

***PRE STACK DEPTH MIGRATION UNTUK KOREKSI EFEK
PULL UP DENGAN MENGGUNAKAN METODE HORIZON
BASED DEPTH TOMOGRAPHY PADA LAPANGAN ‘A1 DAN
A2’***

(Skripsi)

Oleh

ATIKAH AZZAHRA



KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2017

ABSTRACT

PRE STACK DEPTH MIGRATION FOR CORRECTION OF PULL UP EFFECT USING HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY METHOD IN FIELD 'A1 AND A2'

By

ATIKAH AZZAHRA

In the case of seismic data processing with sandstone lithology such as shale and carbonate often get the result of data processing which have pull up effect especially on the time domain migration result. Pre stack depth migration is a processing based on focusing the amplitude according to the actual depth by using the input interval velocity. Migration is performed using kirchhoff pre stack depth migration algorithm. Pre stack depth migration is done with modeling of horizontal based depth tomography method. This method uses residual moveout correction applied along the horizon-picking line. This research uses two field data that is A1 and A2 Field. A1 field has characteristics of carbonate rock that produce pull up shaped similar to carbonate layer. A2 field has a pull-up effect that is not very clear but has build up because of the layer above it. Stages performed starting from the processing of pre stack time migration in the form of velocity picking, generate rms velocity and migration time domain. The pre stack depth migration process begins with a velocity transformation with the dix transformation equation to generate interval velocity, migrate Pre stack depth migration, perform horizon interpretations and perform velocity modeling using the horizon based depth tomography method. The iteration is done 4 times and resulted in the final section of pre stack depth migration which has been corrected by pull up effect.

Keywords: Pre stack depth migration, pull-up effect, horizon based depth tomography

ABSTRAK

PRE STACK DEPTH MIGRATION UNTUK KOREKSI EFEK PULL UP DENGAN MENGGUNAKAN METODE HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY PADA LAPANGAN ‘A1 DAN A2’

Oleh

ATIKAH AZZAHRA

Pada kasus pengolahan data seismik dengan litologi batu pasir seperti *shale* dan karbonat sering sekali didapatkan hasil pengolahan data yang memiliki efek *pull up* terutama pada hasil migrasi domain waktu. *Pre stack depth migration* merupakan pengolahan yang berdasarkan *focusing* amplitudo sesuai dengan kedalaman yang sebenarnya dengan menggunakan *input* kecepatan interval. Migrasi yang dilakukan menggunakan algoritma *kirchhoff pre stack depth migration*. *Pre stack depth migration* yang dilakukan dilengkapi dengan pemodelan kecepatan berupa metode *horizon based depth tomography*. Metode ini menggunakan koreksi *residual moveout* yang diterapkan sepanjang garis hasil *picking* interpretasi horizon. Penelitian ini menggunakan dua data lapangan yaitu lapangan A1 dan A2. Lapangan A1 memiliki karakteristik batuan karbonat yang menghasilkan *pull up* berbentuk mirip dengan lapisan karbonat. Lapangan A2 memiliki efek *pull up* yang tidak terlalu jelas namun mengalami *build up* karena lapisan diatasnya. Tahapan – tahapan yang dilakukan dimulai dari pengolahan *pre stack time migration* berupa *picking* kecepatan, menghasilkan kecepatan rms dan melakukan migrasi domain *time*. Proses *pre stack depth migration* diawali dengan transformasi kecepatan dengan persamaan transformasi *dix* untuk menghasilkan kecepatan interval, melakukan migrasi *Pre stack depth migration*, melakukan interpretasi horizon dan melakukan pemodelan kecepatan dengan metode *horizon based depth tomography*. Iterasi dilakukan sebanyak 4 kali dan menghasilkan *section final pre stack depth migration* yang telah terkoreksi oleh efek *pull up*.

Kata Kunci: *Pre stack depth migration*, *efek pull up*, *horizon based depth tomography*

***PRE STACK DEPTH MIGRATION UNTUK KOREKSI EFEK
PULL UP DENGAN MENGGUNAKAN METODE HORIZON
BASED DEPTH TOMOGRAPHY PADA LAPANGAN ‘A1
DAN A2’***

Oleh

ATIKAH AZZAHRA

Skripsi

**Sebagai salah satu syarat untuk mencapai gelar
SARJANA TEKNIK**

pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTERIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
2017**

Judul Skripsi

: **PRE STACK DEPTH MIGRATION UNTUK
KOREKSI EFEK PULL UP DENGAN
MENGGUNAKAN METODE HORIZON
BASED DEPTH TOMOGRAPHY PADA
LAPANGAN 'A1 DAN A2'**

Nama Mahasiswa

: **Atikah Agzahra**

Nomor Pokok Mahasiswa : 1315051008

Jurusan

: Teknik Geofisika

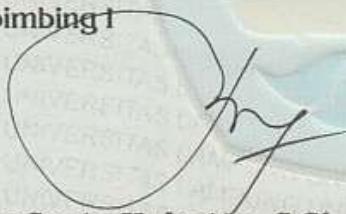
Fakultas

: Teknik

MENYETUJUI

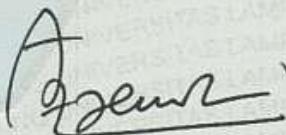
1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I



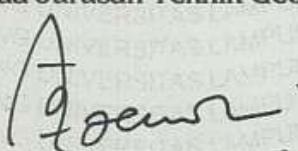
Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.
NIP 19700120 200003 1 001

Pembimbing II



Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP 19720928 199903 1 001

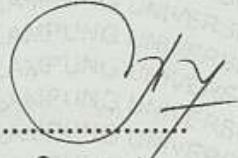
2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

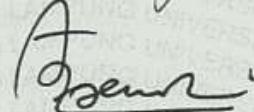


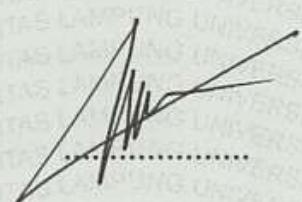
Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP 19720928 199903 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : **Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.** 

Sekretaris : **Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.** 

Penguji
Bukan Pembimbing : **Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.** 

2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Dr. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **16 Agustus 2017**

PERNYATAAN KEASLIAN HASIL KARYA

Saya menyatakan bahwa skripsi yang saya tulis bukan merupakan karya dari orang lain melainkan berdasarkan pemikiran saya sendiri, sebagai syarat memperoleh gelar sarjana. Adapun kutipan tertentu dalam penulisan skripsi ini terdapat karya atau pendapat orang lain yang ditulis menurut sumbernya sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka secara jelas sesuai dengan norma, kaidah dan etika penulisan ilmiah.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenakan sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 23 September 2017



Atikah Azzahra
NPM. 1315051008

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Jakarta pada tanggal 4 April 1996, sebagai anak pertama dari dua bersaudara dari pasangan Bapak Susilo Windarto dan Ibu Reni Mariska. Penulis memulai pendidikan di TK Al Ikhlas Teluk Betung, Bandar Lampung pada tahun 2000, kemudian melanjutkan Sekolah Dasar di SDN Karawaci Baru 1 dari tahun 2001 hingga 2007. Penulis melanjutkan sekolah menegah pertama di SMPN 19 Kota Tangerang pada tahun 2007 hingga lulus pada tahun 2010. Selanjutnya penulis meneruskan sekolah di SMAN 4 Kota Tangerang pada tahun 2010 hingga akhirnya lulus tahun 2013.

Pada tahun 2013 penulis terdaftar sebagai mahasiswa Universitas Lampung Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika melalui jalur SBMPTN. Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif di beberapa organisasi kemahasiswaan seperti Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HIMA TG) pada periode 2014/2015, sebagai anggota Saintek (Sains dan Teknologi) dan sekertaris biro Kesekretariatan pada periode 2015/2016. Selain organisasi internal kampus, penulis juga aktif dalam organisasi eksternal yaitu sebagai anggota AAPG (*American Association of*

Petroleum Geologist) SC Unila sebagai staff *fieldtrip division* pada tahun 2014/2015 dan sekertaris umum AAPG SC Unila pada tahun 2016/2017, menjadi anggota SEG (*Society of Exploration Geophysicsts*) Unila sebagai *young gen* pada tahun 2013/2014 dan anggota *workshop* SEG (*Society of Exploration Geophysicsts*) pada tahun 2014/2017.

Pada bulan Juli hingga Agustus 2016 penulis melaksanakan Kerja Praktik di PPPTMGB “LEMIGAS” di Cipulir, Kebayoran Lama, Jakarta Selatan di bagian eksplorasi 1 dengan melakukan pengolahan data dengan judul “**Pengolahan Data Seismik 2d Marine Post Stack Time Migration Untuk Peningkatan S/N Ratio Pada Perairan AAKP**” selama kurang lebih satu bulan. Pada bulan Maret – Mei tahun 2017 penulis melaksanakan Tugas Akhir (TA) selama kurang lebih 2 bulan di PT Pertamina Upstream Technology Center, dengan judul “**Pre Stack Depth Migration Untuk Koreksi Efek Pull Up Dengan Menggunakan Metode Horizon Based Depth Tomography Pada Lapangan A1 Dan A2**” .Hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada 16 Agustus 2017.

*Aku persembahkan karya sederhana ini
untuk:*

*Ayah dan Mama Tercinta
Susilo Windarto dan Reni Mariska*

*Adik tercayang,
Muhammad Faiz Robbani*

*Yang Terhobat,
Nenek Marliana*

*Eyangti Siti Taruni
Eyangkung Purwanto*

*Sahabat - sahabat terbaik 'Keluarga Teknik
Geofisika 2013'*

Almamaterku Tercinta UNILA

الْغَفُورُ هُوَ إِنَّهُ جَمِيعًا الذُّنُوبَ يَعْفُرُ اللَّهُ إِنَّ اللَّهَ رَحْمَةٌ مِّنْ تَقْتُلُوا لَا أَنْفُسِهِمْ عَلَى أَسْرَفُوا الَّذِينَ عَبَادَيْ يَا قُلْ
الرَّحِيمُ

Katakanlah: “Wahai hamba-hamba-Ku yang melampaui batas terhadap diri mereka sendiri, janganlah kalian berputus asa dari rahmat Allah, sesungguhnya Allah mengampuni dosa-dosa semuanya. Sesungguhnya Dialah Yang Maha Pengampun lagi Maha Penyayang.” (QS AZ-Zumar [39]: 53)

Barang siapa yang menempuh suatu jalan untuk menuntut ilmu. Allah akan memudahkan baginya jalan ke surga (HR Muslim)

LA TAY'AS

When Allah Loves You, He Places the love of you in the heart of people whose love is worth having – DAN

KATA PENGANTAR

Alhamdulillahirobbilalamin, segala puji dan syukur bagi ALLAH SWT yang telah memberikan nikmat, karunia dan perlindungan-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi yang berjudul **“Pre Stack Depth Migration Untuk Koreksi Efek Pull Up Dengan Menggunakan Metode Horizon Based Depth Tomography Pada Lapangan A1 Dan A2”** sebagai salah satu bagian dari kurikulum dan salah satu syarat bagi penulis untuk menyelesaikan studi sebagai Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Skripsi ini merupakan hasil kegiatan Tugas Akhir di PT Pertamin Upstream Technology Center. Namun demikian, penulis menyadari masih banyak ketidaksempurnaan dan banyak kelemahan dalam Skripsi ini. Oleh karena itu penulis mengharapkan kritik dan saran yang membangun agar dapat memperbaiki dan menyempurnakan nya. Semoga Skripsi ini dapat bermanfaat bagi kita semua.

Bandar lampung, 28 Agustus 2017
Penulis,

Atikah Azzahra

SANWACANA

Alhamdulillahirabbil'alamin, penulis memanjatkan puji syukur kehadirat Allah SWT yang telah memberikan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi ini tepat pada waktunya.

Skripsi yang berjudul: "***Pre Stack Depth Migration Untuk Koreksi Efek Pull Up Dengan Menggunakan Metode Horizon Based Depth Tomography Pada Lapangan A1 Dan A2***" adalah salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Penyusunan skripsi ini tidak akan terwujud tanpa adanya dukungan, bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak. Oleh karena itu penulis mengucapkan terimakasih kepada :

1. Kedua orangtua ku tercinta, **Ibu Reni Mariska** dan **Bapak Susilo Windarto** serta adik **Muhammad Faiz Robbani** yang telah memberikan kasih sayang, motivasi serta doa.
1. **Bapak Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D** selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung serta pembimbing akademik yang telah memberikan arahanya dalam hal akademik
2. **Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T** selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika sekaligus sebagai pembimbing kedua yang telah memberikan

- saran dan bimbingan dalam penyusunan skripsi
3. **Bapak Bagus Saptomulyatno, S.Si., M.T.** sebagai pembimbing pertama yang banyak memberikan arahan dan saran dalam penyempurnaan isi skripsi
 4. **Bapak Dr. Muh. Sarkowi, S.Si, M.Si** sebagai pengujinya yang telah memberi kritik, saran dan bimbingan dalam perbaikan-perbaikan skripsi
 5. Seluruh Staf Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, **Pak Marsuno** dan **Mbak Dewi** yang telah memberi banyak bantuan dalam proses administrasi
 6. PT Pertamina Upstream Technology Center sebagai perusahaan yang telah memberi kesempatan untuk melaksanakan Tugas Akhir.
 7. **Bapak Suherman** yang telah menerima dan mengarahkan penulis untuk melaksanakan tugas akhir di PT Pertamina Upstream Technology Center.
 8. **Bapak Bambang Mujihardi** yang telah membimbing penulis selama melaksanakan tugas akhir di PT Pertamina Upstream Technology Center.
 9. **Mba Reni, Mba Mini, Mba Tri, Mba Data, Kak Muza, Kak Yoyo,** serta para pegawai PT Pertamina Upstream Technology Center yang telah banyak membantu penulis saat melaksanakan Tugas Akhir.
 10. **Bapak dosen** Jurusan Teknik Geofisika atas didikan, bimbingan, serta ilmu pengetahuan yang telah diberikan.
 11. Teman seperjuangan selama melaksanakan tugas akhir di PT Pertamina Upstream Technology Center yaitu **Hanun, Clarrisa, Zahratul**, yang telah berbagi ilmu dan memotivasi penulis.
 12. Teman-teman **Teknik Geofisika 2013** yang selalu memberikan bantuan, semangat, motivasi setiap harinya.

13. Keluarga Besar Teknik Geofisika Unila angkatan 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2015 dan 2016 yang telah memberikan dukungan dan semangat untuk penulis.
14. Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu atas segala motivasi, bantuan dan dukungannya selama penulis menempuh bangku perkuliahan sampai menyelesaikan skripsi.

Penulis meminta maaf atas segala kesalahan dan ketidaksempurnaan dalam penyusunan tugas akhir ini. Saran dan kritik membangun sangat diharapkan penulis demi kebaikan di masa yang akan datang. Semoga segala kebaikan dan bantuan yang telah diberikan kepada penulis dibalas oleh Allah SWT dan bermanfaat bagi kita semua.

Bandar Lampung, Agustus 2017
Penulis,

AtikahAzzahra

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
HALAMAN PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
KATA PENGANTAR	xi
SANWACANA	xii
DAFTAR ISI.....	xv
DAFTAR GAMBAR.....	xviii
DAFTAR TABEL	xix
I. PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan.....	2
C. Batasan Masalah	3

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Geologi Regional Cekungan Jawa Barat Utara	4
B. Geologi Regional Cekungan Barito.....	10
C. Koreksi Struktur Lapangan ‘LP’ dengan Menggunakan Metode <i>Pre- Stack Depth Migration</i> (PSDM).....	14
D. Studi Pencitraan Struktur Bawah Permukaan Bumi Menggunakan Pemodelan <i>Constrained Velocity Inversion Dan Grid Based Tomography</i> Pada Lintasan GMR 16 Di Daerah Teluk Cendrawasih.....	17
E. Analisa Kecepatan Seismik dengan Metode Tomografi Residual Moveout	23

III. TEORI DASAR

A. Gelombang Seismik	28
B. Prinsip Gelombang Seismik	31
C. Kecepatan Seismik	34
D. Koreksi NMO	37
E. <i>CDP Gather</i>	39
F. Migrasi Seismik.....	41
G. Prinsip Dasar Migrasi	42
H. Klasifikasi Migrasi	45
I.Migrasi Khirchhoff	47
J. Transformasi Dix.....	50
K. Tomografi Refleksi	51
L. Model <i>Horizon Based Tomography</i>	53
M.Efek <i>pull up</i>	54
N. Inversi Model Based.....	55

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian	56
B. Data Penelitian	56
C. Alat dan Bahan	57
D. Prosedur Penelitian.....	57
a. <i>Import</i> data.....	57
b. Pembacaan <i>line</i> pada <i>base map</i>	58
c. <i>Picking semblance</i>	58
d. <i>Pre stack time migration</i>	58
e. <i>Pre stack depth migration</i>	59
f. Interpretasi horizon.....	59
g. Pemodelan kecepatan	59
h. <i>Residual moveout along horizon</i>	60
i. <i>Iterative PSDM</i>	60
E. Diagram Alir Penelitian	61

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Pengolahan seismik PSTM.....	63
B. Pengolahan seismik PSDM	69
C. Perbaikan model kecepatan metode <i>Horizon Based Depth Tomography</i> .	74
D. Analisa pemodelan kecepatan	80
E. Koreksi Efek <i>pull up</i>	86

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan.....	92
B. Saran	92

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Cekungan Jawa Barat Utara	5
Gambar 2. Stratigrafi Cekungan Jawa Barat	8
Gambar 3. Kerangka tektonik pulau Kalimantan	11
Gambar 4. Tampilan <i>picking semblance stacking</i>	15
Gambar 5. Hasil penampang yang dihasilkan dari proses <i>Pre Stack Time Migration</i> (PSTM)	15
Gambar 6. Hasil penampang yang dihasilkan dari proses <i>Pre Stack Depth Migration</i> (PSDM)	16
Gambar 7. Penampang kecepatan Interval	17
Gambar 8. Hasil Penampang PSTM.....	19
Gambar 9. Hasil Penampang PSTM.....	20
Gambar 10. <i>Depth migrated gather</i> dan <i>semblance</i> CRP 288O <i>intial</i>	21
Gambar 11. <i>Depth migrated gather</i> dan <i>semblance</i> CRP 288O <i>final</i>	22
Gambar 12. Model Kecepatan Awal	23
Gambar 13. Penampang Seismik Dalam Domain Kedalaman	24
Gambar 14. <i>Common Image Point</i> (CIG).....	24
Gambar 15. Picking kecepatan metode <i>Horizon-Based</i>	25
Gambar 16. CIG sebelum dan sesudah dilakukan <i>picking velocity</i>	25
Gambar 17. Model Kecepatan Baru	26
Gambar 18. Penampang seismik dengan menggunakan model kecepatan dari metode <i>inverse tomografi</i>	26
Gambar 19. Gerakan Partikel Gelombang Primer.....	28
Gambar 20. Gerakan Partikel Gelombang Sekunder.....	29
Gambar 21. Gerakan Partikel Gelombang Rayleigh	30

Gambar 22. Gerakan Partikel Gelombang Love	31
Gambar 23. Prinsip Snellius	32
Gambar 24. Ilustrasi prinsip <i>Huygens</i>	33
Gambar 25. Ilustrasi Hukum Fermat	34
Gambar 26. Ilustrasi NMO <i>correction</i>	39
Gambar 27. Ilustrasi Pengumpulan Data Rekaman Seismik Refleksi (a) CDP Gather, (b) CDP <i>Gather</i> Sebelum Koreksi NMO, (c) CDP <i>Gather</i> Setelah Koreksi NMO, dan (d) <i>Stacking Trace</i>	40
Gambar 28. (a) Sebelum dilakukan migrasi (b) Setelah dilakukan migrasi	41
Gambar 29. Prinsip Dasar Migrasi	43
Gambar 30. Skema Kurva Difraksi	44
Gambar 31. Model Kecepatan Migrasi.....	46
Gambar 32. Metode migrasi <i>Kirchhoff</i> a) pola penjumlahan difraksi; b) setelah migrasi	49
Gambar 33. Model tomografi sederhana	51
Gambar 34. <i>Horizon baased tomography</i>	53
Gambar 35. Ilustrasi efek <i>pull up</i>	54
Gambar 36. Diagram Alir Penelitian.....	61
Gambar 37. (a) <i>Gather</i> Lapangan A2 dan (b) <i>Gather</i> Lapangan A1	64
Gambar 38. <i>Base Map</i> Data Lintasan A1	64
Gambar 39. <i>Base Map</i> Data Lintasan A2	65
Gambar 40. Proses <i>picking semblance</i> pada lintasan A1	65
Gambar 41. Proses <i>picking semblance</i> pada lintasan A2	66
Gambar 42. RMS <i>velocity</i> lapangan A1	67
Gambar 43. RMS <i>velocity</i> lapangan A2	67
Gambar 44. <i>Section time migrated</i> lapangan A1	68
Gambar 45. <i>Section time migrated</i> lapangan A2.....	69
Gambar 46. Interval <i>velocity</i> lapangan A1	69
Gambar 47. Interval <i>velocity</i> lapangan A2	70
Gambar 48. Migrasi <i>aperture</i> 1050.7 m lapangan A1.....	71
Gambar 49. Migrasi <i>aperture</i> 1951.3 m lapangan A1.....	71
Gambar 50. Migrasi <i>aperture</i> 3001. 9 m lapangan A1.....	72

Gambar 51. Migrasi <i>aperture</i> 679.4 m lapangan A2.....	72
Gambar 52. Migrasi <i>aperture</i> 981.4 m lapangan A2.....	73
Gambar 53. Migrasi <i>aperture</i> 1811.8 m lapangan A2.....	73
Gambar 54. Interpretasi Horizon Lapangan A1	74
Gambar 55. Interpretasi Horizon Lapangan A2	74
Gambar 56. <i>Velocity View</i> lapangan A1	76
Gambar 57. <i>Velocity View</i> lapangan A2	76
Gambar 58. Analisis residual moveout lapangan A1	77
Gambar 59. Analisis residual moveout lapangan A2	78
Gambar 60. <i>Vel view update</i> lapangan A1	79
Gambar 61. <i>Vel view update</i> lapangan A2	80
Gambar 62. Model kecepatan lapangan A1 (a) Kecepatan RMS (b) Kecepatan <i>Initial Tomografi</i> (c) Kecepatan <i>final tomografi</i>	81
Gambar 63. Model kecepatan lapangan A2 (a) Kecepatan RMS (b) Kecepatan <i>Initial Tomografi</i> (c) Kecepatan <i>final tomografi</i>	82
Gambar 64. Perbandingan antara (a) Model kecepatan <i>final</i> dengan (b) PSTM Lapangan A1	83
Gambar 65. Perbandingan antara (a) Model kecepatan <i>final</i> dengan (b) PSTM Lapangan A2	84
Gambar 66. <i>Section Pre-Stack Time Migration</i> lapangan A1	86
Gambar 67. <i>Section Pre-Stack Depth Migratio initial</i> lapangan A1	86
Gambar 68. <i>Section Pre-Stack Depth Migration</i> lapangan A1	87
Gambar 69. Perbandingan hasil PSTM (a) dan PSDM (b) lapangan A1	87
Gambar 70. <i>Section Pre-Stack Time Migration</i> lapangan A2	88
Gambar 71. <i>Section Pre-Stack Depth Migration initial</i> lapangan A2	89
Gambar 72. <i>Section Pre-Stack Depth Migration</i> lapangan A2	89
Gambar 73. Perbandingan PSTM a.(i), b (i) dan PSDM a.(ii), b (ii) lapangan A2	90

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Jadwal Penelitian.....	56
Tabel 2. Data Lapangan A1	62
Tabel 3. Data Lapangan A2.....	63

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Metode seismik adalah metode geofisika yang terbaik digunakan dalam dunia eksplorasi hidrokarbon. Metode seismik refleksi memberikan kontribusi besar dalam kegiatan eksplorasi seismik. Metode seismik merupakan metode yang sangat baik untuk pencitraan bawah permukaan. Hal ini disebabkan metode seismik mempunyai ketepatan serta resolusi yang tinggi dalam memodelkan struktur geologi di bawah permukaan bumi.

