

**Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat dalam Pemodelan
Kecepatan Interval *Pre-Stack Depth Migration***

(Skripsi)

Oleh:
Zahidah Sholehah



**KEMENTRIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2017**

ABSTRAK

INTEGRASI DATA SEISMIK DAN DATA GAYABERAT DALAM PEMODELAN KECEPATAN INTERVAL *PRESTACK DEPTH* *MIGRATION*

Oleh

ZAHIDAH SHOLEHAH

Ketebalan lapisan *loose* (gambut) serta keberadaan lapisan batu bara yang cukup tebal pada daerah penelitian membuat pengolahan citra bawah permukaan menggunakan data seismik saja menghasilkan hasil pencitraan yang kurang jelas dan detail. Integrasi antara data seismik dengan data gayaberat dengan mengubah nilai densitas menjadi nilai kecepatan seismik menggunakan persamaan *Gardner*. Integrasi dilakukan untuk mendapatkan kecepatan seismik untuk data pada kedalaman 0-3100m dan kecepatan gayaberat untuk data pada kedalaman 3100-6500m. Perbandingan antara log kecepatan sonic dengan kecepatan gayaberat menghasilkan bentuk grafik dengan *trend* yang kurang lebih sama. Integrasi dilakukan dengan menambahkan anomali residual kecepatan seismik dengan anomali regional kecepatan gayaberat. Batas integrasi ditentukan pada analisa spektrum dengan menentukan bilangan gelombang (k) sebesar 0.2 sehingga lebar jendela (λ) atau batas antara anomali residual dan regional yang didapatkan sebesar 3.1 atau sedalam 3100m. *Residual error* pada *semblance gather initial* pada PSDM data integrasi menunjukkan energi yang mendekati nol (tengah) jika dibandingkan dengan PSDM data seismik. Model kecepatan interval initial data integrasi menghasilkan citra bawah permukaan *PreStack Depth Migration* di kedalaman 0-1500m yang lebih jelas dan detail jika di korelasikan dengan model 2D gayaberat yang telah ada sebelumnya dan jika dibandingkan dengan hasil PSDM data seismik. Hal tersebut menunjukkan bahwa masalah pencitraan penampang seismik akibat energi gelombang ter-*absorpsi* yang melatarbelakangi penelitian ini dapat di atasi dengan melakukan integrasi antara data kecepatan seismik dengan data kecepatan gayaberat.

Kata Kunci: *absorpsi*, persamaan *Gardner*, gayaberat, PSDM, seismik refleksi.

ABSTRACT

Seismic and Gravity Data Integration to Build Velocity Interval Model Pre-Stack Depth Migration

By

Zahidah Sholehah

The thickness of the loose layer (peat) and the coal data set is thick enough. It makes subsurface imagery using seismic data generates less detailed to seismic cross section on the surface. Integration of seismic data with gravity data by converting a density into a seismic velocity using the Gardner equation. Integration is performed to obtain seismic velocity for data at 0-3100m depth and gravity velocity for data at depth 3100-6500m. The comparison between sonic speed logs and gravity speeds results in graphic form with more or less the same trend. Integration is accomplished by increasing the residual seismic velocity anomaly with regional anomalies of gravity velocity. The comparative and velocity limit between residual and regional anomalies yields of 3.1 or as deep as 3100m. Residual error to semblance gather in the seismic PSDM data shows a near-zero energy. The initial data integration of interval velocity model produces the PreStack Depth Migration subsurface image that more continu and more detailed. Processes below 0-1500m is more continu and more detailed when correlated with the existing gravity 2D model and when compared with seismic PSDM data. This indicates that the seismic cross-sectional imaging problem caused by applied wave energy underlying this research can be overcome by integrating seismic velocity data with velocity gravity data.

Key notes : absorption, Gardner equation, gravity methods, PSDM, seismic reflection.

**INTEGRASI DATA SEISMIK DAN DATA GAYABERAT DALAM
PEMODELAN KECEPATAN INTERVAL *PRESTACK DEPTH*
*MIGRATION***

Oleh

ZAHIDAH SHOLEHAH

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTRIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2017**

Judul Skripsi : **INTEGRASI DATA SEISMIK DAN DATA
GAYABERAT DALAM PEMODELAN
KECEPATAN INTERVAL PRESTACK
DEPTH MIGRATION**

Nama Mahasiswa : **Zahidah Sholehah**

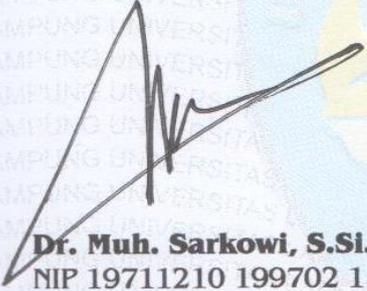
Nomor Pokok Mahasiswa : 1215051055

Jurusan : Teknik Geofisika

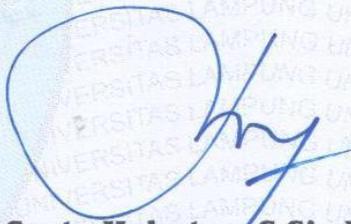
Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

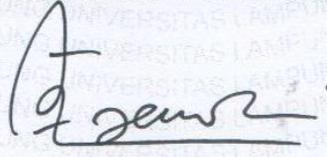


Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.
NIP 19711210 199702 1 001



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

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

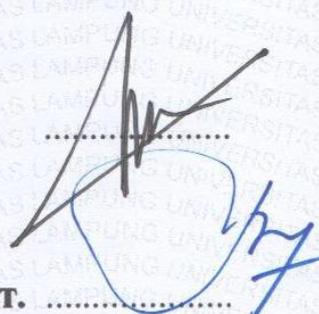


Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.Si.
NIP 19720928 199903 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.



Sekretaris : Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.

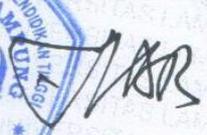
**Penguji
Bukan Pembimbing : Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.**



2. Dekan Fakultas Teknik



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



Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 12 April 2017

SURAT PERNYATAAN

Riwayat Hidup

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan oleh orang lain dan sepanjang pengetahuan saya tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana yang disebutkan didalam daftar pustaka. Selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya tidak benar, maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukuman yang berlaku.

Bandar Lampung, 10 Mei 2017

Penulis,



Zahidah Sholehah
1215051055

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Bandar Lampung, Lampung pada tanggal 22 Mei 1994, sebagai anak pertama dari enam bersaudara, dari Bapak Achmad Farid dan Ibu Ita Erlina Kustiwinarni.

Riwayat pendidikan penulis dimulai dari Taman Kanak-kanak A dan B Qurata'ayun Gedung Meneng, Kedaton, Bandar Lampung, Lampung dari tahun 1998 dan diselesaikan pada tahun 2000. Penulis kemudian pindah ke Jakarta dan sekolah di Sekolah Dasar Negeri (SDN) 09 Pagi Cipulir, Kebayoran Lama, Jakarta Selatan, DKI Jakarta dari tahun 2000 dan diselesaikan pada tahun 2006, Sekolah Menengah Pertama Islam Terpadu (SMPIT) AULIYA Bintaor, Jombang, Tangerang dari tahun 2006 dan diselesaikan pada tahun 2009. Sekolah Menengah Atas Negeri (SMAN) 16 Palmerah, Jakarta Barat, DKI Jakarta dari tahun 2009 dan diselesaikan pada tahun 2012. Selama menjadi siswa SMA penulis pernah menjadi Sekretaris 2 MPK SMAN 16 Jakarta barat dari tahun 2009 sampai 2010 dan dilanjutkan menjadi Wakil 1 OSIS SMAN 16 Jakarta Barat dari tahun 2010 sampai tahun 2011.

Tahun 2012 penulis terdaftar sebagai mahasiswa Jurusan Teknik Geofisika UNILA melalui jalur SNMPTN. Selama menjadi mahasiswa penulis pernah mengikuti beberapa organisasi intra kampus berupa: terdaftar menjadi anggota kaderisasi pada Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HIMATG BHUWANA) UNILA, eksekutif muda Badan Eksekutif Mahasiswa Fakultas Teknik (BEM FT) Universitas Lampung, staff Sosial dan Politik BEM FT, dan bendahara umum BEM FT. Penulis juga pernah terdaftar sebagai anggota Fieldtrip organisasi ekstra kampus Society Eksploration of Geophysicist (SEG) UNILA, selain itu penulis juga pernah terdaftar sebagai anggota dan menjadi bendahara regional satu organisasi ekstra kampus Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI). Selama menjadi mahasiswa penulis juga pernah menjadi asisten praktikum Geologi Dasar, Koordinator Asisten periode tahun ajaran 2016/2017 semester ganjil serta Koordinator Workshop Geofisika tahun ajaran 2016/2017 semester genap.

Pada bulan Mei 2016 penulis melaksanakan kerja praktik di bagian eksplorasi satu BPPP LEMIGAS Cipulir, Kebayoran Lama, Jakarta Selatan dan membuat laporan kerja praktik tentang “Perbandingan Nilai Aperture dan Dip pada Pengolahan Data Seismik Laut 2D Menggunakan *Software PROMAX* dengan Metode *Kirchoff Time Migration*”.

Pada bulan Oktober 2016 penulis melaksanakan penelitian tugas akhir di bagian *Geophysic Data Processing* (GDP) PT. Elnusa, tbk. dan membuat skripsi dengan judul “Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat dalam Pemodelan Kecepatan Interval *PreStack Depth Migration*”.

Kupersembahkan karya sederhana ini untuk

ABIKU DAN UMMIKU TERCINTA:

Achmad Farid dan Ita Erlina Kustiwinarni

ADIK-ADIKKU-TERSAYANG:

Abdurrahman Ayasy

Hanina Salama

Annisa Sabila Ul'haq

Abdul Azis Rantisi

Nafisah Elmi

MBAH PUTRIKU TERHEBAT:

Siti Aminah

TEKNIK GEOFISIKA UNILA ANGGKATAN 2012
KELUARGA BESAR TEKNIK GEOFISIKA UNILA
ALMAMATER

MOTTO

Do your best in every work you get.

يُحِبُّ اللَّهُ الْعَامِلَ إِذَا عَمِلَ أَنْ تَحْسِنَ. رواه الطز ان نى

"Allah mencintai pekerjaan yang apabila bekerja ia menyelesaikannya dengan baik".

(HR. Thabrani)

Keep Calm

"Orang yang kuat bukanlah yang pandai bergulat, namun orang yang kuat adalah orang yang memiliki jiwanya ketika marah."

(HR. Bukhari)

Stay Positive

"Seorang mukmin bukanlah orang yang suka mencela dan melaknat; bukan orang yang keji, dan bukan orang yang buruk perkataannya."

(HR. Tirmidzi)

Be Humble

"Sesungguhnya Allah mewahyukan kepadaku agar kalian bersikap rendah hati hingga tak seorangpun yang bangga atas yang lain dan tidak ada yang berbuat aniaya terhadap yang lain"

(HR Muslim 2853)

Make your life as huge as you can.

Hidup ini Tidak Boleh Sederhana.

Hidup ini Harus Hebat, Kuat, Luas, Besar dan
Bermanfaat.

Yang Sederhana itu Sikapnya.

(instagram)

Bisa jadi suatu kebaikan adalah keburukan bagi kita.

*Sementara suatu keburukan adalah suatu kebaikan yang
tersirat diantaranya.*

Boleh jadi kamu membenci sesuatu, padahal ia amat baik
bagi kamu. Dan boleh jadi kamu mencintai sesuatu,
padahal ia amat buruk bagi kamu. Allah Maha mengetahui
sedangkan kamu tidak mengetahui”

(Al-Baqarah: 216)

Aksi = Reaksi

Untuk setiap aksi selalu ada reaksi, sama saja dengan
hidup. *Yes. You'll get what you give.*

(Hukum III Newton)

Keep Moving Forward

(Cartoon)

SANWACANA

Alhamdulillah rabbil'alamin, penulis memanjatkan puji syukur kehadiran Allah SWT yang telah memberikan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan penelitian Tugas Akhir ini tepat pada waktunya.

Tugas Akhir dengan judul "*Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat dalam Pemodelan Kecepatan Interval Prestack Depth Migration*" ini merupakan salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung.

Dalam kesempatan ini penulis mengucapkan terimakasih kepada:

1. Bapak Prof. Suharno, M.Sc., Ph.D. selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung.
2. Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
3. Bapak Dr. Eng. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc. selaku Wakil Dekan (WD) IFT Unila
4. Bapak Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si. selaku pembimbing utama skripsi yang telah dengan sabar memberikan bimbingan dan arahnya di sela-sela kesibukan beliau.
5. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T. selaku pembimbing pendamping yang telah memberikan bimbingan, arahan serta saran.

6. Bapak Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., selaku dosen penguji skripsi yang telah memberikan saran dan kritikan yang sangat membangun dalam penyusunan skripsi.
7. Bapak Hasan Nuruddin selaku pembimbing lapangan selama penulis melakukan penelitian tugas akhir di PT. Elnusa, Tbk. Terimakasih Pak Hasan, atas ilmu yang sangat bermanfaat bagi penulis dalam menjalani tugas akhir.
8. Abiku Achmad Farid dan Ummiku Ita Erlina Kustiwinarni yang selama hidup penulis hingga saat ini selalu memberikan kasih sayang, semangat, nasehat serta dukungan moral dan moril yang sangat berarti. I love you so much ummiku abiku.
9. Kelima adikku Abdurrahman Ayasy, Hanina Salama, Annisa Sabila Ul'haq, Abdul Azis Rantisi, dan Nafisah Elmi, terimakasih karena selalu menjadi adik-adik yang baik dan sayang sama kakaknya.
10. Mbah putriku tersayang Siti Aminah, Pakle Doko, Bule Sugi, terimakasih atas dukungan moral dan moril selama penulis tinggal di Lampung.
11. Segenap dosen dan pegawai di Jurusan Teknik Geofisika yang telah memberikan ilmu dan wawasan yang tak terlupakan oleh penulis.
12. Teman seperjuangan Teknik Geofisika Angkatan 2012 Bella, Dimas S., Dilla, Medi, Restilla, Betha, Irwan, Esha, Hilman, Edo, Aldo, Dimas T, Dimastya, Kevin, Jordy, Ari, Azis, Elen, Gita, Niar, Litha, Ve, Ferry, Sigit, Gatta, Agus, Vivi, Andre, Legowo, Deddi A. Dedi, dan semuanya.
13. Teman seperjuangan kuliah dari awal 2015 Windu Nur Hardiranto, terimakasih untuk waktu, cerita, percakapan, debat serta sharing pemikiran yang sangat berarti dihati penulis.

