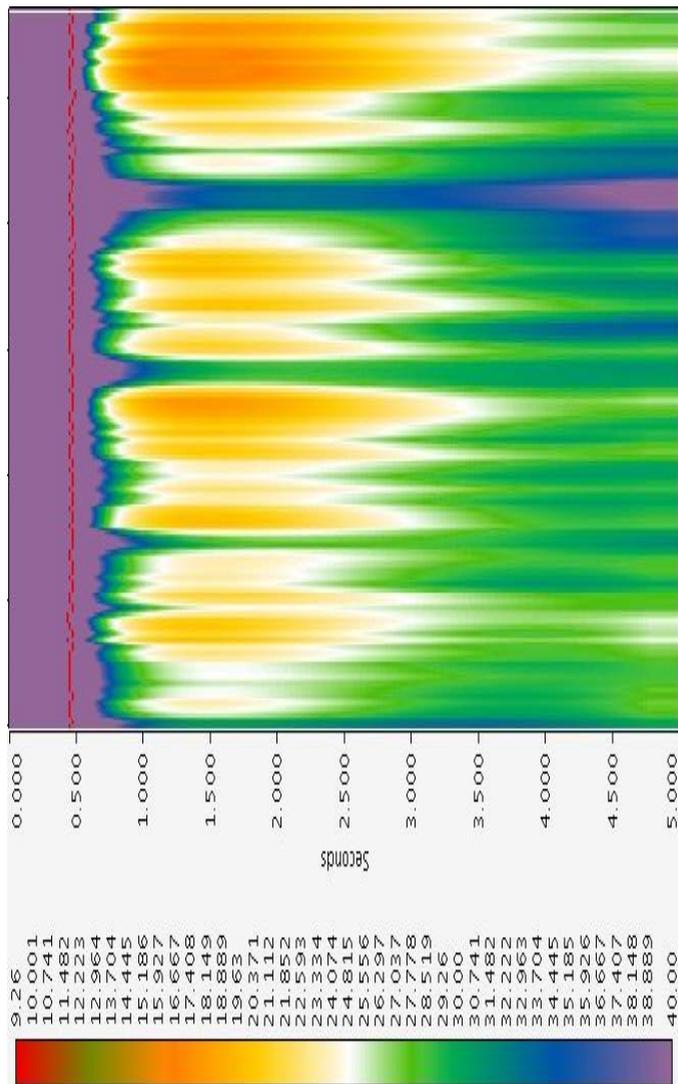
Tahapan pengolahan data pada penelitian ini membutuhkan CDP *gather* dan *Vinterval* dari data yang sudah diolah, kemudian *flowchart* pengolahan akan dijelaskan oleh Gambar 3.8

a. Effective Q estimation

Q_{effective} adalah nilai Q yg berada pada anomali-anomali tertentu yang disini kita asumsikan anomalnya adalah gas. Mencari nilai *Q_{eff}* dengan modul *varyQ* untuk mencoba nilai parameter frekuensi yang berbeda dari 5Hz 10Hz 15Hz 20Hz 25Hz lalu digunakan multifrekuensi (5,15,25) yang mewakili low dan medium frekuensi dan menggunakan modul *inverse Q* untuk mendapatkan gain yang fit agar level amplitude pada daerah yang terabsorbsi bisa sama dengan daerah yang tidak terabsorbsi. Hasil *Q_{eff}* seperti pada gambar 3.3

b. Statistical Q

Penentuan nilai atenuasi dari gelombang, selain karena faktor geometri juga dikarenakan heterogenitas dan keberadaan fluida di dalam lapisan bawah tanah. Sebagaimana diketahui sebelumnya, bahwa dekomposisi spectral dapat digunakan sebagai indikator keberadaan hidrokarbon. Secara kualitatif, dekomposisi spectral pada frekuensi rendah menunjukkan anomali frekuensi rendah dan frekuensi tinggi menunjukkan attenuasi energy yang disebabkan oleh keberadaan hidrokarbon. Estimasi harga Q dari studi ini dengan menggunakan metode rasio spektral dari amplitude frekuensi yang didapat dari analisis dekomposisi spectral. Perbandingan amplitude pada frekuensi rendah dengan frekuensi tinggi didapatkan kemiringan yang menunjukkan harga gradient frekuensi yang terkait dengan Q. Tahap Statistical Q bisa mendapatkan Nilai Q Inisial dengan menggunakan metode rasio spektral. Rasio spektral adalah salah satu metode yang digunakan untuk menghitung harga faktor kualitas suatu medium (Q) dari data seismik.

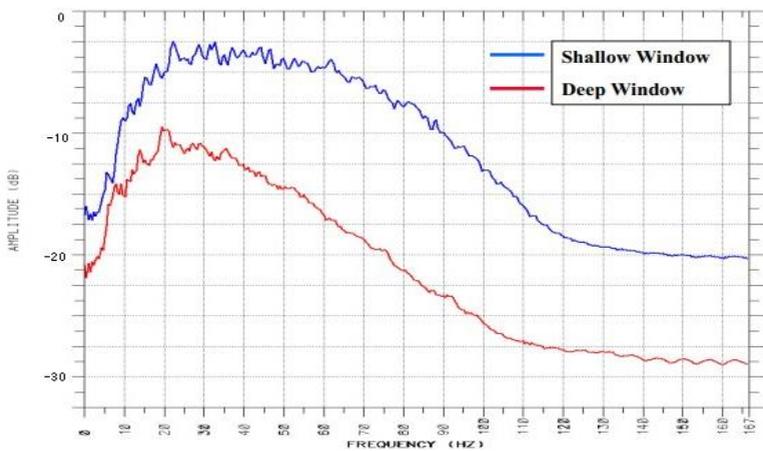


Gambar 3.3 Q Effective (5,15,25)Hz

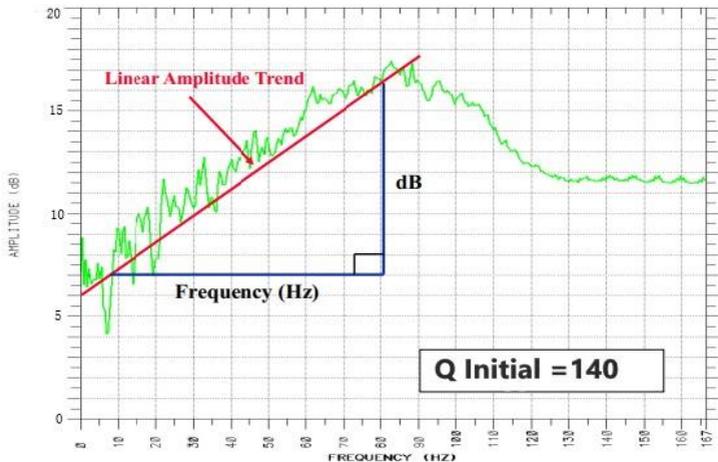
Harga Q yang diperoleh dapat digunakan untuk melakukan koreksi amplitudo dan fasa akibat adanya efek atenuasi. Rumus yang di gunakan untuk mendapatkan nilai Q inisial ialah