Untuk mencitrakan bawah permukaan dengan akurat dan mendapatkan gambaran bawah struktur permukaan, pengolahan data seismik tersebut dilakukan. Karena hasil data akuisisi di lapangan masih banyak dipengaruhi oleh *noise* dan belum menggambarkan struktur geologi bawah permukaan yang sebenarnya, sehingga perlu dilakukan teknik-teknik pengolahan data seismik yang lebih spesifik. Hasil akhir dari suatu pengolahan data seismik adalah suatu penampang seismik yang telah dilakukan migrasi. Migrasi merupakan tahapan dalam pengolahan data seismik yang bertujuan untuk mengembalikan reflektor miring ke posisi sebenarnya, sehingga meningkatkan resolusi spasial hasil dari gambaran seismik bawah permukaan (Yilmaz, 2000).

Pada kondisi litologi yang beragam dan variasi kecepatan lateral yang cukup kompleks teknik PSTM (*Pre Stack Time Migration*) atau dengan kata lain

migrasi dengan domain waktu tidak memberi solusi. Teknik PSTM hanya dapat mengatasi variasi kecepatan data secara vertikal, oleh karena itu digunakanlah teknik PSDM (*Pre Stack Depth Migration*). Teknik ini dapat digunakan untuk mengatasi variasi kecepatan secara lateral dan vertikal. Pada kasus tertentu metode PSDM merupakan solusi untuk identifikasi permasalahan untuk litologi yang memiliki efek *pull-up*.

Efek *pull up* terjadi pada litologi batu pasir akibat perbedaan kecepatan pada *shale* dan karbonat. Perbedaan kecepatan secara lateral yang cukup besar mengakibatkan terjadinya kesalahan dalam pembuatan model kecepatan, sehingga citra bawah permukaan yang dihasilkan menjadi tidak akurat, oleh karena itu dibutuhkan metode yang lebih efektif dan akurat untuk menyelesaikan permasalahan ini.

Metode *Horizon Based Depth Tomography* merupakan analisis tomografi untuk perbaikan model kecepatan yang sangat efektif untuk mengoreksi efek *pull up* pada penampang seismik. Hasil pemodelan ini diharapkan dapat memberikan suatu informasi akurat untuk menghasilkan suatu penampang seismik yang dapat digunakan selanjutnya dalam interpretasi data seismik.

B. Tujuan

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

- a. Melakukan pemodelan kecepatan *Horizon Based Depth Tomography*, sehingga dihasilkan penampang seismik yang terkoreksi oleh efek *pull-up*.

- b. Menganalisis penampang seismik hasil *Pre Stack Depth Migration* dalam mencitrakan struktur bawah permukaan yang lebih baik dan akurat.
- c. Membandingkan hasil pengolahan dengan teknik *Pre Stack Time Migration* dan *Pre Stack Depth Migration*

C. Batasan Masalah

Adapun batasan masalah penelitian ini adalah untuk melakukan koreksi efek *pull up* pada penampang seismik 2D *Pre Stack Time Migration* dengan metode pemodelan kecepatan *Horizon Based Depth Tomography* yang terpengaruh pemodelan berbentuk *blocky* menggunakan *Software Geodepth 2D* dari *Paradigm 15.5*, sehingga didapatkan hasil penampang seismik yang akurat.

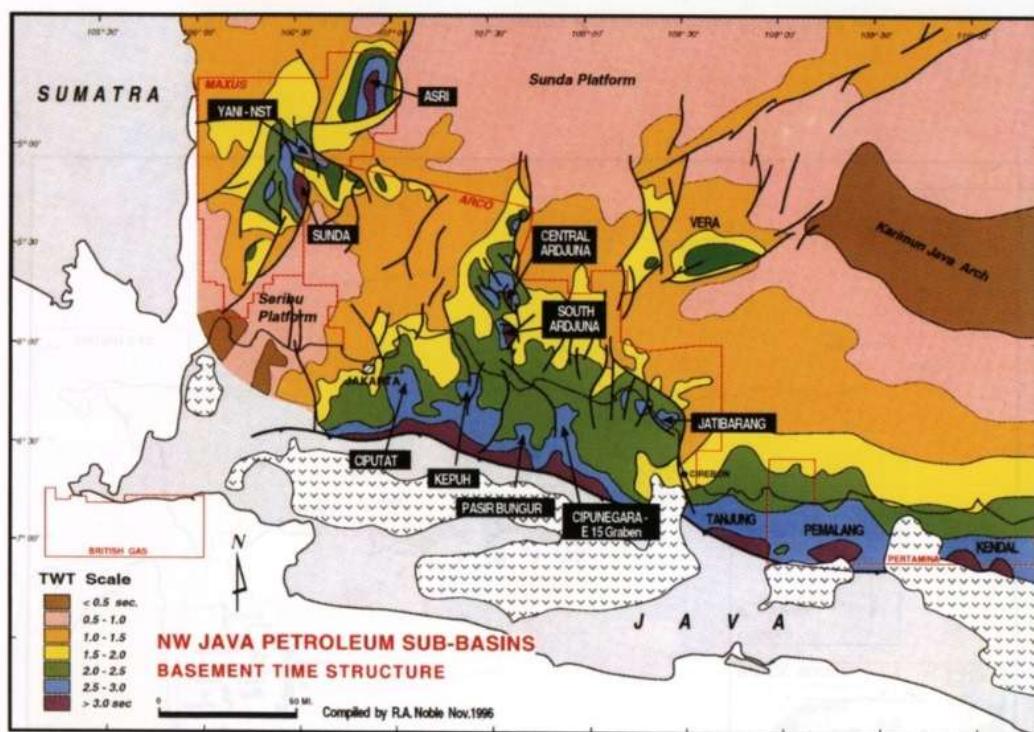
II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Geologi Regional Cekungan Jawa Barat Utara

Cekungan ini terletak di antara Paparan Sunda di Utara, Jalur Perlipatan – Bogor di Selatan, daerah Pengangkatan Karimun Jawa di Timur dan Paparan Pulau Seribu di Barat. Cekungan Jawa Barat Utara dipengaruhi oleh sistem *block faulting* yang berarah Utara – Selatan. Patahan yang berarah Utara - Selatan membagi cekungan menjadi graben atau beberapa *sub-basin*, yaitu Jatibarang, Pasir Putih, Ciputat, Rangkas Bitung dan beberapa tinggian *basement*, seperti Arjawinangun, Cilamaya, Pamanukan, Kandanghaur–Waled, Rengasdengklok dan Tangerang. Berdasarkan stratigrafi dan pola strukturnya, serta letaknya yang berada pada pola busur penunjaman dari waktu ke waktu, ternyata cekungan Jawa Barat telah mengalami beberapa kali fase sedimentasi dan tektonik sejak Eosen sampai dengan sekarang.

Cekungan Jawa Barat Utara terdiri dari dua area, yaitu laut (*offshore*) di Utara dan darat (*onshore*) di Selatan (Darman dan Sidi, 2000). Seluruh area didominasi oleh patahan ekstensional (*extensional faulting*) dengan sangat minim struktur kompresional. Cekungan didominasi oleh *rift* yang berhubungan dengan patahan yang membentuk beberapa struktur deposenter (*half graben*), antara lain deposenter utamanya yaitu Sub-Cekungan Arjuna dan Sub-Cekungan Jatibarang, juga deposenter yang lain seperti: Sub-Cekungan Ciputat, Sub-Cekungan

Pasirputih. Deposenter - deposenter itu didominasi oleh sikuan Tersier dengan ketebalan melebihi 5500 m.



Gambar 1. Cekungan Jawa Barat Utara (Nobel, dkk 1997)

Struktur yang penting pada cekungan tersebut yaitu terdiri dari bermacam-macam area tinggian yang berhubungan dengan antiklin yang terpatahkan dan blok tinggian (*horst block*), lipatan pada bagian yang turun pada patahan utama, *keystone folding* dan mengena pada tinggian batuan dasar. Struktur kompresional hanya terjadi pada awal pembentukan *rift* pertama yang berarah relatif barat laut - tenggara pada periode Paleogen. Sesar ini akan aktif kembali pada Oligosen.

Tektonik Jawa Barat dibagi menjadi tiga fase tektonik yang dimulai dari Pra Tersier hingga Plio-Pliostosen. Fase tektonik tersebut adalah sebagai berikut :

1. Tektonik Pertama

Pada zaman akhir Kapur awal Tersier, Jawa Barat Utara dapat diklasifikasikan sebagai ‘Fore Arc Basin’ dengan dijumpainya orientasi struktural mulai dari Cileutuh, Sub Cekungan Bogor, Jatibarang, Cekungan Muriah dan Cekungan Florence Barat yang mengindikasikan kontrol ‘Meratus Trend’. Periode Paleogen (Eosen - Oligosen) di kenal sebagai *Paleogen Extensional Rifting*. Pada periode ini terjadi sesar geser mendatar menganan utama krataon Sunda akibat dari peristiwa tumbukan Lempeng Hindia dengan Lempeng Eurasia. Sesar-sesar ini mengawali pembentukan cekungan - cekungan Tersier di Indonesia Bagian Barat dan membentuk Cekungan Jawa Barat Utara sebagai *pull apart basin*.

Tektonik ekstensi ini membentuk sesar - sesar bongkah (*half graben system*) dan merupakan fase pertama *rifting* (*Rifting I : fill phase*). Sedimen yang diendapkan pada *rifting* I ini disebut sebagai sedimen *synriff I*. Cekungan awal *rifting* terbentuk selama fragmentasi, rotasi dan pergerakan dari kraton Sunda. Dua trend sesar normal yang diakibatkan oleh perkembangan *rifting- I (early fill)* berarah N 60° W – N 40° W dan hampir N – S yang dikenal sebagai Pola sesar Sunda. Pada masa ini terbentuk endapan lacustrin dan volkanik dari Formasi Jatibarang yang menutup rendahan-rendahan yang ada. Proses sedimentasi ini terus berlangsung dengan dijumpainya endapan transisi Formasi Talangakar. Sistem ini kemudian diakhiri dengan diendapkannya lingkungan karbonat Formasi Baturaja.

2. Tektonik kedua

Fase tektonik kedua terjadi pada permulaan Neogen (Oligo-Miosen) dan dikenal sebagai *Neogen Compressional Wrenching*. Ditandai dengan pembentukan sesar-sesar geser akibat gaya kompresif dari tumbukan Lempeng

Hindia. Sebagian besar pergeseran sesar merupakan reaktifasi dari sesar normal yang terbentuk pada periode Paleogen. Jalur penunjaman baru terbentuk di selatan Jawa. Jalur volkanik periode Miosen Awal yang sekarang ini terletak di lepas pantai selatan Jawa. Deretan gunungapi ini menghasilkan endapan gunungapi bawah laut yang sekarang dikenal sebagai “*old andesite*” yang tersebar di sepanjang selatan Pulau Jawa. Pola tektonik ini disebut Pola Tektonik Jawa yang merubah pola tektonik tua yang terjadi sebelumnya menjadi berarah barat-timur dan menghasilkan suatu sistem sesar naik, dimulai dari selatan (Ciletuh) bergerak ke utara. Pola sesar ini sesuai dengan sistem sesar naik belakang busur atau yang dikenal “*thrust foldbelt system*”.

3. Tektonik Terakhir

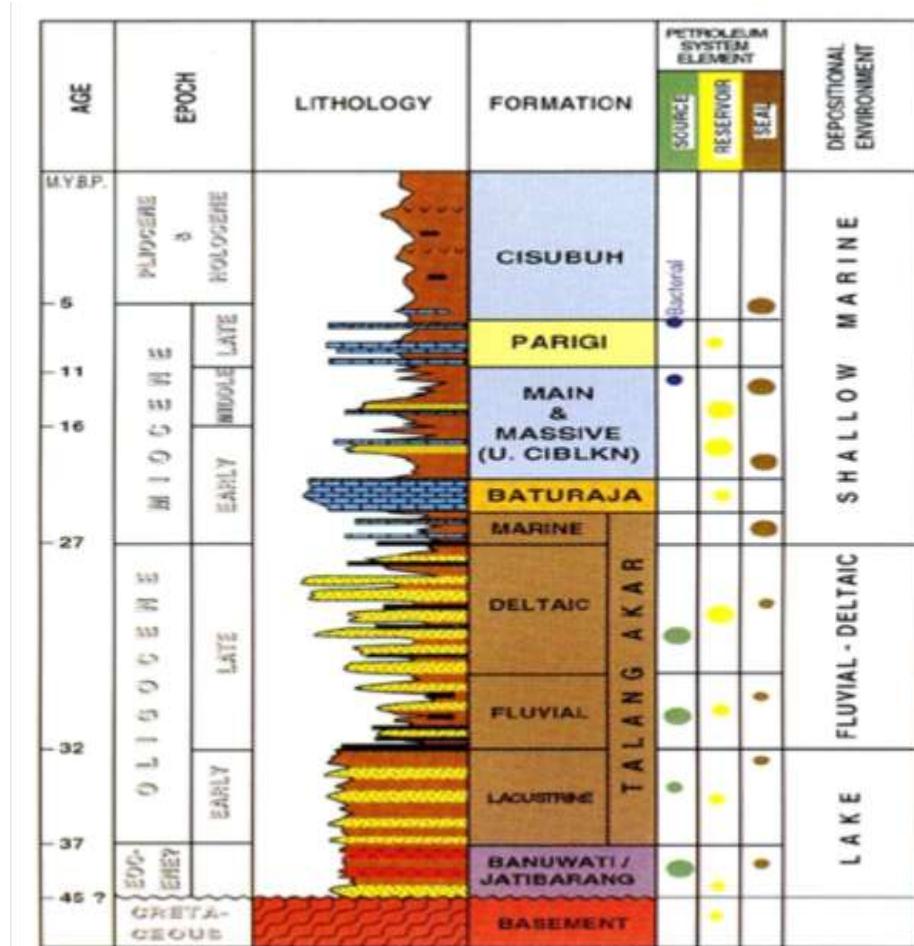
Fase tektonik akhir yang terjadi adalah pada Pliosen – Pleistosen, dimana terjadi proses kompresi kembali dan membentuk perangkap-perangkap struktur berupa sesar-sesar naik di jalur selatan Cekungan Jawa Barat Utara. Sesar-sesar naik yang terbentuk adalah sesar naik Pasirjadi dan sesar naik Subang, sedangkan di jalur utara Cekungan Jawa Barat Utara terbentuk sesar turun berupa sesar turun Pamanukan. Akibat adanya perangkap struktur tersebut terjadi kembali proses migrasi hidrokarbon.

Secara umum stratigrafi Jawa Barat sebelah Utara berturut-turut dari yang tertua hingga yang termuda adalah:

1. Batuan Dasar (*Basement*)

Batuan Dasar adalah batuan beku andesitik dan basaltik serta batuan metamorf (Sinclair, dkk. 1995). Kelompok batuan ini berumur pra - Tersier hingga Awal

Paleosen. Lingkungan pengendapannya merupakan suatu permukaan dengan sisa vegetasi tropis yang lapuk (Koesoemadinata, 1980).



Gambar 2. Stratigrafi Cekungan Jawa Barat Utara (Noble dkk., 1997)

2. Formasi Jatibarang

Merupakan batuan yang diendapkan pada *early synrifting system*. Dijumpai di bagian tengah dan timur dari Cekungan Jawa Barat Utara. Sedangkan di bagian barat cekungan formasi ini sangat tipis bahkan tidak ada. Formasi ini terdiri dari tufa, breksi, agglomerat dan konglomerat alas. Formasi ini diendapkan pada fasies *continental-fluvial*. Minyak dan gas di beberapa tempat dapat ditemukan direkahan-rekahan tuff tersebut. Umur formasi ini adalah dari kala Eosen Akhir

sampai Oligosen awal (Budiyani dkk, 1991). Formasi ini terletak secara tidak selaras diatas Batuan Dasar.

3. Formasi Talangakar

Pada fase *synrift* berikutnya diendapkan Formasi Talangakar. Awalnya berfasies *fluvial* hingga *deltaik* yang kemudian berkembang sampai fasies *marin*. Litologi formasi ini diawali oleh perselingan sedimen batupasir dengan serpih *non marin* dan diakhiri oleh perselingan antara batugamping, serpih dan batupasir dalam fasies marin. Ketebalan Formasi ini sangat bervariasi dari beberapa meter yang berada di Tinggian Rengasengklok sampai 254 m yang berada di Tinggian Tangerang hingga diperkirakan 1500 m lebih untuk di pusat Dalaman Ciputat. Pada tahap akhir sedimentasi dari Formasi Talangakar ini ditandai dengan berakhirnya sedimentasi *synrift*. Formasi ini diendapkan pada kala Oligosen sampai dengan Miosen Awal. Pada formasi ini juga dijumpai lapisan batubara yang kemungkinan terbentuk pada lingkungan delta. Batubara dan serpih tersebut merupakan batuan induk untuk hidrokarbon. Ketebalan formasi ini berkisar antara 50 – 300 m (Budiyani dkk, 1991).

4. Formasi Baturaja

Pengendapan Formasi Baturaja ini terdiri dari batugamping, baik yang berupa paparan maupun yang berkembang sebagai *reef build up*, yang menandai fase post rift dan secara regional menutupi seluruh sedimen klastik Formasi Talangakar marin di Cekungan Jawa Barat Utara. Perkembangan batugamping terumbu pada umumnya dijumpai di daerah tinggian (Tinggian Cilamaya dan Tinggian Tangerang).

5. Formasi Cibulakan Atas

Formasi ini terdiri dari perselingan antara serpih dengan batupasir dan batugamping, baik yang berupa batugamping klastik maupun secara batugamping terumbu *Mid Main Carbonate* (MMC) yang berkebang secara setempat-setempat.

6. Formasi Parigi

Formasi Parigi terdiri dari batugamping, baik klastik maupun batugamping terumbu. Pengendapan batugamping ini melampar di seluruh Cekungan Jawa Barat Utara, dan pada umumnya berkembang sebagai batugamping terumbu yang menumpang secara selaras di atas Formasi Cibulakan Atas. Pengendapan batu gamping ini melampar keseluruh Cekungan Jawa Barat Utara. Lingkungan pengendapan formasi ini adalah laut dangkal – neritik tengah (Arpandi dan Patmosukismo, 1975). Kontak antara Formasi Parigi dengan Formasi Cisubuh di atasnya sangat tegas. Formasi ini diendapkan pada kala Miosen Akhir-Pliosen.