14. Teman teman asisten Ka Eki, Bang Ryan, Ka Wilyan, Winda, Ririn, Esha, Hilman, Irwan, Agung, terimakasih atas ilmu dan pengalaman yang berarti selama berkumpul di Lab. dan selama menjalankan amanah sebagai asisten.
15. Teman-teman BEMFT, terimakasih atas diskusi dan pengalaman berarti selama masa jabatan yang ada.
16. Keluarga besar Teknik Geofisika Universitas Lampung, terimakasih atas pengalaman dan interaksi sosial yang menyenangkan selama empat tahun ini.
17. Terimakasih pada keluarga besar bagian Geophysics Data processing (GDP) PT. Elnusa, tbk. khususnya mba Ingrid yang selalu sabar mengajari penulis dalam processing PSDM, Ka Roby yang selalu sabar dipanggil-panggil, Ka Gigin yang selalu semangat memberi informasi baru, Pak Pujiono yang selalu ramah, dan semua bagian GDP yang tidak dapat penulis sebutkan namanya satu persatu.
18. Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu atas bantuan dan dukungannya dalam perjalanan penulis kuliah dan menyelesaikan skripsi ini

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. Sekali lagi penulis ucapkan terimakasih dan semoga Allah SWT membalas kebaikan anda semua dan memberi kemudahan dalam segala urusannya. Aamiin.

Bandar Lampung, 10 mei 2017
Penulis,

Zahidah Sholehah

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK	i
ABSTRACT	ii
HALAMAN JUDUL	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN	v
SURAT PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
HALAMAN PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
SANWACANA	xii
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR	xviii
DAFTAR TABEL	xxi
BAB I. PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian	3
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Rumusan Masalah	4

BAB II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional Sub Cekungan Tarakan	5
2.2 Tektonik	8
2.3 Stratigrafi dan Sedimentasi	10

BAB III. TEORI DASAR

3.1 Konsep Dasar Seismik Refleksi	16
3.2 Mekanisme Penjalaran Gelombang Seismik	17
3.2.1 Hukum <i>Snellius</i>	17
3.2.2 Prinsip <i>Huygens</i>	18
3.2.3 Prinsip <i>Fermat</i>	19
3.3 Migrasi Data Seismik	19
3.3.1 Prinsip Migrasi Data Seismik	19
3.3.2 <i>Kirchoff Pre-Stack Migration</i>	21
3.4 <i>Pre Stack Depth Migration</i>	22
3.4.1 Kecepatan Interval dan Kecepatan <i>RMS</i>	23
3.4.2 <i>Transformasi Dix</i>	24
3.4.3 <i>Constrained Velocity Inversion (CVI)</i>	25
3.4.4 <i>Update Model Kecepatan</i>	26
3.4.5 <i>Analisa Residual Depth Moveout (RDMO)</i>	26
3.4.6 <i>Grid Based Tomography</i>	27
3.5 <i>Transformasi Gardner</i>	29
3.5.1 Penggunaan Persamaan <i>Gardner</i>	31
3.6 <i>FFT (Fast Fourier Transform)</i>	31
3.7 <i>Filter Butterworth</i>	32
3.8 Metode Gayaberat	33
3.9 Pemodelan Gayaberat	34
3.9.1. Anomali Bouguer Lengkap	34
3.9.2. <i>Forward Modelling</i>	35
3.9.3. <i>Inverse Modelling</i>	35
3.11. Analisis Spektrum	35
3.12. <i>Transformasi Fourier 2D Gayaberat</i>	36

BAB IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1 Waktu dan Tempat Penelitian	39
4.2 Data dan Peralatan Penelitian	39
4.3 Pengolahan Data	40
4.3.1 Persiapan Data Kecepatan Seismik	41
4.3.2 Persiapan Data Kecepatan Gayaberat	42
4.3.3 Proses Integrasi <i>Vint</i> Seismik dan <i>Vint</i> Gayaberat	42
4.3.4 Pengolahan Data <i>PreStack Depth Migration (PSDM)</i>	44
a. Mendapatkan Kecepatan Interval Awal	44
b. Memperbaharui dan Memperbaiki Kecepatan	44
c. <i>Residual Depth Moveout Correction</i>	46
d. <i>Grid Based Tomography</i>	47
e. <i>PreStack Depth Migration</i> dengan Algoritma <i>Kirchoff</i>	48

BAB V. HASIL DAN PEMBAHASAN

5.1 Data Masukan	50
5.2 Hasil	52
5.2.1 Kecepatan Seismik	53
5.2.2 Kecepatan gayaberat	55
a. Transformasi <i>Gardner</i>	55
b. Perubahan Nilai ρ ke V_p	57
c. Perbandingan Bentuk Grafik Kecepatan <i>log Sonic</i> dengan Kecepatan Gayaberat	57
5.2.3 Integrasi Data Kecepatan	59
a. Penentuan Batas <i>Cutoff</i>	59
b. Analisis Spektrum :Anomali <i>Residual</i> Sebagai Data Kecepatan Seismik	60
c. Analisis Spektrum:Anomali Regional Sebagai Data Kecepatan Gayaberat	61
d. Integrasi Kecepatan Seismik dan Kecepatan Gayaberat	63
5.3 Pembahasan	64
5.3.1 Perbandingan <i>Semblance</i> dan <i>Gather</i> PSDM Data Seismik dan Data Integrasi	65
5.3.2 Perbandingan Model Kecepatan <i>Initial</i> Data Seismik dan Data Integrasi	68
5.3.3 Kontrol Kualitas pada Penampang Stack PSDM Data Seismik dan Integrasi	70
5.3.4 Membandingkan Nilai Densitas dan Nilai Kecepatan Data Integrasi Berdasarkan Grafik Densitas-Kecepatan <i>Gardner</i>	75

BAB VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan	79
6.2 Saran	80

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Peta Lokasi Cekungan Tarakan	6
Gambar 2. Sub Cekungan Tarakan	8
Gambar 3. Tatanan Tektonik Tarakan	10
Gambar 4. Stratigrafi Regional Cekungan Tarakan	15
Gambar 5. <i>Play Concept Model of Tarakan Basin</i>	15
Gambar 6. Mekanisme Penjalaran Gelombang P.....	17
Gambar 7. Mekanisme Penjalaran Gelombang S.....	17
Gambar 8. Hukum <i>Snellius</i>	18
Gambar 9. Prinsip <i>Huygens</i>	18
Gambar 10. Prinsip <i>Fermat</i>	19
Gambar 11. Skema Migrasi pada Data Seismik.....	20
Gambar 12. (a) Contoh Difraksi (b) Contoh Hasil Migrasi Hiperbolik	21
Gambar 13. Masukan dan Keluaran dari <i>Ray Tracing</i>	23
Gambar 14. Kecepatan <i>rms</i> dan Kecepatan Interval	24
Gambar 15. Simulasi Koreksi Residual <i>Moveout</i>	27
Gambar 16. Simulasi Tomografi Berbasis <i>Grid</i>	28
Gambar 17. Grafik Hubungan Nilai Densitas dan kecepatan Percobaan Gardner	30

Gambar 18. Diagram Alir Penelitian.....	40
Gambar 19. Diagram Alir Pembuatan Model Kecepatan Awal	41
Gambar 20. Diagram Alir Proses Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat	42
Gambar 21. Diagram Alir Pembuatan Model Kecepatan Akhir	45
Gambar 22. Sebelum Dilakukan RMO.....	46
Gambar 23. Setelah Dilakukan RMO.....	47
Gambar 24. Proses <i>Picking Residual Moveout</i>	47
Gambar 25. <i>Autopicking of Interlayer Segments</i>	48
Gambar 26. (a) <i>Gather Initial</i> Sebelum (b) <i>Gather Final</i>	49
Gambar 27. Hasil Interpretasi 2D Geologi Gayaberat Sebagai Input Proses Integrasi	51
Gambar 28. Model Kecepatan <i>RMS</i> Data Seismik	52
Gambar 29. (a) <i>Vrms Domain Time</i> (b) <i>Vinterval Domain Depth</i>	54
Gambar 30. Nilai Awal dan Akhir Kecepatan Serta <i>Offset</i> Data Seismik	55
Gambar 31. Spektrum Kecepatan Seismik	55
Gambar 32. Spektrum Kecepatan Gayaberat	56
Gambar 33. Perubahan Nilai Densitas Menjadi Nilai Kecepatan	57
Gambar 34. Kecepatan Gayaberat Hasil <i>Gridding</i>	57
Gambar 35. Nilai Minimum dan Maksimum Kecepatan <i>Log Sonic</i> dan Kecepatan Gayaberat	58
Gambar 36. Perbandingan Bentuk Grafik Kecepatan <i>Log Sonic</i> dengan Kecepatan Gayaberat	58
Gambar 37. <i>High Pass Filter</i> Kecepatan Seismik	60
Gambar 38. Hasil <i>Gridding High Pass</i> Data Kecepatan Seismik	61

Gambar 39. <i>Low Pass Filter</i> Kecepatan Gayaberat	62
Gambar 40. Hasil <i>Gridding Low Pass Filter</i> Data Gayaberat	62
Gambar 41. Hasil Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat Awal dan Akhir Data	63
Gambar 42. Model Kecepatan Interval Hasil Integrasi Data Kecepatan Seismik dan Gayaberat	64
Gambar 43. <i>Semblance</i> dan <i>Gather</i> (a) <i>Initial</i> Integrasi (b) <i>Initial</i> Seismik ..	67
Gambar 44. <i>Semblance</i> dan <i>Gather Final</i> Data Integrasi	67
Gambar 45. Model Kecepatan Initial (a) Data Seismik (b) Data Integrasi ...	69
Gambar 46. PSDM <i>Initial</i> (a) Model Kecepatan Integrasi	69
(b) Model Kecepatan Seismik	70
Gambar 47. Model Kecepatan <i>Final</i> Data Integrasi	70
Gambar 48. Model Kecepatan <i>Final</i> Data Seismik	71
Gambar 49. <i>PreStack Depth Migration Final</i> Data Seismik	72
Gambar 50. <i>PreStack Depth Migration Final</i> Data Integrasi	73
Gambar 51. Penampang PSDM Initial Data Integrasi Kedalaman 0-3000m	75
Gambar 52. <i>Typical Rock Velocities</i>	77
Gambar 53. Grafik Densitas-Kecepatan oleh Gardner dengan Nilai Densitas dan Kecepatan Lapangan Penelitian	78

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Waktu Penelitian	39
Tabel 2. Data Masukan Dalam Proses Pengolahan Data	51
Tabel 3. Data Lapangan Lintasan “B” Seismik	53
Tabel 4. Densitas Oleh Telford 1990	76
Tabel 5. Identifikasi Batuan Berdasarkan Nilai Densitas dan Kecepatan (Vp) Daerah Penelitian	77

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Metode seismik berperan penting dalam pencarian hidrokarbon. Metode ini terdiri dari tiga tahap utama, yaitu: akuisisi, *processing*, dan interpretasi. Kondisi geologi permukaan sangat berhubungan dengan kualitas perekaman data di lapangan. Selain kualitas perekaman, lingkungan dan perbatasan demografi dapat memiliki dampak signifikan pada kualitas data lapangan. Faktor lainnya seperti kondisi cuaca, kondisi geologi, proses perekaman data dan kondisi alat perekaman juga mempengaruhi kualitas data akuisisi. Jadi dapat diketahui bahwa data seismik yang terkumpul sering dalam keadaan yang kurang ideal. Karenanya, yang dapat dilakukan adalah penekanan *noise* dan meningkatkan *signal* dalam *processing* sesuai dengan kualitas data akuisisi (Yilmaz, 1987).

Pada data seismik dengan frekuensi rendah (*low frequency*). Ketika proses pengolahan data dilakukan, terjadi kesulitan dalam membedakan *error* dan data pada *gather*. Pengolahan data seismik dalam domain *depth* (*PreStack Depth Migration*) memberikan peluang lebih untuk menggambarkan geologi struktur yang sebenarnya. Bahkan untuk stuktur yang sangat kompleks seperti *thrust*, *subsalt* stuktur (Fagin,1999).

Kondisi geologi berupa keberadaan lapisan batu bara yang tebal akan menyebabkan *absorpsi* pada gelombang seismik yang dihasilkan oleh sumber. Keadaan ini sangat memungkinkan menyebabkan kualitas data seismik dengan S/N ratio yang rendah (*Library*, UI. 2016).

Pada daerah penelitian target dari pengolahan data *Pre Stack Depth migration* (PSDM) adalah untuk mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan yang lebih jelas dan detail dari hasil pengolahan data seismik menggunakan pendekatan *Pre Stack Time Migration* (PSTM) dikarenakan keterbatasan metode tersebut, sehingga tidak dapat menyelesaikan permasalahan *subsurface seismic imaging* yang disebabkan oleh lapisan gambut tebal selama proses perekaman serta adanya lapisan batubara sehingga refleksi seismik terabsorpsi.

Pada tahun 1974 *Gardner*, dkk menemukan hubungan empiris dengan metoda *cross correlation* antara densitas dan kecepatan dari suatu pengukuran lapangan dan laboratorium dari batuan *brine-saturated* selain evaporit dari berbagai lokasi dan kedalaman.

Maka, untuk mendapatkan model kecepatan pada kedalaman target dengan kualitas data seismik dengan S/N ratio tinggi, dibutuhkan pemodelan kecepatan dengan menggabungkan data kecepatan seismik dengan data kecepatan gayaberat. Data kecepatan gayaberat sendiri didapatkan dengan mengubah nilai densitas menjadi nilai kecepatan melalui persamaan *Gardner*. Integrasi kecepatan seismik dan kecepatan gayaberat ini diharapkan dapat memudahkan pemodelan kecepatan agar sesuai dengan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya.

1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Melakukan integrasi data seismik dan gayaberat.
2. Mencari kedalaman dengan nilai kecepatan (V_p) yang valid dengan bantuan kecepatan gayaberat.
3. Mendapatkan kecepatan *initial* sebagai bahan proses *PreStack Depth Migration* dari hasil integrasi kecepatan seismik dan kecepatan gayaberat.
4. Membandingkan hasil PSDM data integrasi dengan hasil PSDM data seismik.
5. Membandingkan PSDM menggunakan model kecepatan *initial* integrasi dengan PSDM menggunakan model kecepatan *initial* seismik.