$$Q = 27.3 \times \Delta T / \text{Slope} \dots \dots \dots (3.1)$$

ΔT = Waktu (seconds) antara dua windows spectrum



Gambar 3.4 Spektrum amplitude untuk penampang seismik awal



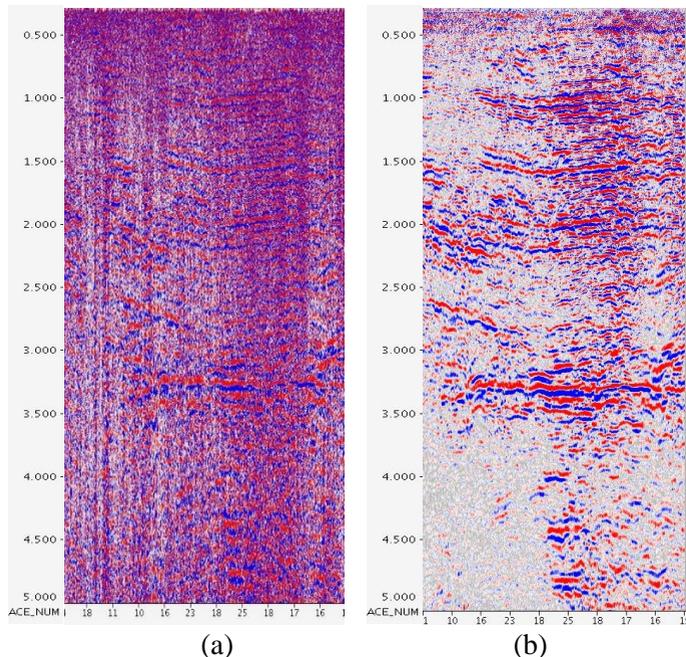
Gambar 3.5 Estimasi harga Q dengan cara *spectral division*

Jika kedua spectrum pada gambar 3.4 kita lakukan pembagian, maka hasilnya akan terlihat seperti pada gambar 3.5. dari gambar 3.5 ini, dapat kita buat sebuah “linear amplitude trend” dimana jika slope (dB/frekuensi) dari garis linier ini kita masukkan ke persamaan (3.1) akan didapatkan besarnya harga Q.

c. Denoising

Kehadiran *noise* merupakan salah satu permasalahan pada data seismik. Hal ini menyebabkan interpretasi terhadap data seismik yang kita miliki menjadi lebih rumit. Oleh karena itu, *noise* dilemahkan agar sinyal primer yaitu reflektor yang diharapkan dapat lebih jelas terlihat pada rekaman data seismik dan dapat menampilkan struktur penampang bawah permukaan laut dengan baik. Metode yang dipakai untuk denoising ialah RNA (Random Noise Attenuation) digunakan untuk mengurangi noise yang ada pada penampang seismic dan SRAC (Spatial Relative

Amplitude Conditioning) untuk memperbaiki amplitude agar mendapatkan gambar penampang seismic yang lebih smooth.



Gambar 3.6 perbandingan penampang seismic yang belum di denoise (a) dan sesudah denoiseing (b)

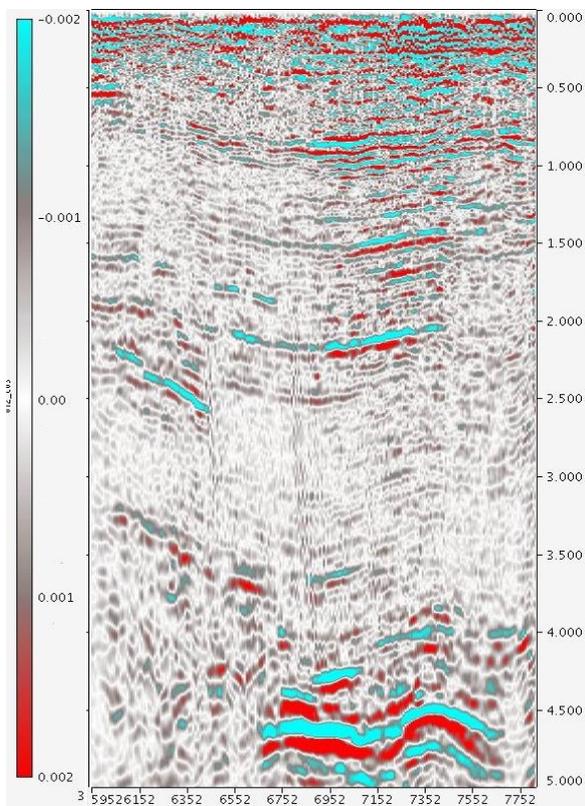
d. Q Tomografi

Qinitial dan *Qeffective* yang didapatkan pada proses sebelumnya digunakan sebagai masukan proses *grid* tomografi. Proses ini dilakukan di modul *QTomo* dengan memasukkan *Qinitial*, *Qeffective* dan *Velocity Final*. Proses ini dilakukan dengan sekali iterasi. Hasil dari *Q* tomografi

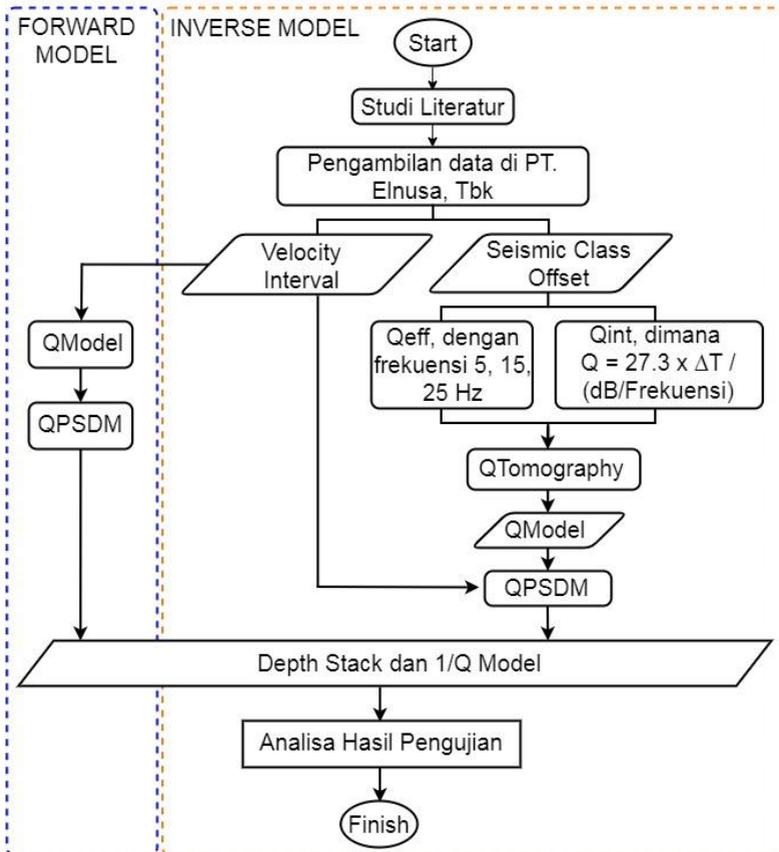
adalah *model Q* yang nanti akan di migrasi dengan *Velocity final*.

e. Migrasi Kirchoff

Setelah didapatkan model kecepatan interval dilakukan proses migrasi dengan metode kirchoff. Untuk migrasi dibutuhkan masukan penampang kecepatan interval dan CDP gather. Sebelum dilakukan migrasi dilakukan penyesuaian aperture seismik agar semua energi gelombang seismik yang menjalar dapat terakumulasi secara maksimal. Begitu juga dengan mute akan dilepas (unmute) agar gather dapat dimigrasi sampai ke far offset dan tidak ada gather yang terpotong ketika dimigrasi. Setelah migrasi selesai, dilakukan muting agar ketika gather di stack bisa menampilkan penampang seismik yang jelas.