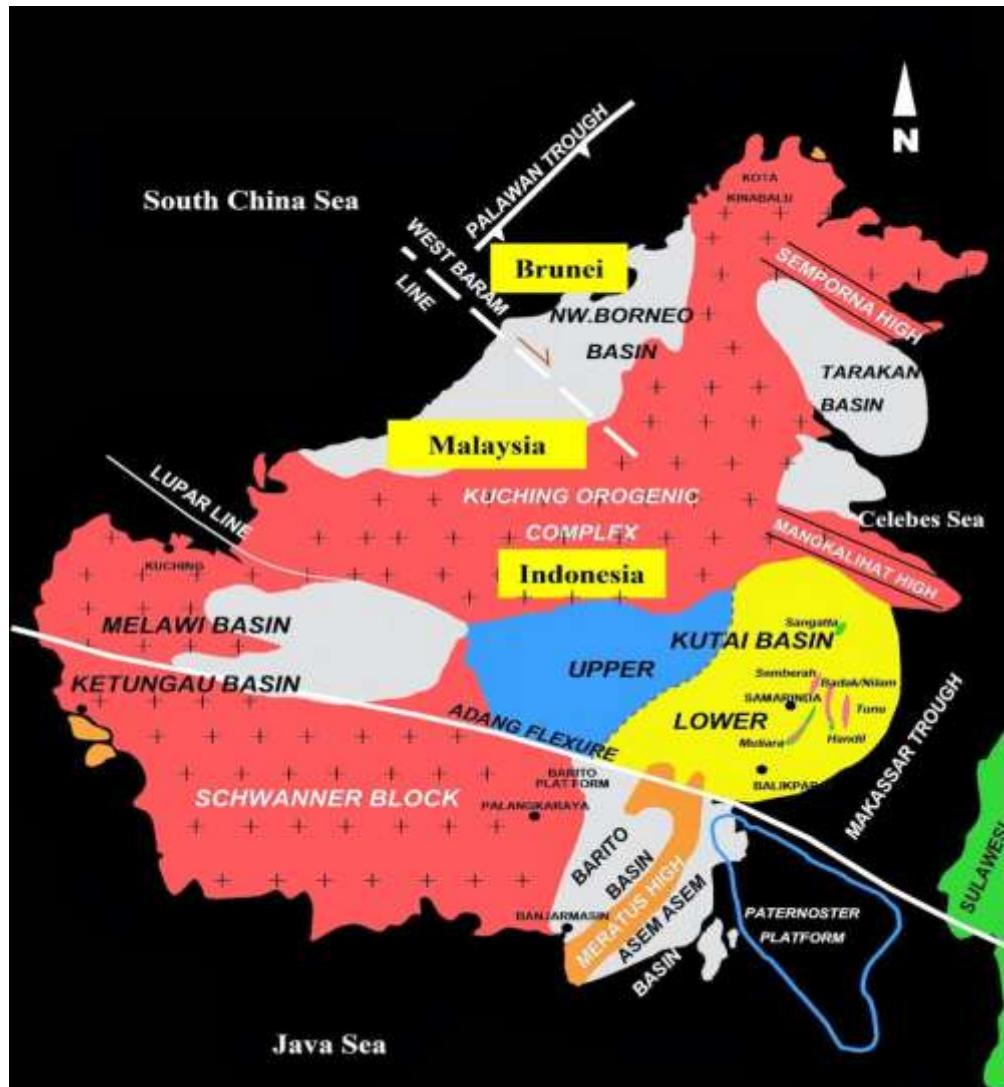
7. Formasi Cisubuh

Formasi Cisubuh terdiri dari sedimen klastik serpih, batulempung, batupasir, dan di tempat yang sangat terbatas diendapkan juga batugamping tipis. Sedimentasi ini sekaligus mengakhiri proses sedimentasi di Cekungan Jawa Barat Utara.

B. Geologi Regional Cekungan Barito

Cekungan Barito merupakan cekungan berumur Tersier yang terletak di bagian tenggara *Schwaner Shield* di daerah Kalimantan Selatan. Cekungan ini dibatasi Pegunungan Meratus pada bagian timur dan pada bagian utaranya

berbatasan dengan Cekungan Kutai. Cekungan Barito pada bagian selatan dibatasi Laut Jawa dan bagian barat dibatasi oleh Paparan Sunda (Kusuma dan Nafi, 1986). Cekungan Barito termasuk didalamnya *Meratus Range* yang dicirikan dengan endapan berumur Paleogen yang terdiri dari batupasir kuarsa, konglomerat, serpih, batulempung, lapisan batubara dan pada bagian atasnya berupa napal dan batugamping yang telah mengalami perlipatan dan pensesaran secara intensif pada akhir zaman Tersier (Van Bemmelen, 1949).



Gambar 3. Kerangka tektonik pulau Kalimantan (Bachtiar, 2006)

Secara umum sedimentasi di Cekungan Barito merupakan suatu daur lengkap sedimentasi yang terdiri dari seri transgresi dan regresi. Fase transgresi terjadi pada kala Eosen – Miosen Awal dan disertai dengan pengendapan Formasi Tanjung dan Berai, sedangkan fase regresi berlangsung pada kala Miosen Tengah hingga Pliosen bersamaan dengan diendapkannya Formasi Warukin dan Dahor (Kusuma dan Nafi, 1986). Menurut Sikumbang dan Heryanto (1987), urutan stratigrafi Cekungan Barito dari tua ke muda adalah sebagai berikut :

1. Batuan Alas

Batuan alas ini berumur pra - Tersier dan merupakan batuan dasar dari batuan-batuan Tersier. Komposisinya terdiri dari beberapa batuan, yaitu lava andesit, batugamping klastik dan konglomerat polimik.

2. Formasi Tanjung

Formasi Tanjung diendapkan secara tidak selaras di atas batuan pra-Tersier. Formasi ini dibagi menjadi dua anggota, dari tua ke muda yaitu:

1. Tanjung Bawah, terdiri dari konglomerat, batupasir, batubara sebagai hasil endapan pantai-paralik.
2. Tanjung Atas, terdiri dari batulempung, napal, dan batugamping fosilan yang merupakan endapan laut dangkal.

Formasi Tanjung berumur Eosen. Formasi Tanjung mempunyai ketebalan 1300 m dengan lingkungan pengendapan paralik – delta – laut dangkal. Formasi Tanjung pertama kali ditemukan di kampung Tanjung, penyebarannya meliputi daerah Kambitu, Tanjung, Panaan dan Manunggal di daerah Tanjung Raya. Fosil penunjuk Formasi Tanjung adalah *Discocyclina* sp, *Nummulites djogjakartae*, *Nummulites pengaronensis* dan *Sigmoilina personata*.

3. Formasi Berai

Formasi ini terletak selaras di atas Formasi Tanjung. Formasi Berai dibagi menjadi tiga anggota, dari tua ke muda yaitu:

1. Berai Bawah, merupakan selang-seling batugamping, batulempung dan napal.
2. Berai Tengah, merupakan batugamping masif.
3. Berai Atas, merupakan selang-seling serpih, batulanau dan batugamping dengan sisipan tipis batubara.

Formasi Berai berumur Oligosen – Miosen Awal. Formasi Berai mempunyai ketebalan 1250 m dengan lingkungan pengendapannya laguna dan laut dangkal. Formasi Berai pertama kali ditemukan di Gunung Berai dan penyebarannya meliputi seluruh daerah Cekungan Barito. Fosil penunjuk Formasi Berai adalah *Heterosgina borneoensis*, *Nummulites fichtel*, dan *Spyroclypeus leupoldi*.

4. Formasi Warukin

Formasi Warukin terletak selaras di atas Formasi Berai. Formasi Warukin terdiri dari tiga anggota, dari tua ke muda yaitu:

1. Warukin Bawah, merupakan selang-seling napal, batugamping, serpih, dan serpih gampingan.
2. Warukin Tengah, terdiri dari napal, lanau, lempung dan lapisan pasir tipis dengan sisipan batubara.
3. Warukin Atas, terdiri dari batubara dengan sisipan lempung karbonat dan batupasir.

Formasi Warukin berumur Miosen Awal – Miosen Akhir. Formasi ini mempunyai ketebalan 300 – 500 m dengan lingkungan pengendapan paralik - delta. Formasi Warukin pertama kali ditemukan di desa Warukin, Tanjung Raya

Kalimantan Selatan. Penyebaran formasi ini meliputi seluruh Cekungan Barito. Fosil penunjuk *Heterostigma* sp, *Lepidocyclina* sp dan *Spyroclypeus leupoldi*.

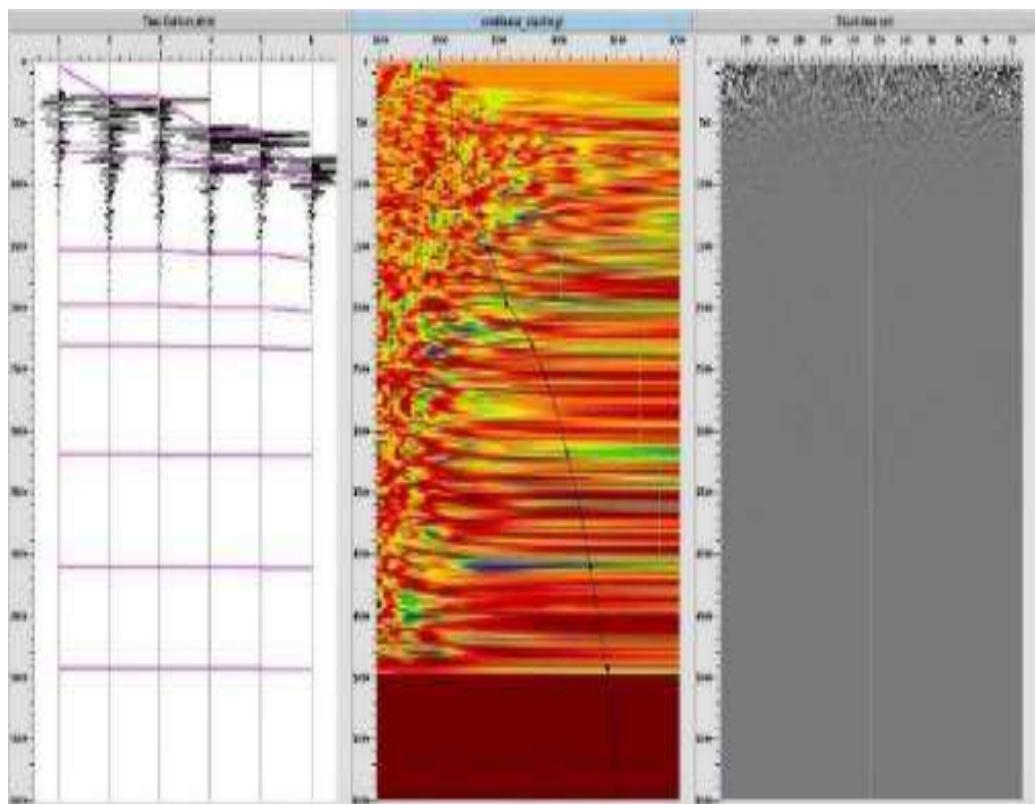
5. Formasi Dahor

Formasi Dahor diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Warukin. Formasi ini tersusun oleh batupasir kuarsa putih kurang padat, sebagian berupa pasir lepas, bersisipan lempung, lanau abu-abu, lignit dan limonit. Di beberapa lokasi ditemukan sisipan kerakal kuarsa, kerakal batuan beku bersifat granitis dan batuan metasedimen. Formasi ini diperkirakan berumur Miosen Akhir sampai Pliosen dengan lingkungan pengendapan paralik. Formasi ini mempunyai ketebalan 300 m. Formasi Dahor pertama kali ditemukan di kampung Dahor dan penyebarannya ke arah timur dan barat. Susunan stratigrafi Cekungan Barito secara keseluruhan dapat dilihat pada gambar dibawah (kanan).

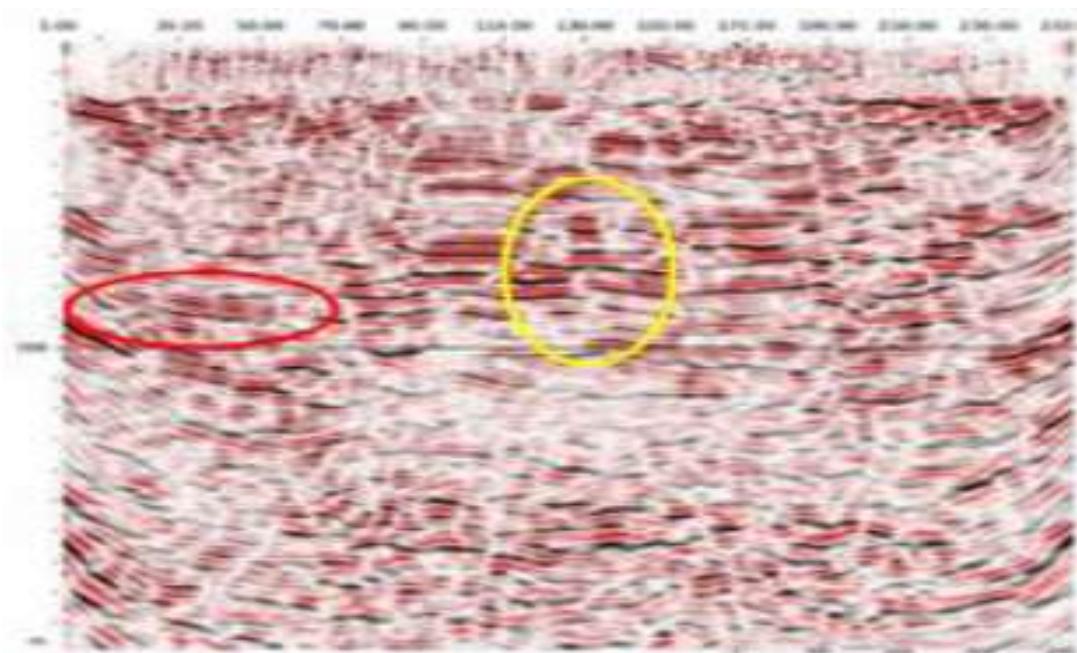
C. Koreksi Struktur Lapangan “LP” dengan Menggunakan Metode *Pre Stack Depth Migration* (PSDM)

Penelitian ini menggunakan metode *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) yang dilakukan untuk koreksi struktur lapangan. Penelitian ini dilakukan dengan tujuan untuk mengetahui pengaruh pemodelan kecepatan dengan menggunakan *horizon based depth tomography* juga untuk mengetahui manfaat dari metode PSDM *Common Reflection Angle Migration* (CRAM). Langkah dimulai dari *picking semblance* untuk memperoleh nilai kecepatan RMS (*root mean square*). Pengolahan *picking semblance* seperti yang terdapat pada (**Gambar 4**).

Nilai V_{rms} yang diperoleh dijadikan sebagai *input* dari proses PSTM. Selanjutnya dilakukan transformasi kecepatan dari V_{rms} menjadi $V_{interval}$ dimana kecepatan dijadikan sebagai *input* dari metode PSDM.

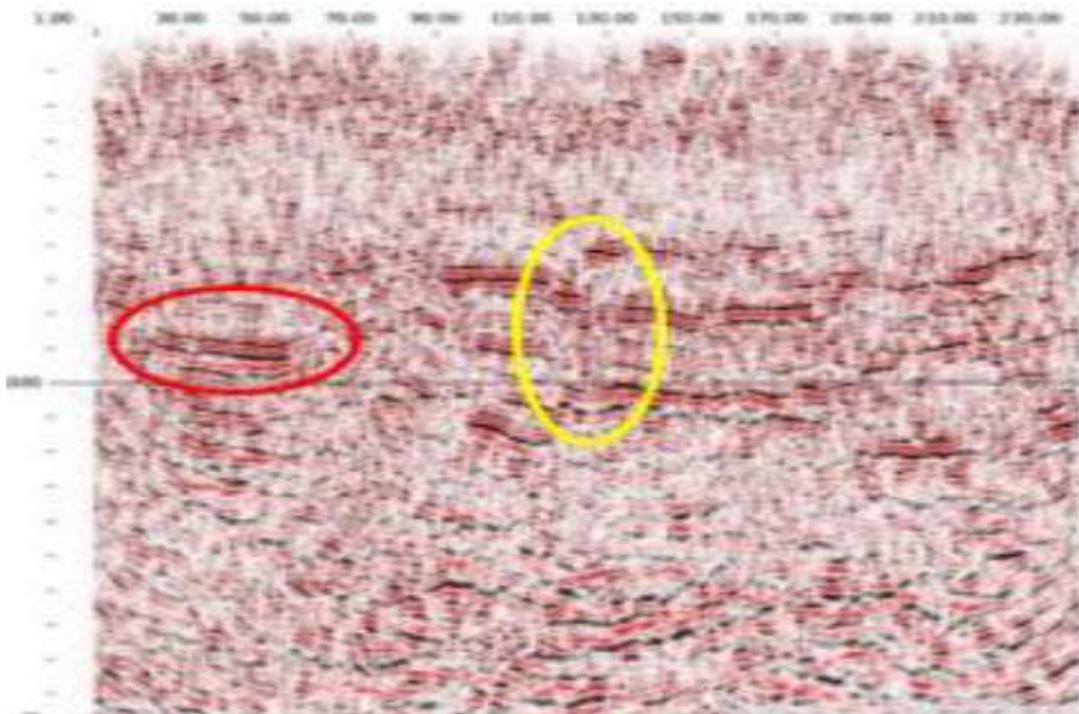


Gambar 4. Tampilan *picking semblance Stacking* (Purnawati dan Minarto, 2016).



Gambar 5. Hasil penampang yang dihasilkan dari proses *Pre Stack Time Migration* (PSTM) (Purnawati dan Minarto, 2016).

Transformasi kecepatan dilakukan dengan metode *Constrained Velocity Inteval* (CVI) dengan metode migrasi dengan *Common Reflection Angle Migration* (CRAM)

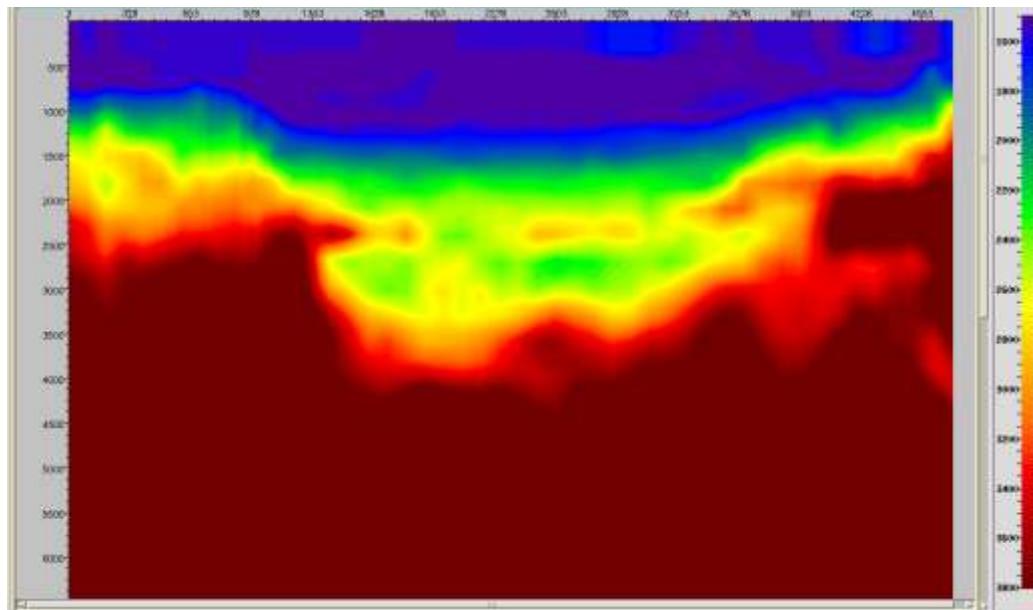


Gambar 6. Hasil penampang yang dihasilkan dari proses *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) (Purnawati dan Minarto, 2016).

Hasil dari penampang PSDM kemudian diterapkan model kecepatanya dengan memperbaiki model kecepatan interval dengan metode *horizon based depth tomography* untuk mendapatkan nilai *error residual depth moveout* yang mendekati nol dengan iterasi tak berhingga hingga didapatkan pemodelan yang optimal disetiap lapisanya. Dari hasil proses *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) dapat dilakukan analisa bahwa, lapisan tiap *horizon* terlihat lebih jelas terdapat perbaikan *reflektor* yang signifikan, lebih bersih dari *noise*, *reflektor-reflektor* terlihat lebih mendetail (Purnawati dan Minarto, 2016).

D. Studi Pencitraan Struktur Bawah Permukaan Bumi Menggunakan Pemodelan *Constrained Velocity Inversion* Dan *Grid Based Tomography* Pada Lintasan Gmr16 Di Daerah Teluk Cendrawasih

Pemodelan awal kecepatan interval ini (*Interval Velocity Model Building* atau IVMB) pada tahapan *Pre stack Depth Migration* (PSDM) menggunakan *Constrained Velocity Inversion* dan *Grid Based Tomography*.