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah dari penelitian yang dilakukan adalah sebagai berikut:

1. Data yang digunakan adalah data 2D darat.
2. Data densitas gayaberat yang didapatkan telah melalui tahap pemodelan interpretasi geologi.
3. Target kedalaman 0-6000m.
4. Melakukan integrasi data kecepatan seismik dan gayaberat.
5. Melakukan pengolahan data dengan teknik *PreStack Depth Migration*.
6. Migrasi yang dilakukan menggunakan algoritma *Kirchoff*.
7. Model Kecepatan *rms* seismik yang digunakan merupakan data sekunder dari keluaran proses *final* PSTM.

1.4 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dari penelitian yang dilakukan adalah sebagai berikut:

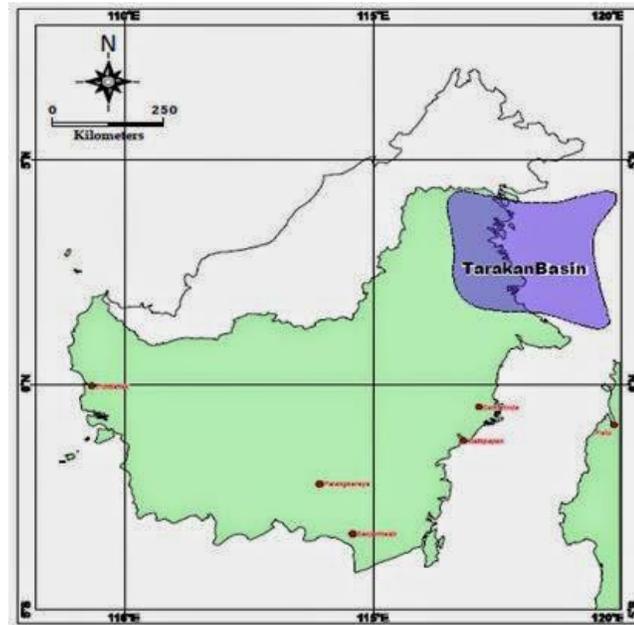
1. Membandingkan hasil pengolahan PSDM data seismik dan data integrasi, dengan melihat hasil pencitraan *stacking* seismik.
2. Membandingkan *error* residual hasil data integrasi dan data seismik.
3. Membandingkan nilai densitas dan nilai kecepatan data integrasi lapangan penelitian berdasarkan grafik densitas-kecepatan Gardner.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional Sub Cekungan Tarakan

Cekungan Tarakan, sesuai namanya berada di sekitar Pulau Tarakan. Secara geografis pulau tersebut terletak di daerah Tarakan, Bunyu dan sekitarnya. Masuk kedalam Provinsi Kalimantan Utara sekitar 240 km arah Utara-Timur laut dari Balikpapan. Pada dasarnya, wilayah Cekungan NE Kalimantan terbagi menjadi empat group Sub Cekungan: Sub Cekungan Tidung, Sub Cekungan Berau, Sub Cekungan Muara dan Sub Cekungan Tarakan.

Cekungan Tarakan berada pada daerah bagian Utara dari Pulau Kalimantan. Luasnya mencapai 68.000 km². Secara umum bagian Utara dari Cekungan ini dibatasi oleh paparan Mangkaliat, di bagian Timur dibatasi oleh Laut Suawesi dan dibagian Barat dibatasi oleh *Central Range Complex*.



Gambar 1. Peta Lokasi Cekungan Tarakan.

Cekungan Tarakan terbagi menjadi beberapa sub-cekungan yaitu:

1. Sub Cekungan Tidung

Sub Cekungan ini terletak paling Utara dan berada di darat meluas ke Sabah dan berkembang pada kala Eosen Akhir sampai Miosen Tengah. Dipisahkan dari anak Cekungan Berau disebelah Selatan oleh Punggungan latong. Terpisah dari tarakan oleh Paparan Sebuku, antiklin dan sesar naik berarah barat laut di sepanjang pantai dan dibatasi oleh sesar datar mengiri di Sempoa Utara.

2. Sub Cekungan Tarakan

Sub Cekungan ini berkembang terutama pada daerah lepas pantai yang diisi oleh endapan klastik tebal Plio-Pleistosen dengan pusat pengendapan disekitar Pulau Bunyu dan Tarakan.

3. Sub Cekungan Muara

Sub Cekungan ini terletak di lepas pantai Tinggian Mangkalihat. Mempunyai pusat pengendapan paling selatan, berkembang di lepas pantai. Dibatasi oleh sesar-sesar mendatar sejajar berarah Barat Laut, sesar Mangkalihat dan Maratua, sedimen-sedimen retakan dan *passive margin*, serta strukturisasi karbonat *Oligosen-Recent* pada bagian *postrift* yang merupakan batuan induk pada umur Eosen.

4. Sub Cekungan Berau

Sub Cekungan Berau terletak dibagian paling selatan Cekungan Tarakan yang berkembang dari Eosen sampai Miosen dan mempunyai sejarah pengendapan yang sama dengan Sub Cekungan Tidung. Stuktur dominan yang terdapat di pulau Tarakan ini adalah patahan normal berarah Barat Laut hingga Utara dengan bidang patahan miring ke Timur. Sebagian dari patahan ini merupakan patahan tumbuh (*growth fault*) dengan antiklin (*roll over*).



Gambar 2. Sub Cekungan Tarakan (Tossin dan Kodir, 1996).

2.2 Tektonik

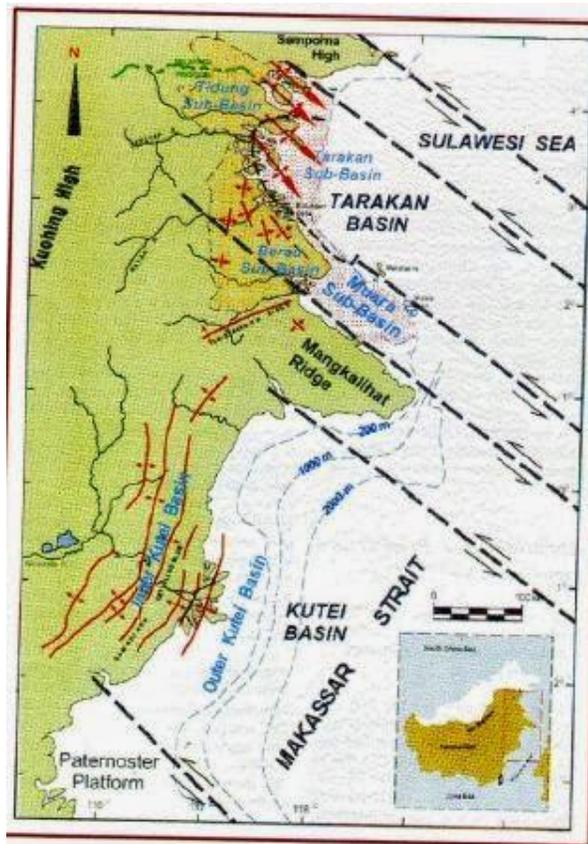
Cekungan Tarakan memiliki variasi sesar, elemen struktur dan *trend*. Sejarah tektonik Cekungan Tarakan diawali dengan fase ekstensi sejak Eosen Tengah. Yang membentuk *wrench fault* dengan arah NW-SE serta berpengaruh pada proses perekahan selat makasar yang berhenti pada Miosen Awal. Fase tektonik awal ini merupakan fase pembukaan cekungan ke arah timur yang diindikasikan dengan adanya *echeleon block faulting* (patahan yang terjadi secara pararel satu sama lain pada *segments* yang berbeda) yang memiliki *slope* ke arah timur.

Dari Miosen Tengah hingga Pliosen merupakan kondisi yang lebih stabil dimana terendapkan sedimen dengan lingkungan delta yang menyebar dari beberapa sistem pola penyaluran dari barat ke timur. Contoh sungai yang memiliki hilir di daerah ini yaitu sungai Proto-Kayan, Sesayap, Sembakung dan beberapa lainnya. Pada fase ini

cekungan mengalami *subsidence* akibat gravitasi beban dari endapan delta yang semakin banyak, sehingga terbentuk sesar naik. Pertumbuhan struktur sesar disini menjadi lebih sedikit dan mulai terendapkan karbonat. Pada bagian cekungan yang mengarah ke timur tersusun atas endapan delta yang tebal, yang berasosiasi dengan sesar normal *syngenetic* (sesar normal yang terbentuk bersamaan dengan pengendapan).

Fase akhir tektonik pada cekungan ini yaitu proses kompresi yang terjadi pada Plio-Pleistosen Akhir akibat dari koalisi lempeng Filipina dengan lempeng Borneo/Kalimantan Timur. Hal ini mengaktifkan kembali struktur yang telah ada dan membalikan arah beberapa patahan gravitasional. Akan tetapi gaya yang lebih kuat berada pada bagian utara cekungan dimana endapan Miosen dan Pliosen menjadi terlipat dan terpatahkan dengan arah NW – SE hingga WNE – ESE. Pada bagian timur cekungan, fase kompresi ini membentuk struktur yang tinggi karena material endapan bersifat plastis sehingga membentuk antiklin Bunyu dan Tarakan.

Dari fase tektonik tersebut dipercaya bahwa deformasi yang terbentuk sejak awal proses tektonik merupakan pengontrol utama pembentukan cekungan hidrokarbon di Cekungan Tarakan.



Gambar 3. Tatanan Tektonik Tarakan (Modifikasi BEICIP).

2.3. Statigrafi dan Sedimentasi

Cekungan Tarakan tersusun oleh batuan berumur Tersier yang diendapkan di atas batuan dasar berumur PraTersier. Dinamika sedimentasi pada cekungan Tarakan diawali dari umur Eosen, pada awalnya cekungan Tarakan merupakan wilayah daratan yang mengendapkan Formasi Sembakung – Formasi Sujau. Pada Oligosen terbentuk pola pengendapan transgresi yang didominasi oleh klastik kasar dan juga batuan karbonat (Formasi Seilor). Perkembangan sistem transgresi berlangsung terus hingga diendapkan sedimen halus (Formasi Nainputo) dan di beberapa tempat diendapkan batugamping terbumbu (Formasi Tabulara). Selanjutnya terjadi regresi hingga

cekungan mengalami pengangkatan, kemudian terendapkan sedimen klastik kasar yang sumbernya disebut *Central Range Complex* (LEMIGAS, 2006).

Lingkungan pengendapan berupa delta yang kompleks dan membentang dari Barat ke Timur (Formasi Latih/Meliat). Formasi Tabul berada di sebelah Timur yang merupakan bagian Prodeltas yang tersusun atas fasises batulempung. Pada Miosen Akhir, terjadi pengangkatan di tinggian Kuching, sehingga mengangkat bagian Utara dari Cekungan Tarakan dan pada Pliosen terbentuk lingkungan delta kembali dan diendapkan Formasi Tarakan.

Stratigrafi dari Cekungan Tarakan, dari tua ke muda adalah sebagai berikut:

a. Formasi Sembakung

Batuan Tersier terdiri dari formasi sembakung yang menindih tak selaras batuan alas Kapur Akhir, terdiri atas batuan sikliklastik karbonatan dari lingkungan laut litoral hingga laut dangkal pada kala Eosen.

b. Formasi Sujau

Formasi Sujau terdiri dari sedimen klastik (konglomerat dan batupasir), serpih dan vulkanik. Klastika formasi sujau merepresentasikan tahap pertama pengisian cekungan “*graben like*” yang mungkin terbentuk sebagai akibat dari pemekaran Makassar pada kala Eosen Awal.

Litologi penyusun berupa konglomerat, batupasir, vulkanik klastik dengan ketebalan 1000m. Struktur geologi yang berkembang sangatlah kompleks dan mengakibatkan daerah ini terlipat kuat.

c. Formasi Seilor

Batu gamping mikritik dari Formasi Seilor diendapkan secara selaras di atas Formasi Sujau dan Formasi Mangkabua yang terdiri dari serpih laut dan napal yang berumur Oligosen menjadi penciri perubahan suksesi ke *basinward*.

d. Formasi Mangkabua

Pada formasi ini terjadi perubahan progradasional dari formasi Seilor (*micrite limestone*) menjadi batunapal yang tebal dan masif. Terdapat *Nummulites fichteli* (Marks, 1957) yang berumur Oligosen. Formasi ini tererosi intensif pada akhir Oligosen karena proses tektonik berupa pengangkatan yang diakibatkan aktivitas vulkanik.

e. Formasi Tempilan

Litologi penyusun formasi ini berupa lapisan tipis batupasir, *tuff*, *shale* dan *coal*. Terendapkan secara tidak selaras di atas formasi Mangkabua. Foraminifera besar berupa *lepidocyclina* dan *heterostegina* menunjukkan umur Oligosenakhir (van der, 1925). Ketebalan formasi ini mencapai 1000 m namun tidak bisa tersingkap dengan baik karena diperkirakan terendapkan pada depresi lokal / graben.

f. Formasi Tabular

Tersusun oleh batugamping yang dominasinya berupa *micrite limestone*. Formasi ini kaya akan fosil *Lepidocyclina* dan umurnya diperkirakan akhir Oligosen-awal Miosen. Ketebalan formasi ini diperkirakan mencapai 500-800 m. Perubahan terjadi pada bagian atas dari batugamping ini, mengalami penipisan hingga ketebalannya mencapai 150 m. Semakan ke atas berubah menjadi napal, batugamping dan

shale yang nantinya berkembang menjadi formasi Naintupo yang kaya akan fosil planktonik.

g. Formasi Birang dan Naintupo

Formasi Birang yang terletak pada bagian selatan sebenarnya masih termasuk ke dalam bagian dari formasi Tabular. Sedangkan di bagian utara terdapat Formasi Naintupo. Litologi penyusunnya berupa batugamping dan Napal. Ketebalan formasi ini diperkirakan antara 200- 400 m dan di sub basin Tarakan tebalnya bisa mencapai 600-800 m.

h. Formasi Latih / Meliat

Terletak pada bagian selatan Berau subbasin sehingga diberi nama Formasi latihan, mempunyai tebal 900-1100 meter. Litologi penyusun nerupabatupasir, *shale*, dan batugamping tipis. Terendapkan secara tidak selaras di atas formasi Birang. Terdapat foraminifera besar yang mengindikasikan umurnya Miosen Tengah sampai Miosen akhir. Terjadi perubahan lingkungan pengendapan yang cepat dari laut dalam menjadi laut dangkal. Ketebalan formasi ini antara 250-700 meter. Pada formasi ini terdapat batubara yang menggambarkan lingkungan pengendapan delta.

i. Formasi Menubar

Pada bagian Selatan muara subbasin terbentuk formasi Menubar dan tidak selaras menumpang dengan formasi Birang. Litologi penyusunnya berupa batugamping tebal.

