



TUGAS AKHIR - SF 091321

*PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE
ISOTROPY (PSDM VTI) PADA DATA SEISMIK LAUT 2 D*

Thariq Guntoro
NRP 1110 100 004

Dosen Pembimbing
Prof. Dr. rer. nat Bagus Jaya Santosa, S. U

Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2014



FINAL PROJECT - SF 091321

PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE
ISOTROPY (PSDM VTI) IN 2D MARINE SEISMIC DATA

Thariq Guntoro
NRP 1110 100 004

Advisor
Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Physics Departement
Faculty Matematics and Natural Science
Sepuluh Nopember Institute of Technology
Surabaya 2014

**PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL
TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI) PADA DATA
SEISMIK LAUT 2D**

Nama : Thariq Guntoro
NRP : 1110 100 004
Jurusan : Fisika FMIPA-ITS
Pembimbing : Prof. Dr. rer. nat Bagus Jaya Santosa, S. U

Abstrak

Pengolahan data seismik dalam domain waktu atau pre stack time migration (PSTM) memiliki kelemahan jika terjadi variasi kecepatan lateral yang tinggi pada data seismik, hal ini mengakibatkan model kecepatan yang dihasilkan dari PSTM tidak sesuai dengan model kecepatan yang sebenarnya. Dalam pengolahan PSTM digunakan model kecepatan rms atau Vrms yang mengasumsikan bahwa kecepatan gelombang seismik semakin dalam semakin cepat. Asumsi ini tidak berlaku jika terjadi variasi kecepatan lateral, dimana pada penelitian tugas akhir ini terdapat variasi kecepatan lateral yang ditandai dengan munculnya lapisan karbonat yang mempunyai kecepatan tinggi. Sehingga perlu dilakukan proses pengolahan data seismik lanjutan yaitu dengan metode pre stack depth migration (PSDM).

Metode PSDM memperhitungkan variasi kecepatan lateral, dimana pada metode ini digunakan model kecepatan interval dengan domain kedalaman sebagai data masukan pada tahap migrasi. Model kecepatan interval menggunakan asumsi ray tracing tiap lapisan. Dalam penelitian model kecepatan interval diperoleh dengan menggunakan transformasi Dix dan coherency inversion. Transformasi Dix digunakan pada lapisan pertama dan kedua, dikarenakan transformasi ini hanya bisa digunakan pada lapisan yang relatif datar dan variasi kecepatan lateral yang rendah. Kemudian untuk lapisan ketiga dan

seterusnya digunakan metode coherency inversion dengan menggunakan ray tracing tiap lapisan yang dianalisa layer by layer. Selanjutnya model kecepatan interval yang diperoleh dari transformasi Dix dan coherency inversion diperbaiki dengan menggunakan horizon based tomografi hingga diperoleh depth gather yang lurus pada near offset. Hasil PSDM konvensional menunjukkan kontras kemenerusan reflektor yang lebih baik jika dibandingkan dengan penampang PSTM.

Setelah dilakukan PSDM konvensional ternyata masih terdapat gather yang belum lurus pada far offset, dimana terdapat efek hockey stick. Kemudian digunakan metode PSDM VTI untuk mereduksi efek hockey stick pada far offset. Pada PSDM VTI digunakan persamaan Fourth Order Normal Move Out (NMO) dengan parameter epsilon sebagai data masukan. Parameter epsilon diperoleh dari analisa semblance epsilon dari full fold depth gather. Interval epsilon dan model kecepatan interval digunakan sebagai data masukan pada proses migrasi, sehingga diperoleh VTI depth gather. Hasil depth gather dari metode PSDM VTI menunjukkan efek hockey stick yang tereduksi, dimana gather pada far offset relatif lurus. Hasil stacking menunjukkan bahwa, penampang PSDM VTI mampu mencitrakan reflektor yang lebih menerus dan mencitrakan fitur patahan secara optimal.

Kata Kunci: PSTM, PSDM Konvensional, PSDM VTI, Fourth Order NMO, Efek Hockey Stick

PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI) IN 2D MARINE SEISMIC DATA

By : Thariq Guntoro
Student Identity : 1110 100 004
Department : Physics FMIPA-ITS
Advisor : Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Abstract

Seismic data processing in time domain or Pre-Stack Time Migration (PSTM) has disadvantage in case of high lateral velocity variations in the seismic data. It caused PSTM velocity did not generate as real velocity model. Root Mean Square (RMS) velocity which assume seismic velocity increase along with depth was used in PSTM processing. This assumption was not valid if the lateral velocity variations happened. In this final assignment there were lateral velocity variations with the presence of carbonate. The carbonate rock has a high velocity. According to that condition, the advances seismic processing was needed. It had been done using Pre-Stack Depth Migration (PSDM) method.

PSDM method consider the lateral variations of velocity. Interval velocity model in depth domain was used as input in migration. Ray tracing assumption was used in the model. in this research, the model was aimed using Dix transformation and coherency inversion. Used Dix transformation in first and second layer because this transformation could only be used in flat and low lateral velocity variation's layer. Coherency inversion was used for third layer and next layer. Layer by layer analysis has been done by ray tracing. The interval velocity model aimed from dix and coherency inversion had repaired using horizon base tomography until near offset gather became flat. The

conventional PSDM method showed a better reflector continuity rather than PSTM.

After conventional PSDM had done, several far offset gather were not flat yet. There were hockey stick effect. This effect in far offset were reduced by PSDM VTI method. Fourth Order Normal Move Out (NMO) equation was used in PSDM VTI method with epsilon parameter as input. Epsilon parameter was aimed by semblance epsilon analysis from full fold depth gather. Interval epsilon and interval velocity model were used as input in migration process. It resulted VTI depth gather. The reduction of hockey stick effect were shown in VTI depth gather. The far offset gather were relatively flat. Stack result showed that PSDM VTI was able to show the continuity of reflector and show fault feature more optimal.

Keywords: PSTM, Conventional PSDM, PSDM VTI, Fourth Order NMO, Hockey Stick Effect.

**PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL
TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI) PADA DATA
SEISMIK LAUT 2D**

TUGAS AKHIR

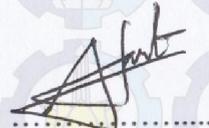
Diajukan untuk Memenuhi Salah Satu Syarat Memperoleh
Gelar Sarjana Sains
pada
Bidang Fisika Bumi
Jurusan Fisika

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh :
Thariq Guntoro
NRP. 1110 100 004

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir :

Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U



SURABAYA, 30 JULI 2014



KATA PENGANTAR

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Ahamdulillah, segala puji hanya bagi Allah SWT. Sholawat serta salam selalu tercurahkan atas junjungan kita nabi besar Muhammad SAW. Atas kehendak dan kesempatan yang diberikan Allah SWT, akhirnya Tugas Akhir yang berjudul “***PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI) PADA DATA SEISMIK LAUT 2D***” dapat penulis selesaikan sebagai salah satu syarat kelulusan pendidikan sarjana. Penghargaan setinggi-tingginya juga penulis sampaikan kepada PT Elnusa yang telah memberikan dukungan dan fasilitas dalam pengerjaan Tugas Akhir ini.

Adapun dalam perjalanan pelaksanaan Tugas Akhir serta penyelesaian laporan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Ayahanda dan ibunda tercinta yang selalu mendoakan penulis dimanapun dan kapanpun, serta kakak yang telah sabar memotivasi penulis.
2. Bapak Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U selaku Dosen pembimbing Tugas Akhir yang senantiasa memberikan bimbingan, wawasan dan motivasi sehingga penulis dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir.
3. Bapak Hasan Nurudin, M.T yang telah meluangkan waktunya untuk membimbing penulis selama proses pengerjaan Tugas Akhir di PT Elnusa.
4. Bapak Bambang Aviantara, M.T yang telah memberikan kesempatan bagi penulis untuk melaksanakan Tugas Akhir di PT elnusa.
5. Seluruh dosen Geofisika Dr. Ayi Syaeful Bahri, Dr. Widya Utama, Dr. Dwa Desa warnana, Anik Hilyah, M.T, Sungkono, M.Si yang telah banyak mengajarkan segala hal mengenai ilmu geofisika dan pelajaran hidup lainnya.

6. Mbak Ingrid yang telah sabar dalam membimbing penulis dalam proses pengolahan data di PT Elnusa.
7. Pak Budi, Mas Slamet, dan Mas Gigin yang telah membuka wawasan penulis mengenai seismik anisotropi.
8. Mas Panji, Mas Hanif, Mas Aang, Mbak Mina, Mas Opik, Mas Robi, Mbak Neri, Mbak Nilam, Mas Aksin, Mbak Nani, dan seluruh staff karyawan *Geo Data Processing* PT Elnusa atas kebersamaan dan canda tawanya.
9. Intan Andriani Putri yang selalu sabar dalam memotivasi, memberikan semangat, dan perhatiannya.
10. Keluarga Laboratorium Fisika Bumi: (Eks: Mas Septian, Mas Julian, Mas Gigin, Mas Tomi, Mas Aksin, Mas Pepi, Mas Shodaq dan Mas Reks), Pak Kis, Mas Sungkono, Mas Juan, Mas Wahyu, Mas Riyan, Mas Ari, Mas Zikri, Mas Hendra, Mas Radji, Mas Arya, dan Mbak Yekti atas kebersamaannya selama ini.
11. Keluarga Fisika Bumi 2010: Eka, Mulyadi, Satya, Arga (yoyon), Okok-Depta, Sando-Winda, Ibad-Rida (Nenda), Hasim (Banner), Pepi (The King of segalanya), Khoiri (bakul travel), Deby, Iqbal (Kahima), dan Lilis (alat berat) atas kebersamaan dan canda tawanya selama ini.
12. Keluarga besar Cosmic 2010, Fahrudin (komting) dan 5L serta Himasika ITS.
13. Teman-teman seperjuangan KP dan TA di PT Elnusa: Khoiri (ITS), Mashuri (ITS), Faisal (UPN), Faisal (Unpad), Bagus (UB), Kiki (UB), Sania (UB), Rina (Unpad), dan Reza (UPN) atas kebersamaannya di Jakarta.
14. Leon Thomsen, Tariq Alkhalifah, dan Ilya Tsvankin atas karya-karyanya di bidang anisotropi seismik yang telah menginspirasi penulis untuk mengerjakan Tugas Akhir ini.
15. Cak Yit atas tumpangan yang telah diberikan kepada penulis selama menuntut ilmu di kampus tercinta (ITS).

16. Mbak sih yang telah setia memberikan asupan gizi kepada penulis selama menuntut ilmu, sehingga 4 sehat 5 sempurna terpenuhi.
17. Si kuda besi (V-ixion dan Jupiter merah marun) yang telah setia menemani penulis dalam menyusuri lintasan paving di kampus tercinta (ITS).

Akhir kata penulis sampaikan terima kasih, semoga Tugas Akhir ini dapat bermanfaat bagi pembacanya. Untuk perbaikan di masa mendatang penulis juga mengharapkan kritik dan saran dari semua pihak untuk kesempurnaan laporan ini. Semoga dapat berguna bagi kemajuan ilmu pengetahuan.

Surabaya, 17 Juli 2014
Thariq Guntoro
guntorothariq@yahoo.co.id

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR ISI

Halaman Judul	i
Lembar Pengesahan	iii
Abstrak	v
Kata Pengantar	ix
Daftar Isi	xiii
Daftar Gambar	xv
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Permasalahan	2
1.3 Batasan Masalah	3
1.4 Tujuan Penelitian	3
1.5 Manfaat Penelitian	3
1.6 Sistematika Laporan	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Gelombang Gelombang	5
2.2 Prinsip Penjalaran Gelombang Seismik	6
2.3 <i>Normal Move Out</i> (NMO)	8
2.4 Prinsip Dasar	10
2.4.1 Prinsip Migrasi	10
2.4.2 Migrasi Sebagai Penjumlahan Difraksi	12
2.4.3 Metode Migrasi Kirchhoff	12
2.4.4 Migrasi Waktu dan Migrasi Kedalaman	13
2.4.5 Variasi Kecepatan Lateral	14
2.4.6 Kirchhoff <i>Pre Stack Migration</i>	15
2.5 <i>Pre Stack Depth Migration</i>	16
2.5.1 Transformasi Dix	18
2.5.2 <i>Coherency Inversion</i>	19
2.5.3 <i>Update Model Kecepatan</i>	20
2.6 <i>Stacking</i>	25
2.7 Hukum Hooke pada Medium Anisotropi	26
2.8 Material Simetris	27
2.8.1 Medium Isotropi	28

2.8.2 Medium Monoklinik	29
2.8.3 Medium Orthorombik	29
2.8.4 <i>Transversely Isotropy</i> Medium	31
2.9 Gelombang Seismik pada Medium Anisotropi	33
2.10 <i>Weak Anisotropy</i> dan <i>Non Hyperbolic</i> NMO	37
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
3.1 Data Seismik	41
3.2 Pengolahan Data	41
3.2.1 PSDM Isotropi	41
3.2.1.1 Pembuatan Model Kecepatan Interval Awal	41
3.2.1.2 Memperbarui Model Kecepatan Interval	46
3.2.2 PSDM VTI	50
3.2.2. Parameter Interval Anisotropi Awal	51
3.2.2.2 Memperbarui Model Interval Epsilon	51
BAB IV ANALISA DATA DAN PEMBAHASAN	
4.1 PSDM Konvensional	55
4.1.1 Model Kecepatan Interval Awal	55
4.1.2 Perbaikan Model Kecepatan Interval	56
4.1.3 Perbandingan PSDM dengan PSTM	57
4.2 PSDM VTI	60
4.2.1 Kecepatan Interval Anisotropi	60
4.2.2 Perbaikan Interval Epsilon	61
4.2.3 Perbandingan PSDM VTI dengan PSDM Konvensional	63
BAB V PENUTUP	
5.1 Kesimpulan	69
5.2 Saran	69
DAFTAR PUSTAKA	71
BIODATA PENULIS	75

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	a) Gelombang P dan gelombang S. b) Gelombang Love dan Gelombang Rayleigh.	5
Gambar 2.2	Koreksi <i>Normal Move Out</i> (NMO).....	9
Gambar 2.3	Perbandingan antara a) event refleksi pada CDP <i>gather</i> sebelum NMO. b) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu tinggi. c) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu rendah	9
Gambar 2.4	CMP <i>stack</i> a) sebelum migrasi. b) setelah migrasi. c) sketsa proses migrasi menghilangkan difraksi D ke puncak P dan memindahkan reflektor B ke reflektor sesudah migrasi A (Yilmaz, 2001)	10
Gambar 2.5	Skema migrasi pada data seismik	11
Gambar 2.6	Reflektor seismik menurut prinsip Huygens.....	12
Gambar 2.7	Ilustrasi penjumlahan titik difraksi	13
Gambar 2.8	Perbedaan <i>ray path</i> pada migrasi waktu dan kedalaman	14
Gambar 2.9	Sketsa variasi kecepatan lateral.....	15
Gambar 2.10	Masukan dan keluaran dari <i>ray tracing</i>	18
Gambar 2.11	Cara kerja <i>coherency inversion</i> dengan menghitung <i>semblance</i>	20
Gambar 2.12	Konsep <i>time residual</i>	21
Gambar 2.13	<i>Residual moveout</i> positif (kiri dan <i>residual moveout</i> negatif (kanan).....	22
Gambar 2.14	Geometri <i>nonzero-offset ray</i> untuk membangun teori tomografi waktu tempuh refleksi.....	23
Gambar 2.15	Proses <i>stacking</i>	25
Gambar 2.16	Model ortorombik yang disebabkan oleh <i>fracture</i> vertikal pada medium dengan pelapisan yang baik. Sumbu simetri horizontal sedangkan sumbu simetri lainnya tegak lurus terhadap <i>fracture</i>	30

Gambar 2.17	Ilustrasi medium TI. a) Muka gelombang pada medium TI. b) Sumbu simetri sama dengan arah V_5/V_6 . Pada medium <i>transverse isotropy</i> , hubungan kecepatan sesuai dengan $V_1=V_2=V_3=V_4$, $V_5=V_6$ dimana V_5 dan V_6 akan memberikan kecepatan yang lebih lambat	32
Gambar 2.18	Perambatan gelombang pada medium isotropi, ellips, dan medium anisotropi	34
Gambar 2.19	Aplikasi prinsip Huygens terhadap propagasi gelombang bidang anisotropi dari <i>exploding reflektor</i>	36
Gambar 2.20	Muka gelombang isotropi dan anisotropi dari gelombang-P	37
Gambar 3.1	Diagram alir model kecepatan interval awal.....	42
Gambar 3.2	Model Kecepatan RMS.....	43
Gambar 3.3	Input interpretasi Horizon	44
Gambar 3.4	<i>Time horizon</i> hasil demigrasi	45
Gambar 3.5	Model kecepatan interval awal	46
Gambar 3.6	Diagram alir perbaikan model kecepatan interval (V_{int}).....	47
Gambar 3.7	<i>Residual depth move out</i> lapisan ke-4.....	48
Gambar 3.8	Model kecepatan interval akhir.....	48
Gambar 3.9	<i>Final depth migrated section</i>	49
Gambar 3.10	Diagram alir PSDM VTI.....	50
Gambar 3.11	Model kecepatan interval anisotropi akhir.....	51
Gambar 3.12	Residual interval epsilon horizon-7	52
Gambar 3.13	Interval epsilon akhir	52
Gambar 3.14	Penampang PSDM VTI akhir	53
Gambar 4.1	Model kecepatan RMS.....	56
Gambar 4.2	Model kecepatan interval akhir.....	57
Gambar 4.3	Penampang seismik PSTM	58
Gambar 4.4	Penampang seismik PSDM.....	58
Gambar 4.5	Penampang Seismik pada CMP 2521 sampai CMP 2700 pada kisaran waktu 1000 ms sampai 2500 ms.	

	Gambar kiri adalah penampang PSTM dan gambar kanan adalah penampang PSDM	59
Gambar 4.6	Penampang seismik pada CMP 2500 sampai CMP 2720 pada kisaran waktu 2200 ms sampai 3500 ms. Gambar kiri adalah penampang PSTM dan gambar kanan adalah penampang PSDM	59
Gambar 4.7	Model kecepatan interval anisotropi akhir.....	61
Gambar 4.8	Interval epsilon awal	62
Gambar 4.9	Interval epsilon akhir	62
Gambar 4.10	<i>Depth gather</i> pada CRP 738. Gambar kiri adalah gather sebelum dikoreksi epsilon dan gambar akanan adalah gather sesudah dikoreksi epsilon	63
Gambar 4.11	Penampang PSDM VTI	64
Gambar 4.12	Penampang seismik pada CMP 2230 sampai CMP 2516 di kedalaman 1500 meter hingga 2700 meter. Gambar kiri adalah PSDM konvensional dan gambar kanan PSDM VTI	64
Gambar 4.13	Penampang seismik pada CMP 3017 sampai CMP 3375 di kedalaman 1000 meter hingga 2500 meter. Gambar kiri adalah PSDM konvensional dan gambar kanan PSDM VTI	65
Gambar 4.14	Hasil <i>gather</i> dan <i>semblance</i> pada CRP 2058. Gambar kiri adalah <i>depth gather</i> konvensional dan gambar kanan adalah <i>depth gather</i> VTI.....	66

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Kebutuhan energi di Indonesia semakin bertambah seiring dengan kemajuan teknologi dan bertambahnya jumlah penduduk. Hidrokarbon merupakan sumber energi utama di Indonesia dan belum tergantikan hingga sekarang. Namun, produksi minyak bumi Indonesia semakin lama semakin turun karena berkurangnya cadangan minyak bumi. Menurut *International Energy Agency* (IEA) pada tahun 2007, Indonesia memiliki 66 cekungan minyak bumi, namun hanya sekitar 25 yang sampai saat ini dinyatakan menyimpan cadangan minyak bumi.