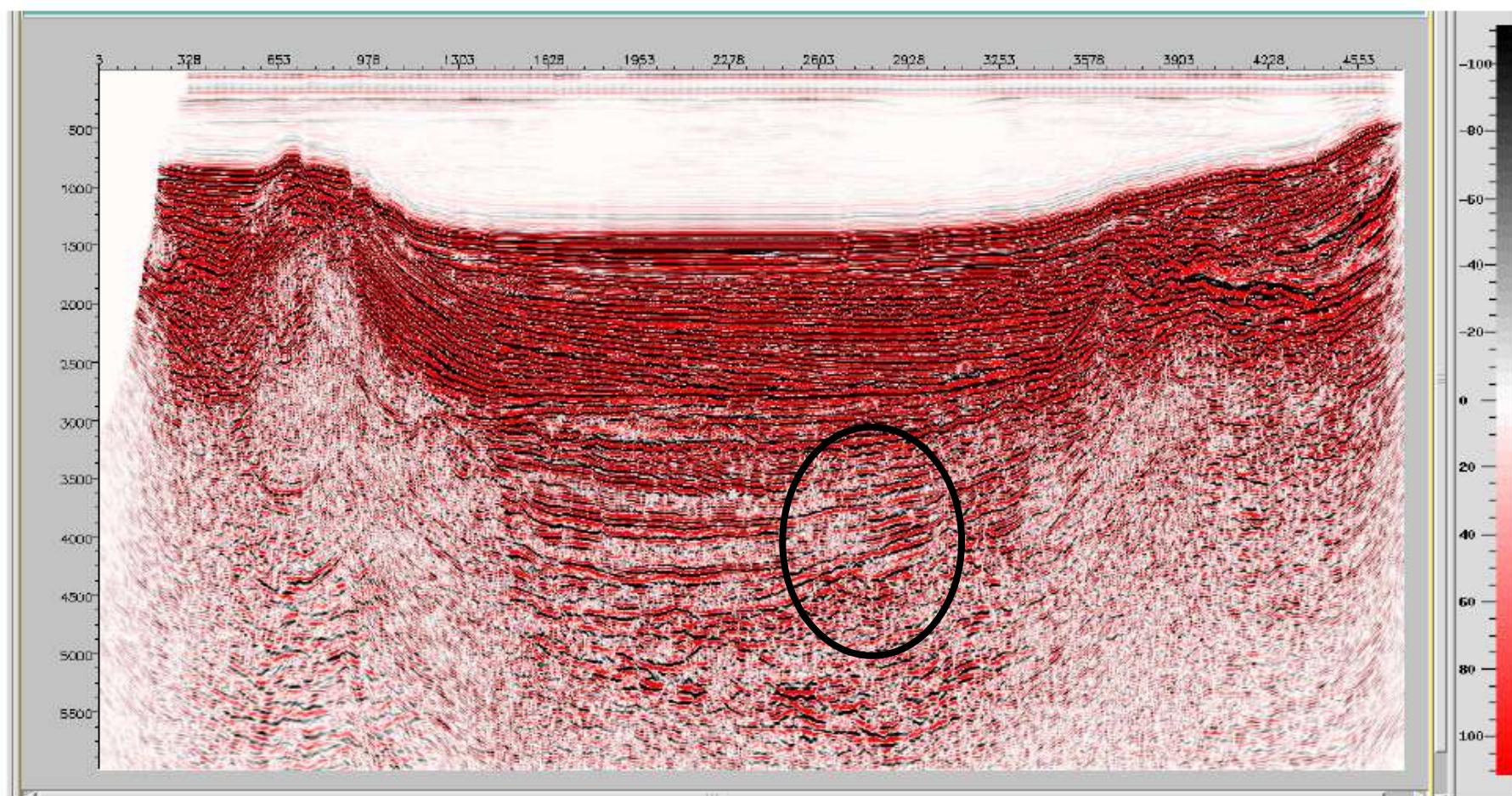
Gambar 7. Penampang kecepatan Interval (Rizka, 2013)

Penelitian ini menggunakan perangkat lunak *GeoDepth-EPOS3TE-Paradigm*. Pada analisa kecepatan lateral daerah penelitian perubahan kecepatan dilihat berdasarkan perbedaan kontras warna dengan interval kecepatan dari biru ke merah.

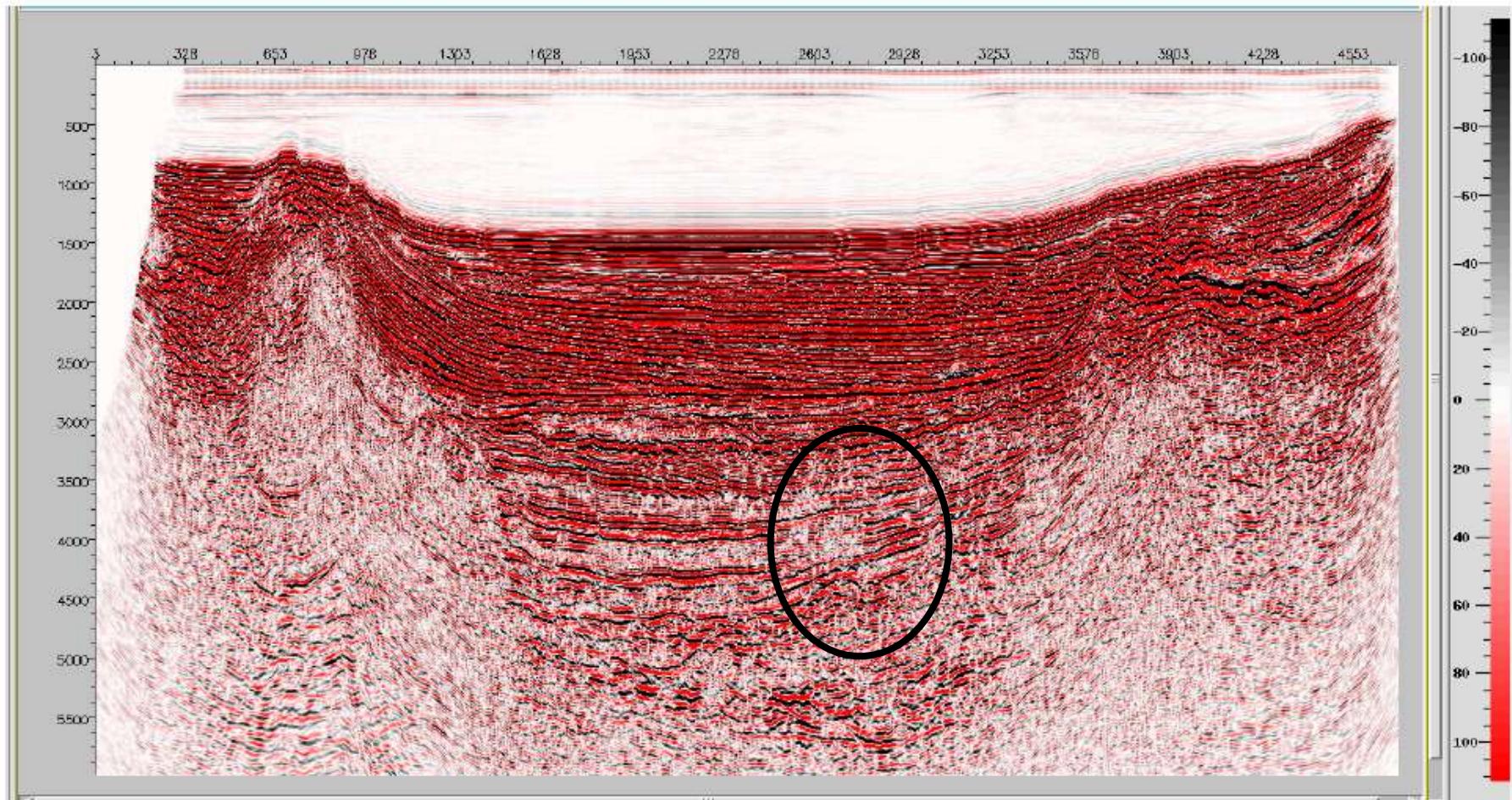
Data hasil *Pre Stack Depth Migration* yang telah dilakukan pada data seismik pada lintasan GMR165 di kawasan Teluk Cenderawasih untuk memperlihatkan adanya peningkatan citra yang cukup signifikan dibandingkan citra hasil *Pre Stack Time Migration* yaitu pada beberapa reflektor yang terlihat lebih tegas seperti pada (**Gambar 7**). Fenomena tersebut dapat dijelaskan bahwa pada data

migrasi domain waktu berasumsikan *hyperbolic moveout* koreksi NMO yang dilakukan pada *time gather* relatif tidak tepat, sehingga mengakibatkan terjadinya distorsi amplitudo sehingga saat *time gather* tersebut dilakukan *stacking* maka menghasilkan citra yang tidak menerus. Nilai kecepatan yang didapat tidak bernilai konstan apabila bernilai konstan, maka hasil kecepatan yang dilakukan pada proses *final* migrasi tidak tepat. Ini menunjukan ada perubahan struktur pada daerah tersebut, yang kemungkinan berupa batu gamping terumbu dan ditaksir sebagai batuan karbonat karena memiliki kecepatan yang lebih tinggi dibandingkan dengan *shale* dan *sand*. Menggunakan teknik perhitungan kecepatan interval dengan *Constrained Velocity Inversion* yang berdasarkan penjalaran sinar (*ray tracing*) *Constrained Velocity Inversion*. Penelitian ini membandingkan hasil dari citra penampang *Pre Stack Time Migration* (PSTM) dengan hasil *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) yang telah dilakukan pada data seismik pada lintasan GMR165 di kawasan Teluk Cenderawasih.

Pada penampang *PSTM* pada (**Gambar 8.**) terlihat ketidakmenerusan reflektor pada *stack time* domain yang disebabkan gagalnya *positioning* pada pencitraan *time migrated*, hal ini menyebabkan citra data seismik pada daerah-daerah tertentu (daerah sesar misalnya) menjadi tidak tegas. pada daerah-daerah tersebut terjadi variasi kecepatan secara lateral, pencitraan pada *time domain* dengan kecepatan RMS menghasilkan kesalahan dalam mendeskripsikan geometri kurva difraksi, kurva difraksi (waktu tempuh minimum) tidak berimpit dengan titik difraksi, kurva difraksi berada pada posisi tegak lurus terhadap kedatangan gelombang pada permukaan. Posisi tersebut merupakan lintasan terpendek antara permukaan dengan titik difraktor sehingga teridentifikasi sebagai kurva difraksi sehingga



Gambar 8. Hasil Penampang PSTM (Rizka, 2013)

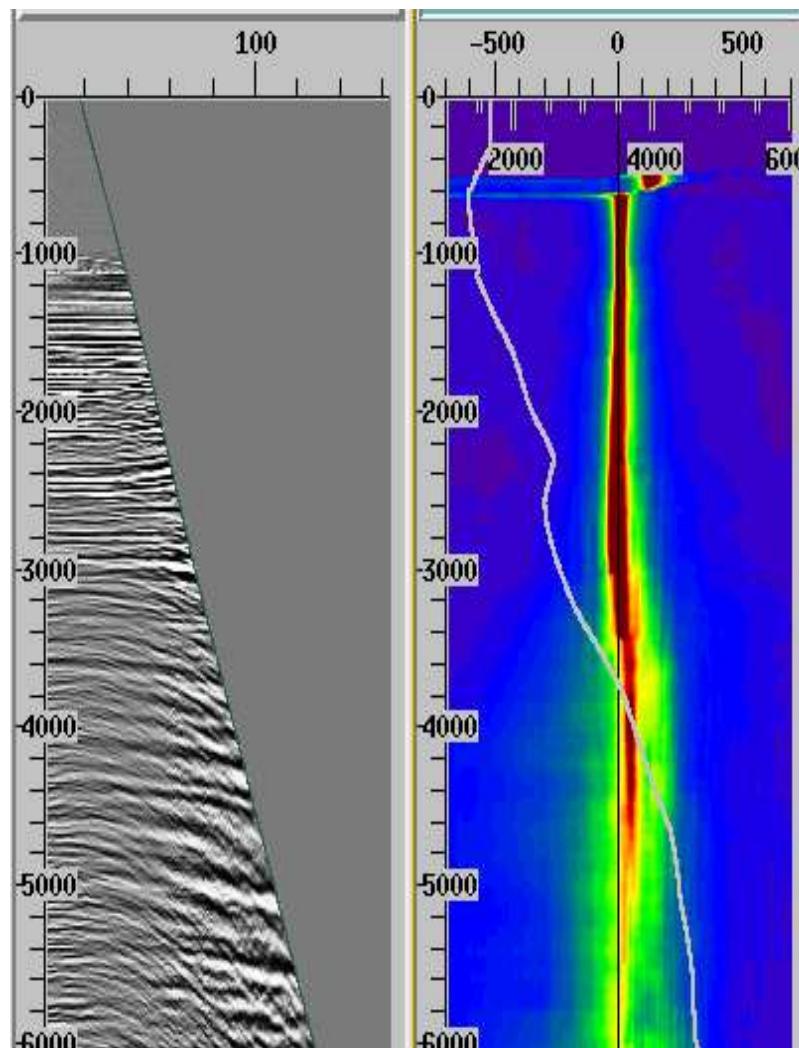


Gambar 9. Hasil Penampang PSDM (Rizka., 2013)

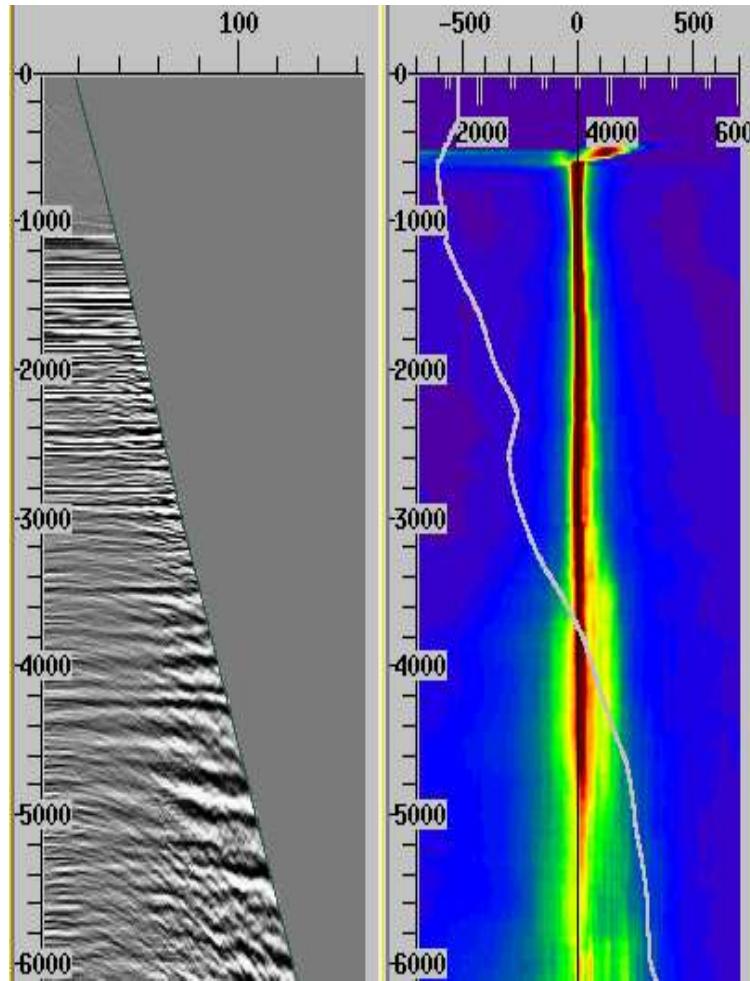
menghasilkan ketidaktepatan posisi (*mispositioning*) event.

Berbeda dengan migrasi pada domain waktu, PSDM pada (**Gambar 9.**) tidak berasumsi pada *hyperbolic moveout*, akan tetapi setiap titik pada data seismik dilakukan *focusing* sehingga setiap amplitudo pada setiap *offset* berada pada posisi kedalaman yang sebenarnya.

. *Constrained Velocity Inversion* dengan pemodelan *ray tracing* tidak menggunakan asumsi *hyperbolic moveout*, memperhitungkan variasi kecepatan baik secara lateral maupun vertikal, refraksi dan struktural *dip* dalam model sehingga mampu mencitrakan titik reflektor pada posisi kedalaman sebenarnya.



Gambar 10. *Depth migrated gather* dan *semblance CRP 288O intial* (Rizka, 2013)

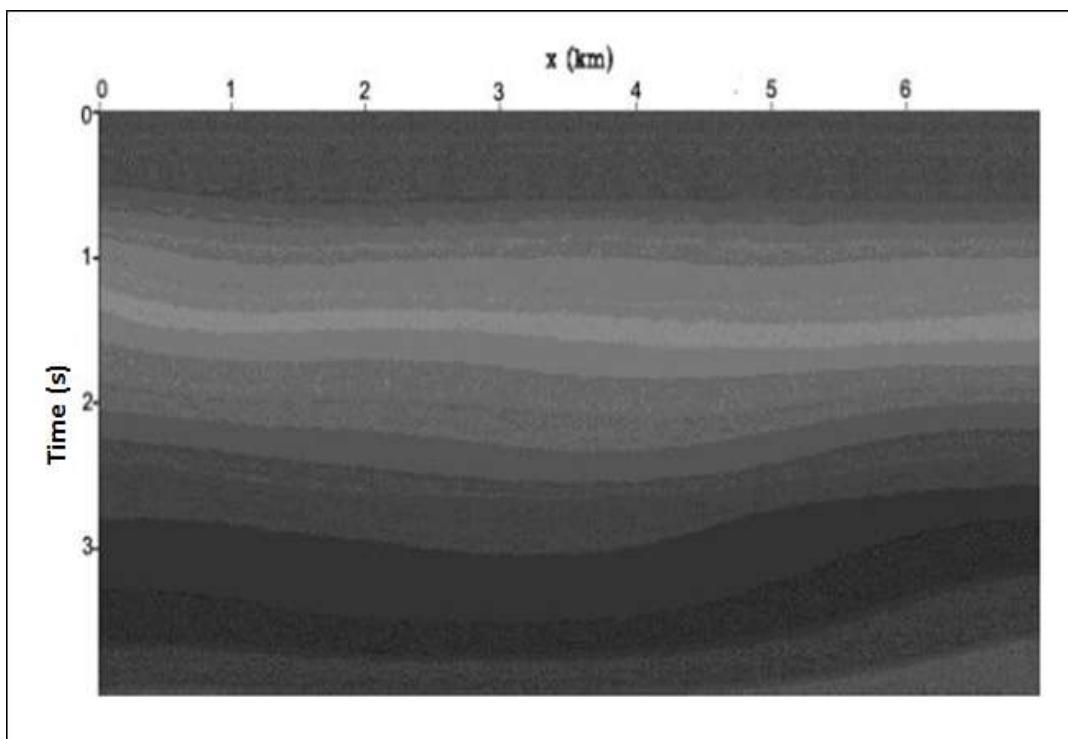


Gambar 11. Depth migrated gather dan semblance CRP 288O final (Rizka, 2013)

Penelitian ini iterasi perbaikan kecepatan interval dilakukan sebanyak 6 kali. *Quality control* dilakukan pada *gather* dan *vertical semblance*. Jika kecepatan terlalu rendah menyebabkan *gather* mengalami *over-corrected (smiling effect)* atau *gather* akan berharga positif (kearah atas). Sedangkan jika terlalu tinggi maka akan menyebabkan *undercorrected* dan *gather* akan berharga negatif (kearah bawah). Dan setelah dilakukan perbaikan, *gather* terlihat flat, yang menandakan bahwa kecepatannya tepat. *Semblance gather final* memiliki *error* lebih kecil dibandingkan *semblance gather initial* hal ini terlihat dari warna merah yang lebih mendekati garis 0 maka menandakan kecepatan yang diterapkan relatif tepat (Rizka, 2013).

E. Analisa Kecepatan Seismik dengan Metode Tomografi Residual Moveout

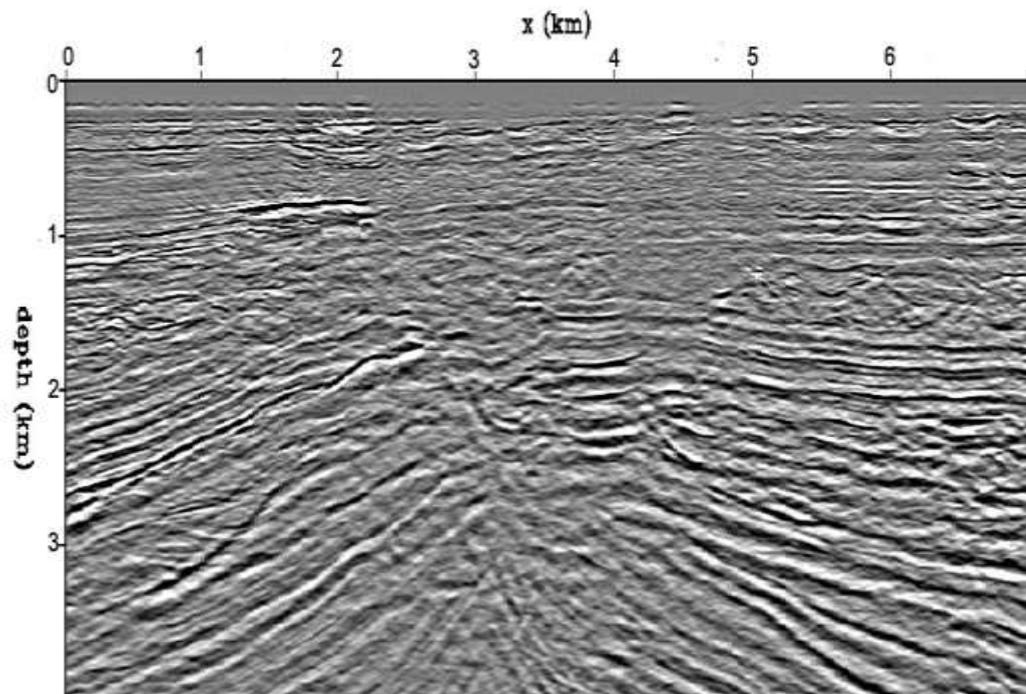
Penelitian ini dilakukan untuk menganalisis kecepatan menggunakan metode tomografi pada data seismik 3D lapangan Y. Model kecepatan dibuat dengan mengoreksi kurva *residual moveout* (RMO) pada *gather CIG (common image point)* dengan menggunakan model kecepatan awal yang diperoleh secara konvensional sebagai masukan. Proses konversi data PSTM ke PSDM digunakan dengan membuat model kecepatan. Model kecepatan dilakukan dengan *metode picking spektrum semblance* sampai dihasilkan kurva reflektor yang datar.