j. Formasi Tabul dan Formasi Sahul

Formasi Tabul ini tersingkap pada bagian utara sub cekungan Tidung. Formasi Tabul tersusun oleh batupasir, batulanau dan *shale*. Formasi Tabul berumur Miosen Tengah-akhir. Lingkungan pengendapannya berupa delta. Sedangkan pada formasi

Sahul tersusun oleh batupasir, *shale*, dan batubara. Formasi Sahul berumur Miosen akhir. Formasi sahum ini lingkungan pengendapannya berupa *delta front-delta plain*.

k. Formasi Tarakan / Sajau

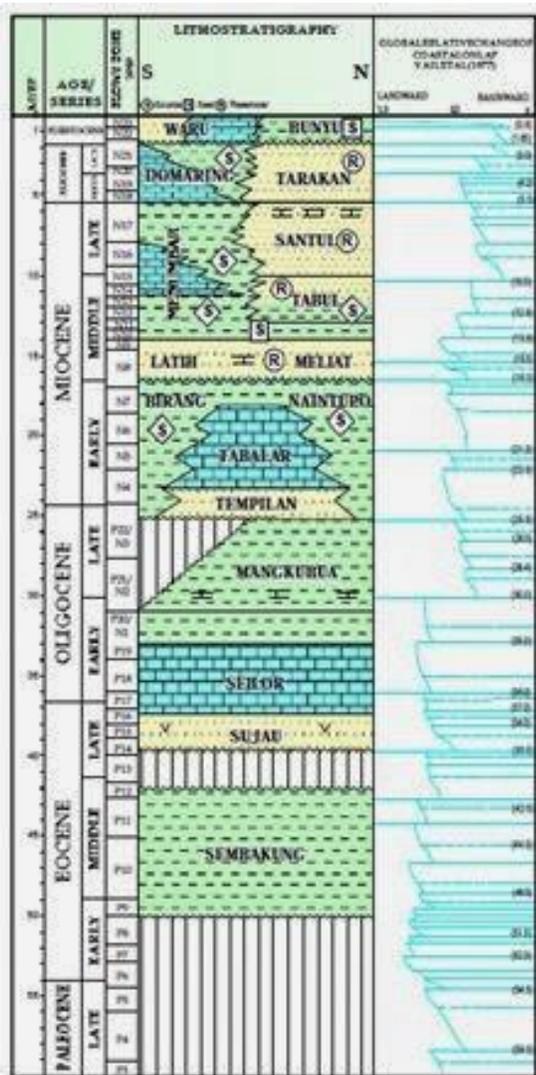
Formasi Tarakan secara umum masih sama dengan formasi Sahul, tersusun oleh batupasir dan batubara. Formasi Tarakan diinterpretasikan lingkungan pengendapannya masih berupa delta. Pada bagian Timur, secara gradasional terjadi perubahan dari *shale* hingga batugamping, diinterpretasikan berupa fasies prodelta dan lingkungannya dangkal. Terdapat kehadiran tuff yang menunjukkan adanya aktivitas vulkanik yang diikuti oleh proses tektonik berupa pengangkatan.

l. Formasi Domaring

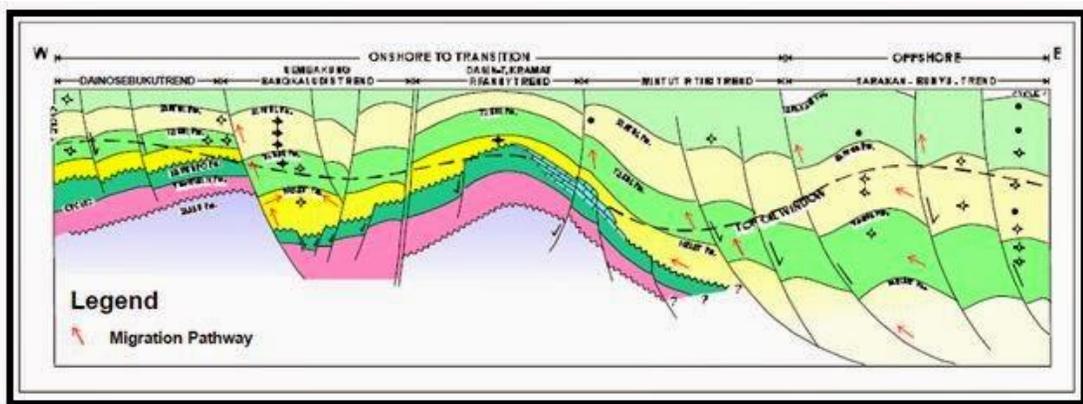
Tersingkap pada sub cekungan Berau. Pada bagian barat muara sub cekungan ini tersusun batugamping berumur Pliosen.

m. Formasi Bunyu dan Waru

Ditemukan pada sub cekungan Tarakan. Litologi penyusunnya berupa batupasir, *shale* dan lignit. Terendapkan secara tidak selaras diatas formasi Tarakan. Formasi Bunyu terbentuk pada pleistosen dengan mengalami proses transgressi, perubahan lingkungan pengendapan delta plain menjadi fluvial. Sedangkan formasi Waru, terdapat pada bagian selatan (Sub cekungan Muara dan Berau) yang diendapkan pada kondisi laut dangkal hingga terbentuk napal hingga batugamping.



Gambar 4. Stratigrafi Regional Cekungan Tarakan.



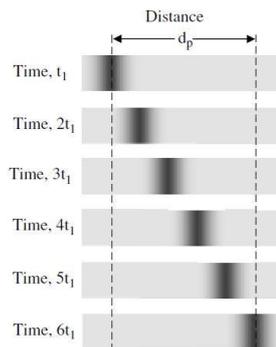
Gambar 5. Play Concept Model of Tarakan Basin (Indonesia Basin Summaries 2006).

III. TEORI DASAR

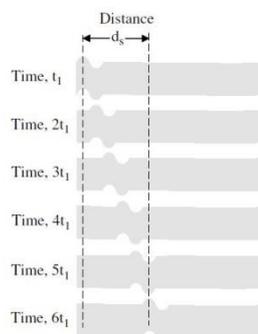
3.1. Konsep Dasar Seismik Refleksi

Gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang berasal dari suatu sumber di permukaan bumi yang energinya menjalar ke dalam lapisan bumi. Energi gelombang tersebut akan menyebar ke segala arah dan mengalami fenomena dimana gelombang tersebut akan dipantulkan maupun ditransmisikan. Gelombang seismik dapat dimanfaatkan untuk menghasilkan data yang mencitrakan struktur bawah permukaan bumi, dimana gelombang yang menjalar berbentuk *spherical* dan menjalar ke segala arah. Energi dari hasil pemantulan dan transmisi gelombang tersebut kemudian akan direkam dengan alat penerima (*receiver*) yang berada di permukaan, pencitraan gelombang dengan cara ini disebut sebagai metode seismik refleksi (Priambodo, 2007).

Perambatan gelombang seismik dibagi menjadi dua jenis yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang P dapat merambat pada zat padat, cair dan gas. Terdapat juga gelombang lain yang hanya dapat merambat pada zat padat yang dinamakan *Shear wave* atau gelombang S. Gerakan yang diinduksi menjalar tegak lurus dengan arah rambatnya, sedangkan gelombang P gerakan yang diinduksi menjalar sejajar dengan arah rambatnya (Gadallah dan Fisher, 1999).



Gambar 6. Mekanisme penjalaran gelombang P (Gadallah dan Fisher, 1965).



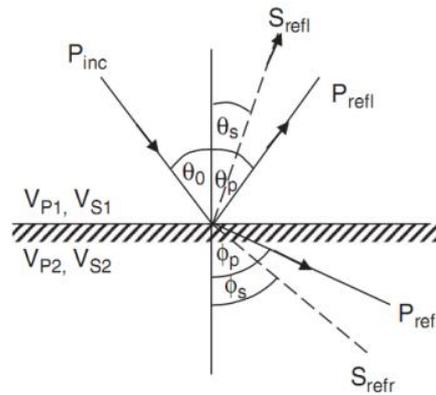
Gambar 7. Mekanisme penjalaran gelombang S (Gadallah dan Fisher, 1965).

3.2. Mekanisme Penjalaran Gelombang Seismik

3.2.1. Hukum Snellius

Hukum ini menjelaskan bahwa sudut dimana sinar direfleksikan adalah sama dengan sudut datang. Kedua Sudut datang dan sudut refleksi merupakan jumlah dari batas normal diantara dua lapisan yang memiliki perbedaan AI (Gadallah dan Fisher, 1965). Porsi dari energi sudut datang yang terbiaskan melalui batas dan menuju lapisan kedua dengan perubahan arah penjalaran yang disebut sinar refraksi. Arah refraksi bergantung terhadap rasio dari kecepatan pada dua lapisan. Jika kecepatan pada

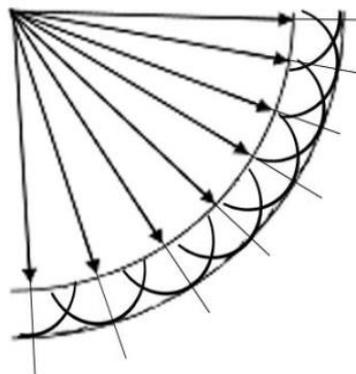
lapisan kedua lebih cepat dari lapisan pertama maka sudut refraksi mendekati arah horizontal. Jika kecepatan pada lapisan kedua lebih lambat dari lapisan pertama maka sudut refraksi mendekati arah vertikal.



Gambar 8. Hukum Snellius (Gadallah dan Fisher, 1965)

3.2.2. Prinsip Huygens

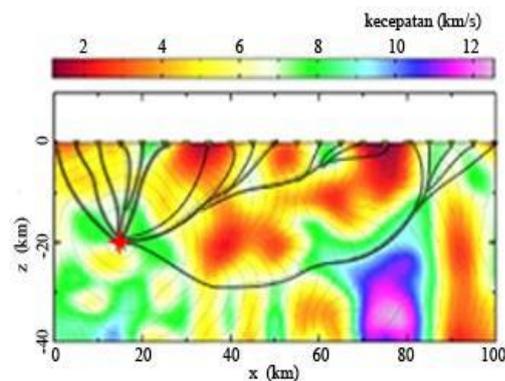
Prinsip ini menjelaskan ketika muka gelombang bertemu dengan batas bidang lapisan maka akan menghasilkan muka gelombang baru. Posisi muka gelombang dapat ditemukan pada persinggungan muka gelombang ke semua gelombang kedua. Prinsip Huygens juga menjelaskan bahwa energi penjaran gelombang seismik berkurang seiring dengan bertambahnya kedalaman.



Gambar 9. Prinsip Huygens (Gadallah dan Fisher, 1965).

3.2.3. Prinsip Fermat

Gelombang seismik yang menjalar pada media mengikuti jalur di antara sumber dan *receiver* tertentu. Bagaimanapun, menurut asas Fermat memungkinkan terbentuk beberapa jalur diantara sumber dan *receiver*. Hal tersebut berarti memungkinkan terjadi lebih dari satu *event* refleksi dikarenakan gelombang yang merambat memilih medium yang memungkinkan penjalaran tercepat. *Burried focus* atau yang kita kenal dengan efek *boutie* merupakan contoh dasar asas Fermat.



Gambar 10. Prinsip Fermat (Rawlinson, 2007).

3.3. Migrasi Data Seismik

Proses migrasi dilakukan pada data seismik dengan tujuan untuk mengembalikan reflektor miring ke posisi aslinya serta menghilangkan efek difraksi akibat sesar, kubah garam, pembajian. Terdapat beberapa macam migrasi; *Kirchoff Migration*, *Finite Difference Migration*, *Frequency-Wavenumber Migration* dan *Frequency-Space Migration* (Yilmaz, 2008).

3.3.1. Prinsip Migrasi Data Seismik

Pada prinsipnya migrasi adalah menghilangkan pengaruh penjalaran dengan membagi dua cepat rambat gelombang dari reflektor ke penerima, sehingga seolah-

olah kita berada pada titik reflektor. Proses ini disebut EPR (*Exploding Reflektor Model*). Yang terjadi pada event hasil migrasi adalah sebagai berikut:

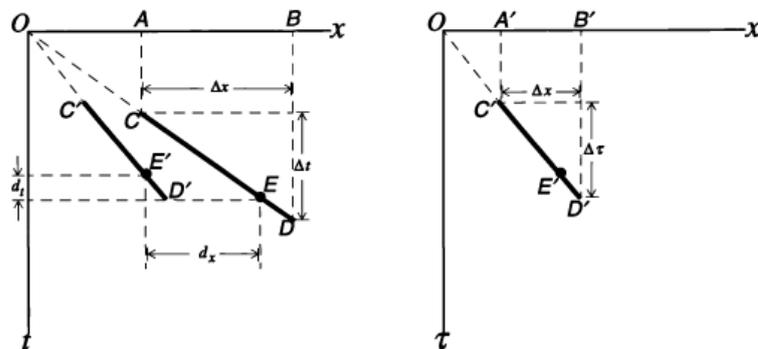
1. Membuat sudut kemiringan pada reflektor menjadi semakin besar
2. Menjadikan panjang reflektor menjadi lebih pendek
3. Migrasi memindahkan reflektor ke arah *updip*

Gambar 11. menunjukkan perpindahan tempat atau migrasi secara horizontal dan vertikal. Garis dari titik C ke D yang diibaratkan sebagai reflektor termigrasi ke arah *updip* pada garis C' D' dan titik E termigrasi ke titik E'. Δx merupakan perubahan secara horizontal (persamaan 1.) sedangkan Δt merupakan perubahan secara vertikal (persamaan 2.). Dimana perubahan tersebut berhubungan dengan kecepatan medium (v), *traveltime* (t) dan sudut semu ($\Delta t/\Delta T$) dalam persamaan 3.

$$d_x = \frac{v^2 t \Delta t}{4 \Delta x} \quad (1)$$

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

$$\frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{\Delta T}{\Delta x} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2\Delta x} \right)^2}} \quad (3)$$

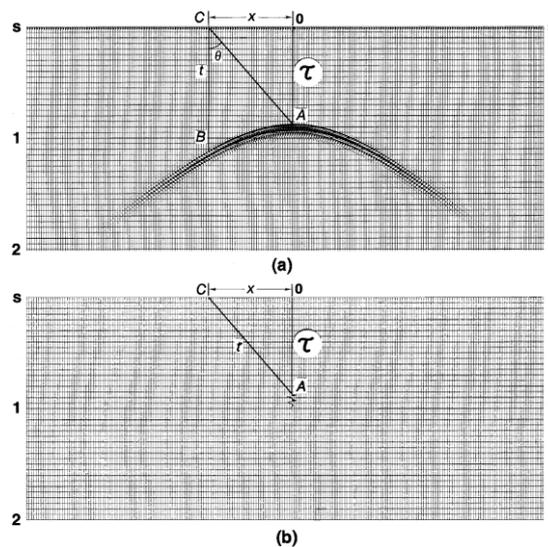


Gambar 11. Skema migrasi pada data seismik (Yilmaz, 2008).