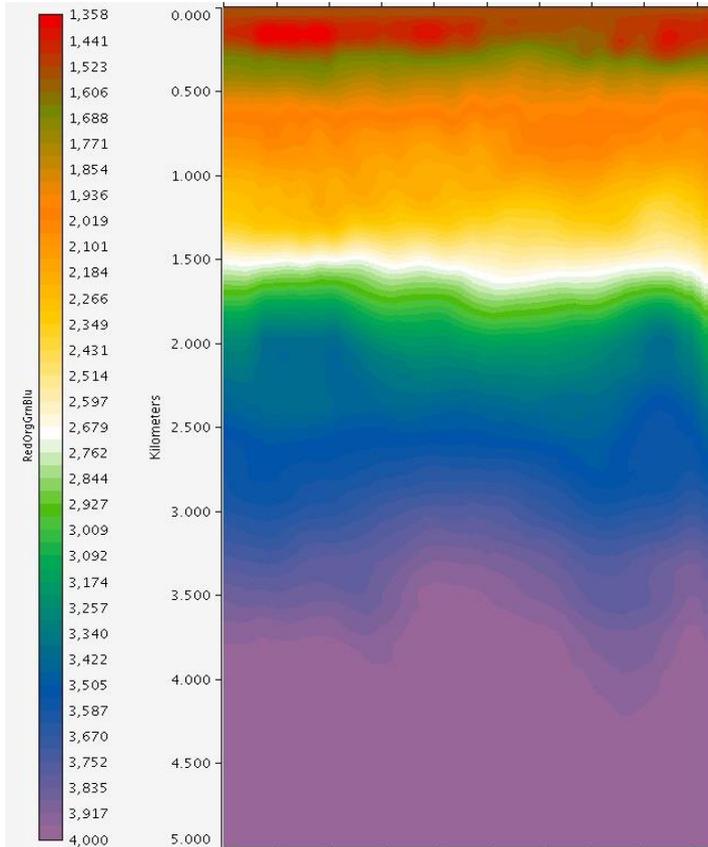
Gambar 3.7 PSDM section initial setelah di-stack



Gambar 3.8 Diagram alur penelitian

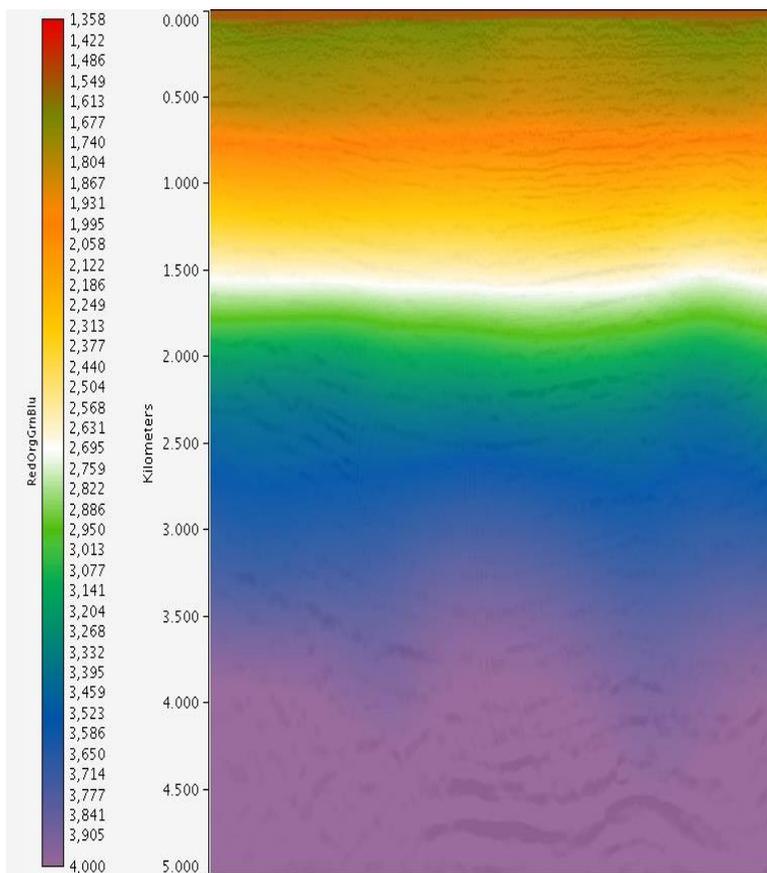
- **Pengolahan data Q Forward modelling**

Pada tahap ini Factor Q di analisis dengan menggunakan metode forward modelling dengan mengubah Model Velocity menjadi Q model. Karena velocity yang digunakan merupakan Velocity hasil dari FWI (Forward Wave Inversion) yang dapat mengcapture nilai velocity yang sangat rendah seperti pada gambar 3.10



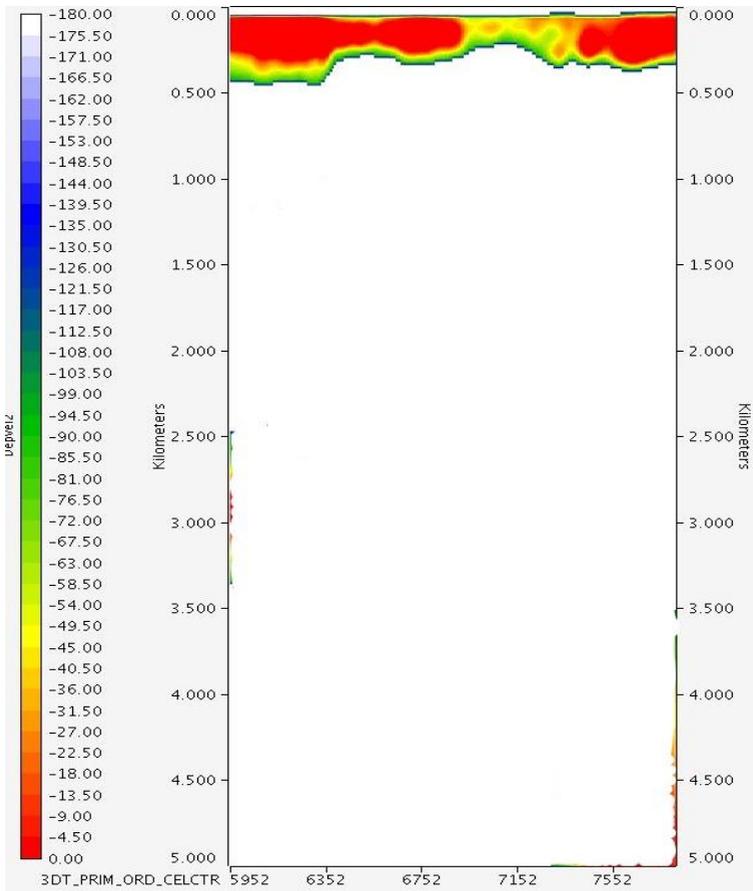
Gambar 3.9 Velocity Final Hasil dari FWI

Pada gambar Velocity diatas warna merah muda yg berbentuk bulat kecil-kecil menunjukkan nilai velocity sangat rendah yang diasumsikan sebagai gas karena gas memiliki velocity yang rendah. Gas tersebut yang menyebabkan gelombang seismik teratenuasi dikarenakan terabsorpsi oleh gas tersebut. Dari model Velocity ini dirasiokan menjadi Q model melalui beberapa tahap.