Hingga saat ini, Indonesia belum menemukan cadangan minyak yang cukup besar untuk diproduksi. Dengan rasio cadangan minyak bumi Indonesia yang hanya tinggal 11 tahun, cadangan minyak bumi Indonesia berjumlah 3,7 miliar barel atau hanya 0,2 persen dari keseluruhan jumlah cadangan minyak bumi dunia (*BP statistical Review*). Indonesia menempati peringkat ke-28 sebagai negara penghasil minyak bumi terbanyak di dunia.

Eksplorasi secara besar-besaran perlu dilakukan demi mencari cadangan minyak bumi baru di Indonesia. Eksplorasi memegang peranan penting dalam produksi minyak bumi. Dalam dunia eksplorasi minyak bumi terdapat beberapa metode geofisika yang digunakan untuk mengetahui lapisan bawah permukaan. Salah satu metode yang paling populer yang digunakan dalam eksplorasi minyak bumi adalah metode seismik refleksi. Metode ini memberikan keakuratan data yang sangat tinggi dibandingkan metode geofisika yang lain.

Tahapan eksplorasi seismik meliputi akuisisi data, pengolahan data, dan interpretasi data. Akuisisi data dilakukan untuk mengambil data dari lapangan secara langsung dengan

berbagai parameter pengambilan data, pengolahan data dilakukan untuk memperoleh gambaran penampang lapisan bawah permukaan, dan interpretasi dilakukan untuk mendefinisikan serta menentukan lapisan yang dianggap prospek berdasarkan data yang sudah diolah. Tahap pengolahan data merupakan tahap yang paling penting dalam serangkaian tahapan eksplorasi seismik.

Model bumi yang digunakan dalam pengolahan dan analisa data seismik pada umumnya adalah isotropi, tetapi pada kenyataannya batuan bersifat anisotropi. Dengan asumsi anisotropi pada saat pengolahan dan analisa data seismik, kita bisa memperoleh penampang seismik yang lebih kompleks dan mempermudah dalam karakterisasi reservoir. Sifat anisotropi berhubungan langsung dengan komposisi dan struktur suatu batuan, sehingga dari sifat tersebut dapat ditentukan sifat fisis dari suatu lapisan batuan.

Alkhalifah (1997) telah membuktikan bahwa *P-wave* anisotropi memberikan banyak informasi terkait kondisi geologi struktur dan dapat memperjelas penampang seismik. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Alkhalifah, diperoleh nilai parameter anisotropi (η) dari data *surface seismic* (*VSP* dan *Borehole Seismic*). Nilai parameter anisotropi tersebut kemudian diaplikasikan dalam koreksi *Normal Move Out* (NMO) yang kemudian disebut sebagai *Anisotropic Normal Move Out Correction* (ANMO). Dalam penelitian tugas akhir ini digunakan model anisotropi VTI (*vertical transverse isotropy*) untuk menentukan nilai parameter anisotropi yang digunakan.

1.2 Pemasalahan

Permasalahan yang akan diselesaikan dalam tugas akhir ini adalah sebagai berikut :

1. Bagaimana pengaruh parameter anisotropi dalam pengolahan data seismik.
2. Bagaimana perbedaan penampang seismik PSDM (*pre stack depth migration*) konvensional dengan penampang seismik PSDM VTI (*vertical transverse isotropy*).

1.3 Batasan Masalah

Dalam penelitian tugas akhir ini, berlaku beberapa batasan masalah sebagai berikut :

1. Data seismik yang digunakan adalah data yang sudah melalui tahap PSTM (*pre stack time migration*) hasil akuisisi di laut.
2. Model anisotropi yang digunakan adalah *Vertical Transverse Isotropi* (VTI).

1.4 Tujuan Penelitian

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

1. Mengetahui pengaruh nilai estimasi parameter anisotropi dalam pengolahan data seismik dalam domain kedalaman.
2. Mengetahui perbedaan antara penampang seismik PSDM konvensional dan penampang seismik PSDM VTI.

1.5 Manfaat Penelitian

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui pengaruh parameter anisotropi dalam pengolahan data seismik PSDM VTI serta mengetahui perbedaan penampang seismik PSDM konvensional dengan PSDM VTI pada lintasan seismik laut 2 D.

1.6 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan tugas akhir ini secara garis besar adalah sebagai berikut:

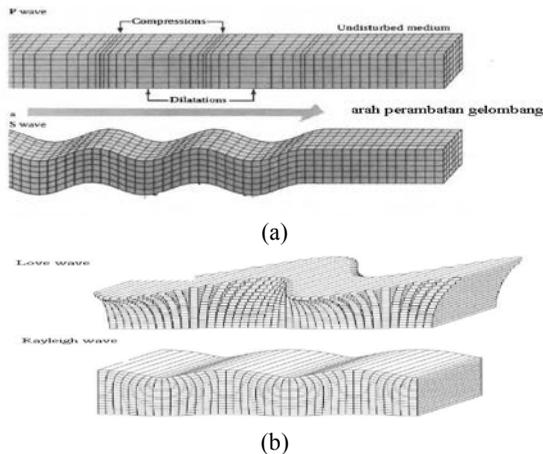
- Bab I: Pendahuluan yang meliputi latar belakang, rumusan masalah, tujuan penelitian, dan sistematika penulisan.
- Bab II: Tinjauan Pustaka yang meliputi teori yang digunakan sebagai landasan penyusunan tugas akhir.
- Bab III: Metodologi Penelitian meliputi prosedur kerja yang digunakan dalam tugas akhir ini.
- Bab IV: Hasil dan Pembahasan yang meliputi tahap pengolahan dan analisa data yang didapatkan selama pelaksanaan tugas akhir.

Bab V: Penutup merupakan bagian penutup tugas akhir yang meliputi kesimpulan dan saran.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang merambat di dalam bumi. Bumi sebagai medium gelombang seismik terdiri dari berbagai macam jenis lapisan batuan, dimana pada tiap-tiap lapisan tersebut mempunyai sifat fisis yang berbeda. Ketidak menerusan lapisan ini menyebabkan gelombang seismik akan terpantulkan dan diteruskan. Suatu sumber energi dapat menimbulkan bermacam-macam gelombang yang masing-masing merambat dengan cara yang berbeda. Berdasarkan cara perambatannya, gelombang seismik digolongkan menjadi dua yaitu gelombang P dan gelombang S. Gelombang P merambat dengan gerak partikel yang sejajar dengan arah perambatan gelombang. Sedangkan Gelombang S merambat dengan gerak partikel yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombangnya.



Gambar 2.1 (a) Gelombang P dan gelombang S, (b) Gelombang Love dan gelombang Rayleigh.

Pada umumnya gelombang P akan terekam lebih dahulu dari pada gelombang S. Karena gelombang P memiliki kecepatan yang lebih besar daripada gelombang S. Gelombang P dapat merambat melalui medium padat dan cair, sedangkan gelombang S hanya dapat merambat pada medium padat. Hal ini karena nilai *modulus* rigiditas pada gelombang S umumnya akan bernilai nol jika melalui medium cair atau gas, sehingga berdasarkan persamaan (2.2) nilai kecepatan gelombang S akan menjadi nol juga.

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

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

dimana V_p adalah kecepatan gelombang P, V_s adalah kecepatan gelombang S, μ adalah *modulus* rigiditas, k adalah *modulus bulk*, dan ρ adalah densitas.

2.2 Prinsip Penjalaran Gelombang Seismik

Seismik refleksi merupakan salah satu metode geofisika untuk mengetahui yang terdapat di dalam bumi dengan memanfaatkan perambatan gelombang ke dalam bumi yang mentransfer energi gelombang menjadi pergerakan partikel batuan. Metode seismik refleksi merupakan metode yang biasa digunakan dalam survei bawah permukaan oleh industri minyak dan gas bumi. Secara umum prinsip kerja gelombang seismik sebagai berikut. Sumber (bisa berupa dinamit dan *air gun*) ditanam di dalam bawah tanah dan diledakkan. Ledakan tersebut menghasilkan gelombang akustik yang menjalar ke segala arah melewati batuan dan dipantulkan kemudian diterima *receiver* atau *geophone* untuk seismik darat dan *hydrophone* untuk survei seismik lepas pantai.

Semakin keras suatu batuan maka nilai impedansi akustiknya semakin besar. Kekerasan suatu batuan dipengaruhi oleh nilai densitas yang semakin besar sehingga menyebabkan kecepatan gelombangnya juga semakin besar. Ketika gelombang seismik melewati dua lapisan yang mempunyai nilai impedansi akustik yang berbeda maka akan terjadi pemantulan energi, dimana perbandingan energi yang dipantulkan dengan energi datang pada keadaan normal terhadap bidang antar-muka dapat dituliskan dalam persamaan berikut :

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

$$\frac{E_r}{E_i} = r_i \times r_i \quad (2.4)$$

$$r_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (2.5)$$

dimana :

E_r = Energi pantul

E_i = Energi datang

r_i = Koefisien refleksi lapisan ke-i

Z_i = Impedansi akustik lapisan ke-i

Z_{i+1} = impedansi akustik lapisan ke-i+1

Dari persamaan (2.3) diketahui bahwa ketika kontras impedansi akustik tidak signifikan, maka hanya sebagian kecil energi yang direfleksikan. Kontras impedansi akustik diperoleh karena adanya perbedaan nilai densitas yang mempengaruhi kecepatan gelombang seismik. Perbedaan tersebut dapat diinterpretasikan sebagai kontras litologi. Variasi kontras impedansi akustik dalam deret koefisien refleksi dikonvolusi dengan *wavelet* ditambah dengan *noise* sehingga menghasilkan *trace* seismik. Amplitudo pada *trace* seismik mewakili harga kontras impedansi akustik.

2.3 *Normal Move Out*

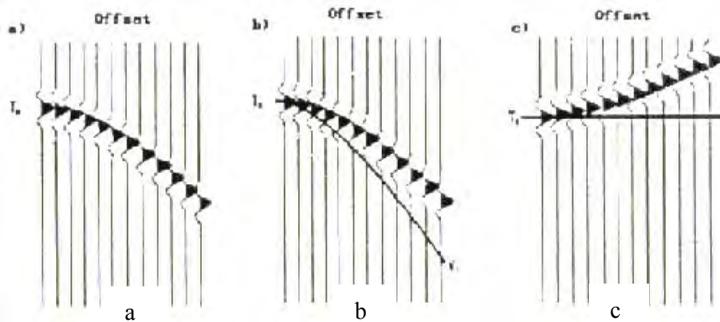
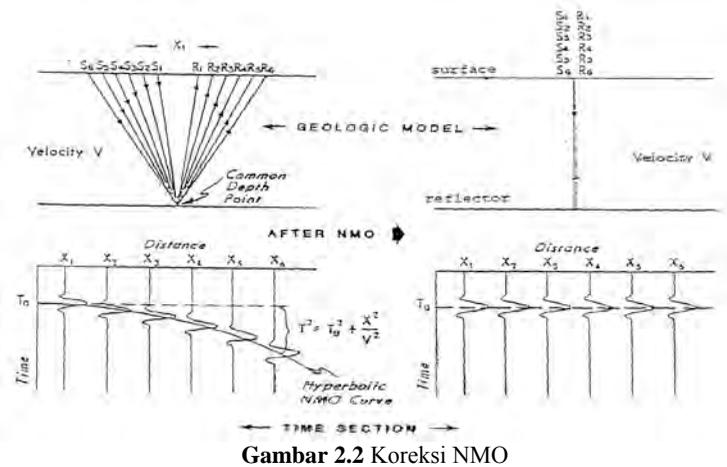
Koreksi *Normal Move Out* dilakukan untuk menghilangkan efek jarak *offset* yang berbeda-beda dari tiap *receiver*. Karena semakin jauh jarak *offset* suatu *receiver* maka semakin besar waktu yang diperlukan gelombang untuk merambat dari *shot point* untuk sampai ke *receiver*, sehingga efek yang ditimbulkan dari peristiwa ini adalah reflektor yang terekam seolah-olah berbentuk hiperbolik. Koreksi *Normal Move Out* menghilangkan pengaruh *offset* seolah-olah gelombang pantul datang dari arah vertikal. Dengan kata lain seolah-olah antara sumber (*shot point*) dengan *receiver* berada pada titik yang sama atau yang disebut dengan *Zero Offset*. Secara matematis *Normal Move Out* di rumuskan sebagai berikut:

$$(T_x)^2 = (T_o)^2 + \left(\frac{X}{V}\right)^2 \quad (2.6)$$

dimana T_x adalah *Arrival Time*, X adalah panjang *Offset*, dan V adalah kecepatan rambat pada lapisan. Dari persamaan tersebut kita dapat melihat bahwa besarnya koreksi hanya tergantung pada dua variabel, yaitu jarak *offset* dan kecepatan lapisan.

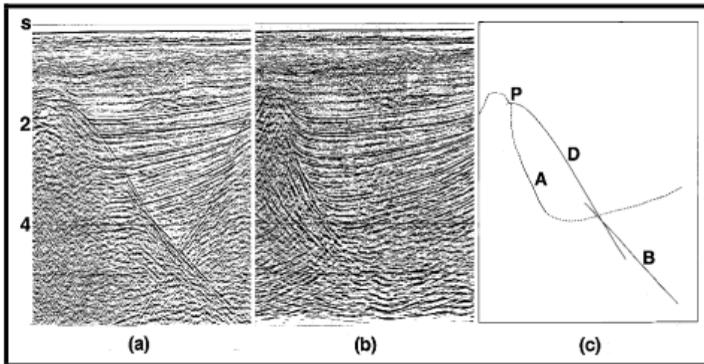
Kecepatan NMO tidak bernilai konstan tetapi bergantung pada jarak (*offset*) antara sumber dan penerima. Karena hasil dari koreksi NMO sensitif terhadap kecepatan yang digunakan maka fenomena ini dapat digunakan untuk menentukan kecepatan yang sesuai. Kecepatan NMO yang sesuai akan memberikan hasil *event* refleksi yang segaris sehingga ketika *distack* akan memberikan hasil refleksi yang paling besar. Proses

penentuan kecepatan NMO yang tepat dapat ditentukan dengan metode *stack* kecepatan konstan.



2.4 Konsep Dasar Migrasi

Migrasi memindahkan event miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan menghilangkan difraksi, oleh sebab itu proses ini mendelineasi kenampakan bawah permukaan seperti bidang sesar (Gambar 2.4). Migrasi dapat dilihat sebagai dekonvolusi spasial yang meningkatkan resolusi secara lateral. Ketika *multiples* diperlakukan seperti *primary event* dan dimigrasi dengan menggunakan kecepatan primer, maka akan menghasilkan migrasi yang berlebihan (*overmigrated*). Tujuan dari migrasi yaitu untuk membuat *stacked section* terlihat menyerupai kondisi geologi bawah permukaan sepanjang lintasan seismik. Estimasi kecepatan berdasarkan data seismik dan data lainnya selalu memiliki keterbatasan dalam akurasi. Oleh karena itu, konversi kedalaman tidak sepenuhnya akurat.



Gambar 2.4 CMP *stack* (a) sebelum, (b) setelah migrasi, dan (c) sketsa proses migrasi menghilangkan difraksi D ke puncak P dan memindahkan reflektor B ke reflektor sesudah migrasi A (Yilmaz, 2001).

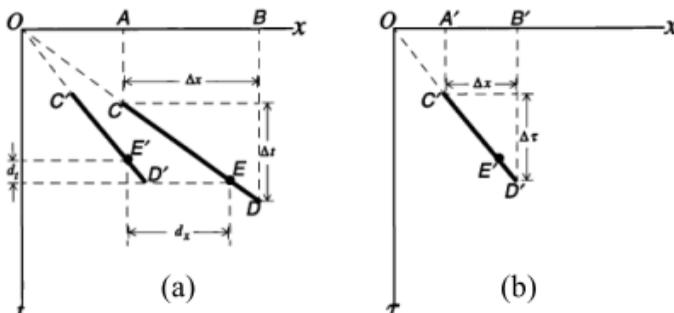
2.4.1 Prinsip Migrasi

Migrasi data seismik pada prinsipnya adalah:

1. Membuat sudut kemiringan pada reflektor menjadi semakin besar.

2. Menjadikan panjang reflektor menjadi lebih pendek.
3. Migrasi memindahkan reflektor ke arah *updip*.

Pada Gambar 2.5 mengilustrasikan skema migrasi pada data seismik. Pada Gambar 2.5a reflektor miring CD merupakan reflektor yang belum dimigrasi, setelah dimigrasi posisinya berpindah ke C'D' (Gambar 2.5b) yang diasumsikan posisi sebenarnya secara geologi.



Gambar 2.5 Skema migrasi pada data seismik (Yilmaz, 2001).

Dari Gambar 2.5 dapat diketahui beberapa persamaan untuk mengetahui pergeseran fungsi jarak (sumbu X) dan fungsi waktu (sumbu Y) pada reflektor yaitu:

$$d_x = \frac{v^2 t \Delta t}{4 \Delta x} \quad (2.7)$$

$$d_t = t \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2} \right] \quad (2.8)$$

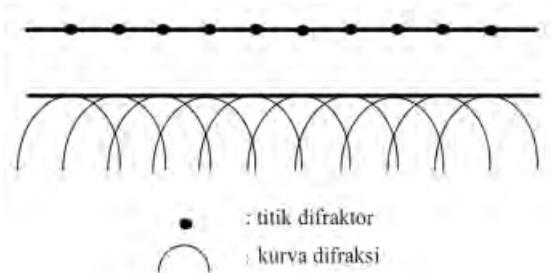
$$\frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2}} \quad (2.9)$$

dengan d_x adalah perpindahan jarak dari titik E ke titik E'' (termigrasi), d_t adalah perpindahan waktu dari titik E ke titik E'' (termigrasi), v adalah kecepatan medium, t adalah waktu

tempuh dalam sekon, Δx adalah selisih jarak dari titik A-B, Δt adalah selisih waktu sebelum dilakukan migrasi dari titik C-D, dan $\Delta \tau$ adalah selisih waktu setelah dilakukan migrasi (Yilmaz, 2001).

2.4.2 Migrasi Sebagai Penjumlahan Difraksi

Operasi migrasi merupakan penjumlahan difraksi. Dasar pemikiran untuk pendekatan ini dapat diterangkan dengan menggunakan prinsip Huygens. Berdasarkan prinsip ini, reflektor seismik dapat dipandang sebagai kumpulan titik-titik difraktor yang berdekatan (Gambar 2.6).



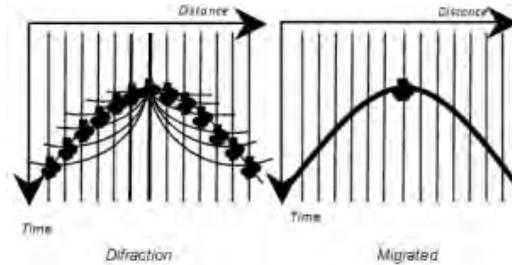
Gambar 2.6 Reflektor seismik menurut prinsip Huygens (Aina, 1999).