3.3.2. Kirchoff Pre-Stack Migration

Kirchoff PreStack Depth Migration menjumlahkan keseluruhan titik data disepanjang kurva difraksi *PreStack Depth* dan menandai hasilnya ke puncak (di *zero-offset*). Pada migrasi dalam domain *time* digunakan persamaan 4. untuk menghitung permukaan difraksi, sedangkan pada migrasi domain kedalaman, penjalaran gelombang sebenarnya dilakukan dengan metode *ray tracing* dari setiap sumber ke setiap penerima yang digunakan untuk menentukan permukaan difraksi (Claerbout, 1985).

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{(x_r + x_0)^2}{v_{rms}^2}} + \sqrt{T_0^2 + \frac{(x_s + x_0)^2}{v_{rms}^2}} \quad (4)$$



Gambar 12. (a) Contoh difraksi (b) contoh hasil migrasi kurva hiperbolik menjadi titi refleksi menggunakan persamaan 1 (Yilmaz, 2008).

Amplitudo pada trace B sepanjang *travel time* sayap kurva hiperbola termigrasi ke titik A puncak dari hiperbola menggunakan persamaan:

$$t^2 = T^2 + \frac{4x^2}{v_{rms}^2} \quad (5)$$

Dengan t sebagai input atau amplitudo di titik B, T sebagai output amplitudo pada titik A hasil perhitungan menggunakan persamaan 2. v_{rms} adalah kecepatan *RMS*.

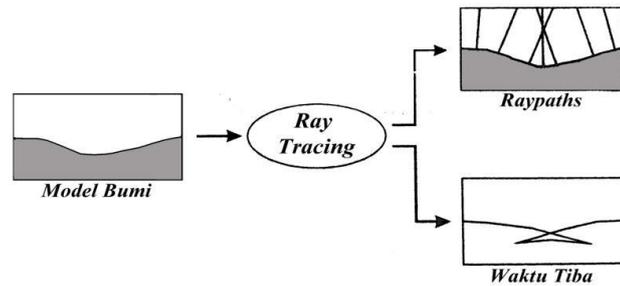
3.4. *Pre-Stack Depth Migration*

PreStack Depth Migration (PSDM) merupakan teknik migrasi sebelum *stack* dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks seperti *thrust belt*, zona disekitar karbonat (*reef*), kubah garam (*salt dome*). *Depth Migration* memiliki kecepatan yang lebih kompleks dari *time migration* (Abdallah, 2011).

Menurut Fagin (1999) terdapat 4 alasan PSDM digunakan untuk meningkatkan pencitraan bawah permukaan:

1. Posisi vertikal, Jika model kecepatan yang diketahui akurat, hasil pencitraan yang diperoleh bebas dari distorsi struktur yang berhubungan terhadap variasi kecepatan lateral.
2. Posisi lateral, jika model kecepatan yang diketahui akurat, maka *events* yang tampak ditempatkan pada posisi lateral yang tepat.
3. Resolusi, pada praktiknya PSDM memberikan pencitraan bawah permukaan yang lebih tinggi dari PSTM. Hal ini disebabkan oleh PSDM tidak dipengaruhi *hyperbolic moveout* seperti PSTM.
4. Estimasi kecepatan dan kedalaman, jika model kecepatan *interval* yang didapatkan benar, proses migrasi memiliki diagnosanya sendiri. Dimana model kecepatan *intervalnya* sudah benar, maka *depth gather* hasil PSDM akan *flat/datar*.

Proses pembuatan model kecepatan dikerjakan dengan metode *ray tracing* untuk tiap lapisan. *Ray tracing* adalah metode untuk menghitung jejak gelombang atau partikel yang melewati suatu sistem dengan wilayah kecepatan perambatan, karakteristik penyerapan dan cerminan permukaan yang bervariasi (Paradigm, 2016).



Gambar 13. Masukan dan keluaran dari ray tracing (Fagin, 1999).

Pada studi penelitian yang dilakukan PSDM mengaplikasikan *constrained velocity inversion* (CVI) dalam pembuatan model kecepatan *interval initial*. Pembaharuan dan perbaikan kecepatan dilakukan dengan analisa *residual depth moveout* (RDMO) untuk dijadikan masukan pada proses tomografi, proses ini dilakukan berulang kali sehingga disebut proses iterasi.

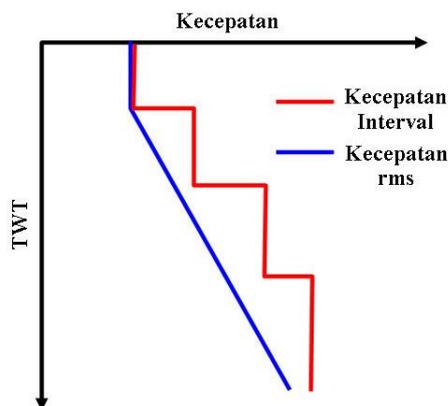
3.4.1. Kecepatan *RMS* dan Kecepatan *Interval*

Kecepatan *RMS* adalah nilai yang menghitung kecepatan gelombang pada lapisan satu ke lapisan tertentu secara *two way time* $\{t(0)\}$ dari sumber ke penerima dengan menggunakan persamaan:

$$v_{rms}^2 = \frac{\sum_{l=1}^n v_l^2 \Delta t_l(0)}{t(0)} \quad (6)$$

Kecepatan *Interval* adalah kecepatan lapisan ke-n yang dihitung melalui persamaan yang diturunkan dari kecepatan *rms* menggunakan persamaan Dix.

Gambar 14. Memperllihatkan ilustrasi dari kecepatan *rms* dan *interval*.



Gambar 14. Kecepatan *rms* dan Kecepatan *Interval* (Abdallah, 2007).

3.4.2. Transformasi Dix

Transformasi Dix atau *Dix Conversion* digunakan untuk mendapatkan kecepatan *interval* pada setiap layer menggunakan persamaan

$$V_n^2 = \frac{v_{rmsn}^2 t(0)_n - v_{rmsn-1}^2 t(0)_{n-1}}{t(0)_n - t(0)_{n-1}} \quad (7)$$

Dimana V_n adalah kecepatan *interval* dengan $V_{(n-1)}$ adalah layer yang terletak dibawah V_n , T_n dan T_{n-1} berhubungan dengan *two-way time zero-offset times* dan V_n dan $V_{(n-1)}$ berhubungan dengan kecepatan *rms*. Prosedur untuk menghitung lapisan kecepatan dan reflektor *depth* menggunakan *Dix Conversion* termasuk *stacking* kecepatan adalah sebagai berikut:

1. *Pick time horizon* untuk mendapatkan T_n dan T_{n-1}
2. Ekstrak kecepatan *rms* pada setiap lapisan
3. Menggunakan persamaan Dix untuk menghitung kecepatan *interval* pada setiap layer dari kuantitas nilai *rms* yang diketahui dan waktu pada batas atas dan batas bawah lapisan.
4. Menggunakan kecepatan *interval* dan waktu pada batas lapisan untuk menghitung *depth* pada setiap batas lapisan. Jika input adalah penampang yang

belum termigrasi menggunakan sudut normal *rays*. Dan *image rays* untuk input data yang telah termigrasi.

Penggunaan *Dix conversion* dalam perhitungan kecepatan *interval* tidak sepenuhnya akurat. Kecepatan *interval* hasil *Dix conversion* menampilkan osiliasi sinusoidal yang disebabkan oleh ayunan *stacking* kecepatan itu sendiri (Yilmaz, 1968).

3.4.3. *Constrained Velocity Inversion (CVI)*

Constrained Velocity Inversion (CVI) merupakan suatu metode untuk mengestimasi suatu model kecepatan yang mempertimbangkan faktor geologi dari suatu set kecepatan baik hasil analisa kecepatan *stacking* ataupun dari fungsi kecepatan *RMS*. Metode ini di desain untuk model kecepatan sebagai input untuk proses migrasi dan tomografi. CVI dapat bekerja baik pada lapangan-lapangan dengan dominan sedimen dimana *trend* kecepatan meningkat seiring kedalaman ataupun dengan variasi kecepatan secara lateral (Ginancar, 2010).

Proses inversi pada *Constrained Kecepatan Inversion (CVI)* di lakukan dengan empat tahap (Koren Zvi, 2006):

1. Membangun *initial* model,
2. Melakukan proses inversi secara *unconstrained*.
3. Melakukan proses *constained inversion*,
4. *Gridding*.

Metode CVI ini merupakan perbaikan atau modifikasi pada metode DIX yang dikemukakan oleh Durbaum (1954) dan Dix (1955).

3.4.4. *Update Model Kecepatan*

Keterbatasan dalam teknik perhitungan kecepatan dan ambiguitas kecepatan-*depth* pada seismik inversi adalah alasan diperlukannya update perhitungan model kecepatan bumi dalam *depth*, walaupun model tersebut telah terkonstruksi. Sayangnya, perangkat untuk melakukan *update*-pun memiliki keterbatasan dalam menangani variasi kecepatan secara lateral dan memperbaiki reflektor geometri. *Update* model kecepatan dapat dilakukan dengan menganalisa *residual depth moveout* dan melakukan tomografi.

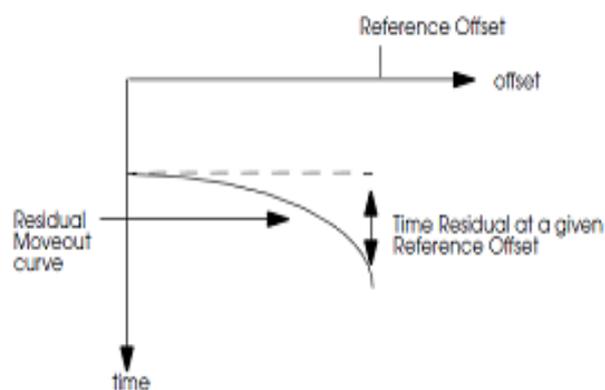
3.4.5. *Analisan Residual Depth Moveout (RDMO)*

Koreksi *residual depth moveout* diaplikasikan secara lokal untuk citra *gather*. Pada prinsipnya *residual depth moveout* dapat dihitung dan digunakan untuk memperbaharui kecepatan *initial*. Koreksi *residual depth moveout* dilakukan untuk memperbaiki *error* pada hasil *gather* dengan kecepatan *initial* (Yilmaz, 2008). *Error* tersebut ditandai dengan tidak lurusness *gather* dan nilai *residual* yang tidak mendekati nilai nol pada *semblance*. Hasil koreksi nilai *error* pada analisa *residual depth moveout* ini yang kemudian dijadikan masukan pada proses tomografi sebagai nilai kesalahan.

Langkah-langkah yang dilakukan untuk membuat koreksi *residual depth moveout* adalah sebagai berikut:

1. Fungsi kecepatan *interval* di ekstrak dari model kecepatan *depth* pada *gather* dimana koreksi *residual depth moveout* akan dilakukan,
2. *Gather* dalam domain *depth* diubah kedalam *time* menggunakan fungsi kecepatan *interval*.

3. *Event residual depth moveout* pada *gather* dalam domain *time* di asumsikan parabola dan menghitung *spectrum semblance* pada jarak *moveout* positif dan negatif,
4. Hasil koreksi *residual depth moveout* diaplikasikan pada *gather* (Gambar 15),
5. Kecepatan *rms* dihitung dari hasil analisa *residual depth moveout*,
6. Kecepatan *interval* yang baru dihitung dari fungsi kecepatan *rms* perbaikan pada lokasi *gather*.



Gambar 15. Simulasi koreksi *residual depth moveout* (Priambodo, 2009).

3.4.6. *Grid Based Tomography*

Tomografi merupakan salah satu proses untuk memperbaiki kecepatan *interval*, terkoreksi *residual depth moveout* yang akan digunakan sebagai kecepatan *stack*. Juga, tomografi merupakan teknik pencitraan untuk menentukan variasi sifat fisis batuan seperti kecepatan gelombang P dan S, atenuasi. Pada studi yang dilakukan tomografi dilakukan dengan metode *Grid Based Tomography*. Perubahan parameter model kecepatan dan kedalaman dilakukan dengan pendekatan *gridding* (Gambar 10.) dimana model kecepatan *interval* dari

Dengan S_l adalah medium *slowness* (kelambatan), dl adalah panjang sinar didalam sel. Sementara didalam waktu rambat diberikan dalam persamaan

$$\delta t = \int_{ray} \delta S_L dl + \sum_{i=1}^{2N_L-1} \Delta P_z^i \delta z_i \quad (9)$$

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

Gangguan kesalahan (δS_L dan δz_i) pada *slowness* dan koordinat vertikal dari titik perpotongan antara sinar dengan bidang batas terjadi secara berurutan (Pujiono,1999). Terdapat 3 aplikasi penting dari prinsip tomografi:

1. Untuk mengkonversi dari *error* migrasi kedalaman ke *error* waktu di sepanjang sinar CRP.
2. Metode migrasi *prestack* menghasilkan keluaran refleksi dari perlapisan yang terpusat.
3. Perhitungan didalam tomografi matriks.

3.5. Transformasi Gardner

Persamaan Gardner digunakan dalam perubahan nilai log densitas menjadi log kecepatan sonic pada data sumur. Pada studi kasus ini, persamaan Gardner digunakan sebagai simplisity terhadap perubahan nilai densitas menjadi nilai kecepatan (V_p). Ada dua persamaan dalam transformasi log dari log densitas menjadi log kecepatan sonic yaitu Gardner dan Lindseth. Gardner dkk (1974) menemukan hubungan empiris antara densitas dan kecepatan dari suatu pengukuran lapangan dan laboratorium dari batuan brine, saturated selain evaporit, dari berbagai lokasi dan kedalaman. Penggunaan transformasi Gardner lebih bagus

untuk *shale*, *sand* dan karbonat namun tidak halnya batubara dan evaporit.