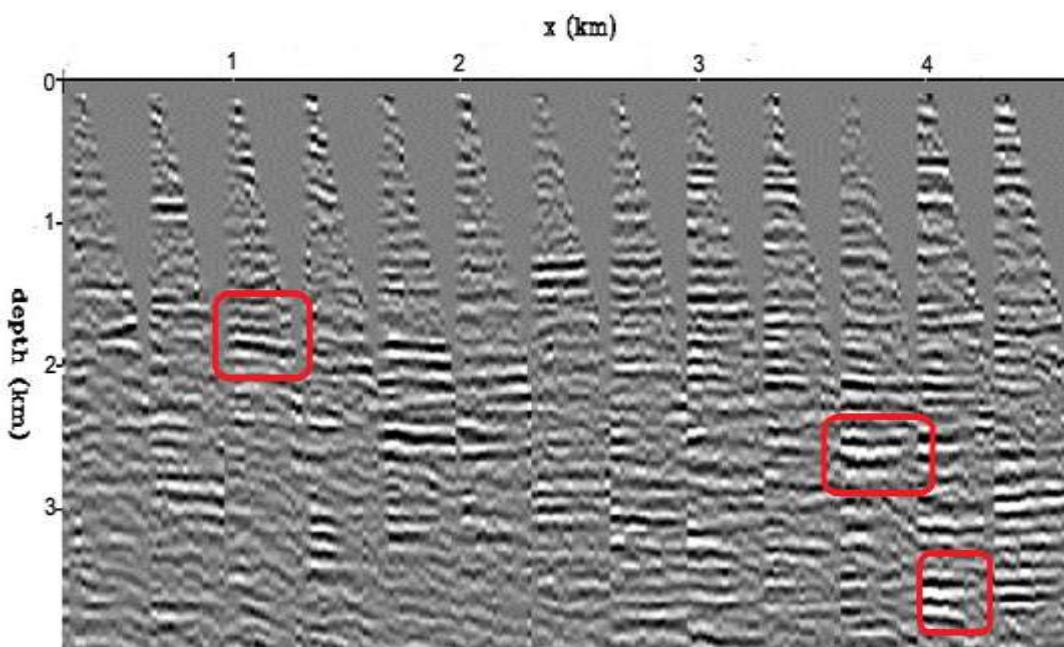
Gambar 12. Model Kecepatan Awal (Murdiman dan Namigo, 2016)

Model kecepatan ini digunakan untuk mengubah data dari domain waktu ke domain kedalaman. Konversi ke domain kedalaman menggunakan model kecepatan awal untuk tomografi (**Gambar 13**) merupakan penampang PSDM yang sudah dikonversi dari data PSTM. Hasil penampang PSDM terlihat hasil

kemenerusan reflektornya tidak tajam dan struktur tidak jelas sehingga dilakukan *update* model kecepatan.

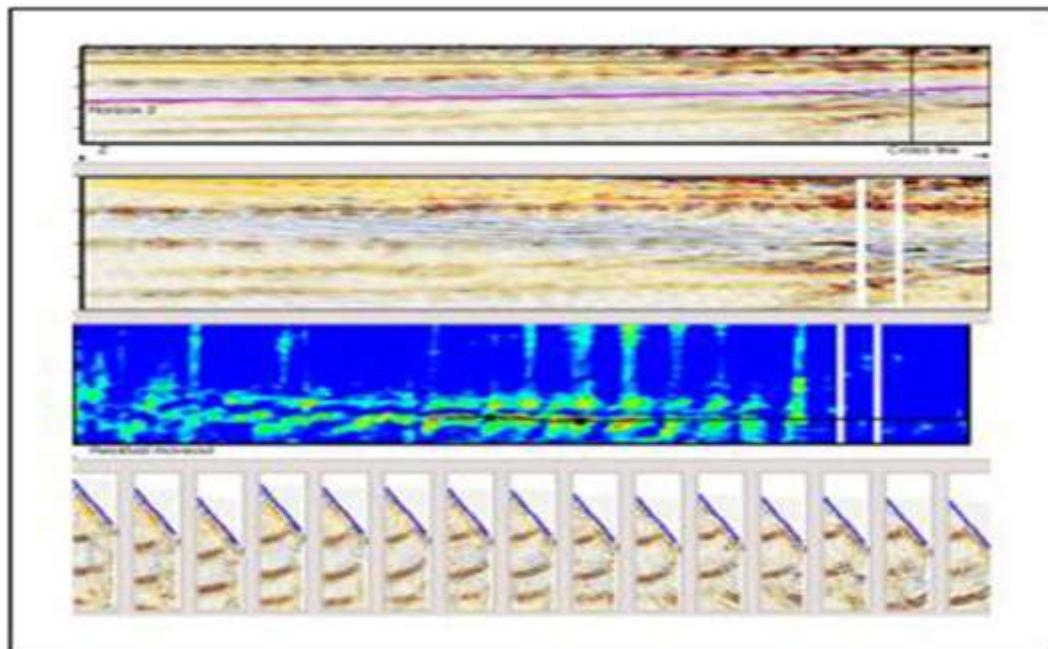


Gambar 13. Penampang Seismik Dalam Domain Kedalaman
(Murdiman dan Namigo, 2016)

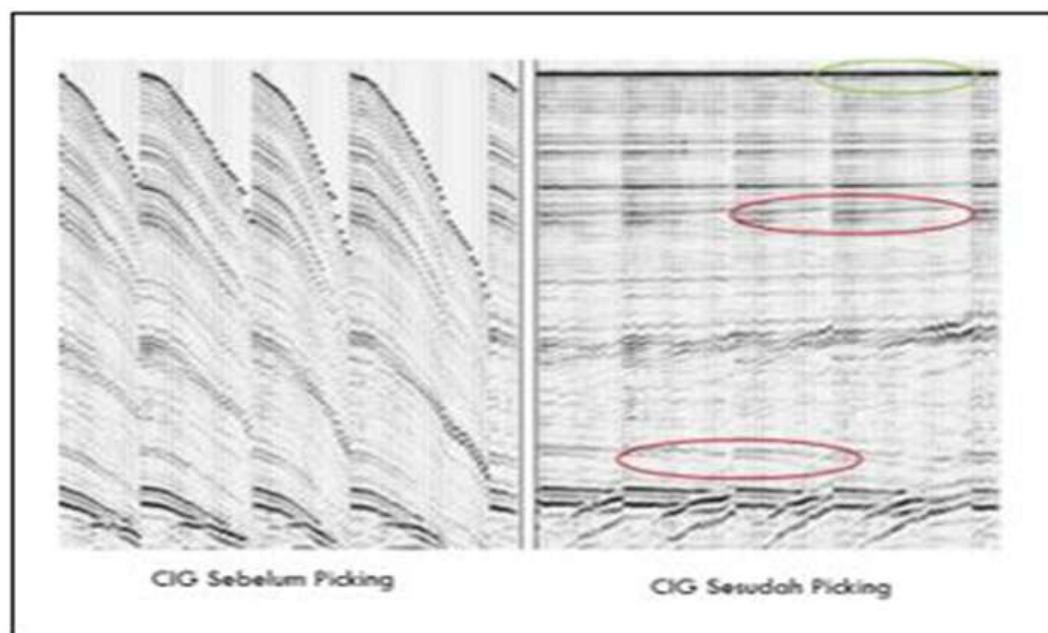


Gambar 14. Common Image Point (CIG) (Murdiman dan Namigo, 2016)

Migrasi Kirchhoff dilakukan untuk menghasilkan *gather Common Image Point* (CIG) yang diplot sesuai dengan interval kecepatan dari model sebelumnya. Proses ini mendapatkan kurva *residual moveout* (RMO) untuk dikoreksi sehingga didapatkan kurva yang datar.

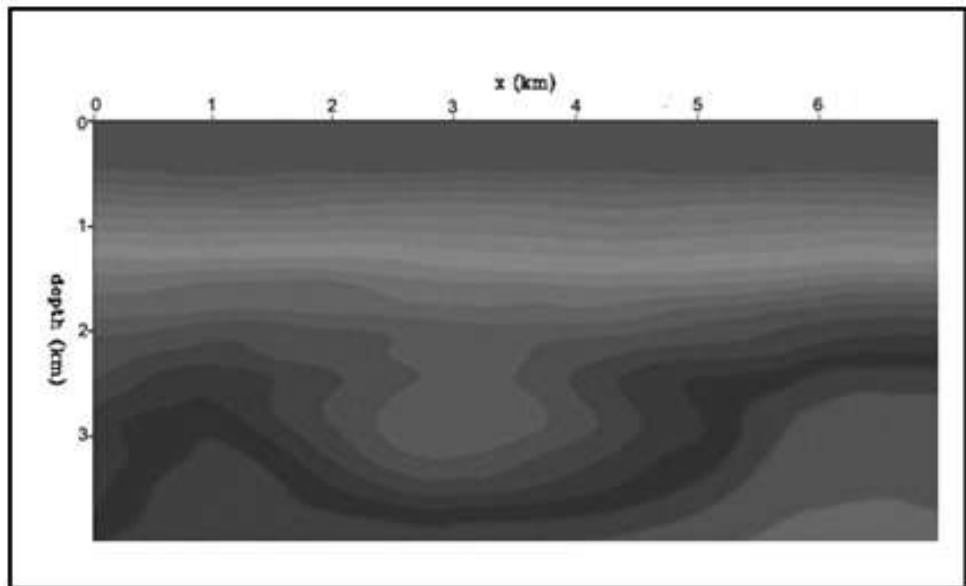


Gambar 15. Picking kecepatan metode *Horizon-Based* (Murdiman dan Namigo, 2016)

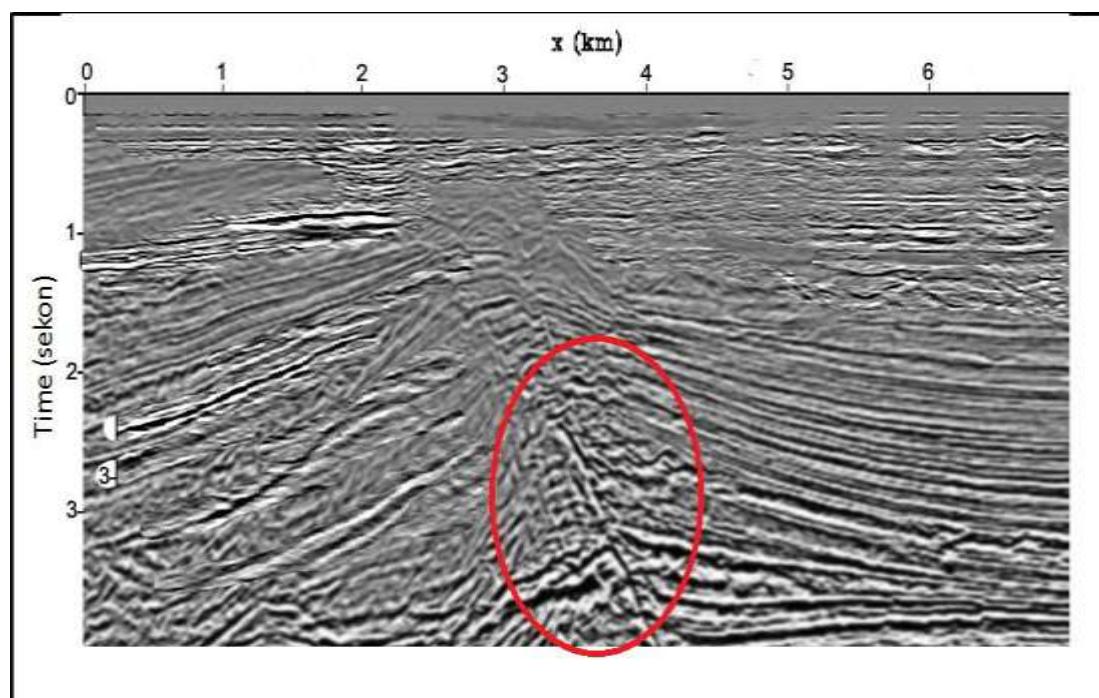


Gambar 16. CIG sebelum dan sesudah dilakukan *picking velocity* (Murdiman dan Namigo, 2016)

Selanjutnya dilakukan *picking* kecepatan pada plot CIG (**Gambar 16.**) dengan koreksi kurva RMO menggunakan metode *Horizon-Based Velocity Picking*. Hasil *picking* kecepatan berupa model kecepatan baru.



Gambar 17. Model Kecepatan Baru (Murdiman dan Namigo, 2016)



Gambar 18. Penampang seismik dengan menggunakan model kecepatan dari metode *inverse tomografi* (Murdiman dan Namigo, 2016)

Proses ini dilakukan secara iterasi sampai ke-12 iterasi, sehingga didapatkan model reflektor yang datar. Model kecepatan didapat dari proses *picking velocity* berupa model kecepatan baru (**Gambar 17.**). Model kecepatan yang baru terlihat lebih baik (detail). Model kecepatan baru dilakukan untuk *input* migrasi. Hasil migrasi yang didapat terlihat memiliki peningkatan kualitas dengan terlihatnya struktur patahan dengan reflektor yang terlihat semakin jelas (Murdiman dan Namigo, 2016).

III. TEORI DASAR

A. Gelombang Seismik

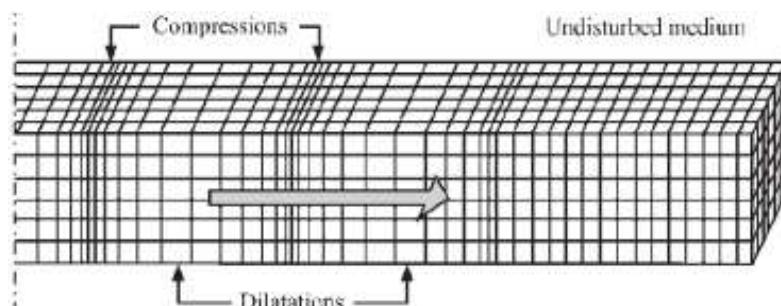
Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar di dalam bumi. Gelombang seismik disebut juga gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium yang terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan (gradient stress) melawan gaya elastik. Gelombang elastik terdiri dari dua macam gelombang, yaitu gelombang *body*, yang meliputi gelombang-P dan gelombang-S, dan gelombang permukaan, gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*.

a. Gelombang Badan (*BodyWave*)

Gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi, yang terdiri dari:

1. Gelombang P (*P-Wave*)

Gelombang *Pressure Wave* (P) atau gelombang longitudinal (primer) dimana gerakan partikelnya searah dengan arah penjalaran gelombang.

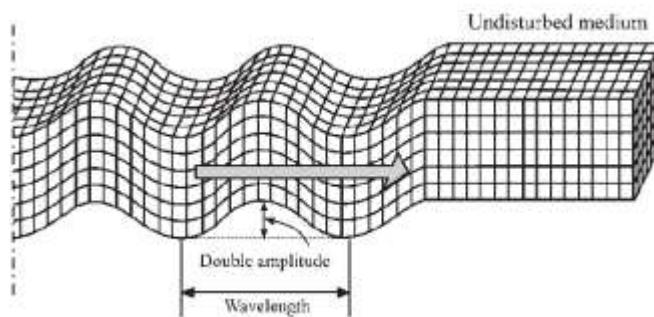


Gambar 19. Gelombang Primer (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang *S* (*S-Wave*) Gelombang *Shear Wave* (*S*) gelombang sekunder atau disebut juga gelombang transversal dimana gerakan partikelnya tegak lurus dengan arah penjalaran gelombangnya.

Gelombang *S* dapat dibagi menjadi 2, yaitu:

- Gelombang *SV* adalah gelombang *S* yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang vertikal.
- Gelombang *SH* adalah gelombang *S* yang gerakan partikelnya horizontal.



Gambar 20. Gelombang Sekunder (Elnashai dan Sarno, 2008)

Gelombang *P* dapat merambat dalam medium padat cair dan gas, dimana kecepatan gelombang *P* (V_p) dapat dituliskan seperti persamaan (1) :

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1)$$

Gelombang *S*, tidak dapat merambat dalam medium cair atau gas, persamaan kecepatan gelombang *S* (V_s), seperti persamaan (2) :

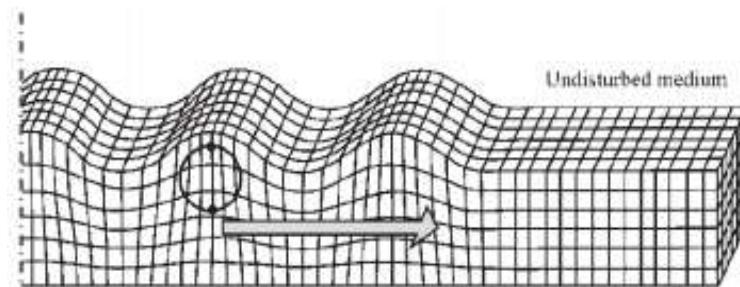
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Dimana pada persamaan (1) dan (2), parameter K adalah modulus bulk μ merupakan modulus geser dan ρ adalah densitas, dengan $V_p > V_s$

b. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

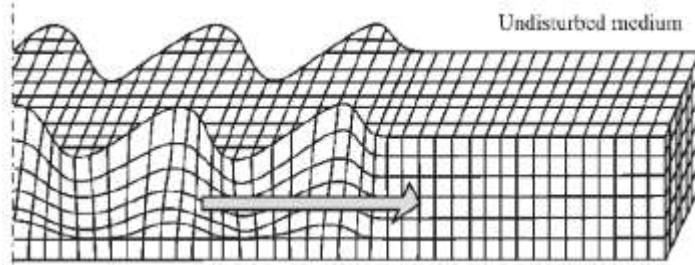
Gelombang permukaan merupakan salah satu gelombang seismik selain gelombang badan. Gelombang ini ada pada batas permukaan medium. Berdasarkan pada sifat gerakan partikel media elastik, gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar, yang menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik (Susilawati, 2008)., yang terdiri dari:

1. Gelombang *Rayleigh* (R) yaitu gelombang yang arah gerakan partikelnya *ellips*. Bidang *ellips* ini vertikal dan berimpit dengan arah penjalarannya. Gerakan partikelnya ke belakang (bawah maju, atas mundur). Gelombang R menjalar melalui permukaan yang homogen.



Gambar 21. Gelombang Rayleigh (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang *Love* (L) yaitu gelombang yang terpadu pada permukaan bebas medium berlapis. Gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal yang merupakan gelombang S horizontal yang penjalarannya paralel dengan permukaannya (Gadallah and Fisher, 2009)



Gambar 22. Gelombang Love (Elnashai dan Sarno, 2008)

B. Prinsip Gelombang Seismik

a. Hukum Snellius

Hukum Snellius menyatakan bahwa refleksi dan refraksi terjadi apabila gelombang seismik melewati bidang batas antara dua medium dengan densitas dan kecepatan yang berbeda. Refraksi terjadi bila sudut datang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya dan refleksi terjadi bila jika sudut datang lebih besar dari sudut kritis. Sudut kritis merupakan sudut datang yang menyebabkan gelombang dibiaskan 90° .

Adapun prinsip Snellius adalah

- 1) Arah-arah gelombang datang, bias dan pantul semua berada dalam satu bidang yang normal terhadap permukaan pemisah.
- 2) Sudut pantul adalah sama dengan sudut datang, jadi $\theta'r = \theta i$
- 3) Perbandingan sinus sudut datang dan sinus sudut bias adalah konstan, memenuhi rumusan:

$$\frac{\sin \theta i}{\sin \theta r} = \frac{v_1}{v_r} = n_{21} \quad (3)$$

dimana,

θi = Sudut datang

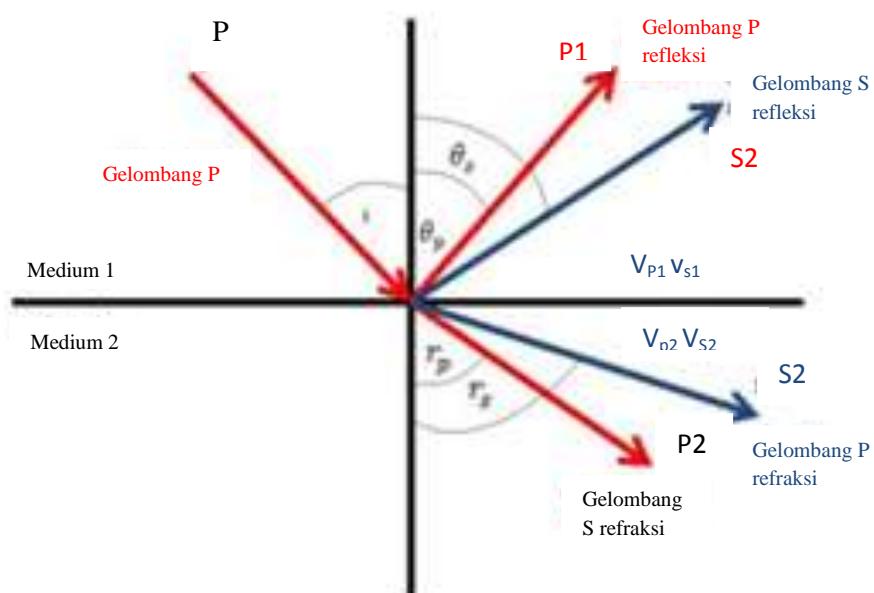
θ' = Sudut pantul

θ_r = Sudut bias

v_1 = Cepat rambat medium pertama (m/s)

v_2 = Cepat rambat medium kedua (m/s)

N = Indeks bias (Gadallah dan Fisher, 2009)



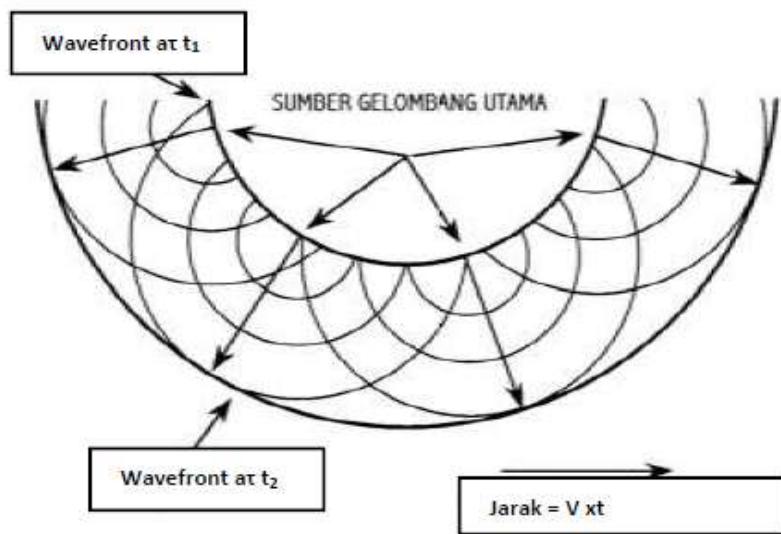
Gambar 23. Prinsip Snellius (Hutabarat, 2009)

Sebagian energi gelombang akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S, dan sebagian lagi akan diteruskan sebagai gelombang P dan gelombang S (Hutabarat, 2009).

b. Prinsip Huygens

Prinsip ini dikemukakan oleh fisikawan Belanda Christian Huygens (1629-1695). Huygens menyatakan bahwa titik-titik yang dilewati gelombang akan menjadi sumber gelombang baru. Muka gelombang yang menjalar menjauhi sumber adalah superposisi muka gelombang yang dihasilkan oleh sumber-sumber baru. Gelombang yang dihasilkan bersifat sferis. Semakin jauh dari

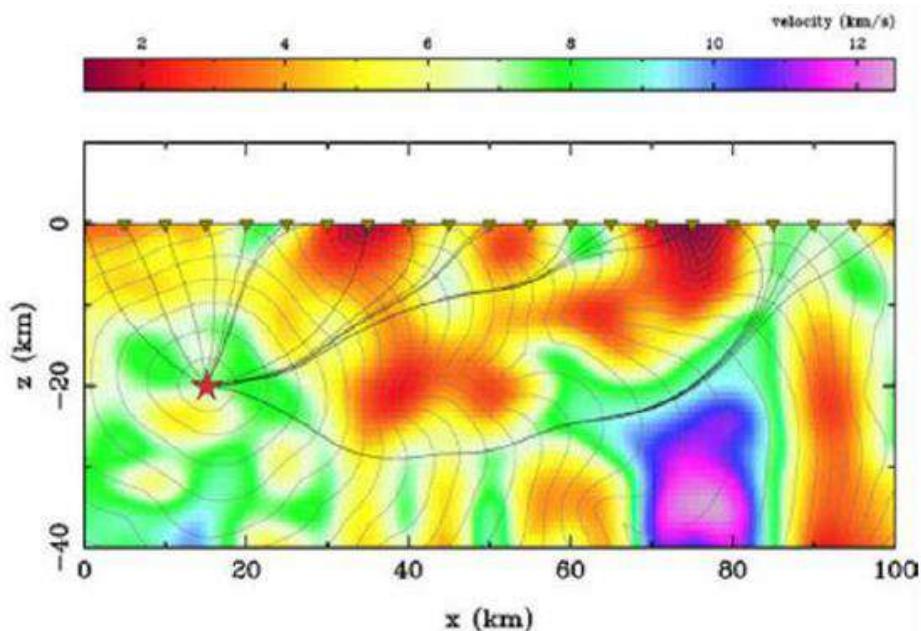
sumber gelombang akan menghasilkan pantulan yang tidak diinginkan atau *noise* (Ramdhani, 2013).