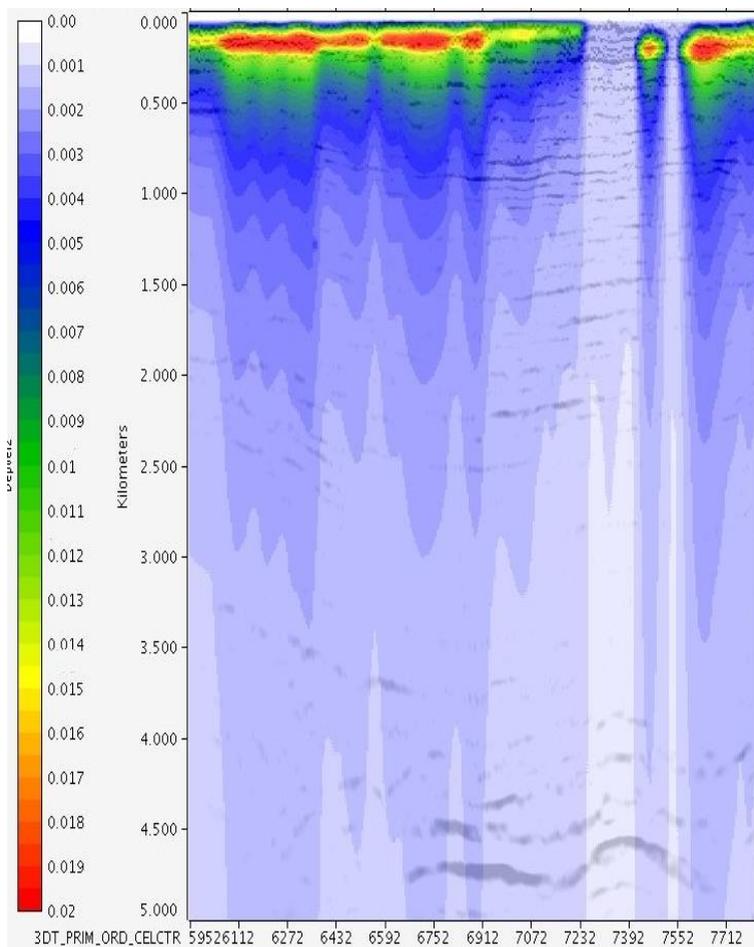
Gambar 3.10 Velocity Smooth

Untuk mengubah model velocity Menjadi Q Model, velocity final dikurang dengan Velocity smooth pada gambar 3.11 lalu akan didapatkan Perbedaan Velocity (Velocity Difference).



Gambar 3.11 Velocity Difference

Velocity Difference pada gambar 3.12 di toolkit memakai trace tool kit agar semua kecepatan diatas 1600 di clip menjadi 1600 lalu velocity diubah menjadi Q model dengan menggunakan trace manipulator dengan merumuskan A/B dengan nilai $A =$ seismic trace dan $B = 32$ lalu di clip lagi nilai 50 menjadi 1000. Setelah itu data diolah menggunakan software Petrel sehingga mendapatkan Q model yang sesuai.



Gambar 3.12 Hasil Q model (Forward Modelling

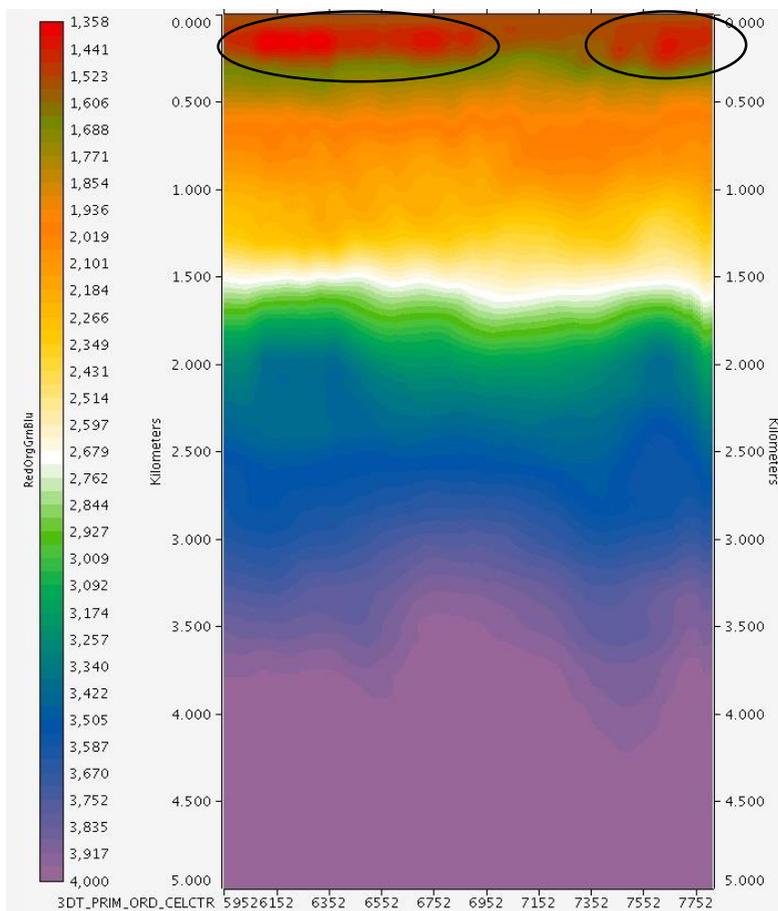
“Halaman sengaja dikosongkan”

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

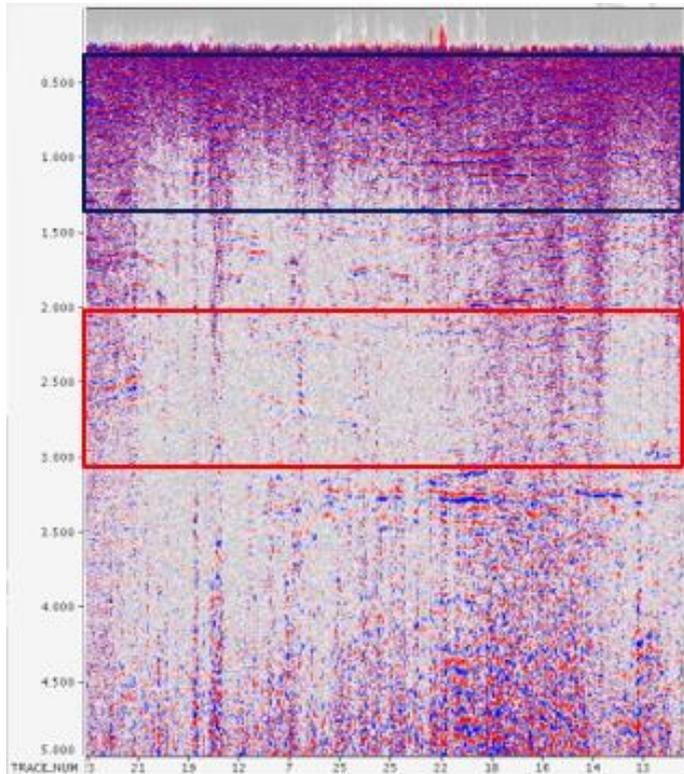
4.1 Q Faktor (Inverse Modelling)

Proses mencari model Q dengan inverse modelling dilakukan dengan Q Tomografi. Pada penelitian ini Q Tomografi dapat dilakukan dengan input Q effective, Q initial dan velocity interval final, pembuatan model velocity interval final di dapatkan dengan menggunakan metode FWI. Hasil akhir pemodelan kecepatan interval pada penelitian ini dapat dilihat pada gambar 4.1. Daerah penelitian berada di offshore sehingga kecepatan pada zona air laut konstan di 1500m/s atau ditandai dengan warna coklat pada lapisan paling atas. Pada gambar menunjukkan semakin kedalam kecepatan semakin besar yang ditunjukkan oleh warna merah, kuning, hijau dan merah, akan tetapi terdapat reverse pada kedalaman 0-250 m dan crossline number 5600-6800 dan 7400-7800. Hal ini terjadi karena kecepatan pada zona tersebut mengalami percepatan dan melambat kembali setelahnya yang ditunjukkan dengan awal mula warna coklat lalu berubah warna menjadi merah dan berubah kembali ke hijau. Lapisan terbawah pada model kecepatan lapangan ini adalah basement yang ditandai dengan warna ungu dengan kecepatan sekitar 4000m/s.