Persamaan transformasi Gardner adalah:

$$\rho = a V^b \quad (10)$$

dimana:

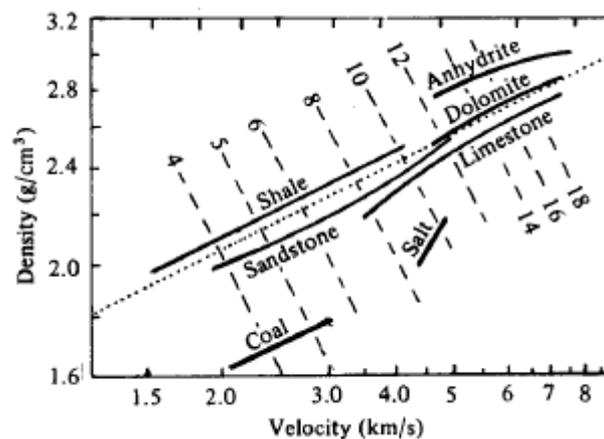
$$a = 0,31$$

$$b = 0,25$$

ρ = densitas dalam g/cm^3

V = kecepatan gelombang P dalam m/s

konstanta a dan b bergantung pada kondisi geologi dan jenis batuan bawah permukaan daerah penelitian.



Gambar 17. Grafik Hubungan Nilai Densitas dan Kecepatan Percobaan Gardner (Gardner, 1974).

Dimana ρ dalam g/cm^3 , V dalam m/s dan konstanta $a = 0,31$ gambar diatas menjelaskan hubungan kecepatan dan densitas pada percobaan Gardner dengan litologi berbeda. Garis putus-putus menunjukkan hasil prediksi persamaan Gardner dan garis yang jelas menunjukkan akustik impedansi secara konstan (Dey, dkk. 1997).

3.5.1. Penggunaan Persamaan Gardner

Ayon K. Dey dan Robert R. Stewart melakukan percobaan untuk memprediksi nilai densitas menggunakan kecepatan *shear* (V_s) dan persamaan Gardner (persamaan 7) pada data *well* daerah Blackfoot, Alberta. Kondisi lapangan penelitian yang digunakan pada percobaan ini adalah *well* dengan kedalaman hingga 1600m dengan formasi utama batubara pada kedalaman 1500m dengan ketebalan 90m. Percobaan ini menggunakan metode kros-plot korelasi antara V_p , V_s , dan nilai densitas untuk mendapatkan nilai konstanta a pada persamaan Gardner.

Hasil yang diperoleh dari percobaan ini adalah bahwa V_s kros-plot korelasi model memiliki standar deviasi dan variasi yang lebih baik dari V_p kros-plot korelasi dalam memprediksi konstanta Gardner (Dey, dkk. 1997).

Penggunaan persamaan Gardner biasanya digunakan untuk mengetahui nilai densitas melalui kros korelasi antara log sonic dengan log densitas untuk mendapatkan nilai konstanta a yang sesuai dengan daerah penelitian. Pada percobaan yang dilakukan oleh Dey dkk, persamaan Gardner digunakan untuk mengetahui nilai densitas dengan mengetahui nilai V_p dan V_s .

Sedangkan pada percobaan yang dilakukan oleh peneliti sendiri adalah dengan menggunakan nilai densitas serta kros korelasi antara log densitas dan log sonic, dapat digunakan untuk mendapatkan model kecepatan yang mendekati nilai dengan kecepatan yang sesuai dengan litologi yang ada.

3.6. FFT (Fast Fourier Transform)

Transformasi *Fourier* (FFT) pada dasarnya adalah merubah domain data dari domain ruang atau spasial (x, y) ke domain frekuensi atau bilangan gelombang (k_x, k_y).

$$g(x, y) \Leftrightarrow G(k_x, k_y) \quad (11)$$

Untuk kasus 2D, persamaan transformasi *fourier* dapat ditulis (Blakely, 1996),

$$G(k_x, k_y) = \iint_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (12)$$

dimana:

G = spektrum amplitudo (power)

k = bilangan gelombang (1/m)

Transformasi *fourier* dilakukan sebelum data diolah lebih lanjut. Pengubahan domain data menjadi domain *Fourier* dilakukan untuk mempermudah dalam pengolahan data secara komputasi. Salah satunya adalah dapat menggantu konvolusi yang dilakukan dalam domain spasial menjadi proses perkalian biasa dalam domain bilangan gelombang.

3.7. Filter Butterworth

Pada dasarnya pemfilteran dilakukan untuk meloloskan sinyal yang diinginkan. Terdapat bermacam macam tipe dari filter, contoh yang sering digunakan adalah *lowpass* filter dan *highpass* filter. Low pass filter (tapis lolos rendah) digunakan untuk meloloskan sinyal yang memiliki frekuensi lebih rendah dari cutoff (frekuensi potong) yang digunakan. *High pass filter* meloloskan sinyal yang lebih tinggi dari *cutoff* yang digunakan (Setiawan, 1999).

Filter butterworth memberikan harga respon yang maksimal *flat* pada frekuensi yang dilewatkan (*passband*) dan harga yang nol pada frekuensi yang ditapis (*Stopband*). Menggunakan filter butterworth, dapat dilakukan tapis lolos rendah dan tapis lolos tinggi. Fungsi transfer untuk tapis lolos rendah butterworth diuraikan pada persamaan berikut:

$$H(k_x, k_y) = \frac{1}{1 + \left[\frac{D(k_x, k_y)}{D_0}\right]^{2n}} \quad (13)$$

dimana:

H = fungsi transfer D_0 = panjang gelombang yang sebagai *cutoff*

D = panjang gelombang

Karena parameter *cutoff* adalah panjang gelombang maka pada tapis lolos rendah yang diloloskan adalah panjang gelombang yang memiliki panjang gelombang yang lebih besar dari *cutoff*. Misalkan *cutoff* pada $\lambda = 200$, maka sinyal yang dioloskan adalah λ yang lebih besar dari 200. Sinyal yang diloloskan adalah sinyal dengan $\lambda_{\text{lolos}} < \lambda_{\text{cutoff}}$. Fungsi transfer tapis lolos tinggi butterworth dapat diuraikan dengan persamaan berikut:

$$H(k_x, k_y) = \frac{1}{1 + \left[\frac{D_0}{D(k_x, k_y)}\right]^{2n}} \quad (14)$$

variabel yang digunakan sama dengan yang digunakan pada tapis lolos rendah butterworth. Sinyal yang diloloskan adalah sinyal dengan $\lambda_{\text{lolos}} > \lambda_{\text{cutoff}}$.

3.8. Metode Gayaberat

Metode Gayaberat adalah metode dalam geofisika yang dilakukan untuk menyelidiki keadaan bawah permukaan berdasarkan perbedaan rapat massa (ρ). Metode ini merupakan metode geofisika yang sensitif terhadap perubahan vertikal, oleh karena itu metode ini disukai untuk mempelajari kontak *intrusi*, batuan dasar, struktur geologi, endapan sungai purba, lubang di dalam masa batuan, *shaff* terpendam. Eksplorasi biasanya dilakukan dalam bentuk kisi atau lintasan penampang. Perpindahan anomali akibat rapat massa dari kedalaman berbeda dilakukan dengan menggunakan filter matematis atau filter geofisika (Sarkowi, 2011).

3.9. Pemodelan Gayaberat

3.9.1. Anomali Bouguer Lengkap

Anomali Bouguer adalah selisih antara harga gravitasi pengamatan (G_{obs}) dengan harga gravitasi teoritis (G_N) yang didefinisikan pada titik pengamatan bukan pada bidang referensi, baik elipsoid maupun muka laut rata-rata. Anomali Bouguer Lengkap (ABL) dinyatakan sebagai anomali udara bebas dikurangi dengan reduksi lempeng Bouguer dan reduksi *Terrain* yang dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs} - (g_{(\varphi)} - FAC + BC - TC) \quad (15)$$

Anomali Bouguer dapat bernilai positif ataupun negatif. Nilai Anomali positif mengindikasikan adanya kontras rapat massa yang besar pada lapisan bawah permukaan biasanya ditemukan pada survei di dasar samudera. Anomali negatif menggambarkan perbedaan rapat massa yang kecil dan pada umumnya didapat pada saat survei gravitasi di darat. Peta Anomali ABL lazim digunakan untuk eksplorasi sumber daya alam seperti cebakan mineral ekonomis, eksplorasi minyak dan gas bumi dalam rangka mempelajari tatanan mineralisasi, cekungan sedimenter dan juga untuk mempelajari geotektonik secara regional.

Dari kontur anomali Bouguer dapat diketahui adanya anomali, namun masih merupakan gabungan dari anomali regional dan *residual* (lokal), sehingga anomali regional harus terlebih dahulu diketahui agar dapat menemukan anomali *residualnya*. Salah satu metode penentuan anomali regional adalah dengan metode *Trend Surface Analysis*. Target akhir dari metode gravitasi adalah mendapatkan anomali lokal untuk selanjutnya diinterpretasi.

3.9.2. *Forward Modelling*

Pemodelan ke depan (*Forward Modelling*) merupakan proses perhitungan data dari hasil teori yang akan teramati di permukaan bumi jika parameter model diketahui. Pada saat melakukan *interpretasi*, dicari model yang menghasilkan respon yang cocok dan pas dengan data pengamatan atau data lapangan. Sehingga diharapkan kondisi model itu bisa mewakili atau mendekati keadaan sebenarnya.

Seringkali istilah *forward modelling* digunakan untuk proses *trial and error*. *Trial and error* adalah proses coba-coba atau tebakan untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan. Diharapkan dari proses *trial and error* ini diperoleh model yang cocok responnya dengan data, (Grandis, 2008).

3.9.3. *Inverse Modelling*

Inverse Modelling adalah pemodelan berkebalikan dengan pemodelan ke depan. Pemodelan inversi berjalan dengan cara suatu model dihasilkan langsung dari data. Pemodelan jenis ini sering disebut data *fitting* atau pencocokan data karena proses di dalamnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan. Diharapkan untuk respon model dan data pengamatan memiliki kesesuaian yang tinggi, dan ini akan menghasilkan model yang optimum (Supriyanto, 2007).

3.10. Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela (digunakan pada *moving average*) serta estimasi kedalaman anomali gayaberat. Analisis spektrum dilakukan dengan cara mentransformasi *Fourier lintasan* yang telah ditentukan pada peta kontur CBA.

Secara umum, suatu transformasi *Fourier* adalah menyusun kembali/mengurai suatu bentuk gelombang sembarang ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut adalah bentuk gelombang aslinya. Untuk analisis lebih lanjut, amplitudo gelombang-gelombang sinus tersebut ditampilkan sebagai fungsi dari frekuensinya. Secara matematis hubungan antara gelombang $s(t)$ yang akan diidentifikasi gelombang sinusnya (*input*) dan $S(f)$ sebagai hasil transformasi *Fourier* diberikan oleh persamaan berikut :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (16)$$

Dimana

$$j = \sqrt{-1} \quad (17)$$

3.11. Transformasi *Fourier* 2D Gayaberat

Pada metoda gayaberat, spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi *Fouriernya* sebagai berikut (Blakely, 1996) :

$$F(U) = \gamma \mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (18)$$

dimana, U = potensial gayaberat

μ = anomali rapat massa

γ = konstanta gayaberat r = jarak

sehingga persamaannya menjadi :

$$F(U) = 2\pi \gamma \mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (19)$$

Berdasarkan persamaan (43), transformasi *Fourier* anomali gayaberat yang diamati pada bidang horizontal diberikan oleh :

$$F(g_z) = \gamma \mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad (20)$$

$$= \gamma \mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (21)$$

$$F(g_z) = 2\pi \gamma \mu e^{|k|(z_0-z')} \quad (22)$$

dimana g_z = anomali gayaberat z_0 = ketinggian titik amat

k = bilangan gelombang z' = kedalaman benda anomali

Jika distribusi rapat massa bersifat acak dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $\mu = 1$, sehingga hasil transformasi *Fourier* anomali gayaberat menjadi :

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (23)$$

dimana A = amplitudo,

C = konstanta

Estimasi lebar jendela dilakukan untuk menentukan lebar jendela yang akan digunakan untuk memisahkan data regional dan *residual*. Untuk mendapatkan estimasi lebar jendela yang optimal dilakukan dengan cara menghitung logaritma spektrum amplitudo yang dihasilkan dari transformasi *Fourier* pada persamaan 22. sehingga memberikan hasil persamaan garis lurus. Komponen k menjadi berbanding lurus dengan spektrum amplitudo.

$$\ln A = (z_0 - z')|k| \quad (24)$$

Dari persamaan garis lurus di atas, melalui regresi linier diperoleh batas antara orde satu (regional) dengan orde dua (*residual*), sehingga nilai k pada batas tersebut digunakan sebagai penentu lebar jendela. Hubungan panjang gelombang (λ) dengan k diperoleh dari persamaan (Blakely, 1996):

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (25)$$

$$\lambda = (N - 1)\Delta x \quad (26)$$

dimana N = lebar jendela, maka didapatkan nilai estimasi lebar jendela.

IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian dilaksanakan di *Divisi Geoscience Service* PT ELNUSA Tbk., Graha Elnusa Jl. TB. Simatupang Kav.1B, lt.15 Jakarta Selatan. Perusahaan yang berbasis *service company* yang bergerak dalam bidang jasa akuisisi, pengolahan, dan interpretasi data seismik refleksi. Waktu penelitian dimulai tanggal 4 Agustus sampai dengan 7 Oktober 2016. Dengan tabel penelitian sebagai berikut:

Tabel 1. Waktu Penelitian

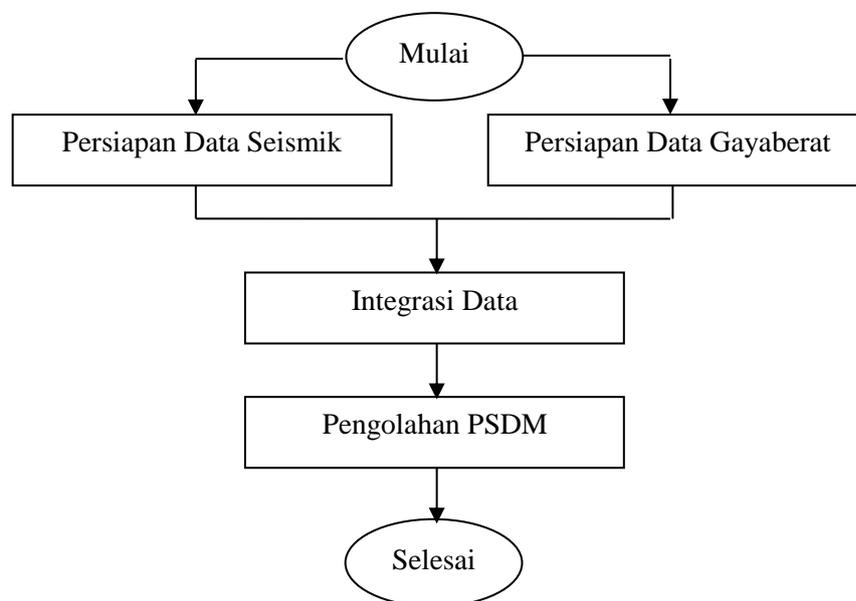
No.	Kegiatan	Aug				Sept				Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Mar	Apr
		1	2	3	4	5	6	7	8							
1	Studi literatur															
2	Presentasi awal															
3	Pengolahan data seismik PSDM															
4	Integrasi data															
5	Pengolahan data hasil Integrasi															
5	Evaluasi hasil pengolahan data															
6	Penulisan Laporan															
7	Seminar Usul															
8	Seminar Hasil															
9	Ujian Skripsi															

4.2. Data dan Peralatan Penelitian

Menggunakan data sekunder seismik refleksi 2D land hasil keluaran proses PSTM dengan nama lintasan “B” (bukan nama lintasan sebenarnya): *CMP gathers*

(*unmigrated gather*), dan kecepatan *rms* (*Vrms* dalam *segy*) dan data sekunder gayaberat hasil pemodelan dan interpretasi geologi.