Gambar 24. Ilustrasi prinsip *Huygens* (Sheriff, 1995)

c. Asas Fermat

Asas fermat adalah sebuah asas yang mendefinisikan jarak tempuh yang terpendek dan tercepat yang dilalui oleh cahaya. Asas ini juga digunakan sebagai definisi sinar, sebagai cahaya yang merambat. Asas Fermat menyatakan bahwa, jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Kata tercepat artinya bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian, jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah (Stacey, 1977).



Gambar 25. Ilustrasi Hukum Fermat (Abdullah, 2007)

C. Kecepatan Seismik

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

- Merubah penjalaran waktu (*travel time*) menjadi kedalaman
- Koreksi geometri (migrasi)
- Interpretasi geologi dan litologi
- Prediksi litologi

Beberapa pengertian kecepatan pada data seismik (Priyono, 2006), antara lain:

a. Kecepatan Sesaat

Secara umum, kecepatan didefinisikan sebagai turunan jarak terhadap waktu, dz/dt , dimana z merupakan panjang medium yang dilewati gelombang seismik dan t adalah waktu yang diperlukan sepanjang z . Kecapatan sesaat (*instantaneous velocity*) didefinisikan sebagai :

$$V_{instan} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{dz}{dt} \quad (4)$$

b. Kecepatan interval

Kecepatan interval didefinisikan sebagai kecepatan yang menjalar pada lapisan yang homogen yang terletak diantara dua bidang batas lapisan yang dituliskan sebagai :

$$V_{int} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (5)$$

dimana :

Δz = ketebalan yang berhingga

Δt = waktu yang ditempuh sepanjang Δz

c. Kecepatan rata-rata

Adalah kecepatan yang diukur pada survei kecepatan, dimana gepon ditempatkan pada lobang sumur, sedangkan sumber ledakan sebagai energi pembangkit gelombang ditempatkan dipermukaan. Dalam model bumi berlapis sederhana, kecepatan rata-rata dari sumber ke gepon adalah kedalaman dari gepon di bawah sumber dibagi dengan waktu tempuh dari penjalaran gelombang. Kecepatan ini merupakan kecepatan interval sepanjang *section* geologi ketika puncak dari interval adaalah datum referensi dari pengukuran seismik. Hubungan kecepatan rata-rata dengan kecepatan interval dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$V_{rata-rata} = \frac{\sum_{i=1}^n V_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad (6)$$

Dimana V_1, V_2, \dots, V_n adalah kecepatan interval

d. Kecepatan RMS

Kecepatan RMS (*root mean square*) dirumuskan sebagai :

$$V_{rms} = \left| \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \right|^{1/2} \quad (7)$$

Kecepatan RMS merupakan kecepatan total dari sistem perlapisan secara horizontal dan membentuk akar kuadrat.

e. Kecepatan NMO

Kecepatan seismik NMO yaitu untuk mengkoreksi efek waktu akibat posisi jarak antara sumber dan penerima (geofon).

$$T_X^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{v_{NMO}^2} \quad (8)$$

dimana :

X = jarak antara sumber ke gepon

T_x = waktu tempuh refleksi bolak-balik pada jarak x .

Sehingga :

$$V_{NMO} = \frac{X^2}{\sqrt{T_X^2 - T_0^2}} \quad (9)$$

Ada dua metode untuk menampilkan spektrum kecepatan, yaitu metode perkiraan kecepatan *constant velocity stack* dan metode spektrum kecepatan atau spektrum *semblance*:

1. Metode perkiraan kecepatan *constant velocity stack*

Pada metode ini pemilihan kecepatan yang optimal dilakukan dengan cara menerapkan proses NMO dengan kecepatan yang berbeda–beda. Kecepatan terbaik yang akan dipilih adalah kecepatan yang menghasilkan suatu bentuk reflektor yang horizontal. Jika kecepatan yang digunakan terlalu rendah, maka *event* reflektor akan

berbentuk melengkung ke atas (*over - correlated*). Sedangkan jika kecepatan yang digunakan terlalu tinggi, maka *event* reflektor akan berbentuk melengkung ke bawah (*under - correlated*). Metode perkiraan kecepatan *constant velocity stack* memerlukan data masukan berupa CDP *gather*.

2. Metode Spektrum kecepatan atau spektrum *semblance*

Prinsip dasar metode ini adalah amplitudo *stack* maksimum yang diperoleh berdasarkan harga fungsi kecepatan yang diterapkan pada koreksi NMO, dengan harga amplitudo yang ditampilkan dalam bentuk spektrum. Nilai *semblance* merupakan normalisasi dari perbandingan antara total energi setelah di-*stack* dengan total energi sebelum di-*stack*. *Semblance* ditampilkan dalam bentuk penampang pada sebuah sistem koordinat dengan sumbu *x* merupakan nilai kecepatan dan sumbu *y* merupakan nilai *two way time* (TWT) (Nugroho dan Sudarmaji, 2014).

D. Koreksi NMO

Perbedaan antara waktu datang gelombang pantul pada masing-masing *offset* dengan waktu datang gelombang pantul untuk *offset* nol, inilah yang disebut *Normal Move Out* (NMO) (Yilmaz, 2001). Pengaruh dari jarak *offset* yaitu semakin besar jarak *offset* maka semakin besar waktu datangnya. Efek yang dihasilkan oleh perubahan jarak membawa informasi reflektor yang tidak berada pada tempat yang sebenarnya. NMO *correction* sering disebut juga sebagai koreksi dinamik, dimana koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan efek perubahan jarak *offset* setiap pasangan *Shot point* dan *trace*, sehingga seolah-

olah *shot* dan *receiver* berada pada satu titik vertikal yang sama atau disebut juga *zero offset*.

Koreksi NMO bertujuan untuk menghilangkan efek jarak *offset* antara titik tembak dari penerima pada tras-tras CDP. Koreksi NMO (ΔT_x) mengembalikan pantulan gelombang refleksi yang miring ke pantulan tegak lurus (Munadi, 2000).

Waktu tempuh dua arah gelombang refleksi untuk jarak x (T_x), yaitu:

$$T_x = \sqrt{T_0^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} \quad (10)$$

Waktu tempuh pada *zero offset*, yaitu:

$$T_0 = \frac{2h}{v} \quad (11)$$

Moveout adalah perbedaan waktu tempuh antara TWT (*two way travelttime*) pada *offset* x dengan TWT pada *zero offset*. Dirumuskan sebagai berikut

$$\Delta T_x = t(x) - t(0) \quad (12)$$

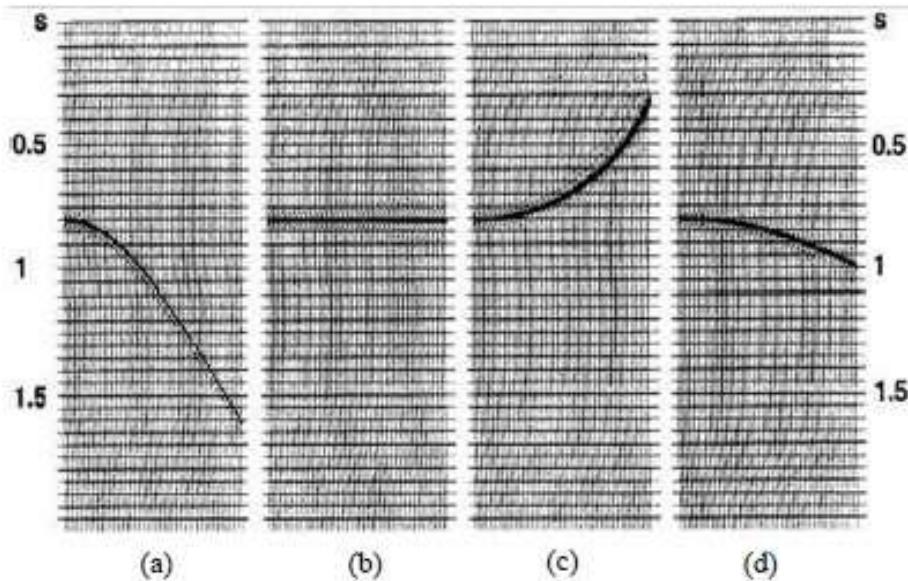
Dimana :

T_0 = Waktu tempuh dua arah gelombang pantul *offset* nol

T_x = Waktu tempuh pada *offset* x

x = *offset*

v = kecepatan NMO



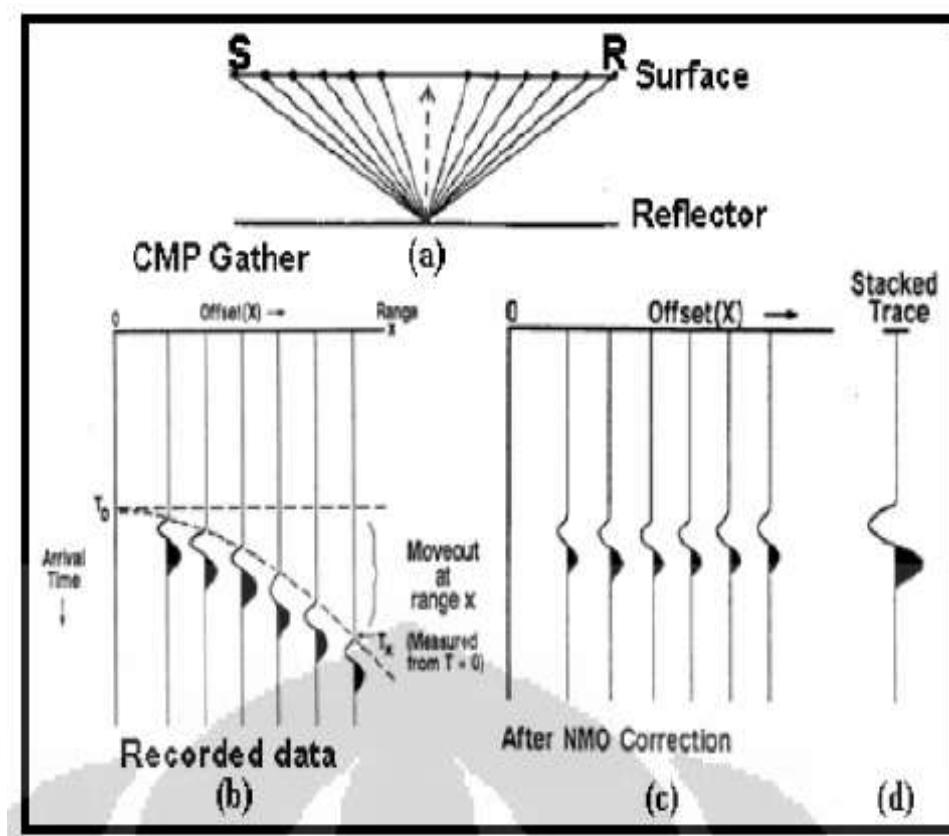
Gambar 26. Ilustrasi NMO *correction* (Yilmaz, 2001).

Koreksi NMO dengan V_{NMO} dikenakan pada data CDP sintetik, sehingga merubah arah kelengkungan. Jika kecepatan NMO tepat dan benar, maka *event* seismik akan terlihat *flat* dan datar, jika kecepatan yang dipakai terlalu rendah, maka *event* seismik akan terlihat melengkung ke atas (*overcorrected*), dan jika kecepatan yang dipakai terlalu cepat maka akan terlihat melengkung ke bawah (*undercorrected*).

E. CDP Gather

Common depth point stacking suatu teknik yang diperkenalkan oleh (Mayne, 1962) untuk meningkatkan *signal to noise ratio* dan analisis kecepatan yang lebih baik untuk konversi kedalaman. Refleksi seismik yang berasal dari beberapa pasang titik tembak dan penerima yang dipantulkan pada titik pantul yang sama dikenal dengan *Common Depth Point* (CDP), kemudian dikumpulkan dalam suatu *gather* seperti pada **Gambar 27.a**. Selanjutnya data hasil rekaman seismik dari setiap CDP *gather* diurutkan (*sorting*) ke dalam satu susunan

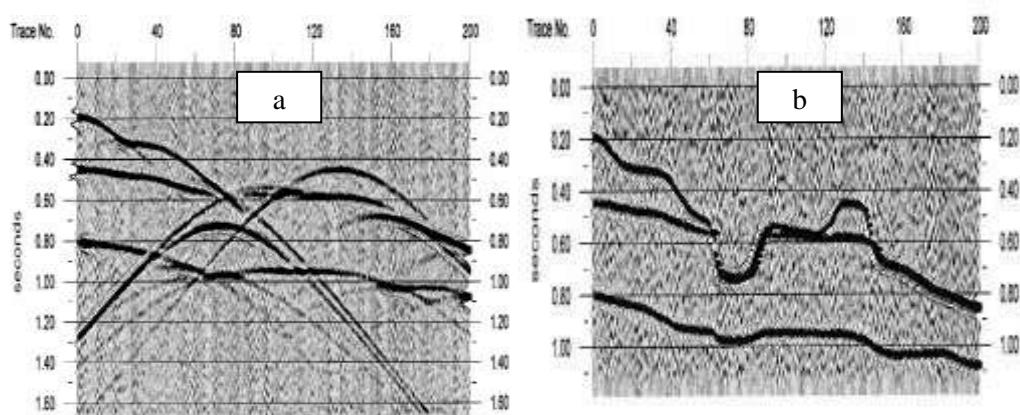
pertambahan jarak (*Offset*) terhadap waktu tempuh seperti pada **Gambar 27.b.** Proses *sorting* CDP ini dilakukan pada setiap *shot gather* data seismik dari lapangan. Setelah melakukan proses *sorting*, data waktu tiba tiap *trace* dalam CDP *gather* dikoreksi *Normal Move Out* (NMO) seperti yang ditunjukkan oleh **Gambar 27.c.** yaitu koreksi waktu tiba refleksi tiap *trace* terhadap waktu mula-mula ($t=0$). Setelah dilakukan koreksi NMO kemudian dilanjutkan dengan proses *Stacking* yang ditunjukkan seperti pada **Gambar 27.d.** *Stacking trace* adalah *trace* hasil penjumlahan (*stack*) *trace –trace* dalam CDP *gather* yang telah dikoreksi NMO sehingga amplitudo refleksi akan saling menguatkan sedangkan untuk amplitude *noise* yang sifatnya *random* akan saling melemahkan.



Gambar 27. Ilustrasi Pengumpulan Data Rekaman Seismik Refleksi (a) CDP *Gather*, (b) CDP *Gather* Sebelum Koreksi NMO, (c) CDP *Gather* Setelah Koreksi NMO, dan (d) *Stacking Trace*. (Sheriff dan Geldart, 1995).

F. Migrasi Seismik

Migrasi adalah suatu proses yang berfungsi untuk menghilangkan efek dari penjalaran gelombang pada data seismik. Data seismik merupakan data hasil perekaman yang dihasilkan sebagai akibat dari penjalaran gelombang yang melalui bawah permukaan. Gambaran yang kita dapatkan melalui proses perekaman, mengalami distorsi, sehingga tidak menunjukkan dengan benar gambaran sebenarnya dari geometri struktur bawah permukaan. Pada dimensi kedalaman, reflektor mendatar akan tetap muncul sebagai reflektor mendatar pada dimensi waktu. Sementara untuk reflektor miring atau yang memiliki sudut kemiringan akan selalu berada pada posisi yang tidak sebenarnya pada gambaran seismik. Hal ini yang menjadi fungsi utama dari migrasi, yaitu untuk mengoreksi kesalahan posisi (Yilmaz, 2001).



Gambar 28. (a) Sebelum dilakukan migrasi (b) Setelah dilakukan migrasi
(Marisa, 2008)

Proses migrasi menghilangkan efek penjalaran gelombang dari rekaman data seismik dan sebagai hasilnya, *event* seismik akan berada pada posisi yang sebenarnya di bawah permukaan. Secara umum, migrasi akan membuat sudut kemiringan menjadi lebih curam, *event* seismik menjadi lebih pendek, dan

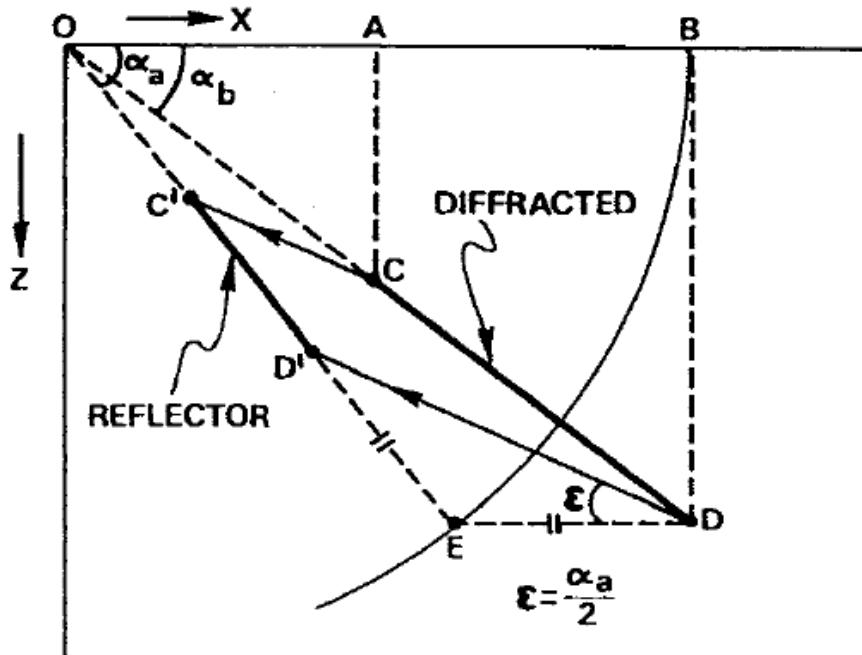
memindahkan *event updip*, sehingga antiklin akan mengecil dan sinklin akan bertambah ukurannya (Yilmaz, 2001).

Sebagai tambahan dari distorsi geometri yang telah dijelaskan, proses penjalaran gelombang juga mengakibatkan efek difraksi sebagai akibat dari kehadiran ujung-ujung suatu reflektor, sehingga menyebabkan perubahan amplitudo yang disebabkan penyebaran dari muka gelombang. Migrasi memperbaiki efek-efek penjalaran gelombang di atas sekaligus memberikan beberapa keuntungan seperti:

- 1) Migrasi *pre stack* memfasilitasi pemilihan kecepatan karena efek difraksi sudah dihilangkan, memfokuskan energi dan memperbaiki posisi *event* ke posisi yang sebenarnya.
- 2) Migrasi *pre stack* dapat digunakan untuk analisis AVO, jika migrasi dilakukan dengan memperlihatkan faktor *preserve amplitudo*.
- 3) Migrasi meningkatkan resolusi lateral.
- 4) Migrasi mengurangi *random noise*.

G. Prinsip Dasar Migrasi

Prinsip dasar migrasi secara geometris seperti terlihat pada gambar di bawah ini: Diasumsikan bahwa CD termigrasi ke C'D' (posisi yang sebenarnya secara geologi).