Gambar 4.1 kecepatan interval final

Hasil dari model kecepatan interval akhir diatas menunjukkan adanya poket gas yang ditunjukkan dengan kecepatan yang rendah (warna merah) pada kedalaman 100-200m. Selain velocity Interval dibutuhkan juga $Q_{initial}$ dan $Q_{effective}$. $Q_{initial}$ didapatkan dari perbandingan spectrum, dengan membandingkan window atas dan window yang teratenuasi seperti pada gambar 4.2



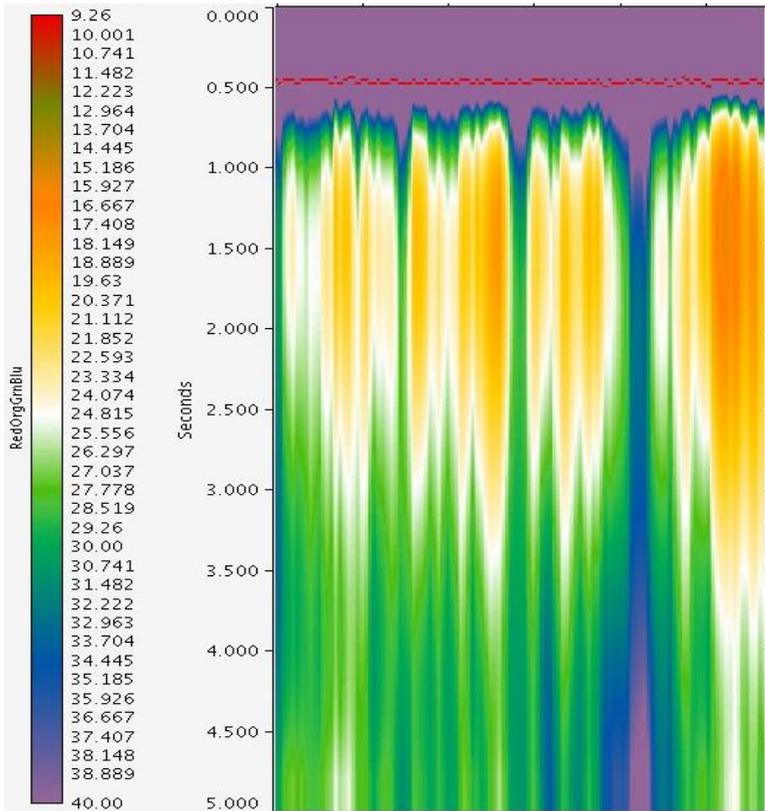
Gambar 4.2 perbandingan window atas dengan window teratenuasi

Setelah itu kita dapatkan spectral divisionnya lalu dihitung trendnya. Qinitial diperoleh dengan mengukur (dB / frekuensi) dari trend amplitude yang dihasilkan. Estimasi kemiringan lalu dimasukkan ke dalam persamaan berikut untuk mendapatkan estimasi Q:

$$Q = 27.3 \times \frac{\Delta T}{\text{slope}} \dots \dots \dots (4.1)$$

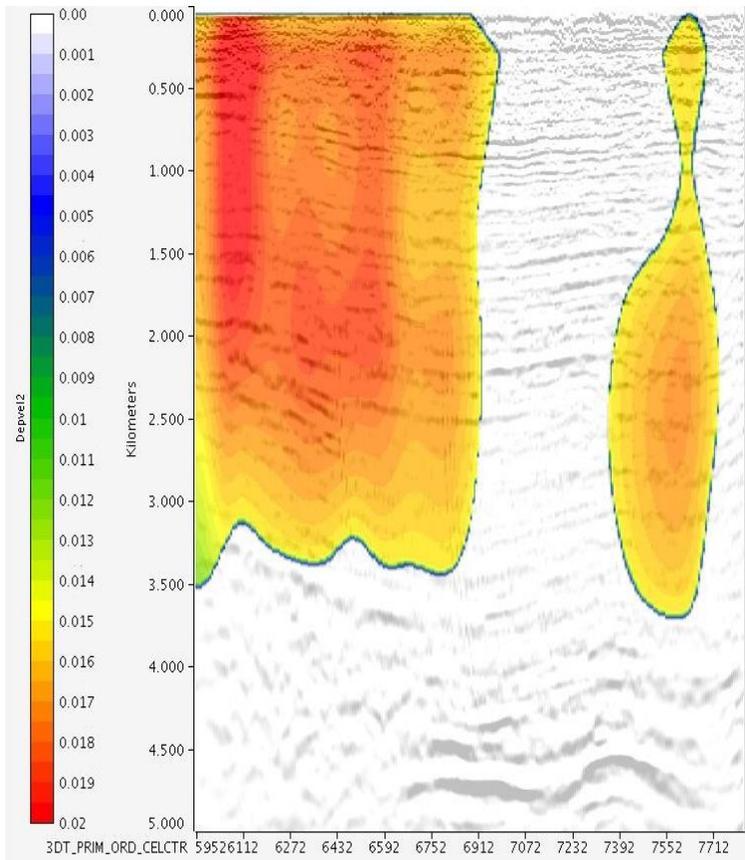
ΔT = Waktu (seconds) antara dua windows spectrum

Qeffective sama dengan Qinitial hanya saja jika Qinitial dihitung per window, Qeffective dihitung per trace.



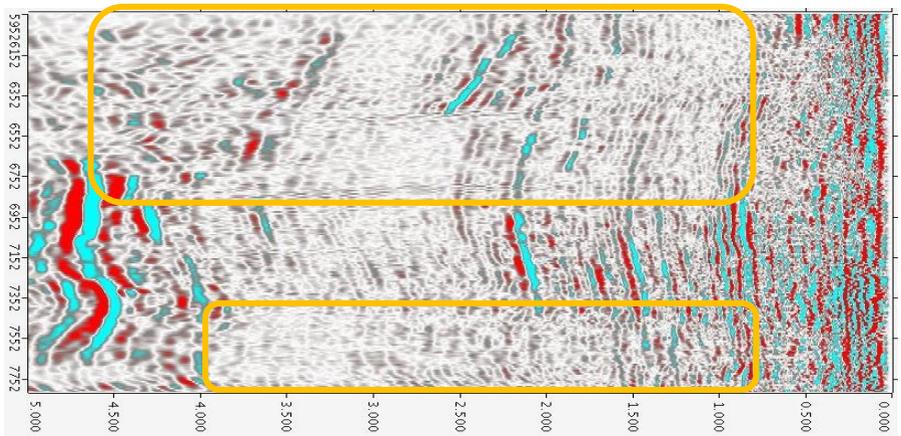
Gambar 4.5 Hasil Qeff

Setelah mendapatkan Qeffective dan Qinitial, Q Tomografi bisa dilakukan, Q Tomografi sendiri dilakukan untuk mencari nilai model Q dari nilai-nilai error pada inputan awal Q Tomografi. Hasil Model Q dapat dilihat pada gambar 4.6 dibawah ini.

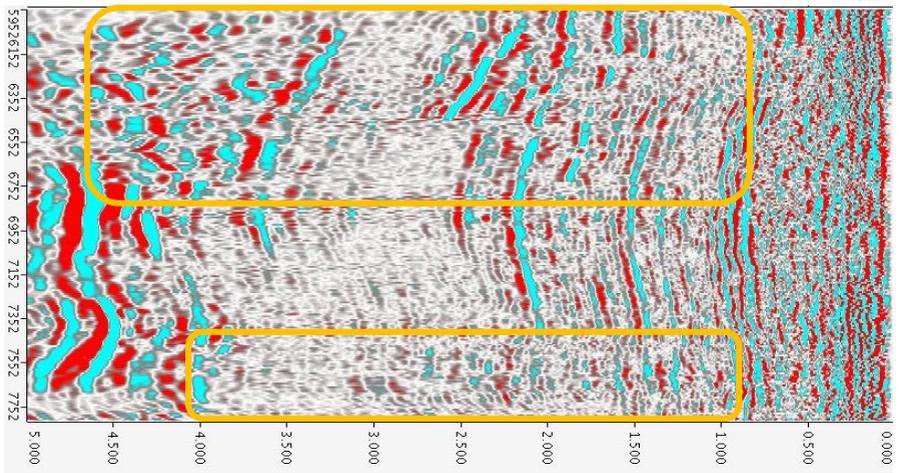


Gambar 4.6 Q model Inverse

Penampang Seismik PSDM tanpa Q (dalam domain kedalaman) yang menjadi input pada penelitian ini dengan hasil penampang seismik PSDM dengan Q (dalam domain kedalaman) dapat dilihat pada gambar 4.7 di bawah ini. Penampang seismik PSDM dengan Q pada proses *stacking* menggunakan *mute* 30° .



(a)



(b)

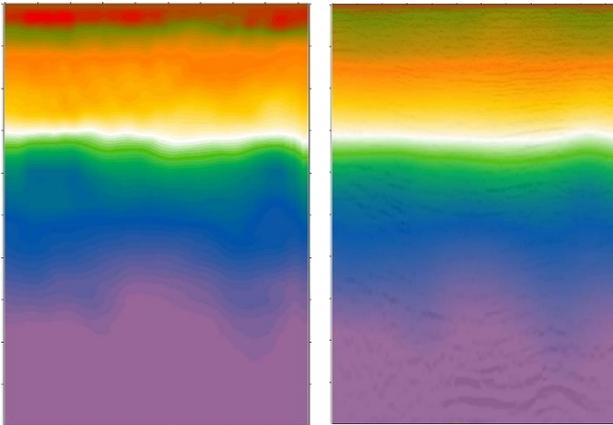
Gambar 4.7 Perbandingan penampang seismik PSDM tanpa Q (a) dan PSDM dengan Q (inverse) (b)

Dari gambar 4.7 terlihat bahwa hasil pengolahan PSDM dengan Q model lebih baik daripada PSDM tanpa Q. Hal ini

ditunjukkan dengan bagian-bagian yang terabsorpsi yang berada dalam lingkaran kuning sudah dikembalikan lagi di penampang PSDM dengan Q. Struktur perlapisan, pola patahan dan kualitas gambar yang juga lebih jelas. Warna merah dan biru yang lebih terang (*tune*) pada penampang PSDM dengan Q disebabkan karena *gather* hasil pengolahan PSDM sudah flat pada area *near offset* (mute 30^0). Semakin flat *gather* seismik, berarti energi gelombang seismik yang diterima oleh *receiver* seismik yang mengenai reflektor (lapisan) yang sama dapat ter-*stacking* secara maksimal dan menghasilkan penampang seismik yang bagus.

4.2 Q Faktor (Forward Modelling)

Q model yang didapatkan dari forward modelling adalah hasil dari percobaan model velocity yang diubah menjadi Q model. Velocity interval hasil dari FWI (Full Wave Inversion) dapat memunculkan nilai velocity yang sangat rendah. Dari velocity rendah yang didapatkan bisa diasumsikan bahwa velocity rendah tersebut merupakan gas, lalu dirasiokan menjadi Q model.

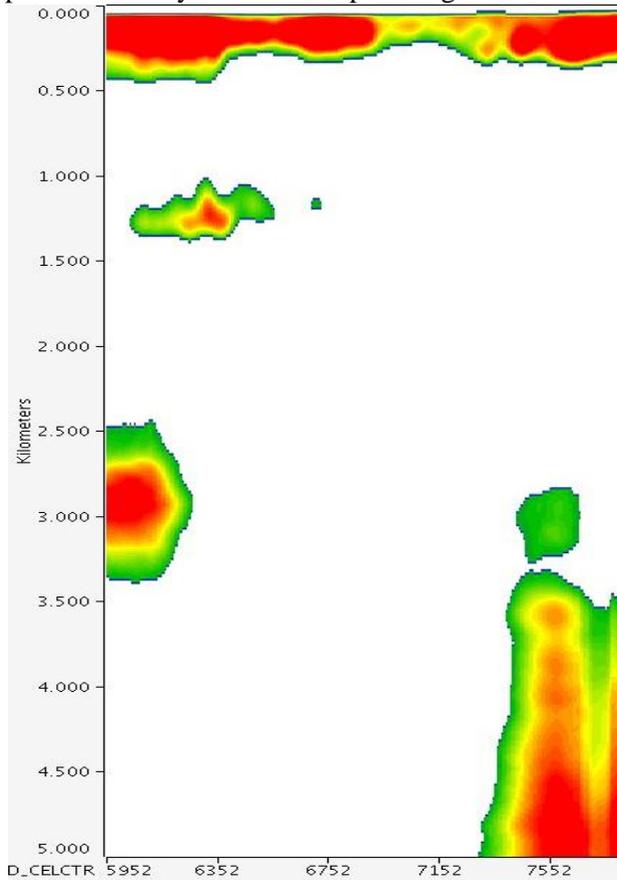


(a)

(b)

Gambar 4.8 (a) velocity interval final (b) velocity interval smooth

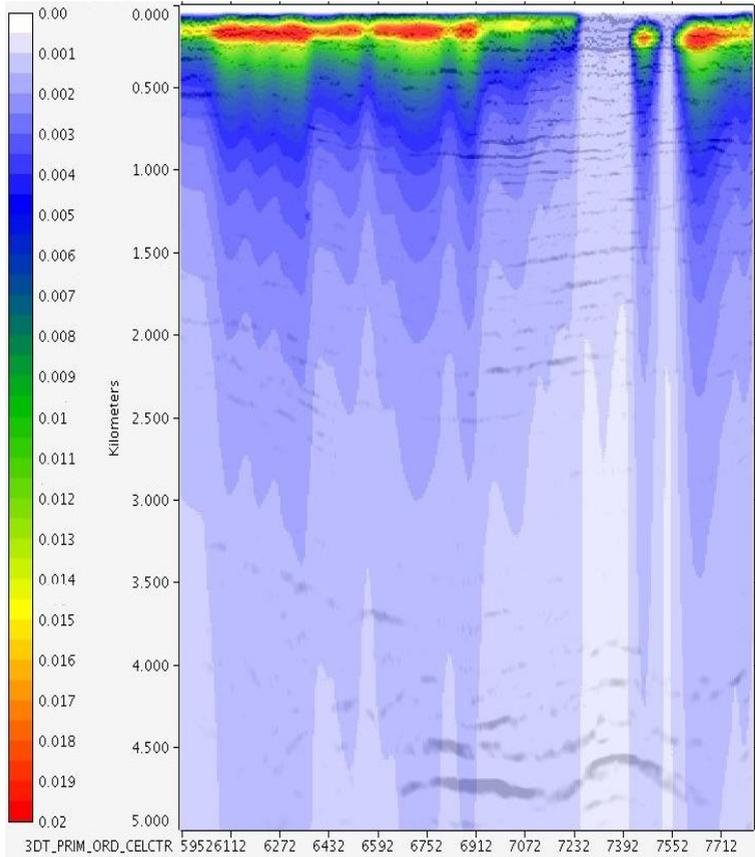
Untuk mengubah model velocity menjadi Q model, velocity interval dikurang dengan velocity yang sudah di smooth, lalu didapatkan Velocity difference seperti di gambar 4.9



Gambar 4.9 Velocity difference

Disamping parameter kecepatan factor lain yang juga sangat membantu dalam analisis lanjut sifat fisik batuan yaitu faktor redaman (atenuasi) yang dimplementasikan dalam faktor kualitas batuan. Besar kecilnya harga Q merupakan sifat fisik batuan dalam meloloskan energi yang dipancarkan dari sumber seismik, sifat ini

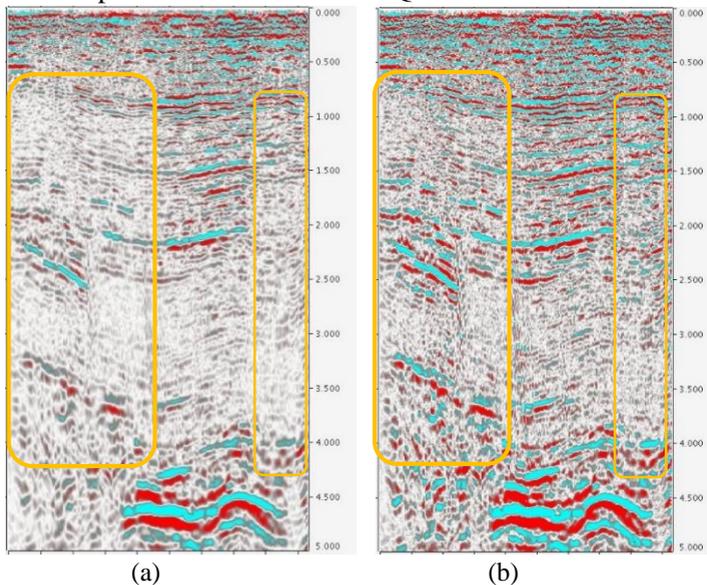
diduga disebabkan faktor-faktor yang ada dalam batuan seperti porositas, kerapatan, viskositas fluida, tekanan dan lain-lain.



Gambar 4.10 Q Model Forward

Konsep mencari Q dari forward modelling ini mirip dengan cara menghitung Q dengan software CGG, dimana perubahan velocity akan mempengaruhi perubahan Q. Q model pada gambar 4.10 bisa disimpulkan bahwa perbandingan velocity sebanding dengan perbandingan nilai Q.

Class offset yang telah dikoreksi pada far offset mampu memberikan informasi yang lebih banyak. Pada PSDM, penampang seismik hanya dapat memberikan informasi pada area near offset saja, karena pada far offset terdapat hockey stick yang menyebabkan hasil stack seismik tidak maksimal. Maka dari itu pada PSDM depth gather di mute sebesar 30^0 atau tidak ikut dijumlahkan dalam proses stacking. Sedangkan pada QPSDM, penampang seismik telah dikoreksi sampai far offset sehingga depth gather dapat di jumlahkan secara maksimal sampai far offset. Hal ini merupakan kelebihan metode QPSDM.



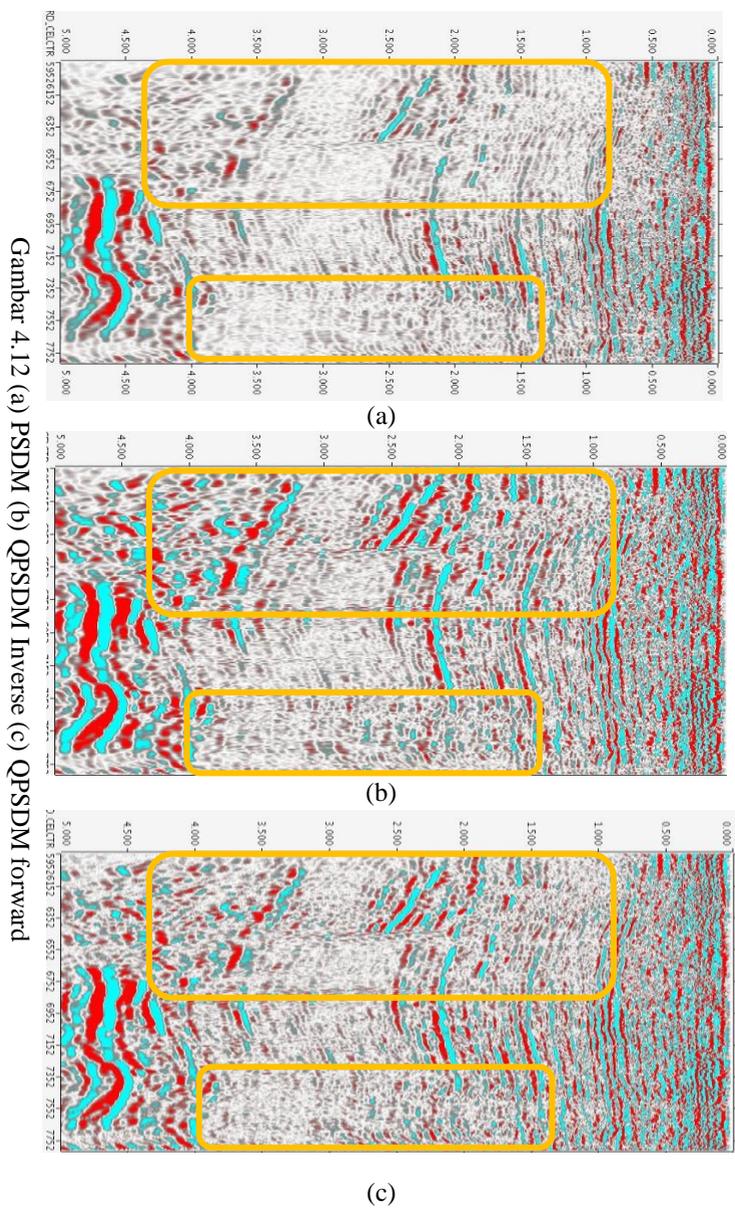
Gambar 4.11 Perbandingan penampang PSDM tanpa Q (a) dan PSDM dengan Q (forward) (b)

Pada gambar 4.11 juga terlihat pada penampang seismik dengan Q (forward) menampilkan amplitudo yang lebih kuat dan kemenerusan struktur perlapisan yang lebih jelas, hal ini adalah

kelebihan metode QPSDM dan dapat memudahkan interpreter dalam melakukan interpretasi.

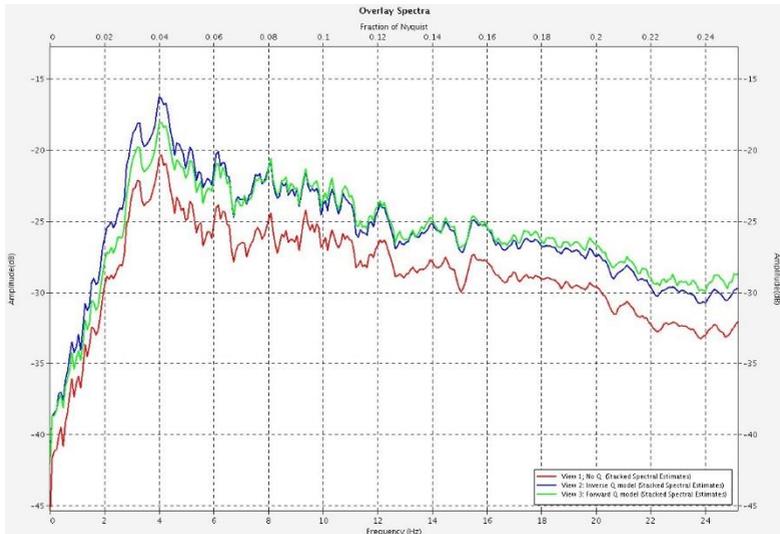
4.3 QPSDM

Pada metode QPSDM inverse modelling, parameter yang digunakan adalah Q Tomografi dengan smoothing sebesar 1000, sedangkan untuk kualitas QPSDM forward modelling dari velocity diambil nilai velocity dibawah 1600m/s lalu di smooth lateral sebesar 1000. Hasil akhir menunjukkan amplitude yang melemah dibawah gas pocket dan sekitarnya dipulihkan dengan wavelet yang lebih tajam.



Pada tabel 4.12 dapat dilihat, metode QPSDM dapat mengembalikan amplitude dari event-event dibawah gas pocket (kantong gas), dan terlihat event pada penampang QPSDM sudah membaik dan mengembalikan energi gelombang yang hilang akibat teratenuasi. Kontinuitas pada event-event membaik dan kemelorotan dalam stuktur telah berkurang.

Sementara amplitude seluruh bagian telah ditingkatkan karena kontribusi dari latar belakang Q Initial. Kami mengekstrak seismik trace dari lokasi yang sama dan bandingkan gambar 4.13. pada gambar perbandingan spectrum terjadi peningkatan amplitude pada QPSDM dan banyak frekuensi yang dipulihkan oleh QPSDM



Gambar 4.13 perbandingan spectrum PSDM, QPSDM (inverse model), dan QPSDM (forward model)

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan:

1. Faktor Q dapat mengembalikan energy seismic yang teratenuasi dan meningkatkan amplitude yang teratenuasi.
2. Hasil Q model dari inverse modelling lebih baik dari forward modelling dalam mengembalikan energy yang teratenuasi.
3. Forward modelling sangat tergantung pada kualitas model kecepatan yang digunakan.
4. Nilai faktor Q antara 50 – 70.42 yang menunjukkan bahwa zona-zona atenuasi kuat sesuai dengan keberadaan reservoir gas.

5.2 Saran

Saran yang diberikan dari hasil penelitian ini adalah sebagai berikut

1. Perlu dilakukan *SRME* untuk memperoleh penampang seismik yang lebih baik, sehingga mempermudah tahap interpretasi

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, Agus, 2007, *Ensiklopedia Seismik Online*, 13 Oktober 2009, <http://ensiklopediasiesimik.com>,
- Banik, N.C., 1987, *An effective anisotropic parameter in transversely isotropic media*: *Geophysics*, 52, 1654-1664, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Bancroft, John C., 1997, *A Practical Understanding of Pre- and Post Stack Migrations, Volume 1 (Poststack)*, Course Notes Series, No. 7, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Bastian. 2010. *Prestack Depth Migration Anisotropi Pada Data Seismik 2-D*. Skripsi Prodi Geofisika. ITB: Bandung.
- Birch, F., 1966, , *Compressibility; elastic constants*. In *Handbook of Physical Constants*, Geological Society of Americas Memoir 97, S.P. Clark, ed., pp. 97-173.
- Cholik, A., 2008, *Anisotropy Parameter for Pre-Stack Depth Migration Offshore Case Study*, Prosiding PIT HAGI ke-33, Bandung.
- De Coster, G.L., 1974, *The Geology of Central and South Sumatera Basins, USA*: Proceedings of the Indonesian Petroleum Association 3rd Annual Convention.

- Dix, C. H. 1955. Seismic Velocities From Surface Measurements. Geophysics 20. Exploratorium. Faultline Seismic Science at The Epicenter.
- Etienne, R. 2016. On The Use Of E and Δ in Anisotropic Kecepatan Model. EAGE E-Lecture.
- Fagin, S. 2002. Model Based Depth Imaging. SEG Course Series No. 10: Tulsa.
- Jamady, A., 2011. Kuantifikasi Frekuensi dan Resolusi Menggunakan Seismik Refleksi di Perairan Maluku Utara (Skripsi). Institut Pertanian Bogor, Bogor.
- Juwita, S., 2001, *Penerapan Metode Prestack Depth Migration Pada Data Multiline 2-D Di Lapangan Elang South*, Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Lawton, D. 2001. Slip-slidin' away – some practical implications of seismic kecepatan anisotropy on depth imaging : The Leading Edge, 2001, 70 – 73.
- Levin, F.K., 1971, *Apparent Kecepatan from Dipping Interface Reflection*, Geophysics, V.36, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Lines, L (2005). Addressing Milo's challenges with 25 years of seismic advances. The Leading Edge 24 (1), 32–35.
- Maliyan, Ahmad. 2009. Konversi Waktu Menjadi Kedalaman Pada Data Seismik 3D Dengan Menggunakan Geostatistik. Skripsi, Universitas Indonesia, Depok.

- Mavko, G., Mukerji, T., dan Dvorkin, J. 2003. *The Rock Physics Handbook Tools for Seismic Analysis in Porous Media*. Cambridge University Press.
- Paradigm Geophysical. 2007. *GeoDepth EPOS3TE Tutorial Help*, Paradigm Geophysical Co.: Houston
- Permana, A. A. 2010. *Estimation of Seismic Anisotropy Parameters: Stybarrow Field, W.A.* Curtin University of Technology: Perth.
- Pulunggono, A. & Cameron, N.R., 1984, *Sumatera Microplates, Their Characteristics and their Role in The Evolution of Central Sumatera Basin* : Proceed. 13th Ann. Conv. IPA, May 1984, p.121 - 143.
- Schneider, W.A., 1978, *Integral Formulation for Migration in Two Dimention and Three Dimention, Geophysics*, V.41, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa
- Sheriff, R.B., and Geldart, L.P., 1995, *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sheriff, R. B, 1973, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Tulsa, Soc. of Exploration Geophysicists.
- Thomsen, L., 1981, *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*, 2002 DISC, DIS No.5, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Triarto, Y.R., 2007, *Analisis Kecepatan Model Building pada PSDM untuk Penggambaran Struktur Bawah Permukaan Daerah 'X' , Skripsi Jurusan Fisika UNDIP, Semarang*.

- Wang,Z.,2002,*Seismic Anisotropy In Sedimentary Rocks*.Part2:
Laboratory data: *Geophysics*, 67, 1423–1440, doi:
10.1190/1.1512743
- Westerngeco. 2016. Omega 2016 Tutorial Help, Schlumberger
Co.: Houston
- Winterstein, D.F., 1990, *Kecepatananisotropy terminology for
geophysicists*, *Geophysics*, 55, 1070– 1088. Society of
Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Processing*, Society of Exploration
Geophysicists, Tulsa.

BIODATA PENULIS



Penulis “Lukman Hakim” merupakan anak kedua dari dua bersaudara. Lahir di Sydney pada tanggal 18 Juli 1996. Semasa kecil penulis menempuh pendidikan formal antara lain di Caringbah Kindy Garden, SDN 13 Karet Tengsin, SMPN 19 Jakarta, dan SMA 3 Jakarta. Penulis diterima di jurusan Fisika FMIPA-ITS pada tahun 2015 melalui jalur Mandiri dan terdaftar dengan NRP 01111540000104.

Selama masa perkuliahan, penulis aktif dalam berbagai kegiatan dan organisasi mahasiswa. Beberapa organisasi yang sempat ditekuni yaitu sebagai staff PETROLIDA 2017, presiden AAPG ITS SC (2016-2017) dan kepala department di UKM BASKET ITS (2017-2018).

Semasa kuliah penulis aktif mengikuti Program Kreativitas Mahasiswa, workshop, dan seminar tingkat nasional. Akhir kata apabila ada kritik dan saran, pembaca dapat mengirim pesan ke: lukman9607@gmail.com.