Data gayaberat telah melalui proses pemodelan struktur bawah permukaan dengan proses *Forward Modeling-Inversi* sehingga didapatkan penampang model bawah permukaan. Mendapatkan nilai batas *cut-off* berupa data sekunder hasil pengolahan data gayaberat. Peralatan yang digunakan berupa satu unit *workstation* dan perangkat lunak yang digunakan berupa *GeoDepth* Epos3TE dari Paradigm, *Oasis Montaj*, *Surfer 10* dan *Microsoft Excel*.



Gambar 18. Diagram Alir Penelitian

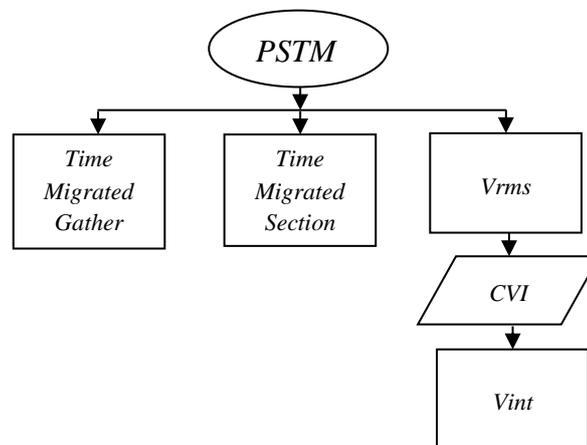
4.3. Pengolahan Data

Melakukan lima tahapan dalam pengolahan data ini yaitu: persiapan data seismik, persiapan data gayaberat, integrasi data seismik dengan data gayaberat, serta pengolahan *PSDM* data seismik dan pengolahan *PSDM* hasil integrasi data seismik dan gayaberat. Mengolah data secara berurutan. *Input* data yang ada berupa

CMP gather, *Vrms* (Kecepatan *Root Mean Square*) seismik, *Vint* (Kecepatan Interval Awal) hasil integrasi, dan *PSTM stack*.

4.3.1. Persiapan Data Kecepatan Seismik

Proses *PSDM* merupakan tahapan lanjutan dari proses *PSTM* guna mendapatkan pencitraan yang lebih baik. Pada tahap ini *PSDM* dilakukan untuk mendapatkan *Vint* dalam domain *depth* dengan menggunakan *Vrms output PSDM* menggunakan *CVI* (*Constrained Velocity Inversion*). Adapun alur yang dilakukan dalam proses pembuatan model kecepatan awal adalah sebagai berikut:



Gambar 19. Diagram Alir Pembuatan Model Kecepatan *Interval Awal*

Memformat Model *Vint* awal dalam domain *depth* dari *paradigm* kedalam format *ascii* yang memungkinkan dibuka di *microsoft excel*. Mengubah penomoran *CMP* kedalam *offset* dengan rumus $Offset = (CMP - 2001) \times 5$. Rumus ini didapatkan dari jarak antar *CMP* 5 meter dengan *min offset* 2 meter dan *max offset* 8155 meter. Hal ini dilakukan karena proses integrasi dilakukan dalam domain *offset-depth*.

Melakukan *grid* pada data dengan menggunakan *software Surfer*. Hal ini dilakukan untuk menyesuaikan panjang lintasan sepanjang *offset* (x) dan kedalaman

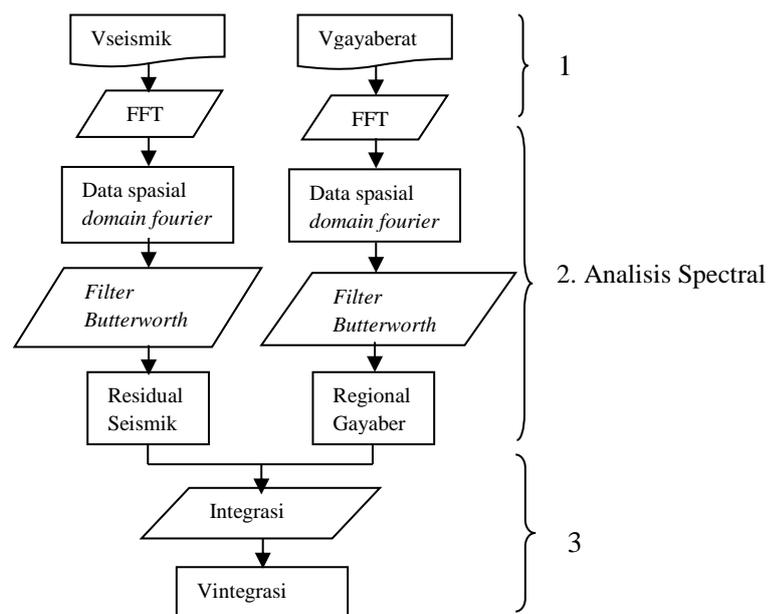
(y) dalam 100 meter. Mengubah data kedalam bentuk (.ggf) yang memungkinkan untuk dibuka pada *software Oasis Montaj*.

4.3.2. Persiapan Data Gayaberat

Data gayaberat telah melewati proses pemodelan densitas *forward modeling* dan *inversi* hingga menghasilkan penampang model densitas. Mengubah *profile* horizon hasil interpretasi kedalam bentuk (.xls). Hal ini dilakukan untuk menentukan batas nilai densitas pada struktur lapisan bawah permukaan yang telah diinterpretasi secara *gayaberat*. Melakukan *grid* pada *software surfer* untuk menyesuaikan nilai *offset* (x) dan kedalaman (y) dengan data seismik. Pada tahap ini data masih dalam bentuk hasil *grid* nilai densitas.

Melakukan perubahan nilai densitas kedalam nilai kecepatan V_p Seismik dengan menggunakan persamaan. Menjadikan Nilai V_p sebagai masukan z pada proses *gridding surfer* dengan *offset* sebagai (x) dan kedalaman sebagai (y) menyimpan data dalam format (.ggf). dalam domain *depth* (V_{int}).

4.3.3. Proses Integrasi Data V_{int} Seismik dan V_{int} Gayaberat



Gambar 20. Diagram Alir Proses Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat

(1) Menyimpan hasil *gridding* kecepatan seismik dan kecepatan gayaberat dalam bentuk (.gdf), sehingga dapat dibuka pada *software oasis montaj*. Setelah itu melakukan analisis *spectral*. Proses ini awalnya mengubah data spasial (x,y) menjadi data dalam bilangan gelombang (k) dan amplitudo (A) melalui proses *Fast Fourier Transform* (FFT) untuk mempermudah.

(2) Kemudian melakukan penentuan batas *cut-off* dengan nilai bilangan gelombang yang sebelumnya telah diketahui melalui pengolahan data gayaberat dengan menentukan lembar jendela residual dan regional. Karena parameter *cut-off* adalah panjang gelombang (λ), maka kita dapat mengetahui lebar jendela untuk menentukan bilangan gelombang yang digunakan.

Dengan ini sinyal yang diloloskan pada tapis lolos tinggi adalah *signal* dengan panjang gelombang yang lebih dari besar dari nilai *cut-off*-nya. Sedangkan pada tapis lolos rendah panjang gelombang yang diloloskan yang lebih kecil dari batas *cut-off*. Keluaran dari masing-masing data nantinya adalah hasil filter residual sebagai tapis lolos rendah dari data nilai kecepatan seismik dan hasil filter regional dari data nilai kecepatan gayaberat sebagai tapis lolos tinggi.

Proses ini telah dikemukakan oleh Blakely pada tahun 1996, bahwa untuk kasus 2D, kita dapat mengetahui spektrum amplitudo dengan mengetahui panjang gelombangnya dan Setiawan 2009 dalam penggunaan filter *butterworth* pada tapis lolos rendah dan tinggi dalam analisa residual dan regional.

Tujuan dari proses ini adalah untuk menentukan jendela filter yang akan digunakan dalam memisahkan anomali regional dan residual. FFT dilakukan untuk mengubah data spasial ke dalam format bilangan gelombang.

(3) Menyimpan hasil dari filter regional dan *residual* di atas dalam bentuk (.txt) untuk kemudian dibuka dalam *software* excel. Pada proses ini hasil filter berupa nilai kecepatan dari data seismik dan gayaberat dijumlahkan untuk mendapatkan nilai kecepatan yang diinginkan.

Nilai ini merupakan nilai kecepatan yang diinginkan melalui proses integrasi data kecepatan seismik dan data kecepatan gayaberat. Karena dalam pemilihan batas *cut-off* merupakan penentuan batas antara *filter residual* dan regional, maka dapat dikatakan untuk mendapatkan model pada lapisan dangkal dengan data seismik dan lapisan dalam dari data kecepatan gayaberat dengan batas yang didapatkan melalui pengolahan data gayaberat sebelumnya.

Melakukan *grid* data integrasi pada *software* surfer untuk kemudian *disave* kembali dalam format (.txt). Memasukkan kembali data ke *software* paradigm dalam format ASCII.

4.3.4. Pengolahan Data *PreStack Depth Migration (PSDM)*

Proses PSDM selanjutnya menggunakan model kecepatan awal hasil integrasi seismik dan gayaberat.

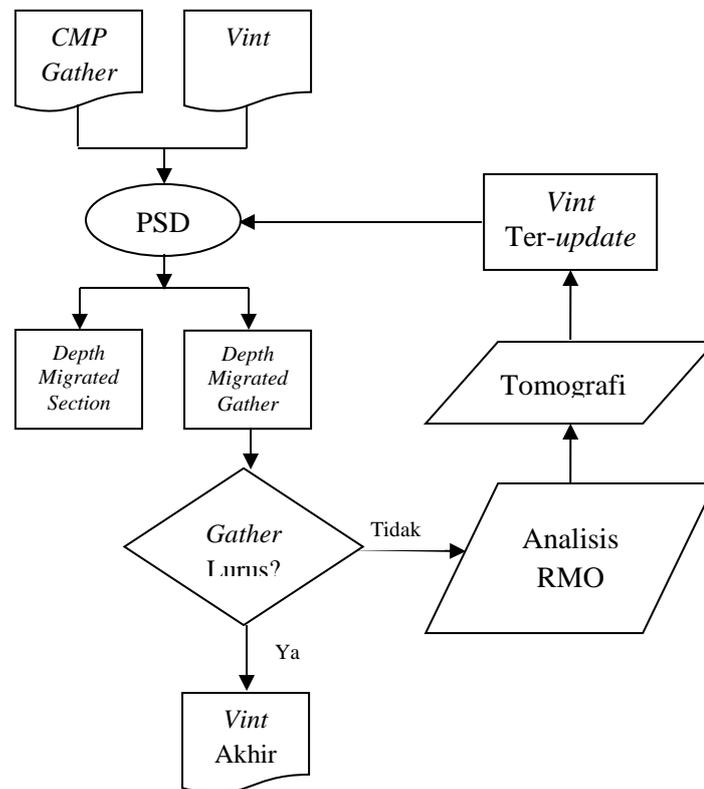
a. Mendapatkan Kecepatan Interval Awal

Sebelum dilakukan integrasi data, *Vrms* seismik telah diubah menjadi *Vint* untuk digabungkan dengan kecepatan gayaberat yang juga dalam bentuk *Vint*. Sehingga, *output* data proses integrasi merupakan *Vint*.

b. Memperbaharui dan Memperbaiki Kecepatan

Tahapan selanjutnya setelah integrasi adalah memperbaiki dan memperbaharui model kecepatan interval yang telah ada sebelumnya melalui

beberapa kali iterasi, sehingga model kecepatan *Vint* yang akan sesuai dengan kecepatan sebenarnya. Alur kerja yang selanjutnya dilakukan adalah sebagai berikut:



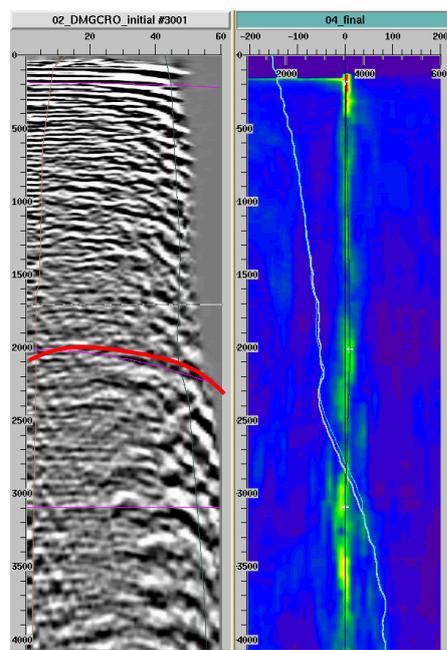
Gambar 21. Diagram Alir Pembuatan Model Kecepatan Akhir.

Melakukan pengolahan *PreStack Depth Migration* (PSDM) dengan input *CMP gather* dan model kecepatan yang telah dimiliki sebelumnya (*Vint initial*). Output dari PSDM berupa *depth migrated section* (DMG) dan *depth migrated gather* (DMG). Melakukan Analisis pada *depth migrated gather* dengan melihat *near offset*. Jika *gather* pada *near offset* belum lurus, maka harus dilakukan perbaikan model kecepatan. Untuk menganalisis nilai *gather* juga dapat dilakukan dengan melihat nilai *semblance* nya. Nilai *semblance* yang baik terletak ditengah garis nol atau nilai maksimumnya.