Gambar 29. Prinsip Dasar Migrasi (Yilmaz, 2001).

Cara kerja dari migrasi tersebut melalui beberapa tahap, yaitu:

- 1) Menghubungkan garis CD ke permukaan menuju titik O
- 2) Dari titik D, tarik garis vertikal ke permukaan, dan beri nama titik B
- 3) Dengan titik O sebagai pusat, buat lingkaran dengan jari-jari OB
- 4) Tarik garis horizontal dari titik D hingga memotong lingkaran. Beri nama titik E untuk perpotongan kedua garis ini.
- 5) Tarik garis dari titik E ke pusat titik O untuk mendapatkan sudut migrasi αa .
- 6) Titik D'' adalah titik migrasi dari D, didapatkan dengan cara membuat $ED=ED''$. Sudut EDD'' , yaitu $\epsilon=\alpha a/2$ (Yilmaz, 2001).

Dari gambar di atas, dapat diturunkan persamaan-persamaan sebagai berikut:

$$d_x = \frac{v^2 t}{4} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (13)$$

$$d_t = t \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{Z \Delta x} \right)^2} \right] \quad (14)$$

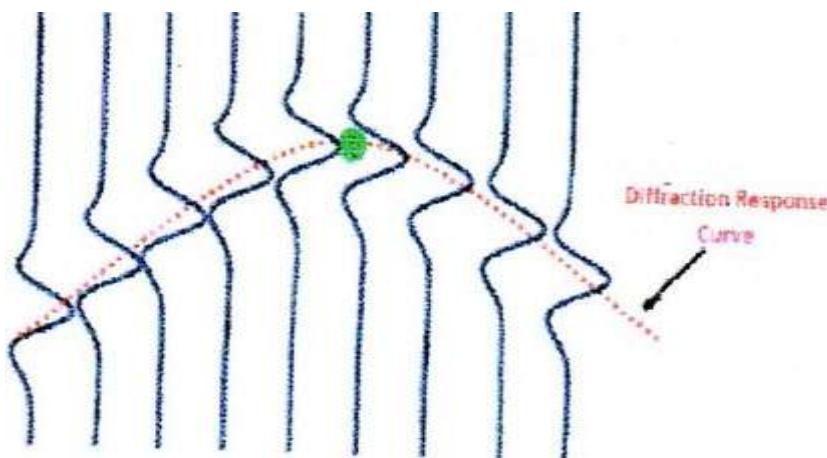
$$\frac{\Delta\tau}{\Delta x} = \frac{\Delta\tau}{\Delta x} \frac{1}{\sqrt{1 - (\frac{V\Delta t}{Z\Delta x})^2}} \quad (15)$$

Dimana,

$$Dip \text{ (kemiringan)} = \frac{\Delta\tau}{\Delta x}$$

Dip Semu = $\frac{\Delta\tau}{\Delta x}$ (diukur dari *unmigrated time section*) dengan t adalah *travel time* (s), V adalah kecepatan migrasi (kecepatan medium), Δx adalah jarak dari titik A dan B, Δt adalah selisih waktu antara titik C dan D, dx adalah *horizontal time displacements*, dt adalah vertikal *time displacements*, t adalah *event time* pada posisi yang telah dimigrasi.

Cara lain untuk melihat operasi migrasi adalah metode penjumlahan difraksi. Dasar pemikiran untuk pendekatan ini dapat diterangkan dengan menggunakan prinsip Huygen's. Berdasarkan prinsip ini, reflektor seismik dapat dipandang sebagai kumpulan titik titik difraktor yang berdekatan.



Gambar 30. Skema Kurva Difraksi (Abdullah, 2007)

Migrasi pada penampang seismik diperoleh dengan mengembalikan setiap diperoleh dengan mengembalikan setiap *event* difraksi yang berbentuk hiperbola ketitik asalnya (puncak). Dalam hal ini, setiap titik pada hasil penampang migrasi dilakukan tersendiri dari titik-titik yang lain. Setiap titik pada hasil penampang

migrasi diperoleh dengan menambahkan semua nilai data sepanjang difraksi yang berpusat pada titik itu.

H. Klasifikasi Migrasi

Migrasi data seismik sebagai bagian dari proses pengolahan data seismik berusaha menghilangkan pengaruh difraksi dan efek kemiringan reflektor. Migrasi dilakukan untuk memindahkan reflektor posisi miring ke posisi sebenarnya di bawah permukaan dan menghilangkan pengaruh difraksi, dengan cara ini kemenerusan penampakan bawah permukaan dapat digambarkan secara detail, misalnya bidang patahan ataupun zona sesar. Dengan demikian, sebetulnya ada dua konsep migrasi yang utama dan dapat dibedakan dari proses migrasinya sendiri serta hasil akhirnya, yaitu migrasi waktu dan migrasi kedalaman (Juwita, 2001). Migrasi dapat diklasifikasikan menjadi beberapa kategori antara lain berdasarkan kawasan dimana migrasi bekerja dan berdasarkan urutan tipe migrasi.

a. Berdasarkan kawasan

Migrasi berdasarkan kawasan terbagi atas:

1. Migrasi waktu (*time migration*)

Migrasi waktu berasumsi pada perambatan gelombang lurus di bawah permukaan. Hasil akhir dari proses migrasi waktu adalah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam skala waktu. Migrasi ini berasumsi bahwa kecepatan model merupakan gradien kecepatan vertikal. Dari asumsi tersebut perbedaan antara sumbu waktu dan sumbu kedalaman hanya dalam skalanya saja (Yilmaz, 1987).

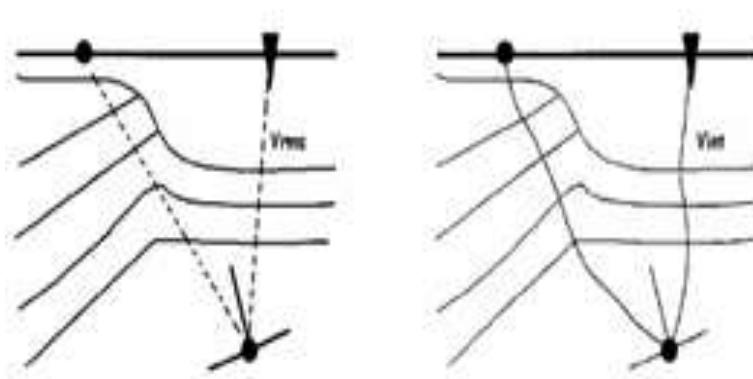
Pada proses kontinuasi ke bawah untuk setiap penyuplikan (*sample*) dilakukan dengan Δt konstan, sehingga perumusan yang didapat,

$$\Delta z = \Delta t v / 2 \quad (16)$$

Dimana Δt adalah interval pencuplikan dengan nilai konstan dari penampang waktu, V adalah kecepatan penjalaran gelombang pada medium yang dilewati, dan Δz adalah interval pencuplikan kedalaman. Kecepatan V yang digunakan dalam hal ini adalah kecepatan RMS. Dari pendekatan tersebut, maka hasil migrasi waktu dapat ditampilkan secara langsung dalam penampang waktu.

2. Migrasi Kedalaman

Berbeda dengan migrasi waktu, dalam hal ini migrasi kedalaman menggunakan asumsi gerak perambatan gelombang yang sesuai dengan keadaan yang sebenarnya. Hasil akhir dari proses migrasi kedalaman adalah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam penampang kedalaman. Sebagai *input* kecepatan untuk migrasi kedalaman adalah kecepatan interval, dimana kecepatan tersebut sangat sesuai dengan pendekatan penjumlahan kurva difraksi. Model kecepatan ini dapat menelusuri dengan baik jejak-jejak sinar dari titik difraksi ke permukaan (Holt, 2002). Dari model kecepatan itu pula hasil akhir proses migrasi dapat ditampilkan langsung dalam penampang kedalaman. **(Gambar 31).** Menunjukkan model kecepatan yang digunakan dalam migrasi kawasan waktu dan migrasi kawasan kedalaman.



Gambar 31. Model Kecepatan Migrasi (Holt, 2002)

b. Migrasi berdasarkan tipe

Migrasi berdasarkan tipe domain kedalaman, terbagi menjadi:

1. Post Stack Depth Migration

Merupakan metode migrasi yang dilakukan setelah *stack* dengan menggunakan kecepatan interval. Migrasi ini merupakan migrasi yang lebih sederhana dibandingkan dengan *pre stack migration*. Proses pengolahan data pada migrasi *post stack* lebih cepat dibandingkan dengan pengolahan data pada migrasi *pre stack* yang membutuhkan waktu lebih lama.

2. Pre Stack Depth Migration

Merupakan teknik migrasi sebelum *stack* dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks seperti *thrust belt*, zona di sekitar karbonat (*reef*), kubah garam, dll (Holt, 2007). Hal yang membedakan *time migration* dan *depth migration* bukanlah masalah domain waktu dan domain kedalaman, akan tetapi yang membedakan di antara kedua metode tersebut adalah model kecepatan yang digunakan. *time migration* memiliki variasi kecepatan yang *smooth* dan *depth migration* memiliki kecepatan yang kompleks. PSDM dilakukan dalam domain waktu, konversi kecepatan 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 pembanding model geologi dalam pembuatan model kecepatan.

I. Migrasi Kirchhoff

Migrasi Kirchhoff atau sering disebut dengan migrasi penjumlahan Kirchhoff adalah metode migrasi yang didasarkan pada penjumlahan kurva difraksi. Migrasi

Kirchhoff adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978). Migrasi ini merupakan pendekatan secara statistik dengan posisi suatu titik dibawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama.

Suatu bidang reflektor (horizon reflektor untuk penampang 2 dimensi) representasinya pada penampang *offset* nol adalah superposisi dari hiperbola-hiperbola difraksi dari titik-titik pada bidang tersebut yang bertindak sebagai *Huygens Secondary Source*. Migrasi Kirchoff dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari suatu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya. Pada tempat-tempat *zero-offset* kurva difraksi berbentuk hiperbolik sehingga diperoleh persamaan:

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{(X+x_0)^2}{V^2}} \quad (17)$$

Dimana :

T = Waktu termigrasi

T_0 = Waktu terjadi difraksi

X = Posisi

V = Kecepatan

x_0 = 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 22**) 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 (Yilmaz, 2001).

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{(X_r + X_0)^2}{v_{rms}^2}} + \sqrt{T_0^2 + \frac{(x_s + X_0)^2}{v_{rms}^2}} \quad (18)$$

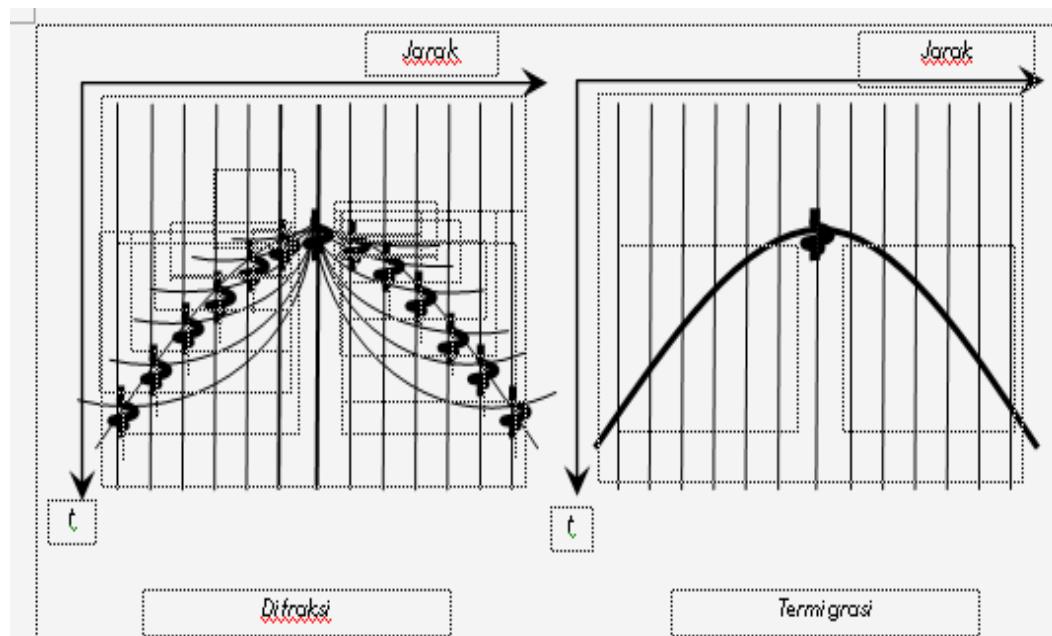
Dimana:

V_{rms} = Kecepatan rms

X_s = Posisi sumber

X_r = Posisi *receiver*

Migrasi Kirchoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu menggunakan kecepatan RMS dan *straight ray*, sedangkan dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dalam *ray tracing*. Ilustrasi migrasi Kirchoff menurut penjumlahan difraksi terlihat pada gambar berikut ini :



Gambar 32. Metode migrasi Kirchhoff (a) pola penjumlahan difraksi (b) setelah migrasi (Pujiono, 2009).

Menurut prinsip Kirchoff, amplitudo pada posisi refleksi yang sebenarnya akan dijumlahkan secara koheren sepanjang kurva difraksi (**Gambar 32**). Menurut Schneider, keuntungan utama dari migrasi Kirchoff ini adalah penampilan

kemiringan yang curam dan baik, sedangkan salah satu kerugiannya adalah kenampakan yang buruk jika data seismik mempunyai *S/N* yang rendah.

Terkadang data yang telah dimigrasi akan menimbulkan *spatial aliasing* yang disebabkan oleh *edge effect*, *edge effect* ini akan memperpanjang sekitar setengah dari *aperture* sebenarnya dalam algoritma migrasi, sehingga akan mengurangi kualitas pencitraan *subsurface*. *Aperture* merupakan jarak atau cakupan suatu data yang akan dimasukkan ke dalam perhitungan pada migrasi *kirchoff aperture* harus dapat mencakup setiap reflektor yang menjadi target agar amplitudo dapat dimigrasi ke posisi reflektor sebenarnya. Dengan penentuan *aperture* yang tepat, *edge effect* tersebut dapat dihilangkan, jarak *aperture* sangat dipengaruhi oleh besar sudut kemiringan, kecepatan, serta waktu dari *event* seismik itu sendiri (Asoteles, 2004).

J. Transformasi Dix

Dix menurunkan persamaan untuk *traveltime*, dengan mempertimbangkan *raypath bending*, pada kasus banyak lapisan yang datar. Dix berpendapat bahwa, untuk sudut kecil V_{rms} dapat digunakan pada formula *moveout* dan memprediksi *traveltime* untuk beberapa *offset* V_{rms} didefinisikan sebagai:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum V_{int-i} \cdot t_i}{\sum t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (19)$$

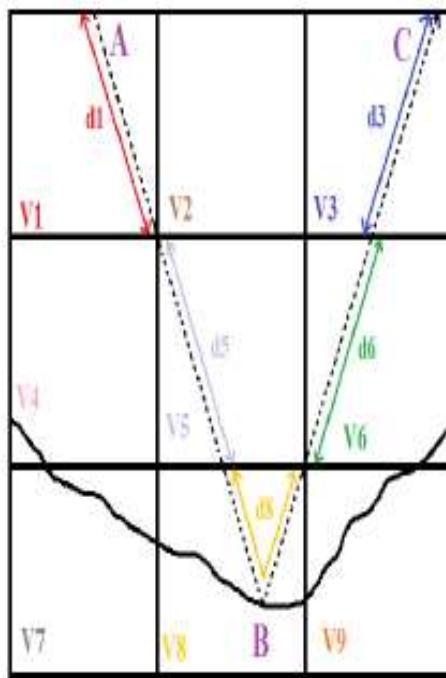
dengan V_{int-i} adalah kecepatan interval tiap lapisan, t_i adalah ketebalan tiap lapisan. Dix juga menurunkan formula untuk kecepatan interval dari *traveltime* dan V_{rms} , dan sering disebut sebagai persamaan dix:

$$V_{int(A-B)}^2 = \frac{V_{rms(B)}^2 \cdot T_B - V_{rms(A)}^2 \cdot T_A}{T_B - T_A} \quad (20)$$

dengan $V_{int}(A|B)$ adalah kecepatan interval antara permukaan A dan B, TA adalah *normal incidence traveltime* untuk permukaan A, TB adalah *normal incidence traveltime* untuk permukaan B (Fagin, 1999).

K. Tomografi Refleksi

Tomografi pada migrasi kedalaman adalah sebuah metode untuk menyempurnakan model kecepatan saat migrasi kedalaman yang dilakukan dengan model kecepatan *residual moveout*. Tomografi menggunakan ukuran ketidak dataran (*residual moveout*) ini sebagai upaya untuk menemukan model alternatif yang akan meminimalkan kesalahan.



Gambar 33. Model tomografi sederhana (Fagin, 2002)

(**Gambar 33.**) menunjukkan model sederhana dengan bawah permukaan dibagi menjadi sembilan sel persegi panjang yang masing – masing memiliki kecepatan konstan berbeda yang menggambarkan prinsip dasar tomografi. Waktu datang

untuk *raypath* ABC (t_{ABC}) dimana *raypath* berasal dari A, kemudian terefleksi dari kemiringan lapisan B dan sampai pada *receiver* C, dituliskan sebagai:

$$t_{ABC} = \frac{d_1}{v_1} + \frac{d_5}{v_5} + \frac{d_8}{v_8} + \frac{d_6}{v_6} + \frac{d_3}{v_3} \quad (21)$$

Tomografi waktu tempuh refleksi berdasarkan perturbasi parameter model awal dengan jumlah yang kecil dan mencocokkan perubahannya dalam waktu tempuh terhadap pengukuran waktu tempuh dari analisis *residual moveout* pada *image gathers*. Kita harus melakukan yang terbaik saat *model building* sehingga hanya tersisa sedikit perbedaan yang akan dibuat terhadap model dengan tomografi. Khususnya, *update* tomografi dapat diharapkan bekerja menyediakan perubahan, yang akan dibuat terhadap parameter model awal, yaitu *slowness* (s) dan kedalaman (z) pada batas lapisan, yang kecil jika dibandingkan terhadap parameter modelnya. Tomografi waktu tempuh refleksi dalam implementasinya, parameter model akan diperturbasi saat *offset*-nya tetap.

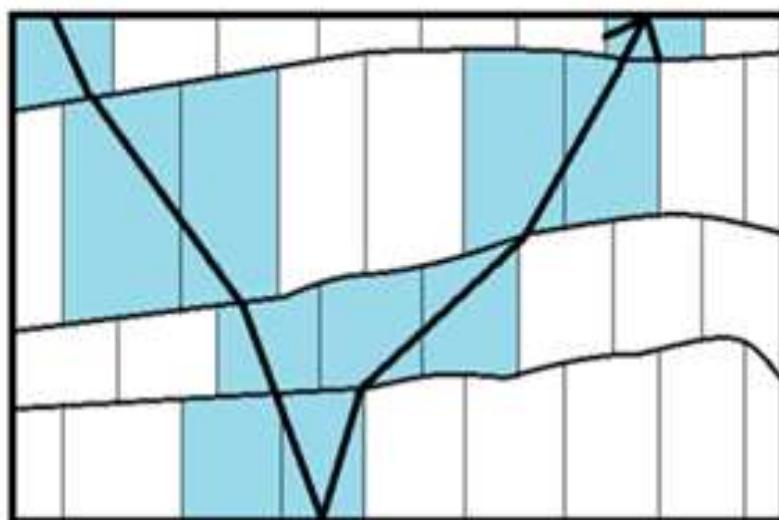
Perhitungan tomografi dilakukan untuk memperbaiki *slowness* (kelambatan) dan waktu vertikal (tv) pada kecepatan dan batas perlapisan dalam formasi (Kosloff, 1999). Untuk mendapatkan persamaan tomografi dibutuhkan suatu hubungan antara *error* waktu $\delta\tau$ dengan model yang sudah diperbarui δtv dan *slowness error* δs (Kosloff dkk, 1996).

$$\delta t = \int_{ray} \delta S_L dl + \sum_{i=1}^{2N_L-1} \Delta P_z^i \delta z_i \quad (22)$$

Dimana ΔP_z^i adalah perubahan pada *slowness* vertikal dari sinar antara titik langsung dibawah dan diatas dengan bidan batas ke- i , δS_L adalah kesalahan pada *slowness*, δz_i adalah kesalahan pada kordinat vertikal.

L. Model *Horizon Based Tomography*

Model kecepatan awal yang diperoleh dari *transformasi interval velocity* digunakan untuk melakukan proses PSDM. Pendekatan *layer stripping* dalam *transformasi interval velocity* 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 *transformasi interval velocity* 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.



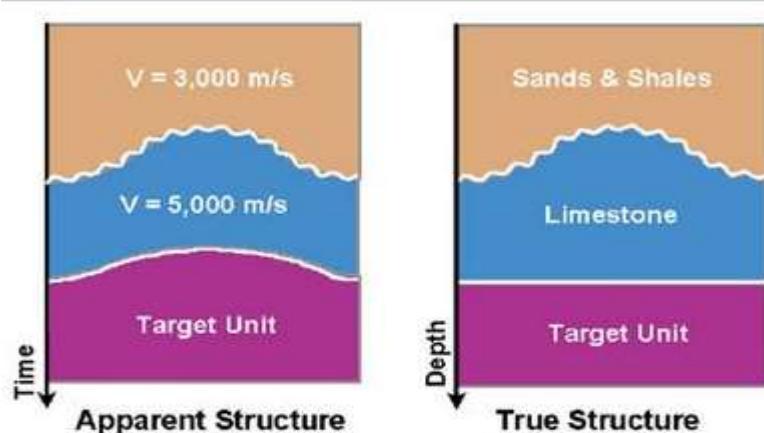
Gambar 34. *Horizon Based Tomography* (Fagin, 2002)

Menggunakan *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).