Migrasi pada penampang seismik ini dengan mengembalikan setiap event difraksi yang berbentuk hiperbola ke titik asalnya (puncak). Setiap titik pada hasil penampang migrasi diperoleh dengan menambahkan semua nilai data sepanjang difraksi yang berpusat pada titik itu (Aina, 1999).

2.4.3 Metode Migrasi Kirchhoff

Migrasi Kirchhoff merupakan tehnik dengan cara pendekatan statistik. Prinsip migrasi Kirchhoff yaitu menjumlahkan amplitudo di sepanjang daerah hiperbola (Gambar 2.7), sehingga titik di bawah permukaan yang merupakan hasil dari pantulan dari beberapa lokasi akan

terdiri dari difraksi hiperbola dan setelah dilakukan migrasi akan mendapatkan hasil reflektor pada satu titik. Namun sebelum amplitudo dijumlahkan harus disesuaikan dengan arah miring dan penyebaran gelombangnya.



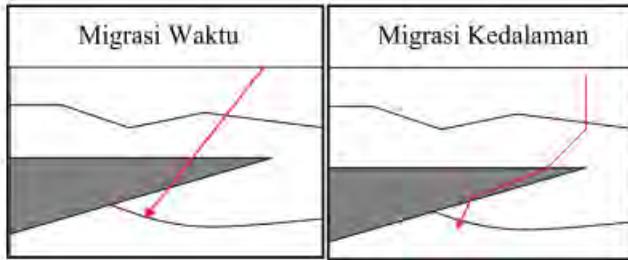
Gambar 2.7 Ilustrasi penjumlahan titik difraksi (Yilmaz, 2001).

Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu dengan menggunakan kecepatan rms (*Root Mean Square*) sedangkan dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*. Keuntungan dari metode ini yaitu dapat menangani struktur yang memiliki kemiringan yang curam (*steep-dip*) dengan baik bahkan hingga kemiringan 90 derajat tetapi metode ini kurang baik saat *signal to noise ratio*-nya rendah.

2.4.4 Migrasi Waktu dan Migrasi Kedalaman

Migrasi waktu memerlukan model kecepatan rms dalam melakukan migrasi sedangkan migrasi kedalaman memerlukan model kecepatan interval. Karakteristik kecepatan rms adalah *ray path* yang lurus dengan mengabaikan kecepatan lateral dan tidak adanya *ray path* tiap lapisan sehingga variasi kecepataannya halus. Kecepatan interval ma mpu menghadirkan *ray path* pada tiap lapisan sehingga t idak m engabaikan perubahan kecepatan secara lateral. Oleh k arena itu, migrasi k edalaman mampu melakukan migrasi u ntuk daerah-daerah yang memiliki variasi kecepatan yang kontras seperti pada struktur yang

memiliki karbonat, kubah garam, dan lain-lain. Ilustrasi *ray path* pada masing-masing migrasi dapat dilihat pada gambar 2.8.



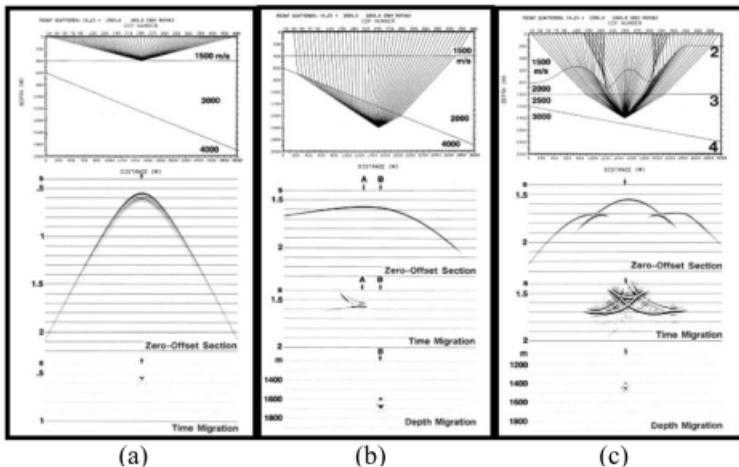
Gambar 2.8 Perbedaan *ray path* pada migrasi waktu dan kedalaman (Paradigm Geophysical, 2007).

2.4.5 Variasi Kecepatan Lateral

Adanya struktur geologi dengan kemiringan yang curam maka akan menimbulkan kecepatan lateral yang bervariasi. Oleh karena itu, algoritma dari migrasi kedalaman tidak hanya harus menangani variasi kecepatan secara lateral tetapi juga mencitrakan *dipping event* secara akurat. Ketika titik difraksi berada pada lapisan kedua (Gambar 2.9a), maka *ray path*-nya dibelokkan menurut hukum Snellius. Hasilnya penampang pada *zero-offset* hampir mendekati hiperbola. Ketika dilakukan migrasi waktu, kurva difraksi akan menyusut pada puncaknya dan posisi puncaknya tepat pada posisi lateralnya. Namun ketika titik difraksi berada pada lapisan dengan variasi kecepatan lateral yang besar (Gambar 2.9b), *ray path* dibelokkan dengan sangat kuat pada batas lapisan sehingga respon penampang pada *zero-offset* tidak lagi seperti hiperbola dan puncaknya mengalami pergeseran. Ketika migrasi waktu dilakukan, kurva difraksi menyusut pada puncaknya tetapi tidak fokus dan mengalami pergeseran dari posisi sebenarnya. Berbeda halnya dengan migrasi kedalaman, selain menjumlahkan difraksi dan menempatkan pada puncaknya, migrasi ini juga menempatkan dengan fokus

yang lebih baik dan pada posisi lateral sebenarnya. Efek variasi kecepatan lateral akan semakin terlihat pada struktur yang lebih kompleks (Gambar 2.9c).

Pada struktur bawah permukaan sederhana (horizontal), proses koreksi NMO adalah mengembalikan data pada posisi *zero-offset*, namun pada umumnya koreksi NMO gagal mengembalikan data ke posisi *zero-offset* karena struktur yang memiliki kemiringan yang curam, karena pada struktur yang memiliki kemiringan, titik refleksi untuk *non-zero offset* berbeda dengan *midpoint* antara sumber dan receiver (*zero-offset*).



Gambar 2.9 Sketsa variasi kecepatan lateral (Yilmaz, 2001)

2.4.6 Kirchhoff Pre Stack Migration

Migrasi Kirchhoff pada dasarnya merupakan prosedur penjumlahan difraksi. Pada tempat-tempat *zero-offset* kurva difraksi berbentuk hiperbolik sehingga diperoleh persamaan:

$$T = \sqrt{T_o^2 + \frac{(X + X_0)^2}{V_{rms}^2}} \quad (2.10)$$

dengan T adalah waktu termigrasi, T_o adalah waktu terjadi difraksi, x adalah posisi, V adalah kecepatan, dan x_0 adalah tempat dari titik difraksi. Kirchhoff *Pre Stack Migration* menjumlahkan keseluruhan titik data di sepanjang kurva difraksi *Pre Stack* dan menandai hasilnya ke puncak (di *zero-offset*). Pada migrasi dalam kawasan waktu, kecepatan rms dan persamaan *double square-root* (persamaan) dipakai untuk menghitung permukaan difraksi, sedangkan pada migrasi dalam kawasan kedalaman, penjalaran gelombang sebenarnya (dari *ray tracing*) dari setiap sumber ke tiap *receiver* digunakan untuk menentukan permukaan difraksi.

$$T = \sqrt{T_o^2 + \frac{(X_r + X_0)^2}{V_{rms}^2}} + \sqrt{T_o^2 + \frac{(X_s + X_0)^2}{V_{rms}^2}} \quad (2.11)$$

dengan V_{rms} adalah kecepatan rms, x_s adalah posisi sumber dan x_r adalah posisi *receiver* (Claerbout, 1985).

2.5 *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 (*salt dome*), dan sebagainya. Yang membedakan *time migration* dan *depth migration* bukan karena masalah domain waktu atau domain kedalaman tetapi model kecepatan yang digunakan. *Time migration* memiliki variasi kecepatan yang *smooth* dan *depth migration* memiliki kecepatan yang kompleks. PSDM yang 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 dikonversi menjadi

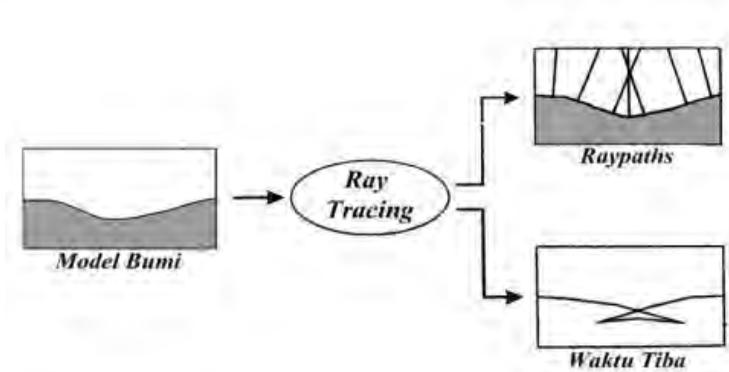
kedalaman adalah untuk pembandingan model geologi dalam pembuatan model kecepatan (Abdullah, 2007).

Dari perspektif geofisika, ada empat alasan *pre stack depth migration* digunakan untuk meningkatkan pencitraan:

- a) **Posisi vertikal** - Keuntungan pertama bahwa jika kecepatan yang diketahui cukup akurat, hasil pencitraan yang diperoleh bebas dari distorsi struktur yang berhubungan terhadap variasi kecepatan lateral.
- b) **Posisi lateral** - Keuntungan kedua yang diperoleh jika kecepatan yang diketahui cukup akurat, event yang tampak ditempatkan pada posisi lateral yang tepat.
- c) **Resolusi** – Keuntungan yang ketiga, pada praktiknya migrasi ini memberikan resolusi pencitraan lebih tinggi daripada *time imaging*. Lebih tingginya resolusi yang dihasilkan karena pencitraannya tidak bergantung pada asumsi *hyperbolic moveout* tidak seperti pada *time imaging*. Meningkatnya resolusi ini tidak berhubungan dengan meningkatnya posisi dari event tersebut.
- d) **Estimasi kecepatan dan kedalaman Keuntungan** - keuntungan sebelumnya dapat tercapai jika model kecepatan intervalnya benar. Keuntungan yang lain yaitu migrasi ini menyediakan diagnosanya sendiri dari model kecepatan. Ketika refleksi pada *depth gather* (hasil dari PSDM) lurus, artinya model kecepatan interval yang digunakan sudah benar (Fagin, 2002).

Ray tracing adalah cara paling sederhana dan akurat untuk mentransformasi informasi horizon dari domain satu ke domain yang lain. Gambar 2.10 menunjukkan masukan dan keluaran dari *ray tracing*. Masukan berupa model bumi dan keluaran merupakan waktu tiba dan hasil hubungan hasil perekaman dan titik pantul. Tujuan utama dari *ray tracing* ini untuk menemukan *raypath* dari sumber gelombang kemudian

gelombang merambat ke bawah permukaan kemudian dipantulkan dan merambat ke atas dan diterima oleh penerima.



Gambar 2.10 Masukan dan keluaran dari *ray tracing* (Fagin, 2002).

2.5.1 Transformasi Dix

Dix (1955) menurunkan persamaan untuk waktu tempuh dengan mempertimbangkan *raypath bending* dalam kasus lapisan-lapisan yang datar. Dix berpendapat bahwa, untuk sudut kecil V_{rms} dapat digunakan dalam formula *moveout* dan memprediksi waktu tempuh untuk beberapa *offset*. V_{rms} dapat dijelaskan dalam persamaan 2.12:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum (V_{int\ i}^2 * t_i)}{\sum t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.12)$$

dimana V_{rms} adalah kecepatan rms, $V_{int\ i}$ adalah kecepatan interval dan t_i adalah ketebalan masing-masing lapisan secara berurutan. Dix juga menurunkan formula untuk menjelaskan kecepatan interval dari waktu tempuh dan V_{rms} dari batas permukaan. Persamaan Dix dijelaskan pada persamaan (2.13):

$$V_{int\ (A-B)}^2 = \frac{V_{rms\ B}^2 * T_B - V_{rms\ A}^2 * T_A}{T_B - T_A} \quad (2.13)$$

dimana V_{int} adalah kecepatan interval antara permukaan A dan B, T_A dan T_B adalah waktu tempuh *incidence* normal antara permukaan A dan B, dan V_{rms} A dan V_{rms} B adalah nilai kecepatan rms pada lapisan A dan B.

Pada formula Dix terdapat dua kelemahan, yang pertama yaitu formula Dix lemah dalam memperkirakan *raypath bending* dalam bawah permukaan yang tidak terstruktur dan yang kedua yaitu formula Dix terbatas untuk lapisan bawah permukaan yang datar (Fagin, 2002).

2.5.2 *Coherency inversion*

Coherency inversion memodelkan kurva *ray tracing* untuk dibandingkan dengan kurva waktu tempuh sebenarnya dari perekaman yang memiliki kecocokan terbaik dengan refleksi koheren dari *gather*. Dalam *ray tracing* tidak menggunakan asumsi *hyperbolic moveout*, memperhitungkan variasi kecepatan baik secara lateral maupun vertikal, refraksi dan struktural *dip* dalam model.

Coherency inversion dalam pemodelannya dilakukan secara berurutan satu persatu dari lapisan atas ke lapisan bawahnya secara berurutan. Pemodelan kecepatan pada suatu lapisan memerlukan kecepatan interval dari model kedalaman semua lapisan di atasnya. Pada lapisan yang dimodelkan diberikan kisaran nilai kecepatan untuk menentukan kecepatan interval yang optimum pada lapisan tersebut. *Semblance* dihitung pada tiap CMP untuk menghitung korelasi antara rekaman CMP *gather* dengan pemodelan kurva waktu tempuh untuk tiap kecepatan interval yang digunakan, *semblance* tinggi menunjukkan kecepatan yang tepat untuk mendaratkan *gather* (Triarto, 2007).

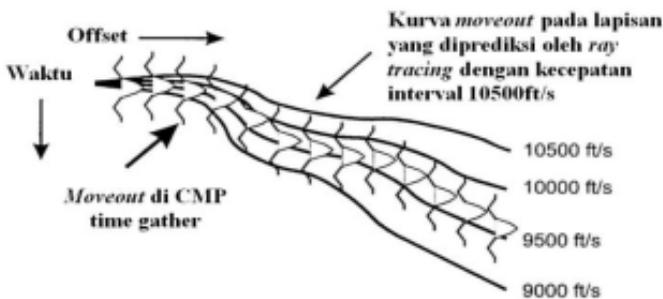
Semblance merupakan metode yang terbaik mendiskripsikan analisa kecepatan *stacking*. Analisa kecepatan *stacking* berasumsi bahwa *moveout* itu *hyperbolic*. Analisa kecepatan ditunjukkan dengan meninjau jarak

kecepatan sedangkan kurva *moveout* dibentuk untuk setiap kecepatan. Koherensi data di sepanjang kurva ini kemudian diukur dengan perhitungan *semblance*. Hal ini diulang untuk setiap kecepatan yang ditinjau dan setiap waktu *sample*. Nilai *semblance* terbaik artinya koherensi antara kurva teoritis dan data adalah tinggi. *Seamlance* didefinisikan pada persamaan (2.14):

$$\frac{\sum_{j=0}^{nt} \left(\sum_{i=1}^{noffs} a_{ij} \right)^2}{\sum_{j=0}^{nt} \left(\sum_{i=1}^{noffs} a_{ij}^2 \right)} \quad (2.14)$$

dimana a_{ij} merupakan data sample dari *gather* dalam satuan waktu atau kedalaman, i merupakan index *offset* pada *trace*, j index *sample*, nt merupakan nomer *sample*, dan *noffs* adalah nomer *offset* (Paradigm Geophysical, 2007).

Coherency inversion merupakan metode mengidentifikasi kecepatan interval dengan memodelkan kurva *moveout* terbaik yang menyesuaikan dengan refleksi koheren yang berupa *gather* (Gambar 2.11). Pada *coherency inversion*, di sepanjang kurva *moveout semblance* mungkin terhitung sebagai *non-hyperbolic* sesuai dengan indikasi *ray tracing*.



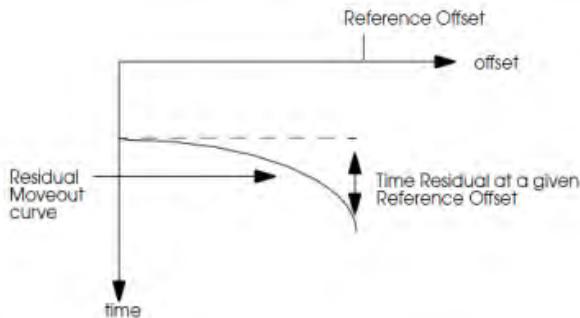
Gambar 2.11 Cara kerja *coherency inversion* dengan menghitung *semblance* (Fagin, 2002).

2.5.3 Update Model Kecepatan

Untuk memperoleh model kecepatan interval yang lebih baik maka diperlukan perbaikan terhadap kecepatan interval awal dengan melalui langkah sebagai berikut:

a) Analisis *residual moveout*

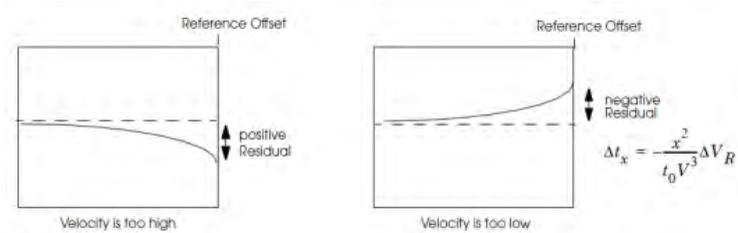
Analisis *residual moveout* adalah analisis kecepatan yang dilakukan karena hasil model kecepatan sebelumnya belum pada kecepatan yang tepat. Kecepatan yang belum tepat ini dapat diketahui dari *depth gather* yang belum lurus. Identifikasi *residual moveout* dibutuhkan agar event refleksi pada data *depth gather* lurus. Metode yang digunakan dalam *residual moveout* ini adalah dengan metode *semblance*. Jika *semblance* tidak berada pada *zero depth-error* artinya masih terdapat kesalahan dalam penentuan kecepatan. Kesalahan kecepatan didefinisikan dengan menggunakan *time residual*. Konsep *time residual* diilustrasikan pada Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Konsep *Time residual*.

Time residual merupakan pengukuran *moveout* yang masih tersisa pada events refleksi setelah dilakukan koreksi NMO atau setelah migrasi. Ketika model kecepatan yang digunakan tidak tepat, maka events refleksi tidak lurus. Kesalahan ini dihitung dari perbedaan waktu di lokasi events refleksi terhadap *offset* (*near offset* dan *far offset*). Biasanya

far offset digunakan untuk mengukur sisanya (residual). Residual *moveout* positif mengindikasikan bahwa kecepatan yang digunakan masih terlalu tinggi, begitu juga dengan sebaliknya seperti pada Gambar 2.13 (Bastian, 2010).



Gambar 2.13 Residual *moveout* positif (kiri) dan residual *moveout* negatif (kanan) (Bastian, 2010).

b) Tomografi

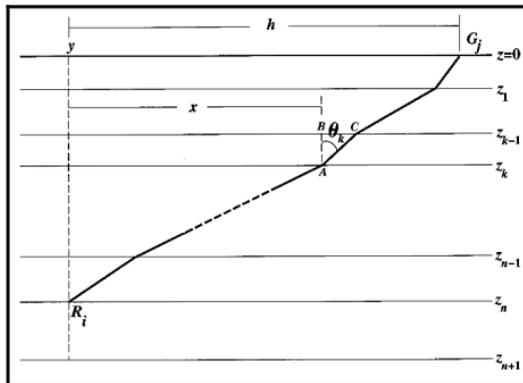
Model kecepatan awal yang diperoleh dari *coherency inversion* digunakan untuk melakukan proses PSDM. Pendekatan *layer stripping* dalam *coherency inversion* seringkali menghasilkan akumulasi *error* pada lapisan yang lebih dalam bila pada lapisan di atasnya tidak tepat, sehingga akan menghasilkan *error* waktu tempuh. Untuk itu dilakukan perbaikan (*refining*) model secara iteratif yang disebut global tomografi, karena perubahan parameter model kecepatan dan kedalaman dilakukan secara simultan tidak berdasarkan pendekatan *layer stripping*. Pada studi yang telah dilakukan biasa digunakan *horizon based tomography* dimana model kecepatan interval dari *coherency inversion* dan residual *moveout* CRP *depth gather* sebagai data masukannya. Model kedalaman diperbaiki secara iteratif dengan memodifikasi *interface* kedalaman dan kecepatan lapisan untuk membuat *gather* menjadi datar. Dengan *ray tracing*, *error* dari tiap lapisan digunakan untuk membuat matriks tomografi sepanjang lintasan gelombang. *Error* dari tiap lapisan diselesaikan secara simultan menggunakan metode *least*

square untuk meminimalisasi kesalahan waktu tempuh yang melewati seluruh model (Mualimin dkk, 2004).

Dengan demikian, model *based tomography* digunakan dengan prinsip mengoreksi kecepatan dari hasil residual *moveout* dan *ray tracing* pada kecepatan model. Masukan pada metode ini adalah *depth gather* untuk meng-update kecepatan interval dengan membuat *semblance* residual sepanjang horizon. Model *based tomography* digunakan untuk mencari nilai *error* kecepatan dan meng-upgrade kecepatan menjadi kecepatan yang benar. *Update* tomografi (Δp) ke parameter model, yaitu perubahan pada *slowness* (s) dan kedalaman batas lapisan (z), dihasilkan dengan persamaan inversi linier (*Generalized Linier Inversion/GLI*). Berikut ini adalah persamaannya :

$$\Delta p = (L^T L)^{-1} L^T \Delta t \quad (2.15)$$

Δt adalah kolom vektor residual *moveout times* yang dihitung dari image *gathers*. L adalah matriks acak yang elemennya terdiri dari *slowness* dan kedalaman yaitu parameter pada model awal. T merupakan matriks *transpose*.



Gambar 2.14 Geometri *nonzero-offset ray* untuk membangun teori tomografi waktu tempuh refleksi (Yilmaz, 2001).

Prosedur untuk model *update based tomography* yaitu:

- a) Lakukan PSDM menggunakan model awal dan hasilkan *depth gathers*.
- b) Komputasikan residual moveout untuk semua *offset* sepanjang event refleksi pada *depth gather*. Maka kita telah membuat vektor *travel time error* (Δt). Misal, model kecepatan terdiri dari 10 lapisan, 1000 CMP dengan 30 *fold*. Artinya panjang vektor *traveltime error* 300000.
- c) Definisikan model awal dengan suatu set parameter slowness dan kedalaman, dan buat koefisien matriks L dengan mengkomputasikan elemen matrik tak nol Z_m dan S_m seperti pada persamaan berikut:

$$Z_m = (z_m - z_{m-1}) \sec \theta_m \quad (2.15)$$

$$S_m = s_m \cos \theta_m - s_{m+1} \cos \theta_{m+1} \quad (2.16)$$

$$\begin{pmatrix} \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta t'_n \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cdots & Z_m & \cdots & S_m & \cdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta s_m \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta z_m \\ \vdots \\ \vdots \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

Notasi matriksnya sebagai berikut:

$$\Delta t' = L \Delta p \quad (2.18)$$

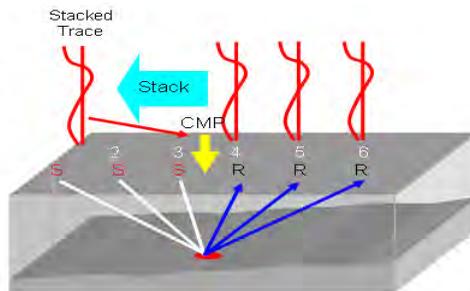
Jika terdapat 10 lapisan dan setiap lapisan didefinisikan oleh 50 pasang *slowness* dan kedalaman pada arah lateral, artinya jumlah parameter modelnya sebanyak 1000 parameter. Jika dilihat dari jumlah data sebanyak 300000 persamaan untuk mendapatkan parameter model sebanyak 1000 parameter, maka solusi inversi ini adalah inversi *overdetermined*.

- d) Estimasi perubahan vektor parameter Δp dengan persamaan inversi linier di atas.
- e) Perbaharui vektor parameter $p+\Delta p$.

Proses ini dilakukan secara iteratif untuk meminimalkan perbedaan waktu tempuh model dengan waktu tempuh sebenarnya.

2.6 Stacking

Stacking adalah proses penjumlahan *trace-trace* dalam satu *gather* data yang bertujuan untuk mempertinggi *signal to noise ratio* (S/N), karena sinyal yang koheren akan saling memperkuat dan *noise* yang inkoheren akan saling menghilangkan. Selain itu, *stacking* ini akan mengurangi *noise* yang bersifat koheren. *Stack* dapat dilakukan berdasarkan *Common Depth Point* (CDP), *Common Offset*, *Common Shot Point* tergantung dari tujuan dari *stack* itu sendiri. Biasanya proses *stack* dilakukan berdasarkan CDP dimana *trace-trace* yang tergabung pada satu CDP dan telah dikoreksi NMO dijumlahkan untuk mendapatkan satu *trace* yang lebih tajam dan bebas dari *noise* yang inkoheren.



Gambar 2.15 Proses *Stacking*.

Pada pengolahan data, proses *stack* ini biasanya dilakukan bersamaan dengan proses CDP *gather* dan proses

koreksi NMO dalam satu tahapan pekerjaan. Ada beberapa proses *stack* yaitu *initial stack*, *residual static stack*, dan *final stack*. Masing-masing proses tersebut pada prinsipnya adalah sama, hanya tingkat kualitas data yang *distack* yang berbeda-beda sesuai dengan tingkat pemrosesan.

2.7 Hukum Hooke pada Medium Anisotropi

Perambatan gelombang seismik pada medium dipengaruhi oleh elastisitas dari medium itu sendiri. Elastisitas suatu medium harus diketahui dalam analisa karakteristik perambatan gelombang seismik dalam medium anisotropi. Hubungan faktor displasemen (tegangan dan regangan) ketika gelombang merambat dibahas dalam hukum Hooke, dimana tegangan mempunyai hubungan linier terhadap regangan. Regangan dapat dipulihkan selama masih dalam batas elastisitas (Li, 2002). Hubungan linier antara tegangan dan regangan untuk medium anisotropi pada material zat padat adalah sebagai berikut (Mavko et.al, 2003).

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.19)$$

dimana, ε_{kl} adalah tensor regangan

$$\varepsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right) \quad (2.20)$$

dan C_{ijkl} adalah tensor kekakuan elastis atau faktor multiplikasi antara tegangan dan regangan. Tegangan dan regangan merupakan tensor simetris ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, $\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji}$) merupakan tensor kekakuan.

Kekakuan elastisitas merupakan tensor orde empat yang mana mempunyai nilai maksimum $3^4=81$ konstanta kekakuan. namun, tidak semua konstanta elastik adalah independen. Tensor kekakuan elastisitas juga merupakan tensor simetris ($C_{ijkl} = C_{ijlk} = C_{jikl} = C_{jilk}$) yang mana

mengurangi jumlah konstanta independen menjadi 26. Keberadaan potensial energi tegangan ($C_{ijkl} = C_{klij}$) juga mengurangi jumlah konstanta independen. Sebagai hasilnya, hanya ada 21 konstanta kekakuan tegangan independen yang merupakan jumlah maksimum dari konstanta elastisitas medium. Tensor kekakuan orde empat dapat dituliskan sebagai matrik simetris orde dua dengan menggunakan pendekatan Voight (Li, 2000).

$$\begin{array}{ccccccc}
 ij \text{ or } kl & : & 11 & 22 & 33 & 23-32 & 13-31 & 12-21 \\
 \downarrow & & \downarrow & \downarrow & \downarrow & \downarrow & \downarrow & \downarrow \\
 m \text{ or } n & : & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6
 \end{array}$$

Matrik modulus elastisitas 6x6 C_{mn} dapat ditulis :

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.21)$$

Selain itu, regangan juga bisa dinyatakan dalam kombinasi linier dari tegangan (Mavko, et.al, 2003)

$$\varepsilon_{ij} = S_{ijkl} \sigma_{kl} \quad (2.22)$$

(S_{ijkl}) merupakan elemen tensor keteraturan yang memiliki kesamaan dengan tensor kekakuan. Kekakuan dan keteraturan dapat dinyatakan dalam tensor invers.

$$C_{ijkl} S_{klmn} = I_{ijmn} = \frac{1}{2} (\delta_{im} \delta_{jn} + \delta_{in} \delta_{jm}) \quad (2.23)$$

2.8 Material Simetris

Klasifikasi kesimetrian mineral bervariasi dari simetri bola hingga simetri triklinik yang memiliki 21 konstanta elastik. Kesimetrian mineral dipengaruhi oleh rotasi matriks,

dimana sifat mineral tersebut tidak berubah setelah mengalami rotasi. Pada kasus elastisitas linier, sifat yang berpengaruh adalah kekakuan. Karena sifat material merupakan besaran skalar (contohnya densitas), sifat-sifat tersebut selalu simetris dan tidak berubah jika dirotasikan. Terdapat delapan kelas pada elastisitas linier (Bona, 2009), namun hanya empat kelas yang akan dibahas dalam bagian ini.

2.8.1 Medium Isotropi

Medium isotropi memiliki dua konstanta bebas, yang merupakan bentuk simetri yang paling sederhana. Hal ini menyatakan bahwa perambatan gelombang (seperti gelombang P dan S) adalah sama untuk semua arah. Matriks kekakuan pada persamaan 2.21 disederhanakan menjadi dua konstanta elastik bebas dari 21 konstanta.

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11} & C_{11} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{12} & C_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} \end{bmatrix} \quad (2.24)$$

dimana $C_{12} = C_{11} - C_{14}$. Hubungan antara elemen C dengan parameter λ dan μ dari elastisitas linier adalah (Mavko, 2003):

$$C_{11} = \lambda + 2\mu; C_{12} = \lambda; C_{11} = \mu \quad (2.25)$$

Dan persamaan gerak untuk media isotropi homogen dapat diekspresikan sebagai

$$f_i = \rho \frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2} (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_j} \quad (2.26)$$

(Tsvankin, 2001)

2.8.2 Medium Monoklinik

Medium monoklinik memiliki simetri yang paling rendah, hal ini dapat terlihat dari pengukuran seismik, yang hanya memiliki 13 koefisien kekakuan. Selain itu, medium monoklinik memiliki bidang simetri refleksi dengan orientasi spasial yang didefinisikan oleh dasar fisika modern (Tsvankin, 2001). Matriks kekakuan dari simetri monoklinik dapat dituliskan :

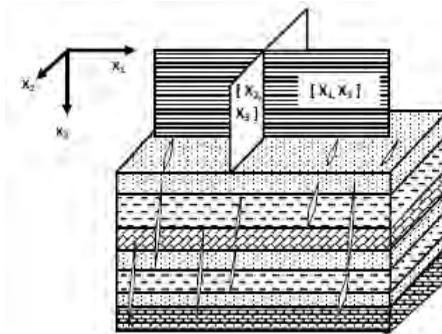
$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & C_{36} \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

Dibandingkan dengan medium ortorombik dan medium TI, simetri monoklinik memiliki empat komponen bukan-nol tambahan. Tensor monoklinik harus didefinisikan dengan kerangka koordinat yang pasti, kerangka tersebut belum cukup spesifik. Rotasi tensor monoklinik di sekitar x_3 akan menghasilkan tensor monoklinik lainnya dengan titik hilang yang sama dan nilai berbeda untuk komponen bukan-nol (Grechka et.al. 2002).

2.8.3 Medium Orthorombik

Ortorombik (ortotropik) memiliki sembilan konstanta elastik, yang dikarakterisasi oleh tiga bidang pencerminan ortogonal, dimana dua sumbu simetri saling tegak lurus satu sama lain (gambar 2.16). matriks kekakuan untuk medium ini adalah :

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.28)$$



Gambar 2.16 Model ortorombik yang disebabkan oleh *fracture* vertikal pada medium dengan pelapisan yang baik. Sumbu simetri horizontal sedangkan sumbu simetri lainnya tegak lurus terhadap *fracture* (berdasarkan model Ruger's, 1997)

Nilai komponen tensor (null) sama dengan medium yang memiliki sumbu simetri segaris dengan satu komponen, tapi medium TI hanya memiliki lima koefisien independen. Campuran dari rekahan vertikal paralel dengan *vertical transverse anisotropy* pada *basin* sedimen adalah penyebab anisotropi ortorombik (Tsvankin, 2001). Karena itu, estimasi parameter ortorombik dari data seismik sangat penting pada karakterisasi reservoir yang memiliki *fracture*. Pada beberapa kasus model ortorombik, tensor bebas dari koefisien ortorombik dapat lebih sedikit dari sembilan (Grechka, 2007). Pada medium ortorombik, akibat adanya *fracture* vertikal pada medium VTI, tensor bebas berkurang.

2.8.4 *Transversely Isotropy Medium*

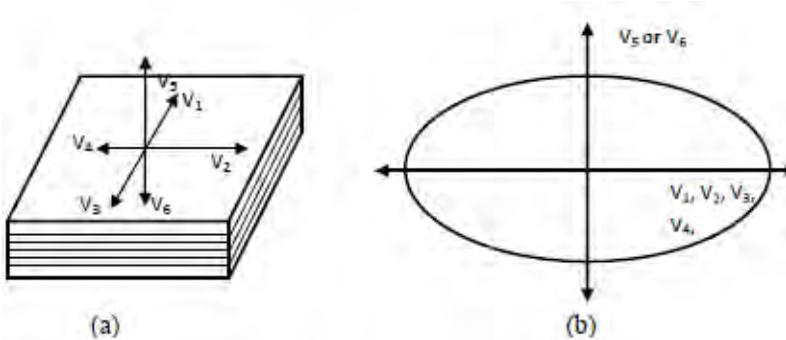
Studi yang paling populer dari seismik anisotropi, baru-baru ini diaplikasikan pada medium *transverse* isotropi. Medium tersebut memiliki lima parameter bebas dan satu sumbu simetri rotasi, karakter arahnya sama pada dua arah ortogonal namun tidak dalam vertikal (gambar 2.17). Dua bidang simetri memiliki sumbu simetri, yang menggambarkan bidang simetri pencerminan dan satu bidang simetri tegak lurus terhadap sumbu simetri sebagai bidang isotropi. Sudut antara arah perambatan dan sumbu simetri adalah faktor kunci untuk estimasi anisotropi pada pengolahan data seismik. Sudut antara vektor perlambatan dan sumbu simetri tetap (90°), karena itu kecepatan ketiga gelombang (gelombang P dan dua gelombang S) pada bidang isotropi bergantung pada arah perambatan (Tsvankin, 2001).

Dalam hal sumbu simetri, *transverse isotropy* dapat dibagi kedalam dua kategori, *Vertical Transverse Isotropy* dengan sumbu simetri vertikal (VTI atau TVI) dan Horizontal transvers isotropi dengan sumbu simetri horizontal (HTI atau THI). Lapisan tipis adalah penyebab umum *transverse* isotropi. Rata-rata formasi lapisan klastik (contohnya *shale*) adalah horizontal. Maka dari itu model VTI sangat mudah diaplikasikan untuk pencitraan *subsurface*. Pelapisan tipis (skala ketebalan lebih kecil dibandingkan dengan panjang gelombang utama).

Matriks kekakuan dari medium HTI atau VTI memiliki pola yang mirip dengan medium ortorombik, khususnya pada elemen nol. Tensor kekakuan untuk model VTI diberikan oleh :

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.29)$$

dimana $C_{12} = C_{11} - 2C_{66}$. Hubungan ini disebabkan berkurangnya 9 e lemen independen untuk *orthorhombic* medium menjadi 5 pada VTI medium.



Gambar 2.17 Ilustrasi medium TI (a) Muka gelombang untuk medium dengan TI. (b) sumbu simetri sama dengan arah V_5/V_6 . Pada medium *transverse* isotropi, hubungan kecepatan sesuai dengan $V_1=V_2=V_3=V_4$ $V_5=V_6$, dimana V_5 dan V_6 akan memberikan kecepatan yang lebih lambat (Isherwood, 1997).

Azimutal anisotropi (HTI) disebabkan oleh retakan dari paralel vertikal sirkular yang ada pada medium anisotropi (Tsvankin, 2001). Pengukuran permukaan sepanjang arah ortogonal sampai *fracture* akan memberikan perbedaan yang tinggi pada data seismik, tapi pada sudut lainnya, perbedaan bisa lebih sedikit. Model HTI memiliki dua bidang simetri ortogonal vertikal, yaitu bidang sumbu simetri dan bidang isotropi. Tensor kekakuan dari HTI dapat dituliskan:

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{12} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.30)$$

dimana $C_{12} = C_{11} - 2C_{44}$

Pemisahan gelombang S berlangsung ketika gelombang melewati medium HTI. Gelombang dibagi menjadi *fast shear* (SH) dan *slow shear* (SV). Fenomena ini disebut sebagai *shear wave splitting* (Urosevic, 2003). Maka dari itu, lebih mudah menganalisa medium HTI menggunakan kecepatan gelombang S.

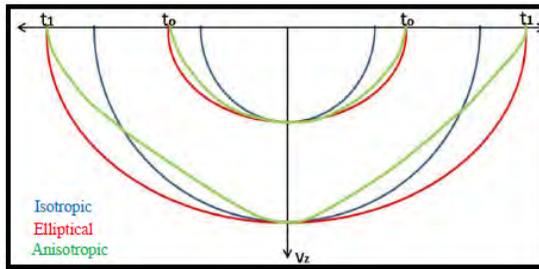
2.9 Penjalaran Gelombang Seismik pada Medium Anisotropi

Gelombang seismik merambat dari sumber menuju stasiun penerima melalui medium. Kecepatan gelombang dipengaruhi oleh medium yang dilewatinya. Pada medium isotropi, kecepatan gelombang dianggap sama untuk semua arah, hal ini sangat berbeda pada kasus anisotropi. Kecepatan gelombang dalam medium anisotropi sangatlah kompleks, tapi bisa diselesaikan dengan menggunakan model simetri. Metode yang digunakan dalam menyelesaikan perambatan gelombang dalam medium anisotropi adalah model TI. Dalam metode TI dilakukan analisa rasio antara kecepatan vertikal dan horisontal dalam model *ellips* (Wilkins, 2000). Asumsi isotropi akan memberikan nilai *error* yang signifikan dalam pengolahan data seismik. Gambar 2.18 memperlihatkan penjalaran gelombang dalam medium anisotropi.

Perambatan gelombang S lebih kompleks daripada penjalaran gelombang P dalam medium anisotropi. Gelombang S mempunyai vektor polarisasi yang melintang terhadap vektor perambatan (Connell, 2002). Selain itu, terdapat dua jenis gelombang S (SH dan SV) yang akan merambat dengan kecepatan berbeda dan polarisasi yang tegak lurus satu sama lain. Pemisahan gelombang S terjadi ketika arah polarisasi gelombang S yang berubah tiba pada media yang tidak tegak lurus atau sejajar terhadap arah perambatan gelombang S. Kondisi ini biasanya terjadi pada medium anisotropi dan menyebabkan polarisasi yang berbeda

pada perambatan gelombang S. Polarisasi pada pulsa gelombang S yang terpisah berhubungan dengan proyeksi arah perambatan pada sumbu tensor elastis anisotropi (Aki dan Richard, 1981). Gelombang S yang tercepat akan merambat secara sejajar terhadap bidang simetri ketika gelombang S yang lambat merambat secara tegak lurus terhadap bidang simetrinya.

Analisa polarisasi gelombang S dapat digunakan untuk identifikasi arah rekahan. Gelombang S yang cepat dapat memberikan informasi mengenai arah rekahan, dimana hal tersebut sangat dibutuhkan dalam eksplorasi geofisika. Perbedaan waktu tempuh pada gelombang S bisa digunakan untuk menghitung parameter anisotropi.



Gambar 2.18 Perambatan gelombang pada medium isotropi, elips, dan medium anisotropi.

Dengan menggunakan pendekatan kesetimbangan dalam medium anisotropi dan tensor kekakuan pada TI medium, diperoleh persamaan kecepatan sebagai berikut (Craimp, 1984) :

$$\rho V_p^2(\theta) = \frac{1}{2} [C_{33} + C_{44}(C_{11} - C_{33}) \sin^2 \theta + D(\theta)] \quad (2.31a)$$

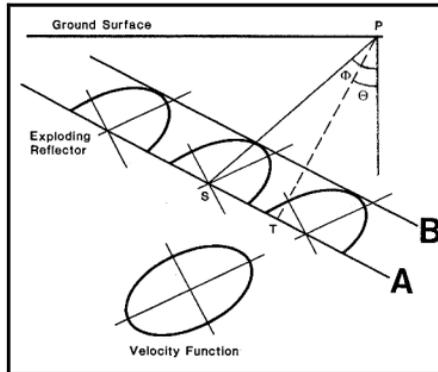
$$\rho V_{SV}^2(\theta) = \frac{1}{2} [C_{33} + C_{44}(C_{11} - C_{33}) \sin^2 \theta + D(\theta)] \quad (2.31b)$$

$$\rho V_{SH}^2(\theta) = C_{66} \sin^2 \theta + C_{44} \cos^2 \theta \quad (2.31c)$$

dimana $C_{55} = C_{66}$ untuk medium HTI dan $C_{44} = C_{55}$ untuk medium VTI. θ adalah sudut fasa dan ρ adalah densitas. $D(\theta)$ bisa diungkapkan dalam persamaan :

$$D^\theta = [(C_{33} - C_{44})^2 + 2\{2(C_{13} - C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44}) - (C_{11} + C_{33} - 2C_{44})\} \sin^2 \theta + \{(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})^2 - 4(C_{13} - C_{44})^2\} \sin^2 \theta]^{\frac{1}{2}} \quad (2.31d)$$

Pada gambar 2.19 menjelaskan aspek fisis dari propagasi gelombang pada medium anisotropi. Pada medium anisotropi menghasilkan suatu muka gelombang yang tidak lagi simetri, tetapi akan menghasilkan suatu muka gelombang yang condong atau miring (*skewed*). Bayangkan jika *Huygens' secondary sources* berada pada *wavefront* awal yaitu A pada waktu t yang tepat berada pada reflektor miring dengan sudut Φ . Karena sifat anisotropi dari medium tersebut maka sumber Huygen tidak menghasilkan muka gelombang yang setengah lingkaran (*semicircular wavefront*), tetapi menghasilkan muka gelombang yang miring pada arah yang memiliki kecepatan yang lebih tinggi. Muka gelombang yang condong ini akan membentuk bidang muka gelombang B pada waktu $t + \Delta t$.

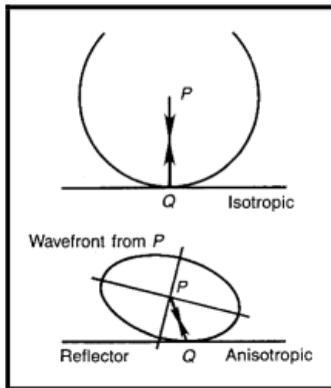


Gambar 2.19 Aplikasi prinsip Huygen terhadap propagasi gelombang bidang anisotropi dari *exploding reflector* (Yilmaz, 2001).

Ketika energi ditransmisikan sepanjang jalur *ray* SP yang membentuk sudut Φ pada kecepatan grup, yaitu muka gelombang yang merepresentasikan suatu fasa konstan, pada kenyataannya merambat dari posisi A ke B melewati jalur TP yang normal terhadap muka gelombang pada kecepatan fasa (*phase velocity*) dengan membentuk sudut θ . Karena kecepatan group diasosiasikan dengan jalur *ray*, kadang-kadang dinamakan juga kecepatan *ray*. Sama halnya dengan kecepatan fasa yang diasosiasikan dengan muka gelombang, maka kadang-kadang disebut juga dengan kecepatan muka gelombang. Sudut yang dibentuk dari muka gelombang dengan kecepatan fasa berbeda dengan sudut yang dibentuk dari jalur *ray* dengan kecepatan grup. Jika mediumnya adalah isotropi, maka *Huygen's secondary sources* akan menghasilkan muka gelombang yang setengah lingkaran (*semicircular wavefront*) dan sudut fasa θ sama dengan sudut *ray* Φ .

Jalur *ray zero-offset* SP tidak membentuk sudut yang tepat terhadap reflektor, oleh karena itu kasus ini dinamakan anisotropi karena *zero-offset ray* bukan seperti *normal-incident ray* pada isotropi. Pada kasus isotropi, suatu titik

sumber akan menghasilkan muka gelombang yang berbentuk lingkaran dan *zero-offset ray*-nya merupakan *normal-incident* terhadap reflektor. Tetapi, pada kasus medium anisotropi, muka gelombang yang dihasilkan akan dicondongkan, sehingga *zero-offset ray* akan bergeser pada reflektor pada sudut *non-normal incident*.



Gambar 2.20 Muka gelombang isotropi dan anisotropi dari gelombang-P (Sheriff, 1982).

2.10 *Weak Anisotropi dan Non Hyperbolic Normal Move Out (NMO)*

Tingkat anisotropi suatu batuan dipengaruhi oleh komposisi dan arah kristal. Kompaksi, sedimentasi, tegangan, dan proses geologi mempengaruhi orientasi dan keselarasan rekahan. Persamaan 2.32 sangatlah penting dalam analisa seismik pada medium anisotropi. Thomsen (1986) memperkenalkan “*weak*” anisotropi parameter untuk menguatkan notasi konvensional pada konstanta elastik untuk gelombang seismik. Thomsen “*weak*” anisotropi parameter dapat ditulis dalam bentuk persamaan sebagai berikut :

$$a_0 = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}}; \text{kecepatan gelombang P vertikal} \quad (2.32a)$$

$$\beta_o = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}; \text{ kecepatan gelombang S vertikal} \quad (2.32b)$$

$$\varepsilon \equiv \frac{C_{11}-C_{33}}{2C_{33}} = \frac{V_p\left(\frac{\pi}{2}\right)-a_0}{a_0}; \text{ kecepatan anisotropi} \\ \text{gelombang P} \quad (2.32c)$$

$$\gamma \equiv \frac{C_{66}-C_{44}}{2C_{44}} = \frac{V_{S\parallel}\left(\frac{\pi}{2}\right)-\beta_o}{\beta_o}; \text{ kecepatan anisotropi} \\ \text{gelombang SH} \quad (2.32d)$$

$$\delta^* \equiv \frac{1}{2C_{33}^2} [2(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} + C_{44})(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})] \quad (2.32e)$$

$$\delta = \frac{1}{2} \left[\varepsilon + \frac{\delta^*}{\left(\frac{1-\beta_o^2}{a_0^2}\right)} \right] = \frac{(C_{13}+C_{44})^2-(C_{33}+C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33}-C_{44})} \quad (2.32f)$$

dimana δ^* merupakan anisotropi gelombang P pada sudut yang kecil, ketika $\varepsilon - \delta$ memberikan deviasi dari fungsi kecepatan ellips. δ merupakan pendekatan dari δ^* untuk *weak* anisotropi (Thomsen, 1986). Persamaan ini hanya berlaku pada kasus VTI dan membutuhkan modifikasi untuk model HTI.

Ruger (1997) menunjukkan bahwa sifat kinematik dan polarisasi dari gelombang P dan S untuk model HTI adalah sama dengan model VTI. Sehingga perambatan gelombang pada model HTI bisa diturunkan dari persamaan VTI Thomsen. Pada sumbu simetris horizontal, parameter VTI Thomsen digunakan untuk medium HTI (Ruger, 1997):

$$\varepsilon^{(v)} = -\frac{\varepsilon}{1+2\varepsilon} \quad (2.33a)$$

$$\delta^{(v)} = -\frac{\delta-2\varepsilon\left(1+\frac{\varepsilon}{f}\right)}{(1+2\varepsilon)\left(1+\frac{2\varepsilon}{f}\right)}; \text{ dimana } f = 1 - \left(\frac{V_{S0}}{V_{p0}}\right)^2 \quad (2.33b)$$

$$\gamma^{(v)} = -\frac{\gamma}{1+2\gamma} \quad (2.33c)$$

Tsvankin (1997) memperkenalkan bahwa parameter anisotropi Thomsen bisa digunakan pada pengolahan data seismik. Kombinasi parameter Thomsen (η) sebagai berikut :

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (2.34)$$

η (eta) merupakan parameter *in-elliptical*. Jika $\varepsilon = \delta$, maka parameter $\eta = 0$ dan medium merupakan *elliptical* anisotropi. persamaan *non-hyperbolic* NMO bisa digunakan dalam koreksi data seismik (Alkhalifah, 1997). *Non-hyperbolic* (anisotropi NMO) dapat ditulis sebagai berikut :

$$t^2(x) = t^2 + \left(\frac{x^2}{v_{nmo}^2}\right) - \Delta t^2 \quad (2.35)$$

dimana dua suku pertama merupakan persamaan *hyperbolic* NMO dan Δt^2 adalah koreksi anisotropi.

$$\Delta t^2 = \frac{2\eta x^4}{v_{nmo}^2 [t_0^2 v_{nmo}^2 + (1+2\eta)x^2]} \quad (2.36)$$

Parameter η dapat duliskan :

$$\eta = \frac{\left(\frac{\Delta t^2}{2}\right) \left(t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2}\right)}{\left(\frac{x^2}{v_{nmo}^2}\right) \left(\frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \Delta t^2\right)} \quad (2.37)$$

Interval η_i digunakan dalam analisa kecepatan anisotropi:

$$\Delta t^2 = \frac{2\eta_i x^4}{v_{nmo}^2(i) [t_0^2(i) v_{nmo}^2 + (1+2\eta_i)x^2]} \quad (2.38)$$

“ i ” merupakan nilai interval untuk i lapisan pada lapisan model bumi. Sehingga η_i dapat ditulis:

$$\eta_i = \frac{1}{8} \left\{ \frac{1}{v_{nmo}^4(i)t_0(i)} \left[\sum_{i=1}^N v_{nmo,i}^4 (1 + 8\eta, i)t_{0,i} \right] - 1 \right\} \quad (2.39)$$

(Tsvankin, 1998)

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Data Seismik

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data seismik 2 Dimensi laut yang sudah melalui tahap *pre stack time migration*. Sehingga data yang digunakan adalah *time migrated section*, *CMP gather*, V_{rms} , dan data horizon. Jumlah CMP pada lintasan seismik adalah 3142 dimana CMP pertama adalah 286 dan CMP terakhir 3428 dengan CMP interval 12,5 m. Sehingga diperoleh panjang keseluruhan lintasan seismik adalah 39275 m.

3.2 Pengolahan Data

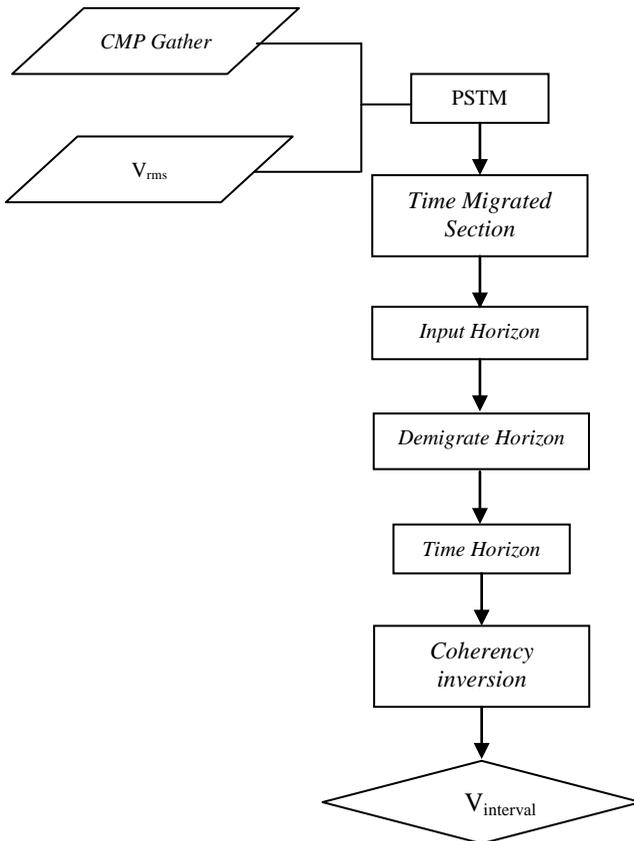
3.2.1 PSDM Isotropi

PSDM isotropi merupakan tahap pengolahan data seismik lanjutan yang bertujuan untuk memperoleh citra penampang seismik yang lebih optimal dibandingkan dengan penampang PSTM. Pada tahap ini digunakan model kecepatan interval yang diperoleh dari transformasi dengan menggunakan persamaan Dix dan *coherency inversion*. Hasil transformasi kecepatan interval kemudian diperbaiki dengan menggunakan inversi tomografi untuk memperoleh model kecepatan yang mendekati kondisi geologi sesungguhnya. Model kecepatan yang sudah mengalami perbaikan digunakan sebagai data masukan untuk dilakukan migrasi dalam domain kedalaman dengan menggunakan algoritma Kirchhoff.

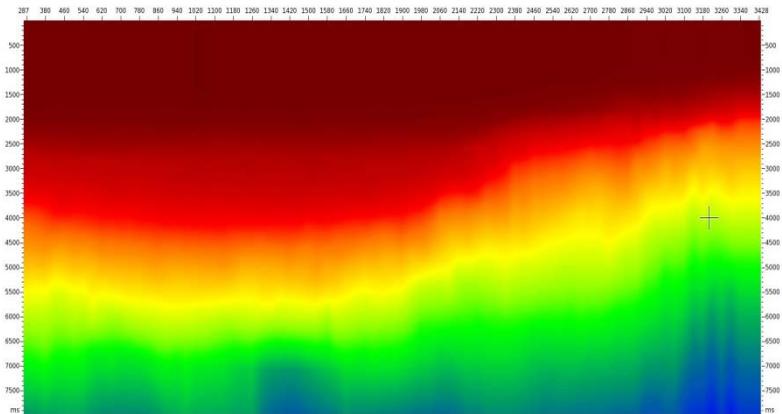
3.2.1.1 Pembuatan Model Kecepatan Interval Awal

Pada tahap pembuatan model kecepatan interval awal digunakan data masukan berupa *CMP gather* dan *time migrated horizon*. Pembuatan model kecepatan interval digunakan dua metode yaitu, transformasi Dix dan *coherency inversion*. Pada

lapisan pertama dan kedua digunakan transformasi Dix untuk mengubah kecepatan rms menjadi kecepatan interval. Kemudian digunakan *coherency inversion* untuk lapisan ketiga dan lapisan seterusnya. Berikut ini adalah diagram alir proses pembuatan model kecepatan interval awal.



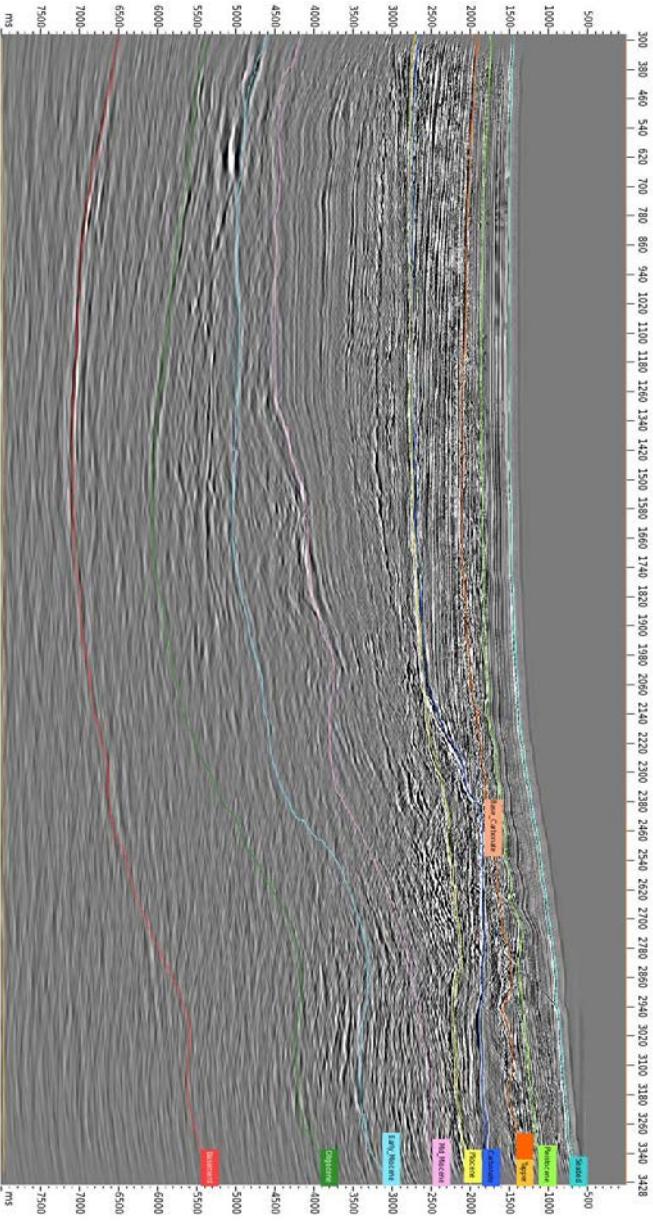
Gambar 3.1 Diagram Alir Pembuatan Model Kecepatan Interval Awal



Gambar 3.2 Model Kecepatan RMS (V_{rms})

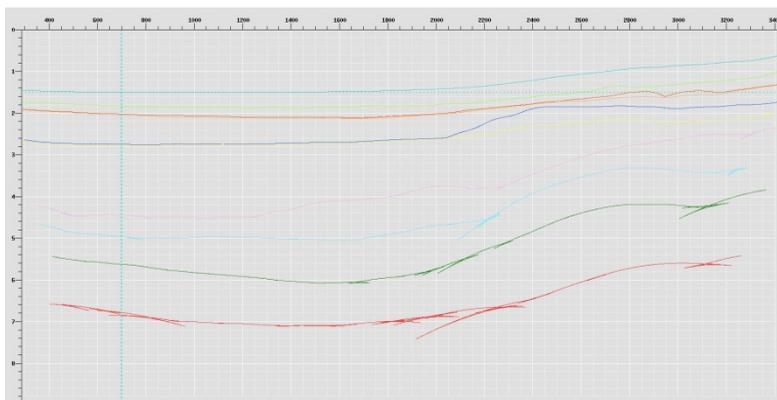
Data horizon berupa *time migrated horizon* diload untuk memperoleh batas lapisan yang akan digunakan sebagai pembuatan kecepatan interval dengan jumlah sebanyak 13 horizon. Pada gambar 3.3 merupakan PSTM *section* yang sudah mengalami interpretasi horizon.

Pada lapisan pertama dan kedua digunakan transformasi Dix disebabkan pada lapisan tersebut tidak terjadi variasi kecepatan lateral yang tinggi dan lapisan tersebut tidak terlalu miring. Sedangkan untuk lapisan ketiga dan seterusnya mulai terjadi variasi kecepatan lateral ditandai dengan munculnya *carbonate platform*. Sehingga digunakan metode *coherency inversion* untuk membuat model kecepatan interval.



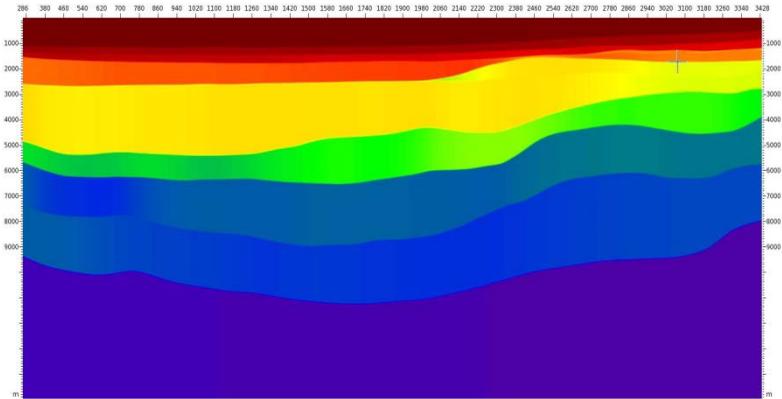
Gambar 3.3 *Impul* interpretasi horizon

Metode *coherency inversion* dilakukan pada tiap lapisan berdasarkan kurva *ray tracing* dari lapisan ketiga hingga lapisan terakhir secara berurutan untuk memperoleh model kecepatan interval awal. Pada metode ini digunakan data masukan berupa *CMP gather* dan *time horizon*, tetapi horizon pada PSTM section merupakan *time migrated horizon* sehingga dilakukan *demigrate* horizon untuk memperoleh *time horizon*.



Gambar 3.4 Time Horizon hasil demigrasi

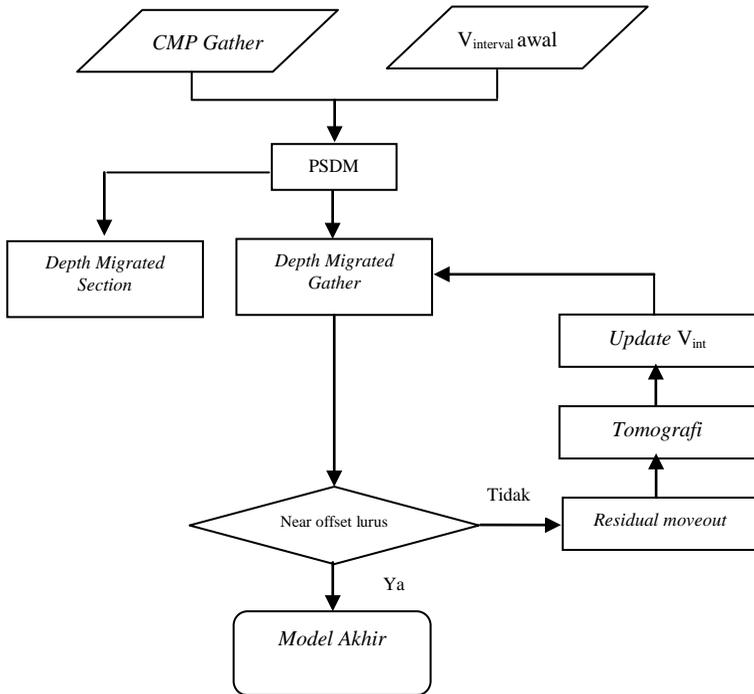
Pada tahap *coherency inversion*, dilakukan analisa *semblance* yang menyatakan perbedaan waktu model dengan waktu tempuh sebenarnya, dimana pada analisa ini dipilih nilai *semblance* yang tinggi. Analisa *semblance* ini dilakukan secara bertahap dari tiap lapisan. Ketidak tepatan analisa *semblance* akan berpengaruh terhadap *error* dalam penentuan kecepatan, dimana nilai *error* akan terakumulasi secara terus menerus yang mengakibatkan model kecepatan interval akan mempunyai nilai *error* tinggi pada lapisan berikutnya. Setelah dilakukan analisa *semblance* untuk lapisan ketiga sampai lapisan terakhir diperoleh model kecepatan interval awal sebagai berikut.



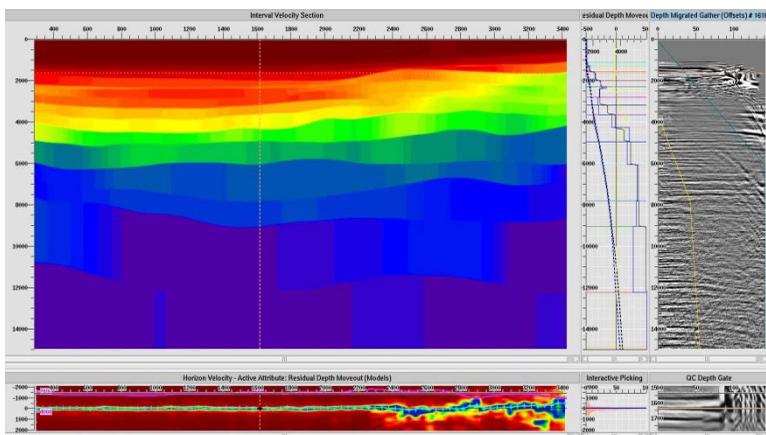
Gambar 3.5 Model Kecepatan Interval Awal

3.2.1.2 Memperbarui Model Kecepatan Interval

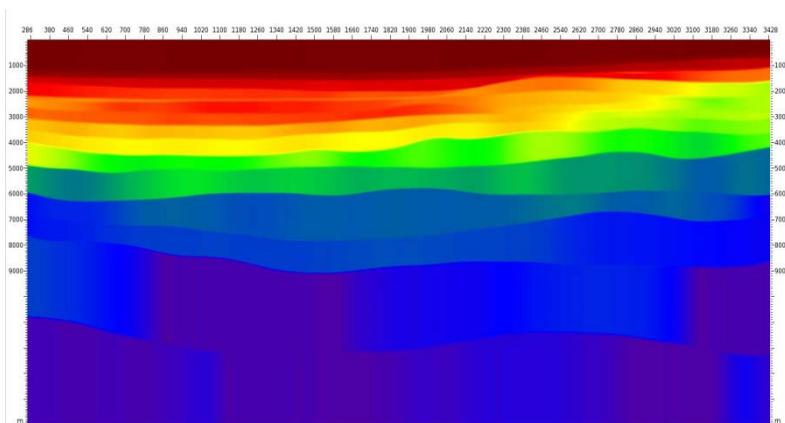
Model kecepatan interval awal dari transformasi Dix dan *coherency inversion* bukan merupakan model kecepatan interval sebenarnya. Hal ini ditandai dengan bentuk geometri reflektor yang kurang tepat, sehingga perlu dilakukan perbaikan model kecepatan interval dengan menggunakan analisa *residual depth move out* dan dilanjutkan dengan tomografi. Pada tahap ini dilakukan analisa *residual depth move out semblance* tiap lapisan. Pada analisa *semblance* ini, dipilih *semblance* yang tinggi dengan nilai *residual depth move out* mendekati nol pada *depth gather*. Hasil dari *residual depth move out* kemudian digunakan sebagai data masukan untuk *horizon base tomography*. Pada proses horizon base tomografi diperoleh model kecepatan interval yang sudah mengalami perbaikan sehingga model kecepatan interval tersebut digunakan sebagai data masukan dalam proses migrasi domain kedalaman. Dalam proses perbaikan model kecepatan dan migrasi dilakukan secara berulang-ulang (iteratif) untuk memperoleh gather yang lurus dengan dilakukan *refinement horizon* pada *depth migrated section* hasil migrasi. Pada penelitian ini dilakukan iterasi sebanyak 46 kali.



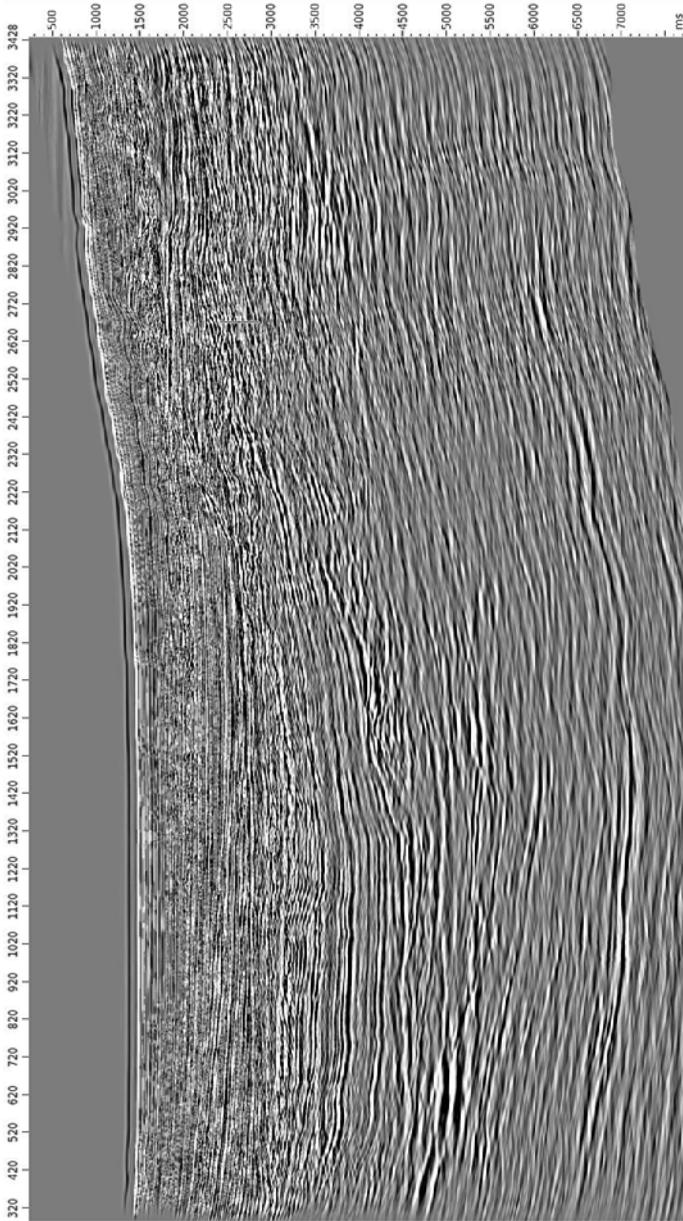
Gambar 3.6 Diagram Alur Perbaikan Model Kecepatan Interval



Gambar 3.7 Residual depth move out Lapisan ke-4



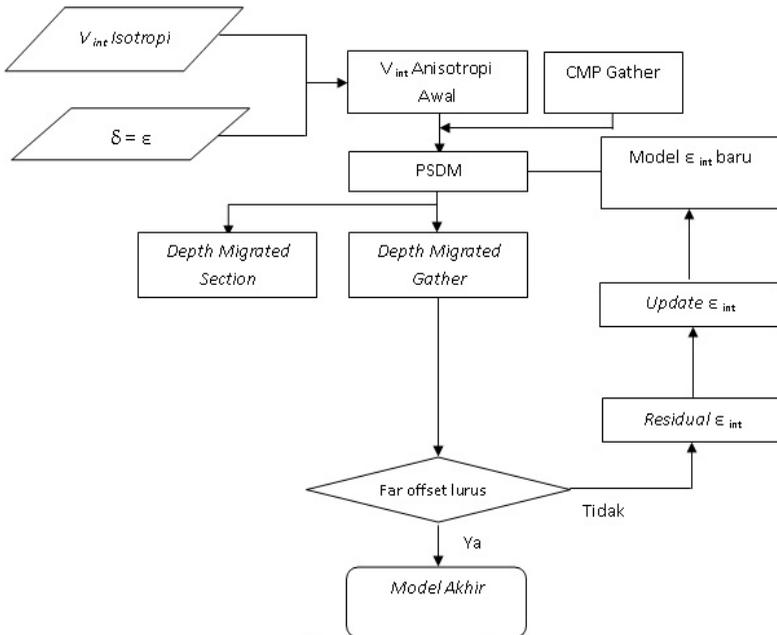
Gambar 3.8 Model Kecepatan Interval Akhir



Gambar 3.9 *Final Depth Migrated Section*

3.2.2 PSDM VTI

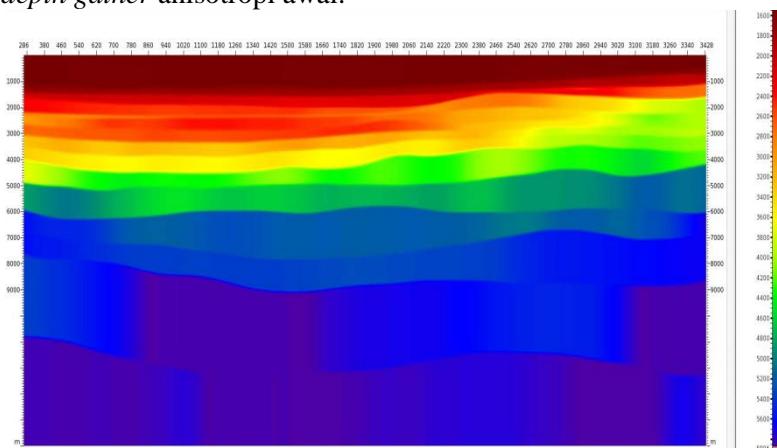
PSDM VTI merupakan tahap pengolahan data seismik lanjutan yang dilakukan apabila terdapat efek “*hockey stick*” pada *far offset* yang menandakan bahwa medium yang dilewati oleh lintasan seismik merupakan medium anisotropi. pada penelitian ini digunakan asumsi anisotropi *ellips*, dimana nilai parameter anisotropi epsilon (ϵ) dan delta (δ) dianggap sama sehingga muka gelombang yang terbentuk berbentuk *ellips*. Tahap ini dimulai dengan melakukan konversi model kecepatan interval isotropi akhir menjadi model kecepatan interval anisotropi. Kemudian dilanjutkan dengan pembuatan model epsilon interval untuk menghilangkan efek “*hockey stick*” pada *far offset*. Berikut ini adalah diagram alir dari PSDM VTI.



Gambar 3.10 Diagram Alur PSDM VTI

3.2.2.1 Membuat Parameter Interval Anisotropi Awal

Pada tahap ini nilai parameter anisotropi delta dan epsilon dianggap sama sesuai dengan asumsi anisotropi *ellips* dimana muka gelombang yang dihasilkan berbentuk *ellips*. Nilai parameter delta diasumsikan mendekati nol sehingga nilai epsilon adalah nol. Setelah diperoleh nilai parameter interval anisotropi awal, kemudian dilakukan proses konversi model kecepatan interval isotropi menjadi model kecepatan interval anisotropi. model kecepatan interval anisotropi ini kemudian digunakan sebagai data masukan dalam proses migrasi sehingga diperoleh *depth gather* anisotropi awal.

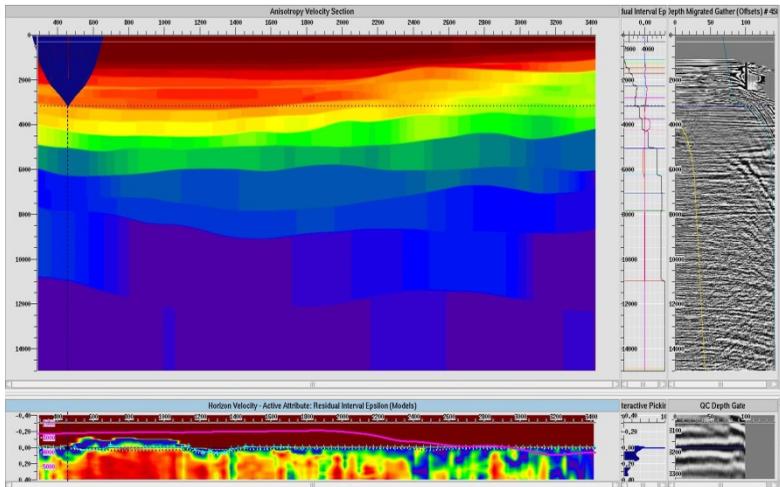


Gambar 3.11 Model kecepatan interval anisotropi akhir

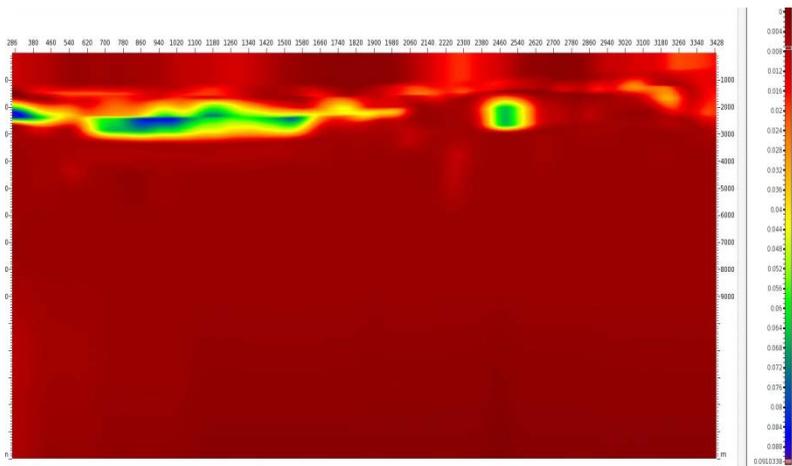
3.2.2.2 Memperbarui Model Interval Epsilon

Parameter epsilon digunakan untuk mengkoreksi *hockey stick* pada *far offset* dengan memanfaatkan *fourth order NMO* (*normal move out*). Parameter epsilon merupakan perbandingan kecepatan horizontal ($V_p 90^\circ$) dengan kecepatan vertikal ($V_p 0^\circ$). Perbaikan model interval epsilon dilakukan dengan menganalisa *semblance* epsilon pada masing-masing lapisan. *Semblance* tertinggi menandakan nilai epsilon sudah mendekati sebenarnya.

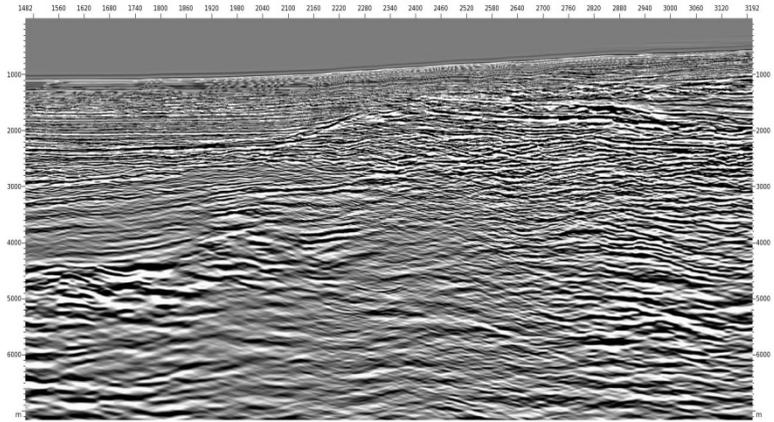
Analisa epsilon yang sudah tepat akan menghasilkan *gather* pada *far offset* menjadi lurus atau efek *hockey stick* relatif berkurang. Pada penelitian ini, dilakukan perbaikan model interval epsilon sebanyak 5 kali iterasi.



Gambar 3.12 Residual Interval Epsilon Horizon-7



Gambar 3.13 Interval Epsilon Akhir



Gambar 3.14 Penampang PSDM VTI Akhir

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB IV ANALISA DATA DAN PEMBAHASAN

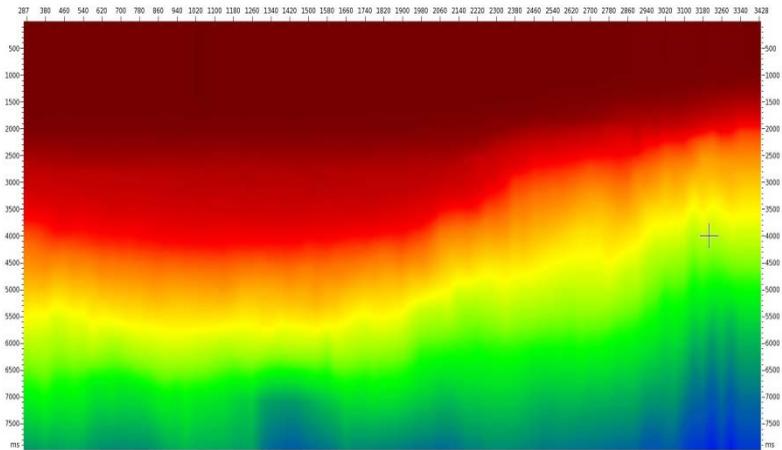
4.1 PSDM Konvensional

4.1.1 Model Kecepatan Interval Awal

CMP *gather* yang diolah dengan menggunakan metode PSDM menghasilkan citra yang lebih baik dibandingkan dengan penampang hasil PSTM. Hal ini disebabkan pada saat melakukan migrasi dengan metode PSDM digunakan model kecepatan interval sebagai data masukan, sedangkan pada migrasi dengan metode PSTM digunakan model kecepatan RMS. Model kecepatan interval mempunyai keunggulan dalam menganalisa variasi kecepatan secara lateral maupun horizontal. *Ray tracing* (jejak sinar) digunakan dalam memodelkan kecepatan lateral pada saat *coherency inversion*. Pada metode *ray tracing*, *ray path* akan dibelokkan secara tajam pada saat melewati lapisan yang mempunyai kecepatan tinggi, sehingga model kecepatan interval yang dihasilkan dari metode ini mendekati model kecepatan yang sesungguhnya. Sedangkan pada metode PSTM digunakan model kecepatan RMS sebagai data masukan sehingga diperoleh penampang yang kurang baik jika dibandingkan penampang PSDM. Model kecepatan RMS menggunakan asumsi *straight ray*, yaitu dengan asumsi bahwa kecepatan gelombang seismik akan semakin cepat seiring dengan bertambahnya kedalaman. Asumsi ini tidak bisa memodelkan kecepatan pada daerah yang mempunyai variasi kecepatan lateral yang tinggi. Model kecepatan RMS mempunyai *error* tinggi pada geometri reflektor yang mempunyai sudut kemiringan yang besar.

Pada studi kasus penelitian ini terjadi variasi kecepatan lateral pada horizon-3, 4, dan 5. Horizon tersebut merupakan lapisan *top* karbonat, *base* karbonat, dan *main* karbonat yang menjulang ke atas memotong horizon 2 pada CMP 2100 sampai 3428. Lapisan karbonat tersebut mempunyai kecepatan yang relatif tinggi dibandingkan kecepatan lapisan pada horizon 2 dengan kedalaman lapisan yang sama yaitu pada kedalaman 1500

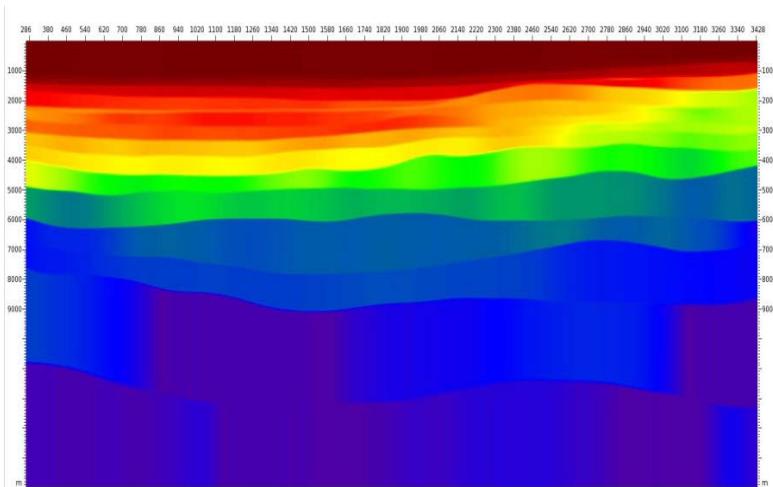
meter. Sehingga model kecepatan interval menghasilkan penampang seismik yang mendekati kondisi geologi yang sebenarnya dibandingkan model kecepatan RMS.



Gambar 4.1 Model Kecepatan RMS

4.1.2 Perbaikan Model Kecepatan Interval

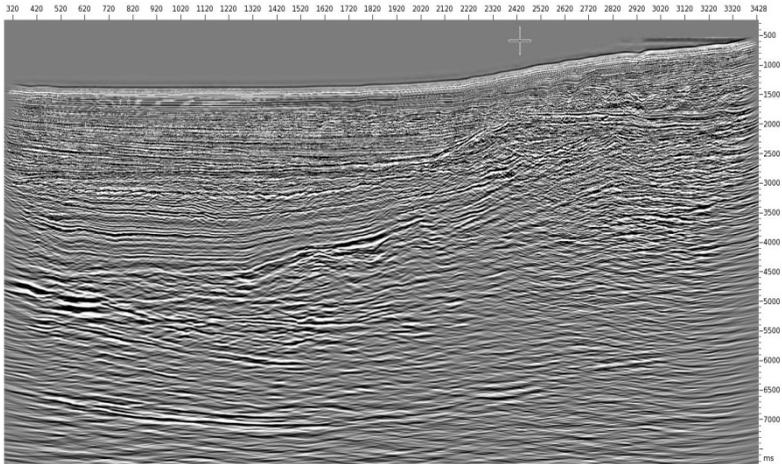
Model kecepatan interval diperbaharui hingga diperoleh *residual depth move out* mendekati nol. Metode yang digunakan untuk memperbaharui model kecepatan interval adalah *horizon base tomography* dengan menggunakan persamaan inversi linier (*Generalized Linier Inversion*). *Ray tracing error* yang diperoleh dari analisa *residual depth move out* digunakan untuk membangun matriks tomografi sepanjang lintasan gelombang. Perbaikan dilakukan pada batas lapisan dan kecepatan secara simultan hingga diperoleh *gather* yang lurus. *Gather* yang lurus menunjukkan model kecepatan yang diperoleh dari metode tomografi sudah tepat.



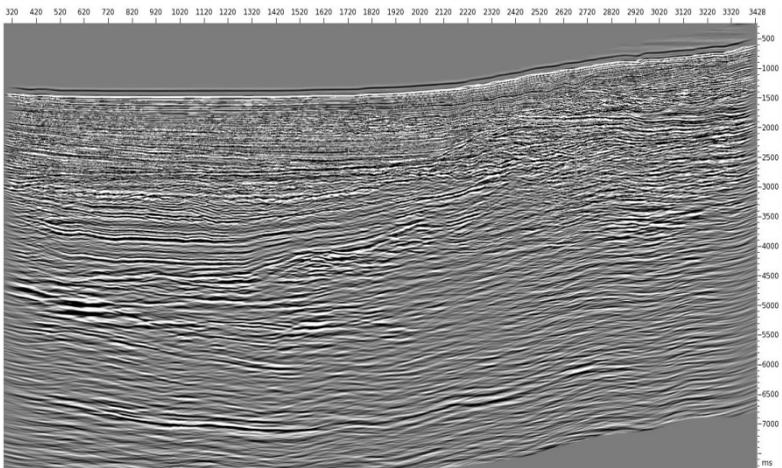
Gambar 4.2 Model Kecepatan Interval Akhir

4.1.3 Perbandingan PSDM dengan PSTM

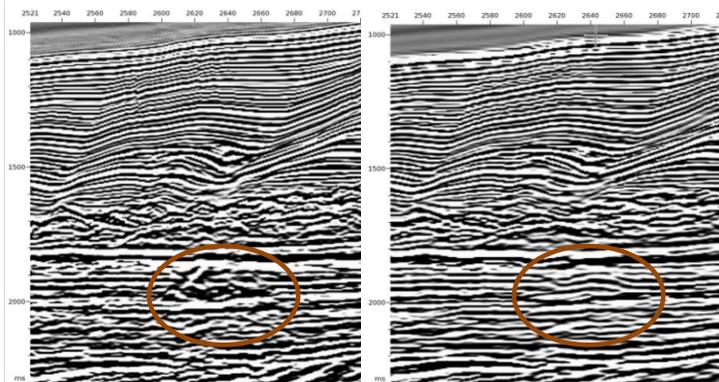
Model kecepatan interval yang sudah mengalami perbaikan dengan menggunakan metode tomografi kemudian digunakan sebagai data masukan pada proses migrasi Kirchhoff 2 dimensi PSDM. Analisa penampang seismik dilakukan untuk mengetahui perbedaan penampang PSDM dan PSTM dengan melakukan *scaling* pada penampang PSDM dalam domain kedalaman ke domain waktu, sehingga diperoleh penampang PSDM dalam domain waktu. Secara umum, penampang PSDM mempunyai citra yang lebih baik jika dibandingkan dengan PSTM. Analisa dilakukan di zona yang mempunyai perbedaan kemenerusan reflektor antara penampang PSTM dan penampang PSDM.



Gambar 4.3 Penampang seismik PSTM

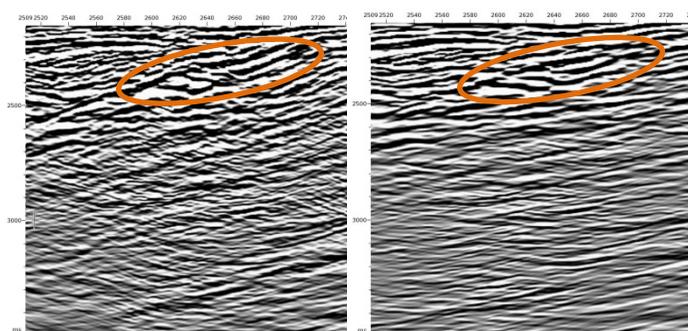


Gambar 4.4 Penampang seismik PSDM



Gambar 4.5 Penampang seismik pada CMP 2521 sampai CMP 2700 pada kisaran waktu 1000 ms sampai 2500 ms. Gambar kiri adalah penampang PSTM dan gambar kanan adalah penampang PSDM.

Berdasarkan analisa pada gambar 4.5 diketahui bahwa penampang seismik PSDM mampu mencitrakan reflektor yang lebih jelas daripada PSTM. Hal ini terlihat pada zona yang dilingkari dengan warna *orange*, dimana pada penampang seismik PSTM terlihat reflektor yang tidak menerus. Pada penampang PSDM, reflektor yang dihasilkan lebih menerus dan reflektor dengan ketebalan yang relatif tipis mampu dicitrakan oleh penampang PSDM.



Gambar 4.6 Penampang seismik pada CMP 2500 sampai CMP 2720 pada kisaran waktu 2200 ms sampai 3500 ms. Gambar kiri adalah penampang PSTM dan gambar kanan adalah penampang PSDM.

Pada gambar 4.6 terlihat perbedaan antara penampang PSTM dengan PSDM dalam mencitrakan kemenerusan reflektor. Pada *ellips orange* terjadi perubahan reflektor pada penampang PSDM, dimana reflektor lebih menerus dan fokus energi. Fokus energi menyebabkan reflektor pada penampang PSDM lebih jelas (*strong*) dan posisi reflektor sesuai dengan kondisi geologi sebenarnya. *Signal to noise ratio* (S/N) pada penampang PSDM lebih besar daripada penampang PSTM, hal ini terlihat pada penampang PSDM yang mampu mencitrakan reflektor dengan lebih jelas dan bersih dari *noise*. Hasil penampang seismik dari metode PSDM mempunyai banyak kelebihan daripada PSTM, yaitu kemampuan PSDM dalam mencitrakan kemenerusan reflektor dan *positioning* yang baik. Sehingga metode PSDM dapat memudahkan tahap interpretasi dan mengurangi resiko kegagalan dalam eksplorasi minyak bumi.

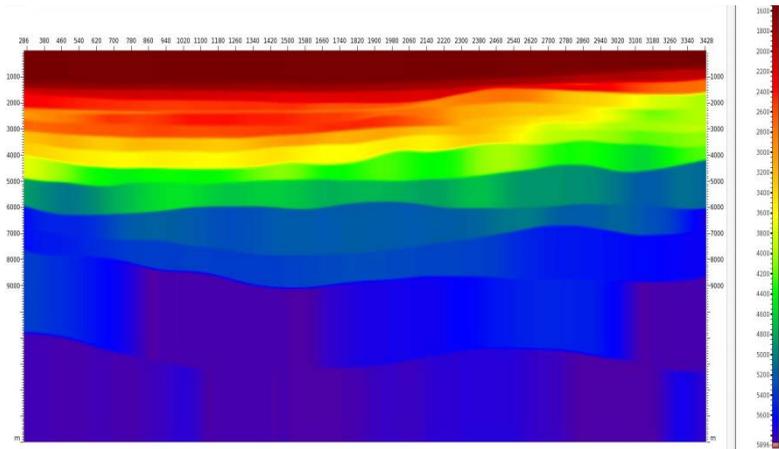
4.2 PSDM VTI

4.2.1 Kecepatan Interval Anisotropi

PSDM VTI merupakan proses pengolahan lanjutan dari PSDM konvensional yang bertujuan untuk mereduksi *hockey stick* pada *far offset*. Efek *hockey stick* terjadi pada *offset* yang panjang dengan rasio panjang *offset* dan kedalaman lebih dari 1. efek *hockey stick* dapat direduksi menggunakan *fourth order NMO* dan memasukkan parameter anisotropi epsilon. Dalam penelitian ini digunakan asumsi *ellips* anisotropi dimana nilai parameter delta sama dengan epsilon. Pada *ellips* anisotropi, muka gelombang yang melewati medium anisotropi adalah *ellips*.

Pada tahap awal PSDM VTI, nilai parameter delta dan epsilon mendekati nol. Kemudian, dilakukan konversi model kecepatan interval isotropi menjadi anisotropi. Model kecepatan interval anisotropi yang diperoleh mempunyai nilai yang mendekati model kecepatan interval isotropi disebabkan nilai parameter delta yang mendekati nol. Model kecepatan interval anisotropi tersebut digunakan sebagai data masukan dalam proses migrasi Kirchhoff VTI 2 dimensi. *Depth gather* hasil dari migrasi menunjukkan adanya efek *hockey stick* setelah *mute* dilebarkan.

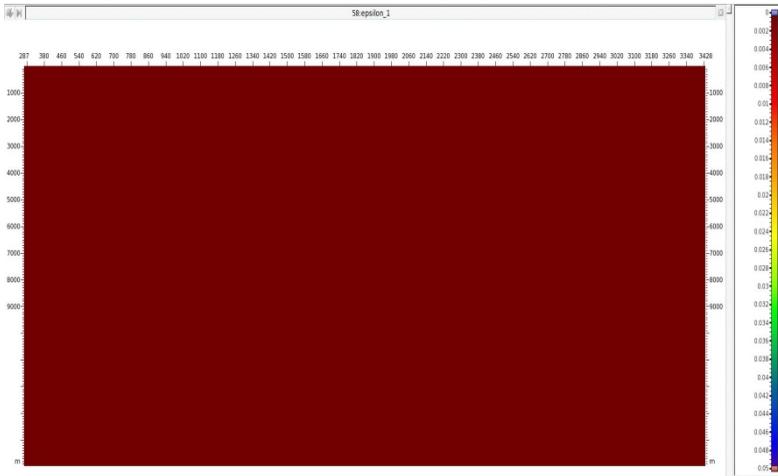
Efek *hockey stick* direduksi dengan cara memperbaharui model interval epsilon.



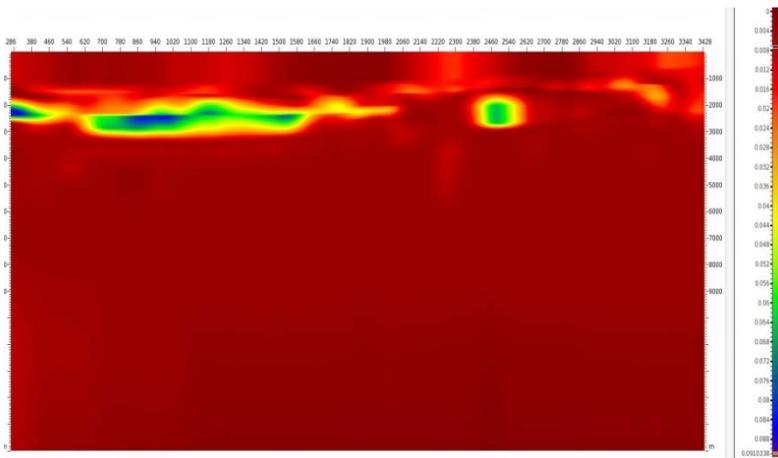
Gambar 4.7 Model kecepatan interval anisotropi akhir

4.2.2 Perbaikan Interval Epsilon

Perbaikan model interval epsilon dilakukan dengan metode analisa *semblance* epsilon dan *residual* epsilon. Nilai *semblance* tertinggi dan *residual* epsilon mendekati nol menandakan nilai epsilon sudah benar. Setelah dilakukan perbaikan epsilon, diperoleh model interval epsilon tiap horizon. Nilai parameter epsilon digunakan untuk menghitung parameter eta menggunakan persamaan (2.34) dengan nilai delta adalah nol, sehingga nilai parameter eta adalah sama dengan epsilon. Nilai parameter eta inilah yang digunakan dalam persamaan *fourth order NMO* untuk mereduksi *hockey stick* pada *far offset*.



Gambar 4.8 Interval epsilon awal, dimana nilai epsilon adalah nol.

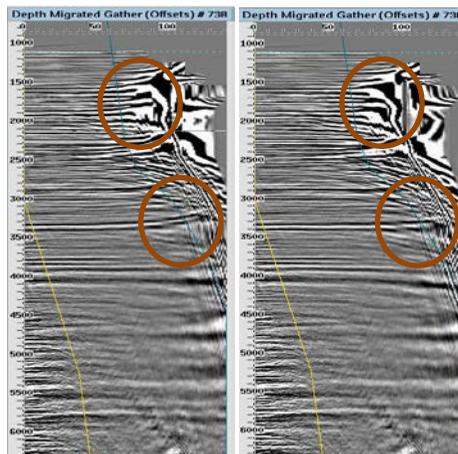


Gambar 4.9 Interval Epsilon Akhir

Gambar 4.9 merupakan model interval epsilon hasil iterasi ke-5, dimana terdapat beberapa zona yang memiliki nilai epsilon tinggi. Nilai epsilon tertinggi terletak pada CMP 286 sampai CMP 1600 yang terletak pada kedalaman 1900 meter sampai 3000 meter dengan kisaran nilai epsilon mulai 0,03 hingga 0,08. Nilai epsilon tinggi juga ditemui pada CMP 2300

sampai CMP 2620 dengan kedalaman 1500 meter hingga 3000 meter dengan kisaran nilai epsilon 0,03 hingga 0,06. Nilai epsilon yang tinggi menandakan pada zona tersebut terdapat efek *hockey stick*, dimana *gather* melengkung keatas yang disebabkan oleh efek anisotropi dari lapisan tersebut.

Pada gambar 4.10 terlihat efek *hockey stick* di *far offset* pada *gather* yang belum dikoreksi epsilon di *ellips* warna orange. *Depth gather* yang sudah dikoreksi epsilon mengalami perbaikan di *far offset*, yaitu efek *hockey stick* tereduksi sehingga menjadi datar. *Mute* dilebarkan pada *depth gather* yang sudah dikoreksi epsilon, dimana *mute* anisotropi lebih lebar dibandingkan *mute* isotropi. *Mute* yang lebih lebar akan memperjelas reflektor, dimana data yang terbuang lebih sedikit sehingga diperoleh penampang *stack* yang lebih maksimal.

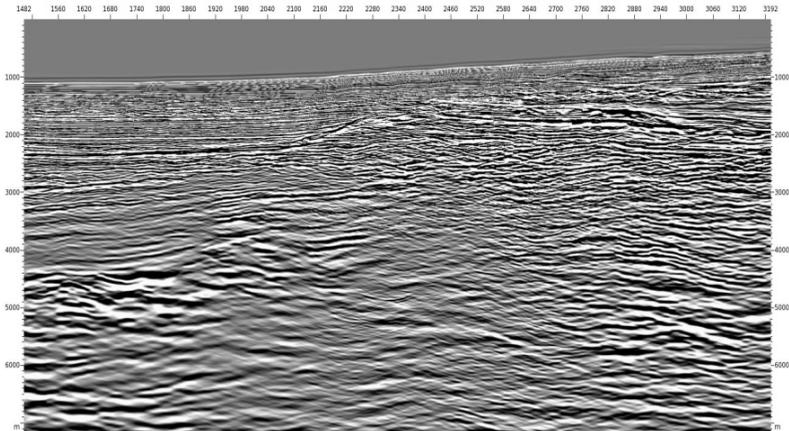


Gambar 4.10 *Depth gather* pada CRP 738. Gambar kiri adalah *gather* sebelum dikoreksi epsilon dan gambar kanan adalah *gather* yang sudah dikoreksi epsilon.

4.2.3 Perbandingan PSDM VTI dengan PSDM Konvensional

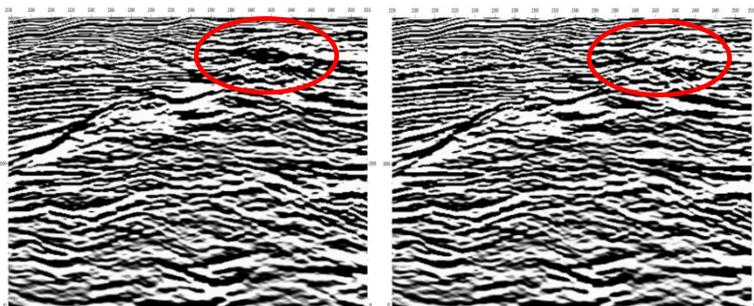
Model kecepatan interval anisotropi akhir dan interval epsilon akhir digunakan sebagai data masukan dalam proses migrasi Kirchhoff VTI 2 dimensi. *Mute* pada *depth gather* VTI dilebarkan melebihi *depth gather* konvensional, sehingga

diperoleh penampang *stacking* yang optimal. Gambar 4.8 merupakan penampang PSDM VTI.



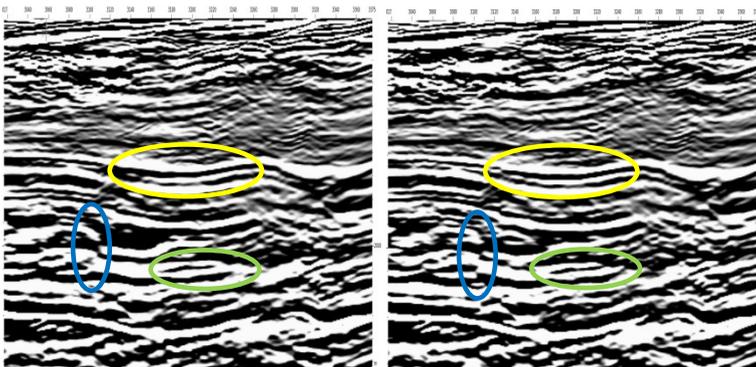
Gambar 4.11 Penampang PSDM VTI.

Penampang PSDM VTI kemudian dianalisa dan dibandingkan dengan penampang PSDM konvensional. Setelah dilakukan analisa diperoleh beberapa zona yang mempunyai perbedaan pencitraan reflektor. Secara umum, PSDM VTI mempunyai keunggulan dalam mencitrakan reflektor. Reflektor hasil PSDM mempunyai reflektor yang lebih menerus dibandingkan PSDM konvensional.



Gambar 4.12 Penampang seismik pada CMP 2230 sampai CMP 2516 di kedalaman 1500 meter hingga 2700 meter. Gambar kiri adalah PSDM konvensional dan gambar kanan adalah PSDM VTI.

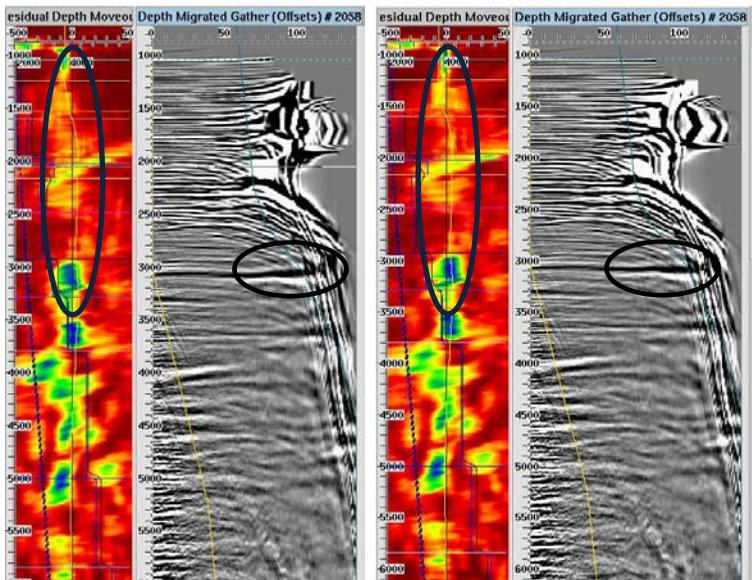
Pada gambar 4.12 di zona *ellips* warna merah terlihat perbedaan pola reflektor, dimana PSDM VTI mampu mencitrakan bidang batas lapisan *main* karbonat secara jelas. Pada PSDM konvensional terlihat reflektor pada bidang batas *top* karbonat sangat tebal, hal ini sangat mengganggu proses interpretasi. Reflektor yang terlihat tebal pada PSDM konvensional disebabkan oleh efek *hockey stick* pada *far offset*. *Mute* lebar pada *depth gather* VTI diterapkan pada *depth gather* konvensional. Pada saat *stacking*, efek *hockey stick* akan ikut *distack*, sehingga reflektor yang dihasilkan menjadi lebih tebal jika dibandingkan dengan reflektor sebenarnya. *Depth gather* VTI dengan efek *hockey stick* yang tereduksi menghasilkan penampang *stack* yang lebih optimal, dimana reflektor terlihat lebih mendekati kondisi geologi sebenarnya.



Gambar 4.13 Penampang seismik pada CMP 3017 sampai CMP 3375 di kedalaman 1000 meter hingga 2500 meter. Gambar kiri adalah PSDM konvensional dan gambar kanan adalah PSDM VTI.

Pada gambar 4.13 terlihat fitur geologi yang mampu dicitrakan oleh PSDM VTI. Pada *ellips* warna kuning dan hijau, reflektor pada penampang PSDM VTI lebih jelas dan menerus. Fitur geologi berupa patahan terlihat jelas pada penampang PSDM VTI, yaitu pada *ellips* warna biru. PSDM konvensional kurang optimal dalam mencitrakan fitur patahan pada *ellips* warna biru. PSDM konvensional hanya mengkoreksi *gather* pada *near-*

offset dan pada *far offset* muncul *hockey stick*, sehingga pada saat *stacking* akan terjadi pelemahan energi di *far offset* yang mengakibatkan reflektor menjadi tidak menerus dan fitur patahan kurang jelas. Berbeda dengan PSDM VTI yang mampu mengkoreksi *gather* pada *far offset* dan mereduksi efek *hockey stick*, sehingga *gather* pada *far offset* relatif menjadi datar. Ketika dilakukan *stacking* pada *gather* VTI akan menghasilkan reflektor dengan energi tinggi dan menghasilkan fitur geologi yang lebih mendekati kondisi sebenarnya.



Gambar 4.14 Hasil *gather* dan *semblance* pada CRP 2058. Gambar kiri adalah *depth gather* konvensional dan gambar kanan adalah *depth gather* VTI.

Gambar 4.14 merupakan *depth gather* dan *semblance* pada CRP 2058, dimana gambar kiri merupakan *depth gather* dan *semblance* konvensional dan gambar kanan merupakan *depth gather* serta *semblance* VTI. Pada *ellips* hitam terlihat *depth gather* VTI pada *far offset* lebih datar jika dibandingkan dengan *depth gather* konvensional yang melengkung ke atas (efek *hockey*

stick). Efek *hockey stick* yang tereduksi meningkatkan nilai *semblance* vertikal dan *residual depth move out* mendekati nol. Hal ini menandakan reflektor yang dihasilkan sudah tepat dan akan menghasilkan penampang *stacking* yang optimal.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan diperoleh kesimpulan sebagai berikut:

1. Penampang seismik PSDM konvensional memberikan citra reflektor yang lebih baik dan mendekati model geologi sebenarnya apabila dibandingkan dengan penampang seismik PSTM
2. PSDM merupakan solusi terbaik untuk mengolah data seismik apabila terdapat variasi kecepatan lateral dan bentuk geometri reflektor yang rumit.
3. PSDM VTI dengan menggunakan koreksi *Non Hyperbolic NMO* yang dikontrol oleh parameter epsilon (ϵ) mampu mereduksi efek *hockey stick* pada *far offset*.
4. Penampang PSDM VTI memberikan pencitraan reflektor yang lebih menerus dan mampu mencitrakan fitur-fitur geologi seperti patahan secara optimal.

5.2 Saran

1. Perlu dilakukan *denoising* dengan menggunakan *filtering* untuk memperoleh penampang yang lebih baik, sehingga mempermudah tahap interpretasi.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, Agus. 2007. *Ensiklopedi Seismik Online*, <URL: <http://ensiklopediseismik.blogspot.com>>.
- Aina, 1999. *Penggunaan Metoda Post Stack Time Migration dan Metoda Pre Stack Depth Migration Pada Data Seismik Lapangan Mentari*. Skripsi, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Aki, K., dan Richard, P.G., 1981. *Quantitative Seismology*. San Francisco: W.H Freeman.
- Alkhalifah, T., 1997. "Velocity Analysis Using Nonhyperbolic Moveout in Transversely Isotropic Media". *Geophysics*, 62: 1839-1854.
- Bastian, 2010. *Pre Stack Depth Migration Anisotropi pada Data Seismik 2-D*. Tugas Akhir. Bandung, Institut Teknologi Bandung.
- Benn, R.H., 2002. *Evaluating the Impact of Fracture-Induced Anisotropy on Reservoir Rock Property Estimates Made from Seismic Data*, Honours Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.
- BHPBilliton, 2005. *Stybarrow Oil Field Development Exmouth Sub Basin*. BHP Billiton, Perth W.A.
- Bona, A., 2009. *Anisotropy in Geophysics*. Perth W.A: Curtin University of Technology.
- Chambers, K.J., 2003. *Analysis of Fracture Induced Anisotropy from Surface Seismic Data*, Honours Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.
- Claerbout, J. F., 1985. *Imaging The Earth's Interior*, Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Connell, J.O., 2002. *Using seismic anisotropy to Characterise Seal and Reservoir Properties in the North West Shelf of WA*, Honours Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.

- Crampin, S., 1984. "An Introduction of Wave Propagation in Anisotropic Media". *Geophysics*, 76: 17-28.
- Davies, A.J., 2003. *An Analysis of Seismic Anisotropy in Permit TL/2 – North West Shelf of WA*, Honours Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.
- Dix, C. H., 1955. "Seismic Velocities from surface measurement", *Geophysics*, 20: 68-86.
- Dobrin, M.B., and Savit, C.H., 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw Hill.
- Fagin, S., 2002, "Model-Based Depth Imaging", *SEG Course Notes Series no.10*, Tulsa.
- Grechka, V., and Tsvankin, I., 2002. "Processing Induced Anisotropy". *Geophysics*, 67: 1920-1928.
- Grechka, V., Contreras, P., and Tsvankin, I., 2007. *Inversion of Normal Moveout for Monoclinic Media*. Colorado School of Mines. Amerika.
- Helbig, K., 1983. "Elliptical Anisotropy-It's Significant and Meaning". *Geophysics*, 48: 825-834.
- Isherwood, M., 1997. *The Effects of A Complex Anisotropy on Seismic P-Waves 2.5D Physical Modelling Experiments*, Honours Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.
- Li, R., 2002. *Inversion for The Elastic Parameters of Layered Transversely Isotropic Media*, PhD Dissertation Curtin University of Technology, Perth W.A.
- Longley, I.M., et.al., 2001. "The North West Shelf of Australia-A Woodside Perspective". Woodside Energy Ltd., Perth W.A.
- Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J., 2003. *The Rock Physics Handbook Tools for Seismic Analysis in porous Media*. Cambridge University Press.
- Mualimin, Hisan, R. S., Djoko, S. B., Sumahardi, B., 2004. "Velocity Model Building pada Pre Stack Depth Migration: (Pencitraan Struktur yang Kompleks)", *Prosiding PIT HAGI 29*, Yogyakarta.

- Paradigm Geophysical, 2007. "GeoDepth EPOS3TE Tutorial Help", *Paradigm Geophysical Co.*, Houston.
- Permana, I.K.A.A., 2010. *Estimation of Seismic Anisotropy Parameters: Stybarrow Field, W.A.*, Master Thesis Curtin University of Technology, Perth W.A.
- Ruger, A., 1997. "P-Wave Reflection Coefficients for Transversely Isotropic Models with Vertical and Horizontal Axis of Symmetry", *Geophysics*, 62: 713-72.
- Sherriff, R.E. and L. P. Geldart, 1982, *Exploration Seismology*, Second edition, Cambridge University Press
- Siliqi, R., 2001. "Filtered Dense η Picking for Non-Hyperbolic Moveout". *ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition*. Brisbane.
- Slater, C., 1997. *Estimation and Modelling of anisotropy in Vertical and Walkaway Seismic profiles at Two North Caucasus Oil Field*. PhD Dissertation. University of Edinburg.
- Thomsen, L., 1986. "Weak Elastic Anisotropy", *Geophysics*, 51: 1954-1966.
- Triarto, Y, R., 2007. *Analisis Velocity Model Building pada PSDM untuk Penggambaran Struktur Bawah Permukaan Daerah 'X'*. Tugas Akhir. Universitas Diponegoro, Semarang.
- Tsvankin, I., 1997. "Anisotropic Parameters and P-Wave Velocity for Orthorhombic Media", *Geophysics*, 62: 1292-1309.
- Tsvankin, I.D., 2001. *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media*. Amsterdam: Pergamon.
- Urosevic, M., 2003. "Using Seismic Anisotropy to Characterize Seal and Reservoir Properties in the North West Shelf of WA" *Mineral and Energy Research Institute of Western Australia (MERIWA)*, Perth W.A.
- Wilkins, M., 2000. *Seismic Imaging in Transversely Isotropic Media*, Honor Thesis, Curtin University of Technology, Perth W.A.

Winterstien, D.F., 1986. "Velocity Anisotropy Terminology for Geophysics", *Geophysics*, 55.

Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Analysis Volume 1 & 2*, Society of Exploration Geophysicist.

BIODATA PENULIS



Thariq Guntoro lahir pada tanggal 26 Agustus 1991. Penulis lahir sebagai anak kedua dari dua bersaudara. Demi meraih cita-citanya, penulis mengawali pendidikan Sekolah Dasar di SDN Kadilangu 1. Kemudian melanjutkan studi Menengah di SMPN 2 Demak. Menapaki remaja, penulis melanjutkan studi di SMAN 1 Demak di bidang Sains. Pada tahun 2010 penulis berhasil mencatatkan namanya sebagai Mahasiswa Baru Jurusan Fisika FMIPA Institut Teknologi Sepuluh Nopember melalui jalur PMDK. Selama kuliah penulis mengambil bidang minat Fisika Bumi. Selama kuliah, penulis aktif dalam organisasi Intra maupun Ekstra Kampus. Mengawali sebagai staff PSDM HIMASIKA di tahun 2011-2012, kemudian penulis menjabat sebagai Ketua Departemen (Kadep) Hubungan Luar HIMASIKA di tahun kepengurusan 2012-2013. Penulis juga aktif di organisasi eksternal dengan menjabat sebagai *Head of Research and development* AAPG ITS SC pada tahun 2013. Dalam perwujudan sebagai seorang Mahasiswa, penulis mencoba aktif menulis penelitian dalam bentuk paper. Selama kuliah penulis berhasil mempublikasikan paper penelitian di beberapa acara nasional maupun internasional antara lain *38th Indonesian Petroleum Association Convention and Exhibition 2014*, ISCSM ITB 2013, ICTAP 2013, AAPG ACE 2013 Pittsburgh, GEO 2014 Bahrain, dan PIT HAGI 2014. Penulis juga beberapa kali terpilih sebagai finalis dalam kegiatan *paper contest*, antara lain *Geoscience Student Competition 2013 Paper Contest UGM* dan *Petroleum Integrated Days Paper Contest 2013*. Untuk keperluan diskusi terkait Tugas Akhir penulis dapat dihubungi di guntorothariq@yahoo.co.id.