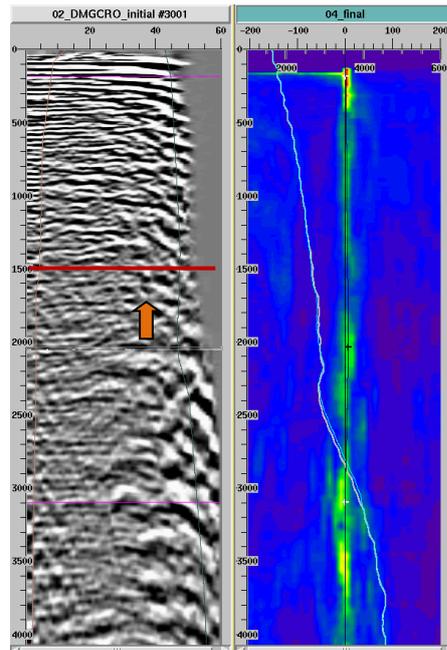
c. ***Residual Depth Moveout Correction (RDMO)***

Pada tahap ini adalah memperbaiki model kecepatan dengan meluruskan *gather* melalui analisis *residual moveout correction (RDMO)*. *RDMO* dilakukan dengan cara *picking* pada *semblance*, sehingga dapat diketahui nilai *residual* nya. *Picking semblance* yang baik ditunjukkan dengan *gather* yang telah lurus setelah di *pick*, Contoh proses ini ditunjukkan pada Gambar 22. dan 23. *gather* sebelum dilakukan *picking* residual dan setelah dilakukan *picking* residual.

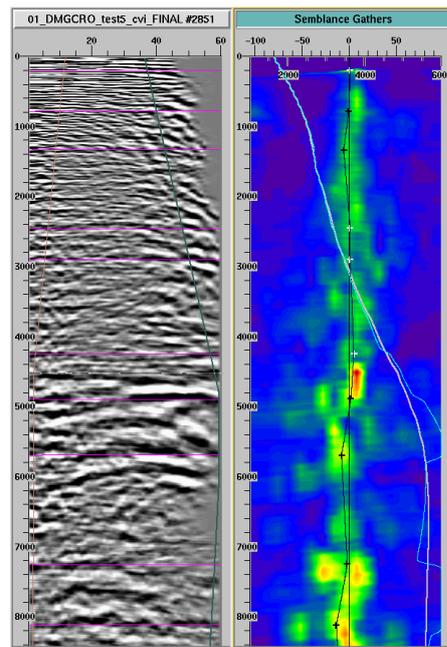
Gather yang benar ditunjukkan dengan nilai *semblance* berada di tengah, hal ini menunjukkan *residual* mendekati nilai nol atau bahkan tidak ada. **Gambar 24.** menunjukkan *gather* yang lurus dengan *semblance* yang berada di tengah pada *depth migrated gather* akhir.



Gambar 22. Sebelum Dilakukan RMO



Gambar 23. Setelah Dilakukan RMO



Gambar 24. Proses *Picking Residual Moveout*

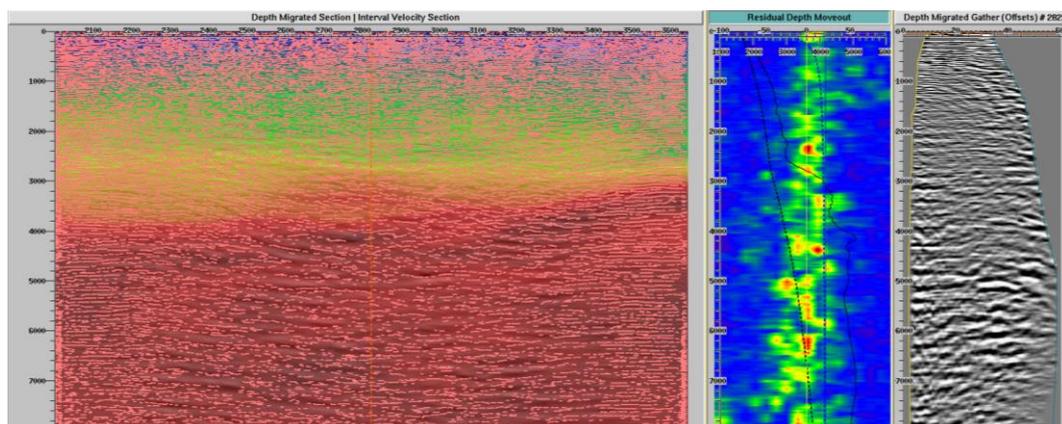
d. *Grid Based Tomography*

Output dari proses *residual moveout correction* berupa *residual moveout section* digunakan sebagai *input* pada proses tomografi. Dalam proses ini tomografi dilakukan dengan cara *grid based tomography* atau tomografi berbasis *grid*. Konsep dari tomografi berbasis *grid* adalah perhitungan tomografi

dilakukan pada setiap sel pada *grid* dengan luasan *square* yang kita tentukan (Fagin,1999).

Semakin kecil resolusi *square* yang ditentukan semakin teliti hasil tomografi yang didapatkan. Melakukan tomografi untuk menghasilkan kecepatan interval pada kedalaman lapisan yang terbaik dengan perhitungan yang telah dibahas pada bab sebelumnya.

Sebelum melakukan tomografi berbasis *grid* terlebih dahulu dilakukan *autopicking* pada setiap *layer* (Gambar 25.). Hal ini dilakukan untuk mempermudah proses tomografi dalam menganalisis *residual moveout* sebagai *input* untuk *grid* tomografi. Aplikasi ini mengurangi waktu yang diperlukan dalam proses tomografi (Paradigm, 2016).



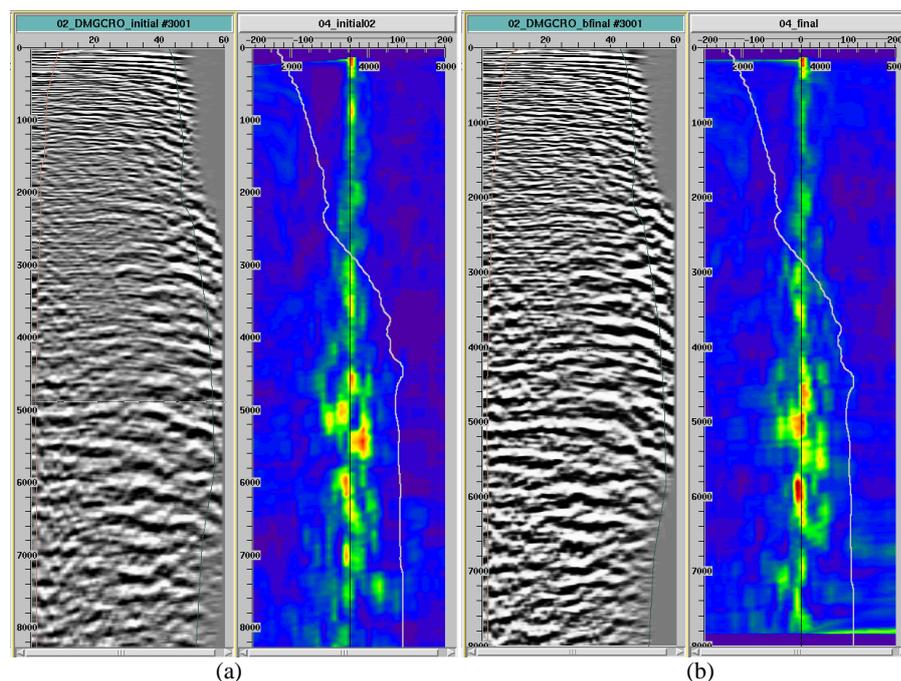
Gambar 25. *Autopicking of interlayer segments*

e. *Pre-stack depth migration Dengan Algoritma Kirchoff*

Hasil *output* dari proses tomografi adalah berupa model kecepatan yang telah terbaharui. Migrasi *pre-stack depth migration* menggunakan algoritma *kirchoff* dilakukan dengan menggunakan model kecepatan terbaharui dan *CDP gather* sebagai *input*.

Jika model kecepatan yang diperbaharui benar, maka hasil *output depth migrated gather* akan memiliki *gather* pada *near offset* dan *far offset* yang datar atau *flat*. Ketika *gather* tidak *flat* kemungkinan model kecepatan yang ada masih belum sesuai atau masih terdapat *error*. Pada Gambar 26. *semblance* nilai residual *error* pada *Input gather initial* dan *gather final*.

Efek *smile* terjadi jika kecepatan yang ada terlalu rendah dan efek mengkerut terjadi, jika kecepatan yang ada terlalu cepat. Hal ini terjadi ketika migrasi dilakukan terjadi penambahan *error* sedara proporsional seiring dengan bertambahnya *raypath* ketika terjadi penambahan *offset* (Fagin, 1999). Proses ini dilakukan berulang-ulang hingga *gather* yang dihasilkan lurus. Proses berulang ini disebut sebagai iterasi.



Gambar 26. (a) *Gather Initial* sebelum (b) *Gather Final* setelah dilakukan migrasi dengan *in put* model kecepatan terkoreksi RMO.

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1. Kesimpulan

Adapun kesimpulan yang didapatkan dari penelitian ini adalah:

1. Data model kecepatan integrasi ini mampu membantu meningkatkan kualitas data seismik yang mempunyai masalah dengan *absorpsi* energi pada lapisan lapuk serta keberadaan lapisan batubara.
2. Hasil *semblance* dan *gather initial* pada data integrasi seismik-gayabarat memiliki nilai *residual* memiliki *error* yang lebih kecil yang ditandai dengan kontur *semblance* yang berosilasi pada nilai nol (tengah), dibandingkan dengan data yang menggunakan kecepatan seismik saja.
3. *Stacking* penampang seismik dengan menggunakan model kecepatan *initial* data integrasi pada kedalaman 0-1500m memberikan pencitraan reflektor yang lebih jelas daripada penampang *stack* dengan model kecepatan inital seismik.
4. Hasil *stacking* akhir penampang seismik model kecepatan akhir integrasi pada target kedalaman menunjukkan reflektor yang kontinu dibandingkan dengan penampang seismik model kecepatan akhir data seismik.

5. Grafik kecepatan gayaberas menunjukkan bahwa *trend* dari nilai kecepatan yang ada dari keduanya memiliki nilai maksimum dan minimum serta *trend* grafik yang mendekati grafik kecepatan *log sonic*.
6. Nilai kecepatan sebesar 2000-2500m/s dan densitas 2.2 g/cm³ kedalaman 1000-1500m pada lapangan penelitian yang memiliki jenis batuan batupasir hal ini sesuai dengan grafik densitas-kecepatan oleh Gardner.

6.2. Saran

Adapun saran yang dapat diberikan dalam penelitian ini adalah:

1. Sebaiknya pengolahan data dilakukan pada lapangan dengan kondisi sinyal seismik yang ideal, sehingga memudahkan *quality control* pada proses PSDM dalam pencitraan target dalam.
2. Sebaiknya dilakukan pengkajian lebih lanjut terhadap konstanta pada rumus *gardner* dalam menentukan transformasi nilai densitas ke kecepatan seismik (V_p), dikarenakan karakter batuan dari setiap lapisan dan setiap daerah berbeda.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, Agus. 2011. *Pre Stack Depth Migration*. E-book *Ensiklopediseismik*.
- Abdullah, Agus. 2011. *Prinsip Fermat*. E-book *Ensiklopediseismik*.
- Blakely, J, Richard.1996. *Potential Theory In Gravity and Magnetic Applications*.
Cambridge University: Cambridge.
- Bourbie,. Coussy., Zinszner., 2000. *Typical Rock Velocites*. Acoustics of Porous
Media. Gulf Publishing.
- Claerbout, J.F. 1985. *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Scientific
Publications: London.
- Dey, Ayon K dan Stewert, Robert R. 1997. *Predicting Density Using Vs dan
Gardner's Relationship*. CREWES Research Report. Volume: 9.
- Fagin, S. 1999. *Model Based Depth Imaging*. SEG Course Series No.10: Tulsa.
- Fauzatun, Siti W, dkk. 2010. *Perbaikan Model Kecepatan interval Pada Pre-Stack
Depth Migration 3D Dengan Analisa Residual Depth moveout Horizon Based
Tomography Pada Lapangan "SE"*. Laboratorium Geofisika FMIPA
UNDIP: Semarang. Jurnal: Berkala Fisika Vol.12.
- Gadallah, M dan Ray,F. 1965. *Exploration Geophysics*. Springer: Berlin.
- Gardner, G.H.F., gardner, L.W., dan Gregory, A.R. 1974. *Formation Velocity and
Density – The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps*: Geophysics.

- Koren, Zvi, dan Igor Ravve. 2006. *Constrained Dix Inversion*. Geophysics, Vol.71.SEG: Israel.
- Library. 2017. *Abstract: Analisis Desain Parameter Akuisisi Seismik 2D melalui Forward Modeling dan Q Factor pada Lapangan X*. Depok.Universitas Indonesia.
- Mavko, Gary. 2015. *Parameters That Influence Seismic Velocity*. Standford Rock Physics Laboratory. Standford.
- Oktavinta, Adrian. 2008. Dunia Seismik: Processing. <http://duniaseismik.blogspot.co.id/2008/07/processing.html>, Diakses 1 januari 2017. Pukul 14:00
- Paradigm Geophysical. 2016. *Geodepth EPOS3TE Tutorial Help*. Paradigm Geophysical Co.:Huston
- Priambodo, Panji Aziz. 2013. *Pre Stack Depth Migration (PSDM) Anisotropi VTI (Vertical Tilted Isotrophy) untuk Pencitraan Struktur Bawah permukaan*. Skripsi Jurusan Fisika UNIBRAW: Malang.
- Pujiono, S. 2009. *Pre-Stack Depth Migration Anisotropi untuk Pencitraan Struktur Bawah permukaan*. Skripsi Jurusan Fisika UNDIP: Semarang.
- Sarkowi M., Kadir W.G.A., dan Santoso, D. 2005. *Strategy of 4D microgravity Survey for The Monitoring of Fluid Dynamics in Subsurface*. Proceedings World Geothermal Congress 2005. Antalya. Turkey. 24-29 April 2005.
- Satiawan, Soni. 2009. *Aplikasi Kontinuasi Keatas dan Filter Panjang gelombang untuk Pemisahan Anomali Regional-Residual Pada Data Geomagnetik*. Skripsi Jurusan Teknik Geofisika ITB: Bandung.
- Satriawan, Ginanjar. 2016. *Teori Dasar: Constrained Velocity Inversion (CVI)*. Universitas Indonesia.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press: New York.

Yilmaz, O. 2008. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. Volume 1. SEG: Tulsa.