M. Efek *pull up*

Konversi data seismik dari domain waktu menjadi domain kedalaman merupakan hal yang sangat penting didalam dunia eksplorasi migas. Pengambilan keputusan untuk program pengeboran didalam domain waktu merupakan hal yang sangat membahayakan. Karena, seringkali interpretasi didalam domain waktu akan menghasilkan penafsiran yang tidak tepat terutama pada zona di bawah kecepatan tinggi seperti *sub-salt* ataupun *sub carbonate*. Tidak seperti migrasi dalam kawasan waktu, migrasi dalam kawasan kedalaman mencover perubahan kecepatan secara lateral. Untuk *flat overburden*, perubahan kecepatan secara lateral adalah kecil, lain halnya dengan daerah dengan struktur yang kompleks, (Abdullah, 2009). Dibawah zona ini, akan diperoleh *pull up velocity anomaly* atau antiklin semu padahal pada keadaan sesungguhnya hanyalah datar-datar saja atau bahkan sinklin, seperti yang terlihat pada sketsa dibawah ini:



Gambar 35. Ilustrasi efek *pull up* (Edward dkk, 2002)

Konversi kedalaman adalah cara untuk menghilangkan ambiguitas struktural yang melekat pada domain waktu dan untuk menverifikasi struktur. Ada banyak metode untuk mengubah waktu seismik menjadi kedalaman. Metode konversi waktu menjadi kedalaman dapat dipisahkan menjadi dua kategori besar: konversi waktu-kedalaman langsung, dan pemodelan kecepatan untuk konversi kedalaman (Edward dkk, 2002)

N. Inversi *Model Based*

Keunggulan metode inversi *model based* adalah hasil yang didapatkan memiliki informasi yang lebih akurat karena memasukkan komponen frekuensi rendah (dari data log), kurang sensitif terhadap *noise* karena menghindari inversi langsung dari data seismik, dan nilai impedansi akustik yang didapat rata-rata adalah berbentuk *blocky* yang memiliki harga impedansi akustik yang kontras sehingga mempermudah dalam penentuan batas atas dan batas bawah suatu lapisan reservoir. Pada pengolahan data yang dilakukan memiliki konsep yang sama yaitu berbentuk *blocky* untuk pemodelan kecepatan yang dilakukan memiliki kesamaan dengan metode *model based*. Adapun kekurangan dari metode *model based* ini antara lain solusi lengkap yang diperoleh secara iteratif dan mungkin tidak pernah dicapai. Dan dimungkinkan bisa didapat lebih dari satu model yang cocok dengan data seismik. (*no uniqueness*) (Sukmono,2000).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Waktu penelitian ini dilakukan pada 6 Maret – 2 Mei 2017 di Pertamina Upstream Technology Center dan Gedung L Teknik Geofisika Universitas Lampung. Berikut merupakan tabel jadwal penelitian tugas akhir penulis.

Tabel 1. Jadwal Penelitian

NO	Waktu Kegiatan	Maret			April			Mei	Juli	Agustus
		2	3	4	1	2	3			
1	Studi Literatur	■	■							
2	Pengolahan Data dan Evaluasi		■	■	■	■	■			
3	Analisa dan Pembahasan				■	■	■			
4	Penulisan Laporan Akhir							■	■	
5	Usul Penelitian							■	■	
6	Hasil Penelitian								■	
7	Ujian Komprehensif									■

B. Data Penelitian

Penelitian ini menggunakan data berupa *time gathers* format SEG – Y sebanyak 2 buah *Line* untuk *Line* pertama dengan *first CMP*: 1946, *last CMP*: 5974, *time* (min): 0 ms, *time* (max): 6000 ms dan *sample rates*: 2 Msec. *Line*

kedua dengan *first* CMP: 2004, *last* CMP: 3396, *time* (min): 0 ms, *time* (max): 4002 ms dan *sample rates*: 2 Msec.

C. Alat dan Bahan

Pada penelitian ini menggunakan beberapa alat dan bahan yang digunakan dalam tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Menggunakan perangkat keras meliputi CPU (*Central Processing Unit*), komputer dengan sistem operasi Linux (*read head*)
2. Aplikasi (*software*) *Paradigm 15.5*
3. Data seismik 2D

D. Prosedur Penelitian

Penelitian ini berupa pemodelan kecepatan *pre stack depth migration*, adapun tahapan pengolahanya sebagai berikut:

a. *Import Data*

Proses pembacaan data berupa SEG – Y *import*. Data merupakan data hasil proses *pre stack time migration*. Maka data yang di *input* berupa *time gather*. Pada proses *input* data dilakukan *input trace header* dengan menyeleksi parameter data dan memasukan kode *byte* yang terdapat pada general info/ EBCDIC. *Byte* yang dimasukan akan membaca *value* data. EBCDIC merupakan informasi yang terdapat pada data *gather* isinya berupa tipe data, format data, nama *line, header info bytes*, parameter akuisisi data, rangkaian processing yang telah dilakukan sebelumnya sebagai *input* ke *software seismic 2D GeoDepth Paradigm 15.5*.

b. Pembacaana *line* pada *base map*

Proses ini merupakan pembacaan arah koordinat *x*, koordinat *y*, arah *line* data, CMP data. Proses ini berupa pengecekan data apabila telah di *input* dengan benar maka akan terbaca posisi data pada *base map*.

c. *Picking semblance*

Proses ini berupa pemilihan kecepatan dengan metode *semblance* yang dilakukan pada *time gather*. Metode *semblance* menampilkan spektrum kecepatan dalam bentuk kontur warna dan melalui proses *picking* akan mengakibatkan diterapkannya proses NMO. *Gather* yang belum terkoreksi akan menampilkan pola reflektor yang cenderung *undercorrected* dan *gather* yang memiliki kecepatan yang terlalu rendah akan menghasilkan *overcorrected*. Koreksi *Normal move out* akan membuat *gather time* terkoreksi efek jarak dan menghasilkan *gather* yang *flat* melalui pemilihan kecepatan yang tepat (*picking*). Proses *picking* berupa pemilihan kecepatan yang diwakili dengan koherensi warna maksimum. Pada *semblance vertical* koherensi maksimum ditunjukkan dengan warna biru sampai koherensi minimum berwarna merah. *Picking semblance* yang benar akan berada tepat pada reflektor *gather time*. Hasil dari proses ini didapatkanya *stacking velocity* kemudian dihasilkanlah *RMS velocity*.

d. *Pre stack time migration.*

Migrasi *time* merupakan migrasi domain waktu dimana kecepatan *input* berasal dari *RMS velocity*. Migrasi pada tahap ini menggunakan konsep kecepatan model yang berupa gradient kecepatan secara vertikal. Proses migrasi ini menggunakan algoritma migrasi Kirchhoff *pre stack time migration curve rays*. Tahapan ini merupakan tahapan awal menentukan objek lapisan yang nantinya

akan diterapkan koreksi efek *pull up*, serta menentukan batas antar lapisan yang nantinya akan difokuskan untuk proses pemodelan kecepatan.

e. *Pre stack depth migration.*

Pada pengolahan migrasi domain kedalaman menggunakan asumsi perambatan gelombang yang sesuai dengan keadaan yang sebenarnya. Kecepatan *input* proses berasal dari *interval velocity*. *Interval velocity* didapatkan dari transformasi kecepatan *rms velocity* menggunakan persamaan transformasi dix. Migrasi yang dihasilkan berasal dari migrasi dengan algoritma *kirfchhoff* berupa *pre stack depth migration* Kirchhoff *wavefront* dan data *time gather* sebagai masukan. Pengolahan dilakukan dengan percobaan pemilihan parameter *aperture* migrasi hingga dihasilkan migrasi terbaik. Hasil dari migrasi ini berupa *section initial PSDM*.

f. Interpretasi Horizon

Interpretasi horizon diterapkan dengan membuat garis horizon yang didasarkan atas pola reflektor yang kuat sebagai batas antar lapisan pada *section initial PSDM*. Proses ini juga dinamakan *picking along horizon* yang dilakukan di sepanjang peak (puncak) *trace* seismik. Garis horizon inilah yang digunakan sebagai acuan dari pemodelan kecepatan *horizon based depth tomography*.

g. Pemodelan kecepatan

Pada tahapan dilakukan pemodelan kecepatan yang berasal dari acuan garis interpretasi horizon. Pemodelan menggunakan V_{int} akan terbentuk dan terlihat pada *velocity window* berupa model kecepatan hasil interpretasi selanjutnya, dibentuk model kecepatan baru sebagai *input* untuk proses tomografi yang terdiri dari model kurva kecepatan.

h. Residual Moveout along Horizon

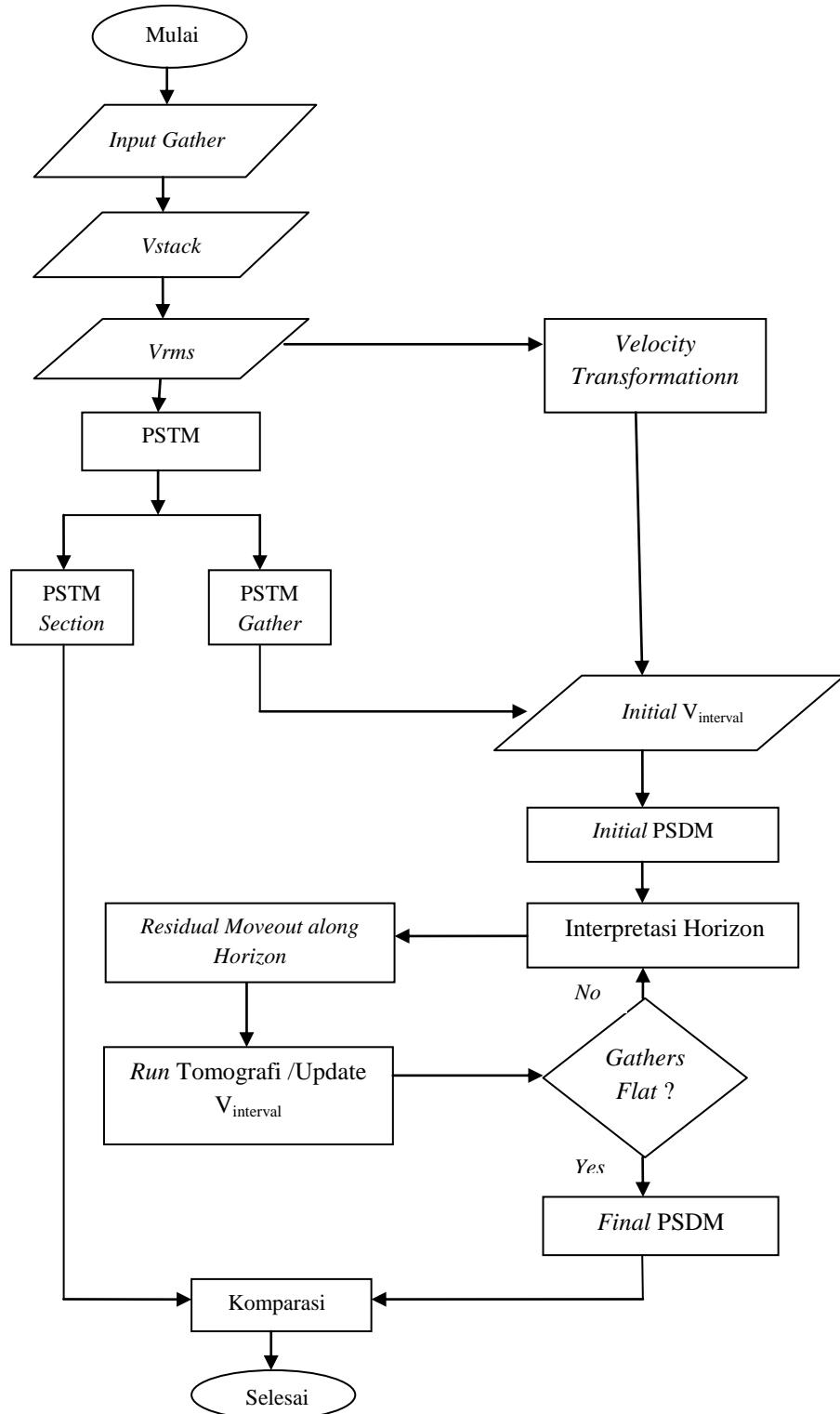
Residual moveout along horizon yaitu analisis kecepatan yang dilakukan pada model kecepatan yang belum tepat dengan acuan sepanjang garis interpretasi *horizon*. Analisis ini berupa identifikasi *residual moveout* yang dibutuhkan agar reflektor pada *depth gather* menjadi lurus. Pengolahan ini dilakukan berdasarkan *time residual* yaitu pengukuran *moveout* yang masih tersisa pada reflektor *depth gather* setelah diterapkannya NMO atau setelah migrasi. Hasil dari residual yang dilakukan pada tahapan ini dilanjutkan dengan dihasilkan migrasi.

i. Iterative PSDM

Pengolahan ini merupakan pengolahan yang dilakukan berulang –ulang pada proses tomografi PSDM untuk mengamati perubahan citra seismik yang dihasilkan sebagai cara untuk memperkecil nilai *error*. *Iterative PSDM* dilakukan dengan tahapan *horizon refinement* yaitu pengecekan *picking horizon* melalui proses *repicking*, melakukan *update* kecepatan interval hasil tomografi dengan tahapan residual *moveout* dan sampai dihasilkan migrasi. *Iterrative* akan dilakukan hingga dihasilkan *final depth migrated gather* yaitu penampang seismik dengan citra terbaik, sesuai dengan struktur geologi sebenarnya dan terkoreksi dengan tepat.

E. Diagram Alir

Diagram alir penelitian yang dilakukan adalah sebagai berikut :



Gambar 36. Diagram Alir Penelitian

V. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian tersebut dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Efek *pull up* yang terdapat pada lapangan A1 terdapat dua objek yang disebabkan oleh susunan batuan karbonat efek *pull up* mengikuti bentuk dari batuan karbonat pada lapisan *shale*. Pada lapangan A2 terdapat tiga objek indikasi *pull up* yang disebabkan oleh lapisan batuan karbonat yang dikelilingi oleh *shale*.
2. Penampang PSTM lapangan A1 memiliki efek pull up pada *time* 1500 – 2500 s pada CMP 2730 dan CMP 3130 dan A2 pada *time* 450 dan 650 CMP 2250, *time* 600 CMP 3050. Efek *pull up* tersebut dapat terkoreksi melalui proses PSDM *tomography*.
3. Pengolahan PSDM mampu menghasilkan kualitas citra seismik lebih akurat dibandingkan melalui pengolahan PSTM.

B. Saran

Sebaiknya pada tahapan interpretasi diperoleh lebih banyak garis interpretasi horizon pada penampang seismik PSDM, serta melakukan pengolahan yang dilengkapi dengan data sumur.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, A., 2007, *Ensiklopedi Seismik Online Ebook*, Jakarta.
- Abdullah, A., 2009, *Ensiklopedi Seismik Online Ebook*, Jakarta.
- Arpandi, D., Patmosukismo, S., 1975. The Cibulakan Formation As One Of The Most Prospective Stratigraphic Units In The Northwest Java Basinal Area. IPA Proceeding, Vol 4th Annual Convention, Jakarta
- Asoteles, 2004, *Survey Design Criteria Maximum Migration Aperture*.
- Bachtiar, A., 2006, *Slide Kuliah Geologi Indonesia*, Prodi Teknik Geologi, FIKTM-ITB.
- Budiyani,S., Priambodo, D.,Haksana, B.W., dan Sugianto,P. 1991. Untuk formasi Parigi di Cekungan Jawa Barat Utara, *Makalah IAGI*, Vol 20th , Indonesia, hal 45-67
- Clearboult, J., F., 1985, *Imaging The Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publication, London.
- Elnashai, S., A., dan Sarno, D., L., 2008, *Fundamental Of Earthquake Engineering*, Wiley, Hongkong.
- Edward, L., E., Nick, J., C., and Jan, D., True Depth Conversion: More Than A Pretty Picture, *Scott Pickford, A Core Laboratories Company*, Vol.26, No.09.
- Fagin, S., 1999, *Model-Based Depth Imaging, Course Notes Series*, No. 10, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Fagin, S., 2000, *Model-Based Depth Imaging, Course Notes Series*, No. 10, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Gadallah, M, .R., dan Fisher, R., 2009, *Exploration Geophysics*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Holt, R., A., 2007, An Interpreter's Guide to Succesfull Pre-Stack Depth Imaging,CSPG CSEG Convention

Hutabarat, R., G., 2009, *Integrasi Inversi Seismik Dengan Atribut Amplitudo Seismik Untuk Memetakan Distribusi Reservoir Pada Lapangan Blackfoot*, Jakarta, Universitas Indonesia.

Juwita, S., 2001, Penerapan Metode *Prestack Depth Migration Pada Data Multiline 2-D Di Lapangan Elang South*. Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.

Koesoemadinata, R.P. 1980. *Geologi Minyak Dan Gas Bumi Jilid 1 Dan 2*, Bandung, Institut Teknologi Bandung.

Kosloff, D., Sherwood, J., Koren, Z., Machet, E., dan Falkovitz, Y., 1996, *Velocity And Interface Depth Determination By Tomography Of Depth Migrated Gather*. Geophysics.

Kosloff, D., 1999, *Tomographic Interval Velocity Determination From Prestack Migrated Data*. Paradigm Geophysical.

Kusuma, M.I., dan Nafi, A.N., 1986, Prospek Hidrokarbon Formasi Warukin Di Cekungan Barito Kalimantan, Kumpulan Makalah *Pertemuan Ilmiah Tahunan XIV IAGI*, Jakarta, hal 105-124

Mayne, W., H., 1962, Common Reflection Point Horizontal Data Stacking, *Geophysics*, Vol. 27, p. 927.

Marisa, P., 2008, Analisis Model Kecepatan Pada Migrasi Sebelum Stack Untuk Mencitrakan Struktur Bawah Permukaan Pada Lintasan "ELORA" Cekungan Banggai-Sulawesi Tengah. *Skripsi*. UGM: Yogyakarta

Munadi, S., 2000, *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*, Universitas Indonesia, Depok.

Murdiman, I., dan Namigo, L., E., 2016, Analisis Kecepatan Seismik Dengan Metode Tomografi Residual Moveout, *Jurnal Fisika*, Vol. 5, No.4.

Mualimin, Hisan, R.S., Djoko, S.B., Sumahardi, B., 2004, Velocity Model Building Pada Pre Stack Depth Migration; (Pencitraan Pada Struktur Yang Kompleks). *Proceding PIT HAGI Ke-29*, Yogyakarta.

Noble, R., A., Hehu P., dan Charlie Wu, C., H., 1997. Oil Kitchen and Petroleum Bearing Subbasin in Northwest Java Area, *IPA Proceedings*, 26' Annual Convention, Jakarta.

Nugroho, D., dan Sudarmaji., 2014, Perbandingan Metode Model Based Tomography dan Grid Based Tomography. Program Studi Geofisika,

Universitas Gadjah Mada. ISSN : 2089 – 0133 Indonesian *Journal of Applied Physics* Vol.04, No.1, Halaman 63.

Priyono, A., 2006. *Metoda Seismik*. Departemen Teknik Geofisika, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Pujiono, S., 2009, Pre-Stack Depth Migration Anisotropi Untuk Pencitraan Struktur Bawah Permukaan, *Skripsi*, Jurusan Fisika UNDIP: Semarang.

Purnawati, L., dan Minarto, E., 2016, Koreksi Struktur Lapangan “LP” Dengan Menggunakan Metode Pre Stack Depth Migration (PSDM), *Jurnal Saind dan Seni*, Vol. 5, No.2

Ramdhani, Haqqi, Henry M. Malik, Susilohadi, 2013, Deteksi Dan Karakterisasi Akustik Sedimen Dasar Laut Dengan Teknologi Seismik Dangkal Di Perairan Rambat, Bangka Belitung, *Jurnal Ilmu Dan Teknologi Kelautan Tropis* 5(2): 441-452.

Rizka, M., G., 2013, Studi Pencitraan Struktur Bawah Permukaan Bumi Menggunakan Pemodelan Constrained Velocity Inversion Dan Grid Based Tomography Pada Lintasan GMR165 Di Daerah Teluk Cendrawasih. *Skripsi*, UNILA: Lampung.

Schneider, W.A., 1978, Integral Formulation for Migration in Two Dimension and Three Dimension, *Geophysics*, V.41, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

Sheriff, R., E., 1995, *Exploration Seismology Second Edition*, Cambridge University Press: USA.

Sheriff, R., E., and Geldart, L. P., 1995, *Exploration Seismology 2nd Edition*, Cambridge University Press: USA.

Sikumbang, N. dan Heryanto, R., 1987, *Laporan Geologi Lembar Banjarmasin Kalimantan Selatan, Proyek Pemetaan Geologi dan Interpretasi Foto Udara*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.

Sinclair, S., Gresko M., dan Suria. C. 1995. Basin Evolution Of The Ardjuna Rift System And Its Implications For Hydrocarbon Exploration, Offshore Northwest Java, Indonesia. *24th Annual Convention Proceedings* (Vol.1)

Stacey, 1997, *Physics Of The Earth Second Edition*, University of Queensland, Australia.

Sukmono, S., 2000. *Seismik Inversi Untuk Karakterisasi Reservoir*. Departemen Teknik Geofisika Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Susilawati, 2008, *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa pada Penelaahan Struktur Bagian dalam Bumi*, Sumatra Utara, Universitas Sumatra Utara

Van Bemmelen, R.W., 1949, *The Geology of Indonesia*, Vol.1A, 2nd, Batavia, Netherland, 732 hal.

Yilmaz, O, 1987, *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma.

Yilmaz, O, 2000, *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma.

Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Analysis*, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma.